GEOLOGICKÉ PRÁCE

7297
20

SPRÁVY 52

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1970

REDAKČNÁ RADA

Dr. Augustín Began, CSc., dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, DrSc., dr. Jozef Gubač, CSc., ing. Eugen Kullman, CSc., dr. Ondrej Samuel, CSc. (predseda redakčnej rady), dr. Laurenc Snopko, CSc., ing. Ján Slávik, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR
Dr. Ondrej Samuel, CSc.



© Geologický ústav D. Štúra, Bratislava 1970

OBSAH — CONTENS

Predslov — Introduction 7

1. Biely A. — Franko O. — Hanáček J.: Geologické pomery mezozoika v okolí bojnických kúpeľov — Geological Situation in Mesozoic Around Bojnice Thermae 11
2. Gross P. — Franko O. — Samuel O.: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov — Geology of Central-Carpathian Palaeogene Near Bojnice Thermae 19
3. Brodňan M.: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska — Geological Structure of Nováky coal deposit 35
4. Franko O.: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku — Bojnice thermal waters and their relations to Nováky coal deposit . 59
5. Franko O. — Gazda S.: Hydrogeologické a hydrogeochemické pomery bojnickej vysokej kryhy a nováckej depresie — Hydrogeological and hydrogeochemical conditions of the Bojnice elevated block and the Nováky depression 157
6. Malatinský K.: Podzemné vody novácketo hnedouhoľného ložiska — Ground waters of the Nováky brown-coal deposit 197
7. Fides J. — Franko O. — Gazda S.: Bansko-hydrogeologické pomery nováckych uhoľných baní — Minigs-hydrogeological conditions of Nováky coal-mines . 209
8. Franko O. — Gazda S.: Genéza bojnických teriem vo svetle nových hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov — The genesis of the Bojnice thermal waters 237
9. Ďurkovič T.: Sedimentárno-petrografický výskum centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc — Sedimentary Petrographic investigation of Central-Carpathian Sediments, Locality Bojnice 263
10. Karolusová E.: Príspevok k petrografii tufitickej série v Nováckej panve — Contribution to Petrography of Tuffite Series in Nováky coal basin 277
11. Papšová J.: Nové nálezy v paleogéne okolia Bojníc — New Finds of Fauna in Palaeogene Around Bojnice 285
12. Planderová E. — Snopková P.: Mikropaleobotanický výskum terciéru bojnicko-nováckej oblasti — Micropaleobotanical investigation of the Bojnice-Nováky area 301

13. Gašpariková V.: Rozšírenie spodného miocénu v hornonitrianskej kotline a priľahlej časti Vtáčnika — Distribution of Lower-Miocene in Horná Nitra Basin and in Adjacent Vtáčnik Mts. 345
14. Zbořil L.—Franko O.—Plančár J.: Poznatky komplexného geologicko-geofyzikálneho výskumu v širšej oblasti bojnických termálnych prameňov — Results of Complex Geological — Geophysical Research in the Wider Area of the Bojnice Thermal Springs 349

GEOLÓGIA A HYDROGEOLÓGIA BOJNICKÝCH TERMÁLNYCH VÔD A NOVÁCKEHO UHOĽNÉHO LOŽISKA

PREDSLOV

Slovensko, zaberajúce prevažnú časť Západných Karpát, je na jednej strane nevšedne bohaté na minerálne a termálne vody, na druhej strane však, v porovnaní s týmto bohatstvom, je chudobné na uhoľné ložiská a zásoby uhlia. Hlavné z uhoľných ložísk sú handlovské, modrokamenské a novácke. I pri tomto ich malom množstve je ťažba na posledných dvoch do určitej miery stažená a obmedzená. Príčinou toho sú minerálne a termálne vody, ktoré sú s ložiskami v priamej či nepriamej spojitosti.

Na modrokamenskom ložisku sa minerálne vody nevyužívajú, takže sa pri ťažbe s nimi zaobchádza ako s nepriaznivým činiteľom a sú z banských priestorov odčerpávané. Napriek tomu však silne preplynené a výdatné studené uhličité minerálne vody v časti ložiska ťažbu podstatne sťažujú a v niektorých úsekoch i obmedzujú.

Iná je situácia na nováckom ložisku. V jeho blízkosti sú bojnické termálne vody, ktoré sa nachádzajú v prekrásnom prírodnom prostredí a v širokej miere sa využívajú na liečenie, vykurovanie skleníkov, rekreovanie a šport. Areál existujúcich liečebných zariadení sa má perspektívne podstatne rozšíriť. Vzhľadom na blízkosť teriem k dobývanému uhoľnému ložisku existovalo určité nebezpečie, že ťažba uhlia ich môže nepriaznivo ovplyvniť.

V predloženom súbore štúdií sú uvedené výsledky dlhodobého výskumu tohto problému. Sú to výsledky autorov zaoberajúcich sa priamo týmto problémom i autorov, ktorí ho študovali zo širšieho hľadiska. Tieto práce takto prispeli nielen k objasneniu problému, ale aj k objasneniu hydrogeologických, hydrochemických, geologických, tektonických, petrografických a paleontologických pomerov hornonitrianskej kotliny, nováckeho uhoľného ložiska, nováckych uhoľných baní a bojnickej vysokej kryhy.

Práca ako celok prináša nielen nové poznatky o geológii a hydrogeológii tohto územia, ale aj poznatky metodicko-praktické a teoretické. Vyriešenie úlohy znamená

i nemalé ekonomické a spoločenské výsledky. Keďže význam prác na tomto probléme prevyšuje charakter bežných čiastkových štúdijných správ a tvorí ucelený komplex, venujeme im celé číslo Geologických prác Správy.

Tak ako pri riešení každého geologického problému je potrebné objasniť predovšetkým geologické a tektonické pomery, aj v tomto prípade sme dodržali túto zásadu v usporiadaní štúdií. Najprv sú uvedené práce geologického charakteru v poradí od starších útvarov k mladším. Na ne nadväzuje hlavná hydrogeologická štúdia, ktorá sa zaoberá problematikou vzťahu bojnických teriem k ťažbe uhlia a zároveň stručne zhŕňa a hodnotí výsledky nasledujúcich špecifických štúdií riešiacich čiastkové otázky. Problematiku uzatvárajú špeciálne štúdie petrografické, paleontologické a geofyzikálne.

Záverom ďakujem všetkým spolupracovníkom, bez ktorých by nebolo možné tento problém nielen vyriešiť, ale ani výsledky v takejto forme publikovať.

Ondrej FRANKO

INTRODUCTION

Slovakia occupying the prevalent part of West Carpathians, is very rich in mineral and thermal waters on the one hand, and poor in coal deposits and coal supplies, on the other hand. Most important are Handlová, Modrý Kameň and Nováky coal deposits.

In spite of the small number of coal deposits, mining on the last two is difficult and limited, to a certain extent. This is caused by mineral and thermal waters connected directly or indirectly with these deposits.

Mineral water on Modrý Kameň coal deposit is not exploited and is considered rather and unfavourable agent in connection with mining. Water is drained from the mining area. Anyway, mining is difficult and even limited in a part of the deposit due to gaseous and cold carbon dioxide waters.

Different is the situation in Nováky coal deposit. In close vicinity there are Bojnice thermae in a nice environment, widely employed for curative purposes, heating of glass-houses, recreation and sports. In the future, further curative centres will be established. With respect to the neighbouring mined coal deposit there was a danger of the thermae being unfavourably affected by the coalmining.

The present publication gives the results of a long-lasting investigation of the problem. The data are either offered by the authors dealing directly with the problem or by those participating indirectly, from a wider view. These works contributed to the nelightment of this problem and of geological, hydrogeological, hydrochemical, petrographical and palaeontological situations of Horná Nitra basin, Nováky coal deposit, Nováky coal mines, and Bojnice elevated block.

This publication contains not only new informations on geology and hydrogeology of the area under discussion, but also informations about methodical, practical and theoretical nature. The problem solved, actual important economical and social results were offered. Since the means exerted brought adequate results,

all is contained in an item of the special publications by D. Štúr's Geological Institute.

As in the solving of every geological problem it is necessary to explain first of all geological and tectonic situations, in this case, too, we have kept the principle in the arrangement of the study. First there are papers of geological character beginning with older formations up to younger ones. With this is linked the main hydrogeological study dealing with the relationship of Bojnice thermae to the mining of coal and with the summary and evaluation of the results of following sepcific studies concerning partial questions. The whole is concluded with special petrographic, palaeontologic and geophysical studies.

At last I should like to thank all my collaborators who aided me not only in solving the problems but also in the publication of the results in the present form.

Ondrej FRANKO

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

551.76 (437.64)

ANTON BIELY – ONDREJ FRANKO – JOZEF HANÁČEK

GEOLOGICKÉ POMERY MEZOZOIKA V OKOLÍ BOJNICKÝCH KÚPEĽOV

Mezozoikum v študovanej oblasti vystupuje j. od kryštalinika M. Magury a z väčšej časti ho zakrýva paleogén. Podobne ako D. Andrusov (1950) odlíšili sme dve tektonické jednotky (príl. 1, 2, 3).

Ku krížňanskej jednotke patria: *gutensteinské vápence*, ktoré tvoria menšiu šošovku len pri Šutovciach, kým *rauwaky* tvoria viac menších telies pretiahnutých v sz-jv. smere medzi Dubnicou a Šutovcami. Ich postavenie je nejasné. Buď ide o stredný trias, alebo o tektonicky premenený keuperský dolomit. Karpatský keuper (najrozšírenejší) zastupujú zelenkasté, žltohnedé a fialové bridlice a kremence; tvorí široký, cca 300 m pruh o mocnosti asi 100 m. Rét-lias tvoria tmavosivé vápence v malých šošovkách uprostred keupra, miestami s lumachelami. Východne od Šutoviec sa nachádzajú i slienité vrstevnaté vápence s nerovným hrboľatým povrchom. Najmladšie mezozoické horniny predstavujú sivé slienité vápence neokomu, na navetraných plochách so sivobielou patinou. Pre vápence sú charakteristické hľuzy a nepravidelné šošovky čiernych rohovcov. Táto litofácia neokomu je síce charakteristická pre obalové série, avšak jeho nejasné uloženie nám nedovoľuje jednoznačne ju priradiť k obalovej resp. krížňanskej jednotke.

K chočskej jednotke z povrchových útvarov na okolí Bojníc sa zaraďujú len *triasové dolomity* vystupujúce v podobe dvoch príkrovových trosiek, ktoré ležia na horninách keupru a rét-liasu v. od Šutoviec. Dolomity sú sivé s ostrohranným kusovitým rozpadom, miestami celkom brekciovité. Niekoľko malých ostrovčekov dolomitov vystupuje spod paleogénu i na iných miestach (z. od Dubnice a v okolí Bojníc). Ich príslušnosť k niektorej tektonickej jednotke je problematická, pretože podložie a nadložie je známe. Mezozoikum zistené v okolí Bojníc štyrmi vrtmi v podloží paleogénu zaraďujeme tiež k chočskej jednotke.

Z vykonaných vrtov najsúvislejší profil poskytuje vrtné jadro vrtu Š2-NB, ktorý bol situovaný priamo v bojnických kúpeľoch. Mezozoikum tu pozostáva z dvoch častí: 1. *súvrstvie dolomitov;* 2. *vápencovo-dolomitický komplex.*

1. Súvrstvie dolomitov bolo zistené v podloží paleogénneho súvrstvia v hĺbke 122,7—867,4 m. Sú to svetlé, svetlosivé, zväčša celistvé, miestami jemnokryštalické i brekciovité masívne dolomity pevného skalného charakteru, zväčša však silne tektonicky porušené, prestúpené hustou sieťou nepravidelných puklín a rozdrvené v dolomitový štrk a piesok. Miestami (najmä v hĺbke 572—591 m) pozorovať slabú kavernóznosť. Na puklinách sa vyskytujú niekde kryštaly pyritu. Pod mikroskopom majú dolomity štruktúru kryštalickú, prípadne mikrokryštalickú alebo brekciovitú, ojedinele i kalovú. Organické zvyšky sme nezistili. Na základe ich pozície nad aniskými tmavými vápencami zaraďujeme ich k ladinu.

Chemizmus dolomitového komplexu. Na základe 30 chemických analýz, ktoré vykonalo laboratórium GP Spišská Nová Ves, možno konštatovať, že ide o čisté dolomity s obsahom MgO, zväčša nad 20, prípadne 21 %. Len v dvoch vzorkách, v hĺbke 471,8 m a 473,0 m sa vyskytli vápnité dolomity, s obsahom MgO 14,74 % a 17,76 %. Celý dolomitový komplex má v priemere tento chemizmus:

CaO	31,67 %
MgO	20,67 %
SiO_2	0,45 %
Al_2O_3	0,25 %
Fe_2O_3	0,24 %
str. žíh.	46,3 %

Obsahy ostatných kysličníkov zisťovaných v 6 vzorkách z hĺbky 129—182 m boli v priemere takéto: TiO_2 — 0,01 %; SO_3 — 0,05 %; P_2O_5 — 0,02 %; MnO — 0,01 %; Na_2O — 0,07 %; FeO — 0,11 %. Prítomnosť Pb, Zn a Cu bola zistená len v stopách.

2. Vápencovo-dolomitický komplex, ktorý sa nachádza v podloží dolomitov, začína sa v hĺbke 867,2 m a siaha až do konečnej navŕtanej hĺbky 1011 m. Jeho podložie však vrt nezistil.

V tomto komplexe môžeme vymedziť dva litologické typy hornín: a) *tmavosivé, sivé vápence*; b) *sivé* až *tmavosivé dolomity*. Oba uvedené typy sa v profile vrtu niekoľkokrát nad sebou striedajú. Ich vrstvy sú zväčša ostro vyhranené, miestami sú však medzi nimi i pozvoľné prechody.

Tmavosivé, sivé vápence, prestúpené zväčša nepravidelnými žilkami bieleho kalcitu, sú masívne, pevné, skalného charakteru. Len miestami sú dodrvené. Pod mikroskopom majú zväčša štruktúru gravelovú, prípadne kryštalickú, ojedinele i organodetritickú (A. Kullmanová). Vo viacerých výbrusoch pozorovať väčšie-menšie nahromadenie klencov dolomitu; zistili sme v nich aj foraminifery.

Výsledky chemických analýz 17 vzoriek z vrtného jadra ukazujú, že ide o vápence s dolomitovou prímesou. Obsah MgO sa v nich pohybuje od 1 do 3 %, miestami však stúpa i nad túto hranicu a vápence nadobúdajú charakter silne dolomitických vápencov až slabo vápnitých dolomitov. Zvýšený obsah MgO je spôsobený prítomnosťou nepravidelne rozptýlených klencov dolomitu v základnej vápnitej hmote.

Priemerné chemické zloženie vápencov (bez dolomitových polôh, o ktorých budeme hovoriť ďalej) z 20 analýz je takéto:

CaO	51,22 %
MgO	3,26 %
SiO_2	0,62 %
Al_2O_3	0,25 %
Fe_2O_3	0,39 %

Obsahy ostatných kysličníkov na základe výsledkov z 2 vzoriek, podobne ako u predchádzajúcich dolomitov, sú nízke a pohybujú sa len v niekoľkých stotinách percenta.

Vo vápencovo-dolomitickom komplexe majú značný význam i dolomity. Vo vápencoch vytvárajú vložky o mocnosti 1—4 m, miestami však až 20 m. Sú to sivé, až tmavosivé masívne, pevné dolomity s ostrohranným rozpadom, prestúpené nepravidelnou sieťou jemných puklín. Miestami sú prestúpené i nepravidelnými tenkými kalcitovými žilkami. Na základe mikroskopického štúdia možno horninu charakterizovať ako *mikrit*, prípadne *intramikrit* ojedinele i ako oomikrit.

Chemizmus dolomitov. Na základe výsledkov 12 analýz ich možno hodnotiť ako zväčša čisté dolomity s obsahom MgO nad 19,6 %; miestami však prechádzajú do slabo až silne vápnitých dolomitov.

Priemerné obsahy hlavných komponentov:

CaO	31,85 %
MgO	19,95 %
SiO_2	0,46 %
Al_2O_3	0,25 %
Fe_2O_3	0,23 %

Obsahy ostatných kysličníkov zistené z jednej vzorky z hĺbky 985,40 m sú takéto: TiO_2 — 0,03 %; SO_3 — 0,08 %; P_2O_5 — 0,02 %; MnO — 0,01 %; K_2O — 0,13 %; Na_2O — 0,07 %; FeO — 0,20 %.

Okrem makrokomponentov venovali sme pozornosť i *stopovým prvkom*. Spektrochemickými semikvantitatívnymi analýzami, ktoré vykonalo spektrochemické laboratórium GP v Spišskej Novej Vsi, sa v študovaných horninách zistilo 25 prvkov, z ktorých sa viac-menej pravidelne opakujú tieto: Ca, Mg, Si, Na, K, Fe, Mn, Sr, Al, Ti, Cu, Pb, Cr, B, Ni, Zn, Ba, Ag; zriedkavejšie sú prítomné Ga a Co. Len výnimočne bola konštatovaná prítomnosť Bi, V, Zr a Sn. Koncentrácia jednotlivých prvkov, pokiaľ to bolo možné z týchto analýz zistiť, je pre karbonátové horniny bežná. Jasne evidentná je väčšia koncentrácia Sr u vápencov ako u dolomitov.

Organické zvyšky, ako sme už spomenuli, sme v mezozoiku zistili len vo výbrusovom materiáli vápencového súvrstvia. Ide o dobre zachované foraminifery, ktoré určil J. Salaj z týchto horizontov: v hĺbke 867,6 m *Meandrospira aff. insolita* (HO), *Endothyranella* sp., *Meandrospira defformata* J. Salaj, ktorá bola zistená i v hĺbke 951,5 m spolu s *Nodosaria* sp. V hĺbke 913 m — *Meandrospira insolita* (HO), *Endothyra aff. kuepperi*, v hĺbke 972,5 m *Meandrospira iulia* (Premoli Silva).

Na základe uvedených druhov foraminifér, ktoré sú charakteristické pre spodný a vrchný anis, zaraďujeme spomínané vápence do anisu.

Vo vrte NB-3, ktorý bol situovaný s. od bojnických kúpeľov, bolo mezozoikum identifikované v hĺbke 284 m. Reprezentujú ho karbonátové horniny — vápnité dolomity a vápence. Dolomity vo vrchnejšej časti sú svetlé až svetlosivé, celistvé alebo jemnokryštalické, miestami i brekciovité. Sú zväčša porušené, prestúpené hustou sieťou nepravidelných puklín a rozpadavé na dolomitový štrk a piesok.

Podľa výsledkov dvoch chemických analýz (M. Gregorová, GÚDŠ) majú horniny takéto zloženie:
Obsah MgO kolíše od 14,52 % do 17,89 %; CaO od 37,88 do 39,72 %; SiO_2 od 0,02 do 0,28 %; Al_2O_3 od 0,52 do 1,33 %.

V nižších polohách, asi od hĺbky 312 m až po konečnú navŕtanú hĺbku 320 m, vystupujú v malých úlomkoch jadra svetlosivé až svetlé, celistvé, miestami organogénne vápence, prípadne dolomitické vápence. Pod mikroskopom majú kryštalickú, prípadne organodetritickú štruktúru. V niektorých výbrusoch v základnej vápencovej pelitickej hmote pozorovať dobre vyvinuté klence dolomitu.

Chemizmus vápencov. Na základe analýz vzoriek z hĺbky 312 m, 318 m a 319,5 m ich možno hodnotiť ako čisté vápence s obsahom MgO od 0,56—2,02 %; CaO od 53,14—54,91 %; SiO_2 od 0,05—0,72 %; Al_2O_3 od 0,74—1,23 %. Obsahy ostatných kysličníkov a ich koncentrácie sa tu pohybujú len okolo 0,01 %.

Určiteľné organické zvyšky v týchto vápencoch boli zistené len v jednom výbruse z hĺbky 318 m. Ide o zachované foraminifery, z ktorých J. Salaj určil: *Earlandinita aff. oberhauseri*, *Meandrospira defformata*, *Neoendothyra* sp. Na ich základe zaraďujeme tieto vápence tiež k anisu.

Vo vrte NB-1, situovanom j. od Bojníc, v Opatovciach n/Nitrou, dolomity začínajú v podloží paleogénu v hĺbke 935,5 m a pokračujú do konečnej navŕtanej hĺbky 983,5 m. Ich podložie sme však nedosiahli. Vystupujú tu svetlosivé brekciovité dolomity, prestúpené hustou sieťou nepravidelných puklín a rozpadavé v dolomitový štrk a piesok. V blízkosti puklín pozorovať miestami zrnká pyritu.

Vo vrte Š1-NB pri obci Koš vystupujú dolomity v podloží paleogénu v hĺbke 1513 m a siahajú až do konečnej navŕtanej hĺbky 1688 m. Ich podložie nebolo zistené. Dolomity sú tu svetlé, svetlosivé, prevažne brekciovité, tektonicky poväčšine silne postihnuté a ľahko rozpadavé.

Na základe 3 chemických analýz vzoriek z hĺbky 1590 m, 1620 m a 1654 m ich možno hodnotiť ako veľmi čisté dolomity s obsahom MgO od 21,42 %—21,52 %; CaO od 29,66 % až 30,32 %; Al_2O_3 od 0,18 %—0,39 % a Fe_2O_3 od 0,22 %—0,25 %; str. žíh. asi 46,5 %. Obsahy ostatných kysličníkov zistených z jednej vzorky z hĺbky 1620 m vykázali takéto hodnoty: TiO_2 — 0,04 %, MnO — 0,01 %, H_2O — 0,10 %, SO_4 — st., Na_2O — 0,14 %, SiO_2 — 0,36 %.

Organické zvyšky v tomto súvrství sme dosiaľ ani makroskopicky ani mikroskopicky nezistili.

Opísané mezozoické vrstvy, vystupujúce na povrchu, sa s kryštalinikom M. Magury stýkajú tektonicky. Hranicou medzi nimi je priečny zlom sz.-jv. smeru, pozdĺž ktorého bolo kryštalinikum strmo prešmyknuté na mezozoikum (M. Maheľ 1962). Na podobnom zlome, lenže v sv.—jz. smere, sa stýka kryštalinikum s mezozoikom a paleogénom i z v. strany. Z opakovania sa niektorých členov (príl. 2,3) možno usudzovať na komplikovanú šupinovitú stavbu krížňanskej jednotky. Z chočského príkrovu vystupujú na povrch len malé trosky.

Najnovšie poznatky o mezozoiku v podloží paleogénu v širšej oblasti Bojníc nemohli podstatnou mierou prispieť k objasneniu tektoniky mezozoika tejto oblasti. Určité poznatky, napr. o porušení karbonátového komplexu, sa však získali z vrtu Š2-NB v Bojniciach. V hĺbke 359—362 m bol zastihnutý priečny popaleogénny zlom so sklonom 80° k jz., prebiehajúci územím v smere sz.—jv. Zlom sa prejavil jednak na kavernograme, jednak silným prítokom termy (40 l/s). V okolí tohto zlomu je široká poruchová zóna v hĺbke 135—408 m. V úseku 135—325 m je dolomitové súvrstvie silne porušené. Dolomit je tu rozpadnutý na piesok a pripomína dolomitový piesok z kršteňanských lomov. Z úseku 150—325 m bol prítok termy 40 l/s. V hĺbke 367—408 m sú dolomity celistvé, ale silne rozpukané. Prejavilo sa to tak na kavernograme, ako aj prítokom termy (60 l/s). Od 408 m až do konečnej hĺbky vrtu sú karbonáty celistvé, skalného charakteru, porušené len drobnou sieťou pukliniek s nepatrnými prítokmi termy, napr. v hĺbke 886—1011 m 1,29 l/s. Jedine v hĺbke 468—469 m ide pravdepodobne o zlom, ktorý sa prejavil na kavernograme i prítokom termy (16 l/s). Vrtom bola prevŕtaná nepravá hrúbka karbonátov; pravú hrúbku nepoznáme, lebo v celom profile vrtu úložné pomery neboli pozorovateľné.

Lektoroval: Ing. R. Marschalko

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Biely A.—Franko O., 1964: Správa o geologických pomeroch mezozoika v okolí bojnických kúpeľov. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [2] Franko O.—Gazda S.—Gross P.—Hanáček J.—Samuel O., 1968: Záverečná správa — Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [3] Franko O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geol. práce, Správy 52, Bratislava. — [4] Salaj J., 1967: Foraminifera v triase Západných Karpát. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000; M-34-XXV, list Žilina (M. Maheľ), Bratislava 1962.

A. BIELY—O. FRANKO—J. HANÁČEK

GEOLOGICAL SITUATION IN MESOZOIC AROUND BOJNICE THERMAE

In the region studied, a major part of Mesozoic exposed to the S of Malá Magura Mts. crystalline, is covered with Palaeogene. In the Mesozoic, two tectonic units were distinguished: Krížna and Choč. In Krížna unit Middle-Triassic limestones of Guttenstein type and rauwackes forming a number of smaller bodies, are included. Most extensive are Carpathian Keuperian, Rhetian and Liassic, only forming smaller lenses of darkgrey limestones amidst Keuperian. The youngest formation of the unit is represented by marly Neocomian limestones. The Choč unit comprises smaller lenses of dolomite exposed in a form of tectonic outliers on Keuperian rocks, and on the Rhetian-Liassic of the Krížna unit to the east of Šutovce, and Mesozoic sequences bored in Palaeogene near Bojnice. A continuous cross-section through the sequence is offered by the drill-core of the borehole Š 2-NB. Here Mesozoic is formed by light-green pure dolomites with the average content of MgO — 20.67 %, CaO 31.63 %, loss by insulation 46.3 %, to the depth of 122.7 m—867.4 m.

In the substratum of these dolomites up to final bored depth 1011 m rests a limestone-dolomite complex represented by dark-grey and grey limestones with intercalations of dark-grey dolomites. Owing to organic remains represented by several species of foraminifera: Meandrospira insolita (HO), Endothyra aff. kuepperi, Meandrospira defformata Salaj, Nodosaria sp., Meandrospira iulia (Premoli Silva), the sequence is referred to Anisian.

In the bore-hole NB-3, to the North of Bojnice thermae, Mesozoic was reached in the substratum of Palaeogene 284 m deep. In the upper part, the Mesozoic is represented by calcareous dolomites, in the lower — by lightgrey, compact or organogene pure limestones, with slight dolomite admixture. Deu to foraminifera Earlandinita aff. oberhauseri, Meandrospira defformata and Neoendothyra sp. found in rock slices from 318 m depth, these limestones are referred to Anisian.

The next two bore-holes NB-1 in Opatovce/Nitra and Š1-NB near the village Koš, reached only Mesozoic dolomites. These are in Palaeogene substratum in 935.5 m depth to 983.5 m in the borehole NB-1, and in the borehole Š1-NB the dolomites were found 1513 m deep, continuously to the final depth of the bore-hole — 1688 m. The substratum of dolomites was not found in any of the two bore-holes.

The outcropping Mesozoic beds described, are tectonically connected with the crystalline of Malá Magura Mts. They are separated by a transversal fault of NW-SE striking,

along which the crystalline was steeply thrust over the Mesozoic. (M. Maheľ 1962). The boring in Mesozoic of the Palaeogene substratum near Bojnice offered some information on the deformation of carbonate complex in the bore-hole Š2-NB in Bojnice. In the depth of 359—362 m a transversal post-Palaeogene fault with the dip of 80° to SW was found crossing the area in NW-SE direction. The fault appeared on a cavernogram and in a strong thermal affluent. In the bore-hole under discussion a fault is also supposed on the basis of cavernogram and a water-affluent in the depth of 468—469 m.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

551.781(437.64)

PAVOL GROSS—ONDREJ FRANKO—ONDREJ SAMUEL

GEOLÓGIA CENTRÁLNOKARPATSKÉHO PALEOGÉNU V OKOLÍ BOJNICKÝCH KÚPEĽOV

Pri riešení vzťahu bojnických termálnych vôd k ťažbe uhlia na nováckom ložisku v r. 1961—1968 bolo vykonané základné geologické mapovanie v mierke 1:10 000 a niekoľko hlbokých vrtov v širšom okolí kúpeľov.

Detailné geologické mapovanie a väčšie množstvo technických prác nám umožnili podrobne litologicky i stratigraficky rozčleniť paleogénne sedimenty sledovanej oblasti.

Litológia a stratigrafia

Prakticky na celej bojnickej vysokej kryhe, j. od mezozoického pruhu medzi Šutovcami a Dubnicou až po j. okraj Opatoviec n/Nitrou vystupuje na povrch paleogén (príl. 1). V hornonitrianskej kotline bol ďalej zistený vrtmi v podloží neogénu.

V paleogéne z okolia Bojníc možno vyčleniť tieto litologicko-faciálne súvrstvia:

1. *Bazálna transgresívna litofácia:* a) brekcie, konglomeráty, numulitové vápence; b) pieskovce.
2. *Okrajová* (marginálna) *litofácia* (striedanie sa brekcií, konglomerátov, pieskovcov a ílovcov, numulitové vápence, miestami flyšový vývoj).
3. *Ílovcová litofácia.*
4. *Flyš.*

Zo stratigrafického hľadiska uvedené litofácie nepredstavujú vždy sukcesívne stratigraficko-faciálne vrstevné komplexy, ale sčasti alternujú a sú synchrónneho veku. Tak napr. bazálna transgresívna litofácia, ktorá sedimentovala hlavne vo vrchnom lutéte a zasahuje až do spodného priabónu, časove alternuje

s okrajovou litofáciou taktiež z vrchného lutétu až spodného priabónu. Nadložná ílovcová litofácia (vrchný lutét — spodný priabón) a flyšové súvrstvie (spodný priabón — spodný oligocén) s vyššie uvedenými litofáciami alternujú už len čiastočne (porov. obr. 1).

1. Bazálna transgresívna litofácia

Na druhohornom morfologicky silne rozčlenenom podloží je transgresívne uložené súvrstvie, zložené z brekcií, mikrobrekcií, konglomerátov resp. mikrokonglomerátov, pričom priestorové a plošné rozšírenie brekcií je väčšie ako rozšírenie konglomerátov. Táto skutočnosť svedčí o veľmi krátkom a rýchlom transporte materiálu zo znosovej oblasti.

Úlomky a valúny v spodnej časti bazálneho súvrstvia sú homogénne a málo opracované. Väčšinou ide o monomiktné brekcie pochádzajúce výlučne alebo prevažne z bezprostredného podložia. Vo vyššej časti bazálneho súvrstvia začína už pribúdať materiál zo vzdialenejších znosových oblastí. Zatiaľ čo v spodnej časti brekcií prevláda dolomitový resp. dolomitovo-vápencový materiál, vo vyšších častiach sa vyskytujú aj opracovanejšie valúny kremencov, kremeňa, rohovcov, verfénskych bridlíc, melafýrov a iných hornín. Úmerne s pestrosťou materiálu sa zväčšuje i jeho opracovanosť a vytriedenosť.

a) Brekcie, konglomeráty, numulitové vápence. Ako sme už vyššie uviedli, brekcie resp. mikrobrekcie sa skladajú z dolomitov, menej vápencov, ktoré tvoria niekedy až 3-metrové i väčšie balvany. Brekcie sú celkom ostrohranné, alebo len minimálne opracované (0—1° podľa V. Chabakova). Priemerná veľkosť úlomkov je okolo 10 cm. Charakteristickým znakom pre brekcie je ich nevytriedenosť; často vedľa seba nachádzame niekoľkocentimetrové úlomky s niekoľkometrovými balvanmi. Niektoré úlomky dolomitov sú veľmi zvetrané, silne vybielené a už pri slabom dotyku sa rozpadávajú na dolomitovú múčku.

Popri karbonátových horninách boli ojedinele pozorované granitoidné horniny, kremence, kremeň, verfénske bridlice, melafýry atď. Tmel brekcií je piesčitý, miestami karbonátový a je zaujímavé, že valúny nekarbonátových hornín sú viac zaoblené (max. 2—3°) ako karbonátové. Predpokladáme, že do sedimentačného bazénu boli deponované (azda riečnym) transportom zo vzdialenejších miest z niektorých konglomerátových polôh starších útvarov.

Veľmi svojrázne sú dolomitické brekcie, resp. konglomeráty v území s. od Bojníc a z. od Dubnice na styku s hlavným sj. malomagurským zlomom. Tiahnu sa asi v 2 km dlhom pruhu a vytvárajú morfologicky nápadnú ostrú skalnú terasu. Starší autori (F. Horusitzsky 1941, D. Andrusov 1941, D. Andrusov 1942, V. Čechovič 1959) pokladali tieto horniny za travertíny, ktoré vznikli vyzrážaním z termálnych vôd vystupujúcich na spomínanej tektonickej línii, alebo zo smerných zlomov pri úpätí kopcov na okraji

nitrianskeho údolia (O. Hynie 1953). Detailným štúdiom sme zistili, že uvedené horniny nepredstavujú pravé travertíny, hoci sa im vzhľadom i vlastnosťami veľmi podobajú. Ich travertínový vzhľad vznikol rozkladom a neskoršie až úplným vyluhovaním menej odolných pôvodných karbonátových brekcií exogénnymi vplyvmi (zvetranie, presakovanie zrážkovej vody), hlavne však vplyvom presakujúcich podzemných vôd, ktoré vyvierajú na úpätí skalnej terasy. Z pôvodnej brekciovitej horniny sa zachoval len silnejší piesčito-vápnitý tmel. Takto zvetrané brekcie majú „špongiovitý" vzhľad s dutinami po vyluhovaných dolomitoch, čím pripomínajú travertín. V každom odkryve v tomto pruhu „pseudotravertínov" možno pozorovať od povrchu smerom dole postupný prechod do nerozložených brekcií. V odkryve z. od Dubnice „Pod Grúňom" sú brekcie natoľko rozložené, že sa rozpadávajú na dolomitovú múčku, ktorá je biela, miestami okrová a veľmi jemnozrnná.

Brekcie nevykazujú žiadne usmernenie alebo imbrikáciu osí úlomkov. Vo väčšine odkryvov sú masívne, pretkané hustou sieťou puklín, ktoré sú obyčajne vyplnené kalcitom.

b) Konglomeráty, mikrokonglomeráty a numulitové vápence majú menšie plošné rozšírenie ako brekcie. Prechod medzi brekciami a konglomerátmi je pozvolný. N. B. Vassojevič (1958) takéto „prechodné" súvrstvie označuje ako konglomerátobrekcia.

Typické mikrokonglomeráty sa nachádzajú v kameňolomoch na Kalvárii. Tvoria ich takmer výlučne valúny dolomitov, ojedinele veľmi dobre opracované vápence o veľkosti 2—10 mm. Tmel je karbonatický, hrubopiesčitý s ojedinelými kremennými zrnkami. Hornina je masívna, bez náznakov plôch vrstevnatosti. Na tejto lokalite i na mnohých ďalších boli nájdené šošovkovité polohy vápencov a vápnitých pieskovcov s numulitmi, z ktorých M. Vaňová (1964) určila druhy *Nummulites millecaput* Boubée, *Nummulites millecaput minor* Heim, *Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites gallensis* Heim a *Assilina exponens* (Sowerby).

c) Numulitové vápence sa obyčajne nachádzajú v podobe izolovaných pruhov a šošoviek (pri Kalvárii) buď priamo na mezozoickom substráte, alebo — ako sme to zistili z vrtov — priamo v bazálnom hruboklastickom súvrství, prípadne bezprostredne v jeho nadloží.

Bazálne hruboklastické súvrstvie bolo zistené na bojnickej vysokej kryhe vrtmi Š2-NB, Pa-14, NB-1 a NB-2. Hrúbka súvrstvia je veľmi premenlivá; najmenšia bola zachytená vrtom Š2-NB (16,7 m), najväčšia (400 m) vrtom Š1-NB v kotline.

Vo všetkých vrtoch (okrem vrtu NB-2) sú na báze vyvinuté zlepence s červenofialovým tmelom. Vo vrtoch NB-1 a Š1-NB je nad červenofialovým súvrstvím vyvinutý sivobiely drobnozrnný zlepenec s tenkými vložkami pieskovcov, ojedinele aj ílovcov.

Zlepence s červenofialovým tmelom majú najväčšiu hrúbku (128,4 m) vo vrte NB-1. V ich profile pozorujeme smerom k podložiu zväčšovanie priemeru valúnov a tiež ojedinelé lavice drobových a kremenných pieskovcov, siltovcov a ílovcov. Valúny a úlomky sú zložené z tmavosivých dolomitov, menej často z vápencov, červenofialových pieskovcov, siltovcov a bridlíc (keuper, verfén?), zelených bázických hornín — pravdepodobne melafýrov, kremencov, úlomkov kryštalinických hornín atď. Ich veľkosť sa pohybuje od niekoľkých mm do 20 cm s opracovaním 0—3°. Tmel je červenofialový, nevápnitý, ílovito-piesčitý až pieskovcový.

Vo vrte NB-2 v Opatovciach n/Nitrou bol navŕtaný sivobiely bazálny konglomerát s vložkami pieskovcov a siltovcov o hrúbke 209,80 m, pričom vrt nedosiahol mezozoické podložie. Úlomkový resp. valúnový materiál o veľkosti 1—5 cm je slabo opracovaný, málo vytriedený, tvorený prevažne dolomitom, vápencom, ojedinele kremeňom, kremencami a úlomkami kryštalinika. Tmel je karbonátový, piesčitý.

Vo vrte Š1-NB pri obci Koš v kotline v strede uhoľného ložiska sú tiež vyvinuté sivobiele bazálne brekcie nad 50,5 m hrubou polohou červenofialových mikrobrekcií. Bazálna transgresívna litofácia nie je tu taká hrubozrnná ako v ostatných vrtoch. Prevahu majú hrubozrnné drobové pieskovce nad prevažne tenkolavicovitými karbonatickými, hlavne dolomitickými brekciami. V hrubozrnných drobových pieskovcoch sú bežné zuhoľnatené zvyšky rastlín, veľké až 4 cm. Úlomkový materiál v brekciách je ten istý ako v konglomerátoch vrtu NB-2. Tmel brekcií tvorí hrubozrnný drobový pieskovec sivobielej farby.

Hrúbka bazálnych paleogénnych brekcií a konglomerátov, ako je vidieť z vrtov, je v okolí Bojníc veľmi premenlivá. V. Čechovič (1959) udáva pri v. okraji Handlovskej uhoľnej panvy na styku s pohorím Žiar hrúbku 50—100 m.

Vo vývervovom území bojnických teriem, teda pri z. okraji Handlovskej uhoľnej panvy, bola vrtom Š2-NB zistená hrúbka 16,70 m a vrtom Pa-14 pri jz. okraji vývervového územia 25 m. V bojnickej vysokej kryhe (jz. od vývervového územia) bola vo vrte NB-1 zistená hrúbka 129 m a vo vrte NB-2 dokonca až 210 m, pričom súvrstvie nebolo prevŕtané až do podložia. V kotline, t. j. v strede uhoľného ložiska pri obci Koš, bola zistená až 400-metrová hrúbka.

Ako vidno rozdiely v hrúbke hrubodetritického súvrstvia sú pomerne veľké (16,70 až 400 m). Túto skutočnosť si možno vysvetliť členitosťou reliéfu terénu pred sedimentáciou bazálneho súvrstvia.

d) Pieskovce

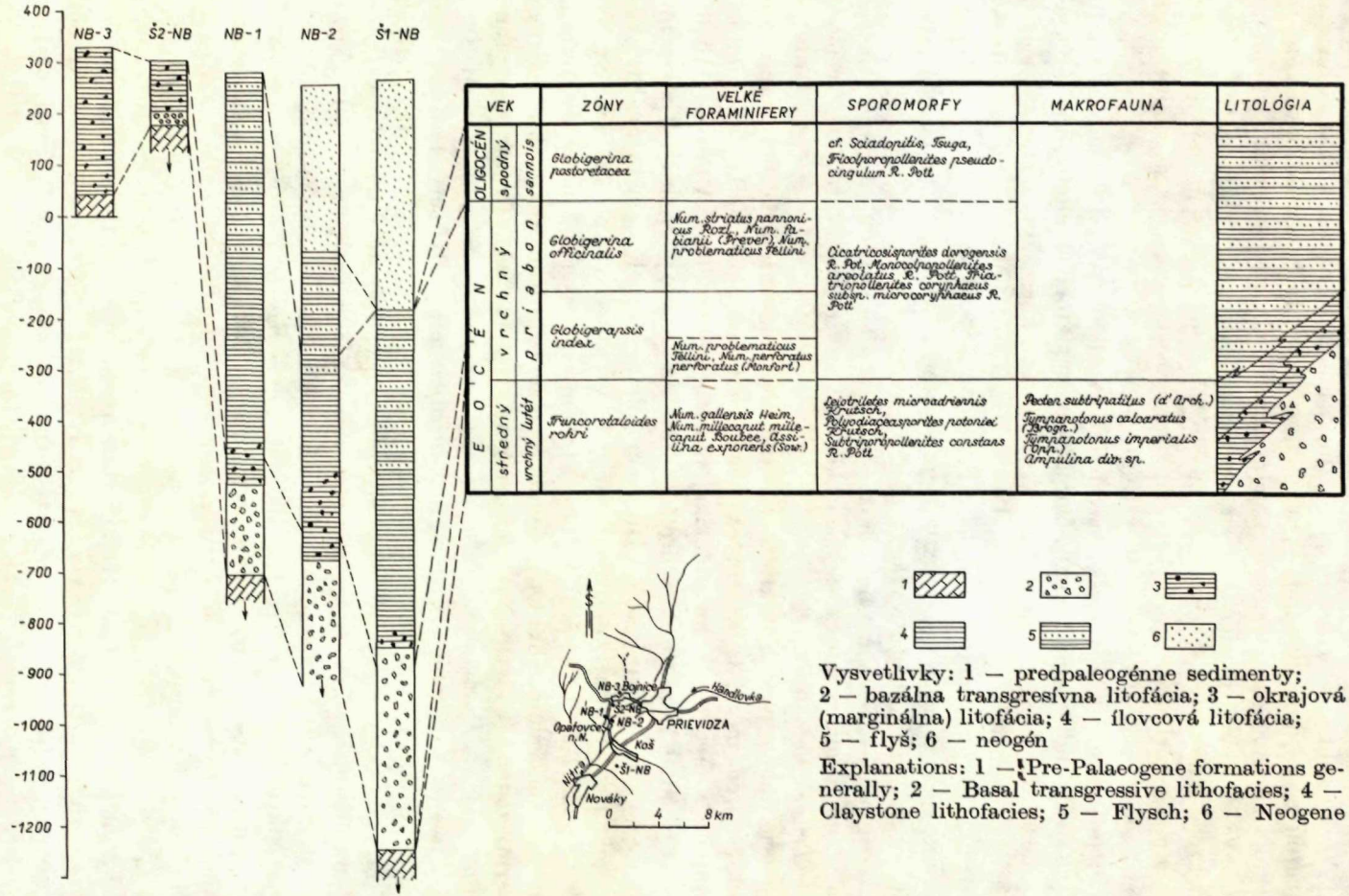
Vo vrchnej časti bazálnych konglomerátov a brekcií sa čoraz častejšie objavujú až niekoľkometrové vložky jemnozrnných až hrubozrnných pieskovcov. Týmto súvrstvím postupne vyznieva bazálny transgresívny cyklus.

Odkryvy tohto vývoja sa nachádzajú z. od kúpeľov, asi 650 m po ostrou zákrutou cesty, kde vystupujú jemnozrnné až strednozrnné drobové vápnité pieskovce, homogénne alebo gradačne zvrstvené, v hornej časti lavíc s laminá-ciou. Na vrstevných plochách sú časté zuhoľnatené zvyšky rastlín. Zrná v niektorých laviciach sú tvorené takmer výlučne dolomitom, menej vápencom, tmelené tiež karbonátovou hmotou. Boli určené ako klastické dolomity, resp. vápence veľmi náchylné k skrasovateniu.

Trocha odlišný vývoj pieskovcového súvrstvia je jv. od Kocurán. Sú tu skalné steny budované hrubozrnným pieskovcom, ktorý je homogénne zvrstve-ný, masívny. Miestami hrdzavočervené sfarbenie je zapríčinené zvýšeným podielom pigmentu Fe — oxidov. Po navetraní nadobúda pieskovec guľovitý rozpad. V pruhu, ktorý sa tiahne od k. 368,5 na SSV, boli zistené aj stredno-zrnné kremenné pieskovce, v okolí Bojníc veľmi zriedkavé. V mape sú vyzna-čené iba väčšie súvislejšie výskyty pieskovcov.

Stratigrafické začlenenie bolo možné iba u vložiek ílovcov vo vrtnom mate-riáli. Z ich štúdia vyplýva, že sa usadzovali vo vrchnom lutéte, t. j. v našej zóne *Truncorotaloides rohri.*

Stratigrafický rozsah takto ponímanej bazálnej litofácie bol stanovený predovšetkým na základe veľkých a malých foraminifér. Veľké foraminifery podrobne spracovala v kandidátskej dizertačnej práci M. Vaňová (1969), ktorá z bazálnej transgresívnej litofácie opísala z viacero povrchových odkryvov a vrtov (sv. od Šutoviec; sz. od Dubnice; bojnické kúpele — park; pod Kalvá-riou, cigánsky tábor; sz. od Kocurán atď.; vrt NB-1-724,6—727,9 m; Š2-NB 33 m; V-22 11,2—12,6 m; V-22 17,0—18,0 m) spoločenstvá vrchného lutétu. Asociácie veľkých foraminifér spravidla reprezentuje druh *Nummulites gallensis* (Heim) zistený vo vrte NB-1 (756 m) a NB-2 (232 m). Druhú sukcesívnu skupinu tvorí *Nummulites variolarius* (Lamarck), N. *gallensis* (Heim), *N. millecaput millecaput* Boubée, *N. millecaput minor* (Heim), *Assilina expo-nens* (Sowerby). V súlade s veľkými foraminiferami sú aj výsledky malých foraminifér, ktoré boli zistené okrem spomínaných vrtov v súvise s veľkými foraminiferami aj v početných plytkých vrtoch (napr. Pa-8, Pa-9, Pa-14), ktoré tu robil geologický prieskum pod vedením K. Urbana, a v početných povrcho-vých odkryvoch. Najvýraznejšiu mikrofaunu z bazálnej transgresívnej lito-fácie sme získali z príležitostného odkryvu pre elektrické vedenie nachádzajúce sa približne 1 km s. od bojnického zámku. Tu v 2 m hlbokom výkope uprostred jemnozrnných mikrokonglomerátov sme našli vložky v jednom prípade čer-vených, v druhom zelených vápnitých ílovcov až slieňovcov s veľmi bohatou planktonickou mikrofaunou. Dominujúce postavenie má tu druh *Globigerina hagni* Gohrbandt a *Globigerina boweri* Bolli. V premenlivom množstve boli tu zistené aj *Globigerina eocaena* Gümbel emend Hagn & Lindenberg, *Globigerina yeguaensis* Weinzierl & Applin, *Globorotalia renzi* Bolli, *Turbo-*



Vysvetlivky: 1 — predpaleogénne sedimenty; 2 — bazálna transgresívna litofácia; 3 — okrajová (marginálna) litofácia; 4 — ílovcová litofácia; 5 — flyš; 6 — neogén

Explanations: 1 — Pre-Palaeogene formations generally; 2 — Basal transgressive lithofacies; 4 — Claystone lithofacies; 5 — Flysch; 6 — Neogene

Obr. 1. Litologicko-stratigrafická schéma paleogénu okolia Bojníc

Lithological-stratigraphical diagram of the Palaeogene in the surroudings of Bojnice

rotalia (T.) centralis (Cushman & Bermudez), *Turborotalia (A.) spinuloinflata* (Bolli 1957 non Bandy 1949), *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman), *Turborotalia (A.) broedermanni* (Cushman & Bermudez), *Trunocorotaloides rohri* Bronnimann & Bermudez, *Turborotaloides topilensis* (Cushman) *Globigerapsis ex gr. index* (Finlay). Z bentóznych foriem sa tu vyskytujú *Rhabdammina ex gr. discreta* Brady, *Hyperammina sp.*, *Anomalina (G.) granosa* (Hantken), *Anomalina (G.) mataensis* Galloway & Morrey, *Rotalia ex gr. lithothamnica* Uhlig, *Rotalia jabacoensis* Cushman & Bermudez, *Rotalia sp.* Analogické asociácie foraminifér sme zistili i vo vyššie spomínaných plytkých vrtoch a vo vrte P-7 (12 m). Stratigraficky opísaný typ spoločenstva plne zodpovedá karpatskej zóne *Truncorotaloides rohri*, ktorú O. Samuel & J. Salaj (1968) korelujú s vrchným lutétom.

2. Okrajová (marginálna) litofácia

Vo vyšších častiach bazálnej transgresívnej litofácie dochádza k zjemneniu v sedimentácii. Pieskovce sa tu striedajú s brekciami a vyššie aj s ílovcami, ktoré tvoria nadložie okrajovej litofácie. Prechod medzi okrajovou a nadložnou ílovcovou litofáciou je pozvoľný.

Brekcie okrajovej litofácie majú na rozdiel od bazálnej litofácie textúry (gradačné zvrstvenie, laminácia v hornej polohe atď.), ktoré svedčia o transporte materiálu v turbiditnom prúde alebo v sklzoch (porov. R. Marschalko 1968). Ďalším znakom okrajovej litofácie je jej alternácia s ílovcami, ktoré sa do nej vkliňujú a dodávajú jej flyšový charakter. V brekciách nachádzame aj úlomky ílovcov, poukazujúce na podmorskú eróziu zapríčinenú gravitačným transportom. Okrajové fácie pripomínajú svojím tvarom rozsiahle vejáre, prizmy alebo šošovky rozširujúce sa od zdroja smerom k osi bazénu.

Hrúbku okrajovej litofácie sme presne zistili vrtmi. Vo vývervovom území teriem dosahuje až 280 m (vrt NB-3), vo vrte NB-1 83,5 m, v NB-2 211,5 m a v Š1-NB 29,5 m. Po petrografickej stránke je zložená z rovnakých typov hornín, aké sme sledovali v podloží. Toto súvrstvie vystupuje na povrch vo vývervovom území teriem a tiež j. od Šutoviec, kde je vyvinuté v pravom flyšovom vývoji.

V. Čechovič (1959) opisuje v sv. časti Handlovskej uhoľnej panvy nad bazálnymi zlepencami piesčito slienité „flyšoidné" vrstvy, ktoré charakterizuje nepravidelným striedaním piesčitých a slienitých obzorov a tiež vložkami hrubších ílovitých polôh. Vo vrchnej časti sú pieskovce redukované čo do hrúbky i rytmičnosti, čím sa toto súvrstvie približuje molasovému typu. Rudimentárne sa vyskytujú bridlice menilitového typu. Zo spodného obzoru opisuje vývoj pieskovcov s prímesou štrku a polohy „štrkozlepencov" s numulitovou faunou priabónu.

V okolí Bojníc, teda v území bezprostredne susediacom s Handlovskou uhoľnou panvou, spomínaný flyšoidný vývoj nie je vyvinutý.

Okrajová litofácia miestami zastupuje bazálnu transgresívnu litofáciu (napr. na bojnickej vysokej kryhe vo vývervovom území teriem; vrty Pa-11 a NB-3).

Typický reprezentant okrajovej litofácie bol zistený vo vrte NB-3, v ktorom dosahuje až 280 m hrúbky. Na dolomite leží tu cca 10-centimetrová poloha ružovo sfarbených ílovcov, nad ktorými sú vápnité sivočierne pieskovce s 30 cm vložkou uhoľného ílovca a lavica brekcie s makrofaunou. Vyššie sa striedajú ílovce s numulitmi až ílovité vápence s vápnitými drobovými pieskovcami, organodetritickými až klastickými vápencami s hojnými zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami. Miestami je vo vápencoch roztrúsený pyrit vo forme drobných zrniečok. Vo vrchnej časti okrajovej litofácie v opisovanom vrte sa striedajú karbonatické brekcie s ílovcami. V hrubších laviciach brekcií vidno náznaky gradačného zvrstvenia a miestami pozvoľný prechod do nadložného ílovca. Tmel je karbonátovo-ílovitý, málo súdržný.

V hrubších ílovcových polohách sa nachádzajú miestami úlomky dolomitov a vápencov pochádzajúce z blízkej kordiliery. Okrem spomínaných málo súdržných, gradačne zvrstvených brekcií, ílovcov atď. sú v tejto litofácii prítomné pestrofarebné, ružové, zelené, sivé, premenlivo vápnité ílovce, na ktoré je viazaný výskyt makrofauny.

V okrajovej litofácii vo flyšovom vývoji pri Šutovciach sa nachádzajú asociácie pozostávajúce prevažne z aglutinovaných foraminifér: *Rhabdammina discreta* Brady, *Bathysiphon sp.*, ? *Hyperamina sp.*, *Dendrophrya cf. robusta* Grzybowski, *Dendrophrya cf. excelsa* Grzybowski, *Reophax pilulifera* Brady, *Trochaminoides ex gr. subcoronatus* (Grzybowski), *Recurvoides sp.*, *Cyclammina aff. amplectens* Grzybowski a *Cystammina subgaleata* Vašíček. Vápnité formy sú ojedinele zastúpené deformovanými globigerinami z okruhu *Globigerina ex gr. yeguaensis* Weinzierl & Applin. Medzi uvedenými fosíliami a ne nachádza ani jedna forma, ktorá by jednoznačne poukazovala na vrchný eocén. Vo vonkajšom flyši, prípadne v s. oblastiach centrálnokarpatského paleogénu asociácie podobného typu sú viazané na stredný eocén.

Na základe rozboru fauny veľkých foraminifér z vrtu NB-3 (228—243 m), kde sa zistilo len monospoločenstvo druhu *Nummulites gallensis* (Heim), a S2-NB (33 m), v ktorom boli identifikované druhy *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites millecaput millecaput* Boubee, *Nummulites millecaput minor* (Heim) a *Assilina exponens* (Sowerby), tiež vyplýva, že okrajová litofácia je stratigraficky viac-menej analogická s bazálnou transgresívnou litofáciou, ktorá zodpovedá vrchnému lutétu.

Z okrajovej (marginálnej) litofácie opisuje na inom mieste tohto čísla Správ makrofaunu J. Papšová (18) a sporomorfy E. Planderová & P. Snopková (25).

3. Ílovcová litofácia

Nad sedimentami bazálnej transgresívnej a okrajovej litofácie sa usadilo hrubé súvrstvie ílovcovej litofácie. Oproti bazálnym súvrstviam je tu už na prvý pohľad zrejmý granulometrický rozdiel hornín. Kým bazálnu transgresívnu litofáciu a čiastočne aj okrajovú reprezentovali predovšetkým rôzne typy zlepencov a brekcií, v ílovcovej litofácii je v absolútnej prevahe pelitický materiál, ktorý svedčí o prehlbovaní sedimentačného bazénu. Ílovce obsahujú planktónne foraminifery žijúce v pelagickom pásme predovšetkým otvoreného mora. V kryhe s vývojom ílovcov K. Urban (1960) situoval mapovací vrt Pa-14, ktorý prevŕtal túto litofáciu v hrúbke cca 20 m. V ďalších vrtoch bola prevŕtaná ílovcová litofácia v týchto hrúbkach: vo vrte NB-1 372,1 m; NB-2 191,9 m; Š1-NB 320,2 m.

Ílovce sú premenlivo vápnité, pevné, kompaktné; po navetraní však nadobúdajú typickú bridličnatú odlučnosť a nepravidelný ostrohranný rozpad. Obyčajne sú sivé až zelenosivé s častými kalcitovými žilkami. Vo vrte NB-1 boli pozorované lamíny resp. až niekoľko cm hrubé lavičky siltovcov a organodetritických vápencov. Takmer všade nachádzame v nich jemnú piesčitú prímes.

Vo vrtoch NB-2 a Š1-NB, sú ílovce resp. slieňovce prerušované polohami flyša s normálnym striedaním pieskovcov a ílovcov s lavicami brekcií. V ílovcoch sú veľmi časté zväzky lamín siltovcov, ktoré zapríčiňujú ich laminovaný rozpad. Lokálne sú tu ílovce sfarbené do čierna s pigmentom oxidu Mn.

Najhrubšia brekciová lavica v ílovcoch bola zistená vo vrte Š1-NB. V absolútnej prevahe sú tu dolomitové úlomky, menej časté sú vápence, kremence, kremeň, veľmi ojedinelé úlomky žuly. Veľkosť úlomkov je 1—2 cm, max. 7 cm. Tmel je ílovitopieskovcový.

Chemizmus a mineralogické zloženie ílovcov sme v celom profile paleogénu sledovali priamo v kotline na štruktúrnom vrte Š1-NB. Ílovce sú vo všetkých súvrstviach bazálnej, okrajovej, ílovcovej i flyšovej litofácie podobné a nevykazujú podstatnejšie rozdiely. Z celkovej hrúbky cca 1060 m paleogénu vo vrte sme odobrali 21 vzoriek na analýzy. Priemerné zloženie ílovcov je takéto (T. Ďurkovič 1969):

SiO_2 ..... 48,47 %,	Al_2O_3 ..... 14,67 %,	TiO_2 ..... 0,67 %
Fe_2O_3 ..... 1,88 %,	FeO ..... 2,94 %,	MgO ..... 2,75 %
CaO ..... 10,23 %,	Na_2O ..... 1,18 %,	K_2O ..... 2,06 %
CO_2 ..... 9,75 %		

Semikvantitatívne spektrálne analýzy vykázali tieto mikroprvky: B, Ba, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sn, Zn, Co, Mn. Ílovce predstavujú polyminerálnu horninu, zloženú z minerálov klastickej prímesi (kremeň, sporadicky ortoklas, plagioklas,

muskovit), z autigénnych minerálov (karbonáty — hlavne kalcit, menej dolomit, ojedinele siderit, pyrit) a z ílovitých minerálov. RTG a DT analýzy ukázali, že absolútne prevládajú minerály zmiešaných illitmontmorillonitových štruktúr (I — M).

Z mikropaleontologických rozborov (20) vyplýva, že sedimentácia vyššie opísaných súvrství je miestami synchrónna s bazálnymi brekciami, inde tvoria jej nadložie. V najspodnejších polohách okrajovej litofácie a miestami aj v ílovcovej litofácii boli zistené asociácie foraminifér zodpovedajúce zóne *Truncorotaloides rohri* (vrchný lutét). Kvalitatívne odlišné spoločenstvá mikrofauny sme získali z vrtov priamo vo výverovom území. Tu sa vyskytujú formy z okruhu *Globigerapsis index* (Finlay), *Turborotalia (A.) rotundimarginata* (Subbotina), *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermudez), *Gl. cf. venezuelana* Herberg, *Globigerina sp.* atď. Asociácie s hojným kvantitatívnym zastúpením týchto druhov najpravdepodobnejšie zodpovedajú spodnej časti vrchného eocénu (zóna *Globigerapsis index*).

Ílovcovú litofáciu z vyššie spomenutých vrtov charakterizuje vrchnoeocénne spoločenstvo rastlín (E. Planderová & P. Snopková 1970).

4. Flyš

Najvyššia časť paleogénu je budovaná flyšom s pravidelným alebo menej pravidelným striedaním sa pieskovcov a ílovcov s vložkami konglomerátov, resp. brekcií. Toto súvrstvie vystupuje na povrch v bojnickej vysokej kryhe (jz. od výverového územia teriem) v oblasti Opatoviec n/Nitrou a Kocurán.

V odkryvoch pri Opatovciach n/Nitrou je flyš s prevahou ílovcov (pri cintoríne). Tieto sú pestrofarebné, ružové, zelené, žlté atď., s náznakmi laminácie. Majú ostrohranný bridličnatý, miestami až lastúrnatý rozpad. Na puklinách sú bežné povlaky oxidov Mn. V ílovcoch sú ojedinelé, až 60 cm hrubé lavice gradačne zvrstvených drobových pieskovcov a ešte zriedkavejšie 5—15 cm hrubé homogénne zvrstvené pieskovce.

Flyš s prevahou pieskovcov je vyvinutý priamo v Opatovciach. Pieskovce dosahujúce až niekoľkometrovú hrúbku, sú homogénne zvrstvené, jemno-až strednozrnné s vrstevnými špárami, v ktorých sú veľmi tenké vložky piesčitých ílovcov.

Najmladšie flyšové súvrstvie je pri Kocuranoch. Je tu vývoj s viac-menej pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov, miestami s malou prevahou ílovcov. Ojedinele sa vyskytujú tenké lavičky mikrobrekcií s dolomitovými, vápencovými a kremennými úlomkami.

Vo vrte NB-1 je 351,5 m flyšového súvrstvia, v NB-2 264,5 m a v Š1-NB 303,3 m. Pomer P:I je približne 1:1, no v niektorých úsekoch vrtu NB-1, najmä v spodnej časti, prevládajú drobové pieskovce a brekcie nad ílovcami.

Opačne je to vo vrte Š1-NB, kde je v prevahe flyš s I > P, v spodnej časti vrtu výrazne drobnorytmický.

Hrúbka pieskovcových lavíc (prevládajú drobové pieskovce, menej sú zastúpené arkózové a kremenné pieskovce) je od 0,5 m max. do 3, ojedinele 5 m. Zvrstvenie je najčastejšie nepravidelné a gradačné, zriedkavo homogénne. V niektorých laviciach pozorujeme synsedimentárne sklzové deformácie, resp. náznaky konvolútneho zvrstvenia.

Ílovce sú premenlivo vápnité, väčšinou slabo piesčité, nepravidelne bridličnato rozpadavé, často so zväzkami lamín siltovcov (najmä vo vrte NB-1).

Vo flyšovom súvrství vrtu NB-1 sú aj ojedinelé lavice detritických vápencov a 1—3 m hrubé karbonatické brekcie. Najhrubšia poloha týchto brekcií má až 13 m. Úlomkový materiál o veľkosti 2—4 cm tvoria prevažne dolomity, ojedinele vápence, kremence, žula, werfénske horniny atď. Tmel je karbonatický, piesčitý, resp. piesčitoílovitý.

Vrstvy spodného oligocénu z. od Kocurán charakterizujú spoločenstvá predovšetkým týchto druhov: *Lagena cf. issabella* (Orbigny), *Caucasina sp.* (juv. štád.), *Reusella regularis* Subbotina, *Uvigerinella hybrida* Subbotina, *Amphimorphina cf. haueriana* Neugeboren, *Bolivina antegressa* Subbotina, *Bolivina budensis* (Hantken), *Bolivina sp. (cf. nobilis* Hantken), *Cassidulina subglobosa* Brady, *Cassidulina ex gr. modysensis* Cushman & Todd, *Pullenia bulloides* (Orbigny), *Eponides octocameratus* Subbotina, *Eponides umbonatus* (Reuss), *Cibicides borislavensis* Aisenstat, *Cibicides cf. lobatus* (Walker & Jacob), *Gyroidina soldanii* Orbigny, *Globigerina ampliapertura* Bolli, *Globigerina danvillensis* Howe & Wallace, *Globigerina liverovskae* (Bykova), *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina cf. ouachitaensis* Howe & Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatliuk, *Globigerina pseudoedita* Subbotina, *Glomanomalina mirca* (Cole) a *Chiloguembelina gracillima* (Andreae).

Flyš s prevahou ílovcov pri opatovskom cintoríne je charakterizovaný asociáciami zodpovedajúcimi vrchnej časti vrchného eocénu (zóna *Globigerina officinalis*). Tu spolu s druhom *Globigerina officinalis* Subbotina, ktorý je v prevahe, vyskytujú sa ešte formy, ktoré nepresahujú hranicu vrchného eocénu napr. *Globigerina linaperta* Finlay, *Turborotalia (A.) rugosoaculeata* (Subbotina), *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermudez) atď.

Flyšové súvrstvie vo vrte NB-1 na základe výskytov druhov *Globigerina officinalis* Subbotina a *Globigerina* sp. 1 zaraďujeme do vrchného eocénu, hoci podľa výsledkov palynologických štúdií spór a peľových zŕn vychádza vekové rozpätie vrchný eocén — spodný oligocén.

Najstaršie flyšové sedimenty sú vyvinuté vo vrte Š1-NB v kotline, ktorú jeden z nás (O. Samuel 1968) začlenil do zóny s *Globigerapsis index*, zodpovedajúcej spodnej časti vrchného eocénu (priabónu). Mikrofauna z väčšiny odobraných vzoriek patrí do zóny s *Globigerina officinalis*, t. j. do vrchnej časti

vrchného eocénu. Spodnooligocénne vrstvy zóny *Globigerina postcretacea* sa nachádzajú z. od Kocurán a tiež v celom flyšovom vývoji vrtu NB-2.

Po stránke litologickej vrchnoeocénny a spodnooligocénny flyš nejaví žiadne podstatnejšie rozdiely.

V rozsahu uhoľného ložiska bol viacerými vrtmi zachytený paleogén vo flyšovom vývoji (5). Paleontologicky bol dokázaný vo vrtoch Z-151, Z-153, Z-159, Z-168, Z-278(L), HL-2 a HL-3. Analogický paleogén sa predpokladá vo vrtoch Z-12, Z-16, Z-21, Z-50, Z-126, Z-127, Z-137, Z-138, Z-156, Z-192, Z-205 a Z-218. Problematický paleogén bol stanovený na vrtoch Z-45, Z-125 a Z-244.

V okolí Handlovej opisuje V. Čechovič (1959) nad „flyšoidnými" vrstvami (t. j. nad naším ílovcovým vývojom) piesčité vrstvy ako denudačné relikty na vrcholoch plochých kopčekov. Sú to prevažne drobno- a strednozrnné piesky, ktoré prechádzajú do kremitých štrkov a uzatvárajú pieskovcové lavice a niekoľko cm hrubé vložky piesčitých ílov. Okrem toho uzatvárajú tiež zlepencovopiesčité konkrécie až 1 m veľké so železitokarbonátovým tmelom. O veku tohto súvrstvia bolo vyslovených už viacej názorov (? miocén, ? oligocén). V. Čechovič (l. c.) ich zaradil do vrchnej časti priabónu.

Pri mapovacích prácach na bojnickej vysokej kryhe ani v hlbokých vrtoch sme podobný vývoj nespevnených pieskov, štrkov a ílov v paleogéne nenašli.

Tektonika

Sedimenty centrálnokarpatského paleogénu ležia diskordantne na mezozoických komplexoch, silne zvrásnených počas alpského orogénu a stýkajú sa tiež s kryštalinikom Malej Magury, ktoré bolo stvárnené hercýnskymi i mladšími tektonickými pochodmi. Sedimenty paleogénu sú spolu so staršími útvarmi postihnuté popaleogénnou (pospodnooligocénnou) germanotypnou zlomovou tektonikou. V povrchových odkryvoch vidieť nielen zmeny vo veľkosti sklonu vrstiev, ale aj zmeny v smere. Generálny smer vrstiev je však SV-JZ so sklonom k JV. Veľkosť sklonu je asi 20°. Tieto údaje boli zistené vo flyšovom súvrství. Keďže však prevažnú časť územia budujú bazálne masívne polohy brekcií a konglomerátov bez náznakov vrstevnatosti alebo lavicovitosti meranie štruktúrnych prvkov v tomto súvrství nebolo možné. Priebeh zlomov bol tu interpretovaný na základe geoelektrických metód. Boli zistené dva zlomové systémy popaleogénneho veku: staršie zlomy — smerné, prebiehajú vo smere SV—JZ, pozdĺž ktorých územie poklesávalo od SZ k JV, t. j. smerom do kotliny. Túto skutočnosť potvrdzuje narastanie hrúbky paleogénu smerom do kotliny, pričom v poklesnutých kryhách postupne vystupuje na povrchu

mladšie súvrstvie. Tak je tomu v území vlastných výverov teriem i jz. od výverového územia (príl. 3).

Mladšie — priečne zlomy majú smer SZ—JV; pozdĺž týchto zlomov územie jz. od bojnických kúpeľov poklesávalo smerom k JZ od panvy.

Uvedené popaleogénne zlomy bojnickej vysokej kryhy sú strmé, s veľkosťou sklonu až 80°. Veľkosť sklonu priečneho zlomu idúceho údolím vlastných kúpeľov, je overená vrtom Š2-NB. Výška skoku (poklesov) na zlomoch je veľmi rozdielna. Pohybuje sa od 20—30 m, miestami dosahuje až 700 m.

Morfologicky najvýraznejším zlomom v skúmanom území je tzv. malomagurský zlom (sj. smeru), ktorý oddeľuje bojnickú vysokú kryhu s vývermi termálnych vôd od kotliny.

Gravimetrické merania ukázali, že zlom sa v priestore j. okraja obce Opatovce n/Nitrou stáča do smeru ZJZ a pri Vrbanoch znovu do smeru SJ smerom na Zemianske Kostoľany (S. Ďuratný—J. Plančár—L. Zbořil 1964b), a tak oddeľuje bojnickú vysokú kryhu od panvy i z j. strany. V. Čechovič (1959) hodnotí tento zlom ako posarmatský. Na základe jeho vzťahu k uhoľnému ložisku (podmienil rozsah popaleogénnej depresie smerom na Z a S, v ktorej vzniklo uhoľné ložisko) možno však usudzovať na jeho popaleogénny vek. Existencia tohto zlomu je preukázateľná už v burdigale (5). Výskum riečnych a skalných terás a travertínov ukázal, že sa na ňom pohyby opakovali nielen po sarmat-pliocéne, ale aj v kvartéri sa odrážali na pozdĺžnych a priečnych zlomoch bojnickej vysokej kryhy, čo podmienilo začiatok vyvierania termálnych vôd na ich priesečníkoch koncom mindelu, resp. v interglaciáli mindel-riss a neskoršie ich sťahovanie od SV k JZ (porovnaj O. Franko v tomto čísle). Výška skoku na tomto zlome je rôzna a závisí od vzťahu súklonných a protiklonných zlomov. V úseku od Konianky po Horné Lelovce je zhruba 300—700 m.

Lektoroval: Ing. R. Marschalko

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1941: Geologické odôvodnenie vymedzenia ochranného pásma pre minerálne pramene Bojnických kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1942: Doplnky k elaborátu o ochrannom pásme minerálnych prameňov v bojnických kúpeľoch. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. — Geol. zborník SAV 4/1—2, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát III, SAV, Bratislava. — (5) Brodňan M., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nováky — sv. okraj. Manuskript — Geofond, Bratislava. — [6] Brodňan M., 1970: Geologická stavba novácke ho uhoľného ložiska. — Geologické práce, Správy 53, Bratisla-

va. — (7) Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. — Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [8] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964a: Poznatky gravimetrického výskumu v oblasti Nováckej panvy. — Geol. průzkum, 2, Praha. — [9] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964b: Geofyzikálny výskum v oblasti Nováckej uhoľnej panvy. — Správy o geologických výskumoch v roku 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [10] Ďurkovič T., 1969: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtov NB-1, NB-2, Z-264(H), NB-3, Š2-NB, V a bodových vzoriek. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Franko O. —Gross P., 1964: Správa o geologických pomeroch centrálnokarpatského paleogénu okolia bojnických kúpeľov. — Správy o geol. výskumoch r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [12] Franko O. —Gross P.—Samuel O., 1968: Geológia paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Horusitzky F., 1941: Antrag zum Schatzgebiete der Heilquellen des Bojnizer Bades. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Hottinger L.—Schaub H., 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens Einführung des Stufen Ilerdien und Biarritzien. — Eclogae geologicae Helveticae vol. 53, Nr. 1, Basel. — [15] Hynie O., 1953: Hydrogeologický posudek o thermálních zřídlech v lázních Bojnicích, se zvláštnym zřetelem k ochraně zřídel před účinky dolování v uhelní pánvi v okolí Novák. Manuskript-archív Povereníctva zdravotníctva, Bratislava. — [16] Chabakov A. V., 1933: Kratkaja instrukcija dľa polevogo issledovanija konglomeratov. — VGRO. GONTI. — [17] Marschalko R., 1968: Facies distributions, paleocurents and paleotectonics of the paleogene flysch of central westcarpathians. — Geol. zborník — (Geologica Carpathica) XIX 1, Bratislava. — [18] Papšová J., 1968: Záverečná správa o makropaleontologických výskumoch na liste Prievidza. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Samuel O., 1964: Mikrostratigrafia paleogénu okolia Bojníc. — Správy o geol. výskumoch r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [20] Samuel O., 1968: Záverečná správa o mikrostratigrafii paleogénu v okolí Bojníc. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Samuel O. — Salaj J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak carpathian Paleogene. — Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [22] Schaub H., 1962: Über einige stratigraphisch wichtige Numuliten — Arten. Bericht der Schweizerischen paleontologischen Gesellschaft 41. — Eclogae geologicae, Helveticae. Vol. 55/2, Basel. — [23] Snopková P., 1966: Palynologické vyhodnotenie vrtu NB-1 a NB-3 v Opatovciach n/Nitrou. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [24] Urban K., 1960: Bojnice — Správa o štruktúrnom hydrogeologickom prieskume okolia kúpeľov 1958—1960. Manuskript -Geofond, Bratislava. — [25] Planderová E.—Snopková P., 1970: Mikropaleobotanický výskum terciéru bojnickej oblasti. — Geologické práce, Správy 53, Bratislava. — [26] Vaňová M., 1965: Správa o vyhodnotení veľkých foraminifér z centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. — Správy o geol. výskumoch r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [27] Vaňová M., 1968: Záverečná správa o výskume veľkých foraminifér v okolí bojnických kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Vaňová M., 1969: Numulity Hornonitrianskej, Horehronskej kotliny a budínskeho vývoja paleogénu v oblasti Štúrova — dizert. práca. Manuskript -archív GÚDŠ, Bratislava. — [29] Vassojevič N. B., 1958: Krupnooblomočnyje porody. — in Ruchin L. B. et al., Spravočnoje rukovodstvo po petrografii osadočnych porod II, Leningrad.

P. GROSS – O. FRANKO – O. SAMUEL

GEOLOGY OF CENTRAL-CARPATHIAN PALAEOGENE NEAR BOJNICE THERMAE

The Palaeogene in Central West Carpathians represents a sedimentation cycle. Marine sedimentation commences with a lower detrite facies in Upper Lutetian. In the facies there are rudimentary Nummulite limestones. Higher up there is a thick Flysch sequence passing into Flysch with sandstones predominating. An analogous lithological-facial sequence may be observed around the Bojnice thermae. Four basical lithofacies corresponding to Upper Lutetian and Lower Oligocene were distinguished there:

1. Basal transgressive lithofacies
2. Marginal lithofacies
3. Claystone lithofacies
4. Flysch

Separate Palaeogene lithofacies differ in various petrographical types of sediments in the representation of the separate components and in their age. As for stratigraphy, these lithofacies are not always successive, sometimes they represent partly alternating facies. This maybe illustrated by the basal transgressive (or marginal) lithofacies alternating partly with the claystone lithofacies (Fig. 1).

The basal transgressive lithofacies — the most extensive one in the region studied (Encl. 1) — is composed of breccia, conglomerates, Nummulite limestones and sandstones. The variable thickness of the lithofacies is controlled by the dissection of its Mesozoic basement. The thickness increases from the Mesozoic margin to the inside of the basin from 17m to 400 m.

In the marginal part of the sea fine-grained clastic material and pelites were deposited. In some places the sediments alternate. They are referred to a separate marginal lithofacies with its thickness fluctuating approximately within 30m—280 m. Small and larger Foraminifera indicated that the main parts of the basal transgressive and marginal lithofacies were sedimented in the course of Upper Lutetian (Fig. 1) which is the zone of *Truncorotaloides rohri* in the sense of O. Samuel's (1965) or O. Samuel—J. Salaj's (1968) division. Somewhere the top members of the lithofacies reach the zone of *Globigerapsis* index (= Lower Priabonian), partly alternating with the claysto ne lithofacies.

At the maximum sea depth only pelites forming the claystone ,were deposited. The claystone lithofacies includes local sandstone and breccia intercalations. The lithofacies is 20—370 m thick, stratigraphically referred to the zone of *Truncorotaloides* rohri (= Lower Priabonian) and the zone of *Globigerina officinalis* (Upper Priabonian).

In further course of the sedimentation cycle the Flysch lithofacies was deposited. Flysch is represented by alternating claystones and sandstones with prevalence or equilibrium of claystones and with sporadical breccia. The thickness of the Flysch sequence is approx. 265—350 m. Stratigraphically the Flysch corresponds to Upper Eocene (Priabonian) and Lower Oligocene (= the zone of *Globigerina postcretacea).*

The Palaeogene region was affected by post-Palaeogene germanotypical fault tectonics (Encl. 1,3) and subsided into a depression along earlier longitudinal faults of NE-SW striking. Younger transversal faults of NW-SE striking dissected the primary blocks into smaller bodies. Along these faults the region subsided into a basin. The height of steps on the faults is 20—700 m, the fault dip is approx. 80°. Morphologically most conspicuous is the Malá Magura fault of N-E striking, separating the Bojnice elevated block (near the thermae) and the Horná Nitra basin. On the post-Palaeogene fault tectonic movements

were revived during Burdigalian, Tortonian, Sarmatian-Pliocene and Quaternary. During the latter the movements were most effective, reflected on longitudinal-transversal faults in the Bojnice elevated block at the end of Mindelian or Mindelian-Rissian interglacial periods. In that time the Bojnice thermae appeared. On the same fault, tectonic mo ve-ments were revived in younger Quaternary periods — as indicated by migration of the thermae from NE to SW.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

553.96(437.64)

M. BRODŇAN

GEOLOGICKÁ STAVBA NOVÁCKEHO UHOĽNÉHO LOŽISKA

Úvod

Prvé údaje o prieskumných prácach v oblasti nováckeho uhoľného ložiska sú z obdobia pred prvou svetovou vojnou, keď na ceste medzi Novákmi a Zemianskymi Kostoľanmi boli zistené tenké uhoľné sloje.

Neskôr boli vykonané dva vrty jv. od Novák, na základe ktorých sa predpokladalo, že v okolí Novák je vyvinutý uhoľný sloj vekove mladší ako sloje handlovské (podľa dnešného stavu poznatkov predpokladáme, že skúmané výskyty patria k nadložným slojom).

V ďalších rokoch sa zistilo pokračovanie handlovských uhoľných slojov pod eruptívnymi príkrovmi pohoria Vtáčnik a vznikol názor, že handlovské uhoľné ložisko tvorí úzky výbežok smerom na Nováky a uhoľný sloj upadá smerom k Handlovej.

Objavenie nováckeho ložiska sa datuje do rokov 1937—1938. Pri geologickom mapovaní V. Čechovič zistil vo vrstvách šlírovej fácie úklon k z., t. j. k Novákom — a dospel k záveru, že ide o samostatné uhoľné ložisko. Na základe tohto predpokladu sa pod jeho vedením začali roku 1939 vrtné práce a zistilo sa uhoľné ložisko o značnej rozlohe.

Roku 1939 sa začali už aj banské práce, a to hĺbením úpadnice na bani I (v poli dnešnej bane Mládeže), roku 1940 sa začalo hĺbenie aj na bani II (dnešné pole bane Mier). Dnes ťažia Novácke uhoľné bane, ktoré majú tri závody (baňa Mládež, Mier a Lehota) ročne asi 1,7 milióna ton hnedého uhlia.

Prieskum nováckeho uhoľného ložiska za účelom stanovenia množstva uhoľných zásob a hraníc ložiska sa už zhruba ukončil. V priebehu prieskumu jednotliví autori i kolektívy vypracovali z oblasti ložiska niekoľko výpočtov zásob a záverečných správ. Publikované práce sa však dotýkali nováckeho ložiska len okrajove. V novom období sa pri charakterizovaní geologických pomerov ložiska vychádzalo z aplikácie práce V. Čechoviča (1959) Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Novácke uhoľné

ložisko má však svoju špecifickú geologickú stavbu a niektoré nové poznatky narušujú pôvodnú koncepciu handlovsko-nováckej uhoľnej panvy vypracovanú V. Čechovičom a J. Slávikom. A keďže je prieskum ložiska v podstate ukončený, považujem za potrebné zhrnúť v tejto práci geologické poznatky, získané pri výskume a prieskume, a podať súhrnný obraz o geologickej stavbe nováckeho uhoľného ložiska.

Objavenie ložiska a prvé názory na jeho postavenie v rámci priestoru hornonitrianskej kotliny som opísal v úvode práce. Prieskumné práce na území nováckeho ložiska počnúc rokom 1939 možno chronologicky rozdeliť do piatich etáp, charakterizovaných stupňom vývoja a vyhodnocovania prieskumných prác. Jednotlivé etapy boli spravidla ukončené výpočtom zásob, prípadne záverečnou správou.

Z pracovníkov Uhoľného, neskoršie Geologického prieskumu, ktorí zhodnocovali prieskumné práce na nováckom uhoľnom ložisku, pokladám za potrebné uviesť: V. Čechoviča, T. Kavuliča, J. Kuráňa, J. Žabku, V. Barteka, M. Brodňana a K. Malatinského. Na špeciálnom geologickom výskume ložiska pracovali: D. Prokšová, M. Berešová a V. Gašpariková (mikropaleontológia), M. Lucinkiewiczová, M. Sandanus a J. Slávik (sedimentárna petrografia), J. Slávik, J. Valach a E. Brodňanová (petrografia), V. Sýkorová a E. Brodňanová (uhoľná petrografia), J. Kozáč (technológia uhlia).

Z výskumných prác v období rokov 1957—1958 pod vedením V. Čechoviča kolektív pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra a Geologického prieskumu (V. Čechovič, J. Gašparik, Lacko, J. Slávik) vykonal geologické mapovanie handlovskej a nováckej časti hornonitrianskej kotliny, zostavil geologickú mapu v mierke 1:25 000 a vyriešil základné otázky geologickej stavby handlovského ložiska.

V priebehu roku 1963 výskum nováckeho sloja a jeho bezprostredného nadložia vykonal v niektorých častiach dobývacieho priestoru Nováckych uhoľných baní kolektív pracovníkov Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave I. Kraus, O. Čorna, M. Haber pod vedením F. Petríka.

Hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k novácke-mu uhoľnému ložisku robil od r. 1961 pod vedením O. Franka kolektív pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra (O. Franko, L. Škvarka, S. Gazda, A. Biely, P. Gross a špecialisti T. Ďurkovič, O. Samuel, M. Vaňová a J. Volfová). Geofyzikálne práce v rámci tohto problému vykonali J. Plančár (gravimetria), S. Ďuratný (geoelektrika) a J. Bernát (seizmika).

Stratigrafia a litológia

Novácke uhoľné ložisko leží v z. časti neogénnej hornonitrianskej kotliny. Ložisko na S a Z ohraničuje *malomagurský zlom* (12), na východe ho od handlovského ložiska oddeľuje 1—3 km široký pás podložných tufitov. Kryštalinikum a mezozoikum neboli v území nováckeho ložiska zistené, vystupujú však na povrch v jeho širšom okolí.

Kryštalinikum budujú katametamorfity až mezometamorfity preniknuté intruzívami granitoidov, menej amfibolitov. Na povrch vystupuje na z. hranici hornonitrianskej kotliny v pohorí M. Magura, kde ho geologicky spracoval A. Klinec (1957), ako aj sv. od ložiska v žulovom jadre pohoria Žiar.

Mezozoikum v okolí nováckeho ložiska vystupuje na povrch v rudnianskej a praveneckej doline. Tvoria ho obalové série kryštalinika M. Magury a Žiaru, ale aj série krížňanskej a chočskej tektonickej jednotky. V území ložiska ho najnovšie zachytil vrt Š1-NB (pri obci Koš).

Paleogén

Paleogénne sedimenty vystupujú na povrch len v okolí ložiska: 1. s. od malomagurského zlomu v oblasti bojnických kúpeľov; 2. v blízkosti jz. okraja nováckeho ložiska pri Dolných Lelovciach; 3. sv. od nováckeho ložiska pri obci Brezany a V. Čausa.

V podloží nováckeho ložiska paleogénne sedimenty zachytili viaceré vrty.

Paleogén je zastúpený jediným sedimentačným cyklom, avšak jeho vrchná časť je silne denudovaná. Vek vrstiev podľa V. Čechoviča (1959) je najvrchnejší lutét — priabón; O. Franko—P. Gross—O. Samuel (1967) kladú najvyššie členy v bojnickej časti do vrchného eocénu až spodného oligocénu.

Paleogénne súvrstvie s. okraja handlovskej uhoľnej panvy V. Čechovič (1959) rozdelil na tri časti: 1. bazálne vrstvy; 2. piesčito-slienité flyšoidné vrstvy; 3. piesčité vrstvy.

O. Franko—P. Gross—O. Samuel (1969) v paleogéne okolia Bojníc uvádzajú takúto postupnosť sedimentácie:

1. Bazálna transgresívna litofácia: a) brekcie, konglomeráty, numulitové vápence (detritické súvrstvie); b) pieskovce;
2. Okrajová (marginálna) litofácia
3. Ílovcová litofácia
4. Flyš

Neogén

Neogénne súvrstvia tvoria vlastnú výplň hornonitrianskej kotliny, a teda aj nováckeho uhoľného ložiska. Ide o súvrstvia sedimentárne i vulkanické. Stratigrafické rozčlenenie nováckeho ložiska je rovnaké ako u handlovského

ložiska, preberáme preto rozdelenie neogénu v tom zmysle, v akom ho pre s. časť handlovskej uhoľnej panvy zaviedol V. Čechovič (1959).

Spodný miocén (burdigal). Transgresia spodnomiocénneho mora začala po dlhotrvajúcom stratigrafickom hiáte a silnej denudácii paleogénnych hornín v burdigale. Celé súvrstvie spodnomiocénnych vrstiev predstavuje jediný sedimentačný cyklus, pričom jeho vrchné časti boli postihnuté denudáciou v období medzi burdigalom a tortónom.

Geologický vývoj spodného miocénu v oblasti hornonitrianskej kotliny je veľmi pestrý a závisí od reliéfu paleogénnych hornín.

V. Čechovič (1959) rozdeľuje spodný miocén v s. časti handlovského ložiska takto: bazálne sladkovodné a suchozemské vrstvy; lagúnne brakické vrstvy; morské pobrežné vrstvy v piesčitom vývoji; šlírová fácia burdigalu; piesčité vrstvy v nadloží šlíru.

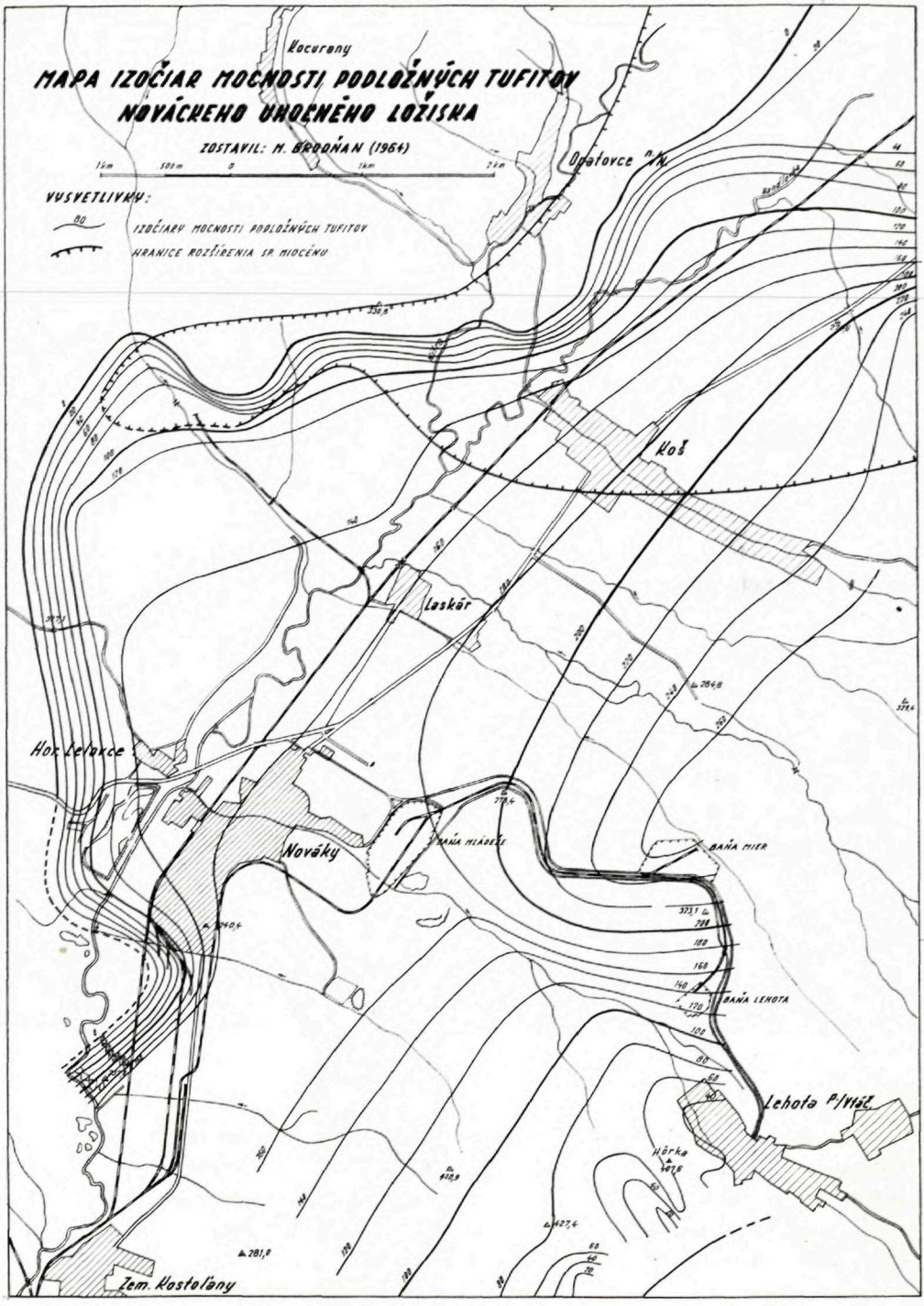
V skúmanej s. oblasti (Kľačno) uvádza len burdigalské usadeniny v morskom vývoji (zlepencové fácie). V oblasti nováckeho uhoľného ložiska prvé tri horizonty neboli zistené a sedimentácia spodného miocénu sa začína usadzovaním šlírových vrstiev burdigalu. Spodný miocén je vyvinutý len v s. časti ložiska a úzky výbežok bol zistený v jv. časti ložiska. V ostatných častiach ložiska horniny vrchného tortónu, prípadne i mladšie sa usadzujú priamo na paleogén (obr. 1).

Spodný miocén v s. časti ložiska predstavuje pravdepodobne výbežok spodnomiocénneho mora zasahujúceho sem zo S a SV. Úzky výbežok v jv. časti ložiska je pravdepodobne zálivom spodnomiocénneho mora zasahujúceho sem z oblasti Podhradia, kde bol spodný miocén zistený vo viacerých vrtoch.

Najspodnejší burdigalský horizont zistený v blízkosti sv. okraja nováckeho ložiska (vrt Z-250) zodpovedá spodnému šlírovému pásmu. Sú to sivé až tmavosivé, prevažne jemne piesčité slienité íly až ílovce (miestami až slieňovce), s črepinovitým, prípadne slabo vrstevnatým rozpadom. V íloch sa objavujú šmuhy a vložky svetlejšieho prachového a piesčitého materiálu a bola zistená i vložka zlepenca s valúnmi o priemere 0,5—2 cm tvorenými vápencom, kremencom a žilným kremeňom a tmelenými piesčitým tmelom. V íloch sa objavujú úlomky makrofauny, šupiny rýb a malé foraminifery, ktoré na inom mieste tohto čísla uvádza V. Gašpariková.

Stredné šlírové pásmo bolo zistené na s. hranici nováckeho ložiska (vrt Z-206(H). Tvoria ho sivé, neslienité, príp. slabo slienité íly a piesčité íly, ktoré podľa určenia V. Gašparikovej obsahujú silne pyritizovanú morskú bentóznu mikrofaunu.

Počas sedimentácie tohto súvrstvia došlo k vytvoreniu redukčného prostredia (pyritizácia mikrofauny). Vcelku išlo o pokojnú stojatú vodu (9) s hĺbkou do 300 m.


Kocurany
MAPA IZOČIAR MOCNOSTI PODLOŽNÝCH TUFITOV
NOVÁCKEHO UHOĽNÉHO LOŽISKA
ZOSTAVIL: M. BRODŇAN (1964)
1½m 500m 0 1km 2½m
VYSVETLIVKY:
IZOČIARY MOCNOSTI PODLOŽNÝCH TUFITOV
HRANICE ROZŠÍRENIA SP. MIOCÉNU
Opatovce n/N
Koš
Laskár
Hor. Lelovce
Nováky
BAŇA MLÁDEŽ
BAŇA MIER
BAŇA LEHOTA
Lehota p/Vtáč.
Hôrka
Zem. Kostoľany

Obr. 1

Vrchné šlírové pásmo je rozšírené v s. časti nováckeho ložiska, pričom s. hranicu jeho dnešného rozšírenia tvorí tzv. okrajový malomagurský zlom. K tomuto pásmu môžeme zaradiť aj úzky výbežok spodného miocénu pri Veľkej Lehote.

Litologicky ide o sivé, tmavosivé, zelenosivé, v zásade neslienité, vzácne slabo slienité íly a ílovce. V prevahe sú piesčité íly s typickým šlírovým rozpadom, pričom piesčitá zložka vytvára farebnú i granulometrickú lamináciu až páskovanosť. Vzácne sa objavujú zuhoľnatené rastlinné zvyšky, lokálne 1—2 centimetre mocné vrstvičky uhlia. V íloch sa objavujú 2—20 cm mocné vložky žltkastého jemnozrnného pieskovca, prípadne piesčitého ílovca. Okrem tohto vývoja sa lokálne v niektorých častiach nováckeho ložiska objavujú až 40 m mocné obzory, v ktorých piesčitá zložka prevláda nad ílovitou, takže ide o sivé jemnozrnné, slabo stmelené piesky až pieskovce, slabo vrstevnaté s výskytom ílovitých laminiek až vrstvičiek. Pomer piesčitej a ílovitej zložky je horizontálne i vertikálne veľmi premelivý, miestami pripomína flyšové súvrstvie paleogénu, inde sú zas skoro čisté piesky a pieskovce, ktoré sú uložené zväčša v spodnej časti horizontu vrchného šlírového pásma.

Podľa J. Slávika (1964) vysoký obsah karbonátov v ťažkej frakcii (hoci karbonáty pelitického podielu podstatne klesli a pohybujú sa v rozmedzí do 3—6,5 %) naznačuje určitú kontinuitu s vývojom v paleogéne. Chudobná a nevýrazná spodnomiocénna asociácia ťažkých minerálov je charakteristická prítomnosťou niektorých tufitických zložiek, prejavujúcich sa buď zvýšeným obsahom biotitu a zirkónu, alebo hypersténu.

Mineralogické zloženie ťažkej frakcie vzoriek z vrchného šlírového pásma vrtu Z-222(H) — cca 400 m j. od Opatoviec — je zachytené v tabuľke 1.

Kompletný chemický rozbor ílovcov vrchného šlírového pásma naznačuje oproti ostatným horninám pomerne vysoký obsah SiO_2 a nízky obsah CaO. Kvôli informácii uvádzam výsledky z vrtu Z-248 (hĺbka 417 m).

SiO_2	61,81 %	Strata žíhaním	7,30 %
Al_2O_3	12,61 %	TiO_2	0,79 %
Fe_2O_3	6,26 %	P_2O_5	0,19 %
CaO	1,05 %	K_2O	2,30 %
MgO	2,66 %	Na_2O	0,94 %
SO_3	1,59 %	MnO	0,17 %

Výsledky diferenciálne termických analýz ukázali, že ide o íly s obsahom organickej prímesi, z ílovitých minerálov je prítomný najpravdepodobnejšie illit, prípadne alofán.

Faunisticky je toto pásmo pomerne chudobné. Foraminifery sú veľmi ojedinelé, hojnejšie sú diatomaceae, rádiolárie, rhaxy a ojedinelé ihlice húb.

Tabuľka 1

minerál (v %)	415 m	425	427	431	438	440	453	458	460	462	465	469	471
amfibol	0,3	—					1,5	0,9	+	—	+	+	—
apatit	1,8	3,7	1,9	0,1	0,6	1,3	+	2,8	5,9	6,2	+	2,8	2,0
biotit	2,1	8,1	0,4	0,1	0,5	1,9	3,0	1,4		1,7	0,2	—	1,6
granát	1,8	18,6	1,9	0,1	3,4			3,7	2,7	6,9	0,2	1,6	4,4
chlorit		12,4	1,0	1,8	2,7	2,6	1,5	2,8	2,4	3,8	0,2	1,6	3,9
karbonáty	37	21,1	88,5	4,7	77,0	78,2	53,0	27,6	21,6	36,2	9,3	12,0	53,2
rutil	0,3	0,6	—							0,7	—	0,8	0,8
staurolit		0,6	—										
hyperstén	0,9			1,8		0,7	2,3	2,8	1,6	—	+		
turmalín	0,3	1,2	0,7	0,1	0,5	1,3		1,4	1,2	1,7	0,2	4,0	2,0
zirkón	1,9	3,7	0,7	1,7	4,3	2,6		1,9	2,9	5,5	2,2	2,4	4,6
pyrit	29	4,9	3,9	2,3	7,7		26	20	4,7	10,3	7,1	2,4	12,3
limonity	0,9	1,9	—	11,4	+	2,6	6,2	27,6		5,2	3,8	0,8	4,7
rudný prášok	4,9	16,1	1,0	3,6	4,5	3,9	3,9	6,2	10,9	22,7	2,2	4,0	11,1
leukoxén	4,9	7,5	—	—		3,9							
zhlukový materiál 100 %	15,2	—	—	72,99					42,2				
distén										—	—	11,2	—

Mocnosť sedimentov vrchného šlírového pásma je veľmi premenlivá a v zásade závisí od reliéfu paleogénneho podložia. V s. časti ložiska bola (vo vrte Z-168) zistená mocnosť 46 m, vo vrte Z-206/H pri Opatovciach cca 140 m.

Piesčité vrstvy v nadloží šlíru, ktoré V. Čechovič opisuje v okolí M. Čausy, na území ložiska neboli zistené, a v súlade s jeho názormi môžeme predpokladať, že podľahli denudácii.

Celková mocnosť spodnomiocénnych sedimentov na území ložiska je nad 100 m, pričom maximálna overená mocnosť (Z-206(H) je 167 m. Úklony spodnomiocénneho súvrstvia sa pohybujú v rozsahu 5—10°. Rozsah sedimentov je vyznačený na „mape izočiar mocnosti podložných tufitov novácke ho uhoľného ložiska".

Stredný a vrchný miocén — pliocén

Stratigrafia stredného a vrchného miocénu, ako aj pliocénu handlovsko-nováckej oblasti je postavená zatiaľ prevažne na nepriamych dôkazoch (porov. V. Čechovič 1959), najmä na zrovnaní postavenia vulkanitov so stratigraficky definovanými vulkanitmi. Priamych dôkazov o veku súvrství začleňovaných do stredného a vrchného miocénu resp. pliocénu niet. M. Brodňan—J. Slávik (1966) však preukázali, že pôvodná predstava o geologickom vývoji handlovskej uhoľnej panvy a priľahlých oblastí po usadení nadložných ílov, ktorá sa vytvorila na základe prác J. Gašparika (1957), J. Slávika (1959, 1960) a V. Čechoviča (1959) nevystihuje celkový geologický vývoj oblasti. Podľa ponímania uvedených autorov sa na denudované súvrstvie nadložných ílov (vrchného tortónu) diskordantne usadil komplex tzv. bielych štrkov, prikrytý na handlovskom a čiastočne aj na novácke m ložisku produktami druhej fázy vulkanitov pohoria Vtáčnik (obidve formácie zaraďované k sarmatu). V pliocéne (vrchnom panóne) sa na staršie útvary v údolí rieky Nitry usadila tzv. lelovecká štrková formácia.

V zmysle najnovších pozorovaní (M. Brodňan—J. Slávik l. c.) štrkové formácie handlovského a novácke ho ložiska považujeme za súvrstvie synchrónne s vulkanickou činnosťou, pričom v blízkosti vulkanického centra Vtáčnika prevláda vulkanogénna zložka a s rastúcou vzdialenosťou vzrastá aj podiel sedimentárnej zložky. Vulkanická činnosť však pretrvala detritickú sedimentáciu a jej najmohutnejšie prejavy sa odohrávali až po ukončení detritickej sedimentácie, pričom za stred erupcií môžeme považovať dnešný centrálny Vtáčnik.

Pre opisovaný komplex sme zaviedli termín „detriticko-vulkanická formácia" a zaraďujeme ju do pliocénu s tým, že vulkanizmus Vtáčnika mohol pretrvať až do vrchného pliocénu.

E. Planderová (1966) na základe palynologického vyhodnotenia handlovskej produktívnej série vyslovuje názor, že produktívne vrstvy možno zaradiť do obdobia sarmatu (prípadne aj najvrchnejšieho tortónu).

Keďže ide zatiaľ opäť o nepriame dôkazy, pokladám za platné Čechovičove (1959) delenie poopravené podľa najnovších pozorovaní M. Brodňana a J. Slávika (1966).

Celý komplex stredného a vrchného miocénu, ako aj pliocénu môžeme v oblasti novácke ho a handlovského ložiska rozdeliť na tieto celky:

Platné delenie:		Nové názory:
	Nadložný vulkanizmus	vrchný pliocén
panón	Detriticko-vulkanická formácia	pliocén
sarmat —	(štrkové formácie + časť nadložného vulkanizmu)	
vrchný	Nadložné íly	sarmat
tortón	Produktívne vrstvy	(najvrchnejší tortón)
	Produkty podložného vulkanizmu	vrchný (?) tortón

Produkty podložného vulkanizmu

Toto súvrstvie je vyvinuté prakticky na celom území novácke ho ložiska. V podstate ho môžeme podľa J. Slávika (1959) rozdeliť do dvoch celkov: a) podložné vulkanity uložené na mieste; b) preplavené produkty podložného vulkanizmu.

a) Podložné vulkanity uložené na mieste. Horniny tohto typu sú v oblasti novácke ho ložiska zastúpené v menšej miere ako preplavené produkty.

Reprezentanta podložného vulkanizmu opísal J. Slávik (l. c.) vo vrte HL-1 25 m pod uhoľným slojom; ide o kryštalovitroklastický tuf až tufit. Kryštaloklasty tvorí hyperstén, amfibol a plagioklas, ktoré sú uložené v sklovitej základnej hmote.

Ojedinelé výskyty hornín podložného vulkanizmu na mieste boli nepravidelne zistené i v ostatných častiach ložiska prevažne vo forme tufov, brekcií a tufobrekcií s úlomkovitým materiálom rôznej veľkosti. Úlomkovitý podiel tvorí andezit pyroxenického až pyroxén-amfibol-granátického zloženia, úlomky sú uložené v základnej hmote kryštalovitroklastického typu s úlomkami amfibolu, hypersténu, miestami granátu a biotitu.

Všeobecne možno konštatovať, že v nováckom ložisku smerom od JV na SZ sa podložné pyroklastiká uložené na mieste zjemňujú a prechádzajú od uloženín typu tufobrekcií cez uloženiny typu litoklastických a lapilóznych tufov ku vitroklastickým tufom (29).

b) Preplavené produkty podložného vulkanizmu (tzv. podložné tufity). Predstavujú podstatnú časť produktov podložného vulkanizmu a tvoria vo väčšine prípadov podložie produktívneho súvrstvia, prípadne priamo hlavného uhoľného sloja. Ide o komplex fluviálne až fluviolimnicky preplavených hornín veľmi pestrého granulometrického zloženia od tufitických aleurolitov až po tufitické konglomeráty (26). Súvrstvím ložiska bolo vykonaných niekoľko vrtov. Aj keď charakter sedimentácie nie je vo všetkých častiach rovnaký, v súvrství môžeme vyčleniť ešte niekoľko subfácií.

Prechod z podložného paleogénneho, prípadne spodnomiocénneho komplexu naznačujú zelené a modrozelené íly, v ktorých je ťažko makroskopicky stanoviť tufitickú prímes a niekedy je ich ťažko odlíšiť od vrchných častí spodnomiocénneho súvrstvia. V íloch sú lokálne uložené tenké uhoľné sloje. V spodných častiach komplexu podložných vulkanitov, hlavne v sv. časti ložiska, je vyvinutá pomerne konštantná vrstva štrkov a štrkopieskov s kremencovým, ojedinele i vápencovým materiálom. Vyššie je uložené až 150 m mocné súvrstvie prejavujúce sa ako striedanie piesčitých tufitov, tufitických pieskovcov s vložkami a polohami prevažne hrubozrnných zlepencov s valúnmi tvorenými andezitovým materiálom a tufiticko-piesčitým tmelom. Ojedinele sa objavujú exotické valúny prevažne kremeňa a kremenca.

Najvyššie časti podložného preplaveného komplexu vo väčšej časti nováckeho ložiska reprezentujú íly a tufitické íly s charakteristickými zelenými až modrozelenými uzavreninami, nahromadenou uhoľnou sečkou a zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami. V týchto častiach podložného komplexu sa objavujú i tenké vložky a polohy slabo preuhoľnateného (prevažne hemifáza) detritického a xylitického uhlia, silne znečistené ílovitým a tufitickým materiálom.

V sv. časti ložiska, cca 10—15 m od stropu súvrstvia je lokálne vyvinutý i uhoľný sloj o mocnosti až 5,40 m (Z-225), ktorý tvorí prevažne hemidetritické uhlie a označuje sa ako podložný sloj č. 1 (p_1). Rozloha územia s dobývateľnou mocnosťou je však pomerne malá a sloj je vyvinutý na území o ploche cca 1,5 km^2.

V sedimentárne petrografických preparátoch podľa J. Slávika (1964) sa tzv. podložné tufity vyznačujú prítomnosťou troch minerálov: amfibolu, hypersténu a vulkanického skla. Treba podotknúť, že v zastúpení minerálov bola pozorovaná určitá reciprocita. Ak je hornina slabo premenená a vulkanické sklo nerozložené, prestúpené zátekmi limonitu, v asociácii prevláda pyroklastický materiál. Kde sklovitý pyroklastický materiál podľahol premenám pelitizačných typov, asociácia prejavuje podstatné zvýšenie obsahu pyroxénu a amfibolu (tab. 2)

Na základe sedimentárno-petrografického spracovania možno komplex podložných tufitov charakterizovať ako prevažne vulkanickú asociáciu s typomorfnými minerálmi amfibol, hyperstén, sčasti zirkón, granát a apatit. Prevažuje vulkanická asociácia, objavuje sa však aj staurolit, distén, turmalín, ktoré poukazujú na možný znos materiálu aj z oblastí mimo vulkanického masívu.

Tabuľka 2

vz.	239	262	270	282,6	300	303	306	310
apatit	0,6	1,1	0,8	4,7	1,3			0,6
amfibol	1,2	10,2	0,4	43,7	89,5			8,2
distén	0,3	0,2	—	0,7	—			—
granát	2,9	0,4		20,7	—			1,5
hyperstén	0,6	55,4	0,9	—	3,5			
chlorit	4,5	—		2,7				
karbonáty	2,9	0,4		10,7				2,0
staurolit	0,3	—						
turmalín	0,6	—						
zirkón	0,9	—	2,1	6,7				
oxidy Fe	10,9	—		20,1	4,1	5		6,7
limonitizovaný pyroklastický materiál	74,4	29,3	95,0		1,3	95	100	70,6

Na základe vyššie uvedených skutočností môžeme považovať horizont podložných tufitov za veľmi výrazný a sedimentárno-petrograficky ľahko preukázateľný.

Za zmienku stoja zvýšené obsahy biotitov na báze súvrstvia podložných tufitov, hovoriace o kyslejšom vulkanizme na začiatku 1. vulkanickej fázy Vtáčnika. Diferenciálne termické analýzy ukázali, že v tufitických íloch tohto súvrstvia je zastúpená organická prímes, z ílovitých minerálov je najčastejší illit.

O komplexe produktov podložného vulkanizmu možno záverom konštatovať, že je vyvinutý prakticky na celom území nováckeho uhoľného ložiska. Tvorí vlastné podložie produktívneho súvrstvia a len v niektorých okrajových častiach ložiska, hlavne v s. časti (napr. Z-222H) leží produktívne súvrstvie, prípadne hlavný uhoľný sloj, na starších komplexoch. Komplex podložných vulkanitov presahuje na J, SV a V hranice vlastného uhoľného ložiska.

Reliéf produktov podložného vulkanizmu zohral významnú úlohu pri tvorbe uhoľných slojov a v sv. časti ložiska depresie týchto produktov vytvorili podmienky pre vznik zvláštneho vývoja sloja (tzv. h_o sloj).

Uvedený komplex dosahuje maximálnu mocnosť vo v. a sv. časti ložiska, čo naznačuje, že pôvodná oblasť znosu sa nachádzala jv. od ložiska (podľa J. Slávika 1959 v oblasti dnešného centrálneho Vtáčnika) a dĺžka transportu bola pomerne malá (pozri obr. 1).

Na severnej a západnej hranici ložiska komplex podložných vulkanitov zhruba sleduje okrajový tzv. malomagurský zlom, od ktorého smerom do stredu ložiska sa jeho mocnosť prudko zväčšuje.

Pás podložných tufitov vystupujúcich na povrch nám dnes rozdeľuje handlovské a novácke uhoľné ložisko. Prevedené prieskumné práce ukázali, že jeho rozsah je menší, ako sa predpokladalo na základe geologického mapovania, a miestami nepresahuje 1 km.

Podložný vulkanizmus sa začal v období, keď prevažná časť nováckeho ložiska bola ešte súšou, a prebiehal súčasne s postupom jazernej hladiny na ploche ložiska.

Produktívne vrstvy

Ako sme už uviedli, vo vrchných častiach preplavených produktov podložného vulkanizmu, nazývaných „podložnými tufitmi", sa objavujú íly a tufitické íly lokálne s podložnými uhoľnými slojmi.

Na tomto súvrství je v plochej depresii v podložných tufitoch sv. časti nováckeho ložiska uložený samostatný uhoľný sloj označený ako sloj h_o. Najväčšiu mocnosť (až 8,70 m) má v centre uvedenej depresie. Smerom na J, S, V, čiastočne i Z (vzhľadom na os depresie), sa so zmenšovaním vzdialenosti od hlavného sloja zmenšuje i jeho mocnosť, až sa vykliňuje. Smerom na SZ sloj postupne prechádza do uhoľných ílov.

V uhoľnom sloji, ktorý tvorí prevažne silne znečistené uhlie, objavujú sa hojne ílovité a tufitické preplástky.

V nadloží sloja h_o, prípadne priamo na podložných tufitoch, sú v sv. časti nováckeho ložiska vyvinuté íly o mocnosti až 20 m, podobné nadložným ílom. Nad nimi, prípadne priamo na podložnom tufitickom súvrství je uložený hlavný uhoľný sloj.

Hlavný uhoľný sloj je vyvinutý na celom území nováckeho uhoľného ložiska. Jeho mocnosť v prevažnej časti ložiska sa pohybuje okolo 8—10 m. V z. časti ložiska dosahuje miestami mocnosť až 26,40 m.

Obmedzenie uhoľného sloja je komplikované. V zásade j. a z. hranica ložiska je daná postupným vykliňovaním uhoľného sloja, s. hranica je daná jednak postupným vykliňovaním uhoľného sloja, jednak tektonickou hranicou (okrajový malomagurský zlom).

V. a jv. hranica je sčasti tektonická, sčasti erózna. Najkomplikovanejší priebeh má hranica sv. časti nováckeho ložiska. Uplatňujú sa v nej faktory: postupné vykliňovanie uhoľného sloja na reliéfe podložných tufitov, erózia produktívneho súvrstvia v období po usadení nadložných ílov, vykliňovanie uhoľného sloja a tektonické obmedzenie.

Sedimentácia rastlinného materiálu bola občas prerušovaná sedimentáciou anorganickej hmoty. Odrazy týchto prejavov sa nám dnes javia ako preplástky hlušiny v uhoľnom sloji. Preplástky tvoria prevažne svetlosivé až biele piesčité tufity malej mocnosti, ale veľkého plošného rozšírenia a v ťažobných poliach

Nováckych uhoľných baní boli presne vymedzené. Za najcharakteristickejšie považujeme tzv. hrubý pás uložený prevažne vo vzdialenosti cca 2,0 až 2,5 m od stropu sloja (mocnosť 0,15 až 0,25 m), ktorý tvorí piesčitý tufit až tufitický pieskovec, a tzv. sestričky (dvojčatá) o mocnosti 0,03 až 0,07 m (vo vzdialenosti medzi sebou cca 0,40 m), z ktorých spodná je uložená v priemere asi 1,60 m od počvy hlavného sloja. V niektorých okrajových častiach ložiska sa tufitický, miestami ílovitý preplástok lokálne prudko zväčšuje a rozdeľuje hlavný sloj na dve samostatné lavice. Okrem uvedených preplástkov hlušiny je uhlie hlavne pri počve silne znečistené ílovitou a tufitickou prímesou. Koreňové pôdy boli zistené len ojedinele.

Kvalita hlavného uhoľného sloja nováckeho ložiska, podobne ako mocnosť, je v jeho jednotlivých častiach rôzna. V prevažnej časti ložiska sa pohybuje v zásade v týchto hraniciach:

voda pôvodná (W^p)	32—40 %
popol v sušine (A^s)	20—25 %
výhrevnosť konšt. (Q_n^k)	2300—2800 kcal/kg
spalné teplo v horľavine (Q_v^h)	6200—6700 kcal/kg

Obsah uhlíka sa pohybuje zväčša v rozmedzí 64—68 %, vodíka 4,8—5,9 % (v horľavine).

Chemické a technologické hodnoty nováckeho uhlia ukazujú, že ide o uhlie na rozhraní hnedouhoľnej hemi- až ortofázy preuhoľnenia. F. Petrík (1964) uvádza priemernú hodnotu indexu preuhoľnenia pre novácke uhlie In = 33. V niektorých prípadoch sú však vo výsledkoch chemického a uhoľno-petrografického výskumu rozpory (7). Stupeň preuhoľnenia v zásade klesá smerom na S, resp. SZ.

Po stránke uhoľno-petrografickej hlavný uhoľný sloj tvorí uhlie patriace k hnedouhoľným humitom a stupňom preuhoľnenia zodpovedá rozhraniu hnedouhoľnej hemi- až ortofázy. Prevládajúcim typom sú detrity, menej xylitické detrity. Okrem toho sa v menšom množstve vyskytujú aj ostatné petrografické typy — xylity — a ojedinele aj typy patriace výlučne hnedouhoľnej ortofáze, t. j. detrity páskované a detrity páskované lesklé.

Uhlie je hnedé; v nižšej fáze preuhoľnenia orechovohnedé a vo vyššej až hnedočierne. Vzhľad má prevažne zemitý, lesk matný, iba intenzívnejšie preuhoľnené typy sú smolne lesklé. Na vrstevných plochách sa vyskytujú hniezda a tzv. fuzitové koberce.

Mikroskopicky uhlie buduje prevažne detrinit, ktorý obsahuje vložky exinitu, a to kutikuly, makrospóry a mikrospóry. Časté bývajú aj vložky huminitu. Ojedinele sa vyskytuje i sklerotinit. Okrem detrinitu bola zistená i zložka humophytická so súčiastkami xylinitu, phylinitu a v jednom prípade bol zistený i suberinit. V xylinite sa vyskytuje vložka rezinitu.

Uhlie často znečisťujú anorganické prímesi, a to zrnká kremeňa, živca, melnikovitu a pyritu. Pomerne často sa objavujú povlaky realgáru a auripigmentu (6).

Podľa F. Petríka a kol. (1964) v peľových spektrách prevládajú peľové zrná ihličnatých rastlín nad krytosemennými; z ihličnatých rastlín sú značne rozšírené peľové zrná so vzdušnými vačkami, najmä borovice *Pinus* typ *Diploxylon* a *Haploxylon*, peľové zrná rodu *Abies, Picea, Cedrus, Tsuga*; peľové zrná čeľade *Taxodiaceae-Cupressaceae* sú zriedkavé. Z krytosemenných rastlín sa hodne objavujú peľové zrná *Myrixaceae, Carya, Pterocarya, Juglans*. Čeľaď *Betulaceae* zastupujú rody *Betula, Carpinus, Corylus*, čeľaď *Fagaceae* rody *Fagus, Quercus, Castanea*. Z výtrusných rastlín, ktoré sa vyskytujú pomerne zriedkavo, najrozšírenejšie sú spóry čeľade *Polypodiaceae*, niekedy spóry rodu *Lygodium*. Často sa vyskytujú aj spóry húb (Fungi). Mikroplanktón je zastúpený niekedy veľmi dobre zachovanými dinoflagelatami; vyskytujú sa i zvyšky *Masulae Azolla*. Teplomilné rody a čeľade sú zastúpené buď slabo, alebo sa nevyskytujú vôbec. Pribúdajú rastlinné prvky typické pre miernu klímu.

Z celkového spektra autor usudzuje, že počas usadzovania uhoľného sloja bolo podnebie ešte subtropické, ale už s rastlinnými prvkami mierneho pásma.

Nadložné íly

Tvoria monotónne svetlosivé a zelenosivé, v blízkosti uhoľného sloja tmavosivé až hnedasté súvrstvie. Slienitosť súvrstvia je premenlivá. Podobne kolíše aj piesčitá zložka, a to vertikálne i horizontálne. Nepiesčité a jemne piesčité íly majú spravidla črepinovitý rozpad, piesčité časti sú slabo vrstevnaté. Piesčitá prímes a uhoľná substancia vytvárajú najmä v nadloží hlavného sloja jemnú farebnú, lokálne i granulometrickú lamináciu až páskovitosť. Pre nadložné íly je veľmi charakteristický hojný obsah drobných (1—2 mm) zuhoľnatených rastlinných zvyškov, ktoré sú uložené takmer v celom profile. Pomerne hojne sa objavujú aj lesklé a hladké zelené plôšky, ktoré vznikli prevažne v období diagenézy ílov. Lokálne sa objavujú tenké vložky s tufitickou prímesou. Občas v nich nachádzame tenké uhoľné slojky slabej kvality (prevažne hemifáza) šošovkovitého vývoja.

Sedimentárno-petrograficky charakterizuje nadložné íly J. Slávik (1964). Ich karbonátnosť je veľmi premenlivá a kolíše od 0—15 %. Ako typickú asociáciu ťažkých minerálov uvádza asociáciu z vrtu Z-221, cca 600 m jz. od obce Opatovce n/Nitrou (tab. 3).

I. Kraus (1964) zistil v nadloží hlavného sloja variabilné množstvo rozsievok. Na základe kvantitatívneho pomeru rozsievok a ílovitej hmoty vyčleňuje tieto typy hornín: 1. svetlosivé a svetlohnedé diatomity (85 % rozsievok, íl do 15 %); 2. svetlo-až tmavohnedosivý ílovitý diatomit (20—40 % ílovitej hmoty); 3. sivozelené diatomové íly (rozsievky do 20 %).

Okrem uvedených komponentov opisuje v íloch ešte značné množstvo organickej substancie, z klastických minerálov maximálne do 25 % živce, podradne kremeň. Z roz-

Tabuľka 3

	90 m	100 m	110 m	120 m	130 m	140 m	148 m
apatit	1,14	1,17	+	1,99	3,09	1,82	
biotit	67,23	63,60	47,55	7,97	29,16	5,92	40,20
epidot-zoizit	1,14	1,50	0,85	2,56	+	1,82	
granát	0,86	2,73	0,51	8,50	7,22	5,69	
chlorit	1,43	1,57	0,85	+	+		
ilmenit	+	1,36	1,19	24,70	6,18	15,26	2,69
karbonáty	15,20	+	5,82	0,85	1,37	3,18	14,02
leukoxén	2,87	14,65	1,71	19,10	26,42	23,20	13,40
pyrit	3,35		12,15	+	1,03	2,50	
pyroxén	+	0,78	+	+	+	+	
rutil	+	0,78	+	1,99	2,74	2,96	
turmalín	+	1,36	+	3,70	6,87	3,64	1,61
zirkón	+	+	+	3,70	1,37	1,13	
živec	+	5,46	+	16,50	8,59	4,10	7,0
organizmy	0,86		+				
špinavá asoc.	3,73	2,14	27,90	2,27	zv.	zv.	22,40

sievok uvádza masový výskyt centrických schránok rodu *Melosir*. Z jednotlivých druhov je najčastejšia *Melosira distans*, ďalej *M. granulata*, *M. undulata*, *M. italica*, *M. crenulata*, zriedkavejšie *M. arenaria*. Z ostatných druhov uvádza ojedinelé penátne druhy *Fragilárii* a bližšie neurčiteľné druhy z rodu *Navicula*, *Cymbella* a *Pinularia*. Podobné nahromadenia diatomitov boli zistené i v ostatných častiach ložiska (najmä v sv. časti). Nahromadenie rozsievok bolo pozorované v pásme do 5 m nad stropom uhoľného sloja.

Výsledky diferenciálne termických analýz (10 analýz) z celého profilu nadložných ílov v sv. a jz. časti ložiska ukázali, že ílovitý podiel tvorí ilit, resp. ilit-montmorilonit, zriedka montmorilonit a v jednom prípade bola zistená karbonatická povaha vzorky. Chemické zloženie nadložných ílov: SiO_2 — 54,90 %, TiO_2 — 0,57 %, Al_2O_3 — 16,26 %, Fe_2O_3 — 6,68 %, CaO — 2,57 %, MgO — 2,62 %, SO_3 — 0,99 %, alkálie 1,73 %, strata žíh. — 13,90 %, uhličit. CO_2 — 2,54 %, spaliteľný C — 0,63 %.

V. Gašpariková (1964) stanovila v nich veľmi chudobnú mikrofaunu tvorenú ojedinelými úlomkami sladkovodných tenkostenných gastropód a tenkostenných ostrakód. Okrem uvedených úlomkov vystupujú hlavne preplavené a prekryštalizované paleogénne foraminifery, ojedinelé ihlice húb, rhaxy.

Mocnosť súvrstvia nadložných ílov závisí v podstate od dvoch, vzájomne sa doplňujúcich faktorov — od tektonickej pozície príslušnej kryhy a denudácie, ktorá nastala v období po usadení ílov. Najvyššie mocnosti dosahujú íly v z., hlboko poklesnutej časti ložiska (Z-218—590 m). V ostatných častiach ložiska sa ich mocnosť pohybuje od 150 do 300 m, okrem východného, juhovýchodného a severovýchodného okraja ložiska, kde mocnosť nadložných ílov postupne klesá, až úplne miznú.

Z komplexného rozboru ílov vyplýva, že:

a) V období medzi usadením podložných tufitov a nadložných ílov došlo k výrazným paleogeografickým zmenám v oblasti nováckeho ložiska. Znos

materiálu v období usadzovania podložných tufitov prebiehal z podložného vulkanického komplexu vyvinutého približne v oblasti dnešného Vtáčnika; nadložné íly reprezentujú uloženiny splavené z oblasti nevulkanických. Na túto skutočnosť nám poukazujú jednak asociácie ťažkých minerálov, jednak mikrofaunistické asociácie obsahujúce preplavené paleogénne a spodnomiocénne formy. Hlavnú znosovú oblasť môžeme teda predpokladať v územiach s vynorenými paleogénnymi a spodnomiocénnymi sedimentmi, t. j. v oblasti s. a sv. od ložiska.

b) Lokálne v niektorých obdobiach sedimentácie nadložných ílov dochádzalo aj k splavovaniu vulkanického materiálu (tufitická prímes v íloch). Okrem toho boli do nadložných ílov zanášané aj materiály svedčiace o slabom ryolitovom vulkanizme (29).

c) Výsledky štúdia rozsievok a mikrofaunistických spoločenstiev nasvedčujú tomu, že v období usadzovania nadložných ílov v oblasti nováckeho ložiska išlo o výrazne sladkovodné prostredie a o pokojnú jazernú sedimentáciu.

d) Tektonika, ktorá v zásade vytvorila terajšiu stavbu ložiska, prebiehala v období sedimentácie vyšších častí ílov. Nasvedčujú tomu veľké mocnosti ílov v z. hlbokej časti ložiska zrejme ovplyvnené synsedimentárnou tektonikou.

e) Denudácia, ktorá prebiehala v období po usadení nadložných ílov (pozri ďalej), silne ovplyvnila v prevažnej časti ložiska ich pôvodné mocnosti, najmä na vyšších tektonických kryhách.

f) Na v., jv., čiastočne sv. hranici nováckeho ložiska nadložné íly chýbajú. Zatiaľ nie je jasné, či ide o primárnu eleváciu reliéfu alebo sekundárnu eróziu. V sv. časti ložiska sa v určitých úsekoch zistilo prekrývanie hlavného sloja nadložnými ílmi, teda v týchto úsekoch ide o vyklinenie hlavného sloja, a nie o hranicu denudačnú.

Detriticko-vulkanická formácia

Po usadení nadložných ílov a období denudácie a erózie začali sa na členitý reliéf nadložných ílov usadzovať prevažne diskordantne komplexy detriticko-vulkanickej formácie. V niektorých častiach nováckeho ložiska (najmä v západnej) sa však táto diskordancia stráca. Hranicu medzi nadložnými ílmi a ílmi ekvivalentnými štrkovej formácii tu naznačuje len zmena monotónneho sfarbenia nadložných ílov na škvrnité sfarbenie ílov patriacich detriticko-vulkanickej formácii. Súčasne so začiatkom usadzovania formácie pozorujeme i prvé vulkanické pohyby, ktorých rozloženie tu nie je jednotné a najskôr sa prejavili v hlbokých eróznych ryhách v nadložných íloch. Produkty tejto vulkanickej činnosti sa ukladali vo vodnom prostredí, čo sa markantne prejavilo hlavne v j. časti ložiska (tufozlepence a tufobrekcie, ojedinele aj tufy prevrstvené ílovitými a štrkovými polohami.

Prvé prejavy vulkanizmu v novàckom ložisku sú len sporadické; na väčšine územia prebiehala neustále sedimentácia štrkových a pelitických horizontov a ďalšie pokračovanie nadložného vulkanizmu sa prejavilo len v j. časti ložiska v oblasti Pustého vrchu. Celková mocnosť detriticko-vulkanickej formácie dosahuje v sv. časti ložiska nad 400 m, v priemere sa pohybuje okolo 200—250 m. Podľa M. Brodňana—J. Slávika (1966) opisovanú formáciu tvoria vulkanické a sedimentárno-detritické horniny. Na území novàckeho ložiska vo formácii prevláda sedimentárna zložka reprezentovaná hlavne štrkovými a pelitickými horninami, pričom posledné prevládajú najmä v z. časti ložiska.

Štrky: granulometrické zloženie valúnovej frakcie ukazuje, že podiel valúnov je podstatne menší ako podiel jemnejších frakcií. V niektorých polohách štrkové uloženiny chýbajú. Zrnitosť valúnov je premenlivá; v niektorých úsekoch dosahuje ich veľkosť až 25 cm. Stupeň tmelenia býva vcelku veľmi nízky, a preto túto horninu klasifikujeme ako štrky znečistené značnou ílovitou prímesou. Zastúpenie hornín uvádza tabuľka 4.

Tabuľka 4

Hornina	135 – 145 m váhové %	220 – 232 m váhové %	239 – 249 m váhové %
vápenec	43	57,3	56,8
dolomit	22,7	14,6	8,7
kyslé eruptíva	17,8	13,5	4,8
metamorfiká	—	3,3	3,8
kremeň, kremenec	7,6	10,1	3,8
arkóza, bridlica	8,8	1,1	19,2
tufy	—	—	2,8

Index plochosti sa pohybuje v rozmedzí 1,3 (kremeň, kvarcit), 2 (dolomit) až 2,5 (bridlice). Prevaha karbonatického materiálu dokumentuje, že zdrojovou oblasťou boli najmä priľahlé mezozoické komplexy a čiastočne kryštalinikum jadrových pohorí (do psefitov nie sú zahrnuté vulkanogénne polohy, bez ohľadu na ich textúry).

Piesky: čisté pieskové polohy bývajú pomerne zriedkavé. Vcelku piesky tvoria cca 30—60 % podielu štrkov; bývajú stredno- až hrubozrnné, mineralogicky pomerne homogénne. Z ľahkých minerálov prevládajú karbonáty, kremeň, muskovit, ale aj živce. Variačnú šírku mineralogického zloženia a litogenetické zmeny v súvrství dobre definujú rozbory ťažkej frakcie z vrtu Z-222-H cca 400 m j. od Opatoviec n/Nitrou (tab. 5).

Íly: ílovité polohy v detriticko-vulkanickej formácii prstovito zasahujú do štrkového horizontu a smerom k jz. časti novàckeho ložiska sa postupne striedajú so štrkovými polohami. Íly sú pestrofarebné (sivo-zeleno-hnedo-

Tabuľka 5

Minerál v% / hĺbka v m→	20	66	110	129	151	181	195	211	220	255	275	285
amfibol			0,3				18,2	26,9		21,3	21,0	0,3
apatit	1,8	2,8	0,9	1,7	1,4	0,7			5,8	0,8		1,0
biotit		1,1	0,6	1,2	0,3	0,9			1,4			1,2
granát	2,7	22,2	4,8	5,7	11,4	1,3			5,8	2,4		1,8
chlorit		5,6	0,2	2,0	1,4	2,2			2,2	0,8		1,3
karbonáty	70,6	5,6	78,5	73,0	20,3	46,0			54,4	56,6		30,8
leukoxén		6,8	2,3			2,7						
oxidy Fe, Ti, Mn	5,4	27,0	6,5	9,9	12,0	13,3	19,7	43,6	17,4	15,9	25,8	13,1
pyroxén	0,4				0,3	0,3	56,7	25,7		34,8		0,6
pyrit		5,6	1,3	2,9	41,0				2,2	2,4		43,8
rutil			0,6	1,2	1,4	0,5						
staurolit	1,8				0,3	1,3						
turmalín		2,8		0,3	1,4	0,5			0,7			0,3
zirkón		14,4	1,3	1,2	2,2	0,9			3,6			1,0
agregáty-nečistoty	7,6	4,5	2,3	0,6	—	30,0	6,4	3,5	2,2		4,3	1,3

Väčšina vzoriek vcelku odráža mezozoicko-kryštalinický pôvod, ekvivalentný pomerom vo valúnovej frakcii. Od tejto asociácie sa výrazne líšia vzorky (z hĺbok 195, 211 a 275 m) s asociáciou výrazne vulkanického pôvodu.

hrdzavo i žltoškvrnité), s hojnými vápnitými konkréciami, avšak slabo vápnité. V ílovitej hmote sú často valúniky rovnakého zloženia ako v štrkových polohách. Diferenciálno-termickou analýzou sa zistilo, že pelitickú zložku tvorí pestrá minerálna zmes kaolinitu (haloyzitu), montmorilonitu a ilitu. V sukcesiách často prevláda jeden minerál, ktorý sa potom na krivke diferenciálno-termickej analýzy výrazne uplatní.

Priemerný chemizmus ílov je takýto: SiO_2 51,69 %, Al_2O_3 16,11 %, Fe_2O_3 7,08 %, CaO 4,62 %, MgO 2,34 %, TiO_2 0,86 %, P_2O_5 0,11 %, MnO 0,7 %, H_2O 0,97 %, Na_2O 0,24 %, SO_3 0,91 %, str. žíhaním 14,38 %. V ílovitých horninách sa oproti nadložným ílom výraznejšie uplatňuje hlavne kaolinit, čo je odrazom oxidačných sedimentačných podmienok v súvrství. Montmorilonit je v tomto súvrství produktom rozpadu vulkanického materiálu; illit predstavuje redeponovaný minerál starších formácií.

Uhlie: uhoľné sloje sú vyvinuté v tých častiach detriticko-vulkanickej série, kde sedimentácia prebiehala pokojnejšie. V z. časti nováckeho ložiska sa zistilo 9 slojov o mocnosti až do 8 m. Podľa stupňa preuhoľnenia ide o hnedouhoľnú hemifázu. Uhlie je hnedočierne a obsahuje hojné minerálne prímesi. Hlavným petrografickým typom je hemidetrit, menej hemixylit.

Uhoľné sloje vzhľadom na nepravidelný šošovkovitý vývoj a s tým spojené rýchle kolísanie mocnosti, ako aj silné znečistenie anorganickou prímesou, nemajú z hľadiska dobývania praktický význam.

Vulkanity: vulkanické horniny sú v detriticko-vulkanickom súvrství nováckeho ložiska zastúpené pyroklastickými a efuzívnymi horninami.

Pyroklastiká tvoria tufy, tufobrekcie a tufozlepence. Typické tufy (vrt Z-284 v j. časti ložiska, hĺbka 260 m) majú vitrickú základnú hmotu svetlosivej farby s veľkými úlomkami výrastlíc hypersténu, amfibolu a šupinkami biotitu. Štruktúra horniny býva litoklastická, psefitická a psamitická. Okrem tmavých minerálov sú prítomné plagioklasy. Minerálna asociácia svedčí o príslušnosti tufu k amfibolicko-pyroxenickému andezitu, ktorého lávové telesá sú známe z oblasti Handlovej a Cígľa. V s. častiach novácke ho ložiska sú prítomné mocné polohy tufobrekcií.

Tufobrekcie sú významne zastúpené vo vrte Z-248 (cca 200 m j. od Prievidze) v hĺbke 157—176 m. Sú to sivé, sivozelené horniny s piesčitým typom tmelu a s nepravidelnými úlomkami pyroxenického andezitu (2—10 cm). Tmeliaca hmota má psamitickú štruktúru so zrnkami skla, živcov, úlomkami pyroxénov a zrnkami rudného prášku. Štruktúra horniny je porfyrická s hyalopilitickou alebo mikrolitickou základnou hmotou. Ako fenokrysty bývajú prítomné polysynteticky lamelované plagioklasy (andezín — labrador). Pyroxény bývajú monoklinické i kosoštvorcové. Chemické zloženia: SiO_2 — 57,15%, Al_2O_3 — 17,42 %, Fe_2O_3 — 6,77 %, CaO — 8,13 %, MgO — 3,33 %, TiO_2 — 0,67 %, P_2O_5 — 0,22 %, K_2O — 1,16 %, Na_2O — 1,36 %, FeO — 0,61 %. Spektrálne boli zistené prvky: Sb, Cu, Cd, Ni, Co, V, Cr, As, Ba, Pb, Zn.

Tufozlepence sú horniny tvorené takmer výlučne vulkanickým materiálom, ale so zreteľnými sedimentárnymi textúrami (oválanosť valúnov, nezreteľná vrstevnatosť a pod.). Ich reprezentantom môže byť hornina z vrtu Z-284 (jz. časť novácke ho ložiska) z hĺbky 226,5 m. Hornina je sivozelená, slabo tmelená vulkanogénnym pieskom; okrem andezitov obsahuje aj valúniky kremencov a zrnká kremeňa. Štruktúra je peliticko-psefitická. Valúny vulkanických hornín obyčajne nepresahujú 5 cm.

Produkty vlastného nadložného vulkanizmu sa v oblasti novácke ho ložiska nezistili. Neogénne súvrstvie novácke ho uhoľné ho ložiska dosahuje maximálnu mocnosť (vyše 800 m) v z. časti ložiska.

Kvartér

K najmladším geologickým útvarom v oblasti novácke ho ložiska patria aluviálne náplavy rieky Nitry a jej prítokov, suť a ornica. Náplavy sú tvorené valúnmi andezitu (hlavne v strednej časti ložiska), mezozoických hornín a kryštalinika, v menšej miere paleogénnymi pieskovcami. Medzi valúnmi sa miestami nachádzajú polohy preplavených ílov a pieskovcov. Mocnosť alúvia je cca 20 m. Hornú vrstvu tvorí hnedožltá hlina o mocnosti 0,20 až 1,50 m, ktorú smerom do hĺbky obohacujú štrkozlepencové a hnedasté piesky, v priestore Pustého vrchu andezitová balvanovitová sutina.

Tektonická stavba ložiska

Pri posudzovaní tektonickej stavby nováckeho ložiska, ako aj vývoja tektoniky, musíme brať do úvahy postavenie ložiska v priestore novácke j časti hornonitrianskej kotliny.

Predtortónske súvrstvia majú osobitný tektonický charakter, preto pokiaľ nemajú vplyv na tektonickú stavbu ložiska, sa nimi nezaoberáme.

Dôležitú úlohu pri vývoji novácke j panvy mal hlavný, tzv. malomagurský zlom (12). V. Čechovič (1959) považuje jeho vek za posarmatský. Výsledky prieskumu, hlavne geofyzikálneho, poukazujú na to, že ide o zlom omnoho starší. Prikláňam sa k názoru, že zlom existoval rozhodne v období usadzovania „nadložných ílov" resp. už pred usadzovaním spodného miocénu. O. Franko—P. Gross—O. Samuel (1969) usudzujú, že ide o staršiu poruchovú líniu, založenú najneskoršie po paleogéne (príl. 4).

Priebeh tohto zlomového systému bol sledovaný geofyzikálnymi prácami a vrtmi. Zatiaľ však nie je jasná otázka zmeny jeho smeru S—J na smer zhruba Z—V v oblasti Opatoviec a jeho ďalšie stáčanie smerom na J. Je možné, že jeho priebeh ovplyvnili poruchy smeru SV—JZ zistené v úseku medzi Prievidzou a Kaniankou, ktoré naň nadväzujú. Nemožno však vylúčiť, že tu ide o viac zlomových systémov. Vlastné uhoľné ložisko je porušené systémom zlomových porúch poklesového charakteru. V zásade možno súhlasiť s V. Bartekom (1963), ktorý rozlíšil dva zlomové systémy synchrónneho veku (pozri príl. 4, 5, 6).

1. Hlavný zlomový systém smeru SV—JZ. Javí sa ako pokračovanie zlomového systému územia medzi Prievidzou a Kaniankou, odkiaľ sa postupne stáča do smeru S—J; v sz. časti ložiska až do smeru SZ—JV. Tento zlomový systém vytvoril terajšiu tektonickú stavbu ložiska.

2. Vedľajší zlomový systém, t. j. priečne zlomy — vznikli najpravdepodobnejšie len ako odrazy činnosti hlavného zlomového systému. Až na malé výnimky majú podstatne menšie výšky skoku (väčšinou do 50 m).

Zlomy hlavného zlomového systému rozbili ložisko na zložitý systém hrastí a priekopových prepadlín. V zásade sloj upadá po poruchách od JV k SZ. Amplitúda poklesu je obrovská. V najvyššie položených miestach (j. od V. Lehoty) v jv. časti ložiska je sloj uložený na kóte + 340 m, v najhlbšie položenej z. časti ložiska leží na kóte —660 m. Ide o výškový rozdiel 1000 m na vzdialenosť 5000 m (200 m na 1 km).

Šírka jednotlivých tektonických krýh, oddelených zlomami o výške skoku nad 20 m je rôzna; v priemere sa pohybuje v rozsahu 250—300 m (priemerná dĺžka 1500—2000 m). Smery sklonu porúch sú rôzne, pravidelnosť sa dá zistiť smerom od jv. časti ložiska k jz., kde väčšina zlomov má úklon k okrajovému zlomu. Úklon zlomových plôch overených banskými prácami sa v priemere

pohybuje okolo 60°. Tektonické poruchy spätne pôsobia na okrajový malomagurský zlom. V oblasti Kanianky má výšku skoku nad 400 m, z. od Opatoviec, kde sa naň napájajú súklonné zlomy smeru SV—JZ, dosahuje výšku nad 700 m. Južne a juhovýchodne od Opatoviec sa od neho odpájajú súklonné zlomy a napájajú protiklonné, takže výška skoku klesá asi na 280 m. V oblasti H. Leloviec je výška skoku opäť okolo 600 m.

Vek zlomového systému, ktorý vytvoril dnešnú tektonickú stavbu ložiska, môžeme stanoviť pomerne presne. Priebeh a uloženie hlavného sloja jasne svedčí o tom, že v období jeho vzniku neprebiehali na území ložiska väčšie blokové pohyby. V období sedimentácie detriticko-vulkanickej formácie už bola tektonická stavba ložiska v zásade ukončená. Z veľkej mocnosti nadložných ílov v z. časti ložiska môžeme vyvodiť, že najintenzívnejšie pohyby prebiehali v období sedimentácie nadložných ílov, pravdepodobne počas sedimentácie vyšších častí tohto súvrstvia.

Novšie prieskumné práce v oblasti vývoja nadložných slojov v j. a sv. časti ložiska poukazujú na to, že poklesové pohyby pokračovali po niektorých zlomoch i na začiatku sedimentácie detriticko-vulkanickej formácie. Konkrétne bolo zistené pokračovanie tektonických pohybov v oblasti vývoja nadložných slojov (v j. časti ložiska) a v oblasti Opatoviec. O. Franko (1964) dokazuje pokračovanie činnosti hlavného zlomu prípadne až do kvartéru.

Genéza ložiska

Paleogeografický vývoj nováckeho ložiska. Na zvrásnené a denudované paleogénne a v s. časti ložiska spodnomiocénne sedimenty sa ukladali prakticky na celom území ložiska transgresívne a diskordantne autochtónne podložné vulkanity a najmä preplavené produkty podložného vulkanizmu. Tento komplex presahuje vlastné územie uhoľného ložiska. Znos materiálu predpokladáme z oblasti dnešného Vtáčnika.

Na pomerne vyrovnaný reliéf podložných tufitov sa usadilo produktívne súvrstvie s uhoľnými slojmi, neskoršie tzv. nadložné íly. V období po usadení podložných tufitov došlo k paleogeografickým zmenám a materiál nadložných ílov pochádza prevažne z oblastí nevulkanických (predpokladáme, že z územia s. a sv. od dnešného ložiska). Len lokálne došlo k splavovaniu vulkanického materiálu. V priebehu usadzovania nadložných ílov dochádzalo k silnej tektonickej činnosti, ktorá v zásade vytvorila dnešnú tektonickú stavbu ložiska. Celé tortónske súvrstvie vzniklo v sladkovodnom jazernom prostredí. Po usadení nadložných ílov nastalo v niektorých častiach ložiska obdobie denudácie a erózie. Občasné hlboké výmoly v nadložných íloch svedčia o intenzívnej činnosti fosílnych riek.

V niektorých častiach ložiska, najmä v západnej, prerušenie sedimentácie nepozorovať. Pokojnú limnickú sedimentáciu nadložných ílov v slabo aerovanom prostredí nahradila plytká limnitická až fluviálna sedimentácia v dobre prevzdušnenom oxidačnom prostredí. Súčasne začína činnosť nadložného andezitového vulkanizmu, ktorého prejavy zasahujú hlavne j. a sv. časť ložiska. V j. časti sú prejavy vulkanizmu prerušované sedimentačnými obdobiami, v sv. časti ide o súvislý komplex. Po prerušení prejavov nadložného vulkanizmu pokračuje opäť sedimentácia štrkovej formácie. Ďalšie prejavy nadložného vulkanizmu, ktoré j. a jv. od ložiska vytvorili dnešný masív Vtáčnika, v oblasti novácke ho ložiska nie sú preukázané. Hlavné znosové oblasti počas usadzovania komplexov detriticko-vulkanickej formácie sa nachádzali s. od ložiska, v oblasti starších mezozoických, v menšej miere kryštalických pohorí.

Genéza ložiska. Zjemnenie sedimentácie podložných tufitov naznačené vrstvami tufitických ílov a ílov, vytvorilo v niektorých oblastiach podmienky pre vznik plytkých močarísk s rastlinnou vegetáciou. Vzhľadom na lokálny vývoj týchto rašelinísk a pomerne krátke obdobia hromadenia vegetácie, ako aj neustály znos anorganického materiálu vznikli šošovkovite uložené, málo kvalitné *podložné sloje*.

Po ukončení sedimentácie podložných tufitov vodná hladina vyplnila najprv ploché depresie v podložných tufitoch a umožnila vznik sloja h_o v sv. časti ložiska. V strede týchto depresií boli vhodné podmienky aj pre vznik mocnejšieho sloja. Postupne v depresiách dochádza k prehlbovaniu vodnej hladiny a k sedimentácii ílov petrograficky podobných nadložným ílom.

V období vzniku hlavného sloja sa vytvorilo rozsiahle plytké močarisko s bujnou vegetáciou. Uhoľný sloj leží miestami na opisovanom ílovitom súvrství, prípadne priamo na tzv. podložných tufitoch.

Obdobia s rastlinnou vegetáciou boli nakrátko prerušované obdobiami so sedimentáciou tufitických a ílovitých medzivrstvičiek. V blízkosti Opatoviec mobilita dna spôsobila dlhšie prerušenie hromadenia rastlinného materiálu a rozštiepenie hlavného sloja na dve lavice.

Hlavný sloj novácke ho ložiska je autochtónny, typu limnického. Fytogénny materiál pochádza zo subakvatických a akvatických porastov. Veľké mocnosti uhoľných slojov poukazujú na to, že subsidenčný charakter dna jazera bol pomerne pomalý a sedimentácia rastlinného detritu stačila kompenzovať výšku poklesu.

Hranice rozsiahleho močiarovitého jazera mali komplikovaný priebeh. Západnú a sz. hranicu vytvoril sčasti reliéf podložných hornín, sčasti okrajový malomagurský zlom. Zatiaľ nie je jasný priebeh hlavne v. hranice tohto močiara, pretože jej pôvodný charakter je zotretý tektonickou a denudačnou činnosťou. V zásade sa zhodujeme s názormi J. Slávika (1960), ktorý dokazuje, že handlovské a novácke ložisko pôvodne súviselo, pričom pás podložných

tufitov bol vytvorený až v období hlavnej tektonickej činnosti a uhoľné sloje, ako aj nadložné íly boli z neho denudované. Niektoré nové poznatky zistené pri prieskume sv. časti ložiska (priebeh preuhoľnenia, lokálne presahovanie nadložných ílov za hranicu hlavného sloja a pod.) naznačujú, že spojenie mohlo byť obmedzené a v čase formovania sa slojov mohol už čiastočne existovať elevačný pás podložných tufitov. V priebehu usadzovania uhoľného sloja dochádzalo postupne k prehlbovaniu dna, takže rastlinnú sedimentáciu nahradila ílovitá.

V období usadzovania nadložných ílov sa síce ojedinele vytvorili podmienky pre vznik slojov, časove i priestorove boli však veľmi obmedzené, a preto sú z hľadiska praktického využitia bezvýznamné.

V južnej časti ložiska, kde prevláda ílovitá sedimentácia, sa v období usadzovania detriticko-vulkanickej formácie viackrát vytvorili lokálne podmienky pre vznik i mohutnejších slojov. Tieto oblasti boli však priestorove veľmi obmedzené, pričom sedimentácia rastlinného detritu bola často prerušovaná a prebiehal stále znos materiálu z okolitých oblastí.

Lektoroval: Ing. R. Marschalko

Uhoľné a lignitové bane
odborové riaditeľstvo, Prievidza

LITERATÚRA

[1] Bartek V. a kol., 1963: Záverečná správa Nováky — II. etapa bane Mládeže k 1. VII. 1963. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [2] Bernat J., 1964: Správa o seizmickom výskume v oblasti Bojnice-Nováky. Správy o geolog. výskumoch v r. 1963 Slovensko, (2), Bratislava. — [3] Biely A.—Franko O., 1964: Správa o geologických pomeroch mezozoika v okolí bojnických kúpeľov. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava .— [4] Brodňan M. a kol., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nováky-severovýchodný okraj k 1. VII. 1964. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [5] Brodňan M.—Slávik J., 1966: O detriticko-vulkanickej formácii Handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [6] Brodňanová E., 1963: Súborná uhoľno-petrografická správa z problému Nováky — II. etapa. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [7] Brodňanová E., 1964 Súhrnná uhoľno-petrografická správa, problém Nováky-severovýchodný okraj. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [8] Čechovič V., 1950: Geologické pomery Handlovskej a Novákej uhoľnej panvy. Geologický zborník č. 2, 3, 4, Bratislava. — [9] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, zoš. 53, Bratislava. — [10] Čechovič V.—Šinaly T., 1962: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo Veľkobani Handlová. Geologické práce, Správy 25—26, Bratislava. — [11] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964: Geofyzikálny výskum v oblasti Novákej uhoľnej panvy. Správy o geolog. výskumoch r. 1963 Slovensko (2), Bratislava. — [12] Franko O., 1964: Správa o hydrogeologickom výskume bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na novákom ložisku. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [13] Franko

O.—Gross P., 1964: Správa o geologických pomeroch centrálno-karpatského paleogénu bojnických kúpeľov. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [14] Franko O.—Gross P.—Samuel O., 1969: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Správa. Manuskript-GÚDŠ, Bratislava. — [15] Gašparíková V., 1964: Mikrobiostratigrafické pomery širšieho okolia Novák. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [16] Gašparik J., 1957: Správa o geologickom mapovaní územia medzi D. Lelovcami a Šutovcami západne od rieky Nitry. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [17] Gašparik J., 1959: Správa o geologickom mapovaní medzi Košom, Zemianskymi Kostoľanmi a Podhradím. Geologické práce, zoš. 53. Bratislava. — [18] Gašparik J.—Slávik J.—Lacko L., 1959: Správa základného geologického výskumu za rok 1957. Oblasť Vtáčnik a priľahlé územie. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves. — [19] Klinec A., 1957: Mapovanie pohoria Žiar za účelom zistenia geologickej stavby a možnosti výskytu rúd. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Kraus I., 1964: Správa o výskyte ílovitých diatomitov v nadloží nováckeho uhoľného sloja. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava — [21] Malatinský K., 1964: Hydrogeologické pomery nováckeho hnedouhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. — [22] Petrík F. a kol., 1964: Poznámky o výskume nováckeho sloja a jeho nadložia. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [23] Petrík F., 1964: Správa o uhoľno-petrografickom výskume nováckeho sloja. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [24] Planderová E., 1966: Je handlovská uhoľná séria tortónskeho veku? Geologické práce, Správy 38, Bratislava — [25] Samuel O., 1964: Mikrostratigrafia paleogénu okolia Bojníc. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [26] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, zoš. 53, Bratislava. — [27] Slávik J., 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe hornonitrianskej a žiarskej kotliny. Geologický zborník 11/1. SAV, Bratislava. — [28] Slávik J., 1963: Geologické pomery druhej fázy neogénneho vulkanizmu severnej časti pohoria Vtáčnik (nadložný vulkanizmus). Geologické práce, Správy 29, Bratislava. — [29] Slávik J., 1964: Súhrnné sedimentárno-petrografické zhodnotenie hornín tvoriacich oblasť nováckeho ložiska. Manuskript-archív GP, Sp. Nová Ves.

553.7.031.2 (437.64)

ONDREJ FRANKO

BOJNICKÉ TERMÁLNE VODY A ICH VZŤAH K ŤAŽBE UHLIA NA NOVÁCKOM LOŽISKU

OBSAH

Úvod 59
Vykonané práce, ich metodika, postupnosť a spolupracovníci 60
Historický prehľad 61
Orografické a klimatické pomery 66
Geologická a hydrogeologická charakteristika územia vo vzťahu k bojnickým termám a nováckemu ložisku 68
Bojnické termálne vody 75
Žriedlová štruktúra teriem 76
Hydraulické a filtračné pomery vývervovej oblasti 85
Bilančné hodnotenie teriem 90
Rozšírenie teriem a ich sťahovanie 97
Pôvod a vznik teriem 102
Režim teriem 112
Diskusia o narušení režimu bojnických teriem ťažbou uhlia 117
Metodika výskumu možností hlbokého zachytenia teriem 121
Prítoky podzemných vôd do Nováckych baní 125
Vzťah bojnickej vysokej kryhy a bojnických termálnych vôd k hornonitrianskej kotline, resp. nováckemu uhoľnému ložisku a k banským vodám 128
Rozbor možností narušenia bojnických teriem ťažbou uhlia na nováckom ložisku . 132
Ochranné pásma a opatrenia pre bojnické prírodné liečivé termálne vody 135
Záver 139

Úvod

Otázka vzťahu bojnických termálnych vôd k ťažbe uhlia na nováckom ložisku sa stala aktuálnou hlavne roku 1954, keď v januári nastal v Novácky uhoľných baniach (NUB) na hlavnom prekope bane Mládeže prieval vody o výdatnosti asi 10 l/s a teplote 25 °C. Za pol roka po prievale poklesla výdatnosť bojnických termálnych prameňov z 39 l/s na 15 l/s. I keď sa priama sú-

vislosť tohto poklesu s prievalmi v baniach nepreukázala, predpokladá sa, že hydraulicky spolu súvisia (60). V rokoch 1953, 1954 a 1957 sa bojnickými termami a ich vzťahom k uhoľnému ložisku a ťažbe zaoberal v posudkoch O. Hynie (57, 59, 62). Dospel k záveru, že ťažba uhlia na novackom ložisku, hlavne v jeho hlbšej časti, môže ohroziť bojnické termálne pramene (60). Na základe tohto predpokladu Ministerstvo zdravotníctva vo svojich dočasných ochranných pásmach a opatreniach z roku 1961 povolilo ťažbu len vo východných častiach na okraji ložiska pri sústavných predpísaných meraniach prítokov banských vôd. V ostatnej, t. j. prevažnej časti ložiska sa ťažba nepovolila až do objasnenia vzťahov medzi uhoľným ložiskom, jeho ťažbou a bojnickými termami.

Osvetlením týchto vzťahov som sa zaoberal v rokoch 1961—1968. Cieľom riešenej úlohy bolo na jednej strane zabezpečiť maximálnu ochranu prírodných liečivých zdrojov kúpeľov Bojnice, a na druhej strane v maximálne možnej miere navrhnúť uvoľnenie viazaných uhoľných zásob pre ťažbu. Sú to ciele vzájomne si protirečiace, z čoho vyplývala i veľká obťažnosť ich riešenia. Pre vyriešenie problému bolo potrebné objasniť jednak pomery bojnických termálnych vôd, jednak pomery susednej hornonitrianskej kotliny a v nej sa nachádzajúceho uhoľného ložiska a riešiť ich vzájomný vzťah. Prihliadajúc na zložitosť, náročnosť a zodpovednosť problému nielen po stránke ekonomicko-spoločenskej a praktickej, ale aj teoretickej a organizačnej riešil som ho pomocou širokej škály geologických a hydrogeologických metód a metód príbuzných vedných disciplín v spolupráci s mnohými pracovníkmi a organizáciami.

Predložená práca je súčasne prvým metodickým a praktickým pokusom podať na Slovensku nielen riešenie problému tohto druhu, ale súčasne podať i prvé pomerne komplexné riešenie základných problémov termálnych vôd jednej zo štruktúr pásma centrálnych Západných Karpát — štruktúry bojnickej. Práca dokumentuje možnosť použiť uvedené metódy a metodický postup aj v iných oblastiach tohto pásma s podobnými štruktúrami (napr. v liptovskej, spišskej, rajeckej, turčianskej kotline, v stredoslovenských neovulkanitoch a inde).

Vykonané práce, metodika, postupnosť a spolupracovníci

Pre poznanie geologických, tektonických a hydrogeologických pomerov výverového územia bojnických teriem a jeho okolia sme urobili v mierke 1:10 000 geologické mapovanie s využitím mapovacích vrtov a rýh, hydrogeologické mapovanie, geofyzikálne merania (gravimetria, geoelektrika a seizmika) a vrty. Vo výverovom území teriem bolo situovaných 9 vrtov o max. hĺbke 160 m, ktoré pomohli objasniť plytkú žriedlovú štruktúru (110). Hlbokú žriedlovú štruktúru výverového územia sme objasnili vrtom hlbokým 1011 m. Pomery krýh susediacich s výverovým územím a po stranách sj. Malomagurského zlomu osvetlili 3 vrty do hĺbky 320, 985 a 1178 m. Vrtmi sa malo dosiahnuť predterciérne

podložie. Hydrogeologické pomery sme poznávali pomocou hydrometrických meraní vodotokov, analýzami vôd, režimovými hydrologickými pozorovaniami obyčajných i termálnych prameňov a čerpacími skúškami na vrtoch.

Základné hlboké štruktúrno-geologické a hydrogeologické pomery hornonitrianskej kotliny osvetlili gravimetrické merania v mierke 1:25 000, seizmické merania a štruktúrny vrt do hĺbky 1688 m. Geologické, tektonické a hydrogeologické pomery nováckeho uhoľného ložiska osvetlil vrtný prieskum pre výpočet zásob. Hydrogeologické pomery NUB sme poznávali režimovým meraním prítokov banských vôd, banským hydrogeologickým mapovaním v mierke 1:1000 a vrtmi.

Geologický a hydrogeologický prieskum uhoľného ložiska sa robil v predstihu a bol ukončený roku 1964 (V. Bartek, M. Brodsňan, K. Malatinský z GP Žilina). Na začiatku riešenia úlohy sme najprv zaviedli režimové merania banských prítokov v NUB (O. Franko, J. Fides — merania robili NUB), spresnili a doplnili sme merania termálnych zdrojov v Bojniciach (O. Franko, technik-pozorovateľ J. Harag). Roku 1961 sme urobili hydrogeologické mapovanie širšieho okolia teriem, kotliny v rozsahu uhoľného ložiska a priliehajúcich častí pohorí (Vtáčnik, Žiar, M. Magura) a zaviedli sme mesačné režimové merania vybratých prameňov obyčajných vôd a odtoku z predpokladanej infiltračnej oblasti sz. od výverov teriem (O. Franko, technik Ľ. Mateovič). V rokoch 1962—1963 sme urobili geologické mapovanie paleogénu (O. Franko, P. Gross, O. Samuel) a mezozoika (O. Franko, A. Biely) na južnom úpätí M. Magury. Súčasne sa urobili geofyzikálne merania. Gravimetrické a geoelektrické merania robili S. Ďuratný, J. Plančár a Ľ. Zbořil z ÚGF Bratislava a seizmické merania J. Bernat, A. Hrdlička a L. Maštera z ÚGF Brno. Koncom roku 1962 a začiatkom roku 1963 sme urobili banské hydrogeologické mapovanie NUB (J. Fides, O. Franko, L. Škvarka). Vrtný hydrogeologický výskum banského nadložia sa robil v rokoch 1964—1965 (J. Fides). V rokoch 1964—1965 sme urobili výskum kvartéru (O. Franko, A. Sabol, E. Krippel). Roku 1962 sme začali realizovať hlboké vrty. Začali sme so *štruktúrnym vrtom Š1-NB* hlbokým 1688 m v Koši, približne v centre uhoľného ložiska. Po ňom nasledovali *vrty NB-1 a NB-2*, hlboké 985 m a 1178 m, v Opatovciach n/Nitrou po stranách sj. malomagurského zlomu. Vrt NB-1 sa súčasne nachádzal v jz. kryhe, susediacej s výverovým územím. *Vrt NB-3* hlboký 320 m sa realizoval v sv. kryhe susediacej s výverovým územím. Posledný bol štruktúrny *vrt Š2-NB* hlboký 1011 m situovaný približne do stredu výverového územia teriem. Geologicky a hydrogeologicky vrty riadil a sledoval O. Franko a technik Ľ. Mateovič. Vrty a karotážne merania na vrtoch robil GP Žilina, karotáž riadila a vyhodnocovala K. Klablenová. Vrty geologicky zhodnotil O. Franko a P. Gross (paleogén), O. Franko a J. Hanáček (mezozoikum). Hydrogeologicky ich zhodnotil O. Franko. Hydrogeochemickú problematiku zhodnotil O. Franko a S. Gazda. Petrograficky a chemicky vzorky hornín vyhodnotili E. Karolusová (neogén), T. Ďurkovič (paleogén) a J. Hanáček (mezozoikum). Paleontologické zhodnotenie urobili J. Papšová (makrofauna paleogénu), E. Planderová (palynológia neogénu), O. Samuel (malé foraminifery paleogénu), P. Snopková (palynológia paleogénu) a M. Vaňová (veľké foraminifery paleogénu).

Historický prehľad

Zmienim sa len o prácach priamo súvisiacich s týmto problémom. Najstaršou prácou sa zdá byť chemický rozbor termálnej vody z prameňa Starý kúpeľ od E. Langa z roku 1857 (56). Terma je zemitého typu s mineralizáciou 572 mg/l a obsahom 74 mg/l voľného

CO_2. F. Horusitzky vypracoval roku 1912 návrh ochranných pásiem (56). Predpokladal, že pôvod teriem je rýdze juvenílny v dnešnom poňatí (60) a pochádza z oddelených plynov a kondenzovaných vodných pár magmatu kryštalického jadra M. Magury. Neskoršie bol prijatý názor Gautieho a Veszelszkého (56), podľa ktorých sú termálne vody chemicky a koloidne viazanou vodou hornín, ktorá sa z nich uvoľnila pod vysokými tlakmi a teplotami pri ich ponorení do veľkých hĺbok. K. Emzst urobil roku 1912 chemické rozbory termálnej vody zo Štrandového prameňa, Uhličitého kúpeľa, Starého kúpeľa a Jazera (55, 56). J. Buchtala roku 1925 chemicky analyzoval termálnu vodu z prameňa Starý kúpeľ. Voda je zemitého typu s mineralizáciou 527,8 mg/l a obsahom 100,6 mg/l voľného CO_2. Roku 1926 Markl zistil, že v jednom grame sušeného, jemne práškového bahna z prameňa Jazero je $106{,}5 \cdot 10^{-12}$ g Ra. Zvýšenú aktivitu bahna pripisuje jeho vulkanickej povahe. Bahno sa v skutočnosti tvorí z kvartérnych hlinitoílovitých zemín, v ktorých terma vytvorila jazero (58). Roku 1926 firma Duma Zvolen zachytila vrtom hlbokým 6,76 m Štrandový prameň s výdatnosťou asi 4 l/s a teplotou 29—31° C. Termálny prameň Jazero, Uhličité jazierko (Bažantnica), travertíny a flóru týchto prameňov opisuje roku 1933 R. Řetovský. Podľa neho travertín sa usadil z prameňov vystupujúcich po mohutnom sj. zlome. Rádioaktivita oboch prameňov kolíše v rozmedzí 1,01—1,59 M. j. V prameni Uhličité jazierko udáva 715 mg/l CO_2, hoci dnes má okolo 60 mg/l.

F. Horusitzky roku 1941 vypracoval návrh ochranných pásiem s prvou geologickou mapou z tejto oblasti v mierke 1:25 000. V mape vyčlenil kryštalinikum M. Magury, ladinský dolomit chočského príkrovu, tektonickú brekciu (dnešné rauwacky) na styku s M. Magurou, strednotriasové tmavosivé vápence, vrchnotriasový dolomit, keuper, liasové grestenské vrstvy a hnedosivé jurské vápence. Z terciérnych sedimentov vyčlenil eocénne sliene, vápence a bazálne konglomeráty, oligocénne pieskovce, neogénne štrky, pleistocénne a levantské piesky. V sv. smere malomagurského zlomu vyčlenil pleistocénne a levantské sladkovodné vápence (travertíny). O sj. zlome sa zmieňuje ako o prešmyku a v mape vyznačuje pozdĺžne zlomy smeru S-J a priečne zlomy smeru SZ-JV. Rozoznal studenšie a teplejšie termálne pramene. Studenšie ležia vyššie, teplejšie nižšie. Termy pochádzajú z hĺbok nitrianskej depresie, pričom infiltračnú oblasť predpokladá v dolomitoch chočského príkrovu na s. okraji pohoria Žiar. Studenšie pramene vznikajú ochladzovaním krasovými vodami z eocénnych konglomerátov. Pôvod Ca, Mg a HCO_3 vidí v dolomitoch a vápencoch, alkálií, Cl, SO_4, CO_2 a zvlášť B v uvoľnených parách a plynoch z terciérneho vulkanizmu. Pramene v pliocéne a pleistocéne vyvierali z prešmyku sj. smeru, oddeľujúceho pohorie od kotliny. Neskoršie po upchatí zlomu travertínom začali vyvierať na podobnom zlome z. od neho. Vnútorné ochranné pásmo zaberá zhruba plochu dnešných vývervov od prameňa Jazero až po travertíny v ZOO záhrade spolu s dolomitmi na Kalvárii. Vonkajšie pásmo je širšie a zasahuje do kotliny po rieku Handlovku v rozpätí od Kocuranského potoka po Dubnický potok.

Roku 1941 vymedzil D. Andrusov ochranné pásma bojnických teriem. Opiera sa o podklady F. Horusitzkého. V geologickej mape vyčlenil kryštalinikum M. Magury, mezozoikum, paleogén, neogén a kvartér. Ku krížňanskému príkrovu pričlenil guttensteinský vápenec (nevylučuje ani príslušnosť niektorých dolomitov), keuper a spodný lias. K chočskému príkrovu pričleňuje guttensteinský vápence sz. od Dubnice a dolomit. V paleogéne vyčlenil tie isté litofácie ako F. Horusitzky. Z neogénu vyčleňuje štrky na j. okraji Opatoviec n/Nitrou a pričleňuje ich k tortónu. Z kvartéru okrem hlín vyčleňuje pri sj. zlome od Dubnice po s. okraj Opatoviec n/Nitrou travertíny. Zo zlomov vyčleňuje hlavný sj. zlom a priečne zlomy smeru SZ-JV. Pôvod teriem hodnotí ako F. Horusitzky s tým rozdielom, že infiltračnú oblasť prisudzuje mezozoiku na s. okraji Žiaru bez udania

tektonickej jednotky. Terma vystupuje na povrch po sj. zlome a priečnych dislokáciách j. od Dubnice, kde sa stýka neogén s horninami vápencovými alebo zlepencovými, ktoré majú otvorené pukliny a nie s. od Dubnice kde sa stýka neogén s kryštalinikom. Ochranné pásma vymedzil podobne ako F. Horusitzky.

Z hľadiska dnešných poznatkov k najvýznamnejšej zmene v hodnotení mezozoika patrí to, že najväčšia časť mezozoika medzi Šutovcami a Dubnicou, ktorú F. Horusitzky (56) priradil k tektonickej brekcii (dnešné rauwacky) a D. Andrusov (1) k dolomitu (dolomitické brekcie) a chočskému svetlému dolomitu, patrí karpatskému keupru. Tento rozdiel je z hľadiska možností infiltrácie zrážok podstatný. Ďalšia zmena je v rozšírení paleogénnych litofácií vo výverovom území. Zatiaľ čo F. Horusitzky vyčleňuje miestami slienité vrstvy, D. Andrusov vyčleňuje len zlepence a brekcie. V skutočnosti celé výverové územie je budované flyšoidným paleogénom a brekcie vystupujú len v dvoch malých ostrovčekoch.

Ľ. Ivan roku 1943 uvádza, že travertíny sú rozšírené od bojnického zámku až po M. Maguru a vznikli asi začiatkom dilúvia. Opisuje aj travertíny pri prameni Jazero. Prvé údaje o režimovom meraní bojnických prameňov v rokoch 1943—1945 uvádza vo svojej práci z roku 1945 K. Bán. M. Maheľ v posudku z roku 1946 uvádza, že mapovanie F. Horusitzkého a D. Andrusova roku 1941 bolo urobené bez sond a v malej mierke (1:25 000), takže umožnilo podať len teoretické vysvetlenie pôvodu teriem. Pôvod vôd dáva do súvisu s horninami kryštalinika, druhohorných karbonátov, paleogénnych zlepencov a s neogénnym vulkanizmom (juvenilna voda). Navrhuje urobiť detailné mapovanie pomocou sond, vymedziť poruchy a ich smer a na ich základe navŕtať nové pramene. Vtedajšie využívané pramene navrhol odborne zachytiť a zachovať prírodný charakter prameňa Jazero. V dňoch 21.—25. II. 1946 vykonal Ľ. Fabián čerpaciu skúšku na prameni Jazero. Pretože je to jediná skúška tohto prameňa, uvádzam jej výsledky v tabuľke 1.

Z tabuľky vidieť, že pri znížení hladiny o 2,36 m sa čerpalo 17,9 l/s. Pri znížení 1,85 m výdatnosť kolísala v rozmedzí 17,1—23 l/s, čo je max. známa výdatnosť. (Počas čistenia Jazera v decembri 1962 a januári 1963 sa pri čerpaní vody kalovým čerpadlom o výkone 40 l/s znížila hladina vody cca o 4 m). Z nameranej max. teploty vody 45,2° C vidieť, že ochladenie teploty vody vzduchom a prítokom studených podpovrchových vôd na 37,2° C (rozdiel 8° C) je pomerne veľké, čomu treba pri využívaní Jazera zabrániť, najlepšie zachytením vody vrtom. Pritom časť vody treba ponechať vyvierať do Jazera, aby bol zachovaný jeho prírodný ráz.

Roku 1947 K. Cehák a Kokta v geologickej mape výverového územia v mierke 1:2000 rozlíšili travertíny, flyšový vývoj stredného eocénu až spodného oligocénu a strednoeocénne zlepence, brekcie a numulitové vápence. V mape vyznačili 3 pozdĺžne zlomy smeru SV-JZ a 4 priečne zlomy smeru SZ-JV. M. Maheľ v práci z roku 1952 zaraďuje bojnické termy k nitrianskym minerálnym vodám (Bojnice, Chalmová a M. Bielice). Ich výstup na povrch podmieňuje sústava pozdĺžnych okrajových zlomov pri v. okraji

Tabuľka 1

Čerpacia skúška na prameni Jazero

Zníženie v m	Výdatnosť v l/s	Teplota v °C	Zníženie v m	Výdatnosť v l/s	Teplota v °C
0,00 (306,13 m n. m.)	10,1	37,2	1,5	16,5—21,3	38,35
0,1	10,8—11,5	37,2	1,6	16,7—22	38,7
0,2	11,5—12	37,2	1,7	16,9—22,4	39
0,3	12,1—12,9	37,2	1,8	17 —22,8	39,4
0,4	12,6—13,8	37,2	1,85	17,1—23	39,6
0,5	13,2—14,6	37,3	1,9	17,2	39,8
0,6	13,6—15,4	37,3	2,0	17,4	40,25
0,7	14,1—16,2	37,3	2,1	17,5	40,75
0,8	14,5—16,9	37,5	2,2	17,6	41,25
0,9	14,9—17,6	37,4	2,3	17,8	41,9
1,0	15,2—18,3	37,5	2,36	17,9	42,3
1,1	15,6—19	37,6	2,4	—	42,6
1,2	15,8—19,6	37,7	2,5	—	43,65
1,3	16 —20,2	37,8	2,6	—	45,2
1,4	16,3—20,8	38,1	—	—	—

M. Magury a Strážovskej hornatiny. Bojnické termy predstavujú vývery mocných podzemných tokov zo strednotriasových dolomitických komplexov krížňanského príkrovu s infiltračnou oblasťou najpravdepodobnejšie na svahoch Žiaru.

V rokoch 1953, 1954, 1955 a 1957 vypracoval O. Hynie viacero posudkov o bojnických termách a ich ochrane pred účinkami ťažby uhlia v Novákoch. Ich výsledky sú zhrnuté v jeho knihe z roku 1963 *Hydrogeológia ČSSR II, Minerálne vody* (str. 573—583). Autor zaraďuje bojnické termy k Bojnickej žriedlovej línii prostých teplíc, ku ktorej patria Bojnice-Chalmová-Malé Bielice. Línia je založená sústavou západných okrajových zlomov priekopovej prepadliny smeru SSV—JJZ.

Žriedlovou štruktúrou je typický termálny sifón druhohôr centrálnych Karpát. Vo vápencoch a dolomitoch na kryštalickom jadre M. Magury zostupuje prúd krasovej vody a na svojej zostupnej ceste sa mineralizuje a otepľuje. V hĺbke asi 1500 m sa prúd vody obracia a sústavou západných okrajových zlomov nitrianskeho prelomu rýchle vystupuje k povrchu. Výstupnou cestou z pásma hĺbkového tvorenia môže byť okrajový zlom treťohorného prelomu len v jeho najhlbšom úseku. Na styku druhohôr s neogénnou výplňou

panvy, prípadne ešte pod ním musí byť zlom zaílovaný. Výstup termy k povrchu preberajú dva smerné zlomy, ktoré prebiehajú už vnútri druhohôr. Sústava termálnych prameňov vystupuje na týchto dvoch smerných zlomoch smeru SSV v miestach ich križovania s menšími radiálnymi zlomami smeru SZ—JV, ktoré sú ako zlomy priečnej tektoniky najotvorenejšie. Na uzlových križovatkách zlomov sa terma pretláča z druhohôr na povrch do prameňov cez paleogénnu prikrývku. Oba najvýdatnejšie a najteplejšie pramene Jazero a Starý kúpeľ ležia na žriedlovej línii východnejšieho smerného zlomu, sústava Štrandových prameňov vyviera na žriedlovej línii západnejšej. Pramenné sústavy v užšom zmysle na oboch hlavných žriedlových líniách tvoria dovedna pramennú sústavu v širšom zmysle.

Možnosť narušenia bojnických termálnych vôd ťažbou uhlia vyslovil O. Hynie na základe analýzy vzťahu geologických a tektonických pomerov bojnickej oblasti a územia ložiska.

Po prvé, túto možnosť založil na predpoklade, že na hlavnom okrajovom malomagurskom zlome sú druhohorné súvrstvia oboch území navzájom prepojené. Uvádza, že v podloží miocénu novácke uhoľnej panvy treba očakávať ešte paleogén a až pod ním druhohory. Ich strop leží však v každom prípade nad najhlbším pásmom tvorenia termálnej vody z druhej strany okrajových zlomov (O. Hynie totiž predpokladá, že termy majú infiltračnú oblasť len na bojnickej strane, na v. svahoch M. Magury). Podzemná voda zvodnených druhohorných dolomitov a vápencov pod treťohorami v kotline je vo viac-menej priamej spojitosti so žriedlovou štruktúrou.

Po druhé, túto možnosť založil na predpoklade, že v tlakovej hladine horizontu podzemnej vody v podslojových tufitoch sa vytvorí rozsiahla depresia. Uvádza, že prítoky z podložia pochádzajú z tufitov a budú živené druhohornou vodou pritekajúcou z oblasti bojnickej žriedlovej štruktúry. Je to voda, ktorá v druhohorách za nenarušených pomerov stagnuje. Avšak hydraulickým spádom vyvolaným čerpaním banských vôd bude jej stagnácia narušená a nad dobývaným slojom sa vytvorí rozsiahla zložitá depresná kotlina. Vyznenie vodotesnosti okrajového zlomu pod bázou treťohornej výplne panvy umožní doplňovanie druhohornej vody vystupujúcej do banských priestorov zo žriedlovej štruktúry.

Okrem prítokov z podložia O. Hynie pripúšťa aj prítoky z nadložia, a to z tortónskych (dnes sarmat-pliocénnych) zlepencov, ktoré sú v priamej spojitosti s plytkou štvrtohornou podzemnou vodou údolného náplavu Nitry. Táto voda súvisí priamo s hladinou v otvorenom koryte rieky Nitry. Zálomové trhliny nad priestormi vyťaženého uhlia pod údolím Nitry by spôsobili komunikáciu povrchovej a plytkej podzemnej vody s týmito priestormi.

Poukazuje na to, že zatiaľ sa ťaží v menej hlbokých kryhách v. okraja panvy. Postupne však bude dobývanie zostupovať do hlbších tektonických krýh, čím vzrastá nebezpečie spojenia banských vôd s bojnickými termami. Výdatnejšie prievaly z podložia sloja v nižších úrovniach rozhodne môžu znížiť výtlačnú výšku bojnických teriem a ohroziť ich citlivé pramenné prelivy. Najnebezpečnejšie sú prievaly termálnych vôd z veľkých zlomov priekopového prelomu uhoľnej panvy. Pri ich narazení môže banská chodba priamo odvodniť silne zvodnené druhohorné vápence a dolomity. V tejto súvislosti vidí podobnosť s katastrofálnym prievalom na bani Dölinger v spojitosti s akratotermami v Tepliciach v Čechách. Píše, že podľa skúseností s prítokmi vody v iných treťohorných panvách, možno predpokladať, že skôr než ťažba zostúpi pod údolie Nitry, vystupňuje sa výdatnosť prítokov banských vôd natoľko, že nebudú zvládnuteľné. Stanú sa rozhodujúcou okolnosťou pre ťažbu hlbších polôh slojového pásma. K týmto názorom zaujmem stanovisko na príslušnom mieste.

Termálna voda zo Štrandového prameňa je podľa rozboru J. Janáka z roku 1954 zemitého typu s mineralizáciou 698,43 mg/l a 30,8 mg/l voľného CO_2. Príčinou poklesu výdatnosti Štrandového prameňa od roku 1945 z priemernej výdatnosti 7,8 l/s na 3,3 l/s do roku 1955 sa roku 1956 zaoberal K. Bán. Vysvetľuje to zanesením drenážnych kanálikov odvádzajúcich povrchovú studenú vodu z močariska pod Štrandovým prameňom, ktorá sa merala spolu s odtokom vody zo Štrandového prameňa. V rokoch 1956—1957 n. p. Zemevrtný prieskum a sondy (ZPAS) Praha zachytil vrtom hlbokým 50,5 m Štrandový prameň. Z vrtu v úrovni 0,93 m pod terénom v dňoch 2.—4. IV. 1957 pretekalo 3,5 l/s vody o teplote 29° C a pri zníženej hladine na 2,60 m pod terén sa z vrtu čerpalo 5,66 l/s vody teplej 28° C. A. Klinec sa v práci o kryštaliniku M. Magury z roku 1958 zmieňuje o sj. zlome ako o línii, na ktorej vyvierajú bojnické pramene. V Čechovič v práci z roku 1959 pripisuje sj. zlomu posarmatský vek. Zlom prebieha na čiare Tužina-Bojnice a ďalej na J sa stráca v mladých travertínoch. Na geologickej mape vyznačuje podobne ako F. Horusitzky a D. Andrusov travertíny od okraja kryštalinika M. Magury pri Dubnici až po j. okraj Bojníc. Na celom vývervovom území teriem sú vyznačené dolomitické brekcie a zlepence. M. Račický—J. Fides (102) rozlíšili nadložný a podložný zvodnený horizont novácke ho uhoľného ložiska a baní. Vzhľadom na slabnutie až zanikanie podložných prítokov uvádzajú: „Znamenalo by to, že ide len o výtok statických zásob, ktoré sú po vyčerpaní len nepatrne doplňované v dôsledku malej priepustnosti hornín dynamickými zásobami". V. Zýka—J. Vtělenský sa v práci z roku 1960 zaoberajú geochémiou travertínu. Spektrálnou analýzou zistili v nich tieto prvky: Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, Ga, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Sb, Si, Su, Sr, Ti a Zn. Hlavné zložky vytvárajúce chemický charakter travertínov sú Al, Ca, Cu, Fe, Mg, Mn, Si a Sr. K. Urban roku 1960 ako prvý osvetľuje plytkú žriedlovú štruktúru na základe 9 vrtov hlbokých 36—160 m. V geologickej mape 1:10 000 vyznačuje jeden pozdĺžny zlom smeru SV—JZ a dva priečne zlomy smeru SZ—JV. Uvádza, že väčšie množstvo vody (do 7 l/s) bolo zastihnuté na styku paleogénu s podložnými dolomitmi, hlavne však na tektonickom styku na zlomoch. V otázke infiltračnej oblasti sa v práci z roku 1961 zhoduje s názorom O. Hynieho. O. Franko roku 1960 pojíma do dočasného návrhu ochranných pásiem bojnických teriem celé novácko-uhoľné ložisko a termálne vody v Chalmovej a M. Bieliciach. Podľa V. Ložka z roku 1962 vek všetkých bojnických travertínov je kvartérny. Vyčleňuje travertíny v ZOO, na zámku, pod kostolom, pri cintoríne a pod prameňom Jazero. Travertíny sú veku pleistocénneho, okrem travertínov pri Jazere, ktoré sú holocénne.

Na všetky tieto poznatky nadväzujú naše práce.

Orografické a klimatické pomery

Bojnické termálne pramene vyvierajú na j. úpätí M. Magury, ktorá je budovaná kryštalickými horninami a tiahne sa v smere S—J. Je súčasťou Strážovskej hornatiny. Pohorie zreteľne vyčnieva nad Bojnicami s hrebeňom v nadmorskej výške 935—1146 m. Morfologicky nižší stupeň v predpolí M. Magury — pahorkatina — je budovaný paleogénnymi karbonatickými brekciami v nadmorskej výške 400—600 m. Samotné pramene vyvierajú v území budovanom flyšoidnými paleogénnymi horninami, ktoré morfologicky vytvárajú

najnižší stupeň na úpätí M. Magury. Vyvierajú v malých priečnych údoliach smeru SZ—JV v nadmorskej výške 297—332 m. Nachádzajú sa cca 700 m od okraja kotliny, t. j. údolia rieky Nitry, vo výške asi 50 m nad povrchom údolia. Po okrajoch vývierového územia pretekajú potoky Dubnický (na S), Opatovský a Kocuranský (na J), ktoré sa vlievajú do Nitry z pravej strany.

Novácke uhoľné ložisko sa nachádza v j. časti hornonitrianskej kotliny, lemovanej na V neovulkanickým pohorím Vtáčnik, na SV kryštalickým jadrovým pohorím Žiar a na Z Strážovskou hornatinou s M. Magurou. Samotné ložisko sa rozprestiera medzi obcami Prievidza, Opatovce n/Nitrou, Horné Lelovce, Nováky, Zemianske Kostoľany, Kamenec pod Vtáčnikom, V. Lehota, Sebedražie a Prievidza. Nadmorská výška povrchu územia s ložiskom stúpa v smere JZ—SV proti toku rieky Nitry zhruba vo výške 230—250 m a v smere SZ—JV od rieky Nitry smerom k pohoriu Vtáčnik vo výške od 230—250 m do 300—333 m. V jz. časti ložiska vyčnieva z roviny vulkanický kopec Pustý vrch s kótou 427,4 m. Po pravej strane rieky Nitry od Opatoviec n/Nitrou po Dolné Lelovce sa dvíha morfologicky vyvýšenina Breziny s výškou 300—330 m. Predstavuje pôvodnú pliocénnu roveň budovanú pliocénnymi štrkozlepencami nerozrušenú riekou Nitrou, iba prerezanú jej prítokmi sprava. Z ľavej strany sa vlieva do rieky Nitry od S k J Handlovka, Cígľanský, Ťakovský a Lehotský potok. Klimaticky celé územie patrí do oblasti teplej, mierne vlhkej, s miernou zimou (Atlas). Bližší prehľad klimatických pomerov podáva opis zrážkových a teplotných pomerov a výparu. Opieram sa o údaje zo stanice Prievidza — škôlka, ktorá leží zhruba v strede kotliny. Dlhodobé priemery zrážok a teplôt sme vypočítali za roky 1926—1965. Pri výpare sa opieram o výsledky práce J. Tomlaina (109), ktorý vypočítal dlhodobé priemery výparu za obdobie 1926—1960.

Priemerná ročná teplota vzduchu v dlhodobom priemere (1926—1965) je 8,5° C. Hodnoty za jednotlivé mesiace uvádza tabuľka 2.

Tabuľka priemerných mesačných teplôt za obdobie 1926—1965 (°C)

Tabuľka 2

Pozorovacia stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Ročný priemer
Prievidza (škôlka)	−2,9	−1,4	3,1	8,7	13,6	17,0	18,7	18,0	14,4	9,0	4,6	−0,5	8,5

Aj u zrážkových pomerov je základnou charakteristikou dlhodobý ročný priemer, ktorý za obdobie 1926—1965 je 685 mm. Hodnoty za jednotlivé mesiace uvádza tabuľka 3.

Tabuľka priemerných mesačných zrážok za obdobie 1926—1965 (mm)

Tabuľka 3

Pozorovacia stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Ročný úhrn
Prievidza (škôlka)	39,8	39,1	39,9	47,1	65	86,7	93	64,6	56,2	51,1	56,5	51,3	691

Ako vidieť, väčšina zrážok spadne vo vegetačnom období.

Základnou charakteristikou u výparu je tiež dlhodobý priemer, ktorý za obdobie 1926—1960 je 517 mm. Opierame sa o hodnoty vypočítané r. 1965 J. Tomlainom. Hodnoty za jednotlivé mesiace uvádza tabuľka 4.

Tabuľka 4

Tabuľka priemerných mesačných a ročných hodnôt výparu za obdobie 1926—1960 (mm)

Pozorovacia stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Ročný úhrn
Prievidza (škôlka)	4	10	29	58	90	83	81	70	47	28	10	7	517

Geologická a hydrogeologická charakteristika územia vo vzťahu k bojnickým termám a nováckemu ložisku

Hydrogeologické pomery sú okrem iného odrazom geologických a tektonických pomerov bojnickej vysokej kryhy a nováckeho uhoľného ložiska. Hoci tieto dve územia geograficky i geologicky priamo súvisia, ich tektonická pozícia a popaleogénny vývoj sú odlišné. Z toho vyplýva i nejednotnosť geologických a tektonických pomerov, ktorá sa priamo odráža v hydrogeologických a hydrochemických pomeroch. Bližšie o nich pojednáva práca O. Franku —S. Gazdu (39). V tejto súvislosti sa zmienim o nich hlavne z hľadiska riešeného problému.

Určujúcim faktorom je tektonická pozícia a vývoj obidvoch území. Zatiaľ čo bojnická oblasť predstavuje ako celok eleváciu (vysokú kryhu) a je budovaná mezozoikom a paleogénom, novácke uhoľné ložisko je ako súčasť hornonitrianskej kotliny depresiou a je budované neogénom a riečnym kvartérom (príl. 1, 2, 3). V bojnickej vysokej kryhe je teda tektonika popaleogénna a na ložisku neogénna. Priamej infiltrácii zrážok sú v bojnickej vysokej kryhe vystavené sedimenty mezozoika a paleogénu, na ložisku zas sedimenty kvartéru a neogénu.

Severne od bojnických kúpeľov vystupuje na povrch kryštalinikum M. Magury, ktoré asi spolovice budujú staršie kryštalické bridlice a spolovice mladšie intruzíva granitoidných hornín (71).

Mezozoikum vystupuje v úzkom pruhu j. od kryštalinika M. Magury medzi Šutovcami a Dubnicou. Ku krížňanskému príkrovu patria strednotriasové guttensteinské vápence, rauwacky, pestré keuperské bridlice s kremencami a tmavosivé lumachelové a slienité vrstevnaté vápence rét-liasu (8a). Najmladšie sú sivé slienité vápence neokomu s rohovcami. Ich uloženie je nejasné, takže nevieme, či patria k obalovej jednotke, alebo ku krížňanskému príkrovu. K chočskému príkrovu patria triasové dolomity, ktoré vystupujú v okolí Bojníc v podobe ostrovčekov spod paleogénu a vrtmi boli zistené aj v jeho podloží.

Na ostatnej časti bojnickej vysokej kryhy, j. od mezozoického pruhu, je vyvinutý paleogén. Zastúpený je bazálnou transgresívnou, okrajovou, ílovcovou a flyšovou litofáciou vrchnolutétskeho až spodnooligocénneho veku (42). Najväčšiu časť územia zaberá bazálna transgresívna litofácia. Pozostáva hlavne z detritického súvrstvia dolomitických brekcií a konglomerátov, menej z numulitových vápencov a pieskovcov. Na nej leží okrajová litofácia, zložená zo striedajúcich sa brekcií, zlepencov, pieskovcov a ílovcov, miestami s flyšovým vývojom. Na povrchu vystupuje v rozsahu výverového územia teriem a j. od Šutoviec. Nad okrajovou litofáciou leží ílovcová litofácia, zložená zo slienitých ílovcov a slieňovcov. Na povrch vystupuje zjz. od termálneho prameňa Jazero — mimo výverovej oblasti. Vrchné súvrstvie tvorí flyš, ktorý vystupuje na povrch mimo výverového územia teriem medzi Opatovcami n/Nitrou a Kocúranmi. Pozostáva zo striedajúcich sa súvrství pieskovcov a ílovcov s vložkami zlepencov alebo brekcií. Ten istý sled paleogénnych súvrství bol zistený aj v kotline hlbokým vrtom Š1-NB v Koši.

Neogén tvorí vlastnú výplň kotliny a buduje novácke uhoľné ložisko (14). V rozsahu ložiska je vyvinutý burdigal, tortón a sarmat-pliocén. Burdigal je vyvinutý len v s. časti ložiska, zhruba s. od Koša, a v úzkom výbežku v jv. časti, v okolí V. Lehoty. Vyvinutá je tzv. šlírová fácia burdigalu, tvorená prevažne jemnopiesčitými slienitými ílmi až ílovcami (spodné šlírové pásmo), neslienitými, príp. slabo slienitými ílmi a piesčitými ílmi (stredné šlírové pásmo) a piesčitými ílmi s typickým šlírovým rozpadom (vrchné šlírové pásmo). Vrchný tortón je tvorený troma litofaciálnymi celkami, a to podložnými (podslojovými) tufitmi, uhoľným slojom a nadložnými (nadslojovými) ílmi. Podložné tufity majú na báze vyvinuté zelené až modrozelené íly s lokálnymi uhoľnými slojkami. V sv. časti je vyvinutá súvislá vrstva štrkov a piesčitých štrkov. Nad touto bazálnou časťou je na celom ložisku usadené až 150 m hrubé súvrstvie zložené zo striedajúcich sa piesčitých tufitov, tufitických

pieskovcov s vložkami a polohami prevažne hrubozrnných zlepencov. Vrchné časti komplexu tvoria väčšinou íly, tufitické íly a uhoľné íly. Na nich leží hlavný uhoľný sloj. Vyvinutý je na celom území ložiska prevažne v hrúbke 8—10 m. Je to hnedé uhlie s výhrevnosťou 2300—2800 kcal/kg. Na uhoľnom sloji leží monotónne súvrstvie nadložných ílov až ílovcov s premenlivou slienitosťou a piesčitosťou. Ich hrúbka závisí od pozície tektonickej kryhy a denudácie. Na členitom reliéfe nadložných ílov leží detriticko-vulkanická formácia sarmat-pliocénneho veku (15). Tvoria ju štrky, piesky, íly, tufy a tufozlepence. Na území bojnickej vysokej kryhy sa z týchto sedimentov zachovali len denudačné zvyšky, ktoré ležia transgresívne na paleogéne.

Z kvartérnych sedimentov sú na území ložiska zastúpené aluviálne a terasovité štrkové náplavy rieky Nitry a jej prítokov, sprašové hliny, suť a ornica. Na bojnickej vysokej kryhe sú vyvinuté sute, hliny, sprašové hliny a travertíny.

Územie s vývermi bojnických teriem a novácke uhoľné ložisko predstavujú tektonicky silne exponovanú oblasť, postihnutú viacerými tektonickými pochodmi. Varisské pochody stvárnili kryštalinikum M. Magury, ktoré tvorí antiklinálu pretiahnutú v smere S—J a pozostávajúcu z množstva menších antiklinál a synklinál. Metamorfné a tektonické pochody a nasledujúca intrúzia žúl sú odrazom vyvrásňovania sa hercýnskej geosynklinály. Neskôr postihli kryštalinikum alpské pochody a popaleogénna zlomová tektonika (71). Mezozoikum bolo počas alpského orogénu silne zvrásnené a presunuté na kryštalinikum M. Magury. Je tu zastúpený krížňanský a chočský príkrov a nie je vylúčená ani prítomnosť obalovej jednotky. Z opakovania sa niektorých členov možno usudzovať na šupinovitú stavbu krížňanského príkrovu. Z chočského príkrovu vystupujú na povrch len malé trosky dolomitov. Mezozoikum sa stýka s kryštalinikom M. Magury tektonicky na popaleogénnom zlome smeru sz.—jv., pozdĺž ktorého bolo kryštalinikum strmo prešmyknuté na mezozoikum (85). Na podobnom zlome, ibaže sv.—jz. smeru sa stýka kryštalinikum s mezozoikom a paleogénom i z v. strany. Na mezozoiku leží diskordantne centrálnokarpatský paleogén. Sedimenty paleogénu i staršie útvary postihla popaleogénna germanotypná zlomová tektonika. Sú to zlomy staršie — smerné, a zlomy mladšie — priečne (42). Staršie — smerné zlomy prebiehajú v smere SV—JZ, pozdĺž ktorých územie klesá od SZ k JV, t. j. smerom do kotliny. Mladšie — priečne zlomy prebiehajú v smere SZ—JV. Podľa nich územie jz. od vývervovej oblasti teriem klesá smerom na JZ do panvy. Zlomy sú strmé (asi 80°), výška skoku 20—700 m.

Vlastné uhoľné ložisko (príl. 4, 5, 6) je tiež porušené dvojakým systémom zlomov poklesového charakteru a vrchnotortónskeho veku (14). Hlavný zlomový systém má smer SV—JZ a je pokračovaním zlomového systému zisteného V. Čechovičom (17) pri sv. okraji kotliny na úpätí pohoria Žiar,

kde porušuje miocénne i paleogénne sedimenty. Zlomy tohto smeru boli zistené seizmikou (8) i s. od Prievidze. Tieto zlomy sa nachádzajú len v sv. časti ložiska, smerom na J sa stáčajú do smeru sj. a v sz. časti ložiska do smeru sz.—jv. Tento zlomový systém v zásade vytvoril dnešnú tektonickú stavbu ložiska. Najintenzívnejšie pohyby prebiehali v období usadzovania nadložných ílov, pravdepodobne počas sedimentácie vyšších častí tohto súvrstvia. Podľa M. Brodňana (14) poklesové pohyby po niektorých zlomoch pokračovali i na začiatku sedimentácie nadložnej detriticko-vulkanickej formácie. Vedľajší zlomový systém tvoria priečne zlomy, ktoré vznikli pravdepodobne len ako odrazy hlavného zlomového systému. Hlavný zlomový systém rozčleňuje uhoľné ložisko na zložitý systém hrastí a priekopových prepadlín, pričom sloj upadá po poruchách od JV k SZ. V najvyššej časti ložiska je sloj uložený na kóte 340 m, v najhlbšej časti ložiska na kóte 660 m. Priemerná šírka jednotlivých krýh je 250—300 m. Veľkosť sklonu zlomov je v priemere 60°, výška skoku zlomov od nepatrnej až po 360 m.

Najvýznamnejším zlomom je sj. malomagurský zlom. Jeho význam je v tom, že oddeľuje bojnickú vysokú kryhu s výverom termálnych vôd od kotliny s uhoľným ložiskom. Pôvodne sa predpokladalo (60), že zlom má v celej svojej dĺžke od Tužiny smerom na Chalmovú priamy, zhruba sj. smer. Gravimetrické merania však ukázali (23), že v priestore j. okraja obce Opatovce n/Nitrou sa zlom stáča do smeru zjz. a pri Vrbanoch znovu do smeru sj. na Zemianske Kostoľany, odkiaľ pokračuje na Chalmovú (príl. 1, 3). Bojnická vysoká kryha je teda od kotliny a uhoľného ložiska oddelená nielen z v. strany, ale aj z j. strany. Zlom súčasne predstavuje z. hranicu uhoľného ložiska v celom jeho rozsahu, takže zohral významnú úlohu pri jeho vývoji. V. Čechovič (17) kladie tento zlom do posarmatského veku, no vzhľadom na jeho vzťah k uhoľnému ložisku ho možno hodnotiť aj ako popaleogénny. Na zlome sa však pohyby opakovali už v burdigale a v tortóne (14) a výskum riečnych a skalných terás i travertínov ukázal, že sa na ňom pohyby opakovali dokonca aj v kvartéri (104). K najvýznamnejším pohybom došlo koncom mindela a v interglaciáli mindel-riss, keď začali vyvierať termálne vody. Predpokladám, že k opakovaniu pohybov na hlavnom zlome a k ich odrazu na priečnych zlomoch bojnickej vysokej kryhy dochádzalo i neskoršie a trvajú azda dodnes. Poukazuje na to sťahovanie sa výverov teriem od SV k JZ a pomerne veľká hrúbka (až 60 m) náplavov rieky Nitry.

Doteraz nie je celkom jasná otázka zmeny smeru hlavného zlomu v priestore Opatoviec n/Nitrou. Je možné, že jeho priebeh ovplyvnili zlomy smeru sv.—jz. v kotline, ktoré sa naň napájajú. Potom by však pravdepodobne museli vzniknúť súčasne s týmto zlomom, a nie až po tortóne, prípadne neskoršie, lebo malomagurský zlom si zachováva svoj priebeh i v hĺbkach, čo dokazujú gravimetrické mapy. Je tiež možné, že tento ohyb vznikol eleváciou predpa-

leogénneho podložia, rozprestierajúcou sa medzi novackou a prievidzkou depresiou.

Zlomy prejavujúce sa v uhoľnom ložisku spätne pôsobia na tento zlom. V oblasti Kanianky má výšku skoku nad 400 m, z. od Opatoviec n/Nitrou, kde sa k nemu pripájajú súklonné zlomy, až nad 700 m. J a jv. od Opatoviec sa od neho odpájajú súklonné zlomy a pripájajú sa zlomy protiklonné, takže výška skoku klesá asi na 280 m. V oblasti H. Leloviec je výška skoku opäť asi 600 m.

Poznanie úložnej pozície uhoľného sloja v celom profile terciérnych sedimentov a v ich podloží sa nachádzajúcich triasových dolomitov ako nositeľa termálnych vôd na jednej strane a poznanie tektonickej pozície bojnickej vysokej kryhy a kotliny na strane druhej nám umožnilo správne vyčleniť hydrogeologické celky (príl. 2, 3). Prehľadne ich uvádza tabuľka 5. Chemizmus ich podzemných vôd z vrtu Š1-NB uvádza tabuľka 6; chemizmus tých lifotácií, ktoré vrt Š1-NB nezistil, je doplnený z iných vrtov. O jednotlivých hydrogeologických celkoch podrobne pojednávajú v tomto zborníku O. Franko—S. Gazda (39).

I. Hydrogeologický celok. Na území ložiska je budovaný kvartérnymi riečnymi štrkmi a sarmat-pliocénnou detriticko-vulkanickou formáciou. O jednotnom hydrogeologickom celku môžeme hovoriť preto, že medzi kvartérom a sarmat-pliocénom nie je vyvinutá nepriepustná vrstva. Tento celok tvorí najvýznamnejší kolektor podzemnej vody, ktorý je pokrytý izolačnou vrstvou hlín. Význam tohto celku spočíva v tom, že vo vzťahu k uhoľnému sloju tvorí tzv. nadložný zvodnený komplex, z ktorého pri v. okraji uhoľného ložiska sú prítoky do baní.

V bojnickej vysokej kryhe môžeme k tomuto celku zaradiť sute, hliny, sprašové hliny, travertíny a nepatrný výskyt detriticko-vulkanickej formácie. Z hľadiska výskytu podzemnej vody sú tieto sedimenty bezvýznamné. Z hľadiska výverov termálnych vôd majú najväčší význam sprašové hliny, ktoré pokrývajú výverové územie. Tvoria plošnú ochrannú vrstvu (izolátor) proti znečisťovaniu teriem, pretože ležia na paleogénnych sedimentoch, cez ktoré prúdi termálna voda po zlomoch na povrch. Travertíny i keď sú priepustné majú malú rozlohu pre akumuláciu väčšieho množstva vody. Sú pomerne dobre skrasovatené, hlavne na bojnickom zámku a na území obce Bojnice. V centrálnej travertínovej kope na zámku vznikla na úrovni dna zámockej studne malá jaskyňa*. Podobná jaskyňa (Prepoštská) sa utvorila aj v travertínovej stene pod kostolom v obci Bojnice.

* Do tejto jaskyne zostúpili pri odbere vzoriek travertínov v profile zámockej studne hlbokej asi 30 m dňa 5. 7. 1963 O. Franko, E. Krippel a A. Sabol. Po tomto novom zostúpení pomocou trojnožky s kladkou a ručným navijakom sa začalo pracovať na sprístupnení jaskyne pre verejnosť.

Kóta vrtu Z-260H: 256,25
Kóta vrtu Z-222H: 253,09
Kóta vrtu Š1-NB : 268,02

Chemizmus podzemných vôd jednotlivých hydrog. celkov v kotline na príklade vrtu Š1-NB
(doplnené z vrtu Z-260H, Z-222H a NUB)

TABUĽKA 6

Hydr. celok	Vek Litofácia	Vrt	Hĺbkový interv. v m	Dátum odberu	Kóta ustálenej hladiny v m n. m.	Výdatnosť l/s	Tepl. vody °C	Voľný CO_2 mg/l	Celková miner. mg/l	iónové zloženie mg/l							geochemická charakteristika									Typ vody	Citácia
										Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	S_2	A_1	A_2	SO_4/M	rMg/rCa	rNa/rCa	rNa/rCl	$rHCO_3/rCl$		
I.	Kvartérne riečne štrky	Z-260H	3,6 – 20,28	30. 1. 1963	252,65	1,85	10	11,88	330,80	12,78		39,68	11,19	4,0	12,75	183,0	5,61	7,66	–	2,81	83,86	0,038	0,46	0,28	4,92	26,54	$0,33\ \frac{Ca_{28,6}Mg_{13,3}}{HCO^3_{43,4}}$	K. Malatinský 1963
	sar. plioc. detriticko-vulkanická formácia	Š1-NB	17,0 – 50,4	23. 2. 1962	265,18	1,2	8	5,28	388,42	14,48		52,5	14,59	3,7	7,81	250,2	4,48	3,65	–	6,01	85,7	0,018	0,24	0,24	6,06	39,42	$0,34\ \frac{Ca_{29,4}Mg_{13,5}}{HCO^3_{45,9}}$	
			71,43 – 91,5	6. 4. 1963	267,19	1,18	8	8,8	415,08	27,01		46,49	12,16	3,0	8,23	262,4	1,87	3,75	–	20,17	73,84	0,019	0,43	0,51	13,82	50,59	$0,41\ \frac{Ca_{25,4}Na_{12,9}}{HCO^3_{47,2}}$	
IV.	vrch. tort. podložné tufity	Š1-NB	249,8 – 295,1	15. 10. 1962	174,1	0,292	22	9,68	511,56	94,3		14,43	5,84	4,8	7,81	311,2	2,50	3,02	–	70,47	23,77	0,015	0,674	5,7	30,39	37,79	$0,51\ \frac{Na_{38}}{HCO^3_{47,2}}$	S. Gazda 1968
			204,0 – 333,4 porucha v nadl. floch	3. 8. 1962	281,24	0,098	14	71,28	980,16	158,69		56,91	17,27	5,75	5,76	671,2	1,44	1,06	–	58,67	38,55	0,005	0,5	2,43	42,6	67,91	$0,98\ \frac{Na_{30,6}Ca_{12,6}}{HCO^3_{48,7}}$	
		Baňa Mládeže II. hor.	317,7	17. 9. 1964	120,0	cca 10,0	26	29,4	836,61	215,0	27,3	9,61	2,67	90,31	28,64	462,12	23,72	5,55	–	64,19	6,50	0,034	0,46	19,5	3,67	2,97	$0,83\ \frac{Na_{43,5}}{HCO^3_{35,5}Cl_{11,9}}$	K. Linhart 1964
V.	burdigal šlír	Z-222H	452,0 – 473,0	15. 11. 1961	259,67	0,0024	–	–	2535,43	870,7		66,13	8,5	1331,2	54,31	24,41	85,57	0,75	1,83	–	11,84	0,013	0,21	11,48	1,01	0,14	$2,5\ \frac{Na_{43,2}}{Cl_{42,8}}$	K. Malatinský 1964
	paleog. flovcová litofácia	Š1-NB	803,5 – 806,7	12. 10. 1963	neustál. max. tlak 25 atm, únik cez závity	cca 0,2	18	–	9734,2	3571,9	12,1	29,6	15,5	4786,0	14,4	1128,5	85,5	0,2	–	12,5	1,8	0,001	0,87	103,53	1,15	0,17	$9,73\ \frac{Na_{49,0}}{Cl_{42,7}}$	S. Gazda 1968
VI.	paleog. baz. dol. brekcie	Š1-NB	1267,0 – 1334,5	21. 7. 1965	334,5	0,59	65	49,35	957,2	108,0	20,5	103,25	29,3	8,35	306,55	378,7	1,84	38,84	10,94	–	47,72	0,32	0,47	0,91	19,81	26,29	$0,96\ \frac{Ca_{20}Na_{18,2}}{SO^4_{24,9}HCO^3_{24,1}}$	
	trias. dolomity	Š1-NB	1513,4 – 1688,0	6. 12. 1967	338,02	13,35	64,5	65,38	826,06	38,0	9,3	132,26	40,74	6,7	289,7	308,33	1,68	14,5	39,02	–	44,58	0,35	0,51	0,25	8,27	26,59	$0,83\ \frac{Ca_{27,7}Mg_{14,1}}{SO^4_{26,8}HCO^3_{22,4}}$	

Tabuľka 5

Schematický geologický profil a vyčlenené hydrogeologické celky

Vek	Mocnosť v m	Litofácia		Hydrog. celok	Číslo radovej priepustnosti $Z = \log(10^6 q')$	Hydrogeologická funkcia celku
		Bojnická vysoká kryha	uhoľné ložisko			
kvartér	1—60	sute, hliny, sprašové hliny, travertíny	riečne štrky, sprašové hliny, sute, hliny	I.	4,0—6,5 pr. 5,2	izolátor — kolektor
pliocén sarmat	pr. 200—250 sv. časť lož. 400	—	detriticko-vulkanická formácia		2,6—5,6 pr. 3,8	
vrchný tortón	150—300 max. 500—600	—	nadložné íly	II.	—	izolátor
	8—10	—	uhoľný sloj	III.	—	drén (banské diela)
	pr. 150 30—270	—	podložné tufity	IV.	0,4—5,2 pr. 3,0	kolektor
burdigal	cca 200	—	šlír	V.	0,3—0,6 pr. 0,4	izolátor
spod. oligocén vrch. lutét	265—350	flyš			0,7—1,7 (3,1) pr. 1,2	
	20—370	flovcová litofácia			—	
	30—300	okrajová litofácia			2,4—4,0 pr. 3,0	
	12—400	bazálna transgresívna litofácia		VI.	1,7—2,1 pr. 1,9	kolektor
trias	cca 300—400	dolomity a vápence			3,0—5,1	

II. hydrogeologický celok je vyvinutý len na území uhoľného ložiska. Tvoria ho tzv. vrchnotortónske nadložné íly. Íly sú ako celok nepriepustné, priepustné sú len zlomy, a to v tesnom nadloží uhoľného sloja (89). Význam tohto celku spočíva v tom, že tvorí mohutné nepriepustné medziložie — izolátor — medzi uhoľným slojom v nadloží a I. hydrogeologickým celkom v podloží. Tým je zabránené vnikaniu prítokov do baní z nadložia (okrem v. okraja ložiska, ktorým smerom sa nadložné íly vykliňujú).

III. hydrogeologický celok je tvorený vrchnotortónskym uhoľným slojom, ktorý je ako celok nepriepustný. Priepustné sú len zlomy. Prítoky vody, ktoré nastávajú pri ťažbe, sú buď z podložia buď z nadložia, alebo zo starín. Jeho hlavný význam spočíva v tom, že banské diela razené v ňom a v jeho tesnom podloží a nadloží pôsobia ako odvodňovací drén tak nadložného, ako aj podložného kolektora podzemných vôd.

IV. hydrogeologický celok je tvorený tzv. podložnými tufitmi vrchnotortónskeho veku, ktoré sú významným kolektorom podzemných vôd. Vyvinuté sú len na území ložiska. Význam celku spočíva v tom, že leží v priamom podloží uhoľného sloja, takže z neho sú „podložné" prítoky do baní, čím sa vytvára rozsiahla tlaková depresia v hladine podzemných vôd.

V. hydrogeologický celok je vyvinutý v oboch územiach. V kotline ho tvorí burdigalská šlírová a paleogénna flyšová, ílovcová a okrajová litofácia (sp. oligocén — vrchný lutét). V bojnickej vysokej kryhe ho tvoria len uvedené paleogénne litofácie. Tento komplex je ako celok nepriepustný a predstavuje izolátor. Vo výverovom území bojnických teriem vystupuje na povrch a vytvára nepriepustný strop, takže mezozoické termálne vody vyvierajú cezeň len po zlomoch, pretože je málo mocný. Na území ložiska je zakrytý mladšími terciérnymi sedimentami a vytvára nepriepustné medziložie medzi podložnými tufitmi, z ktorých sú prítoky do baní, a bazálnou transgresívnou litofáciou paleogénu a triasovými karbonátmi, ktoré sú nositeľmi termálnych vôd. Vzhľadom na jeho veľkú mocnosť v ložisku nie sú zlomy v celej jeho hrúbke zvodnené, čím je zabránené prenikaniu teriem do podložných tufitov a do baní.

VI. hydrogeologický celok je tvorený bazálnou transgresívnou litofáciou paleogénu, pozostávajúcou hlavne z dolomitických brekcií a zlepencov, triasovými vápencami a dolomitmi. Súvrstvia začleňujeme do jedného celku preto, lebo medzi nimi nie je izolátor, ktorý by ich oddeľoval, a litologicky sú si podobné. Tento celok predstavuje významný kolektor podzemnej vody. Vyskytuje sa tak na území uhoľného ložiska, ako aj v bojnickej vysokej kryhe, pričom je však jeho pozícia a význam rozdielny. Spoločným znakom je obsah puklinovo-pórovej a krasovej podzemnej vody.

V bojnickej vysokej kryhe vystupuje tento celok na povrch a len v časti územia je zakrytý nadložnými litofáciami. V území, kde vystupuje na povrch, má podzemnú vodu s voľnou hladinou, v území, kde je zakrytý, má vodu s napätou hladinou s pozitívnou

úrovňou. Predstavuje infiltračnú oblasť pre vlastné studené podzemné vody a čiastočne i pre bojnické termy.

Na území ložiska je tento celok zakrytý nadložnými paleogénnymi litofáciami a obsahuje podzemnú vodu s napätou hladinou s pozitívnou úrovňou. Triasové dolomity sú vlastným nositeľom bojnických teriem. Na povrch vychádza tento celok pri sv. okraji kotliny na okrajoch kryštalinického pohoria Žiar medzi Skleným a Handlovou a pri Nitrianskom Pravne. V týchto územiach sa nachádzajú jeho infiltračné povodia, ktoré sú oproti vývervovému územiu teriem a povrchu kotliny položené vysoko.

Režim výdatnosti studených prameňov tohto celku v bojnickej vysokej kryhe je stály. Pramene majú najvyšší stupeň stálosti SQ = 6 (výborný), ktorý je charakterizovaný najnižším koeficientom nerovnomernosti 1—3 (koeficient nerovnomernosti $KQ \frac{Q\ max}{Q\ min}$; H. Kessler (70). Koeficient nerovnomernosti prameňov pri Dubnici sa pohybuje od 1,6 do 2,6. Výborný stupeň stálosti charakterizuje komplex ako celok dobre vyrovnávajúci podzemný odtok. Reakcia na zrážky je rýchla, retardácia je nepatrná. Pre bližšie poznanie režimu sme spracovali vzťah medzi zrážkami, teplotou vzduchu a zmenou priemerného odtoku podzemných vôd v prameňoch v hydrologickom roku za obdobie 1955—1959 (obr. 5). Z grafického vyjadrenia 5-ročného priemeru vyplýva, že na dopĺňaní zásob podzemných krasových vôd sa podieľajú hlavne zrážky 4 mesiacov, a to december až marec. Vlastné dopĺňanie zásob sa deje pri jarnom topení snehu. Čiastočne sa na dopĺňaní zásob podieľajú zrážky tzv. letného maxima v júli, ktoré vykazujú v dlhodobom priemere (40-ročný normál) najvyššiu hodnotu — 93 mm. Zásoby sa vyprázdňujú v mesiacoch apríl — november. Znamená to, že zásoby sa dopĺňajú v období s najmenšími zrážkami a vyprázdňujú v období s najvyššími zrážkami. Je to v súlade s evapotranspiráciou (a teplotou vzduchu), pretože výpar je v zimných mesiacoch najmenší a v letných najvyšší. Tieto poznatky sú v súlade s doterajšími poznatkami o režime krasových vôd (78). Z časového hľadiska je medzi dopĺňaním a vyprázdňovaním zásob veľký nepomer, dopĺňanie zásob trvá 4 mesiace a vyprázdňovanie 8. Týchto 8 mesiacov je súčasne časovým rozpätím medzi maximom a minimom výdatnosti.

Teplota vody prameňov len v ojedinelých prípadoch klesá pod priemernú ročnú teplotu vzduchu, takže obeh podzemnej vody je trochu hlbší, ako je hrúbka povrchovej vrstvy kôry zemskej (25 m), v ktorej sa prejavujú účinky sezónneho kolísania teploty vzduchu.

Ďalšie členy v podloží triasových karbonátov chočského príkrovu nepoznáme. Poznáme ešte hydrogeologický charakter kryštalinika M. Magury; ktoré vystupuje na povrch s. od Bojníc. Horniny majú puklinovú priepustnosť, pramene sú jednak suťové, jednak puklinové s výdatnosťou do 0,1 l/s. Chemizmus vody je kalcium-magnézium-bikarbonátového typu s mineralizáciou asi 0,1 g/l.

Bojnické termálne vody

Predstavujú akratotermy zemitého typu s mineralizáciou asi 630—760 mg/l a obsahom voľného CO_2 asi od 17 do 220 mg/l. Prirodzených prameňov je celkom 6. Pri výskume bola terma zistená 7 vrtmi, z toho boli ako trvalé zdroje

zabudované len 3 vrty. Najslabší prameň má minimálnu výdatnosť 0,01 l/s., najsilnejší maximálnu 16,69 l/s. Vrtom Š2-NB sme zistili 4 veľké prítoky o celkovej výdatnosti 160 l/s. Najsilnejší prítok mal výdatnosť 60 l/s. Celková maximálna výdatnosť všetkých zdrojov je 39 l/s. Najmenej teplý prameň má minimálnu teplotu 22 °C, najteplejší má max. teplotu 45,2 °C. Vrtom Š2-NB sa zastihla voda teplá až 47,6 °C. Najvyššia zistená ložisková teplota je 48,5 °C. Tento bohatý zdroj termálnej vody má široké využitie a predstavuje významnú nerastnú surovinu, ktorú treba patrične chrániť.

Žriedlová štruktúra teriem

Objasnenie žriedlovej štruktúry teriem je vždy jedným z najzložitejších problémov. Pre termálne vody pásma centrálnych Západných Karpát sú charakteristické *žriedlové termosifóny* (60, 84). Termosifón sa skladá zo zostupnej a výstupnej vetvy. Zostupnú vetvu predstavuje spojenie krídel vrás, tvoriacich megaantiklinálu a megasynklinálu, a výstupnú vetvu tvoria obyčajne zlomy. V poslednom čase sa názory na žriedlové štruktúry menia (87), niekedy i rozchádzajú, a preto kvôli prehľadnosti bude lepšie, ak ich z hľadiska štruktúrneho rozdelíme na jednotlivé oblasti: na *oblasť infiltračnú, akumulačnú* (spolu tvoria zostupnú vetvu štruktúry) a *výverovú* (výstupná vetva). Toto rozdelenie bude zodpovedať i stupňu poznatkov o jednotlivých častiach štruktúry.

Infiltračná oblasť. F. Horusitzky (56) D. Andrusov (1) a M. Maheľ (84) predpokladajú, že infiltračnú oblasť bojnických teriem predstavujú strednotriasové karbonatické komplexy na svahoch pohoria Žiar v s. časti hornonitrianskej kotliny, v. od Nitrianskeho Pravna. O. Hynie (60) a K. Urban (111) naproti tomu predpokladajú, že infiltračná oblasť leží na j. úpätí Malej Magury, ktorú tvorí čiastočne mezozoikum, hlavne však bazálne paleogénne dolomitické brekcie.

Tieto predstavy vychádzajú zo štruktúrnych paleogénnych foriem, a to megaantiklinál a megasynklinál, resp. brachysynklinál. Podkladom pre teóriu termosifónu sú vrásy s veľkým polomerom zakrivenia, pričom infiltračné oblasti sa hľadajú obyčajne v blízkom okolí, kde vystupujú na povrch (87) triasové karbonatické súvrstvia.

Zmena názorov na základné štruktúrne jednotky vedie i k zmene názorov na infiltračné oblasti (87). Spôsobilo to vyčlenenie štruktúrnych foriem kriedových synklinórií a antiklinórií s radom synklinál a antiklinál v oboch formách. Skúmané územie patrí k polyštruktúrnemu pásmu fatrotatranskému. Z hydrogeologického hľadiska sú dôležité hlavne synklinóriá, lebo predovšetkým v nich sú rozložené hydrogeologicky významné vápence a dolomity. Pre cirkuláciu

vody majú osobitný význam čiastkové synklinály. Rozloženie zvodnených karbonátov v nich a sklon osi týchto synklinál predstavujú najdôležitejšie činitele pre usmernenie podzemných vodných tokov. Základným smerom prúdenia sa stáva smer pozdĺžny (pri aplikovaní popaleogénnych štruktúrnych foriem to bol zväčša smer priečny), zhruba súbežný s osou základných štruktúrnych jednotiek.

Nová predstava o stavbe a rozložení mezozoika vynucuje si aj iný prístup k posudzovaniu infiltračných oblastí termálnych vôd, vyvierajúcich uprostred, prípadne pri okraji jadrových pohorí (Trenčianske Teplice, Piešťany, Rajecké Teplice, Bojnice). Tieto vody spravidla nepochádzajú z blízkeho okolia. Ich infiltračné oblasti treba hľadať v rozsahu toho segmentu synklinória, v ktorom vystupujú (87).

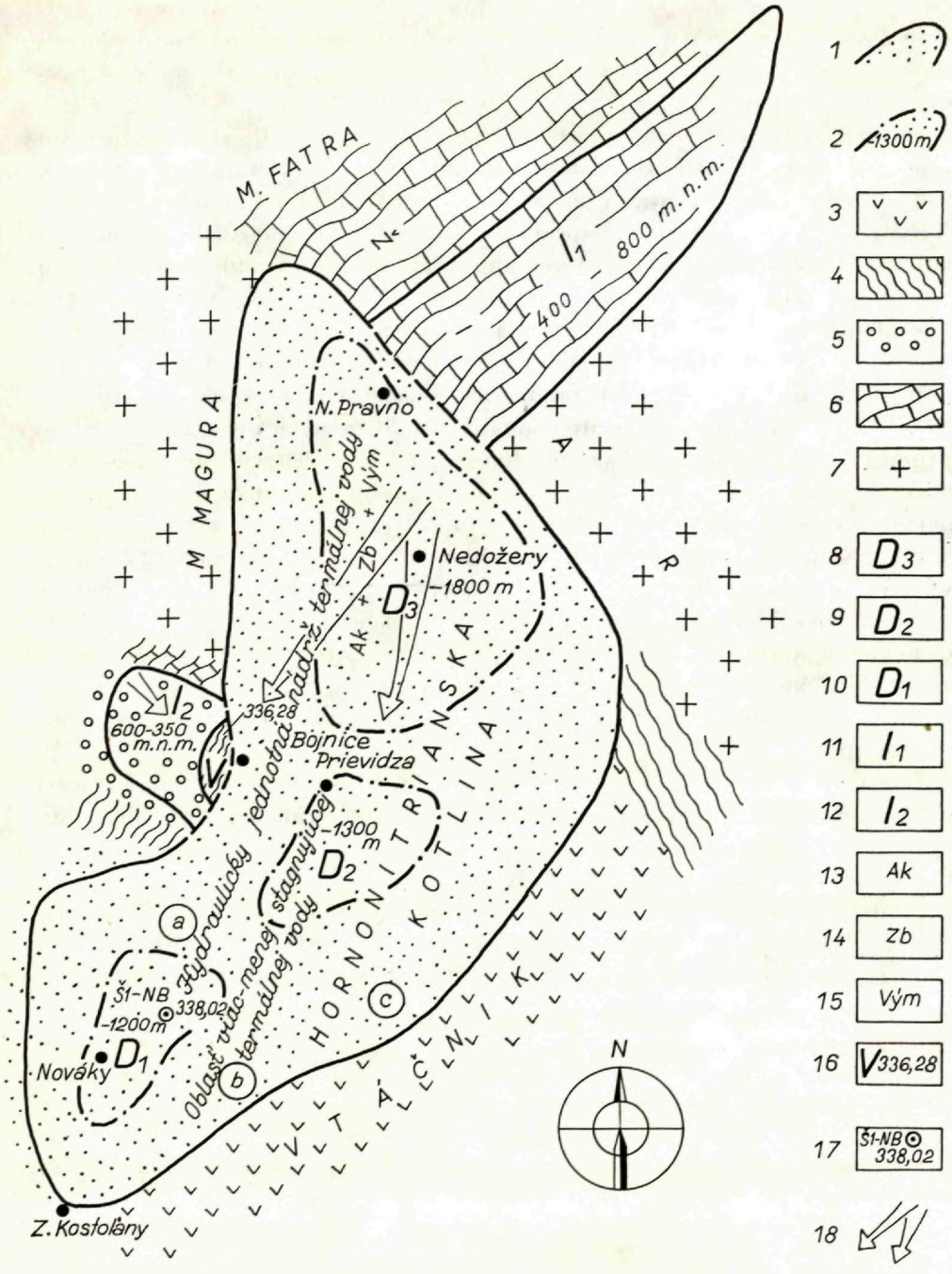
Z hľadiska týchto nových názorov je teda presnejšie vymedzenie infiltračných oblastí veľmi obťažné. Prispieva k tomu ešte ďalšia okolnosť, a to hľadanie pomerne malých úbytkov vôd (priemerná výdatnosť bojnických teriem je cca 36 l/s), ktoré sa strácajú v predpokladaných infiltračných oblastiach, neberúc pritom do úvahy možnosť skrytého prestupu krasových vôd do terciérnych a kvartérnych sedimentov a komplikovanosť stavby mezozoika v predpokladanej infiltračnej oblasti (31).

Pri výskume sme venovali väčšiu pozornosť územiu ležiacemu z. a sz. od výverov bojnických teriem na j. úpätí Malej Magury (príl. 1). Územie budujú prevažne bazálne paleogénne dolomitické brekcie a len z nepatrnej časti druhohorné karbonáty. Zmeranie odtoku podzemných vôd z tohto územia a jeho bilančné zhodnotenie ukázali, že len pomerne malá časť z priemernej známej výdatnosti (cca 36 l/s) bojnických teriem môže pochádzať z tohto územia (pozri ďalej).

Tento poznatok spolu s ďalšími poznatkami o chemizme a teplote (pozri ďalej) vody vedie k predpokladu, že prevažná časť bojnickej termálnej vody pochádza z karbonátov mezozoika spod kotliny. Pritom, ako ukazuje tektonická mapa centrálnych Západných Karpát zostavená M. Maheľom (86), osa čiastkovej kriedovej synklinály budovanej mezozoikom na s. okraji Žiaru smeruje na Bojnice. Možno teda naďalej súhlasiť s názorom F. Horusitzkého (56), D. Andrusova (1) a M. Maheľa (84) o predpokladanom mieste infiltračnej oblasti. Tento predpoklad je zároveň aj v súlade s názorom o výskyte akumulačnej oblasti.

Záverom môžeme teda zhrnúť, že infiltračná oblasť bojnických teriem sa nachádza na dvoch miestach s odlišnými horninami (obr. 1). Tvoria ju jednak mezozoické karbonáty na s. okraji pohoria Žiar pri Nitrianskom Pravne (nadmorská výška 400—800 m), jednak paleogénne bazálne dolomitické brekcie a zlepence na j. úpätí Malej Magury (nadmorská výška 350—600 m) sz. od výverov bojnických teriem (nadmorská výška 297—332 m). Podiel

Obr. 1 Schematický náčrt hydrogeologickej štruktúry bojnických teriem
(zostavil O. Franko 1968 s použitím geologických a geofyzikálnych podkladov)



podzemných vôd z rozsahu celého synklinória na tvorbe bojnických teriem nie je prirodzene vylúčený, a to najmä na dotovaní teriem v celej hornonitrianskej kotline.

Akumulačná oblasť. Poznatky gravimetrie (26) nám umožňujú spresniť predstavu o tom, že prevažná časť vody bojnických teriem pochádza spod kotliny. Hornonitrianska kotlina predstavuje tiažovú depresiu, ktorej os prebieha na spojnici obcí Zemianske Kostoľany — Nováky — Prievidza — Nedožery. Tiažová anomália zobrazuje synklinálnu stavbu hustotne ťažšieho podložia. Ide o predterciérne podložie, ku ktorému podľa výsledkov korelácie seizmických meraní s výsledkami hlbokých vrtov, patrí aj bazálne paleogénne karbonatické detritické súvrstvie. Túto depresiu charakterizujú tri tiažové minimá — čiastkové depresie — v priestore Nováky (D_1), Prievidza (D_2) a Nedožery (D_3; obr. 1). Čiastkové depresie sú oddelené tiažovými poruchami — eleváciami, podľa ktorých predterciérne podložie klesá od JZ, k SV, t. j. od

←

1 — obmedzenie hornonitrianskej kotliny vyplnenej terciérom; v podloží druhohorné sedimenty s triasovými karbonátmi; 2 — obmedzenie stredných častí čiastkových depresií; 1300 m = hĺbka bazálnej paleogénnej karbonatickej detritickej litofácie; 3 — neovulkanity pohoria Vtáčnik; 4 — flyšoidný paleogén bojnickej vysokej kryhy a Handlovskej panvy; 5 — bazálne paleogénne dolomitické brekcie; 6 — mezozoikum Žiaru, M. Fatry a M. Magury; 7 — kryštalinikum Žiaru a M. Magury; 8 — nedožerská depresia; 9 — prievidzská depresia; 10 — novácka depresia; 11 — hlavná infiltračná oblasť; 12 — vedľajšia infiltračná oblasť; 13 — akumulačná oblasť bojnických teriem; 14 — zberná oblasť zemského tepla bojnických teriem; 15 — oblasť termálnej vody s výmenou; 16 — výverová oblasť bojnických teriem; 336,28 = kóta statickej hladiny teriem; ΣQ = 39 l/s, t = 45 °C; 17 — štruktúrny hydrogeologický vrt v Koši; 338,02 = kóta statickej hladiny termálnej vody bojnického typu z triasových dolomitov z hĺbky 1514—1688 m; preliv 13,5 l/s, t = 62 °C; 18 — smery prúdenia termálnej vody v triasových karbonátoch

A schematic outline of hydrogeological structure of the Bojnice thermae. (Compiled by O. Franko 1968, basing upon geological and geophysical data.)

1 — confinement of Horná Nitra basin with Tertiary filling, basement including Triassic carbonates; 2 — confinement of central parts in partial depressions, 1300 m = depth of basal Palaeogene carbonate detrite lithofacies; 3 — neovolcanites of Vtáčnik Mts.; 4 — Flyschoid Palaeogene of Bojnice elevated block and of Handlová coal-basin; 5 — basal Palaeogene dolomite breccia; 6 — Mesozoic of Žiar, Malá Fatra and Malá Magura Mts.; 7 — crystalline of Žiar and Malá Magura Mts.; 8 — Nedožery depression; 9 — Prievidza depression; 10 — Nováky depression; 11 — the main infiltartion area; 12. the subsidiary infiltration area; 13 — accumulation area of Bojnice thermae; 14 — catchment area of the earth heat of Bojnice thermae; 15 — an area thermal water with exchange of water; 16 — spring area of Bojnice thermae 336.28 = static level point of the thermae, ΣQ = 391/s, t = 45 °C; 17 — structural hydrogeological bore-hole in Koš, 338.02 = static level point of thermae of Bojnice type from Triassic dolomites 1514—1688 m deep, water discharge — 13.5 l/s, t = 62 °C; 18 — direction of thermal water flow in Triassic carbonates

anomálie D_1 k anomálii D_3. Na základe korelácie gravimetrických a seizmických meraní s výsledkami hlbokých vrtov predpokladám, že bazálne paleogénne karbonatické detritické súvrstvie je v strede depresie D_1 v hĺbke asi 1200 m, v strede depresie D_2 v hĺbke asi 1300 m a na z. okraji depresie D_3 v hĺbke asi 1800 m.

Predpokladám, že čiastkovú depresiu v s. časti hornonitrianskej kotliny, ktorá je najhlbšia, možno spájať s čiastkovou kriedovou synklinálou, takže táto depresia tvorí akumulačnú oblasť bojnických teriem. Nemožno však vylúčiť hydraulickú spojitosť termálnych vôd v druhohorných karbonátoch a bazálnom paleogénnom karbonatickom klastickom súvrství v celej kotline, ktorá vytvára jednotný celok, aj keď je rozdelená na čiastkové štruktúry (depresie a elevácie, resp. kriedové čiastkové synklinály a antiklinály). Približne jej stredom prechádza hlavná os kriedového synklinória, polyštruktúrneho fatrotatranského pásma. Keďže je akumulačná oblasť priamo napojená na infiltračnú a výverovú oblasť bojnických teriem, predpokladám, že je to oblasť intenzívnej vodovýmeny. Naproti tomu v ostatných častiach hornonitrianskej kotliny sú termy s viac-menej obmedzenou vodovýmenou (obr. 1). Predpokladám však, že v celej kotline ide o *jednotnú nádrž termálnych vôd v zmysle hydraulickom, do ktorej sú včlenené viac-menej samostatné (teplotne, chemicky, režimove) prúdy termálnych vôd viazané na čiastkové synklinály, poruchové pásma a kaverny v synklinóriu ako celku. Pre smery prúdenia majú určujúci význam len tlakové pomery nádrže dané výškovým rozdielom medzi infiltračnou a výverovou oblasťou. Hydraulická jednotnosť nádrže (prepojenosť čiastkových prúdov) je daná hlavne porušením karbonatického komplexu rôznymi systémami drobných puklín (najmä v dolomitoch) a kavern (hlavne u vápencov), ktoré obsahujú termálnu vodu. Prepojenosť čiastkových prúdov termálnych vôd priepustnými zlomovými poruchami (87) túto hydraulickú jednotnosť (spätosť) nádrže (prúdov) len zvýrazňuje.* Tento názor podporujú aj poznatky z iných území, napr. zo zvolenskej kotliny.

Pre názor, že bojnické termy sú akumulované v s. časti hornonitrianskej kotliny, priamy dôkaz nemáme. Možno to overiť jedine navŕtaním termy v tejto časti a porovnaním jej základných parametrov s bojnickými termami. Z porovnania chemizmu termy z triasových dolomitov vrtu Š1-NB z hĺbky 1514—1688 (je to akratoterma s mineralizáciou 826,06 mg/l podobného typu, ako sú bojnické termy, len s vyšším obsahom SO_4^{2-} — obmedzená vodovýmena; hlbší obeh — teplota termy 62 °C) s bojnickými termami (mineralizácia 630—760 mg/l a obsah SO_4^{2-} 60—120 mg/l) možno však usúdiť, že bojnické termy pochádzajú z hornonitrianskej kotliny (pozri ďalej).

Názor, že bojnické termy sú hydraulicky späté aj s j. časťou kotliny (teda že kotlina tvorí hydraulicky jednotnú nádrž) podporuje statická hladina overovaného prítoku na vrte Š1-NB. Jej porovnanie s vývermi bojnických

Tabuľka 7

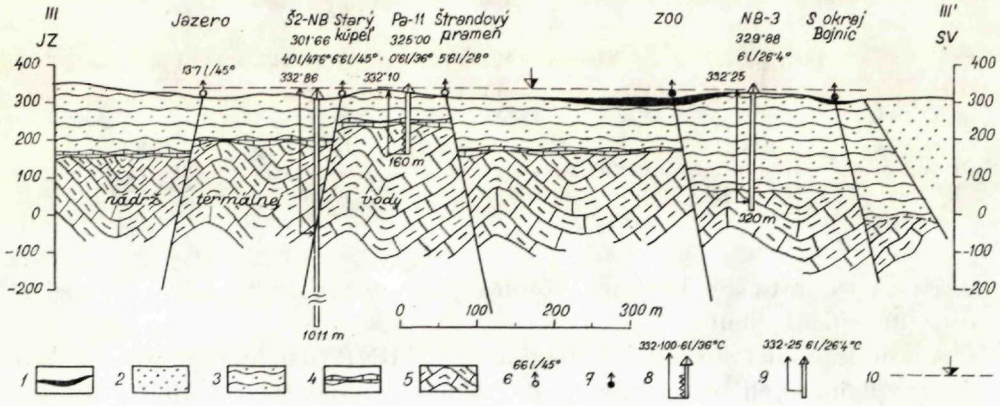
Lokalita	Označenie zdroja	Nadmorská výška zdroja (kóta terénu)	Statická ustálená hladina	
			v m nad ter.	v m nad morom
Koš	Š1-NB	268,02	70,00	338,02
Bojnice	termálne zdroje	297,26—332,43	1,8—22	329,18—336,28
Bojnice	Š2-NB	301,66	30,47	332,13

teriem a so statickou hladinou bojnickej termy z vrtu Š2-NB v Bojniciach (príl. 2) prináša tabuľka 7.

Z tabuľky vidieť, že statická hladina vrtu Š1-NB (338,02 m n. m.) dosahuje úroveň bojnických prameňov, ba je dokonca vyššia; môže to byť spôsobené tým, že odpory na výstupnej ceste v porovnaní s bojnickými termami sú na vrte Š1-NB menšie.

Jednoznačné dôkazy o hydraulicky jednotnej nádrži termálnych vôd v hornonitrianskej kotline (synklinóriu s čiastkovými synklinálami) môžu však poskytnúť jedine hlboké vrty v s. a j. časti kotliny, ktoré by v čiastkových depresiách (synklinálach) navŕtali v mezozoiku termálne vody.

Výverová oblasť. Predstavuje územie, ktoré sme preskúmali najdôkladnejšie. Termálna voda sa dostáva do priestoru bojnickej vysokej kryhy z kotliny cez sj. malomagurský zlom. Zlom nemá priamočiary sj. smer, ale sa na j. okraji Opatoviec stáča do smeru zjz. a pri Vrbanoch znovu do smeru sj., a tak *tvorí hranicu medzi bojnickou vysokou kryhou a kotlinou z v. i j. strany*. Tento zlom však ani v priestore samých Bojníc nemá priamočiary smer (príl. 1), ale polooblúkovitý — so s. ramenom smeru ssz. a j. ramenom smeru jjz. Tento polooblúk sa tiahne od Dubnice po j. okraj Opatoviec n/Nitrou. Práve *v priestore tohto ohybu so stredom v oblasti Bojníc, teda v jeho najslabšom mieste, vyvierajú bojnické termálne pramene*. Tento zlom je na styku flyšoidného paleogénu a druhohôr bojnickej vysokej kryhy s neogénom a flyšoidným paleogénom kotliny utesnený a priepustný je len v hlbších častiach, kde sa stýka mezozoikum bojnickej vysokej kryhy s mezozoikom kotliny, čiže len v priestore vzájomného styku mezozoika (60). Priamym dôkazom utesnenia zlomu je skutočnosť, že naň nie sú viazané výskyty travertínov, takže termy po ňom nikdy nevyvierali. Styk bojnickej vysokej kryhy s kotlinou nie je však na tomto zlome rovnaký, hlavne vo vzťahu k uhoľnému ložisku. Iný je v priestore výverov teriem, t. j. od Dubnice po s. okraj Opatoviec n/Nitrou, kde vyviera termálny prameň Jazero, a iný južnejšie od neho. Ako vidieť z príl. 2, v *priestore výverov sa uhoľný sloj resp. jeho zvodnené podložie stýka na zlome s mezozoikom bojnickej vysokej kryhy, kým južnejšie sa stýka s flyšoidným paleogénom* (príl. 3). Táto skutočnosť, oproti doterajšej predstave o styku uhoľného sloja s mezozoikom bojnickej vysokej kryhy po celej dĺžke zlomu, zásadne zmenila



Obr. 2

Pozdĺžny hydrogeologický rez výverovou žriedlovou štruktúrou bojnických teriem

1 — travertín; 2 — neogén vcelku; — 3 okrajové súvrstvie (flyšoidné) paleogénu; 4 — bazálne paleogénne dolomitické brekcie; 5 — triasové dolomity; 6 — prirodzený prameň termálnej vody (výdatnosť v l/s, t °C); 7 — zaniknutý termálny prameň; 8 — vrt s rozptýleným prítokom termálnej vody (kóta ustálenej hladiny, výdatnosť v l/s, t v °C); 9 — vrt so sústredeným prítokom termálnej vody (výdatnosť v l/s, t °C); 10 — statická tlaková hladina termálnej vody z triasových dolomitov

Longitudinal hydrogeological section through the spring structure of the Bojnice thermae 1 — travertine; 2 — Neogene total; 3 — marginal (Flyschoid) sequence of Palaeogene; 4 — basal Paleogene dolomite breccia; 5 — Triassic dolomites; 6 — natural thermal spring (water discharge in l/s, t in °C); 7 — a dead thermal spring; 8 — bore-hole through a dispersed thermal affluent (stable water level point, discharge in l/s, t in °C); 9 — bore-hole with concentrated thermal affluent (discharge in l/s, t in °C), 10 — static pressure level of thermal water from Triassic dolomites

postoj k tomuto zlomu pri ochrane bojnických teriem voči ťažbe uhlia. Teraz zlom vo väčšom rozsahu stačí chrániť len v priestore výverov teriem, južnejšie sa môže dobývať bližšie k zlomu. *Toto zistenie umožnilo uvoľniť pre ťažbu (41) územie, ktoré bolo viazané v ochrannom pilieri na tento zlom (29).*

Terma spod kotliny nevystupuje teda po malomagurskom zlome k povrchu, ale iba prestupuje do bojnickej vysokej kryhy. K povrchu môže po ňom vystupovať len v úseku styku mezozoika kotliny s mezozoikom bojnickej vysokej kryhy. Vlastný výstup termy k povrchu obstarávajú v bojnickej vysokej kryhe 2 pozdĺžne zlomy (príl. 1 a 2) smeru SV—JZ (60). Obeh termy na týchto zlomoch je prepojený sústavou 3 priečnych zlomov smeru SZ—JV, ktoré termu vyvádzajú na povrch (príl. 1, obr. 2). Termálne pramene vyvierajú na križovatkách pozdĺžnych a priečnych zlomov.

Výverové územie buduje na povrchu okrem sprašových hlín a travertínov okrajová litofácia paleogénu. V jej podloží sú bazálne paleogénne karbonatické

brekcie a miestami priamo mezozoikum (vrt NB-3). Geoelektrické merania ukázali, že karbonatické brekcie jz. od prameňa Jazero, sv. od prameňa Starý kúpeľ a pri bojnickom zámku nepatria k bazálnym, ale k intraformačným brekciám (25). Hrúbka paleogénu sa pohybuje od niekoľkých metrov až do 300 m. V podloží bazálnych brekcií sa nachádzajú dolomity o nepravej hrúbke 745 m a pod nimi vápencovo-dolomitový komplex o nepravej hrúbke 144 m (vrt Š2-NB bol v nich ukončený). Dolomitový komplex nemá jednotný charakter. Jeho vrchná časť je silne rozrušená na dolomitový piesok, kým spodná časť je až na drobné pukliny takmer neporušená. Táto okolnosť sa odráža v tom, že termy, privádzané z hĺbky po zlomoch vyvierajú jednak priamo na povrch, jednak sa rozptyľujú do tejto vrchnej rozrušenej časti dolomitového komplexu. Výverové územie podľa pozdĺžnych zlomov poklesáva smerom k malomagurskému zlomu. Podľa priečnych zlomov je zas rozdelené na čiastkové poklesnuté a vyzdvihnuté kryhy (obr. 2). Najvyššie položená je kryha medzi údoliami so Štrandovými prameňmi a prameňom Starý kúpeľ (vrt Pa-11). Ďalšie kryhy smerom na SV i JZ majú poklesový charakter. Najhlbšia je kryha na sv. okraji žriedlovej oblasti, na okrajoch ktorej sú dnes zachované travertíny po zaniknutých prameňoch. *Keďže bojnické termy nevyvierajú z hlbších krýh ležiacich jz. od výverového územia, ako je táto, predpokladám, že zlomy v paleogéne sú priepustné len asi do 300-metrovej hrúbky flyšoidného paleogénu.* Tento poznatok je v súlade s údajmi získanými zo zhodnotenia výverových území minerálnych vôd s krycími terciérnymi útvarmi, ktoré predstavujú podobne ako Bojnice tzv. polootvorené žriedlové štruktúry. Tak napr. v Piešťanoch je hrúbka krycieho útvaru asi 60—70 m, v Gánovciach asi 80 m, na Sivej Brade — Baldovciach asi 200 m, v Dudinciach asi 100 m, v Šafárikove asi 100 m, v Patinciach 130 m, v Badíne asi 130 m, v Dolných Strháročh asi 70 m, v Liptovskej kotline 200—300 m (Vyšný Sliač, Beňadíková, Jamník).

Skutočnosť, že bojnické termy pochádzajú z vody hlbokého obehu spod kotliny a z vody plytšieho obehu z bojnickej vysokej kryhy, prejavuje sa i v termálnych prameňoch. *Pramene tvoria v podstate dve základné pramenné línie smeru sv.—jz.*, ktoré predstavujú uvedené dva pozdĺžne zlomy vyvádzajúce termu k povrchu. Pramene oboch línií sa od seba líšia teplotou, chemizmom, režimom i polohou. Predpokladáme, že v. *pramenná línia polohove nižšia a bližšia ku kotline má pramene s vodou prevažne spod kotliny*, kým z. línia, polohove vyššia a bližšia k bojnickej infiltračnej oblasti, má pramene s vodou prevažne z bojnickej vysokej kryhy. Zhodne s tým má v. línia pramene teplejšie, chemicky sadrovitejšie, režimove stálejšie a výdatnejšie ako z. línia. Vznik prameňov oboch línií schematicky znázorňuje príl. 2.

Medzi týmito dvoma základnými typmi prameňov (líniami) je skupina prameňov zmiešaných. Genézou chemizmu a teploty jednotlivých prameňov

a ich rozdelením podľa týchto kritérií sa podrobne zaoberá vo svojej práci O. Franko—S. Gazda (40).

Východnú teplejšiu pramennú líniu predstavuje zlom idúci v smere prameň Jazero — Starý kúpeľ — bojnický zámok (travertíny). Na túto líniu je viazaná najteplejšia skupina teriem s teplotou nad 40 °C, a to prameň Jazero a Starý kúpeľ, ktoré vyvierajú priamo na povrch zo zlomov. Prameň Jazero má najvyššiu teplotu 45,2 °C, súčasne je aj najvýdatnejší (12,1—16,7 l/s). Prameň Starý kúpeľ má max. teplotu 45,2 °C a výdatnosť od 5,58 do 6,42 l/s. Okrem uvedenej termy odteká voľne z územia tohto prameňa aj nezachytená voda (1 l/s), takže celková výdatnosť prameňa Starý kúpeľ je cca 6,6—7,4 l/s.

K vodám tejto skupiny patrí aj terma z vrtu Pa-9 pri prameni Jazero s výdatnosťou 0,88 l/s a teplotou 48 °C, terma z vrtu Š2-NB z úseku 359—362 m s výdatnosťou 30,5 l/s, a teplotou 45 °C, a terma z vrtu Pa-7 s teplotou 40 °C a výdatnosťou 4,5 l/s ktorá leží na sv. okraji z. línie. Je to pravdepodobne vplyvom posunutia sa termy prestupujúcej z kotliny v priestore bojnického zámku (tu je výstupná cesta utesnená) smerom k sz. línii. Tá je už však viac v dosahu vôd s plytkým obehom, takže teplota termy dosahuje len 40 °C.

K tejto skupine patrili aj niektoré zlikvidované vrty a prítoky. Bol to vrt Pa-8 pri Jazere s výdatnosťou 0,28 l/s a teplotou 43,5 °C, prítok z vrtu Š2-NB z úseku 150—325 m s výdatnosťou 40 l/s s teplotou 46,6 °C a vrt Pa-11 s výdatnosťou 0,34 l/s a teplotou 39,8 °C, ležiaci medzi v. a z. líniou. Terma z vrtu Pa-9, Pa-8, Pa-7 a z vrtu Š2-NB z úseku 359—362 m pochádza zo zlomov ako u prameňov Jazero a Starý kúpeľ. Terma z vrtu Pa-11 a z vrtu Š2-NB z úseku 150—325 m prichádza taktiež po zlomoch, je však rozptýlená vo vrchnej časti rozrušeného dolomitového masívu.

Západnú menej teplú pramennú líniu predstavuje zlom idúci v smere prameň Pod kurtami — Štrandový prameň. Na túto líniu sa viaže najmenej teplá skupina teriem s teplotou do 30 °C. Prameň Pod kurtami má max. výdatnosť 0,30 l/s a teplotu 29,5 °C a Štrandový prameň 3,63 l/s a teplotu 28 °C.

K tejto skupine patril aj zlikvidovaný vrt Pa-14 s výdatnosťou 0,11 l/s a teplotou 26,7 °C a 3 zlikvidované prítoky z vrtu Š2-NB. Boli to prítoky z hĺbky 367—408 m o výdatnosti 60 l/s a teplotou 41 °C, z hĺbky 468—469 m o výdatnosti 16 l/s a teplote 40 °C (tento je vo vrte zachytený, je však utlmený) a z hĺbky 886—1011 m o výdatnosti 1,3 l/s a teplote 42 °C. Podľa teploty patria tieto prítoky k najteplejšej skupine teriem, podľa chemizmu (pozri obsah SO_4^{2-} v tab. 18) patria však do tejto skupiny. Je to spôsobené pravdepodobne tým, že termy od 367 m nadol sú pod väčším vplyvom vôd bojnickej vysokej kryhy ako termy od 362 m nahor, čo sa prejavuje hlavne zníženými obsahmi síranov a vzhľadom na veľké množstvo vody len málo zníženou teplotou.

K prechodnej skupine (stredne teplej) patria pramene s teplotou od 30—40 °C. Sú to pramene Uhličitý kúpeľ s výdatnosťou 0,20 l/s a teplotou 37,6 °C, Uhličité jazierko s výdatnosťou 0,23 l/s a teplotou 31 °C a vrt Pa-15 s výdatnosťou 4,76 l/s a teplotou 35,2 °C. Všetky sa nachádzajú na z. línii.

K nim patril aj zlikvidovaný prítok vrtu Š2-NB z hĺbky 106—114,3 m s výdatnosťou 0,5 l/s a teplotou 34 °C. V tejto skupine sú vlastne dva druhy prameňov. Sú to jednak pramene tvoriace podskupinu najteplejších vôd, a to Uhličitý kúpeľ a Uhličité jazierko a prítok z vrtu Š2-NB (pozri obsahy SO_4^{2-} v tab. 18). Ide o vodu najteplejšej skupiny rozptyľovanú v bazálnych dolomitických paleogénnych brekciách, s čím súvisí aj slabá výdatnosť prameňov a znížená teplota vody. Jediným vyhraneným typom oprávnene patriacim do tejto skupiny je vrt Pa-15, pretože teplotne i chemicky (pozri obsah SO_4^{2-} v tab. 18) leží medzi oboma hlavnými skupinami.

Geograficky pramene vyvierajú (obr. 2) v troch morfologicky samostatných údoliach smeru SZ—JV, ktoré sú predisponované priečnymi zlomami smeru sz.—jv. Pramene sú rozdelené do troch skupín, pričom v každej skupine sú pramene oboch línií. Smerom od JZ k SV sú to tieto skupiny prameňov:

1. Skupina prameňov Jazera — pozostáva z prameňa Jazero a z vrtu Pa-8. Hlavný prameň Jazero vyviera v travertínovom kráteri o polomere 30 m a hĺbke 9 m. Sem patrili aj zlikvidované vrty Pa-8 a Pa-14.

2. Skupina prameňov Starý kúpeľ — pozostáva z prameňa Starý kúpeľ, z vrtu Š2-NB, z vrtu Pa-15 a z prameňa Pod kurtami. Patril sem aj zlikvidovaný vrt Pa-11.

3. Skupina Štrandových prameňov — predstavuje tri pramene a jeden vrt. Sú to pramene Štrandový, Uhličitý kúpeľ, Uhličité jazierko a vrt Pa-7.

Hydraulické a filtračné pomery vývervej oblasti

Hydraulické pomery

Všeobecne vieme, že termálne vody pásma centrálnych Západných Karpát sú vodami s napätou hladinou podzemnej vody. Podľa ich štruktúr sú vodami artézskymi. O bojnických termách sme naviac vedeli, že pramenné sústavy v užšom zmysle na oboch hlavných žriedlových líniách tvoria dovedna pramennú sústavu v širšom zmysle s menej priamymi spojitosťami medzi oboma sústavami (60).

Dnešné poznatky sú omnoho podrobnejšie. Názornú predstavu o tlakových pomeroch jednotlivých zdrojov termálnych vôd podáva tabuľka 8, kde sú vyčlenené zvlášť zdroje ležiace na z. línii, zvlášť na v. línii a jej okolí a zvlášť prítoky na vrte Š2-NB patriace teplotne a chemicky k obidvom líniám.

Tabuľka 8

Kóty termálnych zdrojov a ich hladín

Zdroj termy hĺbka prítoku v m	Kóta terénu zdroja v m n. m.	Statická hladina v m nad ter.	Kóta statickej hladiny v m n. m.
Východná žriedlová línia:			
Jazero	305,85	—	—
Pa-8	306,70	—	—
Pa-9	307,84	—	—
Starý kúpeľ	297,26	—	—
Západná žriedlová línia:			
Pa-14	323,98	5,2	329,18(?)
Pa-15	314,28	22	336,28
Pod kurtami	320,01	—	—
Pa-11	325,00	7,1	332,10
Uhlič. jazero	319 (cca)	—	—
Uhlič. kúpeľ	316 (cca)	—	—
Pa-7	317,20	13,22	330,42
Štrandový	332,43	1,8	334,23
Štruktúrny vrt Š2-NB:			
150—325	301,66	30,47	332,13
359—362	301,66	31,20	332,86
367,3—408	301,66	32,05	333,71
468—469	301,66	30,54	332,20
886—1011	301,66	33,30	334,96

Zdroje východnej línie (pramene Jazero a Starý kúpeľ) ležia na kóte 305,85 a 297,26. Na týchto kótach (v úrovni terénu) majú pramene prelivy, takže sú to vlastne kóty ich odberových (dynamických) hladín. Statické hladiny týchto zdrojov nepoznáme, sú však podobné ako u ostatných zdrojov. Môžeme brať teda za základ tú istú kótu statickej hladiny, ako je kóta prítoku na vrte Š2-NB z hlavnej priečnej poruchy z úseku 359—362 m, z ktorej prameň Starý kúpeľ vyviera. Z podobnej poruchy vyviera aj prameň Jazero. Potom by mal prameň Jazero pretlak nad terénom asi 27 m a Starý kúpeľ asi 35,6 m.

Zdroje západnej línie ležia vo vyššej nadmorskej výške, v rozmedzí 314,28—332,43 m n. m., takže ležia vyššie o 8,43—26,58 m ako prameň Jazero

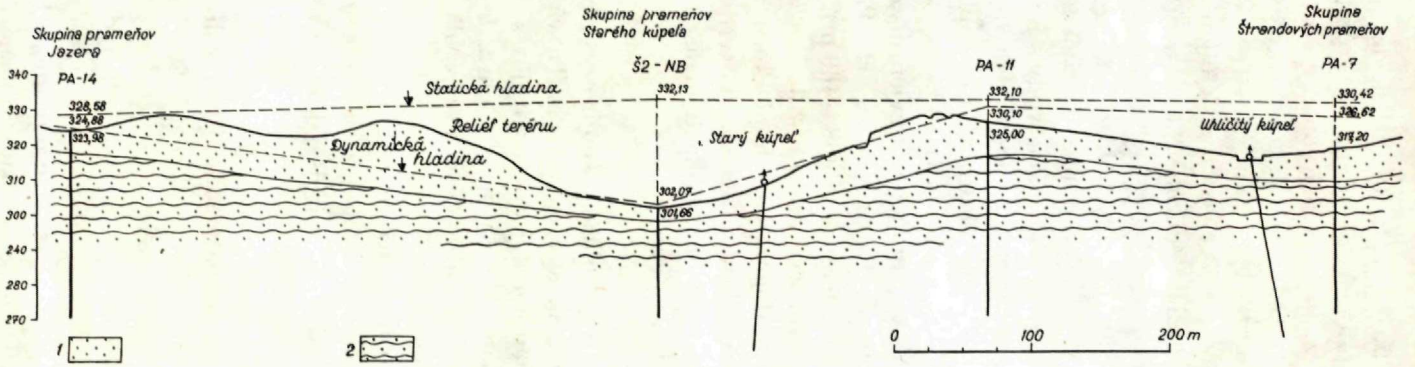
a o 17,02—35,17 m ako prameň Starý kúpeľ. Rozdiel medzi najnižšie (Starý kúpeľ) a najvyššie (Štrandový prameň) položeným zdrojom je 35,17 m. Výška statických hladín zdrojov z. línie sa pohybuje v rozmedzí 329,18—336,28 m. Pretlak nad terénom sa u jednotlivých zdrojov v závislosti od ich nadmorskej výšky pohybuje v rozmedzí 1,8—22 m.

Hoci vrtom Š2-NB boli zistené prítoky patriace k obom líniám, sú ich statické hladiny takmer rovnaké (rozdiel je zhruba 2,5 m) a sú v súlade s hladinami zdrojov oboch línií.

Z toho vyplýva (tab. 8), že výšky statických hladín sú u zdrojov oboch línií i u vrtu Š2-NB zhruba rovnaké a pohybujú sa v rozmedzí cca 5,8 m na výškach 330,42—336,28 m n. m. Ide teda o termálne vody s napätou hladinou (artézske) s pozitívnou úrovňou. To znamená, že obe línie hydraulicky priamo súvisia. Je to ich viac-menej jediná spoločná vlastnosť, lebo teplotne, chemicky i režimove sa od seba odlišujú. V tejto súvislosti treba poukázať na jednu skutočnosť. Zatiaľ čo totiž prirodzené pramene vyvierajú zo zlomov, nie všetky vrty zachytili termu na zlomoch. Podarilo sa to vrtu Pa-15, vrtu Pa-7 a vrtu Š2-NB (prítok z úseku 359—362 m a z 468—469 m). Naproti tomu vrty Pa-14, Pa-11 a vrt Š2-NB (prítok z úseku 150—325 m, z 367,3—408 m a z 886—1011 m) zachytili vodu v dolomitických pieskoch a rozpukaných dolomitoch. Statické hladiny sú však zhruba rovnaké. Potvrdil to štruktúrny vrt Š2-NB, kde sú diferencie v statických hladinách malé. Táto skutočnosť vedie k poznatku o jednotnosti výverového územia v zmysle hydraulickom.

Najlepší dôkazový materiál o hydraulickej spojitosti všetkých zdrojov bojnických teriem poskytli čerpacie skúšky na vrtoch. Tu však treba uviesť skutočnosť vyplývajúcu z vyššej nadmorskej výšky zdrojov z. línie i z rozdielnych výšok zdrojov na nej. Čerpacie skúšky na vrtoch z. línie zásadne neovplyvnili zdroje v. línie, pretože tlaková depresia nezasiahla ich dynamickú tlakovú hladinu. Naproti tomu čerpacia skúška na zdroji Pa-7 jasne ovplyvnila ostatné štrandové pramene v jeho blízkosti na z. línii, a to Uhličitý kúpeľ, Uhličité jazierko a Štrandový prameň. Jednou z príčin menšej výdatnosti zdrojov menej teplej línie oproti zdrojom teplejšej línie je práve ich vyššie nadmorská výška, čiže ich vyššia odberová úroveň resp. dynamická hladina.

Úzku hydraulickú spojitosť zdrojov obidvoch línií dokázali čerpacie skúšky na štruktúrnom vrte Š2-NB, ktorý je okrem prameňa Starý kúpeľ položený na jnižšie. V tab. 9 sú uvedené výsledky čerpacej skúšky z prvého prítoku z dolomitických pieskov v úseku 150—325 m, keď boli hydraulické pomery hĺbením tohto vrtu najmenej narušené. Z tabuľky vidieť, že čerpacia skúška ovpl yvnila všetky zdroje. Najviac boli zasiahnuté pramene ležiace najvyššie a naopak. Túto zákonitosť však čiastočne narušujú odlišné filtračné odpory



Obr. 3

Pozdĺžny hydraulický profil výverovou oblasťou bojnických teriem

1 — sprašové hliny — kvartér; 2 — okrajové súvrstvie (flyšoidné) paleogénu

Longitudinal hydraulic cross-section through the spring area of the Bojnice thermae

1 — loess loams — Quaternary, 2 — marginal (Flyschoid) Palaeogene sequence

jednotlivých zdrojov. Zdroje (prítoky) z porúch, kde sú odpory menšie, boli ovplyvnené viac ako zdroje z drobných puklín.

V priebehu čerpacích skúšok bolo možné na niektorých vrtoch merať pomocou manometrov statické a dynamické hladiny (tab. 9). Z nameraných hodnôt som pre názornosť v pozdĺžnom reze (obr. 3) vykreslil statickú a dynamickú (depresný kužeľ) hladinu. Obrázok názorne ukazuje hydraulickú jednotnosť vývervového územia, lebo v reze sú vrty všetkých troch geografických pramenných skupín.

V priebehu čerpacích skúšok na vrte Š2-NB sme manometrami pozorovali vzájomný tlakový vzťah jeho jednotlivých prítokov. Ako príklad uvádzam pozorovania počas čerpania prítoku z úseku 359—362m a z úseku 468—469 m. Hodnoty sú uvedené v tabuľke 10.

Z tabuľky vidieť, že zistené prítoky navzájom súvisia, hoci predstavujú vody patriace k odlišným líniám.

Tabuľka 10

Tlakový vzťah prítokov teriem na vrte Š2-NB

Kóta vrtu: 301,66		Statická hladina v m nad ter.	Dynamická hladina v m nad ter.		
Čerpaný prítok	359—362	31,20	23,2	13,2	0,40
Pozorované prítoky:	150—325	30,80	27,8	26	24,00
	367,3—408	30,80	28,8	27,2	25,10
Čerpaný prítok	468—469	30,54	20,54	11,14	1,14
Pozorované prítoky	150—325	29,20	29,20	28,90	28,40
	359—408	29,62	29,62	29,32	28,92

Filtračné pomery. Z výsledkov čerpacích skúšok na vrtoch sme pre porovnanie s ostatným územím vypočítali tie isté filtračné parametre, ktoré veľmi výstižne charakterizujú odlišné horninové prostredie. V tabuľke 11 sú filtračné parametre zoradené podľa rovnakého horninového prostredia.

Z tabuľky 11 vidieť, že číslo rádovej prepustnosti Z skutočne odráža rozdiely v zvodnení rôznych prostredí. Najslabšie sú zvodnené celistvé, slabo rozpukané dolomity a vápence s hodnotou čísla Z cca 2,5. Lepšie sú zvodnené dolomitické piesky, v podstate silne rozrušený dolomitový masív. Číslo rádovej

Tabuľka 11

Horninové prostredie		Vek	Vrt	Filtračné parametre		
				špecifická výdatnosť $q = Q/s$ [l/s . m]	špecifické zvodnenie $q' = q/L$ [l/s . m²]	číslo rádovej priepustnosti $Z = \log (10^6 q')$
Rozpadavé karbonat. brekcie a zlepence		vrchný lutét	Štrandový	1,286	0,082	4,9
Dolomitové piesky		stredný trias	Š2-NB	0,054 1,357	0,0051 0,0077	3,7 3,8
Celistvé slabo rozpukané dolomity a vápence		stredný trias	Š2-NB	0,042	0,00033	2,5
Silne rozpukaný dolomit		stredný trias	Š2-NB	2,051	0,0504	4,7
Zlomy	Piesč. ílovce	vrchný lutét	Pa-7	0,475	0,475	5,6
	Styk pieskovca s dolomit. pieskami	vrchný str. lutét trias	Pa-15	0,508	0,145	5,1
	Dolomity	stredný trias	Š2-NB	1,448	0,482	5,6
	Dolomity	stredný trias	Š2-NB	0,515	0,515	5,7
Kavernózny vápenec		stredný trias	NB-3	2,97	0,15	5,2

priepustnosti Z má hodnotu cca 3,7—3,9. Zhruba rovnaké zvodnenie vykazujú bazálne paleogénne rozpadavé karbonatické brekcie a triasové, silne rozpukané dolomity. Číslo rádovej priepustnosti má hodnotu cca 4,7 a 4,9. Zhruba rovnaké zvodnenie vykazujú tektonické zlomy, nezávislé od horninového prostredia a charakteru poruchy, ako aj kavernózne vápence. Číslo rádovej priepustnosti Z vykazuje v troch prípadoch u zlomov zhruba podobné hodnoty pohybujúce sa v rozmedzí cca 5,6—5,7 a v jednom prípade 5,1.

Bilančné hodnotenie teriem

Bilancia termálnych vôd sa u nás doteraz prakticky nerobila. Nerobila sa nielen bilancia hydrologická, ale ani geotermická a bilancia tepelného výkonu. Bilanciu tepelného výkonu teriem Československa som prvýkrát spracoval roku 1964. V práci (31) súčasne poukazujem na možnosti hydrologickej bilancie teriem s využitím poznatkov E. Kullmana (76) o špecifickom odtoku pod-

zemných vôd vo vápencovo-dolomitických komplexoch. Geotermickou bilanciou teriem z hľadiska ich ochrany sa zaoberá J. Jeteľ (69).

V ďalšom postupne uvediem *hydrologickú bilanciu vo vzťahu k infiltračnej oblasti, hydrologickú bilanciu celkovej výdatnosti* („dynamických zásob"), *bilanciu tepelného výkonu a geotermickú bilanciu.*

Približné hydrologické bilančné hodnotenie teriem vo vzťahu k infiltračnej oblasti

Pre presné hydrologické bilančné zhodnotenie bojnických teriem nám chýbajú okrem údajov o zrážkach a výpare prakticky všetky ostatné dlhodobé hodnoty. Chýbajú nám dlhodobé, vrtnými prácami nenarušené merania výdatnosti všetkých bojnických termálnych prameňov i dlhodobé merania odtoku podzemných vôd z predpokladaných infiltračných oblastí. Nepoznáme špecifický odtok z triasových karbonátov a už vôbec nie špecifický odtok z bazálnych paleogénnych karbonatických klastík. Použijeme teda aspoň špecifický odtok z karbonátov známy z podobných území, priemernú hodnotu dlhodobého ročného výparu, krátkodobé merania výdatnosti bojnických teriem a krátkodobé merania odtoku podzemných vôd.

Bilanciu bojnických teriem som urobil vo vzťahu k predpokladanej infiltračnej oblasti ležiacej z. a sz. od výverov teriem. Územie je budované hlavne bazálnymi paleogénnymi dolomitickými brekciami a zlepencami a hydrologicky patrí k povodiu rieky Nitry. Odvodňujú ho dva potoky — Dubnický a Opatovský. Predpokladám, že hydrologické povodie týchto dvoch potokov sa zhruba kryje s hydrogeologickým povodím, ktorého vody sa podieľajú na tvorbe bojnických teriem (príl. 1). Územie zaberá plochu 4,15 km^2.

Meranie odtoku vôd sme urobili r. 1962. Vyhodnocujem merania z mesiacov august, september a október, keď boli minimálne zrážky, takže podiely povrchovej vody sú viac-menej vylúčené a celý odtok môžeme považovať za odtok podzemnej vody. Zmerali sme prietoky potokov, ktoré odvodňujú sústredené i rozptýlené pramene podzemnej vody, a tiež i pramene, ktoré nie sú odvodňované týmito potokmi.

Špecifický odtok podzemných vôd nepoznáme. Vypomáhame si metódou analógie z podobného územia budovaného dolomitmi v oblasti Závady v susednom pohorí Inovec. Priemerný špecifický odtok v hydrologickom roku 1959 pri ročnom úhrne zrážok 617 mm, časti roku 1960 a 1962 kolísal v hraniciach 5,88—8,1 l/s.km^2, v prevažnej časti obdobia medzi 6—7 l/s.km^2 (76). V hydrologickom roku 1962 bol v našom území úhrn zrážok 592 mm. Vzhľadom na nepriaznivejšie litologické pomery v našom území predpokladám priemerný špecifický odtok 6 l/s.km^2. Z vymedzeného územia by malo potom odtekať zhruba 25 l/s.

$$O_{podz.} = 4{,}15\ (km^2) \,.\, 6\ (l/s\,.\,km^2) = 24{,}90\ l/s$$

Zistený priemerný odtok za obdobie august — september — október 1962 bol 16,8 l/s. Rozdiel predstavuje cca 8 l/s.

$$24{,}90\ (l/s) - 16{,}8\ (l/s) = 8{,}1\ l/s$$

Rozdiel cca 8 l/s predstavuje stratu, ktorá sa môže podieľať na tvorbe bojnických teriem. Celkovú výdatnosť bojnických termálnych prameňov za r. 1962 nepoznáme. Môžeme však vychádzať z údajov hydrologického roku 1964, keď bol úhrn zrážok takmer rovnaký (593 mm) ako r. 1962 (592 mm).

Priemerná celková výdatnosť bojnických termálnych prameňov za august, september a október 1964 bola cca 36 l/s. Rozdiel medzi touto hodnotou a stratou v infiltračnej oblasti predstavuje zhruba 28 l/s, t. j. množstvo, ktoré pochádza spod kotliny.

$$36{,}06\ (l/s) - 8{,}1\ (l/s) = 27{,}97\ l/s$$

Vyjadrené percentami to znamená, že z 36 l/s bojnických teriem pochádza 77 % spod kotliny a 23 % z bojnickej vysokej kryhy. Uvedené približné bilančné hodnotenie sa vzťahuje na hydrologický rok 1962. Tento rok so zrážkovým úhrnom 592 mm predstavuje vo vzťahu k dlhodobému ročnému priemeru za roky 1926—1965 s hodnotou 685 mm pomerne suchý rok.

Pozrime sa teraz na pôvod celkovej výdatnosti bojnických teriem pomocou bilančnej rovnice. Vieme, že pre dlhé obdobie môžeme bilančnú rovnicu písať v jednoduchom tvare $Z = O + V$, ktorý umožňuje z dvoch známych členov určiť tretieho (21). V našom prípade poznáme zrážky Z a výpar V. Nepoznáme odtok O, ktorý vypočítame a porovnáme ho s celkovou výdatnosťou bojnických teriem. Hodnoty zrážok i výparu budeme používať zo stanice Prievidza — ovocná škôlka. Použijeme priemernú ročnú hodnotu výparu za obdobie 1926—1960 určenú J. Tomlainom (109). Ročný priemer zrážok za obdobie (kalendárny rok) 1926—1960 je 686 mm. Priemerná ročná hodnota výparu za to isté obdobie je 517 mm. Odtok teda predstavuje 169 mm.

$$O = Z - V = 686 - 517 = 169\ mm.rok$$

$$O = 169\ l/rok.1\ m^2$$

$$O = 169{,}000\ 000\ l/rok.1\ km^2$$

$$O = 701{,}135\ 000\ l/rok\ /\ 4{,}15\ km^2$$

$$O = \frac{701{,}135\ 000\ l/rok}{31{,}536\ 000\ s/rok} = 22{,}2\ l/s\ /\ 4{,}15\ km^2$$

Prepočet dokazuje, že z vymedzeného územia o rozlohe 4,15 km² povrchový a podzemný odtok v dlhodobom priemere predstavuje cca 22 l/s, čo je menej ako priemerná celková výdatnosť bojnických prameňov. Z toho vyplýva, že toto územie nemôže predstavovať celú infiltračnú oblasť bojnických teriem.

Približné hydrologické bilančné hodnotenie celkovej výdatnosti (dynamických zásob) teriem

Celkovú výdatnosť bojnických teriem sme sledovali len veľmi krátke obdobie, konkrétne od 7. X. 1964 do 23. VII. 1965, čo nepredstavuje ani úplný hydrologický rok. Úplne presné hodnotenie celkovej výdatnosti bojnických teriem nemôžeme preto urobiť. Podobne nevieme v tomto štádiu presne určiť, či sa doteraz známa celková výdatnosť bojnických teriem rovná dynamickým zásobám, pretože doteraz nebol dlhodobe overený prírastok z nového vrtu Š2-NB vo vzťahu k ostatným zdrojom. Pozorovania na vrte Pa-15 ukázali, že ustálenie výdatnosti na novom zdroji a ním ovplyvnených zdrojoch trvá v Bojniciach cca jeden a pol roka. Podľa zistenia krátkodobými čerpacími skúškami sa zdá, že prírastok nebude veľký, pretože už pri prelive 7,5 l/s (zníženie 5 m) sa v priebehu 5 dní ovplyvnil najvyššie položený prameň (tab. 9).

Z tohto dôvodu môžeme teda doterajšiu celkovú výdatnosť teriem považovať predbežne aj za dynamické zásoby (tab. 12).

Tabuľka 12

Prehľad celkovej výdatnosti (dynamických zásob) teriem

Hydrologický rok	Úhrn zrážok v mm	Vlhkosť roku	Celková výdatnosť (dynamické zásoby) v l/s		
			minimum	maximum	priemer
1965	793	VV	33,11	38,99	36,18

Rozdelenie celkovej výdatnosti za sledované obdobie najlepšie vidno na obr. 4 z čiary rozdelenia početnosti (súčasne je to histogram s vyznačenými percentami navrchu stĺpcov) a čiary prekročenia celkovej výdatnosti. Histogram ukazuje, že najčastejšie sa vyskytuje výdatnosť od 35,30 do 36,30 l/s, a to v 148 dňoch z celkového počtu 290 dní, čo z celkových 100 % predstavuje 51,20 %. Z čiary prekročenia vidieť, že výdatnosť 35,30 l/s bola prekročená v 251 dňoch, z celkových 290 dní, čo z celkových 100 % predstavuje 86,7 %.

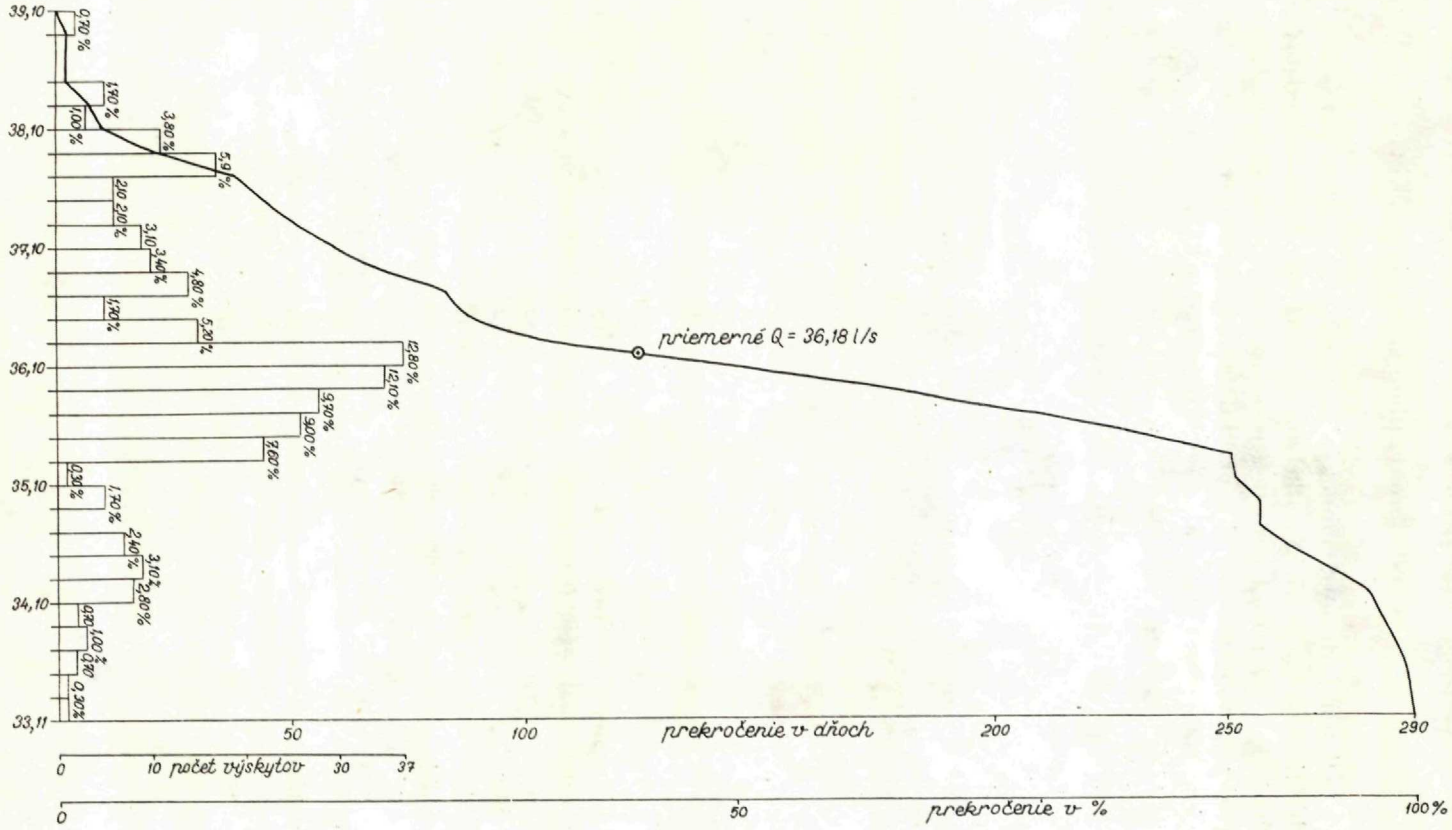
Takéto zhodnotenie celkovej výdatnosti teriem z hľadiska ich kvantitatívneho využívania v čase je veľmi potrebné. Pre nedostatočný počet meraní nemôžeme zhodnotiť zmeny celkovej výdatnosti v priebehu roku.

Bilancia tepelného výkonu teriem

Termálne vody všeobecne predstavujú dvojnásobne hodnotnú nerastnú surovinu. Dajú sa využívať nielen ich liečivé vlastnosti, ale aj ich tepelná energia. Tepelný výkon P (kcal/s) termálneho zdroja s teplotou T a výdatnos-

Obr. 4. Čiara rozdelenia početnosti a čiara prekročenia celkovej výdatnosti bojnických teriem za obdobie 7. X. 1964—23. VII. 1965

Division line of frequency and the line of exceeding of the total discharge of the Bojnice thermae in the period from 7th Oct. 1964 to 23rd July 1965



ťou Q (l/s) s miestnou priemernou ročnou teplotou vzduchu t môžeme vyjadriť vzťahom $P = Q(T - t)$. Čiže pod tepelným výkonom, resp. tepelnou úžitkovosťou termálneho zdroja rozumieme skutočnú teplotu vody zmenšenú o priemernú ročnú teplotu vzduchu (v našom prípade je to 8,5° C) vynásobenú výdatnosťou zdroja v l/s. Ukazovateľom tepelného výkonu je kcal/s. (Pozri tab. 13.)

Tabuľka 13

Tepelný výkon termálnych zdrojov

Zdroj vody	Výdatnosť	Teplota vody skutočná	Teplota vody úžitková	Tepelný výkon
	Q	T	T − t	P = Q . (T − t)
Číslo vrtu	(l/s)	(°C)	(°C)	(kcal/s)
Jazero	14,41	48	39,5	569,195
Pa-8	0,28	48	39,5	11,060
Pa-9	0,88	48	39,5	34,760
Starý kúpeľ	7,48	45,2	36,7	274,516
Pa-14	0,11	26,7	18,2	2,002
Pod kurtami	0,30	29,5	21,0	6,300
Pa-15	6,66	35,6	27,1	180,486
Pa-11	0,34	39,8	31,3	10,642
Pa-7	4,67	40	31,5	147,105
Uhličité jazero	0,23	31	22,5	5,175
Uhličitý kúpeľ	0,20	37,6	29,1	5,820
Štrandový	3,63	28	19,5	70,785
Celkom	39,19			1 317,846

V tabuľke sú uvedené u prameňov maximálne teploty a u vrtov teploty zistené pri čerpacích skúškach. Do tepelnej bilancie je pojatý aj prameň Uhličitý kúpeľ, ktorý sa nepozoroval, ale staršie pozorovania vykazujú tu použité hodnoty. Preto je celková výdatnosť teriem 39,19 l/s, a nie ako v hydrologickej bilancii uvažovaných 38,99 l/s. Tepelný výkon všetkých zdrojov bojnických teriem je cca 1 318 kcal/s.

Geotermická bilancia teriem

Štúdiu tejto disciplíny sa v Československu nevenovala patričná pozornosť preto, lebo pre stanovenie hustoty zemského tepelného toku $q = \lambda . \text{ grad } T$ (λ = koeficient tepelnej vodivosti horniny, grad T = geotermický gradient) sme nemali dosť údajov o tepelnej vodivosti hornín a geotermickom gradiente z nášho územia. Prvú bilanciu podal O. Hynie (60) na príklade Karlových Varov, pričom použil hodnotu tepelného toku $q = 1{,}7 . 10^{-5}$ kcal/s.m² od A. Schoklitscha (106).

Aj J. Jeteľ (69) v práci o ochrane termálnych vôd z hľadiska geotermickej bilancie sa opiera o literárne údaje o zemskom tepelnom toku z iných území. Vychádza zo svetovej priemernej hustoty zemského tepelného toku $q = 1{,}2 . 10^{-5}$ kcal/s.m² (54), pričom väčšina nameraných hodnôt leží v rozmedzí ± 50 % tejto hodnoty (10). Vo vzťahu k západočeským termám vychádza z hodnoty $q = 2{,}2 . 10^{-5}$ kcal/s.m², ktorá bola zistená v cínovcových baniach v Altenbergu v blízkosti teplického porfýru (107).

Prvé hodnoty zemského tepelného toku z územia Západných Karpát uvádza T. Boldizsár (12) a V. Čermák (19). Priemerná hodnota pre Západné Karpaty vypočítaná z hodnôt zistených na Záhorskej, Podunajskej a Východoslovenskej nížine a v Stredoslovenských neovulkanitoch vychádza na $q = 2{,}13 . 10^{-5}$ kcal/s.m². Doteraz nepoznáme hodnoty z pásma centrálnych Západných Karpát, na ktoré sa termálne vody viažu predovšetkým. Na základe pomerne nízkych hodnôt geotermických stupňov (20—26 m/1° C) však predpokladáme, že sa pohybujú okolo doteraz zisteného priemeru.

Geotermická bilancia má pomerne veľký význam. Zisťuje sa ňou plocha územia, z ktorého určité množstvo „studenej" vody odoberá na svoje ohriatie zemské teplo. V súlade s hydrogeologickými poznatkami môžeme potom uvažovať o získaní prípadne ďalšieho množstva termálnych vôd z určitej plochy (napr. z celej hornonitrianskej kotliny), pričom to nesmie byť na úkor už existujúcich zdrojov termálnych vôd. Týmto vlastne zabezpečujeme už existujúcim zdrojom ochranu ich tepla.

Pre bojnické termy použijeme teda terajšiu zistenú priemernú hodnotu zemského tepelného toku $q = 2{,}13 . 10^{-5}$ kcal/s.m². Tepelný výkon bojnických teriem je 1317,846 kcal/s. Toto množstvo tepla je potom odoberané zo zemského tepelného toku q priemerne z plochy $F = P/q$. Výpočet je uvedený v tab. 14.

Tabuľka 14

Lokalita	Q l/s	P kcal/s	q kcal/s . m²	F km²
Bojnice	cca 39	1317,846	$2{,}13 . 10^{-5}$	62

Z tabuľky vidieť, že na doplňovanie tepla vynášaného bojnickými termami na povrch je potrebná plocha cca 62 km², teda zhruba plocha s. časti hornonitrianskej kotliny, ktorá meria cca 70 km². Za predpokladu, že bojnické termy pochádzajú z tejto časti kotliny, nemožno z tejto oblasti, aj keby to hydrogeologické pomery dovoľovali, odoberať ďalšie množstvo termálnych vôd, iba ak na úkor bojnických teriem.

Doterajšie hodnoty zemského tepelného toku v Západných Karpatoch ukazujú, že sú podstatne vyššie, ako je svetový priemer $q = 1{,}58$ (80) i stredoeurópsky priemer $q = 1{,}67$ (20). Na Záhorskej nížine sa pohybuje v rozmedzí 1,32—2,22, v Podunajskej nížine má hodnotu 2,32, vo Východoslovenskej nížine 2,45—2,70 a v stredoslovenských neovulkanitoch 2,6. Tieto hodnoty súhlasia s hodnotami tepelného toku v Maďarsku a na Zakarpatskej Ukrajine. Podľa T. Boldizsára (11) je hustota tepelného toku na Alfölde priemerne 2,4, minim. 1,9 a na Západnej Ukrajine 2 (82). Tieto vysoké hodnoty tepelného toku v Panónskej nížine sa dávajú do súvislosti s kladnou Bouguerovou anomáliou a stavbou zemskej kôry v celej tejto oblasti. Mohorovičičova diskontinuita tu vystupuje k povrchu, takže sa bližšie k povrchu dostávajú ťažké, tepelne vodivé hlbinné masy, čo sa potom prejavuje vyšším tepelným tokom. V. Scheffer (105) vyčleňuje toto územie ako hypertermálnu oblasť karpatského bazénu s priemernou hodnotou tepelného toku vyššou ako 2,5. Územie Slovenska, resp. Západných Karpát leží na s. okraji tejto oblasti.

Podľa doterajších poznatkov o tepelnom toku v Západných Karpatoch v porovnaní so svetovým a stredoeurópskym priemerom môžeme povedať, že príčinou bohatosti termálnych vôd v Západných Karpatoch sú jednak karbonatické komplexy s vrásovými štruktúrami a mladá tektonika (84, 60), jednak zvýšené hodnoty zemského tepelného toku. V konečnom dôsledku v porovnaní s inými územiami za rovnakých hydrogeologických pomerov to znamená získanie väčšieho množstva teplejších vôd.

Rozšírenie teriem a ich sťahovanie

Na rozšírenie termálnych vôd poukazujú dnešné vývery prameňov, usadeniny travertínov po zaniknutých prameňoch a vrty s termálnou vodou.

O dnešnom rozšírení teriem jednoznačne svedčia aktívne prirodzené pramene, ktoré tvoria 3 pramenné geografické skupiny. Viazané sú na tri malé priečne údolia smeru SZ—JV. Je to údolie s prameňom Jazero, údolie s prameňmi Starého kúpeľa a údolie so Štrandovými prameňmi (obr. 2). Územie s dnešnými vývermi je dlhé asi 1000 m a široké asi 500 m. V rozsahu tohto územia vyvierali v minulosti ešte termálne pramene na bojnickom zámku a cintoríne.

Na rozšírenie výverov teriem v minulosti poukazujú usadeniny travertínov

po zaniknutých prameňoch. Okrem už spomínaných prameňov na zámku a cintoríne pramene vyvierali len sv. od dnešných výverov — pramene v ZOO a sv. od nej na území širokom cca 800 m. Z prameňov v ZOO a z prameňa na bojnickom zámku pochádzajú aj travertíny na území obce.

Travertíny usadené z termálnych vôd sme študovali podrobnejšie. „Travertíny" medzi Dubnicou a Bojnicami, vytvárajúce výraznú skalnú terasu a viažuce sa na sj. malomagurský zlom, tvoria bazálne paleogénne dolomitické brekcie a zlepence (42). Tento pruh „travertínov" sa podľa starších autorov súvisle tiahol j. smerom až po Opatovce n/Nitrou. Zistili sme, že tomu tak nie je. Pravé travertíny sú viazané len na priečne poruchy sz.—jv. smeru a tvoria viacero samostatných izolovaných telies viazaných na údolia rovnakého smeru. Postupujúc od S k J travertíny sa vyskytujú (príl. 1) v údolí s. od ZOO záhrady na okraji obce, ďalej v samej ZOO, na zámku, na území obce (zhruba j. od štátnej cesty Prievidza — Bojnice), na bojnickom cintoríne, pri Štrandových prameňoch a pri prameni Jazero. Posledné dva výskyty sú viazané na pramene vyvierajúce dodnes. Ostatné travertíny sú usadené zo zaniknutých prameňov. Najrozsiahlejší výskyt je na území obce Bojnice, ktorý je dobre odkrytý pod kostolom, kde je známa Prepoštská jaskyňa. Najväčšiu hrúbku (cca 20 m) sme zistili mapovacím vrtom V-21 priamo v obci Bojnice. Najhrubšia je však travertínová kopa na zámku, pravdepodobne až 30 m.

Bojnické travertíny podľa nálezov mäkkýšov stratigraficky zaraďuje V. Ložek (81) a na základe peľových rozborov flóry E. Krippel (75). Najstaršie travertíny sú podľa E. Krippela v ZOO. V stene nad poľnou cestou za ohradou (je to najvrchnejšia časť tu usadených travertínov) bola zistená peľová flóra, najmä rodu *Podocarpus*, podľa ktorej sa táto vrstva travertínu usadila v období mindel-rissského interglaciálu. Vek travertínov v údolí s. od ZOO nepoznáme, predpokladáme však, že sú toho istého veku, prípadne i staršie ako travertíny v zoologickej záhrade.

Mladšie sa zdajú byť travertíny na zámku, vytvárajúce peknú zachovalú kopu. Študovaný bol odkryv v priekope pri vstupe do zámku zhruba v polovičnej výške kopy. E. Krippel na základe zvyškov kultúry a pozostatkov živočíchov a rastlín zaraďuje tieto vrstvy do vrchnej tretiny posledného interglaciálu, t. j. do obdobia riss-würmského. Podobné stratigrafické zaradenie má i odkryv v Prepoštskej jaskyni.

Travertíny na cintoríne boli študované na Školskej ulici, kde sú v celej hrúbke odkryté v zárezе poľnej cesty, ktorá prerezáva travertínovú kopu. Podľa pôdy nie hlboko pod povrchom sú tieto travertíny datované do interštadiálu W 1—2, čiže sú mladšie ako travertíny na zámku.

Najmladšie sú travertíny usadené pri termálnom prameni Jazero. V. Ložek ich na základe mäkkýšov zaraďuje do holocénu. Sem patria pravdepodobne aj travertíny pri Štrandových prameňoch.

Významné poznatky prinieslo štúdium travertínov vo vzťahu k veku sj. malomagurského zlomu. Ako sme už spomenuli, zlom pracoval aj v kvartérnom období. Poukazuje na to štúdium riečnych terás a travertínov. Najstaršie mindel-risské travertíny zo zoologickej záhrady nejavia plošný alebo superpozičný vzťah s dvoma nižšími a mladšími (würmskou a risskou) terasami. Würmská je vo výške 2—4 m nad aluviálnou nivou a risská 5—8 m. Podľa výšok však možno predpokladať vzťah travertínov k najvyššej terase na území Bojníc, ktorá sa nachádza asi 30 m nad aluviálnou nivou. Travertíny nasledujú po tejto terase alebo súčasne s ňou. Terasa patrí pravdepodobne mindelu. Znamená to, že travertíny začali sedimentovať najskôr koncom mindelu a v interglaciáli mindel-riss, o čom svedčí aj stratigrafické zaradenie travertínov. V tomto období nastalo pravdepodobne aj zintenzívnenie tektonických pohybov na hlavnom zlome — poklesávanie kotliny a dvíhanie pohoria, čím sa pravdepodobne dostala do terajšej výšky (cca 60 m nad aluviálnou nivou) aj spomínaná výrazná „travertínová" terasa. Nachádza sa za zlomom a pravdepodobne je tiež mindelského veku, v každom prípade staropleistocénna, a teraz má výšku ako vrchnopliocénna roveň. Pohyby na hlavnom zlome sa museli nutne odraziť na pozdĺžnych a priečnych popaleogénnych zlomoch prebiehajúcich v paleogéne bojnickej vysokej kryhy, lebo po pozdĺžnych zlomoch začali termy vystupovať k povrchu a po priečnych vyvierať priamo na povrch. Predpokladáme, že k opakovaniu pohybov na hlavnom sj. malomagurskom zlome a k ich odrazu na priečnych zlomoch bojnickej vysokej kryhy dochádzalo i neskoršie a trvajú azda i dodnes.

Významné je zistenie oživenia tektonických pohybov koncom mindelu, keď začali vyvierať bojnické termálne vody. Zdá sa, že aj aluviálne kužele naplavené do kotliny z pohoria M. Magury pochádzajú z obdobia po mindeli a po erodovaní materiálu prekryli pôvodný stupňovito členený povrch pozdĺž rieky Nitry so staropleistocénnymi terasami. Svedčí o tom viac-menej súvislá roveň s. od Bojníc v nadm. výške 300—320 m (korešpondujú s uvedenou skalnou mindelskou terasou). Kužele majú totiž malú mocnosť (2—3 m), pozostávajú prevažne z hlinitého materiálu, ktorý nestačil úplne zničiť pôvodnú akoby presvitajúcu poriečnu stupňovinu.

Uvedené závery, najmä o oživení tektonických pohybov, sú v súlade so zisteniami z iných území (Záhorská nížina, Podunajská nížina, Východoslovenská nížina), kde došlo k oživeniu tektonických pohybov taktiež koncom starého pleistocénu — mindelu (6). Hoci sú tieto poznatky významné a jednoznačne hovoria o sťahovaní sa výverov termálnych prameňov od sv. k jz., čím pomáhajú objasniť ich paleogeografiu, predsa nie sú úplné. Chýba stratigrafia jednotlivých výskytov travertínov v profile ich celej hrúbky, ktorá by pomohla poznatky upresniť v tom zmysle, aby sme u neaktívnych ložísk poznali začiatok i koniec sedimentácie, resp. vyvieranie teriem, a u aktívnych ich začiatky.

Z hľadiska ochrany teriem nás zaujímalo, či sa termálne vody vyskytujú aj v území so zaniknutými prameňmi. Ide o tektonickú kryhu na sv. okraji dnešných výverov, kde sú usadené travertíny (ZOO a sv. od nej). Túto kryhu sme po každej stránke overovali vrtom NB-3. V hĺbke 286,4 m boli zistené druhohorné karbonáty. V úseku od 286,4—301,20 m sa nachádzajú dolomity a od 301,20 m — 320 m sivoružové skrasovatené vápence. Z nich vychádzal prítok vody o výdatnosti 6 l/s a teplote 27,8 °C na ústi vrtu. Porovnanie kóty statickej hladiny tohto prítoku s kótami bojnických zdrojov je uvedené v tabuľke 15.

Tabuľka 15

Oblasť	Vrt	Kóta terénu zdroja v m n. m.	Static. hladina v m nad ter.	Kóta statickej hladiny v m. n.m.
SV kryha	NB-3	329,89	2,36	332,25
Vývierová oblasť	termálne zdroje	297,26—332,43	1,8—33,30	329,18—336,28
JZ kryha	NB-1	280,19	54,62	334,81
Kotlina	Š1-NB	268,02	70,00	338,02

Z porovnania vyplýva, že tlakove je terma z vrtu NB-3 zhodná so zdrojmi bojnických teriem. Teplotne zodpovedá bojnickým termám západnej (menej teplej) žriedlovej línie. Porovnanie chemizmu vody z vrtu NB-3 s vodou bojnického Štrandového prameňa uvádza tabuľka 16.

Tabuľka 16

Zdroj vody	Teplota vody °C	Celková mineral. mg/l	Obsah iónov mg/l							Typ vody
			Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	
Štrandový prameň	26	635,99	10,5	2,5	96,19	36,23	3,1	79,83	406,66	$0{,}64\frac{Ca_{28,9}Mg_{17,9}}{HCO^3_{39,6}}$
NB-3	27,8	578,45	8,1	1,5	87,1	35,45	6,75	48,55	390,65	$0{,}58\frac{Ca_{28,3}Mg_{19}}{HCO^3_{42}}$

Z tabuľky vidieť, že termálna voda z vrtu NB-3 je obdobou chemizmu vôd menej teplej línie bojnických teriem. Mierne zníženú mineralizáciu možno vysvetliť vyšším podielom podzemnej vody z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií bojnickej vysokej kryhy.

Podobne nás zaujímala kryha susediaca s výverovým územím teriem z jz. strany. Vzťah tejto kryhy a jej teriem k bojnickým termám sme sledovali vrtom NB-1 hlbokým 983,5 m. Od výverovej oblasti ju oddeľuje zlom tiahnúci sa údolím prameňa Jazero s výškou skoku asi 700 m (príl 1). Vrt NB-1 zastihol triasové dolomity v hĺbke 935 m. Z nich a z bazálnych paleogénnych karbonatických brekcií nastal výron vody o teplote 58,8 °C (ložisková teplota) s výdatnosťou na prelive 0,36 l/s. Porovnanie kóty statickej hladiny tohto prítoku s kótami bojnických zdrojov uvádza tabuľka 15.

Z tabuľky vidieť, že terma z vrtu NB-1 je tlakove zhodná so zdrojmi bojnických teriem.

Teplota termy je asi o 10° C vyššia ako teplota bojnických teriem, čo poukazuje na jej hlbší obeh. Pri použití hodnoty geotermického stupňa 26,6 m/1 °C z vrtu Š1-NB v kotline vychádza hĺbka obehu na cca 1350 m. Porovnanie chemizmu termy z vrtu NB-1 a bojnického prameňa Starý kúpeľ je uvedené v tabuľke 17. Pre porovnanie sa v nej uvádza i chemizmus termy z vrtu Š1-NB. V stati o akumulačnej oblasti je v tabuľke 7 (str. 81) uvedené porovnanie statických hladín, ktoré dokazuje vzájomnú súvislosť teriem. Súhrnne ich uvádza aj tabuľka 15.

Tabuľka 17

Zdroj vody	Teplota vody °C	Celková miner. mg/l	Obsah iónov mg/l							typ vody
			Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Cl^-	SO_4^-	HCO_3^-	
Starý kúpeľ	45,2	696,33	20,5	5,0	112,62	31,25	4,3	121,7	400,5	$0{,}7\frac{Ca_{30,3}Mg_{14,1}}{HCO^3_{35,6}SO^4_{13,7}}$
NB-1	58,8	788,9	30,0	6,1	126,7	33,15	7,95	145,7	439,2	$0{,}79\frac{Ca_{30}Mg_{13}}{HCO^3_{34,5}SO^4_{14,5}}$
Š1-NB	61,4	826,06	38,0	9,3	132,26	40,74	6,73	289,70	308,33	$0{,}83\frac{Ca_{27,7}Mg_{14,5}}{SO^4_{26,8}HCO^3_{22,4}}$

Z tabuľky 17 vidieť, že terma z vrtu NB-1 i z vrtu Š1-NB je obdobou chemizmu vody Starého kúpeľa, resp. teplejšej línie. Zvýšená teplota vody, mineralizácia a vyšší obsah jednotlivých prvkov, hlavne však síranov poukazujú na hlbší obeh termy a na vodu (hlavne v kotline), ktorá je vzdialenejšia od oblasti priamej výmeny vody. Podrobnejšie sa týmto problémom zaoberajú vo svojej práci O. Franko—S. Gazda (40).

Záverom možno konštatovať, že bojnické termálne vody dnešnej výverovej oblasti sú v priamej spojitosti s termami susedných tektonických krýh i s kotlinou. Svedčí o tom podobný chemizmus teriem i kóty statických hladín teriem z jednotlivých krýh (pozri tab. 15). Z toho vyplýva, že treba chrániť nielen

dnešnú vývervovú oblasť teriem, ale aj susedné kryhy so zaniknutými prameňmi a bez prirodzených vývervov teriem.

Pôvod a vznik teriem

Bojnické termálne vody, podobne ako ostatné termy pásma centrálnych Západných Karpát, patria ku genetickému typu geotermálnych vôd kontinentálneho pôvodu (60). Hoci je pôvod vody vadózny (84), zaraďujú sa medzi juvenílne vody v širšom zmysle, pretože pôvod teploty je juvenílny (60). Podľa L. Moreta (96) hlavnou črtou geotermálnych žriedel je ich juvenílny pôvod teploty získaný v špeciálnych žriedlových štruktúrach. Sú to teda vody so zmiešaným pôvodom. Vodná substancia má pôvod vadózny a teplota juvenílny. Minerálne látky získavajú vo van Hisovom pásme katamorfizmu, t. j. v pásme účinkov a zmien zemskej kôry, ktoré postupujú z povrchu do hĺbky. Teplota pochádza naopak z pásma anamorfizmu, t. j. z pásma účinkov a zmien postupujúcich z hĺbky zeme k povrchu (60).

Bližšiu predstavu o pôvode a vzniku teriem nám podáva ich chemické a plynné zloženie a posúdenie hĺbky ich obehu. O genéze teriem podrobne pojednáva práca O. Franku—S. Gazdu (40).

Na chemizmus teriem poukážeme z hľadiska dvoch základných žriedlových línií, resp. dvoch typove vyhranených skupín teriem, a to najteplejšej a najmenej teplej skupiny. Medzi nimi je prechodná skupina.

Chemické zloženie teriem a ich geochemická charakteristika je uvedená v tabuľke 18. Vyplýva z nej, že bojnické termy z hľadiska zvolených kritérií (viac ako 12,5 mval % iónu z celkových 50 mval % katiónov, resp. aniónov (79) predstavujú *dva typy nízko mineralizovaných vôd*, a to *typ kalcium-magnézium-bikarbonátno-sulfátový a typ kalcium-magnézium-bikarbonátový* (so zvýšeným obsahom síranov). Medzi katiónmi prevláda ión Ca^{2+} (27—30,3 mval %), medzi aniónmi HCO_3^- (35,4—42 mavl %). V poradí na druhom mieste je z katiónov Mg^{2+} (14,5—18 mval %) a z aniónov SO_4^{2-} (7,2—14,1 mval %). Ostatné prvky (Na^+, K^+ a Cl^-) majú nízke pomerné zastúpenie (Na^+ do 6 mavl %, K^+ do 1 mval % a Cl^- do 1 mval %). Uvedený typ vôd sa potom prejavuje vysokou druhou alkalitou (A_2 = cca 71—84 %) a druhou salinitou (S_2 = cca 13—18 %), ktorá je charakteristická pre termálne vody karbonátov pásma centrálnych Západných Karpát.

Jednotlivé typy termálnych vôd sú viazané na rozdielne žriedlové línie.

Prvý typ kalcium — magnézium — bikarbonátno-sulfátový je viazaný na východnú žriedlovú líniu. Typickým predstaviteľom tejto línie, resp. skupiny je prirodzený prameň Starý kúpeľ s mineralizáciou 0,7 g/l a teplotou 45 °C. Skutočnosti, že teplejšia žriedlová línia má pramene s vodou prevažne spod kotliny zodpovedá vyššia mineralizácia týchto vôd (0,7 g/l) a vyšší obsah síranov (cca 120 mg/l), čo sa prejavuje vo vyššom koeficiente SO_4/M (0,17—0,18). Pre túto líniu sú charakteristické nižšie hodnoty koeficientu rMg/rCa (asi 0,5), ktoré na prvý pohľad indikujú vyšší podiel vápencov na tvorbe jej termálnych vôd. V skutočnosti tomu tak nie je, lebo túto hodnotu značne ovplyvňuje zvýšená kal-

cium-sulfátová zložka (pozri hodnoty S_2 v tab. 18). Vzhľadom na túto okolnosť vychádzajú hodnoty koeficientu rMg/rCa vyššie (nad 0,6) a svedčia o zvýšenom podiele dolomitov na tvorbe teriem (40), čomu zodpovedajú i zistené pomery na vrte Š1-NB. Podľa hydrochemickej bilancie na tvorbe vôd tohto typu sa podieľajú vody s hlbokým obehom spod kotliny a vody s plytkým obehom z bojnickej vysokej kryhy v pomere 3:1 v prospech hlbokého podielu. Podľa chemizmu patria k tomuto typu aj pramene stredne teplej skupiny Uhličité jazierko a Uhličitý kúpeľ. U nich je pomer miešania 4:1 v prospech hlbokého podielu.

Druhý typ vody kalcium-magnézium-bikarbonátový (so zvýšeným obsahom síranov) patrí západnej žriedlovej línii. Typickým predstaviteľom tejto línie je prirodzený Štrandový prameň s mineralizáciou 0,64 g/l a teplotou vody 28° C. Táto línia má pramene s vodou prevažne z územia bojnickej vysokej kryhy budovanej paleogénnymi bazálnymi dolomitickými brekciami a zlepencami; zodpovedá tomu nižšia mineralizácia (0,64 g/l) a nižší obsah síranov (cca 80 mg/l), čo sa prejavuje v nižšom koeficiente SO_4/M (0,13). Pre túto líniu sú charakteristické hodnoty koeficientu rMg/rCa cez 0,6, ktoré indikujú prevažný podiel dolomitov na ich tvorbe. Podľa hydrochemickej bilancie je u týchto vôd pomer miešania 1,7:2,3 v prospech vôd plytkého obehu.

U vyhraneného prechodného (stredne teplého) typu teriem reprezentovaného vrtom Pa-15 je pomer miešania 2,5:1,5 v prospech hlbokého podielu.

Existencia chemicky rozdielnych typov vôd sa potvrdila i štruktúrnym hydrogeologickým vrtom Š2-NB (tab. 18). Prvý, druhý a tretí prítok z dolomitov patria prvému typu vody. Sú teplejšie (okrem prvého — malá výdatnosť) a sadrovitejšie. Obsahujú cca 94 až 125 mg/l SO_4^{2-}, čo sa prejavuje vyššou hodnotou koeficientu SO_4/M (0,14—0,16). Výrazným typom je hlavne druhý prítok pochádzajúci z hlavnej priečnej poruchy prebiehajúcej údolím prameňa Starý kúpeľ. Tretí, štvrtý a piaty prítok patria k druhému typu vody. Sú menej teplé a zemitejšie, čo sa prejavuje vyššou druhou alkalitou (A_2 = cca 81—82%). Obsah síranov je cca 66 až 73 mg/l, čo sa prejavuje nižšou hodnotou koeficientu SO_4/M (0,01—0,11). Rozdiely sa prejavili i v koeficiente rMg/rCa. Zatiaľ čo prvý, druhý a tretí prítok majú hodnotu 0,47—0,56, štvrtý, piaty a šiesty prítok majú hodnoty 0,61—0,66.

Pre komplexnosť sú v tab. 18 uvedené i prítoky termálnych vôd z druhohorných karbonátov z vrtov NB-3, NB-1 a Š1-NB, ktoré sú typove podobné bojnickým termám (pozri predchádzajúcu stať). O ich vzťahu k bojnickým termám podrobnejšie pojednáva práca O. Franku — S. Gazdu (40).

Bojnické termálne pramene nevyvierajú na povrch priamo z mezozoických dolomitov, ale z paleogénu. Niektoré však vyvierajú z okrajovej litofácie s vrstvami ílovcov a niektoré z bazálnych brekcií. Vypočítaný koeficient rNa/rCa vykazuje u týchto rozdielnych prameňov odchýlky, čo poukazuje na určitú metamorfózu vôd v prechodnom súvrství známou iónovýmenou Ca^{2+} za Na^+. Tak pramene vyvierajúce z prechodného súvrstvia (Starý kúpeľ, Jazero, Uhličitý kúpeľ, Uhličité jazierko) majú hodnotu rNa/rCa 0,16—0,17. Naproti tomu pramene vyvierajúce z bazálnych brekcií (Štrandový prameň, prameň Pod kurtami) majú hodnoty rNa/rCa 0,10—0,11. To isté pozorovať i na štruktúrnom vrte Š2-NB. Zatiaľ čo prítok zistený v paleogéne v hĺbke 106—114,3 m má hodnotu koeficientu rNa/rCa 0,16, ostatné prítoky zistené v karbonátoch majú hodnotu 0,08—0,13.

Tabuľka 18

Chemizmus bojnických termálnych vôd

Zdroj termy (prameň, vrt)	Dátum odberu	Tepl. vody °C	Voľný CO_2 mg/l	Celkovú miner. mg/l	iónové zloženie mg/l									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
														Najteplejšia skupina
Starý kúpeľ	16. 9. 1964	45,2	57,2	696,53	st.	20,5	5,0	112,62	31,85	0,06	st.	4,3	121,7	400,5
Jazero	16. 9. 1964	38,5	39,6	698,14	st.	21,0	5,0	108,2	33,8	0,05	neg.	4,0	125,09	400,5
Pa-8	16. 9. 1964	43,5	66,0	692,05	st.	20,05	5,5	106,21	32,1	0,2	st..	4,0	116,88	406,66
Pa-9	16. 9. 1964	46,8	35,2	692,87	st.	23,2	5,7	102,2	32,1	0,3	neg.	4,3	118,41	406,66
Pa-11	16. 9. 1964	43,2	44,0	700,38	st.	20,5	5,0	109,81	33,07	4,9	neg.	4,0	110,28	412,82
Pa-7	16. 9. 1964	40,0	57,2	716,73	st.	21,6	5,1	109,41	34,53	0,14	neg.	3,67	123,30	418,98
														Najmenej teplá skupina
Štrandový	16. 9. 1964	26,0	17,6	635,99	st.	10,5	2,5	96,19	36,23	0,07	neg.	3,01	79,83	406,66
Pod Kurtami	16. 9. 1964	27,8	37,4	626,41	st.	12,2	4,0	93,38	33,80	0,12	neg.	3,01	79,4	400,5
Pa-14	16. 9. 1964	23,2	35,2	693,64	st.	21,0	5,7	98,99	38,42	0,6	neg.	4,3	62,5	462,12
														Prechodná (stredne teplá)
Uhličité jazierko	16. 9. 1964	30,8	61,6	756,56	st.	22,0	5,1	115,83	36,23	0,05	neg.	3,67	128,05	443,63
Uhličitý kúpeľ	6. 6. 1958	36,7	85,7	743,77	—	28,28		114,0	33,25	0,4	neg.	4,0	121,3	438,0
Pa-15	16. 9. 1964	35,7	66,0	665,85	st.	16,1	3,9	104,6	32,34	0,09	neg.	3,34	98,82	406,66

geochemická charakteristika									Typ vody	Citácia
$S_1(Cl)$	$\frac{S_1}{(SO_4)}$	S_2	A_1	A_2	$\frac{SO_4}{M}$	rMg/rCa	rNa/rCa	$rHCO_3$/rCl		
teriem (>40 °C)										
1,32	9,68	17,8	—	71,18	0,18	0,47	0,16	54,15	$0,7\ \frac{Ca_{30,3}Mg_{14,1}}{HCO^3_{35,6}SO^4_{13,7}}$	K. Linhart
1,2	10,22	17,84	—	70,72	0,18	0,51	0,17	58,19	$0,7\ \frac{Ca_{29,2}Mg_{15}}{HCO^3_{35,4}SO^4_{14}}$	K. Linhart
1,22	10,28	16,14	—	72,28	0,17	0,50	0,17	59,08	$0,7\ \frac{Ca_{29,5}Mg_{14,7}}{HCO^3_{36,2}SO^4_{13,2}}$	K. Linhart
1,32	11,66	15,00	—	72,02	0,17	0,52	0,20	54,99	$0,7\ \frac{Ca_{28,6}Mg_{14,8}}{HCO^3_{36}SO^4_{13,3}}$	K. Linhart
1,24	9,62	15,40	—	71,88	0,16	0,50	0,16	59,98	$0,7\ \frac{Ca_{29,2}Mg_{14,5}}{HCO^3_{36,9}SO^4_{12,5}}$	K. Linhart
1,08	10,36	16,56	—	71,96	0,17	0,52	0,17	66,34	$0,72\ \frac{Ca_{29,1}Mg_{15,1}}{HCO^3_{36}SO^4_{13,5}}$	K. Linhart
teriem (<30 °C)										
1,0	5,28	14,48	—	79,22	0,13	0,62	0,10	78,59	$0,64\ \frac{Ca_{28,9}Mg_{17,9}}{HCO^3_{39,6}}$	K. Linhart
1,02	6,80	13,12	—	79,02	0,13	0,60	0,11	77,40	$0,63\ \frac{Ca_{28,8}Mg_{17,2}}{HCO^3_{39,5}}$	K. Linhart
1,36	10,18	4,28	—	83,94	0,09	0,64	0,18	62,49	$0,7\ \frac{Ca_{26,9}Mg_{17,2}}{HCO^3_{42,1}}$	K. Linhart
skupina teriem (30—40 °C)										
1,02	10,02	16,54	—	72,40	0,17	0,52	0,17	70,24	$0,76\ \frac{Ca_{29,3}Mg_{15,1}}{HCO^3_{36,2}SO^4_{13,3}}$	K. Linhart
1,12	11,05	14,51	—	73,11	0,16	0,45	—	65,45	$0,74\ \frac{Ca_{28,16}Mg_{14,35}}{HCO^3_{36,7}SO^4_{12,8}}$	V. Drobáň
1,06	8,16	15,18	—	75,56	0,15	0,51	0,13	70,82	$0,66\ \frac{Ca_{30}Mg_{15,3}}{HCO^3_{37,8}SO^4_{11,7}}$	K. Linhart

Pokračovanie tabuľky 18

Hĺbkový interval v m	Dátum odberu	Tepl. vody °C	Voľný CO_2 mg/l	Celková miner. mg/l	Iónové zloženie mg/l									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
														Vrt Š2-NB
106,0—114,3	1. 7. 1965	34	—	783,75	0,075	23,2	4,5	121,2	37,95	0,56	neg.	5,95	125,0	465,3
150,0—325,0	2. 11. 1965	45,9	72,25	634,45	0,08	16,0	2,7	102,5	29,45	st.	neg.	6,75	94,25	382,7
359,0—362,0	21. 4. 1966	44,8	75,25	649,05	0,05	10,4	2,8	105,2	35,9	0,31	neg.	7,8	105,35	381,25
367,3—408,0	21. 4. 1966	42,1	67,3	615,3	0,13	10,2	2,8	94,2	35,25	neg.	neg.	4,25	65,85	402,6
468,0—469,0	8. 8. 1966	40,1	55,5	652,45	0,12	12,1	2,6	95,2	38,3	0,16	neg.	3,7	73,25	427,0
886,0—1011,0	23. 1. 1967	42,9	—	650,73	0,13	9,8	4,3	96,2	37,7	4,7	st.	4,25	60,1	433,55
														Vrt NB-3
300,—320,0	1. 11. 1965	27,8	53,7	578,45	0,078	8,1	1,5	87,1	35,45	0,25	neg.	6,75	48,55	390,65
														Vrt NB-1
935,5—980,5	1. 10. 1965	58,8	—	788,9	0,09	30,0	6,1	126,7	33,15	st.	st.	7,95	145,7	439,2
														Vrt Š1-NB
1513,4—1688,0	6. 12. 1967	61,4	65,38	826,06	0,25	38,0	9,3	132,26	40,74	0,75	neg.	6,73	289,7	308,33
														Chalmová
Prameň: Drevený bazén	17. 9. 1964	39,0	83,6	970,38	st.	28,3	10,6	183,37	38,95	0,41	neg.	5,5	499,92	203,33

Záverom môžeme genézu bojnických teriem v hlavných črtách formulovať takto: Zdrojom teriem je hlboký obeh vôd v artézskej štruktúre mezozoických karbonátov, hlavne dolomitov pod kotlinou, kde sa formuje ich základný chemizmus. Pri prestupe vôd do bojnickej vysokej kryhy sa vody čiastočne miešajú s vodami z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií bojnickej vysokej kryhy a pri výstupe na povrch cez okrajovú litofáciu paleogénu sa

Geochemická charakteristika									Typ vody	Citácia
S_1 (Cl)	S_1 (SO_4)	S_2	A_1	A_2	SO/M 4	rMg/ rCa	rNa/ rCa	$rHCO_3$ /rCl		
1,62	9,38	15,66	—	73,14	0,15	0,51	0,16	45,4	$0,78\ \frac{Ca_{29,3}Mg_{15,1}}{HCO^3_{36,7}SO^4_{12,5}}$	S. Gazda
2,26	7,08	16,22	—	74,44	0,14	0,47	0,13	32,85	$0,63\ \frac{Ca_{31}Mg_{14,5}}{HCO^3_{37,2}SO^4_{11,65}}$	S. Gazda
2,54	3,54	21,8	—	72,02	0,16	0,56	0,08	28,4	$0,65\ \frac{Ca_{30,0}Mg_{16,9}}{HCO^3_{36,1}SO^4_{12,7}}$	S. Gazda
1,48	5,08	11,88	—	81,56	0,10	0,61	0,09	55,0	$0,61\ \frac{Ca_{28,0}Mg_{17,8}}{HCO^3_{40,8}}$	S. Gazda
1,22	5,94	11,72	—	81,06	0,11	0,66	0,11	66,66	$0,65\ \frac{Ca_{27,9}Mg_{18,5}}{HCO^3_{40,6}}$	S. Gazda
1,42	4,80	9,96	—	81,88	0,09	0,64	0,08	59,22	$0,65\ \frac{Ca_{27,8}Mg_{18}}{HCO^3_{42}}$	S. Gazda
2,52	2,66	10,62	—	84,1	0,08	0,67	0,08	33,52	$0,58\ \frac{Ca_{28,3}Mg_{19}}{HCO^3_{42}}$	S. Gazda
2,15	11,85	17,15	—	68,85	0,18	0,43	0,21	32,1	$0,79\ \frac{Ca_{30}Mg_{13}}{HCO^3_{34,5}SO^4_{14,5}}$	S. Gazda
1,68	14,5	39,02	—	44,58	0,35	0,51	0,25	26,59	$0,83\ \frac{Ca_{27,7}Mg_{14,1}}{SO^4_{26,8}HCO^3_{22,4}}$	S. Gazda
1,12	9,7	65,2	—	23,86	0,52	0,35	0,13	21,41	$0,97\ \frac{Ca_{33}Mg_{11,5}}{SO^4_{37,3}HCO^3_{11,9}}$	K. Linhart

čiastočne metamorfujú iónovýmenou Ca^{2+} za Na^+. Vo výverovej oblasti sú termy akumulované v rôznom množstve jednak vo vlastnom dolomitovom masíve, jednak na jeho zlomoch, a jednak v bazálnych dolomitických paleogénnych brekciách. Výsledný chemizmus a teplota vôd závisia od stupňa miešania sa vôd hlbokého obehu spod kotliny s vodami plytkého obehu bojnickej vysokej kryhy, od miesta ich akumulácie a pozície tektonických krýh. Podiel vôd s plyt-

kým obehom narastá smerom do bojnickej vysokej kryhy. Výsledky hydrologickej a hydrochemickej bilancie teriem sú vo veľmi dobrej zhode. Podľa hydrologickej bilancie hlbinný podiel predstavuje zhruba 77 % a podľa hydrochemickej bilancie zhruba 73 %.

Plynný obsah bojnických teriem bol sledovaný po prvýkrát vôbec. Analýzy plynov urobil M. Michalíček (94). V tabuľke 19 a 20 je uvedený základný chemizmus rozpustených plynov. Z tabuľky 20 vidieť, že okrem CO_2 tvoria plynovú zložku vzdušné komponenty, a to *kyslík*, *argón* a *dusík*. Pomer

Tabuľka 19

Celková analýza rozpustených plynov

Vrt	Obj. %					$K\frac{N_2}{Ar}$	$K\frac{N_2}{O_2}$
	CO_2	CH_4	O_2	Ar	N_2		
Pa-7	84,5	—	0,7	0,3	14,5	48,3	20,7
Pa-9	81,8	—	0,5	0,3	17,4	58,0	34,8
Pa-11	76,5	—	1,9	0,4	21,2	53,0	11,1
Pa-15	87,8	—	0,7	0,3	11,2	37,3	16,0
Š2-NB (468—469 m)	78,9	—	1,2	0,4	19,5	48,8	16,25

Vysvetlivky: — nestanovené; obj. % CO_2 vypočítané z hodnôt titračného stanovenia

Tabuľka 20

Analýza nekyslých plynov

Vrt	Obj. %						$K\frac{N_2}{Ar}$	CO_2 mg/l	$K\frac{He}{Ar}$
	He	H_2	O_2	Ar	N_2	CH_4			
Pa-7	$39{,}6 \cdot 10^{-4}$	$74{,}6 \cdot 10^{-4}$	4,8	2,1	93,0	0,1	44,3	193,6	0,00188
Pa-9	$68{,}0 \cdot 10^{-4}$	$56{,}3 \cdot 10^{-4}$	2,7	2,0	95,2	0,1	47,6	220,0	0,0034
Pa-11	$24{,}7 \cdot 10^{-4}$	$91{,}5 \cdot 10^{-4}$	8,5	1,8	89,6	0,1	49,8	220,0	0,00137
Pa-15	$10{,}9 \cdot 10^{-4}$	$21{,}3 \cdot 10^{-4}$	6,0	2,3	91,6	0,1	39,8	184,8	0,00047
Š2-NB (468–469)	$28{,}0 \cdot 10^{-4}$	$89{,}3 \cdot 10^{-4}$	5,6	1,9	92,5	0,02	48,9	158,4	0,00147

N_2 : Ar je vo vzduchu cca 1 : 83,74. Keďže je rozpustnosť argónu v destilovanej vode približne dvojnásobná oproti dusíku, dochádza pri rozpustení vzduchu vo vode k zmene pomeru približne dvakrát. (Nemožno totiž všetky faktory pôsobiace pri rozpúšťaní brať do úvahy, napr. mineralizáciu, typ vody atď.). S tým sú v súlade hodnoty uvedených komponentov zistené analýzami. Keďže prevzdušnenie vzoriek pri odberoch a analýzach vylučujeme, ide o vzduch zanášaný do obehu vôd pri infiltrácii.

Aj podľa koeficientu $\frac{He}{Ar}$, ktorý dosahuje hodnoty pod 0,003 (tab. 20), môžeme vody zaradiť do hydrogeologickej zóny intenzívnej (voľnej, priamej) výmeny vôd (94), čomu zodpovedá ich vadózny pôvod.

Okrem plynov (tab. 20) cítiť vo vode H_2S, ktorý vzniká rozkladom síranov desulfuračnými baktériami, schopnými rozložiť tieto prírodné sírany v anarobnom prostredí za zvýšených teplôt (60, 84). O silne redukčnom prostredí, v ktorom H_2S vzniká, svedčia aj vypočítané hodnoty koeficientu redukčnosti K $\frac{N_2}{O_2}$ (tab. 19), pohybujúce sa nad 10 (93).

Metán a *vodík* sa vyskytujú len stopove. Vznikajú premenou organických látok obsiahnutých v sedimentárnych druhohorných horninách (60).

Kysličník uhličitý je plynom hlbinným, v širšom slova zmysle juvenílnym. Vzhľadom na nízke obsahy CO_2 v bojnických termách netreba jeho pôvod spájať s mladotreťohornou vulkanickou činnosťou. Vzniká buď termometamorfnými pochodmi hlbinných horninových polôh, alebo najpravdepodobnejšie porušením bikarbonátovej rovnováhy v roztoku.

Hélium, ako vieme, je konečným produktom rádioaktívneho rozpadu. Preto sa používa pomeru He (produktu rádioaktívneho rozpadu) k Ar (atmosferického pôvodu) k orientačnému výpočtu geologického veku minerálnych vôd (101). Vzhľadom na to, že v našom prípade ide o vody s intenzívnou výmenou, je počítanie veku vôd touto metódou problematické.

Popri plynnom obsahu teriem sledovali sme aj ich rádioaktivitu (tab. 21), ktorá je veľmi slabá.

O plynoch bojnických termálnych vôd možno záverom konštatovať, že tvoria zmes rôznej genézy. Sú to plyny atmosferického pôvodu, resp. oxidačného prostredia (O_2, Ar, N_2), plyny redukčného prostredia (H_2S, CH_4, H_2), plyny juvenílneho pôvodu (CO_2) a napokon plyny, ktoré sú výsledkom rádioaktívneho rozpadu (He a Rn). Rádioaktivitu vody okrem Rn spôsobuje aj Ra a U.

Hĺbka obehu teriem v Západných Karpatoch sa doteraz posudzovala na základe priemerného geotermického stupňa povrchových vrstiev zemskej kôry (60, 84), ktorý je udávaný hodnotou 33 m/l °C, a na základe teploty povrchových vývervov termálnych prameňov. Neboli totiž známe nijaké kon-

Tabuľka 21

Vrt	Rn eman/l	Ra g/l	U g/l
Pa-9	0,01	$3{,}6 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Pa-11	0,002	$2{,}2 \cdot 10^{-11}$	$1{,}6 \cdot 10^{-6}$
Pa-15	—	$6{,}7 \cdot 10^{-12}$	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$
Š2-NB (468—469 m)	0,004	$1{,}2 \cdot 10^{-10}$	$3{,}4 \cdot 10^{-6}$

krétne hodnoty geotermického stupňa z jednotlivých pásem Západných Karpát a ich čiastkových štruktúr. Ani vo vrtoch na termálnu vodu nebola zisťovaná termokarotážou ložisková teplota teriem. Na tento problém upozorňujem v práci z roku 1964 (31).

V skúmanej oblasti sme zmerali geotermický stupeň v kotline na štruktúrnom vrte Š1-NB v Koši. Výsledky merania do hĺbky 1026 m vykazujú priemernú hodnotu geotermického stupňa 26,6 m/l °C. Vrt prešiel súvrstvím neogénu a paleogénu okrem bazálneho detritického súvrstvia. Uvedený geotermický stupeň sme zmerali v čase prerušenia vŕtania v hĺbke 1450 m na dobu jeden a pol roka.

Na štruktúrnom vrte Š2-NB v bojnických kúpeľoch sme sledovali ložiskové teploty navŕtaných prítokov termálnych vôd. Najvyššiu teplotu na prelive 47,3 °C mal prítok narazený na priečnej poruche v hĺbke 359—362 m. Z tejto istej poruchy vyviera prirodzený prameň Starý kúpeľ, ktorý má najvyššiu teplotu 45,2 °C. Už tu je diferencia 2,1 °C. Ložisková teplota uvedeného prítoku bola 48,5 °C, čo zvyšuje diferenciu medzi teplotou prirodzeného prameňa na 3,3 °C.

Aby sme videli, aké dôležité je pre posúdenie hĺbky tvorenia termálnych vôd poznať v každej štruktúre geotermický stupeň povrchových horninových vrstiev a ložiskovú teplotu vody, uvádzam v tabuľke 22 výpočet tejto hĺbky osobitne na základe starých a osobitne na základe nových podkladov. Výpočet som urobil podľa vzorca $H = G(T - t) + h$ (H = hĺbka tvorenia termy v m; G = geotermický stupeň v m/°C; T = teplota termálnej vody; t = priemerná ročná teplota vzduchu; h = mocnosť povrchovej vrstvy zemskej kôry, v ktorej sa prejavujú účinky denného a sezónneho kolísania teploty vzduchu).

Z tabuľky vidieť, že rozdiel je zhruba 150 m. Rozdiely sú tým väčšie, čím väčšia je diferencia medzi geotermickými stupňami. V štruktúrach, kde sa

Tabuľka 22

G	T	t	h	H	Rozdiel v H
m/1 °C	°C	°C	m	m	m
33	45,2	8,5	25	1236	147
26,6	48,5	8,5	25	1089	

geotermický stupeň pohybuje okolo 20 m (napr. zvolenská kotlina) je to zásadná otázka. Na základe terajších podkladov hĺbka tvorenia bojnických teriem je cca 1100 m. Táto hĺbka podľa gravimetrickej mapy úplných Bouguerových izoanomál ($\triangle g = -7{,}5$) zhruba zodpovedá z. okraju depresie s. od Prievidze. Izoanomále o hodnote $\triangle g = -7{,}5$ zodpovedá hĺbka cca 950 m, v ktorej sa stýka flyšoidný paleogén s bazálnym detritickým súvrstvím. Za predpokladu, že bazálne paleogénne klastiká majú mocnosť asi 150 m, styk ich bázy s karbonátmi mezozoika sa nachádza v hĺbke cca 1100. Ak majú väčšiu hrúbku, tento styk sa posúva bližšie k z. okraju depresie a naopak. Za priemernú hĺbku obehu teriem treba však považovať 2000 m, v ktorej je uložené mezozoikum v nedožerskej depresii (akumulačnej oblasti teriem). Hĺbka cca 1100 m predstavuje len z. okraj nádrže, z ktorého voda prestupuje na bojnickú stranu, a v tejto hĺbke dosahuje teplotu 48,5 °C. Súčasne to však zamená, že v strede depresie s. od Prievidze by sme vrtmi získali omnoho teplejšie termy, ako sú bojnické. Podľa doteraz zisteného geotermického stupňa 26,6 m/1 °C by sa v hĺbke 2000 m získali termy teplé vyše 80 °C. Dokazuje to, že poznanie hodnoty geotermického stupňa osobitne pre každú štruktúru termálnych vôd je dôležité nielen na poznanie hĺbky tvorenia existujúcich výverov termálnych vôd, ale aj na vyhľadávanie nových zdrojov. O získané hodnoty geotermického stupňa sa možno pri vyhľadávaní nových zdrojov termálnych vôd skutočne oprieť. Tak na vrte Š1-NB v Koši sme navŕtali mezozoikum v hĺbke 1514 m. Po prepočítaní podľa získanej hodnoty geotermického stupňa sme mali z tejto hĺbky získať termu o teplote 64,5 °C (56 + 8,5 °C). A skutočne, až s neuveriteľnou presnosťou vyteká z vrtu voda, ktorá má na ústí vrtu 62 °C a v hĺbke 1450 metrov (hlbšie sme sa do vrtu nedostali pre utopenú záťažku) sme zistili ložiskovú teplotu vody 63,5 °C.

Pre zaujímavosť uvádzam, že napr. v Liptovskej kotline na vrte Vlachy-1 bol zistený geotermický stupeň o hodnote 25,3 m/ °C (63). Mezozoikum v najhlbšej časti kotliny je v hĺbke vyše 2000 m. Teda i tu by bolo možné získať termy s teplotou až 80 °C, čo by bolo určite vítané, pretože najteplejšie vody v Liptove sú v Lúčkach asi 33 °C a v Liptovskom Jáne asi 28 °C. Podobné termy s teplotami 80—100 °C možno získať na Záhorskej a Podunajskej nížine. Pre

získanie termy s teplotou nad 100 °C javí najpriaznivejšie predpoklady Žiarska kotlina patriaca do oblasti stredoslovenských vulkanitov, kde má geotermický stupeň hodnotu okolo 20 m a hĺbka kotliny je vyše 2000 m.

Podľa zistenej hodnoty geotermického stupňa možno tiež usudzovať, či voda pochádza z tej hĺbky, v ktorej bola zistená, alebo nie (pozri kapitolu o rozšírení teriem a ich sťahovaní pri vrte NB-1).

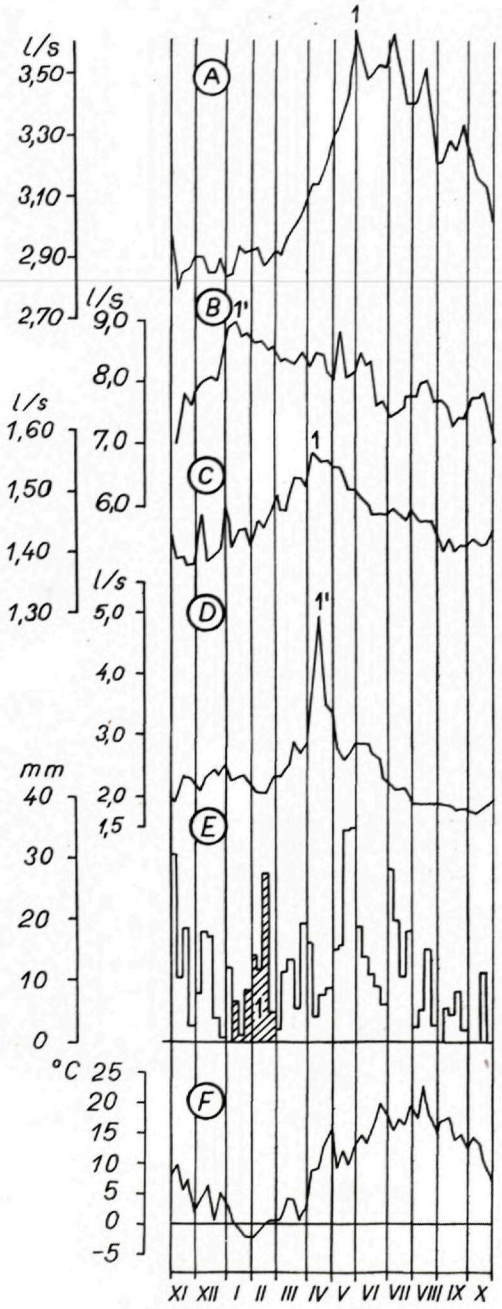
Režim teriem

Pri posúdení režimu teriem sa budem opierať o výsledky pozorovania ich výdatnosti, teploty a chemizmu.

Režim výdatnosti. Pre hodnotenie režimu výdatnosti vo vzťahu k zrážkam a teplote vzduchu sme vypočítali z denných meraní týždenné priemery u hlavných reprezentantov (Starý kúpeľ a Štrandový prameň) oboch vyhranených skupín teriem (najteplejšej a najmenej teplej).

Pri Štrandovom prameni sa opierame o merania za hydrologické roky 1961—1962. Prameň má najvyšší stupeň stálosti 6 (výborný), lebo koeficient nerovnomernosti je iba 1,6. Táto hodnota podielu maximálnej a minimálnej výdatnosti odchyľujúca sa od hodnoty blízkej 1 celej vyjadruje oproti najteplejším termám podstatný vplyv podzemných vôd z bazálnych paleogénnych karbonatických brekcií bojnickej vysokej kryhy.

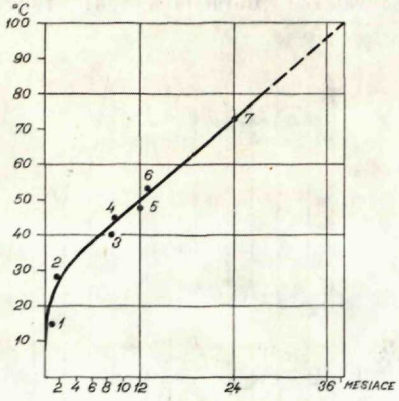
Kvôli bližšiemu poznaniu režimu sme spracovali vzťah medzi zrážkami, teplotou vzduchu a zmenou priemerného odtoku termálnej vody zo Štrandového prameňa a zmenou priemerného odtoku studených krasových vôd z Dubnice za obdobie hydrologických rokov 1955—1959 (obr. 5), ktoré vyvierajú z územia hlavnej infiltračnej oblasti (bojnickej vysokej kryhy) najmenej teplých prameňov. Aj pri porovnaní rôznych období dá sa z kriviek vyčítať ich vzájomný vzťah. Režim studených krasových vôd som rozviedol v kapitole o geologickej a hydrogeologickej charakteristike územia. Z hľadiska dopĺňania zásob termálnych vôd boli zistené tie isté zákonitosti ako u studených krasových vôd. Z grafického vyjadrenia dvojročného priemeru výdatnosti Štrandového prameňa vyplýva, že *dopĺňanie zásob termálnych vôd* nastáva hlavne v troch mesiacoch, a to v marci až máji, a iba čiastočne prispievajú zrážky letných mesiacov. Na dopĺňaní zásob podobne ako u studených vôd má hlavný podiel jarné topenie snehu. *Vyprazdňovanie zásob* nastáva v mesiacoch jún až február. Znamená to, že časové rozpätie medzi doplnením a vyprázdnením nádrže alebo medzi maximom a minimom výdatnosti je 9 mesiacov. *Dopĺňanie zásob u studených vôd* nastáva hlavne v mesiacoch december až marec. Oproti studeným vodám je tu teda posunutie o dva mesiace, čo je zároveň doba oneskorenia (retardácie) maxima výdatnosti termálnej vody za maximom výdatnosti stude-



Obr. 5 A — Bojnice kúpele (Štrandový prameň 28 °C); B — Bojnice kúpele (prameň Starý kúpeľ 45 °C, 1947—1954); C — dubnické pramene pri Bojniciach (1955—1959); D — prameň Mokrej doliny pri Nitrianskom Pravne; E — zrážky (Prievidza); F — teplota vzduchu (Prievidza)

The relation of rainfall to the discharge of cold and thermal karts waters in Bojnice (1961—1962)

A — Bojnice thermae (Štrand spring 28 °C); B — Bojnice thermae (Starý kúpeľ spring 45 °C, 1947—1954); C — Dubnica springs near Bojnice (1955—1959); D — Mokrá dolina spring near Nitrianske Pravno; E — rainfall (Prievidza); F — air temperature (Prievidza)



Obr. 6 Vzťah retardácie výdatnosti termálnych vôd k ich teplote.

1 — Vajar (15 °C — 3—4 týždne; 2 — Bojnice (28 °C — 1 3/4 mes.); 3 — Trenčianske Teplice (40 °C — 8 3/4 mes.); 4 — Bojnice (45 °C — 9 mes.); 5 — Baden (48 °C — 12 mes.); 6 — Sklené Teplice (53 °C — 13 mes.); 7 — Karlove Vary (73 °C 2 roky)

The relation of retardation of thermal water discharge to its temperature

1 — Vajar (15 °C, 3—4 weeks); 2 — Bojnice (28 °C, 1 3/4 month); 3 — Trenčianske Teplice (40 °C, 8 3/4 months); 4 — Bojnice (45 °C, 9 months); 5 — Baden (48 °C, 12 months); 6 — Sklené Teplice (53 °C, 13 months); 7 — Karlovy Vary (73 °C; 2 years)

nej vody resp. zrážkami. *Vyprázdňovanie zásob* u studených vôd sa deje v mesiacoch apríl až november, u termálnych vôd v mesiacoch jún až február. Čiže posunutie vyprázdňovania zásob je o 2 mesiace, čo je zároveň doba oneskorenia minima výdatnosti termálnej vody za minimom výdatnosti studenej vody, resp. zrážkami. Znamená to, že doba rozpätia medzi maximom a minimom výdatnosti u studených vôd je 8 mesiacov a u termálnych vôd 9 mesiacov, čo sú zároveň doby vyprázdňovania sa zásob.

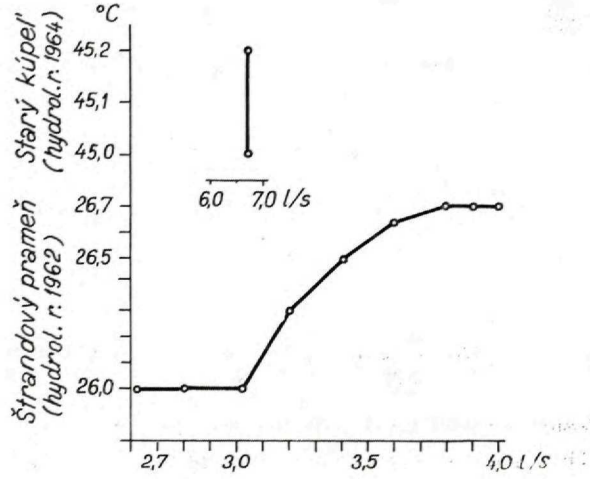
Pri prameni Starý kúpeľ sa opierame o merania za hydrologické roky 1947 — 1954. Podobne ako Štrandový prameň aj on má najvyšší stupeň stálosti 6 (výborný), pričom je charakterizovaný za to isté obdobie nižším koeficientom nerovnomernosti (1,1), v čom sa odráža vplyv prevahy hlbinného podielu termy spod kotliny.

Podobne ako u Štrandového prameňa aj tu sme spracovali merania za priemerný hydrologický rok. Porovnali sme ich s režimom výdatnosti studených krasových vôd z Mokrej doliny pri Nitrianskom Pravne, ktoré vyvierajú v úrovni hlavnej infiltračnej oblasti najteplejších a stredne teplých bojnických teriem (obr. 5). Vzťah medzi dopĺňaním a vyprázdňovaním studených a termálnych vôd je podobný ako v predchádzajúcom prípade. Rozdiel je v dobe rozpätia medzi max. a min. výdatnosti, resp. dobou vyprázdňovania a dopĺňania zásob, ktorá je 10 resp. 2 mesiace, a dobou oneskorenia (retardácie) maxima výdatnosti termálnej vody za maximom výdatnosti studenej vody, resp. zrážkami, ktorá je 9 mesiacov. Ako vidieť (obr. 5), vplyv zrážok z infiltračnej oblasti v bojnickej vysokej kryhe sa prejavuje i na režime tohto prameňa, a to podružným maximom v máji, ktoré je totožné s hlavným maximom u Štrandového prameňa.

O režime výdatnosti bojnických teriem môžeme záverom uviesť, že výdatnosť prameňov je stála. Pramene oboch skupín majú najvyšší stupeň stálosti 6

(výborný), pričom pramene najteplejšej skupiny voči prameňom najmenej teplej skupiny sú stálejšie. Výborný stupeň stálosti charakterizuje horninové komplexy ako celky vyrovnávajúce podzemný odtok, čo je v súlade s dolomitickým charakterom oboch predpokladaných infiltračných oblastí a obehovým prostredím.

Podobným spôsobom ako režim výdatnosti bojnických teriem bol spracovaný aj režim vlažnej vody vo Vajaroch a termy v Trenčianskych a Sklených Tepliciach (43). Zo spracovania a použitia ďalších hodnôt o retardácii teriem v Badene vo Švajčiarsku a Karlových Varoch bola skonštruovaná krivka vzťahu retardácie výdatnosti termálnych vôd k ich teplote (obr. 6). Z krivky vidieť, že doba retardácie teriem s teplotou do 70 °C dosahuje 2 roky a s teplotou do 100 °C až 3 roky. Rozpornosť týchto záverov založených na zistených faktoch s všeobecnými hydraulickými zákonitosťami napätých zvodnených systémov (74) si vyžaduje ďalšie skúmanie.



Obr. 7 Vzťah výdatnosti a teploty termálnych vôd
The relation of water discharge and temperature

Režim teploty teriem môžeme dokonale posúdiť len vtedy, keď sú pramene zachytené a nemá na ne priamy vplyv denné a sezónne kolísanie teploty vzduchu. Tieto podmienky spĺňa v Bojniciach iba prameň Starý kúpeľ.

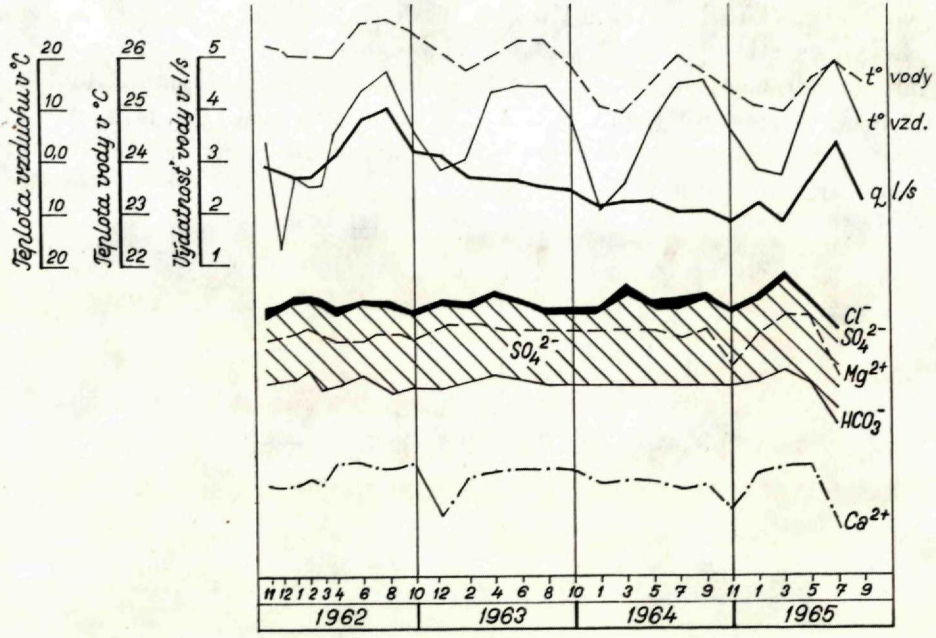
U Štrandového prameňa je výtok termy z vrtu v priamom styku so vzduchom. Sezónne kolísanie teploty vzduchu v priebehu roka sa priamo prejavuje na teplote vody, ktorá kolíše v rozpätí 2,5 °C, od 24,5 do 27 °C.

Vzájomný vzťah medzi výdatnosťou a teplotou za určité obdobie ukazuje obrázok 7. Ako vidieť, krivka má v strede parabolický tvar a na koncoch vyúsťuje do priamok, pričom teploty sú konštantné, ale výdatnosti sa menia.

U Starého kúpeľa, ktorý je zachytený betónovou záchytkou v budove, majú výkyvy teploty vzduchu na teplotu vody len nepatrný vplyv. Teplota vody kolíše v rozpätí 0,2 °C od 45 °C do 45,2 °C.

Vzťah medzi výdatnosťou a teplotou znázorňuje obr. 7. Vzťah má priamkový charakter, výdatnosť je stála, teplota kolíše len nepatrne.

Zhodnotenie režimu teploty potvrdzuje známu skutočnosť, že čím je prameň výdatnejší a teplejší, tým je i stálejší.

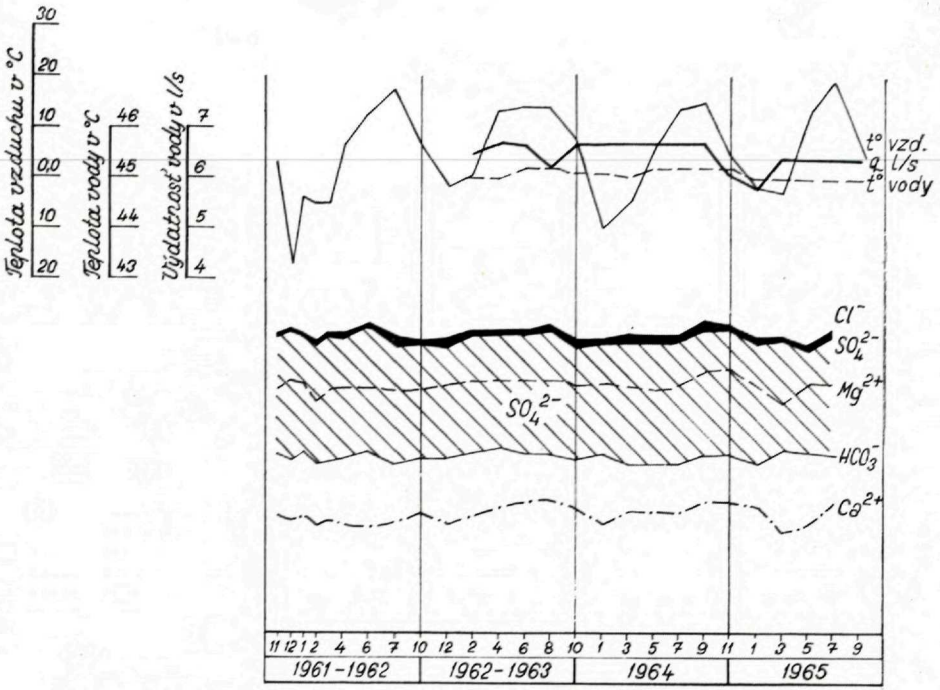


Obr. 8 Režim chemizmu termy Štrandového prameňa (menej teplá línia)
The regime of chemism in Štrand spring (less warm line)

Režim chemizmu teriem sme spočiatku sledovali každý mesiac, neskoršie každý druhý. Cieľom bolo zistiť, či v čase predpokladaného ovplyvňovania bojnických teriem ťažbou uhlia dochádza k zmene chemického typu vôd. Režim Štrandového prameňa je znázornený na obr. 8 a Starého kúpeľa na obr. 9. Grafy režimu (časových zmien) chemizmu boli zostavené podľa vzoru M. Kolářovej (72).

Chemizmus teriem oboch prameňov je síce rozdielny, ale v režime ich chemizmu niet podstatnejších rozdielov. Režim je veľmi stály, typ chemizmu sa nemení, čo najlepšie vyjadrujú takmer konštantné plochy obsahov jednotlivých iónov. Aj pri určitej rozdielnosti oboch prameňov pozorovať u nich za jednotlivé hydrologické roky zhruba rovnaký chod mineralizácie i čiar jedno-

tlivých prvkov. Zatiaľ čo u Štrandového prameňa je za sledované obdobie najvyššia mineralizácia v mesiacoch február až apríl, u prameňa Starý kúpeľ v júni až septembri. Vzájomné vzťahy medzi chemizmom vody, výdatnosťou a teplotou vody nie sú jasné a často sú protichodné.

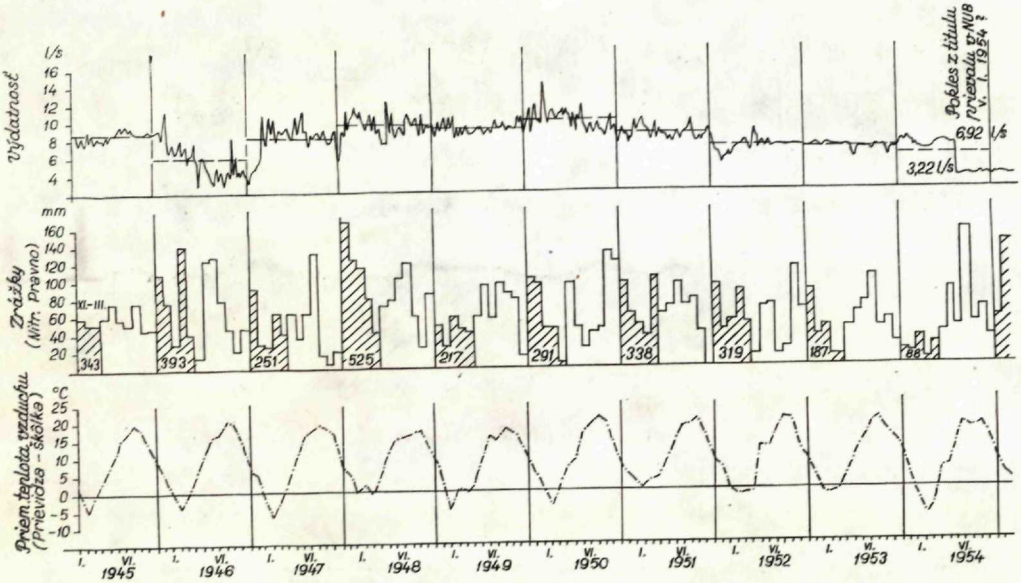


Obr. 9 Režim chemizmu termy prameňa Starý kúpeľ (teplejšia línia)
The regime of chemism of Starý kúpeľ spring (warmerline)

Diskusia o narušení režimu bojnických teriem ťažbou uhlia

Ako je už spomenuté v úvode, 22. januára 1954 nastal v NUB na hlavnom prekope bane Mládeže prieval vody o výdatnosti asi 10 l/s a teplote 25° C. Za 5 mesiacov po prievale v 3. dekáde júna poklesla výdatnosť bojnických teriem z 39 l/s na 15 l/s. O. Hynie (60) k tomu uvádza, že i keď sa priamu spojitosť tohto poklesu s prievalmi v baniach nepodarilo dokázať, je pravdepodobné, že spolu hydraulicky súvisia. Merania prítokov v baniach sa totiž nerobili a merania bojnických prameňov nie sú celkom spoľahlivé. Po dôkladnom prehodnotení pozorovaní prameňov bojnických teriem a poznaní ich pomerov sa ukázalo, že najspoľahlivejšie sú merania prameňa Starý kúpeľ (obr. 10), o ktoré sa opieram. Pri analýze meraní bojnických prameňov sa ukázalo, že r. 1954 ich výdatnosť poklesla, až na Štrandový prameň, ktorý zazna-

menal naopak určité stúpanie, hoci je položený najvyššie a mal by reagovať najcitlivejšie. Ukázalo sa, že „podobných" poklesov a stupnutí výdatnosti je viacej (pozri obr. 10). Pozoruhodné však je, že výkyv z júna 1954 je oproti ostatným výkyvom okamžitý a strmý v tom zmysle, že mu nepredchádzala prirodzená poklesová tendencia. Ďalšou zvláštnosťou je to, že oproti iným výkyvom nenastalo po ňom vyrovnanie, resp. prirodzené stúpanie výdatnosti.



Obr. 10 Režim výdatnosti termálneho prameňa Starý kúpeľ za obdobie 1945—1954

The regime of water discharge in Starý kúpeľ spring in the years 1945—1954

Nové svetlo do tejto problematiky vnieslo zistenie vplyvu zrážok na dopĺňanie zásob termálnych vôd a zistenie doby retardácie výdatnosti za zrážkami. Základným poznatkom je, že u najmenej teplých teriem (Štrandový prameň) je doba retardácie 2 mesiace s maximom výdatnosti koncom mája (podružne i júna — obr. 5) a minimom v novembri až februári. U najteplejších teriem (Starý kúpeľ) je doba retardácie 9 mesiacov s maximom výdatnosti začiatkom januára a minimom začiatkom novembra.

Tieto poznatky nám umožňujú dostatočne vysvetliť výkyvy vo výdatnostiach bojnických premeňov za jednotlivé roky, v ktorých sú celkom zákonite v závislosti od rôznych klimatických pomerov určité rozdiely — posuny maxím a miním výdatnosti. Tieto poznatky nám vysvetľujú i stúpnutie výdatnosti Štrandového prameňa v júni 1954, no na druhej strane dostatočne nevysvetľujú charakter poklesu v tom istom období u prameňa Starý kúpeľ.

Ďalším nepriaznivým javom u bojnických termálnych prameňov bola trvalá klesajúca tendencia ich výdatnosti od r. 1950 (29), ktorá mala zvlášť

nepriaznivý trend od konca r. 1951. Pre ilustráciu uvádzam v tabuľke 23 priemernú výdatnosť prameňa Starý kúpeľ za roky 1945—1954. Z tabuľky vidieť, že od r. 1950 do r. 1954 poklesla výdatnosť z 10 l/s na 5,6 l/s, t. j. o 44 %.

Tabuľka 23

Prameň	Priemerná výdatnosť v l/s za hydrologické roky									
	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954
Starý kúpeľ	I.—X. 8,7	6,0	8,2	9,6	9,2	10,0	8,4	6,8	6,6	5,6

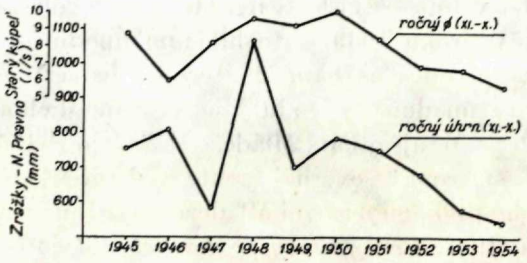
Vo vzťahu k ťažbe v NUB treba v tejto súvislosti uviesť určité okolnosti. Otvárka nováckeho ložiska sa začala roku 1939, a to hĺbením úpadnice na bani I. Roku 1940 sa začala hĺbiť úpadnica na bani II. (terajšia baňa Mier). Roku 1951 sa prikročilo k razeniu úpadnice závodu Mier a bane Lehota. Hĺbenie šachiet na hlavnom závode — terajšej bani Mládeže sa začalo r. 1952. Hĺbenie južného prekopu z bane I. smerom k severnej šachte na bani Mládeže sa začalo r. 1951. Razenie hlavného prekopu na bani Mládeže oproti južnému prekopu sa začalo začiatkom roku 1953. *Prvé prítoky podložných vôd do baní nastali r. 1951, keď sa začalo s razením južného prekopu z bane I. smerom k severnej šachte na bani Mládeže.* Prekop je razený v podložných tufitoch. Od tohto obdobia sa prakticky začal silne odvodňovať podložný tufitický horizont a tým zmenšovať hydrostaticky tlak vôd tohto horizontu na horizonty podložné, t. j. aj na druhohorné dolomity, ktoré sú nositeľom bojnických teriem. Toto odvodňovanie postupne stúpalo a spôsobilo zapadanie napätej hladiny tufitického horizontu pod terén. Začiatok prítokov do baní z podložia sa teda zhruba zhoduje so začiatkom poklesávania výdatnosti bojnických teriem. Ukázalo sa však, že to tak jednoznačne nemožno hodnotiť.

Začiatky odvodňovania tohto horizontu spadajú už do začiatku štyridsiatych rokov, keď sa začalo s vrtným prieskumom ložiska a z prieskumných vrtov nastali pomerne silné výrony vôd (2,6—25 l/s). Odľahčenie hydrostatického tlaku tohto horizontu v dôsledku výronov z vrtov sa dialo len po úroveň terénu. O koľko sa zmenšili tlaky, nevieme, lebo iba v jednom prípade je poznamenané, že na vrte bol tlak 5 at.

Prítoky do baní však podstatne vzrástli až po r. 1954, a najmä po r. 1958, keď sa začala voda čerpať z II. horizontu na bani Mládeže na kóte — 50 m n. m. V dôsledku čerpania vody z II. horizontu poklesla tlaková hydrostatická hladina v okolí ťažnej šachty bane Mládeže z kóty 255 na kótu 120 m n. m., t. j. o 135 m. Vplyv týchto silných prítokov podložných vôd do baní nebol však na bojnických prameňoch zaznamenaný. Ako vieme, max. výdatnosť bojnických teriem je teraz taká istá, ako bola zistená v júni 1954 (39 l/s).

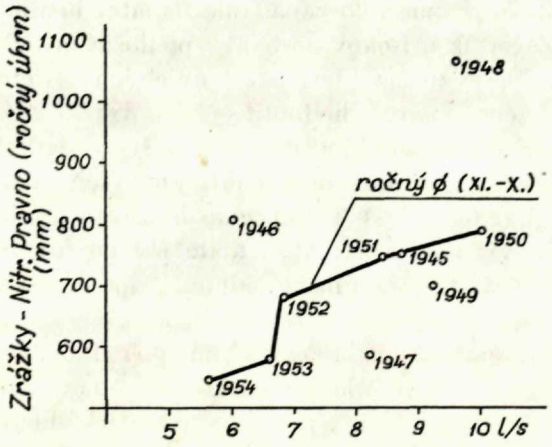
Problém trvalého klesania výdatnosti bojnických teriem nám pomohlo riešiť poznanie rozhodujúceho vplyvu snehových zrážok na dopĺňaní zásob termálnych vôd a doby retardácie. Na obr. 11 je znázornený režim priemernej ročnej výdatnosti (hydrologický rok) prameňa Starý kúpeľ a zrážok zo stanice Nitrianske Pravno, ktoré je rozhodujúce pre termy najteplejšej skupiny, pretože sa v nich výrazne prejavujú hlboké vody spod kotliny s infiltračnou oblasťou pri Nitrianskom Pravne. Z obr. 11 vidieť, že krivka čiary výdatnosti a zrážok je od r. 1947 zhodná.

Obr. 12 znázorňuje vzťah priemernej ročnej (za hydrologický rok) výdatnosti prameňa Starý kúpeľ k zrážkam. Z obrázku vidieť, že od r. 1950 je tento vzťah veľmi zreteľný — s klesajúcim ročným úhrnom zrážok klesá aj výdatnosť. Domnievam sa, že to je vysvetlenie spomínaného trvalého klesania výdatnosti bojnických teriem.



Obr. 11 Režim ročnej výdatnosti prameňa Starý kúpeľ a zrážok

The regime of annual water discharge in Starý kúpeľ spring and rainfall



Obr. 12 Vzťah ročnej výdatnosti prameňa Starý kúpeľ a zrážok

The relation of annual water discharge in Starý kúpeľ spring and rainfall

Na základe tohto poznatku sa ponúka aj vysvetlenie spomínaného náhleho poklesu výdatnosti v júni 1954. Z obr. 10 vidieť, že zrážky v zimných mesiacoch, ktoré sa podieľajú na dopĺňaní zásob termálnych vôd (teploty vzduchu sú v novembri a v marci nízke — obyčajne pod +5° C, v decembri až februári sú obyčajne pod 0° C), boli r. 1953, a najmä r. 1954 veľmi nízke v porovnaní s rokom predchádzajúcim (1952) a nasledujúcim (1955). Teda hoci boli zimné zrážky r. 1953 nízke, chod režimovej čiary r. 1953 a začiatkom r. 1954 bol zhruba normálny, zrážky však nestačili na výraznejšie stúpnutie výdatnosti. V dôsledku zmenšených zrážok r. 1953 a hlavne r. 1954 zásoby sa nedoplnili (alebo len slabo), naopak pokračovalo ich

vyprázdňovanie, ktoré dosiahlo maximum v júni 1954. Nedostatočné zimné zrážky r. 1954 aj v oblasti Bojníc (78 mm) nestačili vyvolať ono výraznejšie podružné stúpnutie výdatnosti, ktoré vidno v tomto období na obr. 5. Toto vysvetlenie poklesu výdatnosti v júni považujem však viac-menej za príspevok do diskusie k tomuto problému. Je to otázka veľmi zaujímavá a zložitá a je škoda, že sa nemôžeme opierať o pozorovanie Štrandového prameňa ako typického predstaviteľa menej teplej línie. Mnoho problémov sa vynára aj pri posudzovaní zimných zrážok a ich vsaku alebo povrchového odtoku v čase odmäku a slabej zimy, ako bola napr. v rokoch 1951—1953 (obr. 10).

Metodika výskumu možností hlbokého zachytenia teriem (vrt Š2-NB)

Pre perspektívnu ochranu bojnických teriem voči účinkom ťažby uhlia riešili sme okrem iného aj možnosti ich hlbokého zachytenia. Išlo o zistenie možností zachytiť termu v hĺbke pod úrovňou uhoľného sloja v kotline, čo je v Bojniciach hĺbka okolo 400 m. I keď sa nepočíta so zapadnutím prirodzených prelivov termálnych vôd pod terén a čerpaním termy z vrtov, nenechali sme ani túto eventualitu nepovšimnutú.

Úlohu sme riešili 1011 m hlbokým štruktúrnym hydrogeologickým vrtom Š2-NB. Na základe veľmi dobrých podkladov o plytkej žriedlovej štruktúre vývervovej oblasti teriem situoval som vrt zhruba do jej centra, v údolí pramennej skupiny Starého kúpeľa (z jz. strany je údolie prameňa Jazero a zo sv. strany údolie Štrandových prameňov) medzi teplejšiu žriedlovú líniu (Starý kúpeľ) a menej teplú (prameň Pod kurtami). Snažil som sa vrt situovať tak, aby prefal priečny zlom smeru sz.—jv. s úklonom k JZ (príl. 1, obr. 2), z ktorého na križovatke s pozdĺžnym zlomom vyviera prameň Starý kúpeľ. Vrt bol zvislý.

Taký hlboký vrt vo vývervovom území minerálnych vôd sa doteraz v Československu nerealizoval z obavy pred nepriaznivým narušením žriedel, lebo ide o veľký zásah do prirodzeného organizmu výstupových ciest termálnej vody.

Vzhľadom na pomerne výdatné žriedlo (39 l/s) bol predpoklad navŕtať veľké prítoky teriem. Preto sme sa rozhodli vrt hydrogeologicky skúšať v priebehu vŕtania metódou zhora-dolu, a nie opačne (naftársky spôsob), hoci druhý spôsob by bol z hľadiska bezpečnosti najvýhodnejší (tlaková pozapažnicová cementácia všetkých pažníc a otváranie prítokov strieľanou perforáciou).

Vrt bol hĺbený súpravou Cr 1200 rotačným spôsobom na jadro. Pri vŕtaní cez paleogén sa používal ílovitý výplach, cez druhohorné dolomity a vápence sa vŕtalo vo vlastnej navŕtanej tlakovej termálnej vode (na ústí vrtu bol tlak vody zhruba 3 at.). Počítal som s narazením prítokov teriem a ich samostat-

ným odskúšaním a izolovaním, a preto som volil počiatočný profil vzhľadom na typ súpravy čo najväčší. Prehľad paženia vrtu spolu s údajmi hlavných prítokov je uvedený v tab. 24 a znázornený na obr. 13. Pažnica profilu 355 mm,

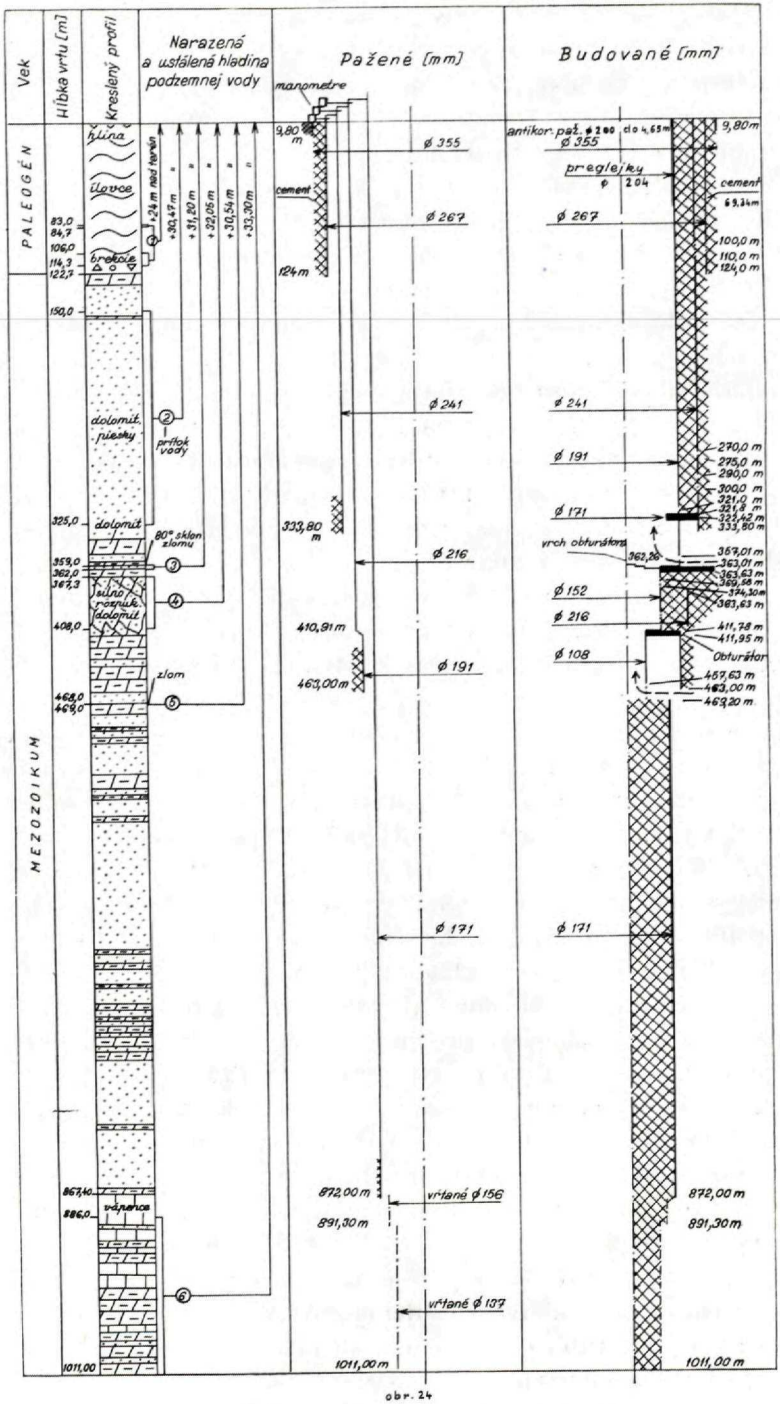
Tabuľka 24

Prehľad prítokov termy vo vrte Š2-NB a ich paženie

Hĺbka prítoku v m	Geológia prítoku	Výdatnosť prelivu v l/s	Teplota vody v °C	Ustálená hladina v m nad ter.	Paženie prítokov	
					⌀ mm	do hĺbky v m
—	—	—	—	—	355	9,80
83,0— 84,7 106,0—114,4	okrajová litofácia, brekcia, paleogén	0,5	34	24	267	124
150,0—325,0	trias. dolomit. piesky	40	46,6	30,47	241	333,8
359,0—362,0	zlom v trias. dolomitoch	40	47,3	31,20	216 do 410,9 s prechodom na	
367,3—408,0	silne rozpukané trias. dolomity	60	41	32,05	191 do 463	
468,0—469,0	zlom v trias. dolomitoch	16	40	30,54	171	872
886,0—1011,0	slabo rozpukané vápence a dolomity — trias	1,29	42	33,30	vŕtané ⌀ 152 do 891,3 a ⌀ 133 do 1011 m.	

ktorými sa prepažili kvartérne hliny a pažnice profilu 267 mm, ktorými sa prepažil paleogén sa zacementovali po celej dĺžke, z toho pažnice profilu 267 mm tlakovou pozapažnicovou cementáciou. Na túto zacementovanú kolónu sme osadili posúvačníkový (šúpatkový) preventer, aby sme mohli okamžite uzavrieť narazené prítoky a zmerať ich tlak. Pre prípad, keby sme vrtom stiahli vodu z prameňov zásobujúcich liečebné bazény, boli pripravené potrubia od vrtu k bazénom, aby sa mohli plniť termou z vrtu.

Ďalšou okolnosťou ovplyvňujúcou metodiku vrtno-technických prác bol ohľad na prípadné možné využitie tohto vrtu ako vrtu zachytávacieho (ťažobného). Preto sa po odskúšaní prítokov a ich prepažení tesnili tlakovou pozapažnicovou cementáciou len päty pažníc v dĺžke cca 30 m. Odskúšaný prítok ostal takto za pažnicami v medzikruží a jeho zmeny v priebehu ďalšieho vŕtania vo vzťahu k novým prítokom, ako aj trvácnosť tesnenia päty pažníc sme pozorovali na povrchu manometrom. Medzikružia boli na povrchu utesnené prírubmi s gumovým tesnením a na boku otvormi pre manometre.



Obr. 13 Náčrt štruktúrneho hydrogeol. vrtu Š2-NB

An outline of the structural hydrogeological bore-hole Š2-NB

Keďže išlo o pomerne chúlostivý vrt, zaviedli sme doteraz neobvyklý a časove pomerne náročný systém pozorovaní a meraní v priebehu vŕtania. Pred každým návrtom i po ňom (presne po vytiahnutí a pred zapustením náradia do vrtu) sa zmerala hladina (výdatnosť) výplachu (termy), parametre výplachu, teplota vzduchu a teplota výplachu (termy). Teplota výplachu (termy) sa súčasne merala maximálnym teplomerom na dne vrtu. Pre nedostatok termistorových teplomerov, mohli sme teplotu kvapaliny merať na dne vrtu maximálnym teplomerom len dotiaľ, kým sme pod teplejšími prítokmi nenavŕtali menej teplé. Takýmto spôsobom sa nám podarilo presne zistiť začiatok a koniec úseku vo vrte, z ktorého nastal prítok a tiež zmeny teploty a výdatnosti prítoku v priebehu prevrtávania zvodneného úseku. Tak napr. pri prevrtávaní prítoku od 150 do 325 m sa krivky teplôt z ústia a zo dna vrtu so stúpajúcou výdatnosťou približovali a i pri max. výdatnosti prítoku 40 l/s boli teploty odlišné. To samo osebe hovorí o potrebe poznania ložiskovej teploty pre hydrogeologické závery, lebo teplota z ústia vrtu nikdy nie je smerodajná. Naviac nám výborne pomáhala karotáž, hlavne termometria a kavernometria, ktoré nám poskytli kontinuálny záznam.

Pri prevŕtaní zvodneného úseku sme zisťovali tlaky vôd (stúpacie skúšky) na manometroch. Čerpacie skúšky vzhľadom na tlak vôd (cca 3 at. na ústí vrtu) sme robili pomocou znižovania tlaku otváraním posúvačníkového preventra.

V jednom prípade sa nám dva najvýdatnejšie prítoky v priebehu vŕtania zmiešali. Ide o prítok z úseku 359—362 m a z úseku 367,3—408 m. Podvrtávali sme jeden prítok a v tom sme navŕtali ďalší. Podrobným sledovaním teploty sme zistili a termokarotáž nám to potvrdila, že prítoky, aj keď sú tesne pri sebe, majú odlišnú teplotu. Chemické analýzy neskôr ukázali, že ide o vody odlišné nielen teplotne, ale aj chemicky (tab. 18). Oba prítoky majú spoluvýdatnosť 100 l/s na prelive a ich výsledná teplota bola 42—43° C. Hĺbka vrtu (vyše 359 m) i jeho profil (220 m) boli pomerne veľké. V takýchto prípadoch sme počítali s oddelením prítokov pomocou obturátorov. Obturátor sa zapustil do vrtu na pažniciach profilu 133 mm, ktoré boli v rozsahu spodného prítoku perforované a v ostatnej časti až na povrch plné. Obturátor sa rozopol váhou pažníc profilu 152 mm, ktoré sa naň cez medzikružie zapustili. Obturátor sme použili ešte raz, a to v hĺbke 885,40 m, na odskúšanie vápencov s vložkami dolomitov, pretože v priebehu vŕtania sa v hĺbke 872 m uvoľnilo cementové tesnenie päty pažníc profilu 171 mm. Uvoľnenie tesnenia sa zistilo poklesom tlaku na manometri kontrolujúcom prítok z hĺbky 468—469 m.

V priebehu vŕtania sme všetky zdroje termálnych vôd pozorovali raz denne a počas čerpacích skúšok dvakrát denne. Každý navŕtaný prítok na vrte Š2-NB ovplyvnil existujúce pramene, a to tak počas vŕtania, ako aj počas čerpacej skúšky. Po prevŕtaní a odskúšaní prítokov a po ich utesnení sa však

znovu vracali do pôvodného stavu, takže celý hydraulický systém teriem bol zvolenou metodikou ovládateľný a kontrolovateľný.

Cieľ vrtu sa splnil. Zistili sme, že termu je možné v požadovanej hĺbke vrtom zachytiť. Ukázalo sa, že *prítoky sú sústredené v okolí priečného zlomu*, ktorý sme vrtom zastihli v hĺbke 359—362 m, resp. *sú viazané len na širšie poruchové pásmo okolo zlomu* v hĺbke od 150 do 470 m. Prítok z tohto zlomu má najkvalitnejšiu vodu. V prípade nutnosti zachytiť termu v požadovanej hĺbke okolo 400 m bolo by potrebné zachytávací vrt situovať viac jz. a v takej vzdialenosti, aby pretal zlom v požadovanej hĺbke. Priebeh i sklon zlomu sú známe.

V prípade dosiahnutia kladných výsledkov uvažovalo sa s využitím vrtu ako vrtu zachytávacieho — ťažobného. Zachytil sa prítok z hĺbky 359—362 m, ktorý je najkvalitnejší, a prítok z hĺbky 468—469 m, ktorý spĺňa požiadavku hĺbky. Najväčším problémom bolo oddeliť prítok z úseku 359—362 m od spodnejšieho prítoku z hĺbky 367,3—408 m, ktoré boli zapažené tou istou kolónou pažníc. Podarilo sa to pomocou obturátora. V opačnom prípade by sa bol zachytil len prítok z hĺbky 468—469 m. Pri budovaní vrtu sa postupovalo tak, že sme pažnice postupne odstreľovali nad zacementovanými pätami, kým sa ich nepodarilo uvoľniť a vytiahnuť z vrtu. Oba prítoky sú zachytené a vystrojené perforovanými rúrami. Prítok z hĺbky 468—469 m je zachytený rúrami profilu 191/171 mm vyvedenými na povrch a bude sa využívať. Všetky ostatné prítoky sme utesnili cementáciou (obr. 13).

Použitá metóda izolovania jednotlivých prítokov cementáciou päty pažníc a obturátormi, ako aj metóda pozorovania jednotlivých prítokov v medzikruží manometrami nám umožnila bezpečne zistiť: a) u každého prítoku zvlášť jeho povrchovú i ložiskovú teplotu, výdatnosť, statickú hladinu a chemizmus (tab. 18, 24); b) vzájomné vzťahy jednotlivých prítokov vo vrte (tab. 10); c) vzájomné vzťahy medzi jednotlivými prítokmi vo vrte s ostatnými existujúcimi zdrojmi termálnych vôd (tab. 9).

Nakoniec chcem uviesť, že znalosť štruktúry vývervového územia teriem a zvolená metóda umožnili, aby vrt po každej stránke splnil svoj cieľ. Je vrtom nielen štruktúrnym v zmysle geologickom a hydrogeologickom, ale sa stal z neho aj vrt zachytávací (ťažobný). Vrtom sme našli vhodné úseky pre zachytenie termy a zároveň sme zistili, že termy možno zachytiť v požadovanej hĺbke. Vrt takto splnil poslanie nielen teoretické, ale aj praktické — ekonomické.

Prítoky podzemných vôd do nováckych baní

Z kapitoly o geografickej a hydrogeologickej charakteristike územia vidieť, že z hľadiska prítokov vôd do banských priestorov je najdôležitejší I. a IV. hydrogeologický celok, ktoré predstavujú významné kolektory podzemných

vôd. Prvý celok, ktorý je tvorený kvartérnymi sedimentami a sarmat-pliocénnou detriticko-vulkanickou formáciou leží v nadloží uhoľného sloja, takže z neho pochádzajú nadložné prítoky. Štvrtý celok, ktorý je tvorený vrchnotortónskymi podložnými tufitmi leží v podloží sloja, takže z neho nastávajú podložné prítoky. Dnes sa ťaží uhlie v 3 závodoch na jv. okraji ložiska v plytšie uložených kryhách. Baňa Mier (severnejšia) a baňa Lehota (južnejšie) ťažia na v. okraji ložiska. Baňa Mládež ťaží jz. od bane Mier a v. od bane Lehota v relatívne hlbšej časti ložiska. V bani Lehota sú prítoky prevažne len z nadložia, v bani Mládeže prevažne z podložia a v bani Mier aj z nadložia, aj z podložia. Na všetkých závodoch sú okrem toho prítoky zo starín. Vo vzťahu k bojnickým termám sú najvýznamnejšie prítoky z podložia, menej významné sú prítoky z nadložia a prítoky zo starín sú bezvýznamné (46). Poznatky o banských prítokoch a tým aj o ich hydrogeologických pomeroch sme získali hlavne z režimových meraní banských prítokov. Metodika týchto prác je obsiahnutá v práci O. Franku—L. Škvarku (45) a v práci J. Fidesa—O. Franku—S. Gazdu (46). Posledná práca sa zaoberá podrobným štúdiom hydrogeologických pomerov baní, takže sa tu o nich zmienim len stručne, a to hlavne z hľadiska bojnických teriem.

Nadložné prítoky. Priamo nad uhoľným slojom ležia tzv. nadložné íly, ktoré hneď po ich uložení postihla denudácia a erózia. Íly patria II. hydrogeologickému celku a tvoria izolátor medzi I. hydrogeologickým celkom a uhoľným slojom. Izolátor však predstavujú len v tých častiach ložiska, kde sú vyvinuté v dostatočnej mocnosti. Erózia totiž spôsobila, že pri v. okraji ložiska sú vyvinuté v nedostatočnej mocnosti, alebo celkom chýbajú, takže na uhoľnom sloji leží priamo I. hydrogeologický celok. Prítoky do baní z tohto celku potom nastávajú vtedy, keď sú banské diela razené priamo v ňom (napr. úpadnice) a keď sú nadložné íly erodované alebo ich mocnosť je taká malá, že sa ťažbou narušia a po zálomových trhlinách priteká voda. Nadložné prítoky majú dvojaký charakter, plošný (rozptýlené) a bodový (sústredené). Tieto prítoky sú bez vzťahu k bojnickým termám.

Podložné prítoky. Priamo pod uhoľným slojom ležia podložné tufity, ktoré patria IV. hydrogeologickému celku. Z nich sú prítoky do baní. Charakter a veľkosť prítokov sú ovplyvňované hlavne priepustnosťou sedimentov a ich tektonickým porušením. Prítoky majú opäť dvojaký charakter — plošný (rozptýlené) a bodový (sústredené; pozri 46).

Zistené sústredené prítoky — prievaly z porúch poukazujú na ich priepustnosť. Na druhej strane treba povedať, že v priebehu ťažby boli prefárané početné menšie poruchy, z ktorých prítoky nenastali. Z toho však nevyplýva, že niektoré poruchy sú priepustné a iné nie sú. V tufitoch budú pravdepodobne všetky priepustné. Ide tu skôr o známu skutočnosť, že porucha nemusí byť priepustná po celej svojej ploche, takže voda prúdi len priepustnejšími cestami. Zvodnené poruchy vedú vodu pod vyšším tlakom, ako je tlak

vody mimo nich tesne pod uhoľným slojom. Dokazujú to údaje z odskúšaných zlomov (89) v nadložných íloch tesne nad uhoľným slojom, pričom je dokázané, že ide o vodu z podložných tufitov, takže sú to poruchy idúce cez podložné tufity. Tlaky z porúch sú o 10 až 13 at. vyššie ako tlaky z podložných tufitov mimo porúch (tab. 25).

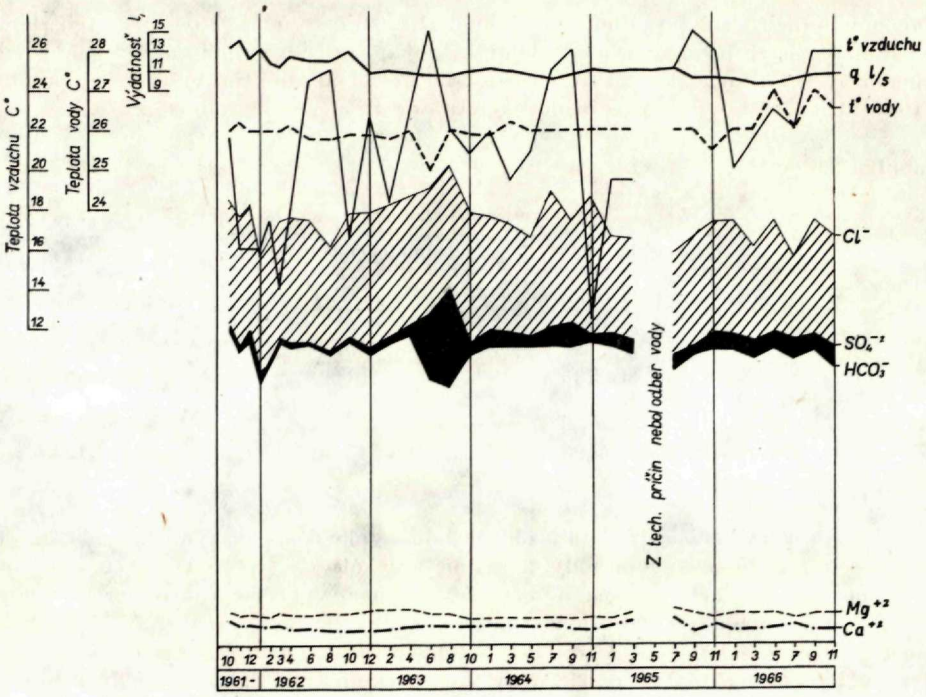
Tabuľka 25

Vrt	Kóta ustálenej hladiny		Rozdiel v m
	podložné tufity	tektonic. porucha	
Š1-NB (Z-264H)	175,09	281,24	106,15
Z-260 (H)	162,35	261,20	98,85
Z-278 (H)	109,03	242,45	133,42

Voda z porúch v baniach pochádza z hlbších miest, ako bola banskými dielami narazená. Svedčí o tom zvýšená teplota vody, ktorá nie je v súlade s teplotou vypočítanou podľa zisteného geotermického stupňa. Geotermický stupeň vypočítaný z reprezentatívnych plošných prítokov vody z podložných tufitov z chodby 2D-1 na bani Mier a z II. horizontu bane Mládeže dosahuje 17—18 m. Podľa toho prítok na bani Mier z poruchy v poli Kazimír by mal mať teplotu cca 18° C. V skutočnosti má 21° C. Geotermický stupeň vypočítaný z tejto teploty podľa vzorca $g = \frac{H - h}{T - t}$ má anomálnu hodnotu, a to 12,8 m/l° C.

Tento príklad poukazuje na to, že voda z poruchy v poli Kazimír ide až z hĺbky cca 250 m, čo je však ešte v rozsahu podložných tufitov. Podobne to bolo s prievalom na Južnom prekope bane Mládeže z januára 1954. Výron s teplotou vody 25° C nastal v hĺbke 246 m pod povrchom. Podľa prepočtu na základe uvedeného geotermického stupňa voda pochádza až z hĺbky cca 400 m, čo je ešte v rozsahu tufitov. Podobne mineralizácia vôd z tektonických porúch v tufitoch je vyššia ako z tufitov spod uhoľného sloja, hoci typove sú to vody rovnaké (tab. 6). Tlakový režim vôd z podložných tufitov naviac ovplyvňuje metán, ktorý sa do vôd podložných tufitov dostáva pravdepodobne z paleogénu, kde bol zistený vo vrte Š1-NB (pozri kapitolu geologická a hydrogeologická charakteristika územia).

Z kapitoly „Diskusia o narušení režimu bojnických teriem ťažbou uhlia" vieme, že v napätej hladine podzemných vôd podložných tufitov sa ich odvodňovaním banskými dielami vytvorila rozsiahla tlaková depresia, čím sa zmenšoval hydrostatický tlak podzemných vôd tohto celku na vody podložných útvarov, t. j. burdigalu, paleogénu a mezozoika a k nasávaniu vôd malo dochádzať z podložia tufitov, t. j. aj z triasových dolomitov, ktoré sú nositeľmi bojnických teriem. Z režimu podložných prítokov (J. Fides—O. Franko—S. Gazda — 46) však vidieť, že tieto nie sú doteraz z podložia viditeľne živené. Z klesajúcej výdatnosti prítokov možno usúdiť, že ide viac-menej o statické zásoby podzemnej vody v tufitoch, ktoré sa nemôžu v pomere k odvodňovaniu primerane dopĺňovať z infiltračnej oblasti pre nízku priepustnosť tufitov. Na základe existujúcich údajov o chemizme vôd môžeme vylúčiť možnosť významnejšej hydraulickej spojitosti vôd podložných tufitov s termami triasových dolomitov. Nemožno však vylúčiť možnosť nepatrného pretláčania mezozoických vôd cez paleogén a burdigal. V tomto prípade to



Obr. 14. Režim chemizmu prítoku z II. horizontu bane Mládeže

The regime of chemism of an affluent from the IInd horizon in Mládež mine

však nemožno hydrochemicky odlíšiť od pretláčania vlastných vôd paleogénu a burdigalu (výrazná metamorfóza zastierajúca primárne črty chemizmu mezozoických vôd).

Pri sledovaní režimu výdatnosti a teploty vôd podložných prítokov (pozri 46) sme zisťovali aj režim ich chemizmu. Ako príklad uvádza režim chemizmu vody z prítoku na II. horizonte bane Mládeže, ktorý je najhlbšie (obr. 14). Režim chemizmu bol sledovaný v podstate z toho istého dôvodu ako u bojnických teriem. Ako z obrázku vidieť, je stály v tom zmysle, že nedochádza k zmene chemického typu vôd.

Vzťah bojnickej vysokej kryhy a bojnických termálnych vôd k hornonitrianskej kotline, resp. nováckemu uhoľnému ložisku a k banským vodám

V tejto stati sa pokúsim na jednej strane zhrnúť geologické a hydrogeologické vzťahy oboch území a ich podzemných vôd, a na druhej strane rozviesť niektoré načrtnuté problémy. Z hľadiska dnešného stavu poznatkov je vzťah oboch študovaných oblastí takýto:

1. Nositeľom bojnickej termálnej vody sú mezozoické (triasové) karbonáty, hlavne dolomity. Hlavná časť bojnickej termálnej vody pochádza z mezozoika spod kotliny, menšia časť pochádza z vôd vlastnej bojnickej vysokej kryhy.

Predpokladáme, že hlavná infiltračná oblasť sa nachádza v mezozoiku na sz. okraji pohoria Žiar pri Nitrianskom Pravne a vedľajšia sz. a z. od vlastných výverov teriem v bazálnych paleogénnych dolomitických brekciách bojnickej vysokej kryhy. Tieto dva druhy vôd sa v priestore výverovej oblasti miešajú a sú v rôznom pomere zastúpené u jednotlivých genetických typov (v užšom slova zmysle) termálnych zdrojov.

2. Za akumulačnú oblasť bojnických teriem považujeme nedožerskú depresiu, ktorá zaberá časť hornonitrianskej kotliny s. od Prievidze. Toto územie považujeme súčasne za zbernú oblasť zemského tepla pre bojnické termy. Termálne vody sa však nachádzajú v celej kotline a predstavujú hydraulicky jednotnú nádrž termálnych vôd, pričom v akumulačnej oblasti sú termy v intenzívnej vodovýmene, kým v ostatných častiach kotliny je vodovýmena viacmenej obmedzená.

3. Hornonitrianska kotlina spolu s nováckym uhoľným ložiskom je od bojnickej vysokej kryhy s vývermi termálnych vôd oddelená sj. malomagurským zlomom poklesového charakteru a popaleogénneho veku. Zlom predstavuje systém paralelných poklesov (poruchové pásmo), pozdĺž ktorých predterciérne podložie klesá do kotliny. Tento zlom sa v priestore j. časti obce Opatovce n/Nitrou stáča zo smeru sj. do smeru zjz. a pri Vrbanoch znovu do smeru sj. smerom na Zemianske Kostoľany. Takto obmedzuje bojnickú vysokú kryhu voči kotline a uhoľnému ložisku z východnej i južnej strany. Súčasne tvorí z. okraj uhoľného ložiska j. od bojnickej vysokej kryhy. Tento zlom má v priestore Bojníc naviac poloblúkovitý charakter so severným ramenom smeru ssz. a južným jjz. Tento poloblúk sa tiahne od Dubnice po j. okraj Opatoviec n/Nitrou. Práve v priestore tohto ohybu so stredom v oblasti Bojníc, teda na jeho najslabšom mieste, vyvierajú bojnické termálne vody. Termálne vody po tomto zlome nikdy nevyvierali, lebo je nepriepustný. Vyvierajú až v priestore vnútornej časti bojnickej vysokej kryhy, na križovatkách dvoch pozdĺžnych zlomov smeru sv.—jz. s troma piečnymi zlomami smeru sz.—jv. Mezozoikum oboch území, ktoré je nositeľom bojnických termálnych vôd, je na tomto zlome navzájom prepojené. Tento zlom je v prirodzenom stave na styku mezozoika bojnickej vysokej kryhy s terciérnou výplňou kotliny nepriepustný. Priepustný je v úseku vzájomného styku mezozoika a bazálneho paleogénneho karbonatického detritického súvrstvia oboch území. Bojnická termálna voda pochádzajúca z mezozoických karbonátov je v priamej hydraulickej i hydrochemickej spojitosti s termálnou vodou mezozoika v kotline v podloží novácke ho uhoľného ložiska.

4. Z hľadiska vzťahu uhoľného sloja v kotline k mezozoiku bojnickej vysokej kryhy, v ktorom vystupujú termy k povrchu, rozdeľujem bojnickú vysokú kryhu na dve časti: a) časť severná s prirodzenými vývermi termálnych vôd, b) časť južná bez prirodzených výverov termálnych vôd. Hranicu medzi oboma

časťami tvorí údolie s termálnym prameňom Jazero, ktorým prebieha veľký priečny poklesový zlom smeru SZ—JV. V s. časti územia s prirodzenými vývermi termálnych vôd sa na zlome priamo stýka mezozoikum bojnickej vysokej kryhy s uhoľným slojom, resp. s podslojovým hydrogeologickým celkom. V j. časti územia bez prirodzených výverov termálnych vôd sa na zlome stýka „flyšoidný" paleogén bojnickej vysokej kryhy s uhoľným slojom, resp. s podslojovým hydrogeologickým celkom. Tieto rozdielne pomery na zlome majú priamy vplyv na vymedzenie ochranného piliera na tento zlom.

5. „Flyšoidné" paleogénne sedimenty (flyš, ílovcová a okrajová litofácia) tvoria plošnú ochrannú vcelku nepriepustnú vrstvu (izolátor) proti tlakovej termálnej vode v mezozoických karbonátoch, a to tak v bojnickej vysokej kryhe v nadloží mezozoika, ako aj v kotline v podloží uhoľného sloja. V s. časti uhoľného ložiska patrí k tomuto nepriepustnému celku ešte burdigal. Tento celok (hrubý 650 až 800 m) tvorí vcelku nepriepustné „medziložie" (izolátor) medzi termálnymi vodami v mezozoiku a v bazálnom paleogénnom karbonatickom detritickom súvrství a medzi podzemnými vodami „podložných tufitov", z ktorých pochádzajú prítoky do baní.

Tento komplex sedimentov je ako celok nepriepustný. Priepustné sú len vložky, polohy a vrstvy pieskovcov, brekcií a v burdigale i pieskov. Cez takúto mocnú, vcelku nepriepustnú ochrannú vrstvu nemôžu nastať plošné prievaly termálnych vôd z hlbokého mezozoického podložia. Vychádzajúc z poznatkov o prievaloch mezozoických vôd cez paleogénne sedimenty do uhoľných baní Maďarska v Tatabányi a v Dorogu treba oblasti s ochrannými vrstvami o väčšej mocnosti ako 1,5—2 m/at. považovať za dostatočne chránené, lebo prievaly nenastávajú ani z trhlín (67). V Tatabányi nenastal za takýchto podmienok žiaden prieval, v Dorogu len 4 % z celkového počtu prievalov. V oblastiach s ochrannou vrstvou mocnou 1,0—1,5 m/at. sú prievaly vždy viazané len na trhliny. V Dorogu je mocnosť ochrannej vrstvy pod paleogénnym slojom 0—50 m. Tvoria ju slienité bridličnaté a vápencové vrstvy. V Tatabányi v bezprostrednom podloží paleogénneho sloja je vyvinutý mastný, tvrdý kaolínový íl o mocnosti 0—40 m.

V našom prípade plošné prievaly cez paleogén nemôžu nastať, lebo na ňom ležia (v sev. časti ložiska až na burdigale) podložné tufity, ktoré sú veľmi slabo priepustné (pod 10^{-5} m/s). Dokonca podľa K. Malatinského (90) v časti ložiska nazývanom „sv. okraj" sa podložné tufity skladajú z 46 % priepustných vrstiev a z 54 % nepriepustných. Počítajme s krajným prípadom, že by prieval nastal i napriek tufitom v podloží sloja. Na vrte Š1-NB v Koši mala termálna voda z triasových dolomitov na ústí vrtu tlak 7 at. Počva sloja je v hĺbke 244 m. Znamená to, že tlak vody na počvu sloja je zhruba 32 at. (24,4 + 7 = 31,5 at.). Proti takémuto tlaku je potrebná ochranná vrstva hrubá 64 m. Teda v našom prípade máme až 10-násobnú mocnosť ochrannej vrstvy.

Tento komplex sedimentov je však priepustný po zlomoch, pričom predpokladáme, že v bojnickej vysokej kryhe sú zlomy priepustné len do cca 300 m hrúbky týchto sedimentov. V kotline v rozsahu uhoľného ložiska sa hrúbka flyšoidných sedimentov paleogénu spolu s burdigalom pohybuje v rozsahu 650—850 m, čo by malo tesnosť zlomov zvýrazňovať. Naviac sú tieto sedimenty zakryté mladšími útvarmi o hrúbke priemerne 700—800 m, takže k utesneniu zlomov (voči bojnickej vysokej kryhe, kde je paleogén priamo na povrchu) je potrebná menšia hrúbka sedimentov. Na druhej strane však nemožno zabúdať na veľkosť skoku zlomov, pretože pri poklesoch nad 200—300 m sa nám hrúbka sedimentov vo vysokej kryhe voči uhoľnému sloju v poklesnutej kryhe zmenší takmer o polovicu a nepresiahne spomínaných potrebných 300 m. Vieme, že zlomy v podložných tufitoch sú priepustné, pričom sa predpokladá, že chloridy a metán v ich vodách pochádzajú z paleogénu, resp. burdigalu.

6. Vrchnotortónske nadložné íly v nadloží uhoľného sloja o mocnosti 150—300 m tvoria plošnú, vcelku nepriepustnú ochrannú vrstvu voči nadložným vodám I. hydrogeologického celku, tvoreného sarmat-pliocénnou detriticko-vulkanickou formáciou a kvartérnymi riečnymi štrkmi. Podľa J. Fidesa (48) doterajšie skúsenosti ukazujú, že súvislá 100 m hrubá vrstva nadložných ílov je úplne bezpečná proti prievalom z nadložného zvodneného komplexu aj pri rúbaní na celú mocnosť 8—10 m hrubého uhoľného sloja bez ohľadu na hydrostatický tlak. Plochy, na ktorých je hrúbka nadložných ílov menšia ako 100 m, sú ohrozené prievalmi z nadložia. Tieto plochy sú vyčlenené v práci K. Malatinského (91).

Podľa C. Gregora (53) sa doteraz pre určenie bezpečnej mocnosti nadložia nad rúbanými plochami používa predbežne toto kritérium:

$$M = 2H + 1{,}5h$$

M = požadovaná najmenšia mocnosť izolačných nepriepustných materiálov bezprostredného nadložia sloja,
H = max. rúbaná mocnosť uhoľného sloja na predmetnej ploche,
h = max. hodnota hydrostatického tlaku v at. na dne výskytu zvodnených materiálov na podrubávanej ploche.

Ak uvažujeme s max. rúbanou mocnosťou uhoľného sloja 10 m a max. mocnosťou nadložného hydrogeologického celku v sv. časti ložiska 420 m, vychádza požadovaná najmenšia mocnosť nadložných ílov 83 m. Priemerná mocnosť nadložného hydrogeologického celku sa pohybuje v rozmedzí 200 až 250 m, takže pri $H = 10$ m a $h = 20—25$ at. stačí 50—60 m mocnosť nadložných ílov. Teda 100-metrová mocnosť je v každom prípade dostačujúca.

7. V baniach sú prítoky tak z nadložia uhoľného sloja, ako aj z jeho podložia. V tejto súvislosti hovoríme o nadložných a podložných prítokoch.

Nadložné prítoky sú z pliocénnej detriticko-vulkanickej formácie a kvartérnych štrkov. Prítoky nastávajú pri v. okraji ložiska, kde sú nadložné íly erodo-

vané alebo sú v redukovaných až nulových mocnostiach. Tieto vody nie sú v spojitosti s bojnickými termami.

Podložné prítoky pochádzajú z podložných tufitov. Prítoky sú jednak *plošné*, jednak *bodové* (sústredené). Sústredené prítoky sú z porúch a majú charakter prievalov. Prítoky vôd z podložia sloja časom slabnú až zanikajú. Predpokladáme, že ide viac-menej o statické zásoby podzemnej vody v podložných tufitoch, ktoré sa nemôžu v pomere k odvodňovaniu primerane doplňovať z infiltračnej oblasti pre slabú priepustnosť tufitov. Chemizmus týchto vôd je celkom iný ako chemizmus bojnických termálnych vôd. *Bojnické termy sú kalcium-magnézium-bikarbonátno-sulfátové* vody, kým *vody z tufitov sú nátrium-bikarbonátové*, miestami so zvýšeným obsahom chloridov. Chemizmus oboch druhov vôd je uvedený v tabuľke 6 a 18. Ich porovnanie uvádzam v tabuľke 26.

Tabuľka 26

Zdroj vody	Tepl. vody °C	Celková miner. mg/l	Obsah iónov mg/l							Typ vody
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO^{-2}_4	HCO^-_3	
Bojnice Starý kúpeľ	45,2	696,33	20,5	5,0	112,62	31,25	4,3	121,7	400,5	$0,7\ \frac{Ca_{30,3}Mg_{14,1}}{HCO^3_{35,6}SO^4_{13,7}}$
NUB Baňa Mládeže II. horizont	26,0	836,61	215,0	27,3	9,61	2,67	90,31	28,64	462,12	$0,84\ \frac{Na_{43,8}}{HCO^3_{37}Cl_{11,86}}$

Tieto vody nie sú v hydrologickej ani hydrochemickej spojitosti s bojnickými termami a pravdepodobne ani v spojitosti hydraulickej. Jednoznačne sa to však povedať nedá, pretože terajšie bane sa nachádzajú v pomerne plytkej časti uhoľného ložiska a nepoznáme ani priepustnosť zlomov v paleogéne v hlbokom podloží uhoľného sloja v hlbšej časti ložiska.

Rozbor možností narušenia bojnických teriem ťažbou uhlia na novácком ložisku

Podľa súčasného stavu poznatkov k narušeniu bojnických teriem ťažbou uhlia na novácком ložisku môže dôjsť v týchto prípadoch:

1. *V prípadoch prievalov termálnej vody zo zlomov, ktoré budú nafárané pri razení banských diel a rúbaní sloja*, pričom by voda pochádzala priamo z hlbokého mezozoického podložia, ktoré je nositeľom termálnej vody, resp. z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií, ktorých termy sú hydraulicky priamo spojené s termami mezozoika. Doteraz k takýmto prievalom nedošlo a vzhľadom na veľkú hrúbku vcelku nepriepustného medziložia (izolátora)

sú nepravdepodobné. Celkom vylúčiť ich však nemožno, hlavne pokiaľ by sa uhlie v budúcnosti dobývalo v hlbších častiach ložiska, kde majú zlomy výšku skokov 200—300 m, čím by sa hrúbka medziložia podstatne zmenšila. Takéto prievaly by mali za následok nárazovité zmenšenie výdatnosti bojnických teriem. Najviac by boli zasiahnuté pramene položené vyššie, pričom by ich prelivy mohli zapadnúť pod terén. Tento druh narušenia bojnických teriem, resp. prievaly termálnych vôd priamo z mezozoika po zlomoch do banských priestorov by boli na prvý pohľad jasné a ich spojitosť s bojnickými termami ľahko poznateľná.

2. *Plynulým odvodňovaním podložného hydrogeologického artézskeho celku tufitov.* V dôsledku plynulého a trvalého (pomalého i nárazovitého) odvodňovania podložných tufitov došlo k porušeniu jeho statickej tlakovej hladiny a vytvorila sa v nej priestorove rozsiahla depresia. Z tohto dôvodu dochádza:

a) *k zmenšeniu hydrostatického pretlaku vôd tohto celku na vody celkov podložných.* Tým sa zväčšuje hydraulický spád a môže dochádzať k nasávaniu vôd po zlomoch z paleogénu a burdigalu, prípadne až z mezozoika. Toto pretláčanie vôd môže byť nepatrné a veľmi pomalé, čo sa v banských dielach v priebehu ťažby výraznejšie neprejavuje. Pretláčané vody sa môžu pritom metamorfovať. Už teraz je zistené, že zlomy v podložných tufitoch sú priepustné a že pravdepodobne nastáva do nich príron slaných vôd z paleogénu. Ako vidieť, ide tu o málo výraznú hydraulickú spojitosť banských podložných vôd s vodami hlbších celkov. Pri spojitosti, ako sme ju v tomto bode opísali, by boli bojnické termy ovplyvňované síce nepatrne ale trvale, takže by sa výdatnosť bojnických teriem stále zmenšovala, až by prirodzené prelivy prameňov zapadli pod terén.

Na problém opísaný v tomto bode by sa mala získať odpoveď postupom času, a to zo sledovania tlaku vody z triasových dolomitov na vrte Š1-NB v Koši. Predpokladáme, že ak by vplyvom zväčšujúcej sa depresie v tlakovej hladine vôd podložných tufitov dochádzalo k nasávaniu vôd až z mezozoika, malo by sa to prejaviť pomalým, nepatrným, ale trvalým klesaním tlaku vody na tomto vrte, ktorý je vybudovaný ako pozorovací objekt;

b) *k zväčšovaniu hydraulického spádu pri sj. malomagurskom zlome.* Jeho nepriepustnosť dokumentuje mapa izopiez (pozri K. Malatinský obr. 2 str. 204). Nemožno však vylúčiť, že v prípade vytvorenia sa veľkého spádu pri tomto zlome nenastane na ňom prepojenie vôd podložných tufitov (resp. vôd pieskov burdigalu v s. časti ložiska pri zlome v podloží sloja) s vodami paleogénu a mezozoika bojnickej vysokej kryhy. Tým by došlo k prúdeniu týchto vôd do kotliny, čo by malo za následok jednak pokles hladiny vody v paleogéne (zmenšenie hydrostatického pretlaku), a tým rozptyl termálnych vôd na výstupných cestách, a jednak pokles výtlačnej úrovne termálnych mezozoických vôd. I v tomto prípade ide o nevýraznú hydraulickú spojitosť, ktorá by mala tie isté účinky na bojnické termy ako v predchádzajúcom bode.

Táto možnosť je však dosť nepravdepodobná, pretože zlom je nepriepustný a na druhej strane vo flyšoidnom paleogéne bojnickej vysokej kryhy niet súvislého zvodneného horizontu. Ide o vložky a polohy pieskovcov a brekcií uzavretých v ílovcoch.

3. *V prípade veľkého poklesu hladiny podzemnej vody I. hydrogeologického celku v blízkosti Bojníc,* čím by sa zvýšil hydraulický spád a pliocénne a paleogénne vody z bojnickej vysokej kryhy (pozri príl. 2) by začali prúdiť smerom do kotliny. Tým by poklesla hladina vody v paleogéne bojnickej vysokej kryhy, takže by sa zmenšil hydrostatický tlak týchto vôd a došlo by k rozptylu termálnych vôd na výstupných cestách. I v tomto prípade ide o nevýraznú spojitosť, ktorá by mala tie isté účinky na bojnické termy ako spojitosti uvedené v bode 2. Tento prípad je však nereálny, lebo prievaly do baní nenastanú pre dostatočnú mocnosť nadložných ílov, takže k veľkému poklesu hladiny podzemnej vody I. hydrogeologického celku nedôjde. Na druhej strane je pravdepodobné, že kryhy s nedostatočnou mocnosťou nadložných ílov nebudú v týchto častiach ložiska dobývané z ekonomických dôvodov. A aj keby sa vytvorili depresie, v dôsledku slabej priepustnosti detriticko-vulkanickej sarmat-pliocénnej formácie by boli veľmi strmé, s pomerne malým dosahom, neprevyšujúcim rádove 100—200 m.

4. *V prípade priameho nafárania okrajového sj. malomagurského zlomu a mezozoika na ňom* v bojnickej vysokej kryhe v rozsahu územia s prirodzenými vývermi termálnych vôd. Táto možnosť je tiež nereálna, pretože v tejto časti územia uhoľný sloj v blízkosti zlomu nie je vyvinutý. Keby sa tak stalo, išlo by o priamu hydraulickú spojitosť bojnických teriem s baňami, pričom by sa termy okamžite narušili a prelivy by zapadli pod terén takmer do úrovne banských diel.

Z opísaných možností narušenia bojnických teriem sú teda možnosti uvedené v bode 3 a 4 nereálne. Podobne je problematická aj možnosť v bode 2/b. Ostávajú viac-menej 2 možnosti uvedené v bode 1 a 2/a, ktoré nemožno vylúčiť. Napriek tomu sa domnievam, že nie sme vzhľadom na zistené pomery tzv. medziložia — izolátora (jeho veľká hrúbka a nepriepustnosť ako celku) v takej situácii, aká nastala v Karlových Varoch a v Tepliciach v Čechách alebo v prípade kyselky Tatra v Kišovciach.

V prípade Karlových Varov išlo o ovplyvnenie teriem prievalom termálnych kyseliek zo žuly na bani Marie Majerová v Sokolovskej uhoľnej panve, vzdialenej 15 km od Karlových Varov. Prieval nastal pri dobývaní najspodnejšieho sloja Josef. Tento je usadený na bazálnom priepustnom eocénnom starosedelskom pieskovci, ktorý leží priamo na žulovom podklade a je hrubý cca 50 m. Prieval nastal jednak z pieskovcov, jednak zo zlomov v pieskovci (60).

V prípade Teplíc išlo o ovplyvnenie prameňov prievalom teriem na bani Döllinger vzdialenej 7 km. Prieval nastal zo zlomu, ktorý bol nafáraný priamo pri ťažbe uhoľného sloja a za ktorým leží nositeľ termálnych vôd — teplický porfýr (60).

V prípade kyselky Tatra išlo o jej ovplyvnenie prievalom kyseliek v kišovsko-švábovských mangánových baniach, vo vzdialenosti asi 400 m. Prieval nastal z kišovského zlomu smeru sz.—jv. (otvorená puklina široká asi 70 cm; (108)), ktorý bol nafáraný priamo ťažbou mangánového sloja v hĺbke asi 130 m. V podloží sloja je ešte asi 60 m hrubé súvrstvie paleogénu, zložené z bazálnych karbonatických zlepencov a pieskovcov (3—5 m) a ílovcovo-pieskovcového súvrstvia. Pod týmto súvrstvím paleogénu sú triasové karbonáty, ktoré sú nositeľmi kyseliek.

Ako vidieť, v prípade Karlových Varov a kyselky Tatra bola mocnosť krycích útvarov nad nositeľmi minerálnych vôd oproti kryciemu útvaru na nováckom ložisku malá (na nováckom ložisku je zhruba 10-krát väčšia ako v Kišovciach). Naviac starosedelské pieskovce v prípade Karlových Varov sú ako celok priepustné.

Na nováckom ložisku je situácia zvýhodnená ešte tým, že nad vcelku nepriepustným medziložím — izolátorom — leží v priemere 250 m mocné súvrstvie podložných tufitov a až na nich leží uhoľný sloj. Prípad, aký nastal v Tepliciach v Čechách, podľa doterajších poznatkov neprichádza na väčšine územia ložiska do úvahy. Pre podobné prípady a vôbec za najnebezpečnejšie územie pre prievaly vôd z porúch treba považovať, ako som už uviedol, územie v jz. a z. časti ložiska, kde sú zlomy s výškou skoku nad 200—300 m (príl. 4).

Ochranné pásma a opatrenia pre bojnické prírodné liečivé termálne vody

Dočasné ochranné pásma a opatrenia vydalo Ministerstvo zdravotníctva dňa 14. 11. 1961 a doplnok k nim dňa 2. VI. 1964. Vzhľadom na to, že naše poznatky od vydania tohto opatrenia značne pokročili, vypracovali sme nový návrh ochranných pásem a opatrení. Navrhujeme vymedziť ochranné pásma 3 stupňov:

Ochranné pásmo 1. stupňa

Toto pásmo zahrňuje vlastnú výverovú oblasť termálnych vôd, susednú sv. tektonickú kryhu so zaniknutými termálnymi prameňmi, v ktorej boli však vrtom NB-3 zistené termy bojnického typu, a jz. tektonickú kryhu, ktorá je v susedstve s výverovou oblasťou a vrtom NB-1 boli v nej zistené termálne vody bojnického typu. Termy v týchto kryhách sú v hydraulickej spojitosti s vlastnými zdrojmi bojnických teriem. Do tohto pásma je zahrnutá aj časť územia sz. od prameňov, kde vystupujú na povrch triasové dolomity — nositelia termálnych vôd.

V užšom ochrannom pásme je zakázaná akákoľvek činnosť, ktorá by mohla narušiť alebo inak nepriaznivo ovplyvniť výdatnosť, fyzikálne vlastnosti, chemické zloženie alebo hygienickú nezávadnosť prírodných liečivých zdrojov.

Kvôli poznaniu prirodzeného režimu každého zdroja termálnej vody a akejkoľvek jeho zmeny vyvolanej umelými zásahmi musia sa tieto zdroje merať. Výdatnosť vody, jej teplota a obsah CO_2 sa budú merať raz denne v ranných hodinách, a to dovtedy (najmenej 10 rokov), kým nebude stanovené inak. Klimatické prvky (teplota vzduchu, barometrický tlak a zrážky) sa budú merať tak ako v klimatických staniciach HMÚ Bratislava.

Ochranné pásmo 2. stupňa

Toto pásmo zahrnuje tzv. akumulačnú oblasť bojnických termálnych vôd a jej priľahlé časti, v ktorých sú termálne vody bojnického typu vo vzájomnej hydraulickej spojitosti a v hydraulickej spojitosti s bojnickými termami. Je to územie prakticky celej hornonitrianskej kotliny od Zemianských Kostolian po Klačno. Pásmo je vymedzené na základe gravimetrických, geologických a hydrogeologických (geotermickej bilancie teriem a poznatkov z vrtu Š1-NB v Koši) podkladov.

V tomto pásme sú termálne vody bojnického typu akumulované v mezozoických karbonátoch a v bazálnom paleogénnom karbonatickom súvrství. Nesmú sa tu teda robiť hlboké vrty bez povolenia Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlového inšpektorátu. V prípadoch, keď sa na vrtoch hĺbených v podloží detriticko-vulkanickej formácie zistí voda teplejšia ako 20° C, treba to ihneď oznámiť inšpektorátu, ktorý rozhodne o ďalších opatreniach a postupe.

Sem boli zahrnuté aj termálne vody v Chalmovej a Malých Bieliciach. Na základe nami získaných poznatkov tieto termálne vody do navrhovaných ochranných pásem však nezahrnujeme, lebo žriedlová štruktúra bojnických teriem (akumulačná oblasť s termami bojnického typu a priľahlá časť kotliny) sa brachysynklinálne uzaviera v oblasti Zemianskych Kostolian. Termy v Chalmovej, ktoré sú úplne iného typu ako bojnické termy, sú viazané už na južnejšiu štruktúru. Patria k typickým sadrovým termám (pozri tab. 18). Ich porovnanie s bojnickými termami je uvedené v tab. 27).

Do ochranného pásma 2. stupňa spadá aj novácke uhoľné ložisko a ochranný pilier na sj. malomagurský zlom.

Tabuľka 27

Zdroj vody	Teplota vody °C	Celková miner. mg/l	Obsah iónov mg/l							Typ vody
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
Bojnice Starý kúpeľ	45,2	696,33	20,5	5,0	112,62	31,25	4,3	121,7	400,5	$0,7\ \frac{Ca_{30,3}\ Mg_{14,1}}{HCO_{35,6}^3\ SO_{13,7}^4}$
Chalmová Drevený bazén	38	970,38	28,3	10,6	183,37	38,95	5,5	499,92	203,33	$0,97\ \frac{Ca_{33}Mg_{14,1}}{SO_{37,45}^4 HCO_{11,99}^{36}}$

Územie ložiska je rozdelené na 4 subpásma; subpásmo č. 5 tvorí ochranný pilier na uvedený zlom.

Subpásmo č. 1 zahrnuje terajšie banské závody, a to baňu Mládeže — I. etapu, baňu Mier a baňu Lehota. V týchto baniach sa môže ťažba vykonávať bez obmedzenia pri dodržaní určitých podmienok:

a) pravidelne, minimálne každý druhý týždeň, merať množstvo a teplotu jednotlivých prítokov banských vôd; chemizmus týchto vôd zisťovať raz za pol roka;

b) pravidelne minimálne každý druhý týždeň merať množstvo prítokov do jednotlivých banských závodov, pričom zvlášť sa budú merať prítoky z podložia, z nadložia a prítoky zo starín;

c) v denných intervaloch sledovať množstvo prítokov do jednotlivých banských závodov;

d) na všetkých pozorovacích vrtoch nováckeho uhoľného ložiska zabudovaných do podložných tufitov najmenej raz za 2 týždne merať úroveň hladiny vody alebo výdatnosti prelivu za účelom sledovania vývoja tlakovej depresie vôd tohto hydrogeologického celku;

e) na pozorovacom vrte nováckeho uhoľného ložiska Š1-NB v Koši zabudovanom do triasových dolomitov raz za týždeň merať tlak, výdatnosť a teplotu vody za účelom sledovania vplyvu tlakovej depresie vôd podložných tufitov vznikajúcej ťažbou uhlia na tlakovú hladinu vody v triasových dolomitoch; chemizmus vody kontrolovať raz za pol roka; presný spôsob merania a jeho časovú postupnosť v náväznosti na merania bojnických teriem a sledovanie ich režimu bude koordinovať Žriedlový inšpektorát Ministerstva zdravotníctva SSR v spolupráci s NUB; merania uvedené v bode a), b), d), e) sa budú robiť v stredu (štvrtok); chemické rozbory sa budú robiť v skrátenej forme, t. j. okrem bežných stanovení hlavné katióny a anióny;

f) robiť registráciu a meranie mimoriadnych udalostí, napr. väčších náhlych prítokov vôd, prievalov vôd, narazenie vôd zo starých banských diel (výdatnosť, teplota, chemizmus), výronov plynov, hlavne CO_2, H_2S a CH_4;

g) Nováckе uhoľné bane budú za každý rok posielať Žriedlovému inšpektorátu a Obvodnému banskému úradu v Prievidzi súhrnnú vyhodnocujúcu správu doloženú tabuľkami a grafickými prílohami za práce vykonané pod bodmi a) — f). Správa musí byť odoslaná do konca januára nasledujúceho roku.

Subpásmo č. 2 — zahrnuje územie budúceho nového závodu, bane Mládeže — II. etapa. V dobývacom priestore tohto závodu sa navrhuje hlbinná otvárka a ťažba pri dodržaní týchto podmienok:

a) Dobývací priestor bane Mládeže — II. etapa je ťažobne rozdelený na časť severnú a časť južnú. Severná časť je ďalej rozdelená na úsek východný a západný. Severná časť nesmie byť otváraná a dobývaná naraz, aby nedošlo k vytvoreniu rozsiahlej tlakovej depresie podzemných vôd podložných tufitov. Najprv je potrebné ťažiť vo východnom úseku, v západnom úseku možno súčasne robiť len otvárkové práce. Ťažbu nemožno začať na hranici ochranného piliera na sj. malomagurský zlom. V južnej časti dobývacieho priestoru možno robiť otvárkové a ťažobné práce bez obmedzenia rozsahu otvorenej plochy. Kvôli bezpečnosti ťažby sa povoľuje znižovať pretlak vôd podložných tufitov na úroveň počvy otvárkových prekopov vrátane výlomov pre nádrže k čerpaniu banských vôd.

b) Zvodnenie porúch overovať predvrtmi. Počet predvrtov a spôsob predvŕtania sa stanoví v pláne otvárky, prípravy a dobývania. Pri navŕtaní alebo narazení zvodnených porúch a sústredených prítokov vôd z podložia zistiť ich tlak, teplotu, výdatnosť, chemizmus a obsah všetkých plynov. Za sústredený prítok sa považuje každý prítok s výdatnosťou väčšou ako 1 l/s.

c) Na sústredených prítokoch sa musí merať výdatnosť a teplota vody a vzduchu raz za týždeň (v stredu — štvrtok);

d) celkové prítoky z jednotlivých poschodí a úsekov taktiež merať raz za týždeň (v stredu — štvrtok), pričom zvlášť merať prítoky z podložia, z nadložia a zo starín.

e) prítoky vody z celej bane, resp. množstvo vyčerpanej vody merať denne podľa výkonu hlavnej čerpacej stanice, resp. čerpacích staníc;

f) prvý chemický rozbor vody robiť úplný, ďalšie len skrátené, a to:

1. v prípade vody zodpovedajúcej typu vôd z podložných tufitov (nátrium-bikarbonátová až nátrium-bikarbonátno-chloridová) v priebehu 2 rokov od vzniku prítoku každý mesiac, neskoršie raz za pol roka;

2. v prípade vody zodpovedajúcej typom vôd burdigalských, paleogénnych a mezozoických súvrství (nátrium-chloridové vody s menším podielom bikarbonátov z burdigalu a „flyšoidného" paleogénu s mineralizáciou 1 až 10 g/l; kalcium-nátrium-sulfátovo-bikarbonátne vody z bazálneho paleogénneho detritického karbonatického súvrstvia s mineralizáciou do 1 g/l a kalcium-magnézium-sulfátovo-bikarbonátne vody z mezozoika a mineralizáciou do 1 g/l) raz za mesiac. Odbery vzoriek vody robiť v stredu — štvrtok v polovici mesiaca.

g) Za limitné hodnoty, ktoré poukazujú na možnú súvislosť podložných banských vôd s prírodnými liečivými zdrojmi sa z hľadiska ochrany bojnických zdrojov považujú:

1. Vody o vyššom tlaku, ako ktorý zodpovedá hydroizopiezam zostrojovaným každý štvrtok z pozorovania hladiny vody podložných tufitov. V západnom úseku s. časti dobývacieho priestoru pred začatím otvárky doplniť mapu hydroizopiez.

2. Vody o vyššej teplote, ako je teplota vody vypočítaná pre danú hĺbku banských prác podľa geotermického stupňa 17 m po odpočítaní priemernej ročnej teploty 8,5 °C v neutrálnej zóne 25 m.

3. Vody s odlišným chemizmom ako chemizmus, ktorý zodpovedá nátrium-bikarbonátovému až nátrium-bikarbonátno-chloridovému typu vôd z podložných tufitov. Prekročenie týchto limitov sa musí hlásiť Obvodnému banskému úradu v Prievidzi a Ministerstvu zdravotníctva SSR-Žriedlovému inšpektorátu. Obvodný banský úrad urobí na mieste potrebné opatrenia z hľadiska ochrany prírodných liečivých zdrojov a v dohode s Inšpektorátom rozhodne o ďalšom postupe.

h) Keď sa začne v dobývacom priestore bane Mládeže — II. etapa robiť otvárka a ťažba, začne sa na všetkých pozorovacích vrtoch novácke uhoľného ložiska zabudovaných do podložných tufitov raz týždenne (v stredu) merať úroveň hladiny vody alebo výdatnosť prelivu za účelom sledovania vývoja tlakovej depresie vôd tohto hydrogeologického celku.

i) Na pozorovacom vrte novácke uhoľného ložiska Š1-NB v Koši zabudovanom do triasových dolomitov sa bude raz týždenne merať tlak, výdatnosť a teplota vody za účelom sledovania vplyvu tlakovej depresie vôd podložných tufitov, vznikajúcej v dôsledku ťažby uhlia, na tlakovú hladinu vody v triasových dolomitoch. Chemizmus vody sledovať skrátenými chemickými rozbormi raz za pol roka. Presný spôsob merania a jeho časovú postupnosť v náväznosti na merania bojnických teriem a sledovanie ich režimu bude koordinovať Žriedlový inšpektorát s NUB.

j) Prvotnú hydrogeologickú dokumentáciu i meranie výdatnosti a teploty vody, ako aj odber vzoriek vody na chemické rozbory robiť podľa platných predpisov a smerníc.

k) Všetky údaje musia byť tabelárne i graficky spracované. Novácke uhoľné bane budú štvrťročne posielať inšpektorátu a Obvodnému banskému úradu v Prievidzi súhrnnú vyhodnocujúcu správu doloženú tabuľkami a grafickými prílohami. Správa musí byť odoslaná do 14 dní po uplynutí štvrťroka.

Subpásmo č. 3 zahrnuje časť ložiska pod názvom „Nováky — sv. okraj".

Subpásmo č. 4 zahrnuje časť ložiska „Nováky — Západ".

Subpásmo č. 5 zahrnuje územie s ochranným pilierom na sj. malomagurský zlom. V tomto pásme sa zakazuje akákoľvek banská činnosť a hĺbenie vrtov do podložia detriticko-vulkanickej formácie.

Ochranné pásmo 3. stupňa sa skladá z dvoch samostatne vymedzených častí, ktoré predstavujú infiltračné oblasti bojnických teriem. Jedna časť sa rozprestiera sz. od výverovej oblasti na j. úpätí Malej Magury. Tu vystupujú na povrch bazálne paleogénne dolomitické brekcie a zlepence. Druhá časť je sv. od Nitrianskeho Pravna na sz. okraji pohoria Žiar, kde vystupujú na povrch mezozoické karbonáty. V pásme 3. stupňa treba zachovať podmienky pre priaznivú infiltráciu zrážok.

Záverom k tejto stati treba uviesť, že už r. 1964 bolo uvoľnené uhlie (cca 70 mil. ton) pre ťažbu v závode II. etapa bane Mládeže-subpásmo č. 2. Podľa terajších poznatkov možno uvoľniť aj uhoľné zásoby v časti ložiska „Nováky — sv. okraj" — subpásmo č. 3 a „Nováky — Západ" — subpásmo č. 4 (cca 96 mil. ton). Domnievam sa však, že by nebolo správne uvoľniť tieto zásoby pre ťažbu hneď, ale až po získaní skúseností a poznatkov z otvárky a ťažby v novom závode II. etapa bane Mládeže, pretože i navrhnuté opatrenia sa budú v priebehu ťažby v novom závode spresňovať. *Je potrebné pristúpiť na tzv. dynamickú ochranu žriedla, ochrana statická je nedostatočná, lebo je nepružná.* Pretože, ako uvádza O. Hynie (60; str. 579), tak ochrana žriedla, ako aj bezpečnosť ťažby sa dajú účelne riešiť len opatrne riadeným postupom ťažby so smernicami v priebehu ťažby stále doplňovanými a prispôsobovanými skúsenostiam. Tie sa získajú s postupujúcimi banskými porubmi, s predstihom prieskumu otváraných banských polí, hlavne predvrtávaním. Týmto spôsobom sa postupuje už celé desaťročia pri ťažbe uhlia v záujmovej oblasti akratotermy v Tepliciach v Čechách.

Záver

V závere by som rád poukázal na niektoré nové poznatky, ktoré táto práca prináša, a to poznatky charakteru metodicko-praktického, všeobecného (teoretického) a spoločensko-ekonomického. Na nové poznatky o bojnických termách a ich vzťahu k ťažbe uhlia na novákom ložisku nebudem tu poukazovať, pretože sú zhrnuté jednak na konci každej kapitoly, jednak v kapitole

o vzťahu bojnickej vysokej kryhy, str. 128. Všetky poznatky uvedené v jednotlivých kapitolách i v závere považujem za skromný príspevok k rozšíreniu našich vedomostí o hydrogeológii termálnych vôd Bojníc a Západných Karpát a k rozšíreniu možností určitého spoločensko-hospodárskeho podnikania.

I. Použitý komplex metód, ich syntéza a metodický postup, overené pri riešení bojnických teriem umožňujú ich použitie pri riešení problémov teriem v Západných Karpatoch, hlavne v ich centrálnom pásme, v ktorom sú štruktúry podobné štruktúre bojnickej. Postup prác i metodika sú však ovplyvnené už existujúcimi znalosťami o geologických a hydrogeologických pomeroch študovaných území. Z hľadiska terajšieho stavu poznatkov sa ukazuje najúčelnejším použiť tieto metódy a postup:

A. *Pre poznanie hydrogeologických pomerov termálnych vôd, ich režimu a bilančného hodnotenia treba urobiť určité práce, a to v tomto poradí:*

1. Zaviesť denné režimové pozorovania a merania všetkých termálnych prameňov (teplotu, výdatnosť a obsah CO_2 vody) a klimatických prvkov (teplotu, barometrický tlak vzduchu a zrážky). Sledovať režim najbližšieho prameňa alebo skupiny prameňov obyčajných vôd. V prípade, že termálne pramene vyvierajú v náplavoch vodotokov, treba denne merať hladinu vody vo vodotoku a v náplavoch.

2. Zaviesť mesačné režimové chemické rozbory vybratých termálnych prameňov.

3. Urobiť hydrogeologické mapovanie v mierke 1:10 000 až 1:5000 výverovej oblasti termálnych vôd a jej blízkeho okolia spolu s hydrometrovaním vodotokov. Za predpokladu, že sa podzemné vody blízkeho okolia môžu podieľať na tvorbe termálnych vôd, je potrebné zaviesť minimálne týždenné meranie prietoku vodotokov a režimu prameňov a mesačné chemické režimové rozbory.

4. Urobiť hydrogeologické mapovanie predpokladanej vzdialenej infiltračnej oblasti v mierke 1:25 000 a zaviesť minimálne mesačné meranie odtoku povrchových a podzemných vôd. V tomto prípade je účelné skoordinovať výskum obyčajných vôd v predpokladanej oblasti s výskumom termálnych vôd. Pre všetky režimové merania vybudovať merné zariadenia.

B. *Na predchádzajúce pracovné postupy nadväzujú, prípadne sa súčasne s nimi pripravujú ďalšie,* ktoré prispievajú k bližšiemu poznaniu pomerov termálnych vôd. Pre poznanie žriedlovej štruktúry treba podrobnejšie poznať geologické a tektonické pomery vlastnej výverovej oblasti a jej bližšieho okolia, kde sa nachádza bližšia infiltračná oblasť, i akumulačnej oblasti. Postup prác:

1. Pre poznanie regionálnej hlbokej stavby je potrebné urobiť gravimetrický prieskum v mierke 1:25 000 a vo výverovom území a blízkom okolí v mierke 1:10 000. V nížinách a kotlinách treba súčasne urobiť seizmický prieskum, ktorým sa zisťujú významné litologické rozhrania. Vo výverovom území a blízkom okolí treba urobiť geoelektrický prieskum v mierke 1:10 000 až 1:5000.

2. Vo výverovom území a jeho blízkom okolí treba urobiť geologické mapovanie v mierke 1:10 000 až 1:5000. Skúmať treba i kvartérne sedimenty. Pri geologickom výskume treba v širokej miere použiť metódy paleontologické, petrografické, mineralogické a geochemické.

3. Vo výverovom území treba v mierke 1:5000 až 1:1000 urobiť termometrický a plynometrický prieskum.

C. *Po týchto prácach nasledujú vhodne situované vrty s čerpacími skúškami*, ktoré upresnia geologickú a tektonickú stavbu výverového územia, jeho širšieho okolia a akumulačnej oblasti. Zásadne prispejú k poznaniu hydrogeologických, hydrochemických a hydraulicko-filtračných pomerov hlavne výverového územia a jeho vzťahu k akumulačnej oblasti. Tu treba venovať tiež pozornosť otázkam pružného režimu termálnych vôd, ktoré sa v poslednom čase stávajú aktuálne hlavne v súvislosti s ustaľovaním sa výdatnosti nových navŕtaných zdrojov a ovplyvnením zdrojov doteraz existujúcich. Postup vrtných prác:

1. Hneď po gravimetrickom a seizmickom prieskume treba začať s štruktúrnym hlbokým vrtom v predpokladanej akumulačnej oblasti cez terciérne útvary až do karbonátov mezozoika, ktoré sú nositeľom termálnych vôd.

2. Vo výverovom území najprv menšími vrtmi čo najlepšie osvetliť plytkú štruktúru. Vrtmi prevŕtať krycie kvartérne a terciérne útvary až do mezozoického podložia. V prípade navŕtania termálnej vody, vrty ponechať ako pozorovacie objekty. Úvodnú kolónu treba utesniť (najlepšie zacementovať), aby sa na nej dal merať tlak vody.

3. Plytké vrty treba urobiť aj v území so zaniknutými prameňmi termálnych vôd kvôli jeho ochrane.

4. Po poznaní plytkej štruktúry a analýze zlomov pristúpiť k osvetleniu hlbokej štruktúry výverového územia odvŕtaním jedného štruktúrneho vrtu. Ním sa okrem iného môžu získať podklady pre hlbinné a sústredené zachytenie teriem, príp. za vhodných pomerov ho možno využiť ako zachytávací objekt.

D. *Na vrtoch treba urobiť tieto merania:*

1. Karotážne práce. Na vrte v akumulačnej oblasti treba predovšetkým zmerať geotermický stupeň a u hornín zistiť koeficient tepelnej vodivosti. Na základe týchto dvoch hodnôt sa vypočíta hodnota zemského tepelného toku. Na všetkých vrtoch treba merať ložiskovú teplotu prítokov vody. Nevyhnutná je kavernometria, termometria a rezistivimetria.

2. V priebehu vrtných prác merať (najlepšie termistorovým teplomerom) po každom návrte teplotu výplachovej kvapaliny na dne vrtu a súčasne na povrchu.

3. Vzájomné vzťahy navŕtaných prítokov termálnej vody pozorovať v medzikruží meraním tlaku na manometroch.

4. Na štruktúrnych hlbokých vrtoch je možné použiť jednoduchý obturátor v hĺbkach do 1000 m v profiloch vrtu do 220 mm, pri prítoku vody do 160 l/s.

E. *Po takomto preskúmaní známych termálnych vôd, hlavne po geotermickej bilancii, treba pristúpiť* na základe štruktúrnej analýzy *k vyhľadávaniu ďalších zdrojov* vysokotermálnych vôd v najhlbších častiach synklinál a depresií priľahlých k akumulačnej oblasti. Podobne treba pomocou hlbokých vrtov pristúpiť k vyhľadávaniu termálnych vôd vo vhodných štruktúrach (zakrytých) nížin a kotlín bez prirodzených výverov teriem.

II. Z hľadiska teoretického, resp. všeobecnej hydrogeológie termálnych vôd ide o tieto poznatky:

1. Použité metódy, ich syntéza, metodický postup a ním dosiahnuté výsledky pri objasnení žriedlovej štruktúry teriem, ako aj nejednotné názory na infiltračné oblasti ukázali, že popri doterajšom delení žriedlových štruktúr teriem z hľadiska hydraulického na zostupnú a výstupnú vetvu (60, 84), z hľadiska štruktúrneho je potrebné rozdeliť žriedlovú štruktúru na 3 časti: a) *infiltračnú oblasť;* b) *akumulačnú oblasť;* c) *výverovú oblasť.*

Toto rozdelenie je v súlade so známym formovaním žriedlového režimu v troch etapách (60), a to: a) *zostup obyčajnej vody z príslušného infiltračného povodia;* b) *premena časti tohto zostupného prúdenia na minerálnu vodu v pásme hĺbkového formovania;* c) *rýchly výstup hotovej minerálnej vody do pramenných výronov.*

Druhá etapa je v podstate viazaná práve na akumulačnú oblasť teriem.

Doterajšie delenie na zostupnú a výstupnú vetvu viedlo k tomu, že sa pozornosť vždy obracala len na infiltračnú a výverovú oblasť. Akumulačnej oblasti sa pozornosť nevenovala; bola súčasťou tak zostupnej, ako aj výstupnej vetvy. Ukázalo sa, že vymedzenie akumulačnej oblasti je omnoho dôležitejšie ako vymedzenie infiltračnej oblasti (tá je pri malých množstvách teriem vždy neistá), pretože na základe jej poznania a geotermickej bilancie možno uvažovať o získaní ďalších zásob teriem z priľahlých častí akumulačnej oblasti. V porovnaní s infiltračnou oblasťou ju môžeme presnejšie zistiť a vymedziť.

2. Spoznanie štruktúry a hydraulických pomerov výverovej oblasti teriem, pomerov akumulačnej oblasti a jej priľahlých častí a tiež poznatky z iných štruktúr (napr. zvolenskej kotliny: Kováčová — Sliač, (98), ako aj doterajšia nejednotnosť názorov o väzbe termálnych vôd na geologické štruktúry ma priviedli ku komplexnejšiemu poňatiu tohto problému. Podľa M. Maheľa (84) vrásové štruktúry napomáhajú vznik sústredených mocných tokov, prípadne rozsiahlych horizontov. O. Hynie (60) hovorí o prúdoch minerálnych vôd. Podľa M. Ovčinnikova (100) termálne vody vytvárajú artézske nádrže. Na základe už spomenutých zistení predpokladám, že termálne vody v akumulačnej a výverovej oblasti vo vápencovo-dolomitických komplexoch vytvárajú hydraulicky jednotnú nádrž termálnych vôd, do ktorej sú včlenené viac-menej samostatné (teplotne, chemicky, režimove) prúdy termálnych vôd viazané na určité priepustnejšie cesty — tektonické poruchy, resp. po-

ruchové pásma a kaverny (31). Hydraulická jednotnosť nádrže (prepojenosť čiastkových prúdov) je daná hlavne porušením karbonatického komplexu rôznymi systémami drobných puklín a kavern, ktoré obsahujú termálnu vodu. Prepojenosť čiastkových prúdov tektonickými poruchami (87) túto hydraulickú jednotnosť (spätosť) len zvýrazňuje. Pre smery prúdenia termy majú určujúci význam len tlakové pomery nádrže dané výškovým rozdielom v hladine termálnej vody.

3. Doterajšie poznatky o hodnotách zemského tepelného toku v Západných Karpatoch a vypracovaná geotermická bilancia bojnických teriem ukazujú, že príčinou bohatosti termálnych vôd na Slovensku je okrem existencie karbonatických komplexov s vrásovými štruktúrami a mladej zlomovej tektoniky (60, 84) aj zvýšený zemský tepelný tok (35). Podľa doterajších podkladov je to $2{,}13.10^{-5}$ kcal/s.m^2, pričom svetový priemer je $1{,}58.10^{-5}$ kcal/s.m^2 (80) a stredoeurópsky $1{,}67.10^{-5}$ kcal/s.m^2 (20). Z tohto dôvodu je možné na Slovensku v porovnaní s inými územiami s rovnakými hydrogeologickými podmienkami získať väčšie množstvo teplejších vôd.

4. Zistenie režimu termálnych vôd v závislosti od zrážok potvrdilo, že zatiaľ čo pôvod tepelnej zložky teriem je juvenílny, vodné zložky majú pôvod vadózny. Sú to zrážkové vody vsakujúce do karbonatických komplexov v infiltračných oblastiach. Na doplňovaní zásob termálnych vôd sa zákonite podieľajú v hlavnej miere zimné zrážky akumulované v snehovej prikrývke. Vlastné doplňovanie sa deje na jar pri topení snehu, ktoré sa odráža v hlavnom maxime výdatnosti teriem. Nepatrné dopĺňanie zásob v priebehu ostatnej časti roka (vysoké teploty vzduchu — vysoký výpar) sa odráža v podružných maximách. Tieto poznatky sú v súlade s poznatkami u studených krasových vôd. (Podrobnejšie pozri v práci O. Franko—E. Kullman — 43). Dopĺňanie zásob teriem zo zrážok v infiltračných oblastiach sa na výdatnosti teriem vo vývervových oblastiach prejavuje oneskorene. Doba retardácie sa zvyšuje v závislosti od hĺbky obehu, ktorá sa odráža v teplote vody. U našich teriem s teplotou do 70 °C dosahuje retardácia až 2 roky, u teriem do 100 °C dosahuje retardácia asi 3 roky. Predpokladáme, že je to dôsledok tlakového režimu teriem (43). Doba dopĺňania zásob v infiltračnej oblasti prejavujúca sa na stúpaní výdatnosti vo vývervovej oblasti trvá 3—4 mesiace a doba vyprázdňovania zásob, ktorá sa prejavuje na klesaní výdatnosti, trvá 8—9 mesiacov.

5. Na základe zhodnotenia vývervových oblastí termálnych a minerálnych vôd na Slovensku s krycími terciérnymi sedimentami (pelitmi) predpokladám, že zlomy sú v nich priepustné len do hrúbky cca 300 m, v neogéne dokonca len do cca 100 m. Problém tesnosti zlomov je omnoho zložitejší, ako sa na prvý pohľad zdá. Vyžiada si ďalšie štúdium, hlavne zhodnotenie zlomov z rôznych hľadísk (vek, opakovanie pohybov na zlomoch, charakter zlomov, sklon, výška skoku, mineralogické zloženie sedimentov, ich diagenetické spevnenie atď.).

III. Prínos práce z hľadiska spoločensko-hospodárskeho:

1. V podstate všetky dosiahnuté výsledky majú nepriamy spoločenský a ekonomický dosah. Posúvajú totiž naše poznanie o krok vpred, takže ďalšie výskumy či už pri riešení podobných problémov, alebo pri výskume ďalších štruktúr termálnych vôd budú nadväzovať na tieto poznatky.

2. Získané výsledky umožnili navrhnúť nové ochranné pásma a opatrenia na ochranu prírodných liečivých teriem a ťažbu uhlia. Ide nielen o hospodársky prínos (ťažba uhlia), ale aj o prínos spoločenský, pretože kúpele sú zariadením so zdravotníckym poslaním, ktoré sa nedá porovnávať s bežným priemyslovým podnikaním.

3. Na báze termálnej vody získanej hlbokým vrtom v Bojniciach (výdatnosť prítoku cca 30 l/s, teplota 45 °C, plánovaný odber cca 10 l/s) sa začal stavať nový liečebný dom. Sústredené zachytenie termy umožňuje podľa potreby vybudovať centrálny, ľahko kontrolovateľný rozvod termy a jednoduchšiu ochranu zdroja, pretože je ľahko pozorovateľný.

4. Hlbokým vrtom v kotline pri obci Koš sa zistil nový zdroj vysoko termálnej vody (hypertermy) o výdatnosti 13,5 l/s a teplote 62 °C. Predpokladám, že tento bohatý zdroj sa bude môcť využiť.

5. Zavedenie sledovania prítokov vôd v banských priestoroch novácких baní r. 1961 prispelo vo veľkej miere k zlepšeniu prác na tomto úseku.

Nakoniec chcem uviesť, že v práci sú riešené takmer všetky problémy termálnych vôd, ktoré som načrtol v štúdii „Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska" z r. 1964. Niektoré z nich sú relatívne vyriešené, iné sa riešia a niektoré nové problémy pribudli. *Za najzávažnejšie považujem spoznanie hodnoty geotermického stupňa a zemského tepelného toku vo všetkých štruktúrach termálnych vôd, vypracovanie geotermickej bilancie teriem a vyhľadávanie nových vysoko termálnych vôd.*

Lektoroval: Pg. Ján Jetel

Výskum bol ukončený roku 1968

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1941: Geologické odôvodnenie vymedzenia ochranného pásma pre minerálne pramene bojnických kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1942: Doplnky k elaborátu o ochrannom pásme minerálnych prameňov v bojnických kúpeľoch. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1950: Geologická stavba okolia bojnických kúpeľov. Geologický zborník SAV 1/2-3-4, Bratislava. — [4] Bán K., 1945: Balneo-hydrogeológia Bojnice. Archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [5] Bán K., 1956: Technická

správa o novom vŕtaní Štrandového prameňa v Bojniciach za účelom zvýšenia jeho výdatnosti. Archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [6] Baňacký V. — Harčár J.—Sabol A., 1965: Neue Kenntnisse über den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die quartäre Entwicklung der slowakischen Niederungen. Geologické práce Správy 36, Bratislava. — [7] Bartek V., 1963: Výpočet zásob II. etapa bane Mládeže. Manuskript-Geofond Bratislava. — [8] Bernat J.—Hrdlička A.—Maštera L., 1964: Záverečná správa o úlohe Seizmický výskum v oblasti Bojníc. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [8a] Biely A.—Franko O., 1964: Správa o geologických pomeroch mezozoika v okolí bojnických kúpeľov. Správy o geologických výskumoch r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [9] Biely A.—Franko O.—Hanáček J., 1970: Geológia mezozoika v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [10] Birch F., 1954: The present state of geothermal investigations. Geophysics, 19, 654—659. — [11] Boldizsár T., 1960: Geotermikus vizsgálatok a Nagy Magyar Alföldön Lapok, 93, 306—309. — [12] Boldizsár T., 1964: Terrestrial Heat Flow in the Carpathians. J. Geophys. Res., Vol. 69. — [13] Brodňan M., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nováky — sv. okraj. Manuskript — Geofond, Bratislava. — [14] Brodňan M., 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska, Geol. práce, Správy 52, Bratislava. — [15] Brodňan M.—Slávik J., 1966: O detriticko-vulkanickej formácii Handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [16] Buchtala J., 1925: Analýza horúcej vody z prameňa „Starokúpel" (Altbad) v Bojniciach. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zoš. 53, Bratislava. — [18] Čermák V., 1966: Tepelná vodivost hornín a tepelný tok v některých oblastech Československa. Kandidátska práca. Manuskript-GÚDŠ, Bratislava. — [19] Čermák V., 1967: Results of geothermic investigation of heat flow in Czechoslovakia in 1964—1966. Studia geoph. et geol. 11, Praha. — [20] Čermák V., 1968: Terrestrial Heat Flow in Czechoslovakia and Its Relation to Some Geological Features. XXIII. International geological congress — Vol. 5, Praha. — [21] Dub. O., 1957: Hydrológia, hydrografia, hydrometria. SVTL, Bratislava. — [22] Duba D., 1965: Hydrogeologický výskum pre riešenie zmien režimu plytkých podzemných vôd vyvolaných hospodárskymi zásahmi. HIG 2, Praha. — [23] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964: Poznatky gravimetrického výskumu v oblasti Nováckej panvy. Geologický průzkum 2, Praha. — [24] Ďuratný S.—Plančar J.—Zbořil L., 1964: Geofyzikálny výskum v oblasti Nováckej uhoľnej panvy. Správy o geologických výskumoch v r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [25] Zbořil L.,—Ďuratný S.—Franko O.—Plančár J. 1965: Geologické poznatky geoelektriky z oblasti Bojníc. Správy o geologických výskumoch v r. 1964. Práce GÚDŠ Bratislave. — [26] Ďuratný S.—Plančár J.—Franko O.—Zbořil L., 1970: Poznatky, komplexného geologicko-geofyzikálneho výskumu v širšej oblasti bojnických termálnych prameňov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [27] Fabián L., 1946: Hydrologický posudok o termálnom jazere v kúpeľoch v Bojniciach. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Franko O., 1962: Základný hydrogeologický výskum Nováckej uhoľnej panvy vo vzťahu k bojnickým termám. Ročná správa. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [29] Franko O., 1963: Dôvodová správa pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd" — uvoľnenie uhoľnej substancie pre závod „II. etapa bane Mládeže". Manuskript — geofond, Bratislava. — [30] Franko O., 1964: Správa o hydrogeologickom výskume bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [31] Franko O., 1964: Problémy výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Správy 32,

Bratislava. — [32] Franko O., 1965: Problémes relative à l'exploration des eaux thermominérales des Karpates Occidentales. Geologický zborník XVI/1, Bratislava. — [33] Franko O., 1966: Bojnické liečivé termálne pramene. Spravodaj Banského výskumného ústavu, 6/3, Prievidza — [34] Franko O., 1966: Vzťah bojnických teriem k ťažbe uhlia na novákom ložisku. Spravodaj Banského výskumného ústavu 6/6, Prievidza — [35] Franko O., 1967: Bojnické termálne vody. Kandidátska práca. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava. — [36] Franko O., 1968: Hydrogeological structure and origin of thermal waters in Bojnice spa in Slovakia in the light of geological, geophysical and hydrogeological investigation. In print. — [37] Franko O.—Gazda S.—Gross P.—Samuel O., 1968: Záverečná správa — základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na novákom ložisku. Manuskript—Geofond, Bratislava. — [38] Franko O.—Gross P., 1964: Správa o geologických pomeroch centrálnokarpatského paleogénu okolia bojnických kúpeľov. Správy o geologických výskumoch v r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [39] Franko O.—Gazda S., 1970: Hydrogeologické a hydrogeochemické pomery bojnickej vysokej kryhy a novákej depresie. Geologické práce Správy 52, Bratislava. — [40] Franko O.—Gazda S., 1970: Genéza bojnických teriem vo svetle nových hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [41] Franko O.—Gazda S.—Gross P., 1966: Záverečná správa za vrty NB-1 a NB-2 v Opatovciach n/Nitrou. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [42] Gross P.—Franko O.—Samuel O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [43] Franko O.—Kullman E., 1968: The relationship between the rainfall and the regime of cold and thermal karst waters of the West Carpathians. Geologické práce, Správy 44—45, Bratislava. — [44] Franko O.—Plančár J., 1966: Niektoré poznatky z použitia geofyzikálnych metód pri základnom hydrogeologickom výskume minerálnych vôd. Zborník prác K otázkam prieskumu minerálnych vôd Slovenska. IGHP n. p., Žilina. — [45] Franko O.—Škvarka L., 1964: Podzemné vody novákych uhoľných baní. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. [46] Fides J.—Franko O.—Gazda S., 1970: Bansko-hydrogeologické pomery novákych uhoľných baní. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [47] Fides J., 1965: Určenie čerpacej kapacity pre dobývací priestor II. etapy bane Mládeže v Novákoch. Uhlí 4/7 Praha. — [48] Fides J., 1965: Predchádzanie prievalom z nadložia na novákom ložisku. Manuskript—Geofond, Bratislava. — [49] Frolov N. M.—Averov V. V.—Duchin I. E.—Ľubimová E. A., 1964: Metodičeskije ukazanija po izučeniju termaľnych vod v skvažinach. Izd. NEDRA, Moskva. — [50] Gazda S., 1963: Hydrogeochémia podzemných vôd oblasti Bojnice—Nováky. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [51] Gazda S., 1964: Správa o hydrogeochemickom výskume podzemných vôd v oblasti Bojnice—Nováky. Správy o geologických výskumoch v r. 1963. Práce GÚDŠ, Bratislava. — [52] Gregor C., 1964: Príspevok k odvodňovaniu v Novákej uhoľnej panve. Zborník prác ku konferencii na tému Odvodňovanie uhoľných ložísk. Banské projekty, Bratislava. — [53] Gregor C., 1968: Hydrotechnické podmienky pre zneškodňovanie spodných vôd v podzemí NUB. Manuskript—Geofond, Bratislava. — [54] Gutenberg B., 1959: Physics of the earths interior. International geophysics Series,, Vol. 1, New York—London. — [55] Henzel J., 1951: Balneografia Slovenska. SAV, Bratislava. — [56] Horusitzky F., 1941: Antrag zum Schatzgebiete der Heilquellen des Bojnizer Bades. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [57] Hynie O., 1953: Hydrogeologický posudek o thermálních zřídlech v lázních Bojnicích, se zvláštním zřetelem k ochraně zřídel před účinky dolování v uhelní pánvi v okolí Novák. Archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [58] Hynie O., 1955: Geologický posudek o výsledku sondáže ložiska zřídelního peloidu v lázních Bojnicích. Manu-

skript-archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. [59] Hynie O., 1957: Hydrogeologický posudek o spojitostech minerálních zřídel v lázních Bojnicích s dolovaním uhlí v Novácké uhelní pánví. Manuskript-archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [60] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II., Minerální vody. ČSAV, Praha. — [61] Hynie O., 1964: Naléhavé úkoly naší hydrogeologie minerálních zřídel. Sborník geologických věd, řada HIG, 1, ÚÚG, Praha. — [62] Hynie O.—Dovolil M., 1954: Hydrogeologická spojitost průvalů vod v Novácých baních s bojnickými thermálními zřídly. Archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [63] Chmelík F., 1963: Opěrná vrtba Vlachy 1 — Práce výskumného ústavu čsl. naftových dolů. Zv. XX/92. — [64] Ivan Ľ., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce ŠGÚ, Zoš. 9, Bratislava. — [65] Janák J., 1954: Chemický rozbor termálnej vody zo Štrandového prameňa v Bojniciach. Manuskript-archív Ministerstva zdravotníctva SSR — Žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [66] Janák J., 1959: Úloha iónové rovnováhy při tvorbě a metamorfoze přírodních vod v sedimentárních oblastech. Geologické práce, Správy 15, Bratislava. — [67] Jámbor M., 1964: Skúsenosti s odvodňovaním maďarských uhoľných ložísk. Zborník prác ku konferencii na tému Odvodňovanie uhoľných ložísk. Banské projekty, Bratislava. — [68] Jeteľ J., 1964: Použití hodnot specifické výdatnosti a nových odvozených parametrů v hydrogeológii. Geologický průzkum 5, Praha. — [69] Jeteľ J., 1966: Ochrana termálních vôd z hlediska geotermické bilance. Věstník ÚÚG, 41/3, Praha. — [70] Kessler H., 1963: Wasserversorgung in Karstgebieten. Berichte der Geologischen Gesellschaft 8/3. — [71] Klinec A., 1958: Geologické poznámky o kryštaliniku Žiaru. Geologické práce, Správy 12, Bratislava. — [72] Kolařová M., 1965: Hydrogeologie Chebské pánve. Sborník geologických věd, HIG 3, Praha. — [73] Kozlov A. L., 1950: Problemy geochimii prirodnych gazov. Gostoptechizdat, Moskva — Leningrad. — [74] Krásný J., 1968: Režimní změny podzemních vod napjatých obzorů a tzv. retardace. Geologický průzkum, X/2, Praha — [75] Krippel E., 1968: Stratigrafia bojnických travetínov na základe peľových analýz. Manuskript. — [76] Kullman E., 1964: Bilancia obehu podzemných vôd v južnej časti Považského Inovca. Geologické práce, Správy 31, Bratislava. — [77] Kullman E., 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. — [78] Kullman E., 1965: Karstovyje vody Zapadnych Karpat. Carpatho-Balkan Geological Association VII. Congress Reports, port V., Sofia. — [79] Kurlov M. G., 1928: Klasifikacija sibirskich celebnych mineraľnych vod, Tomsk. — [80] Lee W. H. K. and Uyeda S., 1965: Review of Heat Flow Data in Terrestrial Heat Flow. Geophys. Monograph. Ser. No, 8, Washington. — [81] Ložek V., 1962: Aké zmeny prekonala príroda Hornej Nitry v najmladšej geologickej minulosti. Vlastivedný zborník — Horná Nitra, B. Bystrica — [82] Ľubimovová J. A., 1966: Ocenka raspredelenija glubinnogo teplovogo potoka dľa juga jevropejskoj časti SSSR. Nauka-Nedra, Moskva. — [83] Maheľ M., 1946: Geologický posudok termálnych prameňov a „Jazierka" v Bojniciach. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [84] Maheľ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štát. geologického ústavu, zošit 27, Bratislava. — [85] Maheľ M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina. Geofond, Bratislava. — [86] Maheľ M., 1965: Morphotectonic and structuraltectonic division of West Carpathians. Geologické práce, Správy 36, Bratislava. — [87] Maheľ M., 1966: Niektoré hydrogeologické problémy vo svetle nových tektonických poznatkov. Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [88] Malatinský K., 1963: Výpočet zásob II. etapa bane Mládeže. Hydrogeologická charakteristika. Geofond, Bratislava. — [89] Malatinský K., 1964: Hydrogeologické pomery novácketo hnedouhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. — [90] Malatinský K., 1964:

Výpočet zásob Nováky — sv. okraj. Hydrogeologická charakteristika. Geofond, Bratislava. — [91] Malatinský K., 1970: Podzemné vody novackeho hnedouhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [92] Markl., 1926: Rádiologický posudok o bojnickom bahne. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [93] Michalíček M.—Květ Q., 1960: Obsah dusíku a kyslíku v minerálních vodách. Práce výsk. ústavu čsl. naftových dolů. XVI/62—70, Praha. — [94] Michalíček M., 1966: Analýzy rozpuštěných plynů v bojnických termálních vodách. Manuskript. — [95] Michalíček M., 1966: Geochemie zemních plynů karpatské soustavy. I. část. Geofond, Bratislava. — [96] Moret L., 1946: Les sources thermoninérales. Masson et Cie, Éditeurs-120. Boul. St. Germain, Paris. — [97] Myslil V.—Václ J., 1966: Západočeská lázeňská oblast. Geologický průvodce. ÚÚG, Praha. — [98] Myslil V.—Franko O.— and coll., 1968: Ground water and mineral waters of Czechoslovakia IGC XXIII session, Prague. Guide to Excursion 21 AC Praha. — [99] Nosek M., 1954: Praktická klimatologie. Naše Vojsko, Praha. — [100] Ovčinnikov A. M., 1958: K rozvoju hydrogeológie na Slovensku. Technické noviny, Bratislava. — [101] Ovčinnikov A. M., 1960: Hydrogeológia. SPN, Bratislava. — [102] Račický M.— Fides J., 1960: Výpočet zásob (stav k 1. 7. 1960). Novácke uhoľné ložisko. Hydrogeologická charakteristika ložiska. Manuskript-archív NUB, Nováky. — [103] Řetovský R., 1933: Euthermy a travertíny v bojnických kúpeľoch, Slov. Muzeál. spol. Turč. Sv. Martin. — [104] Sabol A., 1968: Geologické pomery kvartéru v okolí Bojníc. Manuskript. — [105] Scheffer V., 1964: The European values of terrestrial heat flow. Geof. et. Met., 13. — [106] Schoklitsch A., 1930: Der Wasserbau I, Wien. — [107] Schössler K.—Schwarzlose J., 1959: Geophysikalische Wärmeflussmessungen Freib. Forschh. C 75, Akademie Verlag, Berlin. — [108] Struňák V., 1964: O minerálnych prameňoch v oblasti Gánovce — Hôrka. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. — [109] Tomlain J., 1965: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geografický časopis XVII/3 SAV, Bratislava. — [110] Urban K., 1960: Bojnice — Správa o štruktúrnom hydrogeologickom prieskume okolia kúpeľov 1958—1960, Manuskript-Geofond, Bratislava. — [111] Urban K., 1961: Termálne pramene kúpeľov Bojnice a ich vzťah k Novákym uhoľným baniam. Zjazdový sprievodca XII. zjazdu ČSMG, GÚDŠ, Bratislava. — [112] Waring C. A., 1965: Thermal Springs of the United States and Other Countries of the World — A Summary. Geological survey professional paper 492, USGPO, Washington. — [113] Zýka V.—Vtělenský J., 1960: Geochemie slovenských travertínů. Geologické práce, Správy 17, Bratislava. — [114] Podnebí Československé socialistické republiky. Atlas podnebia. Tabuľky HMÚ, Praha, 1964. — [115] Problemy geotermii i praktičeskogo ispoľzovanija tepla zemli, IAN SSSR, Moskva, 1959. — [116] Problemy geotermii i praktičeskogo ispoľzovanija tepla zemli I. IAN SSSR, Moskva, 1961. — [117] Spravočnoje rukovodstvo hydrogeologa. GOSTOP TECHIZDAT, Leningrad, 1959. — [118] ZPAS, 1956—1957: Vrtný denník sondáže Štrandového prameňa v Bojnicicah. Manuskript-archív Povereníctva zdravotníctva — Žriedlový inšpektorát, Bratislava.

O. FRANKO

BOJNICE THERMAL WATERS AND THEIR RELATIONS TO NOVÁKY COAL DEPOSIT

The paper presents the result of the study of a very relevant problem concerning the relationship of the Bojnice thermal waters to the mining of the Nováky coal deposit. In the solution of this problem many specialists coopera-

ted using geological, hydrogeological, geophysical and other scientific methods and subsurface exploration works. It proved necessary to clear up the conditions of the Bojnice elevated block and the thermal waters discharged in it on the one hand, and of the neighbouring Horná Nitra depression with the coal deposit and the Nováky mines on the other. Only after these questions had been settled, their interrelations and the relationship of the mine waters to the Bojnice thermal waters could be recognized. It had to be decided whether coal mining could interfere with the Bojnice thermal springs.

The paper presents first a brief geological, tectonic and hydrogeological characterization of the areas studied relative to the problem in question. The description of the Bojnice thermal waters includes the description of their hydrogeological structure, which is divided into the intake area, accumulation and discharge areas. Each of them is dealt with separately. Then follows the account of hydraulic and filtration conditions of the discharge area. Within the scope of the assessment of thermal springs, hydrological balance of springs in relation to the intake area, approximate assessment of their total yield, of their thermal output and geothermic balance are treated separately. The palaeogeography of thermal waters, i. e. the present and past distribution of thermal springs and their migration is the subject of the following paragraphs. The origin of thermal waters is treated from the points of view of detailed chemical composition, composition of gases and their circulation in depth. The regims of yield, temperature and chemism are dealt with in great detail. On the basis of the new facts the tentative disturbance of the regime of thermal waters by coal mining in 1954 is discussed. In conclusion the reader is informed of the intake of Bojnice thermal waters in depth using boring method.

In the second part of the paper the inflows of ground waters into the Nováky Mine are studied, their division into the inflows coming from the upper and lower aquifers, and into disseminated (non-concentrated) and instantaneous (concentrated) inflows. The hydrological and temperature regime and chemical composition are additional items.

In the third part the data on the Bojnice thermal waters and inflows into the Nováky Mine are summed up and their interrelations are investigated. On the basis of the most recent data the problem studied is conceivable as follows (Pls. 1, 2,3):

The rocks bearing the Bojnice thermal water are the Triassic carbonates, chiefly dolomites. The greater part of the Bojnice thermal water comes from the Mesozoic complex from beneath the depression and the minor part comprises water of the Bojnice elevated block itself. It is postulated that the main intake area is situated in the Mesozoic on the northwestern margin of the Žiar Mts., near Nitrianske Pravno. The subsidiary intake area occurs northwest and west of the thermal water issues in the basal Palaeogene dolomitic

breccias of the Bojnice elevated block. These two kinds of waters mix together in the spring area and are represented in the genetic types (in the stricter sense) of thermal waters at different proportions.

The accumulation area of the Bojnice thermal waters is thought to be the Nedožerská depression which occupies part of the Horná Nitra depression, north of Prievidza (Fig. 1). This area is also regarded as the collecting area of earth's heat for the Bojnice thermal waters. Thermal waters, however, exist in the whole depression, representing a hydraulically uniform reservoir of thermal waters, but in the accumulation area the water exchange is more intensive than in other parts of the depression.

The Horná Nitra depression together with Nováky coal deposit is separated from the Bojnice elevated block, the site of thermal water discharges, by the north-south trending Malá Magura normal fault of post-Palaeogene age. Strictly speaking, it is a fault zone consisting of parallel normal faults, along which the pre-Tertiary basement subsides. In the southern vicinity of Opatovce nad Nitrou, the Malá Magura fault turns to WSW direction, returning to north-south direction, towards Zemianske Kostoľany near Vrbany (Pl. 1). In this way the Bojnice block is limited against the depression from the eastern and southern sides by this fault, which simultaneously forms the western boundary of the coal deposit south of the Bojnice block. Within the area of Bojnice, the fault shows a semi-circular form, the northern segment of which trends NNW and the southern one SSW. The semi-circle spreads from Dubnice as far as the southern periphery of Opatovce nad Nitrou. It is just in this bend, in the weakest place, where the Bojnice thermal waters discharge. As the fault is impervious, thermal waters have never been discharged along it. They issue in the interior of the Bojnice block, at the crossing of two longitudinal faults, trending NE-SW, with three NW-SE cross faults. The Mesozoic complexes of the two areas, which are the bearers of Bojnice thermal waters were juxtaposed on the Malá Magura fault. At the contact of the Mesozoic of the Bojnice block with the Tertiary filling of the depression it is impervious, but is pervious at the contact of the Mesozoic with the Palaeogene basal carbonate-detrital complex of the two areas. The Bojnice thermal water derived from the Mesozoic carbonates is in a direct hydraulic and hydrochemical connection with the thermal water coming from the Mesozoic, from beneath the Nováky coal deposit in the depression.

Relative to the coal seam in the Nováky depression, the Mesozoic of the Bojnice elevated block is divided into two parts:

a) the northern part with natural issues of thermal waters,

b) the southern part lacking natural issues of thermal waters.

In the northern part, the Mesozoic complex of the Bojnice blocks contacts the coal seam and thus also the sub-seam hydrogeological unit right on the

fault (Pl. 2). In the southern part the „flyschoid" Palaeogene of the Bojnice block contacts the coal seam and/or the sub-seam hydrogeological unit (Pl. 3) along the fault. The differing conditions within the range of the fault control the delimitation of the safety pillar.

The "flyschoid" Palaeogene sediments (flysch, claystone and marginal lithofacies) constitute a protective, on the whole impermeable (insulating) layer against the thermal pressure water in the Mesozoic carbonates, both in the Bojnice block above the Mesozoic beds and below the coal seam in the depression. In the northern part of the coal deposit, the Burdigalian strata are grouped in the impermeable complex, 600 to 800 m thick. This also acts as a generally impermeable interlayer between the thermal waters of the Mesozoic and Palaeogene basal carbonate-detrital complex and the ground waters of the „underlying tuffites" which feed the inflows into the mines. In this impermeable complex, only the intercolations, layers and beds of sandstone, breccia and sand (in the Burdigalian) can bear water. Therefore, it is no danger that dispersed thermal waters can intrude through it from the deep Mesozoic substratum. Judging from the experience from the coal mines in Tatabánya and Dorog in Hungary, the sectors where the protective layers are more than 1.5—2 m atm. thick, can be considered as satisfactorily safe, unless water inflows take place from fissures (M. Jámbor, 1964).

In the Nováky coal mine the dispersed inflows through Palaeogene beds are excluded, because these are covered (in the northern part of the deposit — the Burdigalian complex) with the lower tuffites, which are very weakly permeable (less than 10^{-5} m/sec.). Let us consider an extreme case, i. e. that an inflow might take place notwithstanding the presence of tuffites beneath the coal seam. The thermal water from the Triassic dolomites had a pressure of 7 atm. at the mouth of the well Š1-NB in Koš. As the floor of the seam is at a depth of 244 m, the pressure on it amounts to about 32 atm. (24.4 + 7 = 31.5 atm), which means that the satisfactory thickness of a protective layer bearing this pressure is 64 m. In the above-mentioned case, the protective layer is ten times thicker than is necessary.

This complex of sediments, however, is pervious along faults, presumably to a depth of about 300 m in the Bojnice elevated block. Within the range of the coal deposit in the depression, the thickness of the Palaeogene flyschoid sediments together with the Burdigalian strata varies between 650 and 850 m, which should contribute to the imperviousness of the faults. Moreover, the sediments are overlain by younger formations up to 700—800 m thick, so that a smaller thickness of sediments should be satisfactory for the faults to be impervious, compared with the Bojnice block, where the Palaeogene beds crop out at the surface. But it must not be overlooked that the amount of throws plays an important role, as the downthrows of more than 200—300 m result in

the reduction of the thickness of sediments in the upper block by almost one half relative to the coal seam in the downfaulted block, so that it does not reach the postulated value of 300 m. It is also known that the faults in the underlying tuffites are pervious and the chlorides and methane in the waters they bear derive from the Palaeogene and/or Burdigalian complexes.

The Upper Tortonian overlying clays above the coal seam, 150—300 m thick, form an extensive, on the whole impermeable protective layer against the waters of the overlying hydrogeological unit I, made up of the Sarmatian-Pliocene detrital-volcanic formation and Quaternary fluviatile gravels. According to J. Fides (1965), the experience shows that a continuous, 100 m thick layer of clays is a completely safe protection against the inflows from the overlying water-bearing unit, even if the coal seam is mined within its whole thickness of 8—10 m, regardless of hydrostatic pressure. In places where the thickness of the overlying clays is below 100 m, there is a danger of inflows from above. C. Gregor (1966) records the following criterion as preliminarily applicable to the determination of the safe thickness of the roof above the mined seam:

$$M = 2H + 1.5\,h, \text{ where}$$

M = the smallest thickness required of impermeable rocks immediately above the worked coal seam,
H = maximum worked thickness of the coal seam on a given area,
h = maximum value of hydrostatic pressure in atm at the bottom of water-bearing rocks on the undermined area.

If H is taken as 10 m and the maximum thickness of the overlying hydrogeological unit in the north-eastern part of the coal deposit as 420 m, the smallest thickness of the overlying clays is computed at 83 m. The mean thickness of the overlying hydrogeological unit ranges from 200 to 250 m, so that at H = 10 m and h = 20 to 25 atm, a thickness of 50 to 60 m of the overlying clays is satisfactory. As is evident, the hundred-metre thickness is adequate in every case.

The inflows into mines have been ascertained to come both from the aquifers overlying and underlying the coal seam. The former derived from the Pliocene detrital-volcanic formation, are most frequent along the eastern boundary of the coal deposit, where the overlying clays are removed by erosion or occur in very reduced thicknesses. These waters are not connected with the Bojnice thermal waters.

The inflows from beneath, disseminated or instantaneous, come from the underlying tuffites. The instantaneous in flows are fed mainly by faults and show a character of sudden inrush. The inflows of water from beneath the coal seam thin and vanish with time. They are assumed to derive from the

more or less static reserves of ground water in the underlying tuffites which owing to the low permeability of tuffites cannot be recharged proportionately to the rate of drainage. The chemical composition of these waters differs from that of the Bojnice thermal waters. The Bojnice springs are calcium-magnesium-bicarbonate-sulphate waters, whereas the waters from tuffites are of the natrium-bicarbonate type, with an increased content of chlorides in places (Tables 6,18,27). These waters are neither hydrologically nor hydrochemically connected with the Bojnice thermal waters. They seem to have no hydraulic connection with them either, but the relatively shallow depth of the worked part of the deposit does not allow so far a final answer to this question, as the attitude of faults in the deep Palaeogene substratum of the coal deposit is unknown.

On the basis of the above-mentioned data it is thought that the Bojnice thermal waters may be disturbed by mining the Nováky coal deposit in the following two cases:

1. When the driving of mine workings and the mining of coal seam would tap the thermal water in faults, so that waters from the deep Mesozoic substratum and waters from Palaeogene basal dolomitic breccias, hydraulically directly connected with the former, would rush into the mines. Up to date no such inrush occurred and is improbable to occur in view of a great thickness of the, on the whole, impermeable insulating interlayer. However, they cannot be fully excluded, when the coal would be worked in those deeper parts of the deposit where the amounts of throws on the faults surpass 200—300 m and the thickness of the interlayer is consequently greatly diminished. The sudden inrush of water would result in intermittent reduction of the yield of Bojnice thermal springs. First, the highest situated springs would be affected and their overflows would sink under the ground surface. The inrushes of thermal waters from the Mesozoic along the faults into the mines would be recognizable at the first sight and, therefore, their connection with the Bojnice thermal springs would be easy to deduce.

2. In consequence of the continuous and permanent (slow and instantaneous) drainage of the underlying tuffites, the static pressure level of this hydrogeological unit was disturbed and an extensive depression cone developed in it. For this reason, the hydrostatic overpressure of this unit on the waters of the lower units is reduced. Thus the hydraulic gradient rises and water can be sucked up along the faults from the Palaeogene and Burdigalian, possibly also from the Mesozoic complexes. This rise of water can be slight and slow, so that it does not show itself markedly in the mine workings during coal exploitation, and the water forced through can undergo metamorphosis. It has already been found out that the faults in the underlying tuffites are pervious and that the supply of brines from the Palaeogene is probable. As is evident, there exists

a not very marked connection of the lower mine waters with the waters of deeper units. On account of it, the Bojnice thermal waters would be affected slightly but permanently, so that the yield of thermal springs would steadily decrease until the natural overflow springs would sink under the ground surface. The observation of the pressure of water from the Triassic dolomites in Š1-NB well in Koš could settle this question in due time. If the assumption that the expansion of the depression in the pressure level of water from the underlying tuffites provokes the sucking up of water from as deep as the Mesozoic is correct, it should be reflected in the slow, minute but permanent drop of pressure of water in the well mentioned above, which was made as an observation well.

Although these two possibilities cannot be excluded, I think that, in view of the properties of the insulating interlayer (its great thickness and general impermeability), the situation is more favourable than was the case with the Karlovy Vary and Teplice mineral waters in Bohemia or the Tatra carbon-dioxide water in Kišovce.

In Karlovy Vary spa, the regime of thermal waters was affected by the inrush of thermal carbon-dioxide water from the granite into M. Majerová Mine in the Sokolov coal-basin, 15 km from from Karlovy Vary. The inrush into the mine took place during the working of the lowest Josef coal-seam, which lies on the permeable Staré Sedlo Sandstone of Eocene age and about 50 m thick. The sandstone directly overlies the granite basement. The water derived partly from sandstones and partly from faults cutting them (O. Hynie 1963).

In Teplice (Bohemia) the spring system was interfered with by the inrush of thermal water in Döllinger Mine, 7 km from the spa. The water escaped from the fault tapped during the working of coal-seam. This fault separates the seam from the Teplice porphyry which is the bearer of thermal waters (O. Hynie 1963).

The regime of Tatra carbon-dioxide waters was disturbed by the inrush of carbon-dioxide water into the Kišovce-Švábovce manganese mines, about 400 m distant. The water invaded the mines from the NW-SE trending Kišovce fault — an about 70 cm wide fracture (V. Struňák 1964), which was tapped by the working of manganese deposit, at 130 m below the surface. Below the deposit there is a Palaeogene complex, about 60 m thick, formed of basal carbonate conglomerates and sandstones (3—5 m) and of the claystone-sandstone sequence. It is underlain by Triassic carbonates which are the bearers of carbon-dioxide waters.

As follows from the above-said, in Karlovy Vary and in the case of Tatra carbon-dioxide springs, the thickness of the complex overlying the strata bearing mineral water is smaller than that of the sequence covering the Nováky deposit, where it is ten times greater than in Košovce. Moreover, the Staré Sedlo Sandstone in Karlovy Vary is permeable as a whole.

In Nováky the situation is still more propitious because of the position of the coal seam. It lies on a complex of underlying tuffites, on the average 250 m thick, which in turn is superjacent on the impermeable insulating interlayer. Judging from the present knowledge, there is no danger on the greater part of the area that the „Teplice case" would repeat in Nováky deposit. The south-western and western parts of the deposit, where the fault throws surpass 200 to 300 m (Pl. 4) are regarded as most hazardous areas in this respect.

As the two possible causes of the disturbance of the Bojnice thermal waters by coal mining cannot be excluded but not even demonstrated, the coal mining was not restricted, only some precautions were established. The coal deposit is included in the second protective zone of the Bojnice thermal waters. First, new mining works must not be opened in a close proximity of the Bojnice thermal waters, so as to prevent the formation of a deep depression-cone near the N-S trending Malá Magura fault. Pre-boring must be used to ascertain whether the faults are water-bearing or not. If the water-bearing faults are tapped or if concentrated inflows occur during mining, the pressure, temperature, yield, chemical composition and content of gases will be determined. The yield and temperature of concentrated inflows is observed weekly and their chemical composition monthly. From the point of view of the protection of the Bojnice springs, the limiting values pointing to a feasible connection of the lower mine waters with the minerals waters are as follows:

1. Waters the pressure of which exceeds the value shown by isopiestic lines constructed from the observation of the water level in underlying tuffites. The water level in underlying tuffites is measured weakly in the observation wells.

2. Waters of a higher temperature than that calculated for the water at a given depth of mining works, according to the geothermal degree of 17 m, after subtracting mean annual temperature of 8.5 °C within the 25 m-neutral zone.

3. Waters with chemical composition differing from that corresponding to the sodium-bicarbonate up to sodium-bicarbonate-chloride types of water from the underlying tuffites (Table 6, IV).

In conclusion it should be mentioned that the proposed measures will be defined with more precision in the course of mining. It is necessary to introduce the so-called dynamic protection of the water sources, as the static protection is too rigid to be satisfactory. The protection of water sources and the safety of mining can be effected adequately only by a mining process carefully controlled by instructions complemented during the mining and modified on the basis of the experiences obtained with the progress of working. The exploration of mine fields, performed in advance and particularly the pre-boring can provide many useful data.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

551.491 (437.64)

ONDREJ FRANKO—STANISLAV GAZDA

HYDROGEOLOGICKÉ A HYDROGEOCHEMICKÉ POMERY BOJNICKEJ VYSOKEJ KRYHY A NOVÁCKEJ DEPRESIE

Úvod

Pri riešení vzťahu bojnických termálnych vôd k ťažbe uhlia na novácком ložisku v r. 1961—1967 sme bližšie študovali hydrogeologické a hydrochemické pomery bojnickej vysokej kryhy a novácкej depresie. Pod bojnickou vysokou kryhou sa rozumie územie v okolí bojnických kúpeľov budované na povrchu druhohornými a paleogénnymi sedimentami a pod novácкou depresiou j. časť hornonitrianskej kotliny (zhruba medzi Prievidzou a Zemianskymi Kostoľanmi), v ktorej sú druhohorné a paleogénne sedimenty poklesnuté a zakryté neogénnymi a kvartérnymi sedimentami a nachádza sa v nej uhoľné ložisko (14); príl. 1,3.

Geologické útvary v obidvoch oblastiach majú teda rôzne zastúpenie. Vyplýva to z ich rozdielnej tektonickej pozície, ktorá sa odráža i v odlišnej terciérnej tektonike obidvoch území. Bojnická vysoká kryha je postihnutá popaleogénnou zlomovou tektonikou, a to zlomami dvojakého smeru. Staršie — pozdĺžne zlomy majú smer SV—JZ a podľa nich územie poklesáva smerom na JV do kotliny; mladšie — priečne zlomy, porušujúce staršie, majú smer SZ—JV a podľa nich územie poklesáva smerom na JZ do panvy. Novácka depresia je porušená vrchnotortónskou zlomovou tektonikou — dvojakým systémom zlomov (3). Hlavný — pozdĺžny zlomový systém má smer SV—JZ a je vyvinutý len v sv. časti depresie. Južne sa zlomy stáčajú do smeru S—J a v sz. časti do smeru SZ—JV. Tento systém vytvoril v zásade dnešnú stavbu uhoľného ložiska. Je to zložitý systém hrastí a priekopových prepadlín, pričom sloj upadá po poruchách od JV k SZ. Vedľajší zlomový systém tvoria priečne zlomy, ktoré pravdepodobne vznikli len ako odrazy hlavného systému. Obidve územia sú oddelené sj. malomagurským zlomom popaleogénneho veku, na ktorom sa pohyby opakovali v priebehu usadzovania terciérnych a kvartérnych sedimentov (14). Zlom sa tiahne do Tužiny až po Opatovce n/Nitrou, kde sa na j. okraji obce stáča do smeru ZJZ smerom na Vrbany a odtiaľ do sme-

ru S—J smerom na Zemianske Kostoľany (9). Takto je bojnická vysoká kryha oddelená od novácke depresie po celej svojej dĺžke. Podrobnejšie údaje o geologických a tektonických pomeroch tejto oblasti sú uvedené v prácach P. Grossa—O. Franku—O. Samuela (16), M. Brodňana (3) a O. Franku (14).

Vyčlenenie hydrogeologických celkov a chemických typov podzemných vôd

Rozdielnosť geologickej stavby týchto dvoch území a ich odlišná tektonická pozícia sa odrážajú v zložitých hydrogeologických, a tým aj hydrogeochemických pomeroch. Na základe petrografického zloženia jednotlivých litologických celkov sme vyčlenili 6 hydrogeologických celkov. Niektoré z nich predstavujú kolektory podzemnej vody, iné sú ako celok nepriepustné, takže vytvárajú izolátory. Jednotlivé hydrogeologické celky sú zložené z týchto litofácií kvartérnych, terciérnych a druhohorných sedimentov.

I. hydrogeologický celok je vyvinutý hlavne v novácke depresii a tvoria ho kvartérne riečne štrky a sarmat-pliocénna limnická detritickovulkanická formácia. Predstavuje najvýznamnejší kolektor podzemnej vody.

II. hydrogeologický celok je vyvinutý v novácke depresii a tvoria ho vrchnotortónske tzv. nadložné íly, ktoré predstavujú izolátor.

III. hydrogeologický celok je vyvinutý v novácke depresii a tvorí ho vrchnotortónsky uhoľný sloj, ktorý sa ťaží a predstavuje drén.

IV. hydrogeologický celok je vyvinutý v novácke depresii a tvoria ho tzv. podložné tufity vrchnotortónskeho veku. Celok predstavuje kolektor podzemnej vody.

V. hydrogeologický celok je zastúpený v oboch územiach. V depresii ho tvorí burdigalská šlírová fácia a paleogénna (sp. oligocén — vrchný lutét) flyšová, ílovcová a okrajová litofácia. V bojnickej vysokej kryhe ho tvoria len uvedené paleogénne litofácie. Tento komplex je ako celok nepriepustný a predstavuje izolátor.

VI. hydrogeologický celok je zastúpený v oboch územiach. Tvorí ho bazálna transgresívna litofácia paleogénu (vrchný lutét), budovaná karbonatickými brekciami, zlepencami a triasovými karbonátmi. Predstavuje kolektor podzemnej vody.

Hlavnými faktormi *tvorby chemizmu* podzemných vôd, ktoré cirkulujú v zvodnených vrstvách, je ich hydrogeologický charakter, mineralogické a chemické zloženie. Výsledný chemizmus daného obzoru závisí od celého radu rozkladných, rozpúšťacích i výmenných chemických a fyzikálno-chemických rovnováh, ktoré sa ustaľujú na fázovom rozhraní hornina — voda. Pomery sa komplikujú pri prechode podzemnej vody z jednej vrstvy do druhej, ktoré sú

mineralogicky, chemicky, resp. hydrogeologicky odlišné, alebo v prípade zásahu niektorého z metamorfných faktorov (napr. príron CO_2 po zlome, prítomnosť resp. neprítomnosť O_2, zásah biosféry, miešanie s iným typom vody atď.). U hlbších obehov v terciérnych sedimentoch depresie významnú úlohu pri formovaní výsledného chemizmu hrá stupeň „otvorenosti" resp. „zakrytosti" daného obzoru a s ním spojený stupeň degradácie jeho primárneho soľného resp. vodného obsahu.

Okrem množstva vôd zmiešaného typu (nevyhranený chemizmus, kde ani jeden komponent soľného obsahu vôd neprekračuje 50 mval %) stretávame v študovanom území i niekoľko vyhranených typov chemizmu*:

1. nátrium-bikarbonátový ($A_1 > 50$ mval %), typický pre niektoré vody podložných tufitov, detriticko-vulkanickej formácie a paleogénu;
2. nátrium-chloridový ($S_1(Cl) > 50$ mval %), typický pre vody burdigalu a flyšovú a ílovcovú litofáciu paleogénu;
3. kalcium-bikarbonátový ($A_2 > 50$ mval %), typický pre niektoré vody podložných tufitov, kvartéru, detriticko-vulkanickej formácie a podzemných obehov v mezozoiku s prevahou vápencov;
4. kalcium-magnézium-bikarbonátový ($A_2 > 50$ mval %; $Mg/Ca > 0{,}5$), typický pre vody bazálnych paleogénnych zlepencov a podzemné obehy v mezozoiku s prevahou dolomitov.

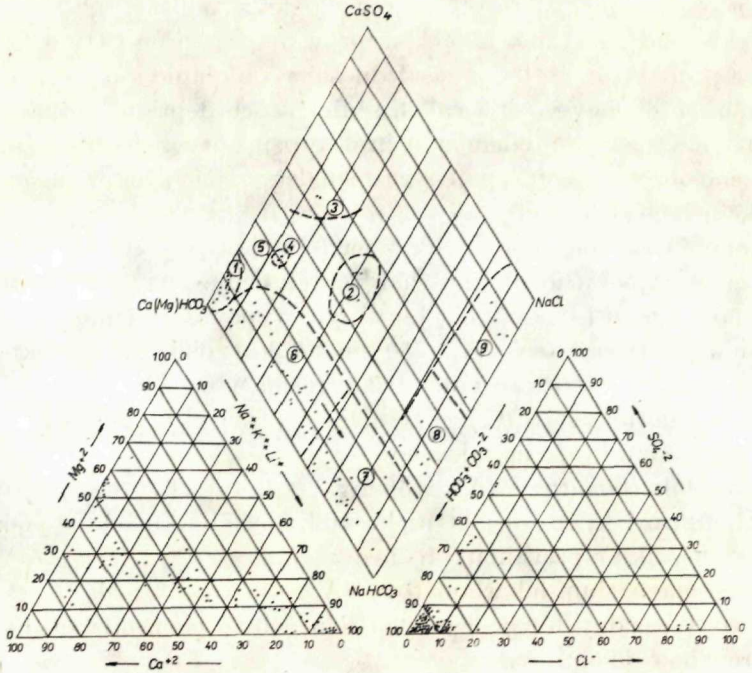
Pestrosť chemizmu a jeho genetické začlenenie vidno na obrázku 1.

Hydrogeologicko-hydrogeochemická charakteristika jednotlivých celkov

Pri charakteristike jednotlivých celkov vychádzame z poznatkov hydrogeologického mapovania a hydrogeologických vrtov. Zhodnotili sme nielen naše vrty, ale aj vrty iných autorov, hlavne K. Malatinského (23, 25). Keďže boli vrty skúšané rôznymi metódami, vypočítali sme iba také filtračné parametre, pre ktoré vyhovujú podklady. Je to špecifická výdatnosť, špecifické zvodnenie a číslo rádovej priepustnosti (21).

I. Hydrogeologický celok je na území depresie budovaný kvartérnymi riečnymi a sarmat-pliocénnymi jazernými sedimentami. Kvartér tvoria piesčité štrky a sute, miestami zahlinené. Sarmat-pliocén detriticko-vulkanická formácia (4) je zložená zo striedajúcich sa štrkov, pieskov, ílov, tufov a tufozlepencov. Hrúbka kvartéru je do 20 m, sarmat-pliocénu v priemere 200—250 m, takže celková hrúbka hydrogeologického celku je v priemere 220—270 m. Z týchto hornín sú zvodnené piesky, štrky a pyroklastiká, bezvodné sú hliny a íly.

* Klasifikácia chemizmu podzemných vôd bola vykonaná podľa Gazdovej modifikácie Palmerovho klasifikačného systému (S. Gazda, 1969. Hydrogeochémia juhoslovenskej uhoľnej panvy. Kand. práca. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.



Obr. 1. **Systemizačný graf chemizmu podzemných vôd novácke j depresie a bojnickej vysokej kryhy**

1 — prechodné súvrstvie vrch. eocénu (vrt NB-3) a plytkopodpovrchové obehy v bazálnych brekciách paleogénu; 2 — hlboké obehy v bazálnych brekciách paleogénu (vrty NB-2 a Š1-NB); 3 — mezozoikum v novácke j depresii (vrt Š1-NB); 4 — mezozoikum a bazálne brekcie paleogénu v bojnickej vysokej kryhe v blízkosti jej tektonického styku s novácke u depresiou (vrt NB-1); 5 — priemerný chemizmus teplejšej línie bojnických teriem (pozri Franko—Gazda 1970); 6 — kvartér a detriticko-vulkanická formácia sarmat-pliocénu; 7 — niektoré hlbšie obehy v detriticko-vulkanickej formácii a vrchnotortónske tufity; 8 — flyšoidný paleogén bojnickej vysokej kryhy (vrt NB-1); 9 — flyšoidný paleogén a burdigal novácke j depresie.

Systemization graph of ground water in Nováky depression and Bojnice elevated block 1 — intermediate Upper-Eocene beds (borehole NB-3) and shallow-subsurface circuits in basal Palaeogene breccia; 2 — deep circuits in basal Palaeogene breccia (borehole NB-2, Š 1-NB); 3-Mesozoic in Nováky depression bore-hole Š1-NB); 4 — Mesozoic and basal Palaeogene breccia in Bojnice elevated block and near its tectonical contact with Nováky depression (borehole NB-1); 5 — average chemism of the warmer line of Bojnice thermae (cf. Franko—Gazda 1970); 6 — Quaternary and detrital-volcanic formation of Sarmatian-Pliocene; 7 — some deep circuits in detrital-volcanic formation and Upper-Tortonian tuffites; 8 — Flyschoid Palaeogene of Bojnice elevated block (borehole NB-1); 9 — Flyschoid Palaeogene and Burdigalian of Nováky depression.

Priepustnosť zvodnených sedimentov je pórová, u pyroklastík sčasti puklinová. Tento mohutný celok je najvýznamnejším kolektorom v depresii a vytvára rozsiahlu hydraulicky jednotnú nádrž podzemnej vody s voľnou hladinou, ktorá je v priamej spojitosti s hladinou vody v rieke Nitre a v jej prítokoch. Vzhľadom na nepriepustné polohy vyskytujú sa v tomto celku aj podhorizonty s tlakovou, väčšinou negatívnou hladinou. Celok je napájaný zrážkovými vodami a povrchovou vodou z vodotokov, takže jeho infiltračná oblasť je rozsiahla.

O jednotnom hydrogeologickom celku môžeme hovoriť preto, lebo medzi kvartérom a sarmat-pliocénom nie je vyvinutá nepriepustná vrstva. Vzhľadom na ich odlišné litologické zloženie sú však medzi nimi predsa len určité rozdiely, takže ich hodnotíme ako *dva horizonty podzemnej vody*, a to *kvartérny* a *sarmat-pliocénny*. Kvartérne riečne štrky majú vcelku súvislý horizont podzemne vody s voľnou hladinou. Naproti tomu podložná detriticko-vulkanická formácia pozostáva z mnohých podhorizontov s hladinou napätou s negatívnou pozitívnou úrovňou, ktoré sú vzájomne prepojené. Názorný príklad poskytuje vrt Z-224 H. Vidieť na ňom, ako s hĺbkou stúpa statická hladina podzemnej vody (tab. 2). Rozdiely sú aj v odlišnom zvodnení, a to v prospech kvartéru.

Prehľad tlakových pomerov a filtračných parametrov *kvartéru* je uvedený v tabuľke 1. Číslo rádovej priepustnosti Z_L z 15 vrtov od Novák po Prievidzu sa pohybuje zhruba v rozmedzí 4—6,5, pričom priemerná hodnota je 5,2.

Prehľad tlakových pomerov a filtračných parametrov *sarmat-pliocénu* je uvedený v tabuľke 2. Vyplýva z nej, že číslo rádovej priepustnosti Z_L z 9 vrtov a 32 skúšaných úsekov v oblasti Nováky — Prievidza sa pohybuje zhruba v rozmedzí 2,6—5,6, pričom pre prevažnú väčšinu hodnôt je charakteristické rozmedzie 3,0—4,5. Priemerná hodnota rádovej priepustnosti je 3,9. Na vrte Z-224 H odskúšal K. Malatinský (23) pliocén v 18 úsekoch. V celom profile vrtu sa číslo rádovej priepustnosti Z_L pohybuje v rozmedzí 3,4—5,6. Priemerná hodnota je 4,2.

Podobne ako v zvodnení kvartérnych riečnych štrkov a sarmat-pliocénnej detriticko-vulkanickej formácie vyskytujú sa rozdiely aj v chemizme ich vôd. Kvantitatívne údaje chemizmu a hydrogeochemické parametre vôd kvartéru sú zhrnuté v tabuľke 3. Typový charakter vôd určuje kalcium-bikarbonátová zložka. Mineralizácia sa pohybuje v intervale 0,2—0,6 g/l, hodnoty koeficientu Mg/Ca cca 0,5. Miestami sa silne uplatňuje kalcium-sulfátová zložka (hlavne u vôd ovplyvnených sekundárnym znečistením), čo sa prejavuje celkovým posunom ku kalcium-sulfátovému typu, ktorý sa však vo vyhranenej forme nevyskytuje (pozri tab. 3). Ako doplňujúci komponent vystupuje prevažne nátrium-bikarbonátová zložka.

Ako príklad možno uviesť vodu intervalu 3,0—18,2 m z vrtu NB-2 (16). Geneticky ide o plytký podpovrchový obeh podzemných vôd v kvartérnych štrkopiesčitých náplavoch rieky Nitry. Časť mineraliziácie (0,5 g/l) prinášajú infiltrujúce zrážkové vody (splach minerálnych látok z pôdy), časť pochádza z rozpúšťania karbonatického podielu valúnov

Tabuľka 1

Kvartér (riečne štrky)

Číslo vrtu	Lokalita	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúšaný úsek od – do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť v l/s	Filtračné parametre		
			+ nad ter. – pod ter. v m	kóta					Špec. výdat. l/s	Špec. zvodn. l/s m²	číslo rádovej priepustnosti
						L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log(10^6 q')$
BP-47	Nováky	257,11	–3,64	253,47	3,64—18,00	14,36	12,8	1,56	0,121	0,00842	3,9
VK-67	Nováky	236,46	–0,80	235,66	4,30— 6,50	2,20	2,81	1,6	0,569	0,258	5,4
VK-68	Nováky	246,74	–5,50	241,24	7,00— 8,20	1,20	0,80	0,21	0,262	0,218	5,3
Z-260H	Koš	256,25	–3,60	252,65	3,60—20,28	16,68	2,60	1,85	0,711	0,0426	4,6
VK-4	Koš	255,97	–2,00	253,97	4,50— 8,50	4,00	2,00	9,0	4,5	1,125	6,1
VK-5	Koš	253,22	–0,70	252,52	3,80— 6,40	2,60	1,9	1,81	0,952	0,366	5,5
NB-2	Opatovce n/Nitrou	256,19	–3,02	253,17	4,95—18,20	14,95	2,0	2,06	1,0300	0,06889	4,8
VK-2	Opatovce n/Nitrou	256,94	–3,10	253,84	5,70— 9,20	3,50	1,12	3,6	3,214	0,918	5,9
VK-1	Prievidza	260,23	–2,04	258,19	4,50—10,56	6,06	3,76	7,69	2,045	0,340	5,5
Z-224H	Prievidza	265,85	–7,52	258,33	10,45—14,80	4,35	1,0	0,483	0,483	0,111	5,0
S-2	Prievidza	—	–3,40	—	4,0 — 8,20	4,20	2,0	0,11	0,0550	0,0130	4,1
S-1	Prievidza	—	–6,20	—	8,0 —13,00	5,0	2,40	4,2	1,750	0,350	5,5
VK-69	Necpaly	272,95	–2,50	270,45	3,50— 7,20	3,70	1,44	4,4	3,055	0,825	5,9
BO-1	Kúty	—	–8,15	—	9,50—12,40	2,90	1,75	1,6	0,914	0,315	5,5
VK-70	Brezany	286,93	–2,35	284,58	3,00— 6,00	3,00	1,05	8,0	7,619	2,539	6,4
										Priemer:	5,2

Tabuľka 2

Sarmat — pliocén (detriticko-vulkanická formácia)

Číslo vrtu	Lokalita	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúšaný úsek od — do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť v l/s	Filtračné parametre		
			+ nad ter. — pod ter. v m	kóta					Špec. výdat. l/s	Špec. zvodn. l/s m²	Číslo rádovej priepustn.
						L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log(10^6 q')$
Z-278 H	Nováky	279,15	— 7,01	272,14	32,00— 36,00	4,0	17,29	0,0297	0,00171	0,000427	2,6
BP-46H	Koš	268,42	— 0,69	267,73	24,35— 44,60	20,25	10,31	2,37	0,229	0,0113	4,1
Z-264 H	Koš	268,02	— 2,84	265,18	17,00— 50,40	33,4	9,71	1,25	0,128	0,00383	3,5
Z-264 H	Koš	268,02	— 0,83	267,19	71,43— 91,50	20,07	17,78	1,18	0,0663	0,00330	3,5
Z-260 H	Koš	256,25	+ 2,53	258,78	81,70—119,20	37,50	22,53	1,91	0,0847	0,00225	3,3
Z-235	Koš	279,82	—12,08	267,74	63,90—150,00	26,1	1,52	1,01	0,564	0,0254	4,4
Z-224 H	Prievidza	265,85	— 7,79	258,06	25,30— 27,10	1,80	1,30	0,396	0,304	0,168	5,2
"	"	"	— 6,71	259,14	32,20— 32,50	0,30	1,00	0,139	0,139	0,463	5,6
"	"	"	— 6,68	259,17	35,20— 38,50	3,30	1,00	0,384	0,384	0,116	5,1
"	"	"	— 6,58	259,27	54,30— 56,50	2,20	1,00	0,054	0,054	0,0245	4,3
"	"	"	— 3,23	262,62	65,40— 70,00	4,60	3,20	0,0765	0,0239	0,00519	3,7
"	"	"	— 3,54	262,31	68,20— 73,20	5,00	1,55	0,111	0,0716	0,0123	4,1
"	"	"	— 3,90	261,95	81,70— 86,00	4,30	2,00	0,0835	0,0417	0,00969	3,9
"	"	"	— 4,42	261,43	86,00— 88,20	2,20	2,90	0,058	0,0200	0,00909	3,9
"	"	"	— 5,66	260,19	92,90— 93,90	1,00	3,00	0,02	0,00666	0,00666	3,8
"	"	"	— 1,61	264,24	96,20—103,30	7,10	3,10	0,3	0,0967	0,0136	4,1

pokračovanie tabuľky 2

Číslo vrtu	Lokalita	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúšaný úsek od – do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť v l/s	Filtračné parametre		
			+ nad ter. – pod ter. v m	kóta					Špec. výdat. l/s	Špec. zvodn. l/s m²	Číslo rádovej priepustn.
						L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log(10^6 q')$
Z-224 H	Prievidza	265,85	– 0,32	265,53	117,30–132,30	15,00	3,65	0,915	0,250	0,0166	4,2
"	"	"	– 0,28	265,57	135,40–146,90	11,50	3,00	0,75	0.250	0,0217	4,3
"	"	"	+ 0,36	266,21	176,30–186,80	10,5	2,8	0,834	0,297	0,0282	4,4
"	"	"	+ 0,32	266,17	201,20–202,00 203,20–218,10	15,7	4,1	0,458	0,111	0,00707	3,8
"	"	"	+ 0,92	266,77	221,30–232,50	11,2	3,8	0,6	0,157	0,0140	4,1
"	"	"	+ 1,42	267,27	239,50–245,60	6,1	3,30	0,183	0,0554	0,00908	3,9
"	"	"	+ 0,73	266,58	258,00–278,70	20,7	4,0	0,212	0,0605	0,00292	3,4
"	"	"	+ 1,57	267,42	283,30–291,00	7,7	4,0	0,533	0,133	0,0172	4,2
Z-222 H	Opatovce n/Nitrou	253,07	+ 1,75	254,82	21,00– 55,00	34,00	10,25	1,2	0,117	0,00344	3,5
"	"	"	+ 9,07	262,14	71,00– 75,50	4,5	8,7	0,0735	0,00844	0,00187	3,2
"	"	"	+ 6,97	260,04	79,00– 85,60	6,6	6,72	0,026	0,00386	0,000584	2,7
"	"	"	+ 6,11	259,18	88,40– 92,80	4,4	6,11	0,035	0,00572	0,00130	3,1
"	"	"	+18,9	271,16	157,40–158,60	1,2	16,99	0,014	0,000824	0,000755	2,8
"	"	"	+ 6,08	259,15	202,00–205,80 210,20–219,50	13,1	29,28	1,35	0,0461	0,00351	3,5
Z-255	"	257,18	+ 9,80	266,98	165,00–175,00	10,0	8,20	1,79	0,218	0,0218	4,3
Z-206 H	"	256,19	– 0,68	255,51	80,00–111,00 121,00–126,20	35,2	23,3	0,72	0,03090	0,00087	2,9
										priemer:	3,9

Tabuľka 3

Chemizmus podzemných vôd I. hydrogeologického celku

Vek (fácia)			Kvartér (riečne štrky)						Sarmat – pliocén			
1	Číslo analýzy		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2	Lokalita		Z-260H	Z-224H	S-2	Z-278H	Z-206H	Koš. č. d.	Z-222H	Z-222H	Z-222H	Z-222H
3	Hĺb. interv. (m)		3,6–20,3	10,45–14,8	4,0–8,2	4,7–22,4	4,95–19,9	447,0	31,0–55,0	71,0–75,5	79,0–85,6	88,4–92,8
4	Teplota vody °C		10,0–14,0	–	12,0	10,0–14,0	9,0	10,5	8,0	–	6,0	–
5	pH		7,3	8,0	7,0	7,7	7,0	6,8	7,1	8,0	7,7	8,2
6	CO_2	mg/l	11,9	–	28,15	3,5	57,2	26,5	38,7	–	17,6	0,0
7	H_2SiO_3	"	62,3	–	–	2,6	23,35	–	29,85	–	46,15	–
8	celk. mineral.	mg/l	330,8	440,65	424,5	299,7	576,45	412,95	791,25	1046,65	1414,85	510,5
9	NH_4^+	mg/l	0,05	–	–	0,07	1,4	+	0,5	–	+	–
10	Li^+			–				st.		–	–	
11	Na^+	"	12,8+	29,65	3,3+	15,5+	16,85+	15,85	155,45+	185,5	269,0	142,45+
12	K^+	"		2,65				3,3		8,0	11,3	
13	Ca^{2+}	"	39,7	55,3	68,2	40,1	84,95	71,55	33,25	67,15	67,15	11,2
14	Mg^{2+}	"	11,2	19,0	26,7	13,6	21,15	19,9	11,45	18,15	19,55	4,4
15	Fe^{2+}	"	0,05	0,62	0,27	0,06	4,3	0,44	0,17	st.	0,35	0,13
16	Mn^{2+}	"	0,0	–	0,05	0,0	1,82	–	0,3	–	0,0	0,0
17	Cl^-	"	4,0	21,3	16,0	3,8	4,4	77,5	10,8	42,6	39,05	36,35
18	SO_4^{2-}	"	12,75	12,75	48,0	5,75	7,4	48,0	21,8	5,35	7,4	93,0
19	NO_3^-	"	5,0	+	–	23,0	2,0	+	3,0	+	+	10,0
20	HCO_3^-	"	183,0	299,0	262,4	195,0	408,8	176,4	524,7	720,0	954,95	183,0
21	CO_3^{2-}	"	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	–	0,0	30,0
22	$S_1(Cl)$	mval%	5,6	10,4	2,5	12,6	1,8	12,9	3,75	9,15	6,5	16,65
23	$S_1(SO_4)$	"	7,65	4,6	–	3,15	2,2	–	4,8	0,85	0,9	27,2
24	S_2	"	–	–	22,75	–	–	39,5	–	–	–	–
25	A_1	"	2,8	9,6	–	2,0	10,2	–	63,3	53,1	63,25	43,15
26	A_2	"	83,85	75,0	74,6	82,2	82,75	47,1	27,95	36,9	29,25	12,9
27	A_3	"	0,1	0,4	0,15	0,05	3,05	0,3	0,2	st.	0,1	0,1
28	Mg/Ca		0,46	0,57	0,64	0,56	0,41	0,46	0,57	0,44	0,48	0,64
29	Na/Ca		0,28	0,51	0,04	0,34	0,17	0,19	4,07	2,4	3,5	11,05
30	Na/K		–	18,85	–	–	–	8,2	–	39,45	40,6	–
31	SO_4/M		0,038	0,023	0,113	0,016	0,011	0,083	0,02	0,004	0,005	0,14
32	HCO_3/Cl		26,55	8,15	9,55	29,9	54,05	1,3	28,2	9,8	14,2	3,9
	Typ chemizmu		$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}(Mg)\ HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	zmiešaný	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	zmiešaný

1. pokračovanie tabuľky 3

	Vek (fácia)		Sarmat — pliocén (detriticko-vulkanická formácia)									
1	Číslo analýzy:		11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
2	Lokalita		Z-222H	Z-222H	Z-255	BP-47H	Z-288H	Z-278H	BP-46H	Z-264H	Z-264H	Z-260H
3	Hĺbka interv. (m)		157,4— 158,6	202,0— 205,8 210,2— 219,5	165,0— 175,0	73,5	15,0— 26,0	32,0— 36,0	24,35— 44,6	17,0— 50,5	71,4— 91,5	81,7— 119,2
4	Teplota vody °C		10,0	14,0	—	16,0	7,0	9,0–12,0	12,0	4,0—8,0	7,0—8,0	3,0–10,0
5	pH		8,1	7,7	7,1	6,8	7,3	8,0	6,9	7,6	7,4	7,5
6	CO_2	mg/l	0,0	0,0	68,2	18,9	15,85	0,0	11,1	5,3	8,8	9,7
7	H_2SiO_3	"	9,75	64,9	31,15	64,9	16,9	16,9	46,75	38,95	54,5	57,1
8	celkom min.	"	944,15	734,3	933,4	291,05	588,2	456,25	428,8	388,4	415,1	444,95
9	NH_4^+	mg/l	3,2	2,8	1,1	0,07	0,0	1,1	st.	0,0	0,8	1,4
10	Li^+	"										
11	Na^+	"	210,2+	162,05+	136,4+	15,15+	4,25+	36,1+	18,2+	14,5+	27,0+	48,05+
12	K^+	"										
13	Ca^{2+}	"	24,85	14,05	76,15	30,85	97,4	50,9	55,7	52,5	46,5	38,1
14	Mg^{2+}	"	14,6	6,8	18,0	8,05	28,7	18,95	18,25	14,6	12,15	9,25
15	Fe^{2+}	"	1,4	0,4	0,14	0,05	0,16	0,17	0,05	0,14	0,2	1,05
16	Mn^{2+}	"	0,0	0,0	0,25	0,0	0,0	0,31	0,0	0,06	0,28	0,24
17	Cl^-	"	19,5	19,25	24,6	3,1	7,25	5,3	4,7	3,7	3,0	7,8
18	SO_4^{2-}	"	6,15	5,75	7,0	2,45	21,8	9,45	60,5	7,8	8,25	7,4
19	NO_3^-	"	2,0	1,0	3,0	20,0	3,0	st.	5,0	6,0	st.	st.
20	HCO_3^-	"	628,5	439,3	634,6	146,4	408,8	305,1	219,7	250,2	262,4	274,6
21	CO_3^{2-}	"	24,0	18,0	0,0	0,0	0,0	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0
22	$S_1(Cl)$	mval%	5,0	6,6	6,6	14,35	2,5	2,6	4,2	4,5	1,85	4,5
23	$S_1(SO_4)$	"	1,15	1,4	1,3	1,8	—	3,45	11,4	3,65	3,75	3,15
24	S_2	"	—	—	—	—	7,05	—	13,4	—	—	—
25	A_1	"	72,75	75,15	44,7	6,9	—	21,25	—	6,0	20,2	35,2
26	A_2	"	20,65	16,7	47,3	76,9	90,35	72,4	70,95	85,7	73,85	56,2
27	A_3	"	0,45	0,15	0,1	0,05	0,1	0,3	0,05	0,15	0,4	0,95
28	Mg/Ca		0,97	0,8	0,39	0,43	0,48	0,61	0,54	0,46	0,43	0,4
29	Na/Ca		7,37	10,07	1,6	0,43	0,04	0,62	0,28	0,24	0,51	1,10
30	Na/K		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
31	SO_4/M		0,005	0,007	0,006	0,009	0,031	0,017	0,124	0,018	0,019	0,016
32	HCO_3/Cl		20,2	14,35	15,0	27,6	32,75	36,0	27,1	39,4	50,6	20,4
	Typ chemizmu		$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	zmiešaný	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$

2. pokračovanie tabuľky 3

	Vek (fácia)		Sarmat — pliocén (detriticko-vulkanická formácia)									
1	Číslo analýzy		21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
2	Lokalita		Z-206H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H
3	Hĺbka inter.	(m)	80,0— 111,0 121,0— 126,2	25,3— 27,1	32,2— 32,5	35,2— 38,5	54,3— 56,5	65,4— 70,0	68,2— 73,2	81,8— 86,0	86,0— 88,2	92,9— 93,9
4	Teplota vody °C		11,0	—	—	6,0	7,0	6,0	7,0	—	—	—
5	pH		7,3	8,0	7,5	7,5	7,0	7,7	7,0	7,5	7,2	7,3
6	CO_2	mg/l	23,3	—	—	2,2	—	6,6	11,45	15,85	12,3	9,7
7	H_2SiO_3	"	44,15	—	—	34,45	34,45	23,4	29,25	35,1	31,2	—
8	celkom min.	"	703,85	496,25	459,3	485,3	527,45	624,8	774,55	706,7	707,7	516,05
9	NH_4^+		—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
10	Li^+		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	Na^+	mg/l	101,2+	29,7	19,3	17,35	18,7	60,0	74,3	80,1+	58,85	75,8+
12	K^+	"		3,0	2,3	3,0	2,95	4,5	4,8		5,8	
13	Ca^{2+}	"	54,9	55,3	59,3	62,0	66,0	48,75	74,35	65,55	71,35	39,7
14	Mg^{2+}	"	12,65	25,35	23,8	24,35	25,25	30,25	30,15	22,45	29,55	17,5
15	Fe^{2+}	"	0,08	—	—	0,28	0,18	0,35	0,6	0,21	0,23	0,13
16	Mn^{2+}	"	0,28	—	—	—	—	0,0	0,0	st.	0,0	0,0
17	Cl^-	"	10,8	31,95	21,3	21,3	17,75	21,3	26,6	26,6	24,85	19,7
18	SO_4^{2-}	"	18,9	12,35	9,9	14,4	11,5	14,0	12,75	9,9	9,9	51,0
19	NO_3^-	"	2,5	+	+	+	+	+	+	+	+	7,0
20	HCO_3^-	"	457,6	338,65	323,4	308,15	347,8	421,05	521,7	466,8	475,95	305,1
21	CO_3^{2-}	"	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
22	S_1/Cl	mval%	4,2	13,45	9,85	10,1	7,8	7,7	7,85	8,7	8,05	9,95
23	$S_1(SO_4)$	"	4,8	3,8	3,35	3,9	3,7	3,75	2,8	2,4	2,35	15,8
24	S_2	"	—	—	—	1,15	—	—	—	—	—	—
25	A_1	"	4,45	4,75	2,25	—	2,7	24,1	24,45	29,35	20,7	23,3
26	A_2	"	46,4	78,0	84,55	84,7	85,7	64,3	64,7	59,45	68,8	50,9
27	A_3	"	0,15	—	—	0,15	0,1	0,15	0,2	0,1	0,1	0,05
28	Mg/Ca		0,38	0,75	0,66	0,65	0,63	1,02	0,67	0,56	0,68	0,73
29	Na/Ca		1,61	0,47	0,28	0,24	0,25	1,05	0,87	1,07	0,72	1,65
30	Na/K		—	17,05	14,15	9,95	10,8	23,05	26,4	—	17,3	—
31	SO_4/M		0,024	0,025	0,021	0,025	0,019	0,019	0,014	0,012	0,012	0,079
32	HCO_3/Cl		24,6	6,15	8,8	8,4	11,35	11,45	11,4	10,2	11,1	9,0
	Typ chemizmu		zmiešaný	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3

3. pokračovanie tabuľky 3

	Vek (fácia)		Sarmat — pliocén (detriticko-vulkanická formácia)									
1	Číslo analýzy		31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
2	Lokalita		Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-224H	Z-206H
3	Hĺbka interv.	(m)	96,2— 103,3	117,3— 132,3	135,4— 146,9	176,3— 186,8	201,2— 202,0 203,2— 218,1	221,3— 232,5	239,5— 245,6	258,0— 278,7	283,3— 291,0	21,7— 129,8
4	Teplota vody °C		—	11,0	11,0	12,0	13,0	13,0	12,0	13,0	12,0	11,0
5	pH		7,5	7,2	7,7	7,7	7,9	7,9	7,7	7,5	7,3	7,3
6	CO_2	mg/l	9,7	34,3	0,0	4,4	0,0	0,0	0,0	28,15	23,75	23,3
7	H_2SiO_3	"	—	—	25,95	22,05	23,25	25,95	25,95	37,65	29,85	44,15
8	celkom min.	"	663,15	660,55	763,35	497,6	377,2	483,6	465,3	1521,75	687.7	703,85
9	NH_4^+	"	0,0	2,0	1,4	2,0	1,4	3,0	2,0	4,0	2,8	0,8
10	Li^+											
11	Na^+	mg/l	86,6+	60,6+	96,25+	61,8+	51,5+	54,5+	46,7+	326,3+	100,0+	101,2+
12	K^+	"										
13	Ca^{2+}	"	53,3	80,55	73,75	45,3	31,65	42,1	46,1	52,9	50,9	54,9
14	Mg^{2+}	"	25,05	19,7	19,45	13,15	9,75	14,85	15,55	28,0	15,55	12,65
15	Fe^{2+}	"	0,12	1,2	0,98	0,17	0,33	0,07	0,26	1,14	2,0	0,08
16	Mn^{2+}	"	0,0	0,35	0,33	0,11	0,19	0,24	0,24	0,0	0,33	0,28
17	Cl^-	"	22,3	23,6	36,35	28,55	20,95	9,4	10,1	151,95	36,4	10,8
18	SO_4^{2-}	"	17,3	7,8	5,75	6,15	5,35	8,25	7,4	8,65	2,45	18,9
19	NO_3^-	"	7,0	1,0	3,0	1,0	1,0	2,0	st.	2,0	2,0	2,5
20	HCO_3^-	"	451,5	463,7	488,1	317,3	219,7	317,3	299,0	909,15	445,4	457,6
21	CO_3^{2-}	"	0,0	0,0	12,0	0,0	12,0	6,0	12,0	0,0	0,0	0,0
22	$S_1(Cl)$	mval.%	8,75	8,05	11,2	13,35	12,85	5,05	4,95	22,25	12,6	4,15
23	$S_1(SO_4)$	"	4,2	1,95	1,25	2,1	2,35	2,9	2,7	0,95	0,6	4,8
24	S_2	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	A_1	"	31,4	21,25	31,2	28,3	32,3	32,45	27,75	50,0	38,55	45,0
26	A_2	"	55,6	68,1	55,85	56,1	52,1	59,4	64,3	26,6	47,25	45,9
27	A_3	"	0,05	0,65	0,5	0,15	0,4	0,2	0,3	0,2	1,0	0,15
28	Mg/Ca		0,77	0,40	0,43	0,48	0,51	0,58	0,56	0,87	0,50	0,38
29	Na/Ca		1,4	0,66	1,15	1,20	1,42	1,13	0,88	5,4	1,71	1,61
30	Na/K		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
31	SO_4/M		0,02	0,01	0,006	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,003	0,024
32	HCO_3/Cl		11,75	11,4	8,2	6,45	6,8	20,4	18,6	3,5	7,1	24,6
	Typ chemizmu		Ca(Mg)-HCO_3	Ca-HCO_3	Ca-HCO_3	Ca-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Ca(Mg)-HCO_3	Na-HCO_3	zmiešaný	zmiešaný

Poznámka: Analytické údaje čerpané z prác K. Malatinského (22, 24). Charakterizačné koeficienty (Mg/Ca, Na/Ca atď.) sú počítané z milivalových hodnôt jednotlivých prvkov (M = mineralizácia vyjadrená Σ mvalov katiónov a aniónov). S_1 S_2 A_1 atď. sú Palmerove charakteristiky vypočítané z mval %. Hodnoty označené indexom+ sú vypočítané (z rozdielu sumy stanovených katiónov a aniónov) sumy alkálií vyjadrené v mg Na^+/l. Detto platí i pre ostatné tabuľky.

štrkopiesku za spolupôsobenia atmosferického CO_2. Pomerne výrazné alkálie sú produktom hydrolytického rozkladu valúnov žúl a andezitov a čiastočne i iónovýmenných procesov (ílový komponent štrkopieskov resp. výmenné komplexy nadložného pôdneho horizontu). V asociácii stopových prvkov bola zistená prítomnosť As, Ge, V. Do štrkopiesčitých náplavov sa tieto prvky dostávajú s atmosferickými zrážkami rozpúšťajúcimi produkty spaľovania uhlia v tepelnej elektrárni Zemianske Kostoľany — hlavne popolček, bohato pokrývajúci povrch študovaného územia.

V podstate totožnú genézu majú aj vody odkryté vrtmi Z- 260H (3,6—20,3 m); Z-224H (10,45—14,8 m); Z-278H (4,67—28,4 m); Z-206H (4,95—19,9 m)— pozri tab. 3. Vody z vrtov Z-260H a Z-278H majú nižšiu mineralizáciu preto, že sú situované v alúviách ľavostranných prítokov Nitry, ktoré tvorí chemicky prevažne slabo aktívny vulkanický materiál.

Základnými procesmi tvorby chemizmu podzemných vôd detriticko-vulkanickej formácie vzhľadom na jej mineralogicko-petrografický charakter je: *rozpúšťanie karbonátov* (hlavne v detritických sedimentoch, kde tvoria až 70 % klastickej zložky), *hydrolytický rozklad silikátov* (dominuje v litofáciách s prevahou vulkanogénnej zložky), *iónovýmenné reakcie* (viazané na pelitický komponent sedimentov) a v obmedzenej miere aj *oxidačnoredukčné procesy*. Pestrý faciálny vývoj formácie, meniaci sa v horizontálnom i vertikálnom profile, sa zákonite odráža aj v pomerne variabilnom chemizme jej podzemných vôd. Chemizmus vôd a ich hydrogeochemické parametre uvádza tab. 3.

Základným typom hĺbkového intervalu (0,0—60,0 m) sú kalcium-bikarbonátové vody, ktoré miestami prechádzajú v kalcium-sulfátové (nevyhranené). Sprievodnou zložkou je prevažne zložka kalcium-sulfátová (S_2). Často sa však uplatňuje i zložka nátrium-bikarbonátová, a to hlavne v polohách tufitických a piesčitých (poukazujú na to nízke obsahy síranov, podobne ako u vôd tufitov, a tým aj nízke hodnoty $SO_4/M < 0,05$). Miestami sa nátrium-bikarbonátová zložka prejavuje aj typove. Typickým príkladom je vrt Z-222H. Mineralizácia kolíše v širokom intervale (0,2—1,0 g/l), podobne i koeficient Mg/Ca (0,2—1,0), čo je spolu s vyššie uvedenými variáciami chemizmu odrazom nejednotného chemického a mineralogického zloženia tohto horizontu. Naproti tomu koeficient Na/K vykazuje malé kolísanie (3,0—8,0). Občasné zvýšené obsahy chloridov sú dôsledkom sekundárneho znečistenia. Rovnaký pôvod majú aj lokálne sa vyskytujúce zvýšené obsahy síranov.

Odskúšaný úsek vrtu NB-2 (21,2—130,4 m) charakterizujú podzemné vody zmiešaného typu (prechod medzi kalcium-bikarbonátovým a nátrium-bikarbonátovým typom). Odčerpaná voda predstavuje pravdepodobne zmes niekoľkých vôd rôzneho chemizmu, viazaných na priepustné polohy, oddelené od seba vrstvami piesčitých, resp. slienitých ílov (16).

Analogicky s chemizmom vôd tortónskych tufitov (pozri ďalej) predpokladáme, že polohy andezitových tufov (77,0—84,0 m resp. 105,0—106,10 m), resp. tufitických pieskovcov (107,6—110,8 m) sú zvodnené vodami nátrium-

bikarbonátového typu. Naproti tomu vody kalcium-bikarbonátového typu sú charakteristické pre zvodnenú polohu štrkopieskov v strope odskúšaného úseku, resp. pre polohy slabo zaílovaných detritov (s podstatným podielom valúnov karbonátov) a vápnitých pieskovcov.

Miešaním uvedených dvoch základných genetických typov podzemných vôd vzniká výsledný chemizmus, zistený pri krátkodobom čerpacom pokuse tohto úseku. Asociácia stopových prvkov zistených v odčerpanej vode, nevykazuje žiadne pozoruhodnoti.

Smerom do hĺbky (úsek 60,0—300,0 m) k báze horizontu pozorujeme výrazný posun chemizmu k typu nátrium-bikarbonátovému. Klasickým príkladom je profil vrtu Z-224H (pozri spojitý vzrast A_1 v tab. 4). Prednostné uvoľňovanie alkálií (hlavne Na^+) závisí od zmien oxidačno-redukčných a termodynamických podmienok s rastúcou hĺbkou, ako aj od blokujúceho účinku komponentov bikarbonátovej rovnováhy voči prestupu Ca^{2+} do kontaktných vôd (6). Hodnoty koeficienta Mg/Ca a mineralizácia vôd intervalu 60,0 — 300,0 m kolíšu v pomerne širokom rozmedzí (0,4—1,0 resp. 0,2—1,5 g/l) bez závislosti od hĺbky zvodnených obzorov, vykazujú však zrejmý vzťah k ich mineralogicko-petrografickému zloženiu. Hodnoty koeficienta Na/K sú vždy nad 8,0.

Tabuľka 4

Zmeny chemizmu v profile vrtu Z-244 H

Hĺbkový interval m	M mg/l	Mg/Ca	SO_4/M	S_1(Cl)	S_1(SO_4)	A_1	A_2
0,0– 60,0 (4)	474,1	0,67	0,025	10,3	3,7	2,7	83,3
60,0–110,0 (6)	641,3	0,74	0,033	8,0	5,3	25,25	61,45
110,0–250,0 (6)	513,4	0,49	0,015	9,35	2,3	30,55	57,8
250,0–300,0 (2)	1071,1	0,69	0,007	17,2	0,8	46,2	35,8

Poznámka: údaj v zátvorke = počet analýz, z ktorých je vypočítaný priemer.

Zaujímavé je porovnanie absolútnych obsahov chloridov a síranov (tab. 5) v jednotlivých hĺbkových intervaloch horizontu.

Tabuľka 5

Zmeny obsahu chloridov a síranov v profile pliocénu

Hĺbkový interval m	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	
0,0– 60,0 (9)$^{+2}$	13,8	18,8	(13,6)$^{+3}$
60,0–110,0 (12)	22,8	19,9	(9,5)
110,0–250,0 (10)	20,3	7,85	(7,85)
250,0–300,0 (2)	36,4^{+1}	5,55	(5,55)

$^{+1}$ = údaj jednej analýzy
$^{+2}$ = údaj v zátvorke — počet analýz, z ktorých je vypočítaný priemer
$^{+3}$ = údaj v zátvorke — priemerný obsah síranov po vylúčení anomálií

U chloridov pozorujeme smerom k báze spojitý vzrast, u síranov naopak pojitý pokles. Spojitý pokles obsahu síranov smerom do hĺbky dávame do súvisu s poklesom významu oxidačných procesov jemne dispergovaných sulfidov (pokles kyslíkového potenciálu atakujúcich vôd s hĺbkou). Anomálne obsahy síranov (50—100 mg/l) pozorované v niekoľkých vrtoch (vrt BP-46H úsek 34,35—44,60 m; vrt Z-222H úsek 88,4—92,8 m; vrt Z-224H úsek 92,9 až 93,9 m) môžu byť dôsledkom rozpúšťania lokálnych akumulácií jemne dispergovaného zemitého sadrovca (gibbsitu). Anomália chloridov (151,95 mg/l) vo vrte Z-224H (úsek 258,0—278,7 m) naznačuje, že pri formovaní zvýšených koncentrácií chloridov v podzemných vodách bazálnych vrstiev pliocénu okrem iónového koncentračného spádu participuje aj obmedzený príron vôd nátrium-chloridového typu z podložných sedimentov burdigalu (paleogénu?).

Tento hydrogeologický celok je v spojitosti s celkom tzv. podložných tufitov, takže miestami môže dochádzať k miešaniu ich vôd. Smer zmien v chemizme, ku ktorým pritom dochádza, je znázornený na diagrame šipkami (obr. 1).

II. hydrogeologický celok tvoria tzv. nadložné (vzhľadom na uhoľný sloj) vrchnotortónske íly. Ich hrúbka sa pohybuje väčšinou od 150 m do 300 m, v z. časti ložiska v hlboko poklesnutých kryhách až do 500—600 m a vo zvlášť vysokých kryhách aj pod 100 m. Smerom k v., jv. a sv. okraju ložiska sa hrúbka ílov zmenšuje až úplne miznú. Íly ako celok vodu neprepúšťajú. Ich význam spočíva v tom, že tvoria mohutné nepriepustné podložie — izolátor I. hydrogeologickému celku a priame nadložie uhoľnému sloju. Tým je zamedzené vnikanie prítokov do baní z nadložia. Zlomy v íloch v tesnom nadloží uhoľného sloja sú však zvodnené (23).

III. hydrogeologický celok tvorí samostatný vrchnotortónsky uhoľný sloj s priemernou mocnosťou 8—10 m. Ako celok je nezvodnený. Zvodnené sú podobne ako v nadložnom celku len zlomy. Pri ťažbe nastávajú prítoky vody z podložia alebo nadložia, takže banské diela predstavujú drén podzemnej vody. Odvodňovaním podložného a nadložného hydrogeologického celku nastáva porušenie ich ustáleného režimu podzemných vôd, o čom pojednávajú vo svojich prácach O. Franko (14) a J. Fides—O. Franko—S. Gazda (19).

IV. hydrogeologický celok tvoria produkty vrchnotortónskeho podložného vulkanizmu, tzv. podložné tufity (vzhľadom na uhoľný sloj). Ide o komplex striedajúcich sa piesčitých tufitov, tufitických pieskovcov s vložkami a polohami prevažne hrubozrnných zlepencov a tufitických ílov. Jeho hrúbka sa pohybuje od 30—270 m, priemerná hrúbka je 150 m. Podložné tufity vychádzajú na povrch pri v. okraji ložiska v asi 1 km širokom páse, pod vplyvom tektoniky však stupňovito upadajú smerom k z. okraju, kde sa postupne vykliňujú. Tvoria takto artézsky horizont s tlakovými vodami, ktorý má vyvinuté iba zostupné krídlo. Priepustnosť hornín horizontu je pórová a puklinová.

Tento komplex vzhľadom na striedanie sa priepustných a nepriepustných hornín tvorí rad podhorizontov, ktoré sú vzájomne poprepájané, takže vytvárajú celok s jednotným režimom. Infiltračná oblasť horizontu sa nachádza v miestach jeho východu na povrch, kde doň vsakujú zrážky i povrchové vody. Zistili sme to hydrometrovaním potokov zarezaných do neho. Tak napr. potok j. od obce Sebedražie mal pri vtoku do tufitov prietok 2,23 l/s a po prekonaní 1,2 km vzdialenosti 1,89 l/s (12), čo svedčí o ich veľmi slabej priepustnosti. K napájaniu horizontu dochádza aj s. od ložiska, kde v dôsledku vyklinenia nadložných ílov je tento celok spojený s I. hydrogeologickým celkom (25). Jeho filtračné parametre a tlakové údaje uvádza tab. 6. Číslo rádovej priepustnosti Z_L sa pohybuje v rozpätí hodnôt 0,4—5,2, priemerná hodnota je 3.

Chemizmus a hydrogeochemické parametre podzemných vôd tohto celku uvádza tabuľka 7. Tortónske tufity ako sladkovodné fluviatilné, resp. fluviolimnické sedimenty charakterizuje prítomnosť Na^+ (prevažujú v spodnej časti ich vertikálneho profilu) a Ca^{2+} (prevažujú vo vrchnej časti ich vertikálneho komplexu) výmenných komplexov a neprítomnosť väčších množstiev rozpustných spolu usadených solí (NaCl, Na_2SO_4), charakteristických pre brakické a hlavné morské sedimenty. Táto skutočnosť spolu s ich mineralogicko-petrografickým charakterom (prevažne klastiká rôznych typov andezitov) a pórovo-puklinovou priepustnosťou určuje potom základný smer mineralizačných procesov prestupujúcich vôd.

Základnými procesmi tvorby chemizmu sú hydrolytický rozklad silikátov a iónovýmenné procesy. Rozpúšťanie karbonátov sa uplatňuje iba v obmedzenej miere, hlavne v bazálnej časti tufitického komplexu, kde je vyvinutá súvislá štrkopiesčitá vrstva kremencového a karbonatického materiálu. Svedčí o tom chemizmus vôd odkrytých vrtmi Z-235 (367,9—403,5 m); Z-239 (331—371,3 m) a Z-237 (405,9—426,2 m). Mineralizácia týchto vôd sa pohybuje v rozmedzí 0,5—0,8 g/l a typická je prítomnosť výraznej kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky. Pomerne konštantná hodnota koeficientu Mg/Ca (0,75—0,86) naznačuje (i keď pripúšťame možnosť značného ovplyvnenia rozpustnosti vápencov v dôsledku blokujúceho účinku nátrium-bikarbonátovej zložky) podstatný podiel dolomitov v karbonatickej zložke.

Vody vlastných tufitov a tufitických pieskovcov vykazujú podstatne výraznejší nátrium-bikarbonátový chemizmus s širokým rozptylom mineralizácie (0,3—1,7 g/l). V prevažnej väčšine sú to vody alkalické až silne alkalické (pH 7,1—8,7) s hodnotami koeficientu Mg/Ca 0,2—1,6.

Zaujímavý poznatok získal K. Malatinský (24) vrtmi Š1-NB a Z-260H. V tesnom ílovom nadloží uhoľného sloja — v prvom vrte v úseku 204,0—233,4 m, v druhom v 291,2—297,5 m boli zastihnuté zvodnené poruchové zóny, vyvádzajúce podzemné vody z hlbšieho podložia. Ich chemizmus vykazuje zrejmú genetickú náväznosť na podložné tufity. Pozoruhodný je

Tabuľka 6

Tortón — podložné tufity

Číslo vrtu	Lokalita	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúšaný úsek od — do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť v l/s.	Filtračné parametre		
			+ nad ter. — pod ter. v m	kóta					Špec. výdat. l/s	Špec. zvodn. l/s m²	Číslo rádovej priepustn.
						L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log(10^6 q')$
Z-288 H	Zemianske Kostolany	257,61	+ 16,77	274,38	371,20—393,40	22,2	14,70	0,00093	0,0000632	0,00000284	0,4
BP-47	Nováky	257,11	−228,72	28,93	280,00—320,70	40,7	15,0	0,137	0,00913	0,000224	2,3
Z-278 H	Nováky	279,15	−169,32	109,83	242,00—253,00 279,00—285,00 306,00—309,00 332,00—338,00	26,00	0,08	0,378	4,725	0,181	5,2
BP-46 H	Koš	268,42	− 98,21	170,21	189,00—200,00	11,00	16,79	0,244	0,0145	0,00131	3,1
Z-264 H	Koš	268,02	− 93,92	174,10	267,50—295,10	27,6	11,02	0,322	0,0292	0,00105	3,0
Z-260 H	Koš	256,25	− 93,80	162,55	320,00—326,00 342,70—346,20	9,5	10,2	0,32	0,0313	0,00329	3,5
Z-235	Koš	279,82	+ 1,46	281,28	367,90—403,50	6,3	1,0	0,017	0,017	0,00269	3,4
Z-224 H	Prievidza	265,85	− 4,54	261,31	429,60—455,00	25,4	21,68	0,056	0,00258	0,000101	2,0
Z-239	Koš	270,85	+ 17,0	287,85	331,30—371,30	9,30	13,1	1,45	0,111	0,0119	4,1
Z-237	Koš	262,44	+ 15,65	278,09	405,90—426,20	16,40	14,0	0,358	0,0255	0,00155	3,2
										priemer	3,0

Tabuľka 7 **Chemizmus podzemných vôd IV. hydrogeologického celku** (vrchnotortónske podložné tufity)

1	Číslo analýzy:	1	2	3	4	5	6	7	8
2	Číslo vrtu	Z-205	Z-288 H	BP-47 H	BP-47 H	Z-278 H	Z-278 H	BP-46 H	Z-264 H (Š1-NB)
3	Hĺbkový úsek (M)	?	354,2—398,1	280,0—320,7	279,2	173,97 – 187,17 (porucha v nadložných íloch)	242,0—253,0 279,0—285,0 306,0—309,0 332,0—338,0	189,0—200,0	204,0—223,4 (porucha v nadložných íloch)
4	Teplota vody °C	15,8	26,0	—	18,0	12,0	17,0	18,0	14,0
5	pH	7,5	7,9	8,1	8,6	8,1	8,7	7,2	7,1
6	CO_2 mg/l	68,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,2	71,3
7	H_2SiO_3 "	—	3,9	15,6	83,1	7,8	57,1	62,3	62,3
8	celk. min. "	1698,85	323,95	633,3	643,7	672,75	927,15	556,75	980,15
9		+	2,0	3,2	3,4	1,5	2,0	10,0	1,6
10	Li^+ mg/l	0,65		—					
11	Na^+ "	426,7	57,25+	144,2	163,3+	163,8+	247,3+	82,75+	158,7+
12	K^+ "	21,2		22,0					
13	Ca^{2+} "	17,05	12,85	8,8	3,2	17,35	7,6	21,25	56,9
14	Mg^{2+} "	2,45	1,65	2,9	0,95	10,7	1,2	10,45	17,3
15	Fe^{2+} "	0,65	0,55	2,7	1,7	0,17	8,0	1,17	0,4
16	Mn^{2+}	0,0	—	0,12	0,0	0,0	0,0	0,15	0,28
17	Cl^- "	23,75	9,1	32,0	35,6	6,0	73,0	5,4	5,75
18	SO_4^{2-} "	36,2	12,35	5,75	6,6	9,05	105,35	3,3	5,75
19	NO_3^- "	st.	1,0	3,0	5,0	st.	5,0	st.	st.
20	HCO_3^- "	1170,2	201,3	372,2	292,9	390,5	396,6	360,0	671,2
21	CO_3^- "	0,0	12,0	21,0	48,0	66,0	24,0	0,0	0,0
22	$S_1(Cl)$ mval %	3,2	2,45	12,1	14,25	1,9	18,4	2,5	1,45
23	$S_1(SO_4)$ "	3,7	1,15	1,5	1,8	2,1	18,85	1,1	1,05
24	S_2 "	—	—	—	—	—	—	—	—
25	A_1 "	87,8	55,2	74,1	77,15	75,55	55,2	55,2	58,65
26	A_2 "	5,2	40,45	11,0	5,6	20,35	5,1	40,45	38,55
27	A_3 "	0,1	0,75	1,3	1,2	0,1	2,45	0,75	0,3
28	Mg/Ca	0,24	0,81	0,54	0,5	1,02	0,26	0,81	0,5
29	Na/Ca	21,85	3,4	14,25	44,4	8,3	28,3	3,4	2,45
30	Na/K	34,4	—	11,1	—	—	—	—	—
31	SO_4/M	0,018	0,006	0,008	0,009	0,010	0,094	0,006	0,005
32	HCO_3/Cl	28,6	38,8	7,55	6,35	50,9	3,55	38,8	67,9
	Typ chemizmu	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$

Poznámka: Okrem analýzy č. 1 sú analytické údaje čerpané z prác K. Malatinského (22, 24).

Pokračovanie tab. 7.

1	Číslo analýzy:		9	10	11	12	13	14	15
2	Číslo vrtu		Z-264 H (Š1-NB)	Z-260 H	Z-260 H	Z-224 H	Z-235	Z-237	Z-239
3	Hĺbkový úsek (m)		249,8—295,1	291,2—297,5 (porucha v nadložných floch)	320,0—326,0 342,7—346,2	429,6—455,0	367,9—403,5	405,9—426,2	331,3—371,3
4	Teplota vody °C		22,0	—	9,0	10,0	12,0	18,0	16,0
5	pH		7,5	8,2	7,9	8,1	7,3	7,5	7,3
6	CO_2	mg/l	9,7	0,0	0,0	0,0	57,2	14,1	23,75
7	H_2SiO_3	"	71,4	9,75	77,9	103,85	15,6	88,25	10,4
8	celkom min.	"	511,55	964,55	591,85	1187,15	744,7	875,7	457,55
9	NH_4^+	"	1,5	0,8	1,85	10,8	2,4	2,4	1,22
10	Li^+	"							
11	Na^+	"	94,3+	230,35+	113,4+	230,8+	102,55+	146,65+	76,35+
12	K^+	"							
13	Ca^{2+}		14,45	22,05	17,25	30,05	45,3	35,65	24,05
14	Mg^{2+}	"	5,85	21,15	7,55	25,55	22,6	18,75	10,95
15	Fe^{2+}	"	0,17	0,3	1,7	2,4	10,0	0,81	1,4
16	Mn^{2+}	"	0,11	0,0	0,0	st.	0,72	0,0	0,22
17	Cl^-	"	4,8	12,0	6,3	20,35	8,9	22,1	6,3
18	SO_4^{2-}	"	7,8	34,95	5,35	4,95	11,95	9,9	3,3
19	NO_3^-	"	st.	st.	1,0	3,0	st.	2,0	st.
20	HCO_3^-	"	311,2	549,2	335,6	683,4	524,7	549,2	323,4
21	CO_3^-	"	0,0	84,0	24,0	72,0	0,0	0,0	0,0
22	$S_1(Cl)$	mval %	2,5	2,65	2,9	4,35	2,75	6,65	3,2
23	$S_1(SO_4)$	"	3,0	5,65	1,7	0,7	2,7	2,1	1,25
24	S_2	"	—	—	—	—	—	—	—
25	A_1	"	70,5	69,3	70,05	65,0	43,55	55,95	55,4
26	A_2	"	23,75	22,3	23,95	29,35	46,75	35,0	39,1
27	A_3	"	0,25	0,1	1,4	0,6	4,25	0,3	1,05
28	Mg/Ca		0,67	1,58	0,72	1,4	0,82	0,87	0,75
29	Na/Ca		5,7	9,1	5,75	6,7	1,95	3,6	2,75
30	Na/K		—	—	—	—	—	—	—
31	SO_4/M		0,015	0,028	0,008	0,004	0,014	0,010	0,006
32	HCO_3/Cl		37,8	34,9	35,4	23,7	34,25	14,45	29,8
	Typ chemizmu		$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$	zmiešaný	$Na\text{-}HCO_3$	$Na\text{-}HCO_3$

však fakt, že mineralizácia týchto vôd (0,7—1,01 g/l) je podstatne vyššia než mineralizácia vôd (0,5—0,6 g/l) zistených týmito vrtmi vo vrchných zvodnených polohách podložných tufitov (vrt Š1-NB úsek 249,8—295,1 m; vrt Z-260H úsek 320,0—346,2 m). Aj keď pripúšťame možnosť určitého prirodzeného vzrastu mineralizácie rozpúšťaním karbonatickej zložky nadložných ílov, nemôže mať za následok pozorované anomálne zvýšenie mineralizácie. Predpokladáme, že tieto vody majú svoj pôvod v spodných častiach tufitického komplexu. Nízke obsahy chloridov vylučujú ich hlbší pôvod, resp. rozptyl vôd z hlbšieho podložia. Tento fakt nepriamo naznačuje, že poruchy, ktoré ich vyvádzajú, sú v podložnom burdigale, resp. v paleogéne vodotesné.

Anomáliou je vrt Z-278H — jednak zvýšenými obsahmi chloridov a síranov vo vodách v úseku 242—338,0 m (štyri zvodnené obzory nad sebou odskúšané spoločne), pripúšťajúcimi možnosť obmedzeného rozptylu vôd z hlbšieho podložia — a jednak nižšou mineralizáciou vôd zvodnenej poruchy v nadložných íloch (úsek 174,0—187,2 m).

V. hydrogeologický celok tvoria sedimenty burdigalu a paleogénu. Z burdigalu je vyvinuté len šlírové pásmo a z paleogénu pričleňujeme k nemu „flyšoidné" súvrstvie (flyš, ílovcová a okrajová litofácia). Tento komplex je ako celok nepriepustný, takže je ako kolektor vôd bezvýznamný. Jeho význam spočíva vo vytvorení nepriepustného medziložia — izolátora v podloží horizontu tufitov, z ktorých sú prítoky do banských diel, a v nadloží bazálneho detritického súvrstvia paleogénu a druhohorných karbonátov, ktoré sú nositeľmi termálnych vôd. Vyskytuje sa na území uhoľného ložiska i v bojnickej vysokej kryhe, pričom jeho pozícia a zloženie sú rozdielne.

Jeho spoločné znaky sú, tieto: 1. ako celok je nepriepustný; 2. zvodnené sú len vložky a polohy pieskovcov a brekcií (vyvinuté sú hlavne vo flyšovej a okrajovej litofácii paleogénu) a v burdigale i vložky pieskov; 3. pieskovce a brekcie majú kombinovanú — pórovú a puklinovú priepustnosť; 4. celok obsahuje artézsku podzemnú vodu s pozitívnou i negatívnou hladinou; 5. priepustné sú aj tektonické zlomy, ale len do určitej hrúbky súvrstvia (cca do 300 m).

V bojnickej vysokej kryhe vystupuje tento celok priamo na povrch a tvorí ho paleogénna flyšová, ílovcová a okrajová litofácia; vo výverovom území bojnických teriem iba okrajová litofácia, zjz. od termálneho prameňa Jazero ílovcová okrajová litofácia a v ostatnej časti všetky tri litofácie. Jeho hrúbka závisí od pozície tektonickej kryhy. Vo výverovom území teriem sa pohybuje od niekoľko desať metrov až do cca 300 m a v ostatnej časti územia až do 1000 m. Vo výverovom území teriem vzhľadom na svoju plošnú nepriepustnosť vytvára nepriepustný strop termálnym vodám, ktoré sa priamo z druhohorných karbonátov pretláčajú cez paleogén k povrchu len po zlomoch, takže pramene majú charakter sústredených (bodových) výverov.

Tento hydrogeologický celok sme skúmali čerpacími skúškami na vrte NB-1, NB-2 a NB-3. Filtračné parametre a tlakové údaje z jednotlivých vrtov uvádza tabuľka 8.

Na vrte NB-1 sme do 250 m odskúšali flyšovú litofáciu, kde sa striedajú v pomere zhruba 1:1 ílovce s pieskovcami a brekciami. Tú istú litofáciu sme odskúšali v jednom prípade i na vrte NB-2. Číslo rádovej priepustnosti sa pohybuje v rozmedzí 0,7—1,7, priemerná hodnota je 1,2.

Na vrte NB-3 sme odskúšali okrajovú litofáciu, kde prevažujú klastiká a psamity nad pelitmi, preto je aj zvodnenie pomerne vyššie. Hodnoty rádovej priepustnosti sa pohybujú v rozmedzí 2,4—4,0 (tab. 8). Priemerná hodnota je 3,0.

Z tabuľky 8 vyplýva, že tento hydrogeologický celok obsahuje podzemnú vodu s napätou hladinou s negatívnou i pozitívnou úrovňou. Vrchnejšie časti majú hladinu negatívnu a hlbšie pozitívnu, čo je spôsobené otvorenosťou plytších úsekov k povrchu a izolovanosťou hlbších úsekov.

Na území nováckej depresie tento celok zakrývajú mladšie neogénne sedimenty a na povrch vystupuje pri sv. okraji kotliny v predpolí pohoria Žiar. Tvorí ho burdigal a paleogén. Burdigal je vyvinutý v šlírovej fácii v s. časti depresie, zhruba s. od obce Koš, kde má hrúbku do 200 m, a v jv. časti v oblasti V. Lehoty. V prevažnej časti depresie, od Zemianskych Kostolian až po Koš, sa nachádzajú iba sedimenty paleogénu. Hrúbka „flyšoidného" paleogénu na vrte Š1-NB v depresii je 660 m, pričom vrt sa nachádza v elevácii. V s. časti ložiska, kde je vyvinutý aj burdigal, má teda celok hrúbku vyše 800 m, j. od Koša vyše 600 m. Filtračné parametre a tlakové pomery na území ložiska sme zisťovali na dvoch vrtoch v burdigale a na dvoch vrtoch v paleogéne (tab. 9).

Burdigal sme skúmali vrtmi Z-222H a NB-2. Číslo rádovej priepustnosti Z_L sa pohybuje od 0,3 do 0,6, priemerná hodnota je 0,4. Výsledky z paleogénnych sedimentov podávajú vrty Z-288H a Z-278H. Číslo rádovej priepustnosti Z_L vrtu Z-278H má hodnotu 3,10.

Odlišná tektonická pozícia a zastúpenie jednotlivých litofácií v oboch územiach majú svoj zákonitý odraz aj v tvorbe chemizmu podzemných vôd tohto celku. Chemické zloženie vôd z vrtov NB-1, NB-2 a NB-3 v bojnickej vysokej kryhe a hydrogeochemické parametre uvádza tabuľka 10.

Úsek 324,9—449,0 m vrtu NB-2 tvoria vrstevnaté vápnité, resp. slienité ílovce s 10—20 cm mocnými polohami pieskovcov, ojedinele i strednozrnných pieskov. Voda získaná čerpacím pokusom v úseku 382,4—449,0 m vykázala výrazný nátrium-chloridový charakter. Pomerne nízka mineralizácia (3,96 g/l) poukazuje na pokročilé štádium vysladovania v dôsledku dlhodobej vodovýmeny. Podobný chemizmus vôd s narastaním mineralizácie smerom do hĺbky možno očakávať v psamiticko-detritických vložkách podložnej ílovcovej litofácie.

V profile vrtu NB-1 nepozorovať podstatné rozdiely v chemizme podzemných vôd (tab. 10). Vo všetkých prípadoch ide o podzemné vody nátrium-bikarbonátového typu. Charakteristická je výrazná nátrium-sulfátová zložka

Tabuľka 8

Bojnická vysoká kryha — flyšoidný paleogén

Lokalita	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúšaný úsek od — do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť l/sec.	Filtračné parametre		
		+ nad ter. — pod ter. v m	kóta					špec. výdat. l/sec.	špec. zvodn. l/sec. m²	číslo rádovej priepustnosti
					L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log(10^6 q')$
					vrt NB-1					
Opatovce n/Nitrou	280,19	− 4,82	275,37	11,60— 59,35	47,75	18,48	0,053	0,00287	0,00006	1,7
"	"	−22,60	257,59	63,60— 99,30	35,70	26,70	0,035	0,00131	0,00003	1,4
"	"	+17,06	297,25	102,30—150,00	47,70	65,06	0,042	0,00064	0,00001	1,0
"	"	+ 7,67	287,86	150,8—200,00	49,20	67,00	0,15	0,00223	0,00004	1,6
"	"	+ 0,76	280,95	209,90—258,40	48,5	50,00	0,027	0,00054	0,00001	1,0
					vrt NB-2					
"	256,19	+ 7,32	263,51	382,45—449,00	66,55	105,00	0,038	0,00036	0,000005	0,7
									priemer	1,2
					vrt NB-3					
Bojnice	329,89	−14,12	315,77	16,00— 40,00	24	31,7	0,37	0,0116	0,00048	2,6
"	"	−14,63	315,26	40,00— 70,00	30	38,3	0,31	0,008	0,00026	2,4
"	"	−13,86	316,03	69,00— 87,00	18	27,4	0,7	0,025	0,0014	3,1
"	"	+ 3,81	333,70	233,00—239,00	6	7,51	0,53	0,07	0,011	4,0
									priemer	3,0

a zákonitý vzrast mineralizácie s narastajúcou hĺbkou (0,74—1,37 g/l). Nízke hodnoty celkovej mineralizácie a celkový chemizmus, hlavne neprítomnosť významnejších koncentrácií nátrium-chloridovej zložky ($S_1(Cl) = 2,1—5,35$) poukazujú na dokonalú vymytosť flyšového súvrstvia v skúmanom úseku (t. j. do hĺbky 250 m). Dominujúca nátrium-bikarbonátová zložka však naznačuje, že výmenné komplexy paleogénnych sedimentov obsadzuje prevažne sodík. Považujeme ju totiž za primárnu, vytvorenú prevažne vyluhovacími a rozkladnými procesmi v systéme sediment — voda za spoluúčasti CO_2 väčšinou atmosferického pôvodu. Iónovýmenné reakcie sa uplatňujú iba pri metamorfóze primárnej kalcium-sulfátovej zložky (na jej tvorbe okrem rozpúšťania jemne dispergovaného sadrovca sa môže podieľať aj oxidácia pyritu, ktorého ojedinelý výskyt v sedimentoch vrtu NB-1 zaznamenal T. Ďurkovič (10). Kalcium-(magnézium) — bikarbonátová zložka sa výraznejšie prejavuje iba v úsekoch s prítomnosťou polôh piesčitých organodetritických vápencov resp. karbonatických mikrokonglomerátov a tam, kde dominuje v pieskovcoch karbonatický tmel resp. stúpa vápnitosť ílovcov. Asociácia stopových prvkov nevykazuje v profile vrtu významnejšie anomálie a tvoria ju prevažne litofilné prvky (v zátvorke sú uvedené prvky so sporadickým výskytom): Ag, Al, Fe, Ba, Sr, B, Mn, Ti, Co, Li, Cu (Mo, V, Pb).

Rozdiel v chemizme vôd flyšovej litofácie na vrte NB-1 a NB-2 vyplýva z odlišnej geologickej pozície. V kryhe vrtu NB-2 leží flyš v podloží mocného komplexu neogénnych sedimentov a obsahuje vody s menším stupňom vodovýmeny, a tým aj degradácie jeho primárneho soľného i vodného obsahu (nízka hodnota koeficientu HCO_3/Cl — 0,11). Geologická pozícia flyša v kryhe vrtu NB-1 (vystupuje na povrch) vytvára naproti tomu optimálne predpoklady pre jeho dobré premytie dlhodobou, i keď kvantitatívne obmedzenou cirkuláciou podzemných vôd. Väčšia „zakrytosť" flyšovej litofácie na vrte NB-2 v porovnaní s vrtom NB-1 je v súlade aj s pozorovaným rozdielom v stupni zvodnenia (NB-1 $Z_L = 1,0—1,7$; NB-2 $Z_L = 0,7$).

Okrajovú litofáciu zistenú vrtom NB-3, situovaným na sv. okraji výverového územia bojnických teriem, charakterizujú nízkomineralizované vody (0,4—0,6 g/l) vápenatého cyklu, čo poukazuje na jeho dokonalú vymytosť spolu s elimináciou sodíka z výmenných komplexov pelitickej zložky. Základným procesom tvorby chemizmu je rozpúšťanie karbonátov, v obmedzenej miere sa uplatňujú aj oxidačné procesy (vrchná časť profilu súvrstvia — prítomnosť kalcium-sulfátovej zložky, produktu oxidácie pyritu) resp. iónovýmena (spodná časť profilu súvrstvia, hlavne súvrstvie piesčitých ílovcov).

Vo vrchnej časti profilu súvrstvia (16—87 m), tvorenej striedaním karbonatických brekcií s polohami ílovcov, sme zistili vody s hodnotami koeficientu Mg/Ca 0,7—0,8 (kalcium-magnézium-bikarbonátový typ). Táto skutočnosť poukazuje na podstatný podiel dolomitov v klastickej zložke karbonatických

Tabuľka 9

Novácka depresia (burdigal — paleogén)

Číslo vrtu	Lokalita	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúmaný úsek od do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť v l/s.	Filtračné parametre		
			+ nad ter. − pod ter. v m	kóta					Špec. výdat. l/s	Špec. zvodn. l/s m²	Číslo rádovej priepustn.
						L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log (10^6 q')$
					Burdigal						
Z-222 H	Opatovce n/Nitrou	253,07	− 0,40	252,67	452,00—473,00	21,0	54,4	0,00252	0,0000463	0,00000220	0,3
NB-2	detto	256,19	+ 0,36	256,55	179,50—214,20	34,7	42,85	0,003	0,00007	0,000002	0,3
NB-2	detto	256,19	+ 9,00	265,19	298,80—324,40	25,6	62,00	0,0071	0,00011	0,000004	0,6
										priemer	0,4
					Paleogén						
Z-278 H	Nováky	279,15	−124,51	156,64	441,50—468,00	26,5	9,35	0,348	0,0372	0,00140	3,1

Tabuľka 10

Chemizmus podzemných vôd V. hydrogeologického celku — flyšoidný paleogén bojnickej vysokej kryhy

1	Číslo analýzy		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2	Lokalita:		NB-1	NB-1	NB-1	NB-1	NB-1	NB-2	NB-3	NB-3	NB-3	NB-3
3	Hĺbkový interval (m)		11,6— 59,35	63,6— 99,3	102,3— 150,0	150,8— 200,0	209,9— 258,4	328,45— 449,0	16,0— 40,0	40,0— 70,0	69,0— 87,0	233,0— 239,0
4	Teplota vody °C		17,3	18,5	19,2	20,8	20,3	34,0	10,0	13,0	13,0	19,2
5	pH		6,8	—	—	—	7,1	8,5	—	—	—	—
6	CO_2	mg/l	4,4	—	—	—	13,95	0,0	—	—	—	—
7	celkom min.		738,1	818,95	1161,5	1337,75	1368,15	3917,1	480,5	528,4	573,8	400,95
8	Li^+	"	0,06	0,05	0,14	0,08	0,1		0,05	0,05	0,05	st.
9	Na^+	"	178,0	224,0	275,0	374,0	368,0	1474,5+	5,8	5,2	5,2	13,6
10	K^+	"	4,0	4,0	6,0	4,8	6,7		1,8	2,2	2,3	1,5
11	Ca^{2+}	"	11,75	6,25	47,0	4,6	10,75	16,45	68,75	72,6	83,3	70,3
12	Mg^{2+}	"	7,8	st.	1,25	1,9	12,45	5,85	29,2	36,65	37,05	7,45
13	Fe^{2+}	"	1,4	2,5	1,1	2,05	4,15	0,17	0,0	1,12	—	6,3
14	Mn^{2+}	"	0,0	0,0	0,0	0,0	st.	—	0,0	st.	—	0,7
15	Cl^-	"	17,7	15,35	11,0	21,65	17,7	2080,0	4,4	8,15	6,4	5,2
16	SO_4^{2-}	"	78,2	176,15	210,0	261,3	274,9	4,5	18,1	17,5	24,7	8,65
17	HCO_3^-	"	439,2	390,65	610,0	667,35	673,4	335,65	352,4	384,9	414,8	287,25
18	CO_3^{2-}	"	0,0	—	—	—	0,0	0,0	—	—	—	—
19	$S_1(Cl)$	mval %	5,35	4,1	2,1	3,6	2,9	89,65	1,9	3,35	2,4	2,9
20	S_1 (SO_4)	"	17,45	34,9	29,8	32,0	33,2	0,15	2,9	0,8	1,5	3,6
21	S_2	"	—	—	—	—	—	—	3,1	4,4	5,35	—
22	A_1	"	63,2	57,05	51,1	61,7	54,4	8,2	—	—	—	6,1
23	A_2	"	13,45	3,05	16,75	2,3	8,7	2,0	92,1	90,85	90,75	82,4
24	A_3		0,55	0,9	0,25	0,4	0,8	st.	—	0,6	—	5,0
25	Mg/Ca		1,09	—	0,04	0,68	1,91	0,58	0,69	0,83	0,73	0,17
26	Na/Ca		13,2	31,2	5,1	70,75	29,85	78,2	0,07	0,06	0,05	0,17
27	Na/K		76,0	95,5	77,7	132,3	93,6	—	5,5	4,05	3,85	15,6
28	SO_4/M		0,088	0,177	0,149	0,161	0,163	0,0007	0,040	0,026	0,035	0,018
29	HCO_3/Cl		14,4	14,8	32,1	17,9	22,1	0,11	46,6	27,45	37,75	32,25
	Typ chemizmu		Na-HCO_3	Na-HCO_3	Na-HCO_3	Na-HCO_3	Na-HCO_3	Na-Cl	Ca(Mg)HCO_3	Ca(Mg)HCO_3	Ca(Mg)HCO_3	Ca-HCO_3

Poznámka: Vrt NB-1 flyš — vrchný eocén; Vrt NB-2 flyš — spodný oligocén; Vrt NB-3 okrajová litofácia — vrchný eocén

brekcií, na ktoré sú geneticky viazané. Vo vodách spodnej časti profilu súvrstvia (233—239 m) sa prejavuje zníženie hodnôt tohto koeficientu (0,17), indikujúce vápnitý charakter litofácie piesčitých ílovcov a ojedinelých vložiek karbonatických brekcií. Prítomnosť nátrium-bikarbonátovej zložky a zvýšená hodnota koeficientov Na/Ca, Na/K a Na/Cl naznačujú obmedzený priebeh iónovýmenných reakcií.

Chemizmus vôd paleogénu v novákcej depresii uvádza tabuľka 11. Flyšové sedimenty ako produkt morskej sedimentácie sú typické prítomnosťou výlučne Na^+ — výmenných komplexov a veľkým množstvom spolu usadených rozpustných solí (hlavne NaCl). Táto skutočnosť spolu s redukčným prostredím a do rôzneho stupňa zachovaným primárnym charakterom vodného obsahu kolektorských obzorov vtláča vodám flyšového paleogénu charakteristický chemizmus. Sú to vody výlučne nátrium-chloridového typu, prevažne vyšších mineralizácií (1,5—10 g/l/s) s rozličným podielom prvej a druhej alkality, ktoré indikujú intenzitu vodovýmeny daného horizontu, a tým aj stupeň degradácie jeho primárneho vodného resp. soľného obsahu (pozri ďalej). Maximálny stupeň takejto degradácie ($A_1 = 36$ mval %) bol pozorovaný v úseku 556—577 m vrtu Z-288H (koeficient $HCO_3/Cl = 0{,}66$).

Najvyhranenejší nátrium-chloridový typ vykázala voda z hĺbky 806 m vo vrte Š1-NB s mineralizáciou cca 9,6 g/l a s relatívne vysokými obsahmi Br (33,6 mg/l) a J (20,3 mg/l). Na tomto vrte došlo aj k erupcii vody s plynom s cca 35 % CH_4 a 65 % N_2. Jeho zloženie poukazuje na prevažne biochemický pôvod (biochemická redukčná degradácia organických látok prítomných vo flyšoidných sedimentoch). Odrazom redukčných podmienok je i prakticky úplné eliminovanie síranov z vôd či už organickými látkami alebo za spoluúčasti sulfhydrických baktérií (hodnoty koeficientu $SO_4/M < 0{,}005$).

Aj vody burdigalu majú nátrium-chloridový charakter s mineralizáciou 1—3 g/l. Porovnanie ich hydrogeochemických parametrov (nižšie hodnoty koeficientu HCO_3/Cl, nižšie hodnoty A_1 a A_2, miestami zachovaná S_2, výraznejší nátrium-chloridový charakter atď. — pozri tab. 11) s parametrami paleogénnych vôd (s výnimkou vrtu Š1-NB) dokumentuje v priemere nižší stupeň premytosti zvodnených kolektorov burdigalu. Tento záver je v súlade so zistenými hodnotami čísla rádovej priepustnosti, ktoré je u zvodnených kolektorov burdigalu novákcej depresie podstatne nižšie (pod 1,0— tab. 9) ako u paleogénnych sedimentov. Najvyhranenejší nátrium-chloridový charakter vôd burdigalu bol pozorovaný vo vrte Z-222H (úsek 452—473 m). Podobne ako u vôd flyšových sedimentov aj tu sa stretávame s nízkymi obsahmi síranov (koeficient $SO_4/M < 0{,}01$) a s výraznou alkalickou reakciou ($pH > 8{,}0$).

Vo vrte NB-2 bolo súvrstvie burdigalu (158,2—324,9 m) odskúšané dvoma čerpacími skúškami. Prvá bola z úseku 179,5—214,2 m, teda z hornej časti

Tabuľka 11 **Chemizmus podzem. vôd V. hydrogeologického celku — flyšoidný paleogén a burdigal nováckej depresie**

	Fácia (vek)		Burdigal			Paleogén		
1	Číslo analýzy		1	2	3	4	5	6
2	Lokalita		Z-222H	Z-206H (NB-2)	Z-206H (NB-2)	Z-228H	Z-278H	Z-264H (Š1-NB)
3	Hĺbkový interval (m)		452,0—473,0	179,5—214,2	298,8—324,4	556,2—577,3	441,5—468,0	803,5—806,7
4	Teplota vody °C		—	31,0	—	32,0	15,0	—
5	pH		9,3	9,1	8,7	8,6	8,4	8,4
6	CO_2	mg/l	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
7	H_2SiO_3	"	0,0	6,5	4,55	18,15	7,8	—
8	celkom min.	"	2535,45	1354,8	2777,65	1309,05	1825,95	9734,2
9	NH_4^+	"	36,0	3,0	2,0	2,0	3,0	+
10	Li^+	"						+
11	Na^+	"	870,7+	502,55+	1015,85+	430,3+	617,35+	3571,9
12	K^+							12,1
13	Ca^{2+}	"	66,15	5,2	13,25	6,0	30,85	29,6
14	Mg^{2+}	"	8,5	3,15	12,65	2,65	11,9	15,5
15	Fe^{2+}	"	0,18	0,75	0,42	3,2	0,16	0,0
16	Mn^{2+}	"	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
17	Cl^-	"	1331,2	506,0	1348,3	400,45	869,0	4786,0
18	SO_4^{2-}	"	54,3	19,35	4,1	32,1	10,7	14,4
19	NO_3^-	"	st.	st.	st.	st.	7,0	—
20	HCO_3^-	"	24,4	140,3	274,6	372,2	250,2	1128,5
21	CO_3^{2-}	"	144,0	168,0	102,0	42,0	18,0	123,0
22	$S_1(Cl)$	mval %	85,55	63,2	82,65	58,05	83,35	85,5
23	$S_1(SO_4)$	"	0,75	1,8	0,2	3,4	0,75	0,2
24	S_2	"	1,85	—	—	—	—	—
25	A_1	"	—	31,85	13,2	34,7	6,8	12,5
26	A_2	"	11,85	3,05	3,95	3,25	9,1	1,8
27	A_3	"	st.	0,1	st.	0,6	st.	—
28	Mg/Ca		0,21	1,0	1,57	0,73	0,64	0,87
29	Na/Ca		11,5	84,05	66,95	62,4	17,45	103,55
30	Na/K		—	—	—	—	—	517,7
31	SO_4/M		0,013	0,009	0,001	0,017	0,004	0,001
32	HCO_3/Cl		0,14	0,55	0,21	0,66	0,19	0,17
	Typ chemizmu		Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl

Poznámka: analytické údaje č. 1—5 od K. Malatinského (22, 24).

súvrstvia burdigalu, budovanej vrstevnými ílmi s piesčitou lamináciou (šlírový vývoj). Druhou čerpacou skúškou bol overovaný úsek 298,8—324,9 m, tvorený prevažne psamitickou sedimentáciou (jemnozrnné slienité piesky s vrstvičkami ílov).

Z porovnania chemizmu podzemných vôd hornej časti súvrstvia burdigalu na vrte NB-2 ($M = 1{,}36$ g/l, $S_1 = 63{,}25$ mval %, $A_1 = 32{,}55$ mval %) s chemizmom jeho spodnejších vrstiev ($M = 3{,}12$ g/l, $S_1 = 80{,}85$ mval %, $A_1 = 14{,}45$ mval %) vyplýva, že horná časť súvrstvia sa vyznačuje vyšším stupňom otvorenosti ako spodná časť. Dôsledkom je lepšia vymytosť sedimentov a intenzívnejšia metamorfóza pôvodných primárnych vôd.

Z hydrogeochemického hľadiska možno V. hydrogeologický celok charakterizovať takto: Primárne reliktné vody (výrazný nátrium-chloridový typ, prítomnosť kalcium-chloridovej zložky, vysoká mineralizácia), nasycujúce pôvodne zvodnené kolektory tohto celku v dôsledku jeho všeobecnej hydrogeologickej otvorenosti podliehajú metamorfóze. Jej intenzita závisí od stupňa vodovýmeny, t. j. v podstate od stupňa premytosti kolektorských obzorov. Prítok nízkomineralizovaných vôd kalcium-bikarbonátového resp. nátrium-bikarbonátového typu do systému slaná voda — sediment (výmenné komplexy jeho pelitickej zložky nasýtené sodíkom) sprevádzajú tieto procesy:

1. V prípade prítoku nátrium-bikarbonátovej vody dochádza iba k prostému miešaniu podľa schémy

$$\underset{S_1}{NaCl} + \underset{S_2}{CaCl_2} + \underset{A_1}{4NaHCO_3} \rightarrow \underset{S_1}{3NaCl} + \underset{A_1}{2NaHCO_3} + \underset{A_2}{Ca(HCO_3)_2}$$

Iónovýmenne voči pelitickej zložke sedimentu sa môže uplatniť iba kalcium-chloridová zložka primárnej hlbinnej vody podľa schémy

$$NaCl + CaCl_2 + 2Na \pm \text{komplex} \rightarrow 3NaCl + Ca^{+2} - \text{komplex}$$

2. V prípade prítoku kalcium-bikarbonátovej vody dochádza k intenzívnym iónovýmenným procesom podľa schémy

$$\underset{S_1}{NaCl} + \underset{S_2}{CaCl_2} + \underset{A_2}{Ca(HCO_3)_2} + 4Na^{+} - \text{komplex} \rightarrow 2Ca^{+2} - \text{komplex} +$$

$$+ \underset{S_1}{3NaCl} + \underset{A_1}{2NaHCO_3} + \text{obvykle časť nespotrebovaného kalcium-bikarbonátu } (A_2)$$

Zo schém je zrejmé, že v oboch prípadoch dochádza popri znížení celkovej mineralizácie predovšetkým k zatlačeniu primárneho nátrium-chloridového typu, k eliminácii kalcium-chloridovej zložky a k posunu chemizmu smerom k nátrium-bikarbonátovému typu. Veľkosť tohto posunu (+ výška poklesu mineralizácie) určuje potom stupeň metamorfózy, resp. nepriamo i stupeň vymytosti daného obzoru či vrstvy.

VI. hydrogeologický celok tvorí bazálna transgresívna litofácia paleogénu, pozostávajúca hlavne z dolomitických brekcií a zlepencov, a triasové dolomity a vápence. Súvrstvia začleňujeme do jedného celku preto, lebo medzi nimi nie je nepriepustné súvrstvie — izolátor, hydraulicky priamo súvisia a litologicky sú si podobné. Tento celok je významným kolektorom podzemnej vody. Vyskytuje sa tak na území ložiska, ako aj v bojnickej vysokej kryhe, pričom je však jeho pozícia i význam v týchto územiach rozdielny. Ich spoločným znakom je obsah puklinovo-pórovej a krasovej vody.

V bojnickej vysokej kryhe vystupuje tento celok prevažne na povrchu a len v časti územia ho zakrývajú mladšie paleogénne súvrstvia. Na povrchu vystupuje z neho v absolútnej väčšine bazálne paleogénne klastické súvrstvie. Z druhohorných sedimentov v pruhu medzi Šutovcami a Dubnicou predstavujú karbonáty len malé trosky dolomitov a telesá rauwack. Prevažnú časť tvorí keuper. Spod paleogénnych klastík vystupujú malé ostrovčeky dolomitov. V území, kde vychádza tento celok na povrch, obsahuje podzemnú vodu s voľnou hladinou, v miestach prekrytia mladším paleogénom vodu s hladinou napätou s pozitívnou úrovňou (tab. 12).

Z hľadiska hydrogeologického sú bazálne paleogénne karbonatické brekcie a zlepence vystupujúce na povrch v území medzi Dubnicou, Bojnicami, Kocuranmi a Šutovcami zhruba v dvojakom vývoji. Približne s. od línie Bojnice kúpele — Šutovce sú to prevažne pevné jemnozrnné až hrubozrnné brekcie, miestami brekciovité zlepence až zlepence, väčšinou s čistým karbonatickým piesčitým a mikrobrekciovitým tmelom. Sú pomerne silne skrasovatené a dobre zvodnené. Vyvierajú z nich pramene s výdatnosťou až 3 l/s, najväčšie na úpätí skalnej terasy pri Dubnici. Južne od tejto línie sú brekcie drobnejšie a menej spevnené, takže sa rozpadajú až na dolomitovú múčku. Striedajú sa tu úseky pevnejších klastík s menej pevnými až rozpadnutými, z ktorých vyvierajú pramene s výdatnosťou do 1 l/s.

Tieto klastiká sme overili čerpacími skúškami na vrte NB-1 a NB-2. Na vrte NB-1 boli však z technických príčin (pre malý konečný profil vrtu sme ich nemohli odizolovať) odskúšané spolu s dolomitmi. Klastiká i dolomity majú však podobnú puklinovú prepustnosť, čo sa prejavilo na výsledkoch z vrtu NB-2. Číslo rádovej priepustnosti Z_L má hodnotu 1,9 a 1,7 (tabuľka 12). Ide o pomerne slabé zvodnenie. Brekcie na rozdiel od predchádzajúcich sú zakryté mladšími paleogénnymi súvrstviami, takže sú bez povrchového rozrušenia.

Zvodnenie druhohorných karbonátov v skúmanom území bližšie nepoznáme. Jeho zastúpenie na povrchu je nepatrné a bez prameňov. Všeobecne sa však vie, že ich zvodnenie je veľké, pretože z nich vyvierajú pramene s výdatnosťou desať až sto l/s. Hydrogeologicky boli karbonáty (vápence) odskúšané na vrte NB-3. Číslo rádovej priepustnosti Z_L má hodnotu 5,1 (tab. 12), čo potvrdzuje dobré zvodnenie vápencov (kaverna).

Na území ložiska celok zakrývajú mladšie paleogénne a neogénne sedimenty. Obsahuje podzemnú vodu s vysoko napätou pozitívnou hladinou. Tak bazálne paleogénne detritické karbonatické súvrstvie, ako aj druhohorné dolomity boli odskúšané len na vrte Š1-NB. Brekcie boli odskúšané v hĺbke cca 1300 m. Statická hladina podzemnej vody z brekcií dosiahla výšku 66,5 m nad terénom. Výdatnosť prítoku na prelive bola 0,59 l/s. a teplota vody 32° C, pričom ložisková teplota je 65° C. Priepustnosť je pomerne malá, číslo Z_L má hodnotu 2,1 (tab. 12). Triasové dolomity boli odskúšané v hĺbke 1513,50—1688 m. Statická hladina podzemnej vody z dolomitov dosiahla výšku 70 m nad terénom. Výdatnosť prítoku na prelive je 13,5 l/s a teplota vody 62 °C. V hĺbke 1450 m mala voda teplotu 64,5° C. Priepustnosť je podstatne lepšia ako u spomínaných brekcií. Číslo Z_L má hodnotu 3.

Hrúbku tohto hydrogeologického celku poznáme len orientačne. Vieme, že hrúbka bazálneho detritického paleogénneho súvrstvia sa pohybuje od niekoľkých metrov až do 400 m. Vrtom Š2-NB bola zistená nepravá mocnosť dolomitov priamo v bojnických kúpeľoch, kde dosahuje 745 m. V podloží dolomitov sa nachádza súvrstvie vápencov a dolomitov o hrúbke 144 m, pričom nebolo prevŕtané. Na vrte Š1-NB v kotline bolo zistené cca 175 m mocné súvrstvie dolomitov, ktoré taktiež nebolo prevŕtané.

Tento hydrogeologický celok vychádza na povrch na území bojnickej vysokej kryhy a na druhej, sv. strane kotliny na okrajoch kryštalinického pohoria Žiar medzi Skleným a Handlovou a pri Nitrianskom Pravne. V týchto oblastiach sú jeho infiltračné povodia.

Na rozdiel od vôd spomínaného flyšoidného paleogénu nedochádza v bojnickej vysokej kryhe a v nováckej depresii v dôsledku ich odlišnej geologickej a tektonickej pozície k podstatnejším zmenám chemizmu podzemných vôd (typove totožný chemizmus vôd bazálnych brekcií v bojnickej vysokej kryhe i v kotline). Príklady chemizmu vôd uvádza tabuľka 13.

Z povrchových východov bazálnej transgresívnej litofácie paleogénu vyviera v s. resp. jz. okolí Bojníc niekoľko prameňov výrazného kalcium-magnézium-bikarbonátového charakteru ($A_2 = 88—95$ mval %) s pomerne vyrovnanou mineralizáciou (0,4—0,6 g/l). Typ vody, ako aj mineralizácia poukazujú na to, že hlavným procesom formovania ich chemizmu je rozpúšťanie karbonátov. Vysoké hodnoty koeficientu Mg/Ca (0,9—1,4, iba ojedinele pod 0,9) sú odrazom dominujúceho postavenia dolomitického materiálu v klastickej zložke. Typicky nízke obsahy alkálií (< 5 mg/l), chloridov (< 8 mg/l) a síranov (< 30 mg/l) kolíšu v rozmedzí charakteristickom pre vody mezozoika.

O chemizme hlbinných obehov v bazálnych brekciách poskytuje informácie vrt NB-2 (úsek 988,6—1177,7 m). V porovnaní s plytkopodpovrchovými obehmi opísanými vyššie pozorujeme vzrast mineralizácie (1,03 g/l), saturovaný hlavne podstatným vzrastom obsahu alkálií a síranov. Kalcium (magnézium)-

Tabuľka 12

Bojnická vysoká kryha a novácka depresia

Vrt číslo	Kóta vrtu	Statická hladina		Skúšaný úsek od – do m	Dĺžka skúš. úseku v m	Zníženie v m	Výdatnosť l/s	Fitračné parametre		
		+ nad ter. – pod ter.	kóta					špec. výdat. l/s.	špec. zvodn. l/s.	číslo rádovej priepustnosti
					L	S	Q	q = Q/S	q′ = q/L	$Z_L = \log (10^6 q')$
					Brekcie					
NB-1	280,19	+54,62	334,81	897,87 – 980,50	82,63	84,12	0,59	0,00701	0,00008	1,9
NB-2	256,19	+82,67	338,86	988,60 – 1177,70	189,1	49,27	0,48	0,00974	0,00051	1,7
Š1-NB	268,02	+66,48	334,50	1267,00 – 1334,50	67,50	65,60	0,59	0,0089	0,000133	2,1
					Vápence					
NB-3	329,89	+ 2,36	332,25	301,00 – 320,00	19,00	3,91	11,6	2,97	0,15	5,1
					Dolomity					
Š1-NB	268,02	+70,00	338,02	1514,00 – 1688,00	174,0	68,30	13,35	0,195	0,00112	3,0

Tabuľka 13 **Chemizmus podzemných vôd VI. hydrogeologického celku**

	Fácia (vek)		Paleogén (bazálne dolomitické brekcie)								
1	Číslo analýzy		1	2	3	4	5	6	7	8	9
2	Lokalita		plytkopodpovrchové obehy (prirodzené pramene) v s. resp. jz. okolí Bojníc								
3	Číslo prameňa		pr. 1	pr. 2	pr. 3	pr. 6	pr. 10	pr. 11	pr. 16	pr. 19	pr. 20
4	Teplota vody °C		13,1	11,8	10,3	13,5	11,3	12,2	12,0	11,6	11,1
5	pH		7,0	7,0	6,7	7,0	7,0	7,0	6,9	6,9	6,9
6	CO_2	mg/l	34,5	32,2	70,4	36,8	27,6	32,2	61,6	33,1	47,8
7	celkov. min.	"	447,9	437,05	644,35	528,05	449,1	449,4	546,9	552,75	550,0
8	Li^+	"	st.	st.	0,05	st.	st.	st.	0,05	0,05	0,05
9	Na^+	"	2,3	2,3	2,3	1,5	2,0	2,3	3,0	2,3	2,0
10	K^+	"	1,4	1,4	1,4	0,6	1,4	1,4	1,4	2,2	2,2
11	Ca^{2+}	"	79,3	53,35	71,95	63,3	57,6	55,05	70,75	69,2	70,65
12	Mg^{2+}	"	20,15	36,75	58,65	44,65	35,15	36,2	41,2	42,0	41,15
13	Fe^{2+}	"	0,0	0,0	0,34	0,0	0,0	0,18	0,0	0,0	0,0
14	Mn^{2+}	"	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	Cl^-	"	5,3	7,1	7,1	7,0	5,3	5,3	12,4	7,1	8,85
16	SO_4^{2-}	"	23,05	19,75	26,75	28,8	27,55	26,35	11,1	6,15	11,95
17	HCO_3^-	"	316,4	316,4	475,8	382,15	320,1	322,6	406,95	423,7	413,15
18	$S_1(Cl)$	mval %	2,4	2,4	1,7	1,2	2,15	2,4	2,5	2,35	2,2
19	$S_1(SO_4)$	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	S_2	"	8,45	8,15	7,1	10,1	10,0	9,3	5,5	2,15	4,7
21	A_1	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	A_2	"	89,15	89,45	91,05	88,7	87,85	88,2	92,0	95,5	93,1
23	A_3	"	—	—	0,15	—	—	0,1	—	—	—
24	Mg/Ca		0,42	1,14	1,34	1,16	1,01	1,08	0,96	1,0	0,96
25	Na/Ca		0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
26	Na/K		2,9	2,9	2,9	4,45	2,55	2,85	3,8	1,85	1,6
27	SO_4/M		0,041	0,035	0,033	0,043	0,048	0,046	0,012	0,009	0,017
28	HCO_3/Cl		34,3	25,95	39,0	31,3	35,2	35,35	19,05	34,75	27,1
	Typ chemizmu		$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$	$Ca(Mg)\text{-}HCO_3$

pokračovanie tabuľky 13

	Fácia (vek)			Brekcie+Dolomity	Trias (dolomity)	
1	Číslo analýzy	10	11	12	13	14
2	Číslo vrtu	NB-2	Š1-NB	NB-1	NB-1	Š1-NB
3	Hĺbkový úsek (m)	988,6—1177,7	1267,0—1334,5	897,9—980,5	935,5—980,5	1513,4—1688,0
4	Teplota vody °C	25,4	28,5	24,8	—	61,4
5	pH	—	6,7	6,4	—	7,2
6	CO_2 mg/l	—	49,4	126,15	—	65,4
7	celkov. min. "	1033,4	957,2	843,3	788,9	826,05
8	Li^+ "	0,2	0,15	0,08	0,09	0,25
9	Na^+ "	120,0	108,0	32,3	30,0	38,0
10	K^+ "	20,2	20,5	5,8	6,1	9,3
11	Ca^{2+} "	98,2	103,25	119,1	126,7	132,25
12	Mg^{2+} "	29,55	29,3	35,0	33,15	40,75
13	Fe^{2+} "	14,05	2,4	12,95	st.	0,75
14	Mn^{2+} "	0,27	0,0	0,7	st.	0,0
15	Cl^- "	13,1	8,35	5,95	7,95	6,75
16	SO_4^{2-} "	238,65	306,55	161,7	145,7	289,7
17	HCO_3^- "	499,15	378,7	469,7	439,2	308,35
18	$S_1(Cl)$ mval %	2,75	1,85	1,5	2,15	1,7
19	$S_1(SO_4)$ "	36,75	38,85	12,9	11,85	14,5
20	S_2 "	—	10,95	17,05	17,15	39,0
21	A_1 "	2,9	—	—	—	—
22	A_2 "	53,85	47,7	64,05	65,85	44,6
23	A_3 "	3,75	0,65	4,5	st.	0,2
24	Mg/Ca	0,49	0,47	0,48	0,43	0,51
25	Na/Ca	1,07	0,91	0,24	0,21	0,25
26	Na/K	10,1	8,95	9,5	8,35	7,0
27	SO_4/M	0,183	0,248	0,152	0,144	0,260
28	HCO_3/Cl	22,1	26,3	45,85	32,1	26,6
	Typ chemizmu	$Ca\text{-}HCO_3$	zmiešaný	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	zmiešaný

bikarbonátový chemizmus, typický pre plytkopodpovrchové obehy, sa zachováva, i keď v pomerne nevýraznej forme (A_2 = 53,9 mval %). Charakteristickou črtou chemizmu je výrazná nátrium-sulfátová zložka ($S_1(SO_4)$ = = 36,8 mval %). Považujeme ju za produkt iónovýmennej metamorfózy primárnej kalcium-sulfátovej zložky, pôvodom prevažne z podložného mezozoika (pozri ďalej). Intenzívny priebeh iónovýmenných procesov umožňujú početné polohy ílovcov v bazálnych brekciách s prevahou Na^+ vo výmenných komplexoch. Časť alkálií pochádza i z hydrolytického rozkladu živcov a sľúd, hojne prítomných v pieskovcoch a siltovcoch (10). Vyluhovacie, rozkladné a iónovýmenné procesy zintenzívňuje prítomnosť malých množstiev CO_2 (0,1—0,2 g/l), pravdepodobne hlbinného pôvodu (?). Totožný chemizmus a genézu vykazuje aj voda bazálnych brekcií, odkrytá vrtom Š1-NB (hĺbka 1334,5 m) situovanom v depresii pri Koši.

Tabuľka 14

Porovnanie chemizmu vôd vrtov NB-1 a NB-2

Vrt	M g/l	Mg/Ca	Na/K	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	S_2	A_1	A_2	A_3
NB-1	0,84	0,48	9,5	1,5	12,9	17,1	—	64,0	4,5
NB-2	1,03	0,49	10,1	2,75	36,75	—	2,9	53,85	3,75

Porovnanie chemizmu vôd vrtu NB-2 s chemizmom vôd vrtu NB-1 úsek 897,9—980,5 m (tab. 14), ktorým boli odskúšané bazálne brekcie spolu s časťou podložného mezozoika (dolomity stredného triasu) vykázalo tieto odlišnosti: a) nižšia mineralizácia, obsah alkálií a síranov u vôd vrtu NB-1; b) výraznejší kalcium (magnézium)-bikarbonátový charakter vôd vrtu NB-1; c) menej výrazná nátrium-sulfátová zložka a prítomnosť kalcium-sulfátovej zložky vo vode vrtu NB-1.

Ako najpravdepodobnejšie vysvetlenie týchto rozdielov prichádza do úvahy okrem obmedzeného vplyvu rozdielov v litologickom charaktere bazálneho paleogénu v okolí týchto vrtov (NB-1 takmer čisté karbonatické brekcie; NB-2 brekcie a pieskovce s vložkami a vrstvami ílovcov) — hlavne miešanie primárnych vôd prestupujúcich z kotliny (zložením zodpovedajúcim chemizmu vôd vrtu NB-2) so slabšie mineralizovanými vlastnými vodami bazálnych brekcií (+ strednotriasových dolomitov) bojnickej vysokej kryhy.

Vrt NB-2, situovaný v kotline, prešiel v paleogéne cez okrajový zlom do bojnickej vysokej kryhy. Čerpacie skúšky na oboch vrtoch dokázali ich vzájomnú hydraulickú spojitosť. Uvedené rozdiely v chemizme naznačujú

teda obmedzené prúdenie podzemných vôd v smere od vrtu NB-2 k vrtu NB-1. Porovnanie ustálených hladín na týchto vrtoch (NB-2 = 338,86 m n. m.; NB-1 = 334,81 m n. m.) takúto možnosť nevylučuje, i keď poukazuje skôr na stagnujúci režim vôd v bazálnych brekciách (malý rozdiel vo výtlačných výškach).

Hlbinná vzorka z vrtu NB-1 v úseku 935,5—980,5 m (dolomity stredného triasu) vykázala totožný chemizmus ako vody získané čerpacou skúškou z úseku 897,9—980,5 m (bazálne brekcie + dolomity). Táto skutočnosť potvrdzuje, že obe tieto litofácie vytvárajú v bojnickej vysokej kryhe jeden hydrogeologický celok s viac-menej jednotným chemizmom. V kotline takýto jav nepozorujeme (pozri rozdielny chemizmus vôd bazálnych brekcií a podložného mezozoika na vrte Š1-NB). Ide teda o jav špecifický pre bojnickú vysokú kryhu, vyvolaný miešaním podzemných vôd prestupujúcich z kotliny s vlastným hlbinným obehom bojnickej vysokej kryhy. Pozdĺž úseku hydraulickej spojitosti mezozoika (+ bazálnych brekcií) bojnickej vysokej kryhy a depresie vytvára sa tak v bojnickej vysokej kryhe hydraulicky i geochemicky viac-menej jednotná „nádrž" podzemných vôd, predstavujúcich primárne hlbinné vody žriedlovej štruktúry bojnických teriem. Ich chemizmus reprezentuje zloženie vôd v úseku 897,9—980,5 m vrtu NB-1. Zákonitosťami výstupu týchto vôd na povrch a sprievodnými zmenami chemizmu sa podrobne zaoberá práca O. Franku—S. Gazdu (15) a O. Franku (14).

Chemizmus vôd mezozoika (strednotriasové dolomity) v depresii poznáme iba z vrtu Š1-NB (úsek 1513,4—1688,0 m). Charakterove predstavujú prechodný medzityp medzi kalcium-bikarbonátovým a kalcium-sulfátovým typom, s mineralizáciou 0,84 g/l a hodnotou koeficientu Mg/Ca 0,51. Výrazná kalcium-sulfátová zložka naznačuje, že hlbinný obeh vôd v tomto súvrství zostupuje až na bázu stredného triasu, dostáva sa do styku so sadrovcovonosným werfénom a v dôsledku väčších tlakov sa rozptyľuje v celom súvrství strednotriasových dolomitov i nadložných bazálnych brekcií, kde sa čiastočne metamorfuje (pozri vyššie). Nasvedčuje tomu chemizmus vôd nadložných bazálnych brekcií v tomto vrte (hĺbka 1334,50 m; pozri tiež vrt NB-2).

Niekoľko faktorov poukazuje i na existenciu vlastných hlbinných obehov podzemných vôd v mezozoiku bojnickej vysokej kryhy (15). Chemizmus týchto vôd sa približuje zloženiu vôd odkrytých vrtom Š2-NB v úseku 367—1001 m.

Lektoroval: Pg. J. Jetel

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Bartek V., 1963: Výpočet zásob závodu II. etapa bane Mládeže. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [2] Biely A.—Franko O.—Hanáček J., 1970: Geologické pomery mezozoika v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce Správy 52, Bratislava. — [3] Brodňan M., 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [4] Brodňan M.—Slávik J., 1966: O detriticko-vulkanickej formácii Handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [5] Brodňan M., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nováky — sv. okraj. Manuskript-Geofond, Bratislava — [6] Čadek J.—Šulcek Z., 1967: Origin of Na- bicarbonate waters. Sb. věd. prací VŠB Ostrava, Zvláštní výtisk „Geochemie v Československu" — referáty I. geochem. konf. 20. — 24. 10. 1965, Ostrava. — [7] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zoš. 53, Bratislava. — [8] Zbořil L.—Franko O.—Plančár J., 1970: Poznatky komplexného geologicko-geofyzikálneho výskumu v širšej oblasti bojnických termálnych prameňov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [9] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964: Poznatky gravimetrického výskumu v oblasti Novácke panvy. Geologický průzkum 2, Praha. — [10] Ďurkovič T., 1968: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtov NB-1, NB-2, Š1-NB, NB-3, Š2-NB, V a bodových vzoriek. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [11] Fides J., 1964: Nádrž podzemnej vody v hornonitrianskej kotline. Technicko-ekonomické informácie VVS pre hnedé uhlie, Prievidza. — [12] Franko O., 1962: Základný hydrogeologický výskum Novácke uhoľnej panvy vo vzťahu k bojnickým termám. Ročná správa. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [13] Franko O.—Gazda S., 1963: Dôvodová správa pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd" — uvoľnenie uhoľnej substancie pre závod „II. etapa bane Mládeže". Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Franko O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na novákom ložisku. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [15] Franko O.—Gazda S., 1970: Genéza bojnických teriem vo svetle nových hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [16] Gross P.—Franko O.—Samuel O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [17] Franko O.—Gazda S.—Gross P., 1966: Záverečná správa z vrtov NB-1 a NB-2 v Opatovciach n/Nitrou. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Franko O.—Gazda S.—Gross P., 1968: Záverečná správa — základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd k ťažbe uhlia na novákom ložisku. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [19] Fides J.—Franko O.—Gazda S., 1970: Bansko-hydrogeologické pomery novácky uhoľných baní. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [20] Franko O.—Škvarka L., 1964: Podzemné vody novácky uhoľných baní. Geologické práce, Správy 32, Bratislavava. — [21] Jetel J., 1964: Použití hodnot specifické výdatnosti a nových odvozených parametrů v hydrogeologii. Geologický průzkum 5, Praha. — [22] Kamenický L., 1963: Povodie rieky Nitry. Manuskript-Geofond, Bratislava. — (23) Malatinský K., 1963: Výpočet zásob závodu II. etapa bane Mládeže. Hydrogeologická charakteristika. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [24] Malatinský K., 1964: Hydrogeologické pomery novácke hnedouhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. — [25] Malatinský K., 1964: Výpočet zásob Nováky — sv. okraj. Hydrogeologická charakteristika. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [26] Malatinský K., 1970: Podzemné vody novácke hnedouhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 52, Bratislava.

O. FRANKO – S. GAZDA

HYDROGEOLOGICAL AND HYDROGEOCHEMICAL CONDITIONS OF THE BOJNICE ELEVATED BLOCK AND THE NOVÁKY DEPRESSION

The Bojnice elevated block and the Nováky depression, although they lie side by side and are directly connected (Pls. 1—4), represent the areas of different geographical und geological character. Whereas the Bojnice block is an elevation built up of Palaeogene and Mesozoic sediments at the surface, the Nováky depression is a downthrown block with Quaternary fluviatile and Neogene sediments at the surface. The Bojnice elevated block is disrupted by post-Palaeogene fault tectonics and the Nováky depression by Neogene (Upper Tortonian) tectonics.

The difference in the geological structure of these two areas and in their tectonic position is reflected in their complicated hydrogeological and hydro-geochemical conditions. On the basis of the petrography of individual lithological complexes, six hydrogeological units have been differentiated (Pls. 2,3). The units have some properties in common and differ in others; some of them are developed in one area only, some occur in both blocks. They are either permeable and constitute collectors of ground water (aquifers) or are, as a whole, impermeable and act as isolators (aquifuges).

Hydrogeological unit I, developed chiefly in the Nováky depression, is made up of Quaternary fluviatile gravel and of an alternation of gravel, sand, clay and tuff-conglomerate of the Sarmatian-Pliocene limnic detrital-volcanic formation. The thickness of the Quaternary attains 20 m and that of the Sarmatian-Pliocene ranges between 200—250 m on the average. The unit forms an extensive hydraulically uniform reservoir of free ground water, the level of which is connected directly with the water level in the Nitra river and its tributaries. The permeability of Quaternary sediments is higher than that of Sarmatian-Pliocene deposits. The mean values of the number of the order of permeability magnitude (in Czech designated as number Z_L are 5.25 for Quaternary and 3.89 for Sarmatian-Pliocene sediments (Tables 1,2).

The varied lithofacies and mineralogico-petrographical character of sediments both in vertical and horizontal directions is reflected in the comparatively variable chemical composition of the subsurface waters. The main type of the interval from 0.0—60 m is the calcium-bicarbonate water with 0.2—1.0 g/lit. dissolved solids. The calcium-sulphate component (product of oxidation processes) predominates among the accompanying constituents, but sodium-bicarbonate is occasionally even the type component (e. g. Z-2 22H borehole). Distinctive of the association of trace elements are As, Ge and V derived from the products of coal combustion (chiefly fly-ash covering the area studied) in the Zemianske Kostoľany thermal power-plant. The chemical composition tends to the sodium-bicarbonate type with depth (60—300 m). The content of dissolved solids remains roughly the same (0.2—1.5 g/lit.). The section of Z-224H borehole provides a typical example (Table 4). The preferential liberation of alkalies, chiefly Na, is caused by the changes of oxi-reducing (increase in reduction — see decrease in sulphate content with depth, Table 5) and thermo-dynamical (increase in temperature and pressure) condition with depth, and by the barrier effect of the components of carbonate eguilibria against the transfer of Ca^{+2} into the inflowing waters. Anomalous contents of sulphates (50—100 mg/lit.) observed in several wells (BP-46H, Z-222H, Z-224H) are regarded as due to the dissolution of locally accumulated, finely dispersed earthy gypsum. The anomalous content of chlorides (151.95 mg/lit.) in Z-224H well (258—278.7 m) indicates that, at the formation of the increased concentrations of chlorides (Table 5) in subsurface waters

of basal Sarmatian-Pliocene beds, a minor supply of sodium-chloride water from the underlying Burdigalian and/or Palaeogene sediments takes place in addition to the ion-concentration gradient.

Hydrogeological unit II consists of Upper Tortonian overlying clays, mostly 150—300 m thick. As a whole, they are impermeable, so that they form an isolator of the superjacent hydrogeological unit and the immediate roof of the coal seam.

Hydrogeological unit III is represented by the Upper Tortonian coal seam of a mean thickness of about 8—10 m. The coal seam itself is free of water, but there are inflows from the over- and underlying beds, when opened by mining works, which drain the ground water horizons.

Hydrogeological unit IV is formed by the Upper Tortonian underlying lacustrine tuffites. Sandy tuffites and tuffaceous sandstones are intercalated by conglomerates and tuffaceous clays. Their average thickness is about 150 m. The unit represents an artesian structure with only the descending branch developed. The unit crops out at the eastern margin of the deposit and submerges westwards, where it thins out gradually. Permeability is lower than in the Sarmatian-Pliocene. The mean value of the number of the order of permeability magnitude is 3 (Table 6). The structure is a notable collector of ground water. In the deep parts of the coal deposit it discharges great flows where intersected by the mine workings. The faults in tuffites are pervious and bear water under a higher pressure, by about 10 atm. than the undisturbed rock. The perviousness of the faults has also been evidenced by Š1-BN, Z-260H and Z-278H boreholes, which encountered them in the overlying clays, directly above the coal seam. The water-bearing faultzones draw the ground water from the basal beds of the tuffite complex, as shown by its substantially higher mineralization relative to the mineralization of waters met by the above-mentioned boreholes in the upper part of the tuffite complex (Table 7).

The low contents of chlorides exclude that the faults would reach deeper than to the ower part of the unit, only the chemical composition (increased chloride content) of water from Z-278H borehole (242—338 m) admits a minor dispersion of water from the deeper layers. (Burdigal or Palaeogene.

The basic chemical processes defining the composition of ground water in tuffites, represented mostly by clastics of various andesite types, are the hydrolytic decomposition of silicates and ion exchange. In the upper part of the tuffite complex the Ca^{+2} character of the exchange complexes dominates and the Na^{+} type in the lower part. The solution of carbonates is effective only in the basal part of the tuffite complex, where a continuous layer of mainly quartzite and carbonate gravel-sand material occurs (see the marked calcium-magnesium-bicarbonate componenent of waters in Z-235, Z-237 and Z-239 boreholes, Table 7). The relatively constant values of Mg/Ca coefficient (0.75—0.85) of this water indicates a substantial proportion of dolomites in the carbonate material of this layer, even if their modiffcation by the limited solubility of limestones (see above) is taken into consideration. The waters of the tuffites and tuffaceous sandstones themselves mostly display a more marked sodium-bicarbonate character with a wide range of mineralization (0.3—1.7 g/lit.) and the distinctive shift of pH into the alkaline region.

Hydrogeological unit V is formed of Burdigalian "Schlier" and Palaeogene flyschoid sediments. This complex, as a whole, is impervious so that it acts as an isolator of ground water. Only the intercalations and beds of sandstone and breccia are permeable. The faults show perviousness to a depth of about 300 m. The unit is present both in the Nováky depression and the Bojnice block, but its position and composition are different. The Bojnice elevated block is made up solely of the flyschoid Palaeogene complex, the thickness of which ranges from several tens of metres to 1000 m in the greater part of the area

and to 300 m in the remainder. It crops out at the surface (Pl. I) and forms the confining roof to the thermal waters of the underlying unit. In places where its thickness does not exceed 300 m, the Bojnice thermal waters rise along the faults. Because of its position, the unit bears confined water with negative niveau at the top and confined water with positive niveau at a greater depth (Table 8). The permeability of clastic rocks is very low, the number of the order of permeability magnitude ranging from 0.7 to 3.

Hydro-geochemically, the Palaeogene flyschoid complex is characterized by sodium-bicarbonate ground water, the mineralization of which increases with depth. The absence of greater concentrations of sodium-chloride component (see NB-1 borehole in Table 10) points to a generally high flushing-out of the complex. The only anomaly has thus far been recognized at a depth of 324.9—449.0 m in NB-2 borehole, where sodium-chloride waters of a higher mineralization (M = 3,96 g/lit.) have been found. They indicate a weaker flushing out of the flysch complex underlying the thick sequence of Neogene sediments. In this block, an analogous chemical composition of waters showing the increase of mineralization with depth can also be expected in psammitic-detrital interlayers of the underlying Palaeogene claystone lithofacies. The characteristic sodium-sulphate component is the product of ion-exchange metamorphosis of the primary calcium-sulphate component, which was the product of the solution of dispersed gypsum or, in smaller depth, of the oxidation of pyrite. The calcium-magnesium-bicarbonate component is more pronounced where there are beds of sandy organo-detrital limestone or carbonate microconglomerate, and where carbonate cement dominates in sandstones or the lime-content of claystones increases.

The marginal lithofacies — transitional Upper Eocene complex (NB-3 borehole in Table 10) is distinguished by low-mineralized waters (0.4—0.6 g/lit.) of a pronounced calcium-magnesium-bicarbonate type. The considerable fluctuation of the Mg/Ca coefficient (0.15—0.8) through the vertical section reveals the variability of the amount of dolomites (predominating in the upper part) and limestones (prevailing in the lower part) in the clastic component of carbonate breccias, which alternate with the beds of sandy claystones.

In the Nováky depression, the complex of Burdigalian and flyschoid Palaeogene sediments is covered by younger Tertiary deposits. It is 600 m up to more than 800 m thick. The intercalations of sand, sandstone and breccia bear confined ground water with positive niveau (Table 9). Permeability is very low, the value of the number of the order of permeability magnitude averages 0.4. In one case the value of 3.1 has been determined. The unit constitutes a significant isolator (impermeable interlayer) between the overlying tuffite unit and the lower thermal waters.

The geological position of the Palaeogene flyschoid complex and the hydrodynamic parameters of its aquifers cause a substantially lower degradation of its primary water and/or its salt content relative to the water of the Bojnice elevated block. This circumstance conditions the characteristic sodium-chloride chemism of the ground water of the flyschoid Palaeogene (Table 11). The degree of mineralization, ranging between 1.5 and 10 g/lit., and the sodium or calcium-bicarbonate proportion indicate the intensity of water-exchange of the given aquifer. The clear-cut sodium-chloride character of water has been ascertained in Š1-NB borehole, where N_2 (about 65 %) — CH_4 (about 35 %) gas of biochemical origin erupted from a depth of 800 m. The ground water in the Burdigalian shows a similar character (Table 11).

Hydrogeological unit VI is made up of Palaeogene basal breccias and underlying Triassic limestones and dolomites. It is developed both in the Bojnice elevated block and the Nováky depression, but its position is different. The unit forms a notable collector of ground water.

In the Bojnice elevated block it occurs on the surface and bears free ground water. Part of the area is covered by younger Palaeogene sediments and bears confined ground water with a positive niveau. The dolomitic breccias form the surface layer in the preponderant part of the area. They are karstified and springs of a yield of 1 lit./sec., sporadically of 3 lit./sec., rise from them. In places where the breccias are hidden, they are weakly permeable; the number of the order of permeability magnitude is 1.7—1.9 (Table 12). In one case the value of 5.1 has been obtained for limestones. In the depression the unit is covered by more than 1000 m of younger sediments. It bears confined ground water with a positive niveau (up to 7 atm at the head of the borehole) and a temperature of 62—65° C. Breccias are less permeable (number $Z_L = 2.1$) than dolomites (number $Z_L = 3$), see Table 12.

Distinctive of the surface outcrops of the basal breccias of the Bojnice elevated block are low-mineralized waters (0.4—0.6 g/lit.) of expressive calcium-magnesium-bicarbonate type (Table 13). The high values of the Mg/Ca coefficient (0.9—1.3) reflect the predominance of the dolomitic material in breccias. The deep ground-water horizons in basal breccias (borehole NB-2, depth 988.6—1177.7 m) are characterized chemically by a moderate increase of mineralization and additionally by the pronounced sodium-sulphate component. This is the product of ion-exchange metamorphism of the primary calcium-sulphate constituent derived from the underlying Mesozoic (see below). Intensive ion-exchange processes are facilitated by the presence of numerous claystone layers with a dominance of Na^+ exchange complexes. Part of alkalies may be the product of the hydrolytic decom position of feldspars and micas which are abundant in the sandstone and claystone beds. The identical hydrogeochemical parameters of water from Š1-NB borehole (depth 1334.5 m) provide evidence that these processes are also active in the basal breccias of the Nováky depression.

The chemical composition of waters in the Middle Triassic dolomites of the depression (Š1-NB, depth 1513.4—1688 m) is marked by the calcium-sulphate component (Table 13), which reveals that the deep circulation of water descends to the base of the Middle Triass ic and comes into contact with the gypsiferous Werfenian. In consequence of greater pressures the Mesozoic waters disperse into the overlying Palaeogene basal breccias where they become partly metamorphosed (see above).

The water sample taken at a depth interval of 935.5—980.5 m from Middle Triassic dolomites in NB-1 borehole, located in the Bojnice block near to its contact with the Nováky depression, shows the same composition (Table 13) as the water obtained by a pumping test from a depth of 897.9—980.5 m (basal breccias and dolomites). This fact confirms that in the Bojnice elevated block these two lithofacies form a whole, uniform not only hydraulically but also hydro-geochemically. This specific feature of the Bojnice elevated block, in contrast to the different chemical composition of waters of the basal breccias and the Middle Triassic dolomites in the depression (Š1-NB borehole), is the result of the mixing of ground waters passing over from the depression, with the deep waters of the Bojnice block itself. Along the section where the waters of the Mesozoic (= basal breccias) of the Bojnice block and of the depression merge, a more or less uniform reservoir (both hydraulically and geochemically) of ground waters arises, which represent the primary deep waters of the Bojnice thermal-spring structure. The rules governing the ascent of these waters to the surface and the accompanying changes in the chemical composition are discussed in detail in O. Franko—S. Gazda's paper (1970).

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

553.96 : 551.491 (437.64)

KAZIMÍR MALATINSKÝ

PODZEMNÉ VODY NOVÁCKEHO HNEDOUHOĽNÉHO LOŽISKA

Súbežne s geologickým prieskumom nováckeho hnedouhoľného ložiska, ktorý bol od roku 1939 vykonávaný vrtmi, zisťovali sa okrem kvalitatívnych a kvantitatívnych parametrov ložiska aj určité údaje o jeho hydrogeologických pomeroch. Získané hodnoty boli v začiatkoch prieskumu viac-menej náhodné a neboli systematicky a odborne spracúvané ani dostatočne dokumentované. Dozvedáme sa o nich len z ústneho podania pracovníkov, ktorí na vrtných súpravách v tých časoch pracovali.

V prvých fázach vrtného prieskumu na niektorých ložiskových prieskumných vrtoch po navŕtaní podložia ložiska nastala na vrte erupcia teplej vody. Intenzívny vrtný prieskum ložiska sa začal až po roku 1951. V tomto období sa na niektorých ložiskových prieskumných vrtoch už robili elementárne hydrogeologické merania a skúšky. Zachované údaje však nie sú úplné a pre vyhodnocovanie strácajú svoju hodnotu. Okrem toho vrty neboli pre hydrogeologické skúšky dostatočne vybavené. Pri skúšaní niektorého zvodneného horizontu neboli izolované nadložné, resp. podložné horizonty.

Prvé hydrogeologické vrty, ktoré overili v hornonitrianskej kotline i hlbšie horizonty ako kvartér, boli realizované v rokoch 1960—1963.

Čulý vrtný prieskum ložiska, početné erupcie vody a ťažba narušovali prirodzený hydrogeologický režim, ktorého nápadná zmena bola pozorovaná po roku 1958, keď sa začal odvodňovať II. horizont na bani Mládeže.

V novákom hnedouhoľnom ložisku, vďaka nepriepustnému súvrstviu nadložných ílov, ležiacich v podloží detriticko-vulkanickej formácie (4) sa nachádzajú dva zvodnené hydrogeologické komplexy — *nadložný* a *podložný*.

Nadložný zvodnený hydrogeologický celok

Tvoria ho priepustné polohy kvartérnych sedimentov a detriticko-vulkanickej formácie sarmat-panónskeho veku. Kvartérne sedimenty okrem nepatrnej mocnosti hlín sú dobre priepustné. Reprezentujú ich aluviálne náplavy a preplavené sute. Hlavným reprezentantom nadložného hydrogeologického komplexu je detriticko-vulkanická formácia. Detritická zložka tejto formácie má pestré zrnitostné zloženie s pozvoľnými zrnitostnými prechodmi na krátku vzdialenosť vertikálne i horizontálne. Polygénne zrnitostné zloženie je odrazom limnicko-fluviatilných sedimentačných podmienok. Hlavné typy sedimentov sú štrky, piesky, íly s rôznymi prechodnými typmi ako štrkopiesky, štrkozlepence, piesčité íly atď. Granulometrická skladba valúnovej frakcie je premenlivá, ojedinele sa vyskytujú valúny o veľkosti až 25 cm. Piesky bývajú strednozrnné až hrubozrnné, zväčša tvoria 30—60 % podiel v štrkoch, čisté polohy sa vyskytujú zriedkavo. Do priepustných sedimentov prstovito zasahujú nepriepustné íly. V sv., jv. a nepatrne i v s. časti nováckeho hnedouhoľného ložiska sa v nadložnom hydrogeologickom komplexe, v detriticko-vulkanickej formácii, nachádza vulkanická zložka vo forme tufov, tufobrekcií a tufozlepencov. Pyroklastiká sú v sv. časti ložiska súvislejšie ako v jeho jv. časti. Smerom na SV sa ich mocnosť zväčšuje a na vrte Z-250 dosahuje 160 m. Pyroklastiká v tejto oblasti vystupujú na povrch (Necpalská a Čausanská hora, sv. od Prievidze). V jv. časti ložiska vystupujú na povrch na Pustom vrchu, kde dosahujú mocnosť až 175 m. Celková mocnosť nadložného hydrogeologického komplexu značne kolíše — od niekoľkých desiatok metrov na v. okraji ložiska, do 400 m na S a 540 m na J ložiska. Psamity, psefity a pyroklastiká sú priepustné, pelity sú nepriepustné. Priemerné pomerné zastúpenie priepustnej a nepriepustnej zložky je na celom ložisku 2:1. Tento pomer je najviac zachovaný v sv. časti ložiska. V ostatných jeho častiach, najmä v j., je značne variabilný. V jednom prípade sa dokonca zistilo, že celá mocnosť detriticko-vulkanickej formácie je priepustná, inde len jej nepatrná časť (8 %).

V nadložnom hydrogeologickom komplexe sú dva typy priepustnosti. *Pórová priepustnosť* je v nespevnených sedimentoch a v pyroklastikách, v ktorých sa kombinuje s priepustnosťou puklinovou. *Puklinová priepustnosť* v pyroklastikách prevláda nad pórovou. Vďaka pestrému zrnitostnému zloženiu detriticko-vulkanickej formácie nachádzame vo vertikálnom smere v nadložnom hydrogeologickom komplexe niekoľko podhorizontov navzájom oddelených nepriepustnými ílovitými polohami. Najsúvislejší a plošne najrozšírenejší podhorizont sa nachádza v sv. časti ložiska a je reprezentovaný pyroklastikami. Podhorizonty obsahujú tlakové vody zväčša s negatívnym, ojedinele i pozitívnym hydrostatickým pretlakom (vrt Z-255). Vzájomné oddelenie podhorizontov na veľké vzdialenosti nie je pravdepodobné, pretože

íly tu vytvárajú len šošovky, čo vedie k domnienke, že podhorizonty sú v hydraulickej spojitosti. Koeficient filtrácie v podhorizontoch má hodnoty $1{,}5.10^{-6}$ až $4{,}0.10^{-7}$ m/s, jeho hodnota v uvedenom intervale s hĺbkou klesá.

Vody z hľadiska chemického zloženia detriticko-vulkanickej formácie patria k typu *kalcium-bikarbonátových* vôd. Smerom do hĺbky prechádzajú k menej vyhranenému typu *nátrium-magnézium-kalcium-bikarbonátovému* (stredná zóna), *nátrium-kalcium bikarbonátovému* a v najväčších hĺbkach k typu *nátrium-bikarbonátovému*. K metamorfóze vôd z kalcium-bikarbonátového typu na nátrium-bikarbonátový typ dochádza v dôsledku kontaktu vôd s horninami, ktorých ílovité komponenty sú v sodnej forme a nastáva výmena iónov vápnika v roztoku s iónmi sodíka z horniny. Nie je vylúčená ani možnosť zmeny chemizmu vôd miešaním s vodami tufitických horizontov, alebo sa na metamorfóze vôd zúčastňujú obidva faktory.

Podzemné vody nováckeho hnedouhoľného ložiska na základe ich chemického zloženia môžeme rozdeliť do troch typov. (Klasifikáciu detailnejšie rozpracoval S. Gazda 1962 na základe Palmerových indexov).

1) kalcium-bikarbonátový ($A_2 > A_1 + S_1$ resp. $S_1 + S_2 < 50$ mval %) typický pre vody kvartéru a vrchné podhorizonty detriticko-vulkanickej formácie.

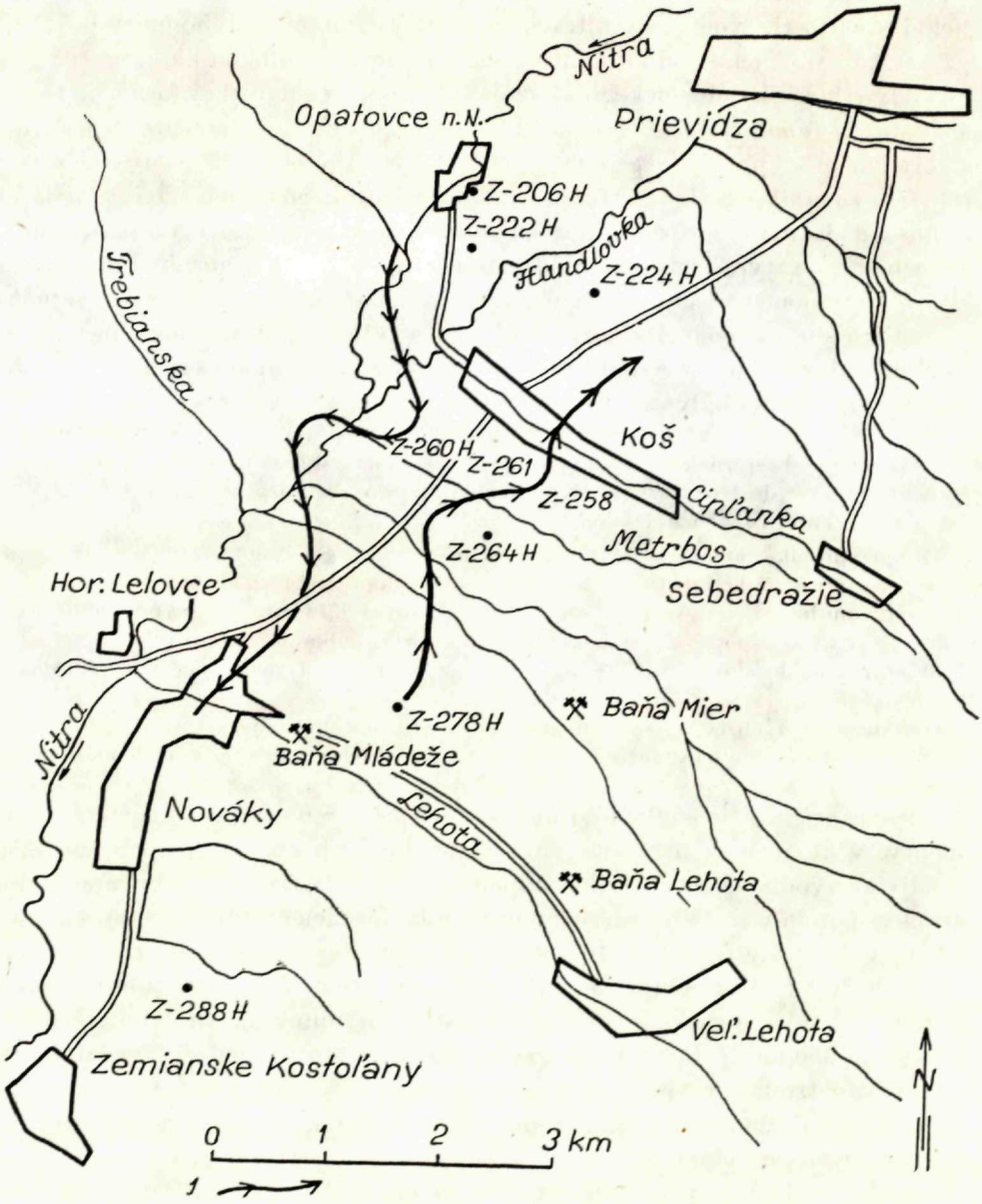
2) nátrium-bikarbonátový ($A_1 > S_1 + A_2 < 50$ mval %) typický pre vody podložných tufitov a pre vody spodných podhorizontov detriticko-vulkanickej formácie.

3) nátrium-chloridový ($S_1(Cl) > A_1 + A_2 < 50$ mval %) typický pre vody burdigalu a paleogénu.

Okrem uvedených typov sa nachádzajú aj vody nevyhraneným typov, a to predovšetkým čo do obsahu katiónov v strednej zóne nadložného hydrogeologického komplexu.

Najvrchnejšiu časť nadložného hydrogeologického celku tvoria kvartérne sedimenty, v ktorých sa nachádza súvislý zvodnený horizont. Najpriepustnejšie a najviac zvodnené sú aluviálne náplavy, ktoré sú priamo zásobované vodou z riek a potokov a z atmosferických zrážok. Koeficient filtrácie sa pohybuje v intervale $1{,}45.10^{-4}$—$3{,}12.10^{-6}$ m/s. Chemický typ vôd kvartéru je kalcium-bikarbonátový. Vyznačujú sa veľkým vyluhovacím účinkom, pretože obsah CO_2 je relatívne vysoký a obsah rozpustených minerálnych látok relatívne nízky (do 350 mg/l). Potvrdzuje to i rovnovážny stav vyjadrený negatívnymi hodnotami Langelierovho indexu nasýtenia.

Reliéf podložia nadložného hydrogeologického komplexu, reprezentovaný denudačným povrchom nadložných ílov, je značne členitý a má vplyv na tlakový spád vody v jeho priepustných polohách. Najvyššiu kótu 340 m n. m. dosahuje v okolí vrtu Z-139, jz. od obce Veľká Lehota. Najnižšie miesto podložia nadložného hydrogeologického komplexu sa nachádza v okolí obce Horné Lelovce na kóte — 230 m n. m. V časti ložiska v. od železničnej trate Nováky — Prievidza, kde je celkový sklon podložia na S, nachádza sa erodované koryto (obr. 1). Jeho priebeh je približne v smere vrtov: Z-278H, Z-273,



Obr. 1 **Priebeh korýt v podloží nadložného hydrogeologického komplexu;** 1 — smery starých riečnych korýt

The course of river beds in the basement of the overlying hydrogeological complex; 1 — courses of old river beds

Z-123, Z-197. Medzi vrtmi Z-199 a Z-194 sa koryto rozptyľuje a stráca vo veľkej depresii. Sklon depresie je na SZ a dosahuje kótu —120 m n. m. V z. časti ložiska s generálnym úklonom podložia na JZ, na nachádzajú dve výrazné korytá. Južne od obce Opatovce n/Nitrou je koryto, ktorým bola pravdepodobne odvodňovaná depresia v s. časti ložiska. Jeho pokračovanie je zhruba totožné s dnešným korytom rieky Nitry. Koryto má klesajúci spád od kóty 150 m n. m. jv. od obce Opatovce n/Nitrou na kótu —140 m n. m. v priestore obce Horné Lelovce. Severozápadne od nej je v povrchovom reliéfe nadložných ílov vytvorené ďalšie koryto, ktoré upadá z kóty 75 m n. m. v okolí vrtu Z-154 na kótu —230 m n. m. v okolí obce Horné Lelovce. V týchto korytách pravdepodobne tiekli rieky, ktoré môžeme považovať za „pratoky" rieky Nitry a potoka Trebianky. Korytá týchto pratokov sa spájajú v priestore Horných Leloviec.

Infiltračná oblasť detriticko-vulkanickej formácie je totožná s jej povrchovým rozšírením v hornonitrianskej kotline, ku ktorej sa pripája oblasť Pustého vrchu v jv. časti ložiska a oblasť východov balvanovitých tufov sv. od Prievidze (Čausanská, Necpalská hora). Pyroklastiká vystupujúce v tejto oblasti sa smerom na JZ ponárajú pod detritickú fáciu uvedenej formácie.

Nadložný zvodnený hydrogeologický komplex môžeme celkove charakterizovať ako horizont beztlakových vôd, ktorý je nepriepustnými vložkami rozdelený na podhorizonty artézskeho charakteru, zväčša s negatívnym, ojedinele s malým pozitívnym hydrostatickým pretlakom bez prirodzeného odtoku vo forme prameňov. Výnimku tvorí oblasť Pustého vrchu, ktorá svojím morfoogickým tvarom nie je typická pre nadložný hydrogeologický komplex, pretože na z. úpätí Pustého vrchu z pyroklastík detriticko-vulkanickej formácie vyteká niekoľko prameňov. K umelému odvodňovaniu nadložného hydrogeologického komplexu dochádza v priestoroch bane Mier a bane Lehota, kde exploatáciou uhlia v oblastiach s malou mocnosťou nadložných ílov dochádza k spojeniu nadložného a podložného hydrogeologického komplexu.

Podložný zvodnený hydrogeologický celok

Pozostáva z hornín paleogénu a vrchného tortónu, medzi ktoré sa na S a JV ložiska vkliňuje spodný miocén. Paleogénne horniny sú zastúpené tromi faciálnymi typmi: *bazálnymi, flyšoidnými* a *piesčitými vrstvami* (5).

Bazálne vrstvy sú tvorené prevažne jemnozrnnými až strednozrnnými zlepencami, ktoré horizontálne i vertikálne prechádzajú do brekcií. Na nich ležia flyšoidné vrstvy známe striedaním sa pieskovcových a slieňovcových lavíc. Vo vrchnej časti flyšoidných vrstiev sú pieskovcové lavice redukované, v spodnej časti, v lokálnej fácii týchto vrstiev, sú vyvinuté bridlice, ktoré sa striedajú

s lavicami drobivého jemnozrnného pieskovca. V nadloží flyšoidných vrstiev sa nachádzajú piesčité vrstvy, ktoré sú najmladšími paleogénnymi sedimentami.

Spodnomiocénne (burdigal) sedimenty sú v oblasti novácke ho hnedouhoľného ložiska vyvinuté v šlírovej fácii. Vrstvy šlírovej fácie sú zastúpené jemnopiesčitými ílmi až ílovcami s črepinovitým rozpadom. Vo vrchnej časti sa prachovitá frakcia koncentruje na vrstevných plochách, čím vytvára farebnú aj granulometrickú lamináciu.

Vrchnotortónske horniny sú zastúpené produktami podložného vulkanizmu, zväčša sú preplavené, v menšej miere uložené in situ. Vulkanické horniny in situ reprezentujú tufy a tufobrekcie. Preplavené produkty (tzv. podložné tufity) sú fluviatilné a fluviolimnické sedimenty. Nachádzame v nich celý rad typov hornín od tufitických ílov až po tufitické konglomeráty. Podložné tufity sú typické horniny podložného zvodneného hydrogeologického komplexu ložiska, ktoré sú vyvinuté v hornonitrianskej kotline len pod produktívnymi vrstvami, zatiaľ čo spodnomiocénne a paleogénne horniny tento rámec presahujú. Mocnosť podložných tufitov sa od z. a s. hranice, kde sa prirodzene vykliňujú smerom na V, zväčšuje a dosahuje 200—250 m, smerom na jv. sa ich mocnosť zmenšuje a dosahuje 20—50 m.

Priepustnosť podložného hydrogeologického komplexu je dvojaká — *pórová* a *puklinová*. Ich uplatnenie závisí od stupňa diagenézy sedimentov. U niektorých typov sedimentov sa stretávame s kombinovanou priepustnosťou *puklinovo-pórovou*. Horniny podložného hydrogeologického komplexu boli postihnuté zlomovou tektonikou, ktorá zväčšila puklinovú priepustnosť na tektonických líniách. Bazálne a flyšoidné vrstvy paleogénu majú prevažne puklinovú priepustnosť, piesčité vrstvy pórovú, spodnomiocénne vrstvy prevažne puklinovú a v nepatrnej miere aj pórovú. Vrchnotortónske horniny, podložné tufity preplavené a uložené in situ majú priepustnosť puklinovo-pórovú, ktorá je v podstate väčšia ako v spodnomiocénnych sedimentoch. Koeficient filtrácie zistený čerpacími skúškami v dôsledku malého počtu hydrogeologických vrtov na pomerne veľkej ploche novácke ho hnedouhoľného ložiska a pestrého granulometrického zloženia hornín podložného hydrogeologického komplexu má len informačnú platnosť. Hodnoty koeficientu filtrácie jednotlivých stratigrafických celkov podložného hydrogeologického komplexu sú tieto:

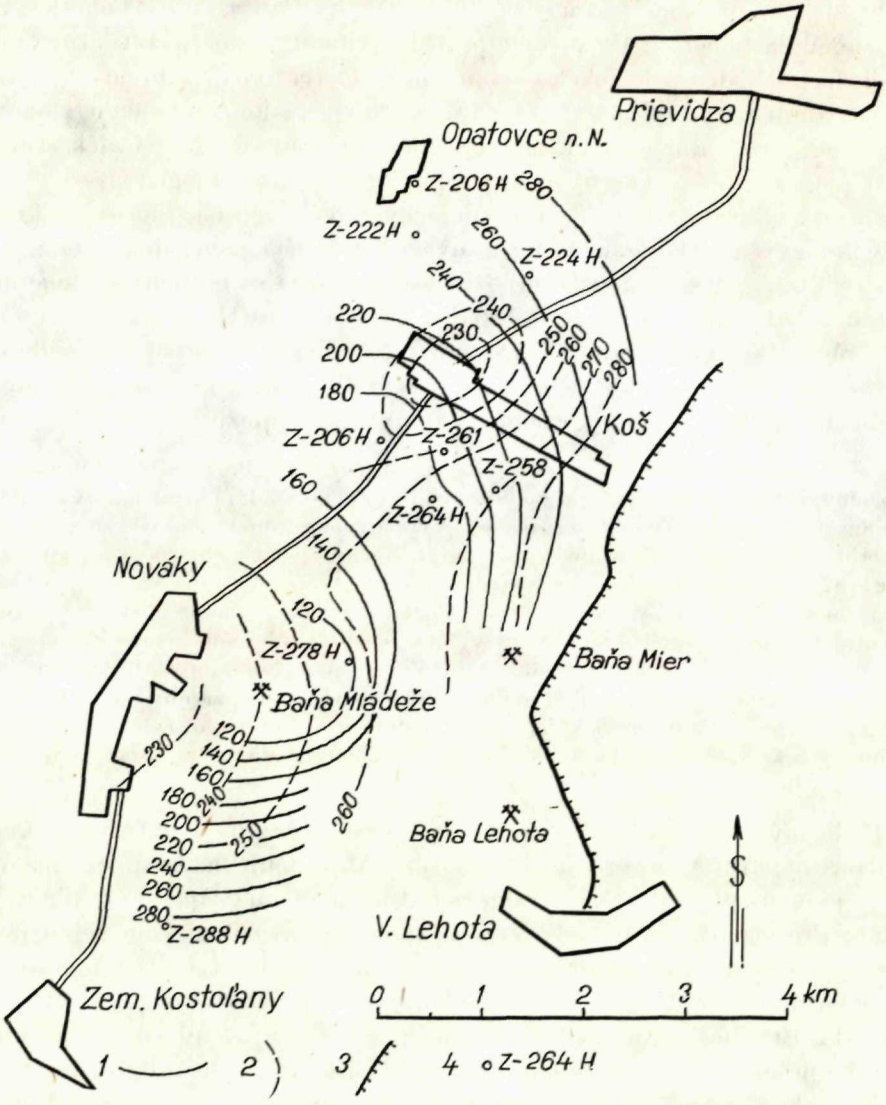
paleogén — flyšoidné vrstvy	$1{,}18 \cdot 10^{-6} - 3{,}86 \cdot 10^{-8}$ m/s
šlírové pásmo burdigalu	$1{,}4 \cdot 10^{-9}$ m/s
podložné tufity (preplavené)	$5{,}85 \cdot 10^{-5} - 2{,}7 \cdot 10^{-9}$ m/s

Infiltračná oblasť podložného hydrogeologického komplexu sa nachádza prevažne v. od ložiska, kde podložné tufity vystupujú na povrch a tvoria pruh medzi novácky m a handlovským ložiskom v šírke 1—3 km. Deliaci pruh má

smer sj. a rozprestiera sa medzi obcami Veľká Čausa, Malá Lehôtka, Sebedražie, Malá Lehota a Veľká Lehota. Od východu podložných tufitov horniny podložného hydrogeologického celku vplyvom tektoniky stupňovito upadajú do stredu panvy, miestami upadajú až k sj. malomagurskému zlomu (7), miestami zo stredu panvy k nemu stupňovito stúpajú. Aj napriek stupňovitým poklesom resp. výstupom tvorí podložný hydrogeologický celok súvislý horizont a o samostatných hydrogeologických režimoch v jednotlivých kryhách i s veľkou výškou skoku nie je možné uvažovať. Ďalšia, menej dôležitá infiltračná oblasť, ktorá je vzdialenejšia od ložiska a nachádza sa od neho sv. smerom, je oblasť, kde vychádzajú na povrch paleogénne horniny. Rozprestiera sa v priestore obcí Malá Čausa, Lipník, Chrenovec, Jalovec. K napájaniu podložného hydrogeologického celku dochádza aj s. od ložiska, kde sa vykliňovaním nadložných ílov oba hydrogeologické komplexy, nadložný i podložný, spájajú.

Chemické zloženie vôd podložného hydrogeologického celku závisí od hornín, ktoré ho budujú. V soľnom zložení vôd podložných tufitov, prevládajú bikarbonáty alkalických zemín — typ vody *nátrium -bikarbonátový*. Výrazným znakom týchto vôd sú nízke obsahy chloridov (do 25 mg/l) a síranov (do 10 mg/l). Zvýšený obsah chloridov vo vode z vrtu Z-240 (213 mg/l) svedčí o možnosti spojitosti tohto horizontu s podložným paleogénom. Podzemné vody v sedimentoch burdigalu a paleogénu sú silne mineralizované s vysokým obsahom chloridu sodného. Sú to vody výlučne *nátrium-chloridového typu* s celkovým obsahom rozpustených látok maximálne 4 g/l. Vo vrchných horizontoch burdigalu zvýšený obsah uhličitanov 30—35 mval % indikuje buď pomerne intenzívnu vodovýmenu s tufitickými vodami, alebo brakický charakter sedimentov burdigalu. Odrazom redukčných podmienok je vysoké pH 8,3—9,3, žiaden obsah CO_2 a relatívne veľmi nízke obsahy síranov 4—18 mg/l.

Podložný hydrogeologický celok vytvára artézsku štruktúru, ktorej nepriepustný strop tvorí produktívne pásmo. Ak uvažujeme, že sj. malomagurský zlom je nepriepustný, tak artézska štruktúra má svoje západné krídlo redukované. Prirodzený režim vody v podložnom hydrogeologickom celku je dnes značne narušený ťažbou uhlia. Pôvodný smer prúdenia podzemnej vody bol pravdepodobne od V na Z, t. j. od východu podložných tufitov do stredu panvy. Do roku 1958 bol prirodzený režim prúdenia vody narušený len mierne, pretože banské práce sa vykonávali len na okraji ložiska a zasahovali iba vrchnú časť podložného hydrogeologického celku. K náhlemu zvratu v režime podzemných vôd došlo po roku 1959 keď sa začal odvodňovať II. horizont na bani Mládeže na kóte —50 m n. m. Odvodňovaný horizont sa nachádza 50 m pod uhoľným slojom v dobre priepustných tufitoch a pôsobí na podložný hydrogeologický celok ako „veľká studňa" (obr. 2). Dosah tlakovej depresie smerom na S je cca 3500 m, smerom na SV k východu podložných tufitov cca 2200 m. Tlaková hydrostatická hladina v okolí ťažnej šachty bane Mládeže poklesla z kóty 255 m n. m. na kótu 120 m n. m., t. j. o 135 m. Pokles tlakovej hydrostatickej hladiny pokračuje (pozri tab. 1).



Obr. 2 **Mapa hydroizopiez podložných tufitov (K. Malatinský 1963)**

1 — hydroizopiezy do r. 1958; 2 — hydroizopiezy v rokoch 1958—1963; 3 — hranica východov podložných tufitov; 4 — hydrogeologický vrt

A map of hydroisohypses of underlying tuffites (K. Malatinský 1963)

1 — hydroisohypses up to 1958, 2 — hydroisohypses in the years 1958—1963, 3 — confinement of outcropping underlying tuffites, 4 — hydrogeological bore-hole

Tabuľka 1

Vrt	Kóta statickej výšky v rokoch						ø ročný pokles
	1962	1963	1964	1965	1966	1967	
Z-258	184,90	182,90	181,50	180,40	180,30	179,20	0,95
Z-260	—	—	159,00	156,50	156,20	155,60	0,85
Z-261	186,00	183,30	178,20	177,00	176,90	175,80	1,70

Nepriepustné ílovité súvrstvie

Nepriepustnú bariéru medzi nadložným a podložným hydrogeologickým celkom tvorí mocné ílovité súvrstvie budované prevažne nadložnými ílmi, ktoré majú charakter ílovcov, s uhoľným slojom v tesnom podloží. K hlavnej mase nadložných ílov sa odvrchu primykajú pestré íly detriticko-vulkanickej formácie, odspodu zase uhoľné alebo tufitické íly. Nadložné íly a ílovce sú ako celok nepriepustné. Miestami sa v nich nachádzajú niekoľkomilimetrové piesčité vrstvičky, ktoré podmieňujú vrstevnú odlučnosť. Miestami sa v nich nachádza črepinovitá resp. nepravidelná odlučnosť s ohlazovými plochami ako dôsledok diagenézy. Tieto okolnosti, a hlavne tektonické drvenie v okolí zlomov s výškou skoku 100—300 m spôsobujú v nadložných íloch slabú puklinovú priepustnosť. Mocnosť ílovitého, nepriepustného súvrstvia závisí od tektoniky a denudácie po sedimentácii tohto súvrstvia. V priemere sa pohybuje od 150 do 300 m s maximálnou mocnosťou 590 m (vrt Z-218). Z hľadiska banskej činnosti ílovité súvrstvie vytvára bezpečnostný strop proti prievalom vody z nadložného hydrogeologického komplexu.

Názory na dostatočnú mocnosť nadložných ílov, ktorá by zaručovala bezpečnú banskú činnosť sa postupom času menia. Na začiatku sa považovala za dostatočnú 30 m mocnosť, neskôr sa stanovilo ako kritérium 5-násobok výšky mocnosti rúbaného sloja, minimálne však 30 m. Podľa najnovších skúseností C. Gregor (in E. Ďurovič 1968) určil dosiaľ najobjektívnejšie kritérium $M = 2H + 1{,}5h$ (M = bezpečná mocnosť nadložných ílov; H = rúbaná mocnosť sloja; h = hydrostatický tlak vodonosného horizontu v atmosférach).

Tu treba uviesť, že presnejšie kritériá pre stanovenie bezpečnej mocnosti nadložných ílov pod vodonosným horizontom bude možné stanoviť len na základe fyzikálno-mechanických skúšok nadložných ílov s prihliadnutím na výšku rubaného sloja a hodnotu hydrostatického tlaku nadložného vodonosného horizontu. Mocnosť ílovitého súvrstvia sa zmenšuje v smere k s. a v. okraju ložiska, kde sa súvrstvie vykliňuje. Menšia ako 30-metrová mocnosť sa nachádza aj v strede ložiska, vo vysunutých kryhách alebo v častiach krýh, kde bola intenzívna denudácia. Takéto prípady sa nachádzajú 700 m jv. od obce Koš, 200 m jz. od vrtu Z-222H; v s. výbežku tektonickej kryhy s vrtmi Z-74, Z-103, Z-71; v s. časti pretiahnutej kryhy s vrtmi Z-247, Z-230, ktorá križuje od S na J cestu Prievidza—Nováky; v strednej časti tektonickej kryhy, nachádzajúcej sa sz. od dolného

konca obce Koš, sz. a jz. od vrtu Z-155; s. od obce Horný Kamenec, pri j. okraji ložiska v okolí vrtov Z-243, Z-244, Z-130, BP-20 a z. od obce Veľká Lehota v pretiahnutej kryhe smeru sj. s vrtmi Z-15, Z-44, Z-96, BP-26, BP-27.

Osobitný vývoj nadložných ílov je jv. od obce Nováky v oblasti III. ťažobného úseku bane Mládeže, kde sa v nich nachádzajú šošovky tufitov, tufitických zlepencov a pieskov. Tieto šošovky boli overené z banských chodieb dovrchnými podzemnými vrtmi, ktoré zistili, že hlavne strednozrnné a hrubozrnné piesky sú značne zvodnené. Tufity vykazovali počiatočný prítok z podzemného vrtu do 6,0 l/min, zatiaľ čo piesky 68,0—264,0 l/min.

Počiatočné prítoky veľmi rýchlo klesajú (tab. 2), čo je dôkazom, že šošovky zvodnených sedimentov sú uzatvorené v nepriepustných nadložných íloch a vytekajúca voda reprezentuje statické zásoby podzemnej vody.

Tabuľka 2

Číslo vrtu	Počiatočné Q l/min.	Q po 10 dňoch	Q po 1 mes.	Q po 3 mes.
HP-110	264,0	169,0	82,0	30,4
HP-109	180,0	80,0	36,0	2,0
HP-100	150,0	27,4	23,0	6,0
HP-104	80,0	75,0	46,6	12,0
HP-106	68,0	46,0	25,7	12,0

Na základe poznatkov z hydrogeologických vrtov, kde bolo zistené zvodnenie porušených nadložných ílov, môžeme predpokladať, že pri intenzívnej ťažbe dôjde po tektonických poruchách, resp. po novovzniknutých zálomových trhlinách k presakovaniu vody z nadložného hydrogeologického celku do vyrúbaných priestorov. To znamená, že môže dôjsť k odvodňovaniu nadložného hydrogeologického celku a jeho spojeniu s podložným hydrogeologickým komplexom. Mechanický proces vzniku zálomových trhlín a jeho časový priebeh je zatiaľ predmetom výskumu, a preto nateraz nemožno predpokladať jeho odraz, resp. vplyv na hydrogeologický režim nadložného komplexu.

Nadložný hydrogeologický komplex môže byť odvodňovaný nielen po zálomových trhlinách, ale aj po tektonických poruchách. Tento stav nastane vtedy, keď odvodnením podložného hydrogeologického celku poklesnú tlaky vo zvodnených tektonických poruchách do takej miery, že budú menšie ako hydrostatické tlaky v nadložnom hydrogeologickom komplexe. K tomuto môže dôjsť len po dlhšom časovom odstupe, pretože odvodňovaním podložného hydrogeologického komplexu v dôsledku malého koeficientu filtrácie zvodnených tektonických porúch ($k = 1{,}0 . 10^{-6} - 2{,}3 . 10^{-8}$ m/s) tlak v nich klesá len veľmi pomaly.

Záver

Pre banskú činnosť, ktorá sa má v budúcnosti rozvíjať v strede panvy vo väčších hĺbkach, je z hľadiska hydrogeologických podmienok najdôležitejší podložný hydrogeologický celok. Pred začatím ťažby si treba vždy upresniť poznatky o jeho hydrogeologických pomeroch najmä v hlbokých častiach ložiska so zameraním na preventívne opatrenia smerujúce k ochrane bojnických termálnych prameňov. Vo východnej časti ložiska je potrebné venovať pozornosť zvodneným vydobytým priestorom, ktoré sa nachádzajú vo vyšších tektonických kryhách.

Lektoroval: RNDr. M. Račický *IGHP. n. p., závod Žilina*

LITERATÚRA

[1] Bartek V. a kol., 1960: Výpočet zásob z nováckeho uhoľného ložiska so stavom k 1. 7. 1960. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [2] Bartek V. — Kozáč I. — Malatinský K., 1963: Záverečné správy Nováky-II. etapa bane Mládeže so stavom k 1. 7. 1963. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [3] Brodňan M. — Kozáč I. — Malatinský K. — Barkáč Z., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nováky — sv. okraj so stavom k 1. 7. 1964. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [4] Brodňan M. — Slávik J., 1966: O detritickovulkanickej formácii handlovsko-novackej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [5] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [6] Ďurovič E., 1968: Hydrogeologické pomery bane Mládeže so zameraním na III. ťažobný úsek. Manuskript-archív Katedry inž. geológ. a hydrogeológie PF, Bratislava. — [7] Franko O., 1963: Dôvodová správa pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd". Manuskript-Geofond, Bratislava. — [8] Gazda S., 1962: Hydrochemický výskum JUP (predbežná správa za rok 1960—61). Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.

K. MALATINSKÝ

GROUND WATERS OF THE NOVÁKY BROWN-COAL DEPOSIT

The Nováky coal deposit occurs in the southern part of the Horná Nitra depression which is rimmed by the mountain ranges of Strážovské pohorie, Malá Fatra, Žiar and Vtáčnik. The depression is flowed through by two major rivers — the Nitra and the Handlovka. Relative to the deposit, the waters are divided into two hydrogeological complexes. The upper hydrogeological complex is formed of Quaternary sediments and the detrital-volcanic formation of the Sarmatian-Pannonian age. Gravel, sand, clay and pyroclastics of varied grain size are alternating both vertically and laterally at a short distance. These facies changes reflect the fluviatile-limnic sedimentary conditions. The upper hydrogeological complex is an aquifer with free water level, including artesian subhorizons with negative and sporadically even positive niveaus. This complex is underlain by impermeable overlying clays, in which the Neogene streams had cut their channels.

Beneath the impermeable barrier there is the lower hydrogeological complex. The coal-bearing beds occur at the boundary of the overlying clays and the underlying tuffites. The latter mostly represent the re-deposited volcanic material, comprising a number of transitional types from tuffaceous clays to tuff breccias.

The manifestations of tectonic processes in the form of horsts and grabens reach as high as the overlying clays. They constitute an artesian structure in the lower hydrogeological complex.

Boring and hydrogeological works proved that some faults are water-bearing. In sector III of the Mládež Mine the overlying clays have been found to be of a different development. They contain lenses of tuffite and sand, in which ground water is stored.

As long as the regime of the lower water-bearing complex has not been interfered with by drainage to a greater extent, the pressure gradient was from east to west. After draining the complex at a greater depth (−50 m a. s.) in the Mládež Mine, the pressure conditions changed and the site of drainage acts as a „large well" with the drawdown extent to a distance of 3,500 m northwards and of 2,200 north-eastwards.

On the basis of chemical composition the ground waters are divisible into four groups:

1. Calcium-bicarbonate type,
2. sodium-bicarbonate type,
3. sodium-chloride type.

The first type is distinctive of the waters contained in the Quaternary and detrital-volcanic formations, the second type of the waters of tuffites and the lower layers of the detrital-volcanic formation. The beds of the Burdigalian and the Palaeogene are characterized by the third type of ground water.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

553.96 : 551.491(437.64)

JOZEF FIDES—ONDREJ FRANKO—STANISLAV GAZDA

BANSKO-HYDROGEOLOGICKÉ POMERY NOVÁCKYCH UHOĽNÝCH BANÍ

Uhlie sa v súčasnom období ťaží na jv. okraji nováckeho ložiska pri jeho východe v území medzi obcami Koš, Veľká Lehota a Nováky. Dobýva sa v troch závodoch. Baňa Mier (severnejšia) a Lehota (južnejšia) ťažia na v. okraji ložiska. Baňa Mládeže ťaží uhlie jz. od bane Mier a z. od bane Lehota v relatívne hlbšej časti ložiska. Z hľadiska celého ložiska sa však doteraz uhlie dobýva v plytšie uložených kryhách.

Štúdium hydrogeologických pomerov v baniach

Výskum vzťahov podzemných vôd nováckeho ložiska k bojnickým termám (6) sa začal prakticky až r. 1961. Dovtedy sa nerobili sústavné a trvalé merania hydrogeologického charakteru, hoci ťažba uhlia sa začala v rokoch 1939—1941 a vo väčšom rozsahu od r. 1951. Podľa údaju C. Gregora (12), prvé meranie prítokov v nováckych baniach sa uskutočnilo r. 1956. Odvtedy sa z času na čas zmerali jednotlivé prítoky a celkový prítok do baní sa zisťoval podľa dĺžky chodu čerpadiel a ich štítkového výkonu.

Až r. 1961 sme zaviedli systém meraní na objasnenie hydrogeologických pomerov nováckych baní, a tým aj objasnenie vzťahu medzi prítokmi do baní a bojnickými termálnymi vodami.

Merania sa robili podľa týchto zásad:

1. Prítoky banských vôd sa merali raz týždenne;
2. meracie stanice sú vybudované tak, že sa osobitne merajú prítoky „nadložnej", „podložnej" a „zmiešanej" vody (t. j. vody zo starín a tej časti vody z nadložia a z podložia, ktorá sa samostatne nedá merať);
3. merajú sa osobitne nesústredené prítoky z jednotlivých banských diel, prípadne skupiny banských diel, a osobitne sústredené prítoky;

4. Sústredené i nesústredené prítoky do cca 10 l/s sa merajú nádobami, príp. meracími prepadmi. Väčšie a celkové prítoky sa zisťujú podľa dĺžky chodu čerpadiel, pričom sa výkon čerpadiel kontroluje štvrťročne;
5. z vybratých prítokov z podložia sa spočiatku robili režimové chemické rozbory raz mesačne, neskoršie raz za dva mesiace.

Merania, i meracie stanice boli dohodnuté s geológmi jednotlivých banských závodov novácких uhoľných baní, neskôr s hydrogeologickou službou, ktorá ich organizačne zabezpečovala.

Po zavedení režimových hydrogeologických meraní sa uskutočnilo banské hydrogeologické mapovanie. Metodiku a výsledky detailne opísal O. Franko (6) a v skrátenom znení publikovali O. Franko—L. Škvarka (9).

Nadložné prítoky a ich charakter

Zo základnej geologickej, tektonickej a hydrogeologickej charakteristiky pomerov novácкeho uhoľného ložiska (7, 8, 16) je známe, že v nadloží uhoľného sloja sú vyvinuté „nadložné íly" a nad nimi leží zvodnený hydrogeologický celok tvorený sarmat-pliocénnou detriticko-vulkanickou formáciou a kvartérnymi sedimentami. Prítoky vôd z tohto hydrogeologického celku sa označujú ako nadložné prítoky.

Po uložení vrchnotortónskych nadložných ílov alebo už v čase ich ukladania bolo novácke uhoľné ložisko porušené zlomovou tektonikou a súčasne nastala denudácia a erózia nadložných ílov a v pruhu, kde podložné tufity vychádzajú na povrch aj uhoľného sloja. Takto sa stalo, že pri v. okraji ložiska, kde uhoľný sloj vychádza tesne pod povrch, boli nadložné íly erodované do takej miery, že detriticko-vulkanická formácia pliocénu a kvartérne sedimenty sa usadili priamo na uhoľnom sloji alebo na tenkej vrstve ílov. Na území celého ložiska majú nadložné íly veľmi členitý reliéf, zbrázdený jazernými riekami a potokmi takže v nich vznikli hlboké ryhy a korytá, vyplnené detriticko-vulkanickou formáciou (16). Detriticko-vulkanická formácia má veľmi pestrý litofaciálny vývoj tak v horizontálnom, ako aj vertikálnom smere. Zatiaľ čo v banskom poli bane Mier a Mládeže ide o jazerné, prevažné vápencovo-dolomitické štrkozlepence, íly a piesky, v banskom poli bane Lehota ide o jazerné vulkanické sedimenty, ako sú tufozlepence a tufobrekcie, menej tufy prevrstvené ílovitými a štrkovými polohami. Toto územie prilieha k Pustému vrchu, ktorý je budovaný tzv. nadložným vulkanizmom, resp. druhou fázou neogénneho vulkanizmu Vtáčnika (19). Kvartérne sedimenty sú na povrchu tvorené hlinami a pod nimi andezitovými štrkmi a súťami.

Prítoky z nadložného zvodneného komplexu nastávajú 1. keď sú banské diela razené priamo v tomto celku, napríklad úpadnice; 2. keď sú nadložné íly erodované a jeho sedimenty ležia priamo na uhoľnom sloji, alebo mocnosť nadložných ílov je taká malá, že sa ťažbou naruší na celú výšku zálomovými trhlinami, po ktorých priteká voda.

Z geologickej stavby vyplýva, že nadložné prítoky nastávajú v prevažnej miery v okrajovej časti bane Mier a takmer v celom banskom poli bane Lehota. Prítoky majú dvojaký charakter — plošný a bodový.

Plošné (rozptýlené) prítoky z nadložia majú nepatrnú výdatnosť. Sústreďujú sa vo vyrúbaných priestoroch a napr. na bani Lehota dosahovali r. 1963 až 8 l/s. Výdatnosť prítokov stúpa s porušením nadložia zálomovými trhlinami. Po „regenerácii" závalových častí však dochádza k ich zjavnému poklesu.

C. Gregor (12) udáva, že na bani Mier v I. úseku (bývalá Baňa II) sa v marci 1956 odhadovali maximálne prítoky na 16,6 l/s, v apríli na 6 l/s a v júni na 0,83 l/s. Podobná, prípadne ešte menšia intenzita prítokov sa prejavovala aj v hlbšie položených kryhách, a tiež na bani Lehota. Výnimkou bol výdatný výron pozdĺž východu sloja smerom na Veľkú Lehotu. Pri narazení vykazoval vyše 6,6 l/s a r. 1955 sa ustálil na 3 l/s. Väčšie prítoky boli zaznamenané pri prechode poruchy do tzv. 12. geologického bloku. Hodnota prítokov klesla z pôvodných 5,83 l/s na 4,16 l/s. Teplota vody sa pohybuje od 8 °C do 13 °C.

Bodové (sústredené) prítoky (prievaly) sú známe hlavne z bane Mier, kde bolo zaznamenaných 7 prievalov a ojedinele z bane Lehota — 1 katastrofálny prieval.

Charakter prievalov detailne študoval J. Fides (4) na základe dokumentačného materiálu Nováckych uhoľných baní a u posledných prievalov aj z vlastných pozorovaní. V stručnom opise používame číselné označenie prievalov podľa chrnologického sledu na bani Mier.

Prieval č. 1 — sa udial 6.7. 1956 na vetracej šachte. Z uhoľného sloja sa dovrchne razila šachta cez vápencovo-dolomitické zlepence, z ktorých postupne narastali prítoky vody z 2,5 l/s na 5,0 l/s pri súčasnom klesaní jej teploty z 11 °C na 9,5 °C. Nad 23 m mocnou polohou zlepencov sa prerazila 1 m mocná vrstva ílov. Zo zvodneného pieskovca, čo ležal nad ňou, došlo pri striedaní zmien k prievalu, ktorý devastoval šachetnú výstuž. Prítok v čase prievalu sa odhadoval na cca 20 l/s. Meraním 9. a 10. 7. 1956 sa zistilo 6,6 l/s, teplota vody 9,5 °C. Prieval pochádzal z kvartéru.

Prieval č. 2 — sa udial v páskovom porube č. 1322 dňa 1. 8. 1958. Rúbalo sa v spodnej časti sloja. Horná časť sloja bola vyrúbaná ešte r. 1955. Po vyrúbaní 4 páskových chodieb došlo k náhlemu prievalu bahnín a konglomerátov s vodou. Za niekoľko sekúnd bol zaplavený 20 m úsek chodby.

Prieval č. 3 — bol v páskovom porube č. 2183 dňa 26. 8. 1959. Prvá chodba od poruchy sa vyrúbala páskovaním na celú mocnosť. V odpoludňajšej zmene došlo vo vyťaženej komore k zvýšenému prítoku vody zo stropu. V zápätí došlo k prievalu, ktorý zaplavil komoru a sčasti i súsednú chodbu. Množstvo výronu bolo odhadnuté na 170 m³ vody, ktorá bola značne skalená ílom. V prievalovom materiáli bol piesok. Na základe starších povrchových i novších podzemných prieskumných vrtov sa zistilo, že nadložie sloja v blízkom okolí prievalového miesta tvoria íly o mocnosti asi 6,5 m, nad ktorými bola zistená 1,5 m mocná poloha zvodnených pieskov (zrejme reprezentant detriticko-vulkanickej formácie).

Prieval č. 4 — nastal v páskovom porube č. 2150 dňa 17. 11. 1960. Na prvej chodbe sa otvárala prvá komora. Súčasne s tým sa razila druhá paralelná chodba. Medzitým sa na prvej chodbe vyrúbala druhá komora. K prievalu došlo na konci druhej páskovej chodby, ktorá sa odchýlila od pôvodného smeru a zastihla prvú komoru v prvej chodbe. Náhlym prievalom sa vyplavilo asi 2000 m^3 horniny s vodou (polovica pripadá na vodu). Prítok vody sa po prievale rapídne zmenšoval a po 4 hodinách takmer ustal. Teplota vody bola asi 12 °C; voda bez zápachu (skrátený chemický rozbor ukázal, že to nie je voda starinová). Prievalový materiál tvorili prevažne vápencovo-dolomitické štrky, íly a niekoľko balvanov andezitových tufitov a tufozlepencov — reprezentanti detriticko-vulkanickej formácie. Z geologického rezu blízkymi staršími povrchovými prieskumnými vrtmi možno usúdiť, že v mieste prievalu mali nadložné íly mocnosť asi 5 m.

Prieval č. 5 — nastal v páskovom porube č. 2150 dňa 15. 9. 1961. K prievalu došlo na tom istom porube ako v predošlom prípade, ale v komore vyrúbanej na konci zbernej chodby. Asi 3 dni po zdanlivom (zrejme čiastočnom) zavalení vyrúbanej komory došlo k prítoku čistej asi 12 °C teplej vody, ktorú baníci používali na pitie. Prievalu predchádzali prejavy horninových tlakov v ústí komory, nato menší prieval vody s bahnom; po odvolaní osádky nastal vlastný prieval. Prievalový materiál bol ten istý ako u prievalu č. 4. Po prievale bol prítok vody asi 10 l/s.

Prieval č. 6 — nastal z vrtu č. 9-111 v chodbe pripravovaného porubu dňa 6. 11. 1961. Na základe skúseností z predchádzajúcich prievalov sa na pripravovanom páskovom porube č. 2351 vŕtali zvislo do stropu prieskumné vrty o priemere asi 300 mm na plný profil. Vo vrte č. 9-111 došlo v 18 m, t. j. po prevŕtaní asi 12 m vrstvy ílov nad slojom k prítoku vody z vápencovo-dolomitických štrkozlepencov vulkanicko-detritickej formácie. Z nepaženého vrtu, asi po 30 hodinách začali vypadávať kusy rozbahnených ílov, vzápätí zaplavila voda s ílovou kašou časť chodby.

Prieval č. 9 — sa udial na prípravnej chodbe č. 2114a dňa 3. 1. 1964. Prípravná chodba pre stenový porub sa razila v hornej časti sloja. K prievalu došlo po vyrazení asi 250 m. Od hĺbky 186 m bol pri vŕtaní strelných dier pozorovaný malý prítok vody. K prievalu došlo asi 30 minút po strelnej práci, keď sa osádka chystala k odťažbe uhlia. Prieval prechádzali prejavy stropných tlakov. V mieste prievalu bola „čelba" úplne zanesená vápencovodolomitickými štrkmi s prímesou piesku a ílu. Smerom od „čelby" bol materiál uložený pod uhlom niečo vyše 4°. Z prievalového materiálu sa dalo usúdiť, že v mieste prievalu boli prakticky bezprostredne nad slojom uložené vápencovo-dolomitické štrky vulkanicko-detritickej formácie, čo potvrdzujú aj výsledky prieskumného vrtu BP-50-H, situovaného asi 62 m v. od prievalu. Vrtom sa zistilo, že štrky ležia priamo na sloji. Po prievale kolísali prítoky v priebehu jedného mesiaca v rozsahu 5—6 l/s pri teplote vody 11 °C.

Zo stručného opisu prievalov je zrejmé, že závisia od dvoch základných prírodných činiteľov: 1. od zvodnených komplexov v nadloží uhoľného sloja a 2. od málo mocnej („ochrannej") vrstvy ílov v bezprostrednom nadloží sloja.

Dochádza k nim spravidla pri dobývaní na zával (prievaly č. 2, 3, 4, 5), keď sa nadložné vrstvy do určitej výšky porušujú a padajú do vyrúbaného priestoru, vytvárajúc tzv. chaotický zával. Výška tohto závalu závisí hlavne od svetlej rúbanej výšky sloja a fyzikálno-mechanických vlastností bezprostredného (zavaľovaného) nadložia. Zásadne platí, že výška chaotického závalu je prakticky lineárne závislá od rúbanej výšky sloja. V prípade, že bezprostred-

né nadložie sloja tvorí tenká vrstva ílov a celá sa poruší, môže dôjsť k prievalu. Nastáva to spravidla vtedy, keď sa v nadloží nachádza nespevnená zvodnená hornina s určitým hydrostatickým tlakom, ktorý do značnej miery podmieňuje intenzitu a priebeh vlastného prievalu. Je teda zrejmé, že popri prírodných činiteľoch vplývajú na prievaly aj činitele technologické.

Prievalom môže zabrániť ochranná vrstva primeranej hrúbky. Táto hrúbka sa zatiaľ udáva ako n-násobok čistej rúbanej výšky sloja — nateraz ako 5-násobok pri dobývaní stenovaním na zával a pri menších hydrostatických tlakoch — maximálne do 10 at. Napriek určitému rozsahu výskumných prác v tejto oblasti sa nepodarilo exaktnejšie stanoviť potrebnú závislosť, a to pre značnú zložitosť navzájom sa podmieňujúcich a často aj premenlivých činiteľov.

Na základe týchto poznatkov možno jednoznačne konštatovať, že prievaly z nadložného zvodneného komplexu na nováckom ložisku závisia od geologickej stavby, hydrogeologických pomerov a používanej dobývacej metódy. Pri dostatočnej mocnosti nadložných ílov nedôjde k narušeniu ich izolačnej funkcie. Nad vyrúbanými priestormi vznikajú jazerá, z ktorých nie sú prítoky do baní.

Z hydraulického hľadiska predstavuje nadložný zvodnený komplex značne komplikovaný systém, v ktorom prevláda pórová priepustnosť. Kvartérne andezitové sutiny a štrkovito-balvanovité náplavy potokov, ako aj štrkové piesčité fácie detriticko-vulkanickej pliocénnej formácie majú pórovú priepustnosť. Tieto vrstvy sa vyznačujú veľkou premenlivosťou granulometrického zloženia v horizontálnom aj vertikálnom smere. Vulkanické fácie tvoria tufity, tufitické pieskovce, andezitové brekcie a zlepence s nepravidelne mocnými polohami tufitických ílov. Aj v týchto horninách prevláda pórová priepustnosť, zrejme však aj v kombinácii s priepustnosťou puklinovou.

Nadložný zvodnený komplex v území dnešných baní má hrúbku do 100 m, na ložisku a širšom okolí do 300 m. Priepustnosť tohto horizontu ako celku je veľmi nízka. K. Malatinský (15) udáva koeficient filtrácie v rozmedzí 10^{-5} — 10^{-7} m/s. Lokálne sa však vyskytujú polohy s relatívne dobrou priepustnosťou. J. Fides (4) zistil čerpacou skúškou na jednom vrte výdatnosť 4,2 l/s pri znížení hladiny o 4,15 m, pričom celková výška vodného stĺpca činila 21,3 m. Vzhľadom na tieto poznatky možno perspektívne považovať spomínaný zvodnený komplex za vhodnú zásobáreň pitnej vody, pretože ide o významnú nádrž (asi 100 km²) podzemnej vody v hornonitrianskej kotline.

Chemizmus vôd nadložných prítokov

Z tabuľky 1 obr. 1 zhrňujúcej typické príklady nadložných vôd je zrejmá značná rozkolísanosť ich chemizmu. Závisí od pestrého mineralogicko-petrografického zloženia sedimentov detriticko-vulkanickej formácie, ktorá značne kolíše vo vertikálnom, i horizontálnom smere.

Tabuľka 1

Chemizmus vôd nadložných prítokov

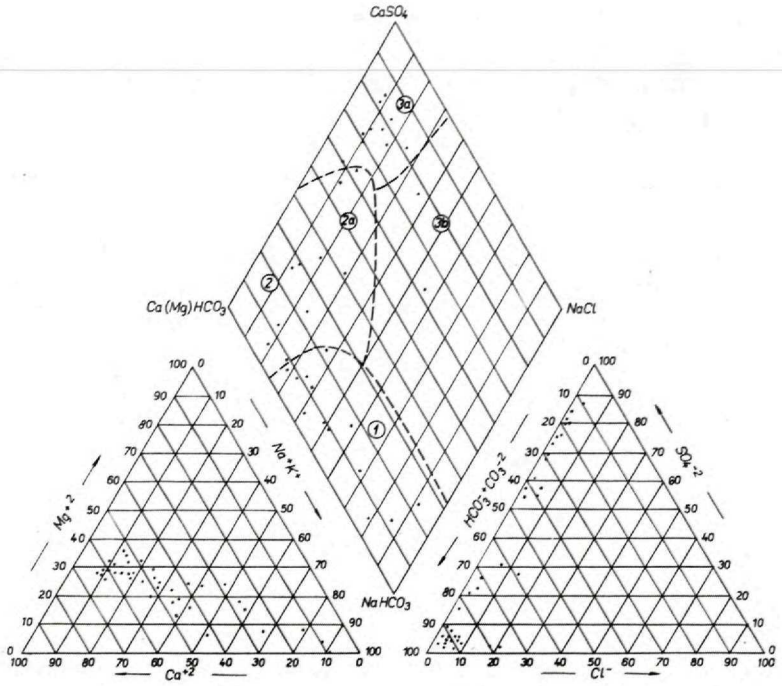
	Dokumentačný bod	12	14	15	17	18	26	29	33	35	38
Fyzikálno-chemické vlastnosti	Teplota vody °C	12,7	12,0	14,0	14,7	7,0	12,0	10,0	12,5	17,5	—
	pH	7,2	6,8	5,5	6,8	7,2	6,5	7,3	7,3	6,5	6,7
	Voľný CO_2 mg/l	14,3	24,45	138,5	16,3	16,3	32,6	16,3	28,5	65,2	32,6
	celk. miner. mg/l	336,5	341,8	821,85	729,3	526,95	417,2	505,3	285,1	902,3	290,65
Iónové zloženie (mg/l)	Li^+	0,05	0,06	0,12	0,1	0,08	0,07	0,05	st.	0,14	st.
	Na^+	14,6	19,4	21,0	24,4	40,0	40,0	15,8	11,8	127,0	9,2
	K^+	5,0	8,4	11,2	10,5	10,5	8,5	6,5	3,4	34,3	3,0
	Ca^{2+}	45,4	42,9	129,55	123,75	67,2	49,4	72,1	39,9	64,0	40,5
	Mg^{2+}	14,25	13,5	35,4	35,4	20,65	7,9	28,5	12,3	18,7	16,7
	Fe^{2+}	0,0	0,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,16	0,0	0,0	0,0
	Mn^{2+}	st.	0,0	1,86	0,0	0,0	0,0	st.	0,0	st.	0,0
	Cl^-	5,5	5,85	8,6	5,5	33,05	6,9	7,9	8,25	6,55	4,85
	SO_4^{2-}	5,75	8,8	295,45	298,9	94,35	19,0	119,2	9,05	80,8	40,35
	HCO_3^-	245,95	242,9	303,65	230,75	261,1	285,4	255,05	200,4	570,8	176,1
Palmerove indexy	$S_1(Cl)$	3,6	3,8	2,15	1,5	13,0	3,7	3,2	6,3	1,65	3,5
	$S_1(SO_4)$	2,75	4,2	8,85	11,4	15,65	7,5	9,4	5,05	15,0	8,8
	S_2	—	—	45,25	49,9	11,7	—	26,65	—	—	12,95
	A_1	11,95	16,7	—	—	—	27,5	—	5,3	40,8	—
	A_2	81,7	75,3	38,45	37,2	59,65	61,3	60,65	83,35	42,55	74,75
	A_3	st.	—	5,3	—	—	—	0,1	—	st.	—
Geochemické faktory	SO_4/M	0,01	0,02	0,27	0,3	0,18	0,04	0,18	0,03	0,07	0,14
	Mg/Ca	0,52	0,52	0,45	0,47	0,5	0,26	0,65	0,5	0,48	0,67
	Na/K	4,95	3,9	3,2	3,95	6,5	8,05	4,15	5,3	6,3	5,2
	HCO_3/Cl	26,0	24,1	20,65	24,4	4,6	24,15	18,75	14,1	50,6	21,25

Poznámka: *baňa Mier*: 12 — vetracia šachta č. 3 (zmiešaná voda s prevahou nadložných prítokov); 14 — materiálová úpadnica, III. úsek, prítok zo stropu i z počvy; 15 — horný revír, vetracia chodba, hrádza č. 192 (vplyv starín); 17 — horný revír, zberná chodba porubu č. 2152 (vplyv starín); 18 — hlavná materiálová úpadnica, prítok zo stropu 26 — dovrchná chodba k vetracej chodbe č. 3, III. úsek; 29 — hlavná úpadnica; *baňa Lehota*: 33 — hlavná ťažobná úpadnica; 35 — stena 3206 — II. úsek (možný vplyv starín i podložných prítokov); 38 — severný revír, sklad streliva

Odbery v bani Mier urobené 4. — 11. 4. 1963, v bani Lehota 4. — 6. 5. 1963 (M. Služanič). Geochemické faktory sú počítané z milivalových hodnôt jednotlivých prvkov ($M = \Sigma mval\ x^+ + x^-$)

Pre nadložné vody bane Lehota (dokumentačné body 33,38), kde bezprostredné nadložie produktívneho súvrstvia tvorí vulkanogénna fácia sarmat-pliocénu (hlavne tufozlepence a tufobrekcie) je typická, prevažne nízka mineralizácia ($<0,3$ g/l) a výrazný kalcium-magnézium-bikarbonátový typ chemizmu (koeficient $Mg/Ca > 0,5$) so striedavo zastúpenou nízkou nátrium-bikarbonátovou resp. kalcium-sulfátovou zložkou. Hydrochemické parametre týchto vôd vcelku

zodpovedajú ich plytkopodpovrchovému obehu v chemicky slabo aktívnom horninovom prostredí (základný proces tvorby chemizmu — hydrolytický rozklad silikátov). Chemizmus dokument. bodu 35 (II. úsek, stena 3206 na jz. okraji banského poľa) — vyššia mineralizácia a výrazný posun smerom k nátrium-bikarbonátovému typu — dokumentuje hlbší obeh jeho zdrojových vôd (pravdepodobne už v detritickej fácii sarmat-pliocénu), pričom predpokladaný vplyv starín je minimálny.



Obr. 1. Systemizačný graf chemizmu podzemných vôd novácky uhoľných baní
1 — podložné prítoky, 2 — nadložné prítoky, 2a — nadložné prítoky ovplyvnené starinami, 3a — stariny s prevahou nadložných prítokov, 3b — stariny s prevahou podložných prítokov

A Systemization Graph of the Chemism of Underground Waters in Nováky Coal Mines
1 — underlying affluents; 2 — overlying affluents; 2a — overlying affluents affected by older formations; 3a — older formations withn overlying affluents predominating; 3b — older formations with underlying affluents predominating

Nadložné vody banie Mier sa vyznačujú zvýšenou mineralizáciou (0,3—0,8 g/l) a prevažne slabovýrazným kalcium-bikarbonátovým chemizmom. Ako sprievodná zložka sa uplatňuje hlavne druhá salinita (kalcium-sulfátová zložka), ktorá sa prejavuje miestami aj typove (pozri zmiešaný typ vôd dokumentačných bodov 15 a 17). Kalcium-sulfátová zložka ako produkt oxidačných

procesov, prechádza do prestupujúcich vôd buď primárne (oxidačné procesy prebiehajúce vo vlastných obehových cestách s intenzitou závislou od veľkosti kyslíkového potenciálu prestupujúcich vôd), alebo sekundárne (prestup nadložných vôd cez stariny, kde oxidačné procesy nadobúdajú maximálnu intenzitu. V obehoch slabo ovplyvnených oxidačnými procesmi (dok. bod 12, 14, 26) sa chemizmus nadložných vôd tvorí prevažne rozpúšťaním karbonátov. Hodnoty koeficientu Mg/Ca týchto vôd (0,25—0,55) poukazujú na miestami podstatné zastúpenie klastík dolomitov. Rozdielna výraznosť nátrium-bikarbonátovej zložky je produktom hydrolytickej degradácie prítomných silikátov.

Pre nadložné vody ako celok je charakteristické časté sekundárne znečistenie (splach anorganických resp. organických hnojív zrážkovými vodami, fekálne znečistenie atď.). Ako príklad možno uviesť dok. bod 18.

Režim vôd nadložných prítokov a zvodnenie baní

Prirodzený režim vôd sa dá hodnotiť iba vtedy, ak sú k dispozícii merania zdrojov umele nenarušených. V našom prípade táto podmienka nie je splnená, pretože banská činnosť prítoky vôd do baní neustále narušuje a ovplyvňuje. Keďže tu však ide o prítoky z hydrogeologického celku, ktorý je priamo napájaný zrážkami a vodou z vodotokov, možno na nich i napriek umelému narušovaniu pozorovať vplyv zrážok. Najlepšie sa to dá sledovať u prítokov na bani Lehota, kde väčšina vody pochádza z nadložia (obr. 2).

Kvôli bližšiemu poznaniu režimu sme spracovali vzťah medzi atmosferickými zrážkami a prítokmi banských vôd (voda nadložná + voda zmiešaná) v hydrogeologickom roku za obdobie 1962—1967 (obr. 3). Z grafického vyjadrenia 6-ročného priemeru vyplýva, že na hlavnom dopĺňaní zásob podzemných vôd, a tým na hlavnom vzraste banských prítokov sa podieľa jarné topenie snehu a jarné zrážky v období mesiacov marec a apríl. V januári a februári nastáva hlavné vyprázdňovanie zásob, a tým aj zníženie banských prítokov. Letné a jesenné zrážky vzhľadom na ich vysoký výpar sa podieľajú na doplňovaní zásob podzemných vôd len nepodstatne, pritom však v takej miere, že prítoky nemajú trvale klesajúcu tendenciu od dosiahnutého maxima v apríli až do konca februára. Zásoby i prítoky sa v období od mája do decembra udržujú približne na rovnakej hodnote. Aj tu platia tie isté vzťahy medzi zrážkami, teplotou vzduchu a výparom, ako ich O. Franko (7) stanovil pri obyčajných vodách (prameňoch) bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií.

O celkových ročných banských prítokoch na bani Lehota a zvodnení bane podáva obraz prehľadná tabuľka 2.

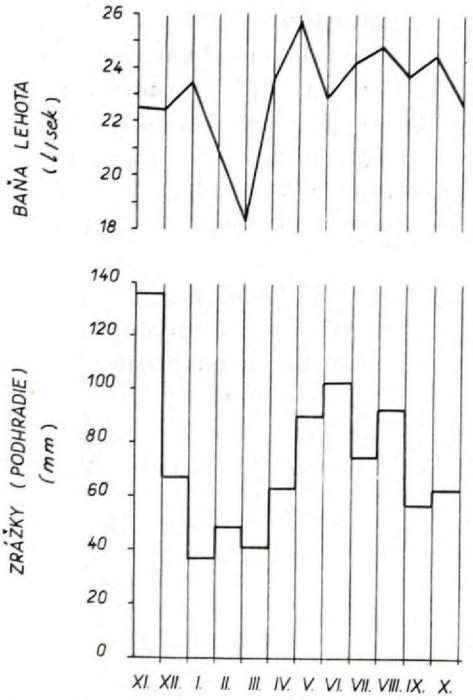
Z tabuľky vidno, ako so vzrastom ťažby uhlia od r. 1961 do r. 1963 narastali prítoky a zväčšovalo sa zvodnenie. Od r. 1963 sa ťaží približne rovnaké množstvo uhlia a prítoky banských vôd len nepatrne slabnú.

Tabuľka 2

Baňa Lehota

Rok	Ťažba uhlia v tisíc. tonách	Celk. prítok vody v m³/rok	Koef. zvodn. m³ vody /t uhlia	Koeficient zvodn. na plochu Q l/s/km²
1956	117.095	nemerané		
1957	127.693	nemerané		
1958	202.056	442.476	2,18	
1959	208.963	663.570	3,17	
1960	289.123	646.488	2,23	8,41
1961	376.527	352.199	0,93	4,63
1962	457.023	582.743	1,27	9,21
1963	508.363	957.332	1,88	12,46
1964	546.741	743.004	1,36	9,64
1965	523.312	828.318	1,58	10,78
1966	522.758	775.343	1,48	10,09
1967	502.600	720.377	1,43	9,37

Poznámka: Pri výpočte koeficienta zvodnenia na plochu sa od r. 1960 berie za základ rovnaká plocha 2435 km².



Obr. 3. Vzťah medzi zrážkami a zmenou priemerného prítoku banských nadložných vôd na bani Lehota za r. 1962—1967

The Relation Between Rainfall and Change of Average Affluent of Mine Overlying Waters in Lehota Mine During 1962—67

Podložné prítoky a ich charakter

V podloží hlavného nováckeho uhoľného sloja sú vyvinuté tzv. podložné tufity. Sú to vrchnotortónske horniny 1. vulkanickej fázy (18), redeponované produkty podložného vulkanizmu usadené vo vysladenej vodnej panve, ktoré tvoria priame podložie uhoľného sloja. Majú pestrý faciálny vývoj vo vertikálnom i horizontálnom smere. Tvoria ich tufy, tufity, tufitické pieskovce, zlepence a tufozlepence s polohami ílov. Horizont má v priemere hrúbku 200 m, pri v. okraji uhoľného ložiska vychádza priamo pod kvartérne sedimenty. Odtiaľ smerom na Z poklesáva v dôsledku potortónskych zlomov, ktoré s rastúcou hĺbkou rozbíjajú uhoľné ložisko na sústavu priekopových prepadlín a hrástí, kde sa v hĺbke 700 m vykliňuje. Je to artézsky horizont s pórovopuklinovou podzemnou vodou a tvorí ho iba zostupná vetva. Priepustnosť hornín je slabá, 10^{-5} — 10^{-9} m/s (15). Infiltračné oblasti sa nachádzajú pri v. okraji ložiska, kde podložné tufity vychádzajú pod kvartérne uloženiny a na z. úpätí pohoria Vtáčnik, kde vychádzajú na povrch a zarezávajú sa do nich potoky. Tu sú napájané jednak vodou z nadložného zvodneného komplexu, jednak zrážkami a vodou z potokov. Tak napr. potok v. od obce Sebedražie mal pri vtoku do tufitov prietok 2,23 l/s a po prekonaní 1,2 km 1,89 l/s (5).

Podložné tufity miestami prechádzajú do tufitických ílov, vyššie aj do uhoľných ílov, na ktorých leží nepriepustný uhoľný sloj o priemernej mocnosti 10 m. Prítoky vôd z podložných tufitov sa označujú ako podložné prítoky. Vyskytujú sa v hlbších častiach ložiska na bani Mier a Lehota a tvoria najväčšiu časť prítokov na bani Mládeže. Charakter a veľkosť prítokov ovplyvňuje predovšetkým priepustnosť sedimentov a ich tektonická porušenosť. Prítoky majú dvojaký charakter — plošný a bodový.

Plošné prítoky pochádzajú z priepustných tufitov. Ich primárna pórová priepustnosť sa môže zvýšiť drobnými puklinami. Veľkosť plošných prítokov sa pohybuje od nepatrného množstva až po desiatky litrov za sekundu. Hoc sa hlavné banské diela — prekopy — v podložných tufitoch začali raziť už r. 1951, prvé záznamy o prítokoch sú až z r. 1955 (12).

Tak na bani Mládeže v rokoch 1954—1955 boli na Hlavnom prekope, najmä v úseku budovanej čerpacej stanice č. 7 zaznamenané rozptýlené prítoky, ktoré sa v marci 1955 odhadovali na 13,3 l/s. Pri razení puklinového systému Východného prekopu koncom r. 1955 sa max. prítoky odhadovali až na 25 l/s. Na jar r. 1956 bolo v týchto miestach namerané 13,3 l/s. Na bani Mier pri razení úpadníc smerom na Hlavný prekop prítoky s hĺbkou narastali. Koncom septembra 1956 presahovali 15 l/s a max. prítoky pri prefáraní puklinového systému v blízkosti vrtu Z-30 sa r. 1957 odhadovali až na 50 l/s.

Neskoršie sa zistili výdatné prítoky pri prehlbovaní šachiet na bani Mládeže (3). V júni 1959 bola dohĺbená Severná šachta a v auguste 1959 Južná (skipová) šachta. Obidve šachty boli spojené prekopom na II. horizonte 1. 12. 1959. V priebehu hĺbenia Južnej šachty sa zaznamenávali tieto prítoky: 1.—8. I. 1959 5,3 l/s, 9.—28. I. 1959 7,5 l/s,

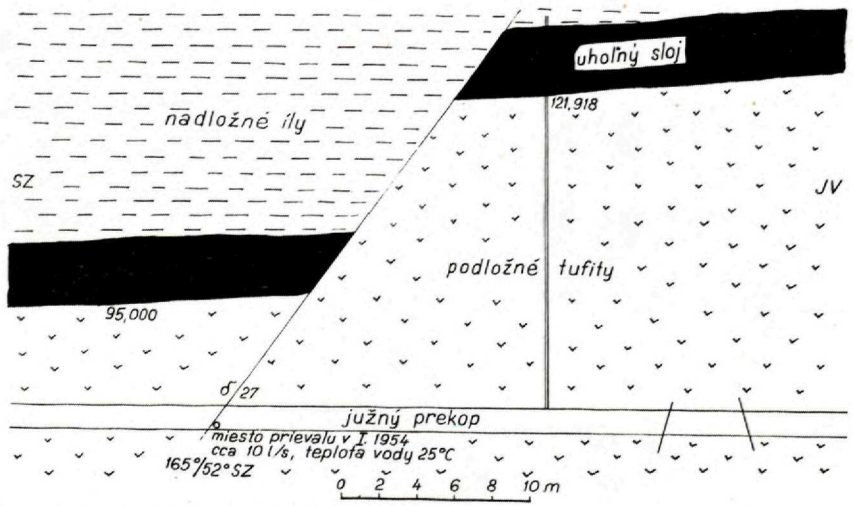
5.—16. III. 1959 8,5 l/s, 20.—25. III. 1959 10 l/s, 5. IV.—15. VI. 1959 11,2 l/s. Na II. horizonte Severnej šachty boli zaznamenané tieto prítoky: 3. I.—3. IX. 1959 12,5 l/s a 4. IX. 1959 15 l/s. Po spojení obidvoch šachiet prekopom bol na II. horizonte zaznamenaný 1. XII. 1959 prítok 15 l/s.

Novšie zistené výdatné prítoky (9) boli na bani Mier v chodbe 2 D-1 (maximálne 7,7 l/s v júni 1961) a na II. horizonte bane Mládeže (max. 15 l/s v júli 1961). Prepočítané na bežný meter a na štvorcový meter plášťa chodby z 2 D-1 to činí 0,212 l/s.m a 0,023l/s.m² z II. horizontu bane Mládeže to činí 0,075 l/s.m a 0,0089 l/s.m². V oboch týchto i v predchádzajúcich prípadoch možno súčasne hovoriť o sústredených plošných prítokoch. V týchto banských dielach doslova „prší", prítoky sú po celom obvode chodby z celej jej plochy. Pochádzajú z úsekov, kde sú sedimenty podložného horizontu relatívne dobre priepustné. Na druhej strane, napr. pri razení Južného prekopu na I. horizonte bane Mládeže v r. 1962—1963 boli úseky, z ktorých neboli žiadne prítoky.

Bodové (sústredené) prítoky (prievaly) pochádzajú z tektonických porúch i z plochy.

Doteraz boli zaznamenané 3 prievaly. Z poruchy nastal výron na Južnom prekope bane Mládeže v januári 1954 o výdatnosti asi 10 l/s a teplote vody 25 °C (obr. 4). Porucha má smer 165°, sklon 52° k SZ, výška skoku 27 m. Začiatkom roku 1955 bola táto zvodnená porucha overená banským prieskumným vrtom (12). Vŕtalo sa dovrchne s úklonom 2° na dĺžku 24 m. Z vrtu vytekalo asi 7—8 l/s, teplota vody 25 °C. Výron úplne zanikol v auguste 1959.

V bani Mier v poli Kazimír sa prítoky vody zo zlomu odhadovali v marci 1955 na 10 l/s (12) o teplote 21 °C. Z toho istého zlomu nastal prieval v novembri 1962 o výdatnosti 6 l/s a teplote vody 19,5 °C. Prieval deformoval oceľovú výstuž chodby. Došlo k nemu z boku chodby cez uhlie, keď sa chodba priblížila k poruche na vzdialenosť 3,5 m. Porucha



Obr. 4 Geologický rez časťou Južného prekopu na bani Mládeže (I. horizont)
A geological cross-section through the Southern crosscut on Mládež mine (Ist horizon)

má smer 144°, sklon 62° k JZ a výšku skoku 73 m. Chodba je razená v smere poruchy, na ktorej sa stýka uhoľný sloj s podložnými tufitmi. Podzemnými banskými vrtmi asi 10 m od prievalu sa zistilo, že porucha má veľmi nepravidelný zvlnený priebeh nielen v smere, ale aj v sklone. Z vrtov nenastal žiaden prítok. Posledný výron bol v auguste 1963 na bani Mier v III. ťažobnom úseku na porube č. 2303 o počiatočnej výdatnosti asi 5 l/s a teplote 19,5 °C. Výron nastal z počvy steny pod silným tlakom. Voda striekala v 10—15 min. intervaloch do výšky 1 m, pričom vynášala piesčitý materiál z podložných tufitov. U tohto výronu je zaujímavé, že najbližšia porucha je vo vzdialenosti 20 m. Prieval nastal z hornín so zvýšenou priepustnosťou. Podložné íly boli v mieste výronu redukované takmer na nulovú mocnosť.

Zistené výrony resp. prievaly z porúch poukazujú na ich zvýšenú priepustnosť spôsobenú zrejme systémom puklín. Nasvedčuje tomu aj mineralizácia vôd z tufitov. Zatiaľ čo mineralizácia vôd spod sloja je 300—500 mg/l, z porúch dosahuje zhruba 600—900 mg/l. Ide o vody podobné nátrium-bikarbonátovému typu. Tlakový režim vôd z podložných tufitov v tektonických poruchách ovplyvňuje zrejme aj metán, ktorý bol v týchto vodách zistený na vrtoch: Z-14, Z-61, Z-153, Z-74, Z-64, Z-162, Z-205, Z-237, Z-222H. Dostáva sa tam pravdepodobne z paleogénu, o čom svedčí štruktúrny vrt Š1-NB v Koši; v hĺbke 800 m bol v ílovcovom súvrství paleogénu zistený prítok vody s metánom. Plynová analýza vykázala takéto zloženie plynu: 35 % metánu, 0,3 % etánu, 64,6 % dusíka a 0,1 % vodíka. Tlak plynu s vodou dosiahol 25 at. v ústí sondy, potom začal unikať cez nedostatočne tesné závity.

Chemizmus vôd podložných prítokov

Smerom od okrajových, plytko uložených krýh, exploatovaných baňou Mier, resp. Lehota, do hlbšej časti ložiska (baňa Mládeže) pozorujeme výrazné zmeny chemizmu podložných vôd. Zatiaľ čo pre okrajové kryhy je charakteristický prevažne chemizmus kalcium-bikarbonátového, resp. zmiešaného typu (prechodný chemizmus medzi typom kalcium-bikarbonatovým a nátrium-bikarbonátovým) s mineralizáciou 0,3—0,5 g/l, v hlbšie uložených kryhách nachádzame výhradne vody nátrium-bikarbonátového typu a vyššej mineralizácie (0,4—0,8 g/l). Jedinú výnimku predstavuje dokumentačný bod 5 anomálneho chemizmu (nízka mineralizácia 0,38 g/l a vysoký obsah síranov 74,9 mg/l, prejavujúci sa prítomnosťou výraznej nátrium-sulfátovej a kalcium-sulfátovej zložky) a tým aj sporného genetického zaradenia (pravdepodobne zlomový prítok z nadložia).

Kalcium-bikarbonátový typ je iba zriedka ostro vyhranený a je charakteristický pre podložné vody bane Mier (s výnimkou poľa Kazimír). Zmiešaný typ stretávame v bani Lehota a v banskom poli Kazimír, kde ojedinele prechádza i v typ nátrium-bikarbonátový, dominujúci v bani Mládeže (tab. 3).

Tabuľka 3

Chemizmus vôd podložných prítokov

	Dokumentačný bod:	1	2	4	5	6	9	10	11	13	19	20	27	28	36
Fyzikál. chemické vlastnost.	Teplota vody °C	21,9	24,5	25,0	22,0	26,0	16,2	14,5	15,4	15,2	20,2	20,2	29,0	18,2	13,8
	pH	6,7	6,7	7,0	7,1	7,1	7,1	7,3	7,0	6,7	7,0	6,8	6,4	6,8	7,1
	voľný CO_2 mg/l	16,3	28,5	24,45	6,1	16,3	16,3	16,3	16,3	20,35	20,35	20,35	57,0	28,5	10,2
	celk. min. mg/l	574,2	806,0	728,1	383,1	739,2	352,9	346, 5	410,8	347,9	335,65	346,75	317,1	337,8	295,6
Iónové zloženie (mg/l)	Li^+	0,09	0,16	0,12	0,07	0,1	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,09	0,07	0,05
	Na^+	133,0	163,0	177,5	20,0	186,0	27,4	60,0	27,4	29,7	40,0	40,0	27,4	21,0	27,4
	K^+	11,2	20,7	19,0	5,6	16,5	9,3	10,3	9,3	8,7	11,2	10,5	11,2	8,5	9,0
	Ca^{2+}	11,35	24,3	11,35	58,3	16,2	38,45	20,25	50,6	40,9	34,8	24,2	36,9	42,9	29,6
	Mg^{2+}	3,95	9,35	3,95	16,7	st.	12,3	3,95	14,25	9,85	2,95	12,3	9,85	9,85	6,9
	Fe^{2+}	0,2	st.	st.	0,0	0,0	st.	st.	0,0	0,12	0,2	0,0	0,0	0,3	0,3
	Mn^{2+}	0,0	st.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	st.	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
	Cl^-	18,25	15,15	59,9	11,7	70,9	12,75	13,75	4,5	11,7	6,2	6,45	3,1	3,1	3,1
	SO_4^{2-}	13,6	8,65	9,05	74,9	8,65	3,3	7,4	22,2	9,45	9,45	10,3	40,35	9,45	6,6
	HCO_3^-	382,6	564,7	447,25	195,84	440,85	249,35	230,75	282,4	336,85	230,75	242,9	188,25	342,9	212,55
Palmerove indexy	$S_1(Cl)$	7,25	4,3	18,35	6,45	21,25	7,95	8,9	2,4	7,5	4,2	4,2	2,15	2,05	2,4
	$S_1(SO_4)$	4,05	1,8	2,05	12,85	1,9	1,5	3,35	9,25	4,45	4,75	4,9	20,95	4,6	3,7
	S_2	—	—	—	17,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	A_1	77,4	73,3	69,85	—	68,2	23,45	56,1	17,1	22,8	41,7	38,55	12,9	22,4	34,9
	A_2	11,2	20,6	9,75	62,95	8,65	67,1	31,65	71,15	65,15	49,2	52,35	64,0	70,6	58,6
	A_3	0,1	st.	st.	—	—	st.	st.	0,1	0,1	0,15	—	—	0,35	0,4
Geochem. faktory	SO_4/M	0,02	0,01	0,01	0,20	0,01	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,13	0,03	0,02
	Mg/Ca	0,57	0,63	0,57	0,47	—	0,52	0,32	0,47	0,39	0,13	0,83	0,43	0,36	0,38
	Na/K	20,2	13,4	15,9	6,05	19,25	5,0	9,9	5,15	5,8	6,35	6,5	4,15	3,35	5,2
	HCO_3/Cl	12,15	21,9	4,35	9,75	3,6	11,4	9,85	36,8	11,75	21,7	21,65	34,55	45,75	39,8

Baňa Mládeže: 1 — východný prekop za chodbou č. 35; 2 — chodba č. 35, prítok z poruchy zo stropu; 4 — II. horizont, čerpacie stanice; 5 — II. horizont, Južná šachta; 6 — II. horizont, hlavná chodba v blízkosti čelby; *baňa Mier*: 9 — hlavný prekop, obeh vozňov na 111. ťažobnom úseku; 10 — hlavný prekop, sklad streliva; 11 — hlavný prekop, v úrovni prekopu III. úseku; 13 — hlavný prekop, remíza; 19 — Kazimír, I. úsek, chodba č. 2120, vývor; 20 — Kazimír, I. úsek, chodba č. 2120, výtok z vrtu; 27 — IV. úsek, chodba pri vrte Z-113 (možný vplyv starín); 28 — chodba č. 2424, vývor z poruchy v „čelbe"; *baňa Lehota*: 36 — sklad streliva na priečnom prekope

Odbery v bani Mládeže a bani Mier boli vykonané 4.—11. 4. 1963, v bani Lehota 6. 5. 1963 (M. Služanič).

Z porovnania chemizmu podložných vôd kalcium-resp. nátrium-bikarbonátového typu vyplývajú niektoré zaujímavé závery (tab. 4). Prechod od kalcium-bikarbonátového chemizmu k nátrium-bikarbonátovému sprevádza vzrast mineralizácie, nátrium-chloridovej zložky a hodnôt koeficientov HCO_3/Cl, Na/K resp. Mg/Ca. Všetky tieto zmeny sú v súlade s genetickými podmienkami (zmeny oxiredukčných, termodynamických a čiastočne aj hydrodynamických podmienok, tvorby chemizmu s hĺbkou obehu), v ktorých priebieha formovanie oboch týchto typov.

Na zvýšenej mineralizácii nátrium-bikarbonátových vôd, vyvádzaných do banských priestorov tektonickými poruchami či rozsiahlymi puklinovými systémami, sa podieľa aj obmedzený rozptyl hlbinných vôd z podložného paleogénu (burdigalu). Poukazujú na to často pozorované anomálie obsahu chloridov (v neovplyvnených vodách tufitov obsah Cl^- neprekračuje 20 mg/l, prevažne je však pod 15 mg/l), odrážajúce sa priemerne v nižších hodnotách koeficientu $rHCO_3/rCl$. V najhlbšom mieste exploatovanej časti ložiska (II. horizont) hodnoty obsahu chloridov dosahujú až 120 mg/l. So zvýšenými obsahmi chloridov (30—70 mg/l) sa stretávame aj v niektorých ďalších dokumentačných bodoch II. horizontu (4,6— tab. 3), ako aj v hlbšie uložených obzoroch tufitov niektorých hydrogeologických vrtov (BP-47 H, Z-178H, BP-47 atď. — 8, 14), a boli zistené aj vo vode prievalov na bani Mládeže z r. 1954 (13).

Posun hodnôt koeficientu Na/K v prospech sodíka závisí od vzrastajúcej intenzity jeho iónovýmenného resp. hydrolytického uvoľňovania (draslík zostáva viazaný v pevnej fáze) smerom do hĺbky obehu (odraz zmien termodynamických podmienok). Posun hodnôt koeficientu Mg/Ca v prospech horčíka (okrem viariability mineralogického zloženia tufitov) je vyvolaný hlavne blokujúcim účinkom nátrium-bikarbonátovej (karbonátovej) zložky voči prestupu Ca^{2+} z pevnej fázy do prestupujúcich vôd.

Na základe existujúcich hydrogeochemických údajov sa vcelku jednoznačne vylučuje možnosť významnejšej hydraulickej spojitosti podložných tufitov s mezozoickým podložím panvy. Nemožno však zásadne vylúčiť nepatrné pretláčanie mezozoických vôd cez paleogén a burdigal, ktoré je však vzhľadom na výraznú metamorfózu primárneho chemizmu mezozoických vôd veľmi ťažko hydrochemicky odlíšiť od pretláčania vlastných vôd paleogénu resp. burdigalu. Ako jediné kritérium, ktoré by takéto pretláčanie mohlo indikovať, je zvýšený obsah síranov. Skutočnosť, že vo vodách paleogénneho, resp. burdigalského podložia ložiska boli zistené iba minimálne obsahy síranov (výnimku predstavuje vrt Z-222H, kde v úseku 452—473 m bol zistený obsah 54,3 mg/l) nemusí ešte dokazovať, že k takémuto pretláčaniu nedochádza, pretože to môžu byť iba dôsledky intenzívnych biochemických redukčných procesov, bežných v zvodnených obzoroch sedimentárnych panví.

Tabuľka 4

Priemerné hodnoty niektorých parametrov chemizmu podložných vôd $Na\text{-}HCO_3$ a $Ca\text{-}HCO_3$ typu

typ chemizmu	M mg/l	Mg/Ca	Na/K	HCO_3/Cl	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$
$Na-HCO_3$ (5)	638,8	0,52	15,75	10,4	12,0	2,65
$Ca-HCO_3$ (9)	347,45	0,44	5,3	25,9	4,35	7,4

Poznámka: Údaj v zátvorke — počet analýz, z ktorých je vypočítaný priemer.

Režim vôd podložných prítokov a zvodnenie baní

Pôvodný nenarušený režim vôd podložných tufitov nepoznáme. Môžeme ho iba čiastočne rekonštruovať na základe údajov starších i novších prieskumných vrtov na území ložiska (15), ako aj na základe pravidelných a sústavných meraní podložných prítokov v baniach. Závisí od rozdielnej priepustnosti sedimentov v horizontálnom i vertikálnom smere a od zvýšenej priepustnosti tektonických porúch. Na jeho zložitosť vplýva aj množstvo tektonických krýh a preplynenie vôd metánom.

Podľa uloženia horizontu predpokladáme, že pôvodne išlo o tlakový režim s ustálenou hladinou nad terénom, pričom voda prúdila zhruba od V na Z, t. j. od východu podložných tufitov na povrchu v smere ich ponárania sa pod mladšie sedimenty. Tento predpoklad potvrdzujú údaje z prvých prieskumných vrtov, ktoré prehľadne podáva tabuľka 5.

Tabuľka 5

Vrt číslo	Dátum vŕtania	Miesto prítoku	Kóta vrtu	Výdatnosť l/s	Teplota °C
Z-14	17. 5. 40—17. 9. 40	spod sloja	255,4	5 pod tlakom 5 atp.	28
Z-25	18. 12. 40—17. 9. 41	0,5 m nad slojom	255,7	22	nemer.
Z-26	23. 12. 40—11. 2. 41	spod sloja	303,7	11	nemer.
Z-28	18. 2. 41—20. 9. 41	spod sloja	257,9	25	20
Z-29	24. 2. 41— 5. 5. 41	spod sloja	287,9	10	nemer.
Z-30	18. 3. 41— 5. 5. 41	spod sloja	290,5	15	nemer.
Z-35	4. 9. 41— 1. 10. 41	spod sloja	291,8	2,66	nemer.
Z-147	12. 5. 54— 7. 7. 54	spod sloja	260,7	10	nemer.

Z údajov v tabuľke je zrejmé, že ide o začiatky odvodňovania podložného hydrogeologického celku nováckeho ložiska. Vŕtalo sa nárazovými vrtnými súpravami s použitím čistej vody ako výplachového média. To umožnilo prejaviť sa podložnej tlakovej vode prelivom na ústí vrtu. Žiaľ, tento tlak sa

zmeral iba u vrtu Z-14. Odľahčenie hydrostatického tlaku sa dialo len po úroveň terénu.

Prvé výdatnejšie prítoky do baní, ktoré ďalej ovplyvňovali pôvodný režim, nastali r. 1951, keď sa začal raziť Južný prekop z bývalej Bane I. smerom na Severnú šachtu bane Mládeže. Prekop bol razený v podložných tufitoch. Odvtedy sa prakticky začal silne odvodňovať podložný hydrogeologický celok a jeho hladina začala upadať pod terén.

K. Malatinský (15) a novšie i E. Ďurovič (1) zostavili na základe pomerne obmedzeného počtu údajov mapy hydroizopiez podložného hydrogeologického celku. Výsledky ukazujú, že pomery sú veľmi zložité. V tlakovej hladine podzemnej vody tohto celku sa vytvorila hlboká a rozsiahla depresia nepravidelného tvaru. Tak od r. 1958 poklesla tlaková hladina tufitov v okolí Severnej šachty na bani Mládeže o 135 m. Tlaková depresia smerom na S činí cca 3,5 km a smerom na SV k východu podložných tufitov cca 2,2 km (16).

Sledovanie prítokov v baniach ukazuje, že mnohé z nich v dôsledku slabej priepustnosti sedimentov a vytvárajúcej sa depresie postupne slabnú, až úplne zaniknú. Niektoré sa však stabilizujú.

Tak výron z poruchy na Južnom prekope bane Mládeže mal v januári 1954 pri svojom vzniku výdatnosť asi 10 l/s, koncom augusta 8,3 l/s, v júli 1958 už len 0,075 l/s a v auguste 1959 úplne zanikol. Stalo sa tak zrejme pod vplyvom odvodňovania Severnej šachty, ktorá bola vyhĺbená 120 m pod úrovňou opisovaného prítoku. Teplota vody bola stála (25 °C).

Na bani Mládeže z Východného prekopu bol v januári 1958 odtok 3,7 l/s, v januári 1959 klesol na 2,64 l/s, v januári 1960 bol už iba 2,16 l/s, v januári 1961 2,2 l/s, v januári 1962 1,7 l/s, v júli 1962 0,62 l/s, v januári 1963 iba 0,28 l/s a zhruba na tejto hodnote sa udržoval do konca r. 1967.

Na bani Mládeže z II. horizontu bol pôvodný prítok koncom r. 1957 asi 15 l/s, do januára 1963 poklesol na 11 l/s a do júla 1965 na 10 l/s. Zhruba na tejto výdatnosti sa ustálil a drží sa doteraz. Predpokladáme, že toto ustálenie vyplýva zo súčasnej dynamickej rovnováhy.

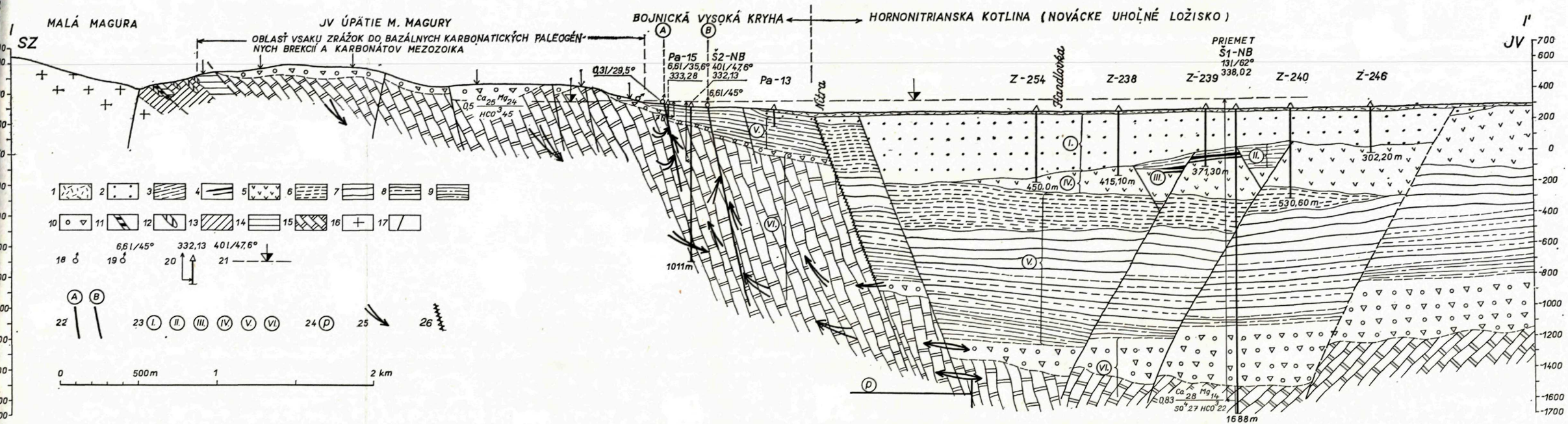
Na bani Mier z chodby 2 D-1 bol v máji 1961 prítok 7,7 l/s, v októbri 1962 5,5 l/s, v septembri 1964 4,5 l/s a od júla do októbra 1965 sa pohyboval v priemere okolo 4,0 l/s. Teplota vody bola stála 13,5—14 °C. Odvtedy sa prestal pozorovať, pretože v dôsledku vyrúbania sa stal neprístupným.

Z množstva ďalších prítokov uvedieme aspoň prieval v poli Kazimír na bani Mier, ktorý nastal v novembri 1962 s počiatočnou výdatnosťou 6 l/s. V januári 1963 mal 3,7 l/s a v auguste 1963 iba 2,9 l/s.

Z poklesu výdatnosti prítokov až po ich zaniknutie vyplýva, že postupom času dochádza k vysušeniu banských diel razených v tufitoch. Tak napr. r. 1963 bol celkom vysušený Južný prekop na bani Mládeže a úsek medzi ním a chodbou č. 1184. Postupne vyschýnajú aj ďalšie úseky a diela, napr. hlavné prekopy. Najlepšie to vidieť z celkových prítokov do bane Mládeže (obr. 5), kde

Príl. 2 Priečny schematický hydrogeologický rez žriedlovou štruktúrou bojnických teriem (O. Franko 1968) (1—1')

Pl. 2 Hydrogeological Schematic Cross-Section Through the Spring Structure of Bojnice Thermae (O. Franko 1968) (1 — 1')



Geológia: 1. KVARTÉR: riečne sedimenty, hliny, sute; 2. SARMAT-PLIOCÉN: detriticko-vulkanická formácia; 3—5. VRCHNÝ TORTÓN: 3 — „nadložné" íly; 4. uhoľný sloj; 5. „podložné" tufity; 6. BURDIGAL — šlír; 7.—10. VRCHNÝ LUTÉT — SPODNÝ OLIGOCÉN: 7. flyšové súvrstvie; 8. ílovcové súvrstvie; 9. prechodné súvrstvie; 10. bazálno-detritické súvrstvie; 11.—15. MEZOZOIKUM: 11 — neokóm; 12 — rét — lias; 13 — keuper; 14 — rauwacky; 15 — triasové dolomity; 16 — kryštalinikum; 17 — zlomy. *Hydrogeológia:* 18. prirodzený prameň obyčajnej vody; 19. prirodzený prameň termálnej vody, výdatnosť v l/s., T °C; 20. vrt so sústredeným prítokom zo skúšaného úseku, kóta statickej hladiny, výdatnosť na prelive v l/s, T °C; 21. statická tlaková hladina termálnej vody z triasových dolomitov; 22. A — menej teplá línia (Pod Kurtami), B — teplejšia línia (Starý Kúpeľ); 23. hydrogeologické celky I. až VI; 24. P — ochranný pilier Bojníc; 25. smery prúdenia podzemných vôd; 26. dosah prekrytia zlomu vcelku nepriepustným terciérom

Geology: 1. QUARTERNARY: Fluvial sediments, loams, debris; 2. SARMAT - PLIOCENE: Detritic-volcanic formation, 3—5. UPPER TORTONIAN: 3 — „overlying" clays, 4 — coal seam; 5. „Underlying" tuffites; 6. BURDIGALIAN: Schlier; 7.—10. UPPER LUTETIAN — LOWER OLIGOCENE; 7. Flysch sequence; 8. Claystone sequence; 9. Intermediate sequence; 10. Basal-detritic sequence; 11.—15. MESOZOIC FORMATION: 11 — Neocomian, 12 — Rhetian-Liassic, 13 — Keuper, 14 — grauwackes, 15 — Triassic dolomites, 16 — crystalline, 17 — faults; *Hydrogeology:* 18. Natural water spring; 19. Natural thermal-water spring, yield in l/sec., T °C; 20. Drill hole with concentrated tributary from the segment tested, elevation point of the static level, yield on discharge in l/sec., T °C; 21. Static pressure — level of thermal water from Triassic dolomites; 22. A — less warm line (the spring Pod Kurtami), B — warmer line (the Spring Starý Kúpeľ); 23. Hydrogeological complexes I—VI; 24. P — protective pillar of Bojnice spa; 25. Direcitons of underground water circuits; 26. Extent of the overlapping of the fault by impermeable Tertiary;

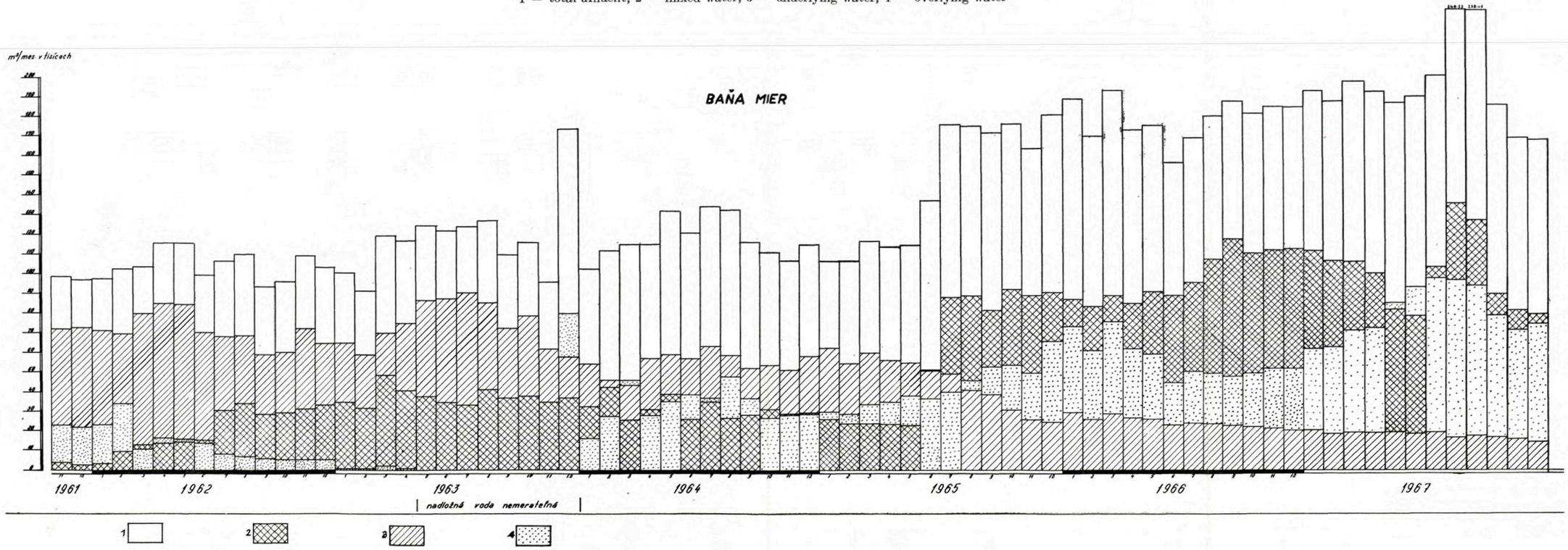
1819

Obr. 6. Graf celkových prítokov banských vôd v NUB (baňa Mier)

1 — celkový prítok, 2 — zmiešaná voda, 3 — podložná voda, 4 — nadložná voda

Fig. 6 A Graphof Total Affluents of Mine Waters in NUB (the Baňa Mládeže Mine)

1 — total affluent; 2 — mixed water; 3 — underlying water; 4 — overlying water

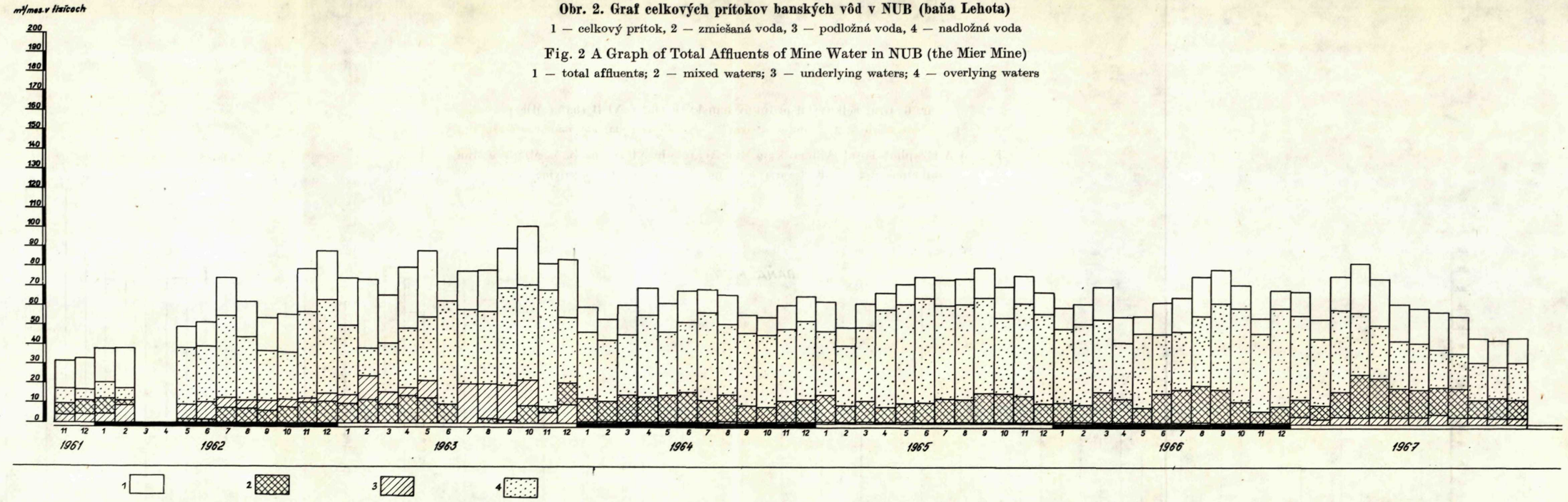


Obr. 2. Graf celkových prítokov banských vôd v NUB (baňa Lehota)

1 — celkový prítok, 2 — zmiešaná voda, 3 — podložná voda, 4 — nadložná voda

Fig. 2 A Graph of Total Affluents of Mine Water in NUB (the Mier Mine)

1 — total affluents; 2 — mixed waters; 3 — underlying waters; 4 — overlying waters

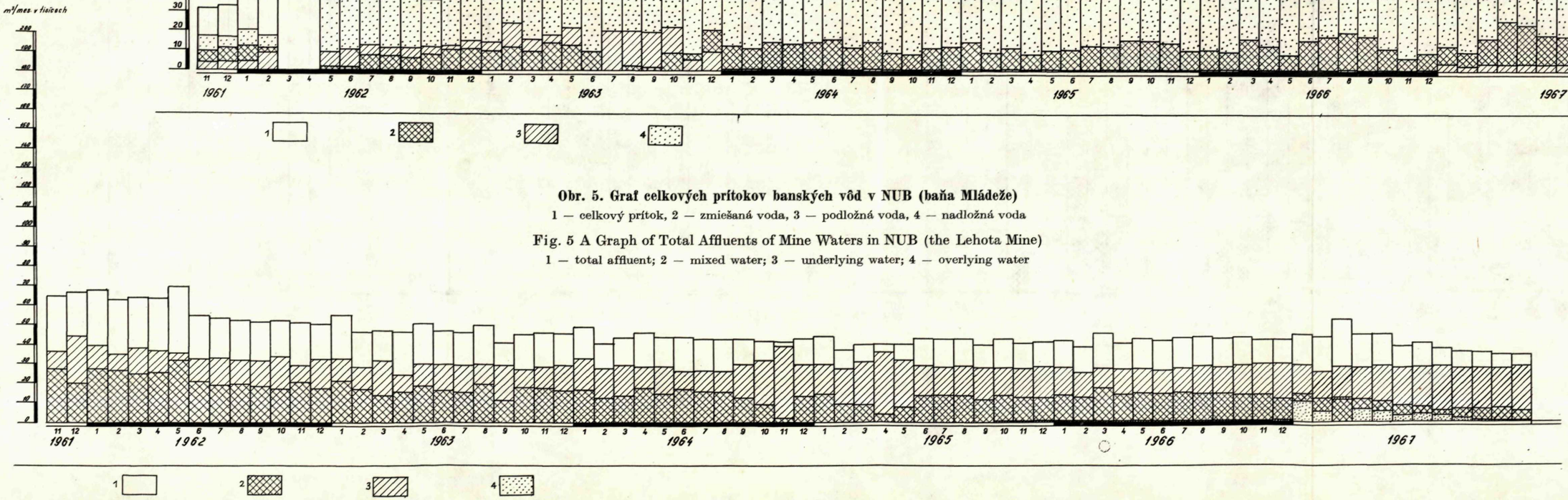


Obr. 5. Graf celkových prítokov banských vôd v NUB (baňa Mládeže)

1 — celkový prítok, 2 — zmiešaná voda, 3 — podložná voda, 4 — nadložná voda

Fig. 5 A Graph of Total Affluents of Mine Waters in NUB (the Lehota Mine)

1 — total affluent; 2 — mixed water; 3 — underlying water; 4 — overlying water



prakticky všetka banská voda (okrem roku 1967, keď nadložná voda z celkového ročného prítoku dosiahla približne 8 %) pochádza z podložia. K nej patrí i tzv. voda zmiešaná — starinová.

O celkových ročnných banských prítokoch na bani Mládeže a zvodnení bane podáva obraz prehľadná tabuľka 6.

Tabuľka 6

Baňa Mládeže

Rok	Ťažba uhlia v tis. tonách	Celk. prítok vody v m³/rok	Koefic. zvodn. m³ vody/t uhlia	Koef. zvodn. na plochu Q l/s. km²
1956	19.656	901.915	45,88	
1957	55.255	788.400	14,26	
1958	167.441	693.792	4,14	
1959	211.060	1,166.832	5,29	
1960	318.295	1,132.142	3,55	13,42
1961	402.917	961.848	2,38	11,55
1962	452.391	700,143	1,54	8,42
1963	496.755	577,226	1,16	6,86
1964	466.492	516.625	1,10	6,12
1965	395.826	489.353	1,24	5,81
1966	435.543	505.594	1,15	6,01
1967	400.348	485.821	1,21	5,77

Poznámka: Pri výpočte koeficienta zvodnenia na plochu sa od r. 1960 berie za základ rovnaká plocha 2435 km².

Z tabuľky 6 vidno, že v celkových prítokoch na bani Mládeže sú zrejmé 3 cykly: prvý od r. 1956 do r. 1958, druhý od r. 1959 do r. 1963 a tretí od r. 1964 doteraz. Podstatné zvýšenie prítokov r. 1959 bolo spôsobené prehlbovaním šachiet (3). V júni 1959 bola dohĺbená Severná šachta a v auguste 1959 Južná (skipová) šachta. Obidve boli spojené prekopom na druhom hĺbkovom horizonte 1. 12. 1959. Po tomto spojení došlo k zmene v čerpacom systéme v tom zmysle, že sa prítoky vôd z II. horizontu prečerpávali na I. horizont a odtiaľ na povrch. V dôsledku toho došlo k podstatnému stúpnutiu priemerného prítoku vôd na bani Mládeže. Z tabuľky vidno, že celkový prítok 1,166 832 m³ z r. 1959 klesal, až r. 1963 dosiahol 577 226 m³, čo je pokles zhruba o 50 %. Naproti tomu ťažba, a tým aj rozfáraná plocha stúpali. Od r. 1964 do konca r. 1967 sa prakticky celkové prítoky držia na hodnotách priemerne 500 000 m³ ročne. Hlavný podiel má na tom prítok na II. horizonte bane Mládeže, ktorý predstavuje asi 65 % z celkovej hodnoty. Tento stav najvýstižnejšie charakterizuje koeficient zvodnenia na tonu vyťaženého uhlia, ktorý z pôvodnej hodnoty 5,29 v priebehu sledovaných 5 rokov poklesol v r. 1963 na hodnotu 1,16, a na nej sa prakticky drží (tab. 6). Podobne je to aj s koeficientom zvodnenia na plochu, ktorý od r. 1960 do r. 1963 klesol z hodnoty 13,42 na 6,86. Od r. 1964 sa udržuje na priemernej hodnote 6.

Pre výpočet koeficienta zvodnenia na plochu sa vzal stav rozfáranej plochy jednotlivých závodov z roku 1960. Okontúrovanie neprebieha po obvode jednotlivých diel, ktoré vybiehajú z vlastných ťažobných úsekov, ale zhruba po ich okrajoch. Takto sme dostali v skutočnosti väčšiu plochu, ktorá sa však doteraz prakticky nezmenila.

Na bani Mier je situácia iná. Do r. 1954 pri rúbaní východovej časti mali prevahu vody nadložné (v podloží sa prakticky nerazili žiadne banské diela). Razením banských diel

v podloží došlo k presunu podielu prítokov v prospech vôd podložných, ktoré dosiahli až 80 % celkových prítokov a tento stav sa udržoval až do roku 1963. V rokoch 1964—1967 (obr. 6) podložné prítoky začínajú absolútne klesať, a to v dôsledku vyššie uvedených príčin a relatívne v dôsledku stúpania nadložných prítokov, keď nastáva intenzívne odvodňovanie nadložného hydrogeologického celku podzemnými vrtmi. Tak prítoky podložných vôd za r. 1964 dosiahli 649 784 m³ a r. 1967 už len 216 201 m³. Naproti tomu prítoky nadložných vôd v tom istom období dosiahli 387 659 m³ a 959 217 m³. Súčasne stúpajú i vody zmiešané v prospech vôd nadložných. Zvýšené prítoky z nadložia ovplyvňujú od r. 1965 aj celkové prítoky, čo sa odráža i v koeficientoch zvodnenia (tab. 7).

Kým pri razení Hlavného prekopu na bani Mier dosahovali maximálne prítoky podložných vôd na absolútnej kóte 190 m n. m. vyše 50 l/s a prítoky na Kazimíri na absolútnej kóte 95 m vyše 16 l/s, čo je spolu 66 l/s, dnešné prítoky predstavujú už len cca 20 % pôvodných maximálnych hodnôt.

Na bani Lehota sú podložné prítoký bezvýznamné.

Tabuľka 7

Baňa Mier

Rok	Ťažba uhlia v tis. tonách	Celk. prítok vody v m³/rok	Koefic. zvodn. m³ vody/t uhlia	Koefic. zvodn. na plochu Q l/s. km²
1956	511.193	1,264.593	2,47	
1957	552.876	1,524.765	2,75	
1958	663.377	2,069.988	3,12	
1959	667.853	—	—	
1960	871.240	1,631.112	1,67	17,75
1961	853.125	2,153.927	2,52	23,73
1962	887.319	1,242.170	1,39	13,69
1963	910.785	1,408.097	1,54	15,33
1964	930.659	1,408.874	1,52	15,29
1965	932.211	1,744.830	1,88	18,99
1966	851.078	2,139.969	2,51	23,30
1967	829,560	2,375.418	2,86	25,86

Poznámka: Pri výpočte koeficienta zvodnenia na plochu sa od r. 1960 berie za základ rovnaká plocha 2912 km².

Z charakteristiky podložných prítokov a ich režimu vyplýva:

1. Priepustnosť tufitov je lokálne rôzna.
2. Zvýšená priepustnosť je na poruchách v dôsledku väčšieho podrvenia a rozpukania sedimentov.
3. Poruchy sú priepustné. Zatiaľ sa nezistila zákonitosť v stanovení priepustnosti (podľa smeru, sklonu a výšky skoku, resp. ktoré časti porúch vodu vedú a ktoré nie). Vzhľadom na pestrý faciálny vývoj v horizontálnom i vertikálnom smere sa to dá sotva zistiť. Je známe, že voda neprúdi po celej ploche porúch, ale len v určitých úsekoch určitými priepustnejšími cestami. Treba dodať, že počas ťažby boli prefárané početné menšie poruchy, z ktorých prítoky nenastali.

4. Prítoky do baní sú plošné a bodové. Bodové nastávajú zväčša z porúch, nie sú však vylúčené ani z plochy, hlavne ak sú tufity viac priepustné. Prítoky majú spočiatku veľkú výdatnosť, ktorá sa postupne zmenšuje, až zaniknú. Súvisí to zrejme so slabou priepustnosťou tufitov.
5. Keďže výdatnosť prítokov klesá, možno usúdiť, že ide viacmenej o statické zásoby podzemnej vody bez podstatnejšieho dopĺňania [pozri M. Račický —J. Fides (17)].

Na posúdenie vplyvu pružných zásob podložného horizontu niet dostatok podkladov, no určitú úlohu v režime vôd tohto celku zrejme zohrávajú.

Vody starín

Systém vybudovaných merných staníc umožňuje merať i vody starinové (zmiešané), v ktorých sú v rôznom pomere zmiešané vody starín, vody nadložné a podložné. Na bani Mládeže predstavujú tieto vody vlastné vody podložné, na bani Lehota vody nadložné a na bani Mier obidva druhy vôd.

Chemizmus vôd starín a ich geochemickú charakteristiku uvádza tabuľka 8. Vyznačujú sa zvýšenou mineralizáciou (0,6—4,0 g) a prevažne kalcium-magnézium-sulfátovým typom. Koeficient SO_4/M dosahuje v nich najvyššie hodnoty (až 0,45). Vysoké obsahy síranov (až 2,4 g/l) sú výsledkom oxidačných procesov, hlavne oxidácie pyritu, resp. markazitu-významnej prímesi v uhlí. V optimálnych podmienkach vzniká touto oxidáciou až voľná kyselina sírová, ktorá energicky napáda okolité horninotvorné prostredie a je jednou z príčin celkove zvýšenej mineralizácie. Jedným z produktov jej účinku na karbonatickú zložku horninového prostredia je aj CO_2. Jeho zvýšené obsahy (do 0,3 g/l) bežné vo vodách starín (pozri dokumentačné body 8, 16, 24, 31, 34 atď.) netreba teda spájať s príronom hlbinného CO_2. Železo, ktoré sa pri týchto oxidačných procesoch dostáva do roztoku vo forme $FeSO_4$ oxiduje na $Fe(SO_4)_3$, hydrolyzuje a vo forme hrdzavohnedej zrazeniny $Fe(OH)_3$ vypadáva z vody. Stupeň hydrolýzy, a tým aj množstvo železa zostávajúceho v roztoku, závisí od pomeru koncentrácie Fe^{2+} a Fe^{3+}, koncentrácie síranov, pH a pufrovacej schopnosti vody.

Veľká intenzita oxidačnej degradácie pyritu resp. markazitu v starinách závisí od prítomnosti biochemicky aktívnych mikroorganizmov, ktoré významne akcelerujú niektoré čiastkové procesy, ktorých intenzita pri čisto chemickom priebehu je nepatrná. Napr. chemická oxidácia $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, ktorá v kyslom prostredí prakticky neprebieha, je akcelerovaná účinkom Thiobacillus ferrooxidans; významne je aktivizovaná aj oxidácia elementárnej síry ($S + 1{,}5\ O_2 + H_2O \rightarrow 2H^+ + SO_4^{2-}$) vznikajúcej účinkom síranu železitého na ešte neoxidovaný pyrit v prítomnosti Thiobacillus thiooxidans atď. (S. Gazda 10).

Tabuľka 8

Chemizmus vôd starín

Dokumentačný bod		3	7	8	16	21	23	24	25	30	31	32	34	37
Fyz.-chem. vlastnosti	Teplota vody °C	23,0	—	—	21,0	21,6	14,0	16,0	19,0	21,9	21,0	18,5	19,0	13,0
	pH	7,1	7,0	5,5	5,5	5,8	5,9	5,3	6,4	6,4	5,7	6,8	6,4	6,2
	voľný CO_2 mg/l	16,3	32,6	264,8	195,6	53,0	40,8	154,8	20,4	73,3	183,3	32,6	142,6	85,6
	celk. min. mg/l	1235,25	1797,8	3966,35	1473,6	1281,1	718,4	892,0	1231,6	1911,75	2014,6	1574,2	930,0	625,5
Iónové zloženie (mg/l)	Li^+	0,25	0,43	0,73	0,2	0,22	0,11	0,17	0,23	0,36	0,34	0,33	0,13	0,07
	Na^+	138,0	280,0	487,0	32,0	47,3	19,4	24,4	27,4	127,0	83,0	81,0	15,8	12,4
	K^+	21,3	49,0	69,3	16,5	20,7	9,7	13,0	15,3	39,3	29,1	30,0	8,0	6,0
	Ca^{2+}	129,6	128,5	385,7	235,2	200,0	122,25	145,8	223,8	249,25	291,9	217,8	168,0	112,55
	Mg^{2+}	49,15	54,05	163,55	83,1	59,0	35,4	47,2	59,0	95,8	112,05	86,5	45,7	29,5
	Fe^{2+}	st.	6,0	24,0	18,4	4,03	st.	1,8	3,9	9,85	20,0	3,9	0,3	0,16
	Mn^{2+}	0,0	st.	st.	3,48	0,0	0,0	0,16	0,16	4,0	2,44	0,2	1,63	0,0
	Cl^-	11,7	40,6	59,9	5,5	4,85	5,15	5,5	6,55	6,9	8,25	5,5	7,25	16,85
	SO_4^{2-}	642,35	665,8	2410,0	842,35	489,55	335,1	447,75	725,2	1051,4	1127,5	827,1	433,85	229,35
	HCO_3^-	242,9	573,4	366,15	236,85	455,45	191,3	206,5	170,05	327,9	340,05	321,85	249,35	218,6
Palmerové indexy	$S_1(Cl)$	1,85	4,7	2,9	0,7	0,75	1,4	1,2	1,0	0,7	0,8	0,7	1,55	5,4
	$S_1(SO_4)$	36,6	50,2	37,8	7,95	14,15	9,5	9,95	8,05	23,3	14,6	18,6	5,4	2,55
	S_2	39,05	6,6	48,9	73,35	43,15	58,55	62,5	75,5	56,3	65,6	57,4	62,4	51,2
	A_1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	A_2	22,5	37,6	8,9	14,3	41,1	30,55	25,5	14,6	17,9	16,2	22,6	30,1	40,5
	A_3	st.	0,9	1,5	3,7	0,85	st.	0,85	0,85	1,8	2,8	0,7	0,55	0,05
Geochemické faktory	SO_4/M	0,36	0,28	0,44	0,41	0,29	0,33	0,37	0,42	0,4	0,43	0,38	0,34	0,27
	Mg/Ca	0,63	0,69	0,7	0,58	0,49	0,48	0,53	0,43	0,71	0,63	0,65	0,45	0,43
	Na/K	11,0	9,7	11,95	3,3	3,9	3,4	3,2	3,05	5,5	4,85	4,6	3,35	3,5
	HCO_3/Cl	12,1	8,2	3,55	25,0	54,9	21,5	21,8	15,1	27,7	23,9	34,0	20,0	7,5

Poznámky k tab. 8: BAŇA MLÁDEŽE: 3 – D – šachta; 7 – chodba vychádzajúca z chodby 1262 cca 60 m od dokumentačného bodu 55; 8 – chodba vedľa prípravy č. 1226. BAŇA MIER: 16 – horný revír, lanovková chodba, hrádza č. 187; 21 – Kazimír, dovrchná chodba pri žumpe; 23 – Baňa II výtok z hrádze č. 202; 24 – Baňa II, II. úsek, výtok z hrádze č. 208; 25 – Baňa II, II. úsek, horizont pod fáracím pásom. BAŇA LEHOTA: 30 – chodba 3246, porub; 31 – chodba 3-D-8, I. úsek; 32 – III. horizont pod Šibíkom; 34 – severný revír, vetračka; 37-BS-314, I. úsek.

Odbery v bani Mládeži a v bani Mier vykonané 4. – 11. 4. 1963, v bani Lehota 4. – 6. 5. 1963 (M. Služanič).

Rozptyl chemizmu vôd starín (tab. 8) je široký. Jednou z príčin, okrem intenzity oxidačných procesov a charakteru horninotvorného prostredia (ovplyvneného kyselinou sírovou), je primárny charakter vôd vtekajúcich do starín. V prípade dokument. bodu 7 (baňa Mládeže), ktorého chemizmus sa odlišuje od ostatných vôd starín, môžeme hovoriť o type nátrium-sulfátovom, hoci primárny charakter vôd vtekajúcich do starín je nepochybne nátrium-bikarbonátový a geneticky viazaný na podložné tufity. Platí to v podstate pre všetky vody starín bane Mládeže (pozri dokument. body 3, 8).

Ako príklad nadložných vôd dokumentovaných v starinách možno uviesť niektoré slabšie mineralizované prítoky z bane Lehota resp. bane Mier (tab. 8) so slabo zastúpenou nátrium-sulfátovou zložkou. V ostatných prípadoch napájacie vody majú kalcium-bikarbonátový charakter, resp. zvýšený obsah Ca^{2+} (zatlačuje pôvodne prevládajúci Na^{+}), ktorý získavajú ako dôsledok oxidačných pochodov. Genetickú príslušnosť, resp. vzájomný podiel prítokov z nadložia či podložia nie je možné spoľahlivo identifikovať primárny chemizmus napájacích vôd je silne metamorfovaný produktami oxidačných procesov prebiehajúcich v starinách.

Záverom pripomíname, že oxidáciu pyritu sprevádza významný exotermický efekt. Podľa W. H. Emmonsa (2) uvoľňuje sa pri oxidácii 1 g pyritu na Fe_2O_3 a H_2SO_4 teplo 2700 kal. Toto teplo, ak nemá možnosť rozptylu do nadložia (s výnimkou okrajových častí ložiska, kde môže ako tepelný izolátor pôsobiť mohutný komplex nadložných ílov), vytvára anomálny tepelný tok do podložia, čo môže značne skreslovať vypočítané hodnoty geotermického stupňa. Niektoré aspekty tejto problematiky bližšie rozpracúva S. Gazda (1969) na príklade Juhoslovenskej uhoľnej panvy. V študovanom území môže tento faktor určovať zvýšenú geotermalitu podložného tufitického komplexu (s vyznievaním do hĺbky) a tým v konečných dôsledkoch aj zvýšené teploty pozorované v početných prítokoch podložných vôd (tzv. akratotermy — tab. 3). V mnohých prípadoch netraba preto spájať tieto zvýšené teploty s hlbším obehom zdrojových vôd týchto prítokov.

Podmienky dobývania

Je známe, že podzemná voda v podobe prítokov banských vôd je jedným z úhlavných nepriateľov banského podnikania. Odhliadnúc od nepriaznivých ekonomických vplyvov (vodu treba čerpať na povrch) banské prítoky vytvárajú veľmi nehygienické pracovné prostredie a náhle prítoky (prievaly) ohrozujú životy baníkov. Je preto úplnou samozrejmosťou venovať štúdiu hydrogeologických pomerov na ložiskách úžitkových nerastov mimoriadnu pozornosť, a to nielen v etape prieskumných prác, ale aj počas otvárky a ťažby ložísk, obzvlášť terciérnych.

Novácke ložisko a zvlášť jeho okrajové časti — baňa Mier a Lehota — majú značne nepriaznivé bansko-geologické a banskohydrogeologické podmienky. Tkvie to v pomerne nestálych vlastnostiach nadložného zvodneného komplexu v horizontálnom i vertikálnom smere, čo je podmienené jeho veľmi pestrým litofaciálnym vývojom. Vulkanicko-detritická formácia obsahuje niekoľko podhorizontov podzemnej vody, ktorých vzájomná hydraulická spojitosť nebýva zrejme vždy dobrá. Ich priepustnosť, a teda aj priepustnosť celého komplexu je spravidla veľmi nízka. Podľa K. Malatinského (15), koeficient filtrácie bol stanovený na základe čerpacích skúšok na prieskumných hydrogeologických vrtoch v rozmedzí 10^{-5}—10^{-7} m/s. Takéto nepriaznivé vlastnosti vyvolávajú na jednej strane relatívne nízke prítoky banských vôd, a na druhej strane sú príčinou nerovnomernej a nepravidelnej depresie pri odvodňovaní či už vrtmi alebo banskými dielami.

Otvárka nováckeho ložiska sa začala r. 1940 prakticky bez hydrogeologického prieskumu. Až takmer po dvadsiatich rokoch, v čase plne rozvinutej ťažby ložiska troma banskými závodmi, došlo k viacerým prievalom. Podstatná väčšina týchto prievalov pochádzala z nadložného zvodneného komplexu — zo sarmat-pliocénnej vulkanicko-detritickej formácie. Hlavnou príčinou prievalov bola ťažba sloja prakticky v jeho celej mocnosti bez toho, že by sa nadložný zvodnený komplex odvodňoval.

K prievalom z nadložia začalo dochádzať až vtedy, keď sa ťažba ocitla priestorove v tých najnepriaznivejších úsekoch okrajových častí ložiska na závodoch baňa Mier a baňa Lehota, v ktorých boli nadložné íly dostatočne mocné na to, aby znemožnili odvodnenie nadložia prípravnými banskými dielami, neboli však už dosť mocné, aby pri rúbaní prakticky na celú mocnosť vytvorili dostatočne silnú ochrannú vrstvu.

Hlavnou príčinou nepriaznivých podmienok dobývania vzhľadom na nadložie je jeho pestrý litologický vývoj. Z toho vyplýva potreba nadložie detailne študovať sieťou vhodne rozmiestnených banských prieskumných vrtov a na základe výsledkov ho cieľavedome odvodňovať, čo je najúčinnejší spôsob, ako predchádzať nebezpečným prievalom.

Podložný zvodnený komplex má z baníckeho hľadiska priaznivejšie podmienky, čo vyplýva z litologického charakteru hornín, ktoré majú takmer vlastnosti skalných hornín.

Podložný komplex bezprostredne a priamo ovplyvňuje spravidla iba diela otvárkového charakteru, teda banské chodby situované v podloží uhoľného sloja. Aj keď z podložia došlo k niekoľkým prievalom, z bansko-hydrogeologického hľadiska vytvára podložie priaznivejšie podmienky s menej katastrofálnym priebehom ako u prievalov z nadložia. Nepriaznivo pôsobí skutočnosť, že spravidla sú prítoky z podložia na bežný meter diela značne vyššie než prító-

ky z nadložia, majú však klesajúcu tendenciu až do zaniknutia, resp. ustálenia na určitej hodnote.

Z doterajších skúseností možno odporúčať, aby sa venovala pozornosť väčším tektonickým poruchám (s výškou skoku nad 20—30 m), pretože sú to zóny zvýšenej priepustnosti a s ohľadom na tlakový horizont aj zóny možných prievalov vôd.

Vlastné dobývanie môže podložný zvodnený horizont ohroziť výnimočne vtedy, keď sa v podloží sloja nenachádza izolačné súvrstvie tufitických a uhoľných ílov. Zatiaľ bol v praxi zaznamenaný jeden taký prípad, a to na stenovom porube č. 2303 na bani Mier.

Na základe podrobného štúdia všetkých dostupných podkladov možno všeobecne konštatovať, že v hlbších častiach ložiska sú prítoky z nadložného zvodneného komplexu nepatrné a mohutnejšie sú prítoky z podložného horizontu, o čom dostatočne svedčí prípad bane Mládeže. Prípadná ďalšia otvárka ložiska v jeho hlbších častiach bude vyžadovať cieľavedomé opatrenia, konkrétne predvŕtavanie pri razení otvárkových diel v podložných tufitoch, a to obzvlášť v blízkosti väčších tektonických porúch (s výškou skoku nad 20—30 m).

Určité nebezpečie pri dobývaní predstavujú aj vody starinové, ktoré môžu zapríčiniť prievaly. S ohľadom na celkové bansko-hydrogeologické pomery a hromadenie vôd v starinách sa žiada potom rúbať dovrchne, t. j. od nižšie položených častí banského poľa k vyššie položeným častiam.

Lektoroval: Pg. J. Jetel

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava
Banský výskumný ústav
Prievidza

LITERATÚRA

[1] Ďurovič E., 1968: Hydrogeologické pomery bane Mládeže so zameraním na III. ťažobný úsek. Diplomová práca. Manuskript-archív Katedry inž. geológie a hydrogeológie PF UK, Bratislava. — [2] Emmons W. H., 1935: On temperatures that obtain in zones of chalcocitization. Econ. Geol. 10, No 2, 151—160. — [3] Fides J., 1965: Určenie čerpacej kapacity pre dobývací priestor II. etapy bane Mládeže v Novákoch. Uhlí 4/7, Praha. — [4] Fides J., 1965: Predchádzanie prievalom z nadložia na nováckom ložisku. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [5] Franko O., 1962: Základný hydrogeologický výskum Nováckej uhoľnej panvy vo vzťahu k bojnickým termám. Ročná správa. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [6] Franko O., 1963: Dôvodová správa pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd" — uvoľnenie uhoľnej substancie pre závod II. etapa bane Mládeže. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Franko O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [8] Franko O.—Gazda S., 1970: Hydro-

geologické a hydrogeochemické pomery bojnickej vysokej kryhy a nováckej depresie. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [9] Franko O.—Škvarka L., 1964: Podzemné vody nováckych uhoľných baní. Geologické práce, Správy 32, Bratislava. — [10] Gazda S., 1969: Hydrogeochemia Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Gregor C., 1964: Príspevok k odvodňovaniu v Nováckej uhoľnej panve. Zborník prác ku konferencii na tému Odvodňovanie uhoľných ložísk. Banské projekty, Bratislava. — [12] Gregor C., 1968: Hydrotechnické podmienky pre zneškodňovanie spodných vôd v podzemí NUB. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [13] Hynie O.—Dovolil M., 1954: Hydrogeologická spojitosť průvalů vod v Nováckých baních s bojnickými thermálními zřídly. Archív Ministerstva zdravotníctva — žriedlový inšpektorát, Bratislava. — [14] Malatinský K., 1963: Výpočet zásob v závode II. etapa bane Mládeže. Hydrogeologická charakteristika. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [15] Malatinský K., 1964: Hydrogeologické pomery nováckeho hnedouhoľného ložiska. Geologické práce Správy 32, Bratislava. — [16] Malatinský K., 1970: Podzemné vody nováckeho hnedouhoľného ložiska. Geologické práce Správy 52, Bratislava. — [17] Račiský M.—Fides J., 1960: Výpočet zásob (stav k 1. 7. 1960). Novácke uhoľné ložisko. Hydrogeologická charakteristika ložiska. Manuskript-archív NUB, Nováky. — [18] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fazy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [19] Slávik J., 1963: Geologické pomery druhej fázy neogénneho vulkanizmu severnej časti Vtáčnika (nadložný vulkanizmus). Geologické práce, Správy 29, Bratislava.

J. FIDES—O. FRANKO—S. GAZDA

MINING-HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF NOVÁKY COAL-MINES

The Nováky coal deposit is mined at present in the east, in the area between Koš, Velká Lehota and Nováky. The Mier, Mládež and Lehota collieries are under operation.

The mining of the deposit started in 1940, without any preliminary hydrogeological investigation. The first reliable measurement of the mine-waters inflow was carried out as late as in 1956. In 1961 measurement and research works were introduced which had to clear up the hydrogeological conditions of the Nováky mines and in this way to contribute to the recognition of the hydrogeology of the coal deposit and, particularly, of the relationship between the inflows into the mines and the thermal waters of the near Bojnice spa.

In addition to the systematic weekly measurements of hydrogeological regime of mine-water inflows, the chemical composition of waters was determined at first every month, and later every second month. Subsequently, detailed hydrogeological mapping of mines was conducted, which made it possible to define the character of mine-water inflows.

Relative to the coal seam, which is about 10 m thick, two aquifers have been differentiated:

(a) Upper aquifer, formed of the rocks of the Sarmatian-Pliocene detrital-volcanic formation with a very varied lithofacies development, both laterally and vertically, and of the Quaternary sediments;

(b) Lower aquifer represented by Upper Tortonian tuffites of the so-called Vtáčnik volcanic phase.

The upper aquifer is represented in the mining field of Mier Mine by lacustrine, mainly limestone-dolomite gravel-conglomerates, clay and sand. In the mining field of Lehota Mine it is composed of lacustrine volcanic sediments, such as tuff-conglomerates and tuff-breccias and to a minor extent of tuffs intercalated with clay and gravel layers. The Quaternary sediments consist of a loam surface layer and of andesite gravel and detritus below it. The permeability of this complex is very low, the coefficient of hydraulic conductivity usually ranges between 10^{-5} and 10^{-7} m/sec. The inflow from this aquifer is expectable whenever the mining works are driven directly in this complex (e. g. the inclined shaft), or where the overlying clays were removed by erosion and the coal seam is covered by the sediments of this complex, or where the thickness of the overlying clays is so small that they are disturbed by mining and the fissures enable the water to flow in.

The inflows from the upper aquifer occur predominantly in the so-called marginal collieries — the Mier and Lehota Mines. The inflows are of two kinds. The dispersed (areal) inflows are of a small yield (relative to a given area) which, on the one hand, increases with the rise of mining and drops, on the other hand, with the sealing of fissures. The increase surpasses the drop of inflow. The yield ranges between hundredths of litre per second and 16.6 l/sec. The temperature of water varies from 8—13 °C. The instantaneous inflows show a character of inrushes: within a very short time a great amount of water together with rock penetrates into the mining work. Thus, for instance, in November 1960, during the inrush no. 4 about 2000 m³ of rock and water invaded the Mier Mine (half of this amount falls to water). The amount of water involved in individual inrushes ranged between 8 and 20 lit./sec. The inrush of water is generally provoked by caving method in the marginal parts of the coal deposit, where the overlying clays are no more than 10 m thick, so that they become disturbed to the whole thickness. The inrush occurs invariably where the overlying disturbed clays are covered by unconsolidated water-bearing rock with a certain hydrostatic pressure, which to a considerable degree controls the intensity and course of the inrush of water itself. Apart from natural agents, the technological parameters, chiefly the thickness of the seam mined, can call forth an inrush.

The waters of the upper aquifer in Lehota Mine, where the coal-bearing complex is overlain immediately by the Sarmatian-Pliocene volcanogenic facies (mainly tuff-conglomerates and tuff-breccias) are distinguished by low mineralization (below 0.3 g/lit.) and the marked calcium-magnesium-bicarbonate chemical type with alternative small sodium-bicarbonate or calcium-sulphate components. (Table 1). Hydrogeochemical parameters of these waters correspond, on the whole, to their shallow subsurface circulation in a weakly chemically active environment. The hydrolytical decomposition of silicates is the principal process of the formation of their chemical composition. The waters of the upper aquifer in the Mier Mine are characterized by an increased mineralization (0.3—0.8 g/lit.) and predominantly by a not too marked calcium-magnesium-bicarbonate type. The accompanying component is represented chiefly by the sulphates of alkaline earths, which are the product of oxidation processes occurring in the ways of circulation and having an intensity dependent on the oxygen potential of percolating waters. The sulphates are locally a typical component (Table 1). In the horizons slightly influenced by oxidation processes, the principal process of the formation of the chemical composition of upper waters genetically connected with the Sarmatian-Pliocene detrital facies, is the dissolution of carbonates. The values of Mg/Ca coefficient (0.25—0.55) point to a considerable representation of dolomite clastics.

The recharge of ground-water reserves of the upper aquifer and thus the increase of inflow into mine workings is due mainly to spring thaw and precipitation in March and

April (Fig. 3). The summer and autumn precipitation has a smaller share in the recharge of water reserves and thus also in the increase of inflows, but not so small as to induce the depletion of reserves and a constant declining tendency of inflows. The reserves and inflow from May to December remain roughly at the same level. In the period of lowest temperature during January and February, the reserves become depleted and thus also the yield of inflows into mine workings is smallest.

The lower aquifer is an artesian horizon consisting only of the descending branch and bearing pore-fissure water. The rocks of this aquifer are Upper Tortonian tuffites of Vtáčnik volcanic phase I, the redeposited products of earlier volcanism laid down in a freshened water basin. They are formed of tuffs, tuffites, tuffaceous sandstones, conglomerates and tuff-conglomerates with clay intercolations. The complex is on the average 200 m thick and at the eastern margin of the coal deposit it is directly overlain by Quaternary sediments. The permeability of the rocks is low, the coefficient of hydraulic conductivity varies generally from 10^{-5} to 10^{-9} m/sec. The catchment areas are near the eastern border of the coal deposit, where it crops out below the Quaternary.

The inflows from the lower aquifer are also of two kinds. The dispersed (areal) inflows come from the permeable tuffites. Their yield ranges from minute amounts up to 50 lit./sec. The instantaneous (concentrated) inflows come usually from tectonic dislocations and can assume the character of inrushes (Fig. 4). From the viewpoint of miners, they are less dangerous than the inrushes from the upper aquifer. The inrushes can discharge up to 10 lit./sec. The temperature of water flowing from the lower aquifer changes from the outcrop of tuffites towards their submerging from 13 to 26 °C.

From the marginal shallow blocks exploited by the Mier or Lehota Mines towards the deeper parts of the coal deposit (Mládež Mine) striking changes in the chemical composition of waters of the lower aquifer are observable. Whereas the marginal blocks are characterized dominantly by the calcium-magnesium-bicarbonate type or mixed (transitional between Ca-HCO_3 and Na-HCO_3) type of water with mineralization of 0.3—0.5 g/lit. (Table 3), the deeper blocks bear waters of exclusively sodium-bicarbonate type and of a higher mineralization (0.4—0.8 g/lit.). The transition from the calcium-bicarbonate type to the sodium-bicarbonate type is accompanied, additionally to the increase in mineralization, by the rise of the sodium-chloride component and of the HCO_3/Cl, Na/K and Mg/Ca coefficients (Table 4). Essentially, it is caused by the changes of oxi-reducing, thermodynamical and partly hydrodynamic conditions of the formation of the chemical composition of waters with depth. The increase in the sodium-chloride component results from a limited dispersion (mainly along tectonic lines) of the deep waters of the Burdigalian, which was observed chiefly on the deepest worked part of the deposit (horizon 11 of Mládež Mine). Some inflows contained up to 120 mg/lit. chlorides. No marked hydraulic connection of the underlying tuffites with the deep Mesozoic basement was hydrogeochemically identified. The possibility of some penetration of Mesozoic waters through the Palaeogene and Burdigalian cannot be fully excluded, but in view of the metamorphosis of their chemism they are very difficult to differentiate from the Palaeogene and Burdigalian waters.

The original undisturbed regime of the underlying tuffites is unknown. From the previous investigation and some later boring results an originally positive-pressure regime is inferred with the east-west flow direction of water, i. e. from the outcrop of tuffites towards their submerging under younger sediments. The opening of the coal deposit by mining changed and disturbed the primary regime. The map of hydro-isopiestic lines constructed from a relatively small number of data shows that the conditions are extremely complex. In any case, it is obvious that in the confined ground-water level a deep

and extensive cone of depression of irregular shape developed. In the centre of the depression water dropped by 135 cm since 1958. The range of the depression is 3.5 km to the north and 2.2 km to the NE, towards the outcrop of the underlying tuffites.

The observation of the inflows in the mines has shown that many of them gradually diminish to vanish completely, either because of the low permeability of sediments or of the formation of the cone of depression. Thus, for instance, the inrush from January 1954 discharged at first 10 lit./sec., towards the end of August 8.3 lit./sec. in July 1958 only 0.075 lit./sec. and vanished completely in August 1959. Some inflows get stabilized, which seems to be the result of the present dynamic equilibrium. The dispersed inflow on horizon II of the Mládež Mine discharged about 15 lit./sec. towards the end of 1957, 11 lit./sec. by January 1963, and the yield dropped to 10 lit./sec. by July 1965. This value has remained unchanged until present. The decreasing yield of inflows suggests that the reserves of ground water are more or less static and are not recharged to a larger extent owing to the low permeability of tuffites.

In the worked-out mines considerable amounts of waters derived from the upper aquifer (Lehota Mine), the lower aquifer (Mládež Mine) or from both of these sources (Mier Mine), can accumulate. The increased mineralization of these waters (0.6—4 g/lit.) and the expressive shift to the calcium-magnesium-sulphate type (upper inflows) or sodium-sulphate type (lower inflows — Table 8) result from the biochemical-chemical degradation of pyrite or marcasite of coal-seams, which in the worked-out spaces is of maximum intensity. The local increased amounts of CO_2 (up to 0.3 g/lit.) represent the subsidiary product of this degradation, the result of the action of H_2SO_4 on the carbonate component of the rocks. The strong exothermic effect of pyrite oxidation (2700 kal/g) directed dominantly to the underlying tuffite complex owing to the partial isolating function of the overlying clays produces the increased temperature of numerous inflows of ground water; with regard to the values of mineralization, the waters can be classified as acratotherms (Table 3). In many cases, these increased temperatures need not therefore be connected with a deeper circulation of the waters feeding the inflows from the lower aquifer.

The main cause of the unfavourable effect of the overlying complex on mining is its varied lithology. In places where the overlying clays are reduced to a thickness smaller than five times the mined height of the seam, they must be drained. Otherwise, great economic losses and even loss of life may be brought about by inrush of water. At the existing mining methods, the drainage proved to be the most effective way to prevent abrupt inrushes of water from the upper aquifer.

The mining is endangered less acutely by the waters of the underlying complex. Difficulties are expectable in driving the mine workings, particularly in the proximity of faults. For this reason the preboring is advisable in driving the mine workings near the faults with an amount of throw greater than 20—30 m.

In mining it is necessary to pay heed to waters accumulated in worked-out areas which can also provoke inrush of water. With respect to the over-all mining-hydrogeological conditions and to the accumulation of water in worked-out areas, the overhand work is desirable, i. e. from the lower parts of the mining field to its higher lying parts.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

553.4 031.2 (437.64)

ONDREJ FRANKO—STANISLAV GAZDA

GENÉZA BOJNICKÝCH TERIEM VO SVETLE NOVÝCH HYDROGEOLOGICKÝCH A HYDROGEOCHEMICKÝCH POZNATKOV

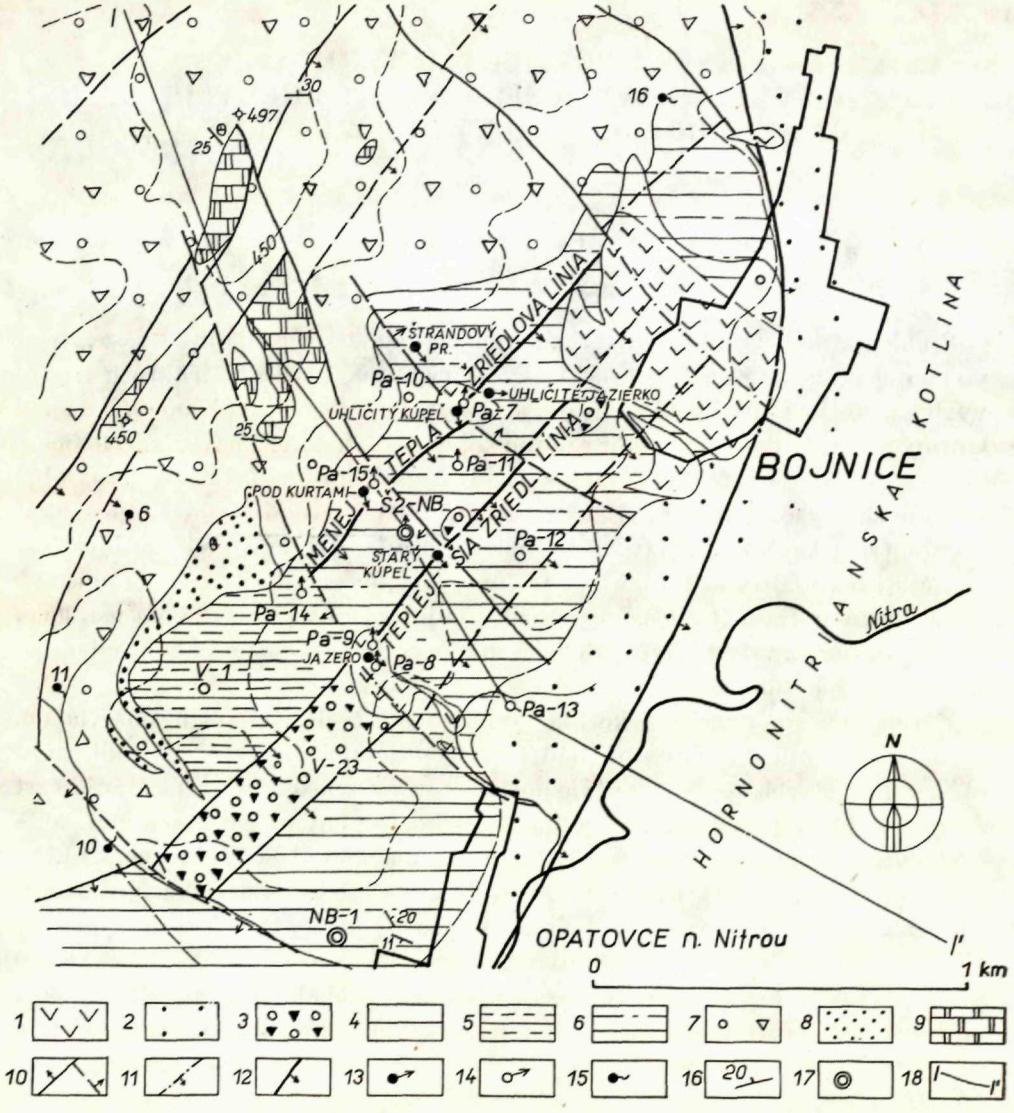
Úvod

Problematikou bojnických termálnych vôd zo širšieho hľadiska sa zaoberá vo svojej práci O. Franko (6). Termy sa viažu na artézsku štruktúru triasových karbonátov, hlavne dolomitov, a pozostávajú z vôd hlbokého obehu spod kotliny a z vôd plytšieho obehu z bojnickej vysokej kryhy. Podľa hydrologickej bilancie 77 % (cca 28 l/s) vody prichádza spod kotliny a 23 % (cca 8 l/s) z bojnickej vysokej kryhy. Za akumulačnú oblasť teriem sa považuje s. časť hornonitrianskej kotliny, tzv. nedožerská depresia. Vrtom Š1-NB, situovaným v j. časti hornonitrianskej kotliny pri obci Koš, sa zistili aj termy bojnického typu, ktoré hydraulicky priamo súvisia s bojnickými termami. Kóta ustálenej hladiny teriem z vrtu Š1-NB je 338,02 m a max. kóta ustálenej hladiny bojnických teriem je 336,28 m.

V celej hornonitrianskej kotline, od Zemianských Kostolian po Kľačno, je teda hydraulicky jednotná nádrž teriem bojnického typu. Za infiltračné oblasti bojnických teriem v náväznosti na výverovú oblasť sa považuje časť územia bojnickej vysokej kryhy budovaného bazálnymi paleogénnymi dolomitickými brekciami a v náväznosti na akumulačnú oblasť územie na s. okraji pohoria Žiar, kde vystupujú na povrch triasové karbonatické sedimenty. Terma z kotliny prestupuje do bojnickej vysokej kryhy cez sj. malomagurský zlom v priestore styku triasových karbonátov oboch území a mieša sa s vodami plytšieho obehu kryhy (príl. 2). Pozdĺž úseku hydraulickej spojitosti mezozoika (a bazálnych brekcií paleogénu) bojnickej vysokej kryhy a kotliny vytvára sa tak v bojnickej vysokej kryhe hydraulicky i geochemicky viac-menej jednotná nádrž termálnych vôd, predstavujúcich primárne hlbinné vody žriedlovej štruktúry (9). Na povrch vystupujú po dvoch pozdĺžnych zlomoch smeru sv.—jz., na ktorých je ich obeh prepojený sústavou troch priečnych zlomov smeru SZ—JV (obr. 1). Pramene vyvierajú na križovatkách týchto dvoch zlomových systémov. Dva pozdĺžne zlomy zakladajú dve žriedlové línie teriem

Schematický náčrt štruktúry vývervovej oblasti bojnických teriem (O. Franko 1968)

Schematic outline of the structure of the spring area of the Bojnice thermae (O. Franko 1968)



Obr. 1

(v. teplejšia a z. menej teplá) a tri priečne zlomy, ktorými sú predisponované malé údolia, zas 3 geografické skupiny prameňov, a to skupinu prameňa Jazero, skupinu prameňa Starý kúpeľ a skupinu Štrandových prameňov. Výverové územie podľa pozdĺžnych zlomov poklesáva sj. smerom k malomagurskému zlomu a do kotliny. V pozdĺžnom smere predstavuje hrásť, ktorú priečne zlomy smeru sz.—jv. rozdeľujú na čiastkové poklesnuté a vyzdvihnuté kryhy. Výverové územie buduje na povrchu okrem sprašových hlín a travertínov okrajová litofácia paleogénu, pozostávajúca zo striedajúcich sa ílovcov, brekcií a pieskovcov. V jej podloží sú bazálne dolomitické brekcie paleogénu, ktoré ležia na triasových dolomitoch chočského príkrovu. Hrúbka paleogénneho súvrstvia sa pohybuje od niekoľkých metrov až do 300 m. Triasové karbonáty skúmané vrtom Š2-NB v centre výverovej oblasti, boli overené až do hĺbky 1011 m (neboli prevŕtané).

Pramene spomínaných dvoch žriedlových línií sa od seba odlišujú teplotou, režimom i chemizmom. Východná pramenná línia má pramene s vodou prevažne spod kotliny, a teda teplejšie (nad 40 °C), sadrovitejšie a režimove stálejšie, kým z. línia má pramene s vodou prevažne z bojnickej vysokej kryhy, ktoré sú menej teplé (pod 30 °C), zemitejšie a režimove menej stále.

Okrem týchto vyhranených typov teriem nachádza sa vo výverovej oblasti aj skupina prameňov s prechodnou teplotou (30—40 °C) i chemizmom. Na sv. okraj z. menej teplej línie sa však viažu aj pramene teplejších teriem. Aj vrtom Š2-NB sa zistili prítoky teriem patriace k obom typom. Tieto javy, ako aj mnohé ďalšie (napr. podiel miešania sa vôd hlbokého obehu s vodami

←

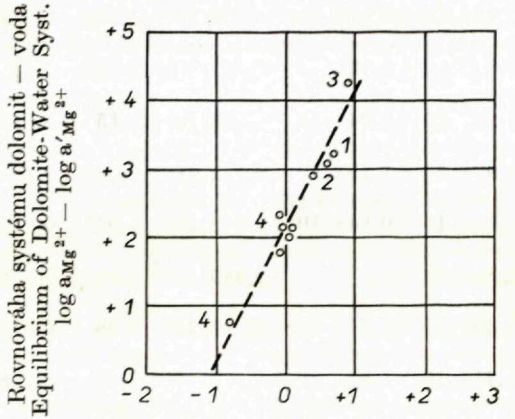
1 — travertín — kvartér; 2 — detritická formácia — pliocén; 3 — intraformačné brekcie — eocén); 4 — flyš — spodný priabón — spodný oligocén); 5 — ílovcová litofácia — vrchný lutét — spodný priabón; 6 — okrajová litofácia — vrchný lutét — spodný priabón; 7 — brekcie a konglomeráty; 8 — pieskovce; 7—8 bazálna transgresívna litofácia — vrchný lutét — spodný priabón; 9 — dolomity — stredný a vrchný trias; 10 — zlomy; 11 — zlomy pokryté travertínom; 12 — menej teplá žriedlová línia, teplejšia žriedlová línia; 13 — prirodzené pramene termálnej vody; 14 — vrty s termálnou vodou; 15 — pramene obyčajnej vody; 16 — smer a sklon vrstiev; 17 — štruktúrne vrty s termálnou vodou; 18 — profilová línia

1 — travertine — Quaternary; 2 — detritic formation — Pliocene; 3 — intraformation breccia — Eocene; 4 — Flysch — Lower Priabonian — Lower Oligocene; 5 — claystone lithofacies — Upper Lutetian — Lower Priabonian; 6 — Marginal lithofacies — Upper Lutetian — Lower Priabonian; 7 — breccia and conglomerates; 8 — sandstones; 7—8 basal transgressive lithofacies — Upper Lutetian — Lower Priabonian; 9 — dolomites — Middle and Upper Triassic; 10 — faults; 11 — faults covered with travertines; 12 — less warm spring line, warmer spring line; 13 — natural springs of thermal water; 14 — drill holes with thermal water; 15 — springs of normal water; 16 — dip and slope of beds; 17 — structural drill holes with thermal water; 18 — profile

kalcitu (+0,5 až +1) i dolomitu (+3 až +4) v porovnaní s bojnickými termami, ktorých nasýtenosť voči kalcitu sa pohybuje v blízkosti rovnovážneho stavu (—0,09 až +0,05)a voči dolomitu v blizkosti hodnoty +2. Pritom termalita všetkých týchto obehov, a tým aj ich hĺbkový dosah, sú približne rovnaké (rozdiel je 8 °C). Podobne aj zastúpenie dolomitov a vápencov v infiltračných oblastiach, resp. obehových cestách (hodnoty koef. Mg/Ca bojnických teriem

Vzťah medzi koeficientami nasýtenia systémov kalcit - voda a dolomit - voda (S. Gazda 1968)

Relation Between Coeficients of Saturation of Calcite-Water and Dolomite-Water Systems



Rovnováha systému kalcit — voda
Equilibrium of Calcite-Water System
log $a_{Ca^{2+}}$ — log $a'_{Ca^{2+}}$

1 — Chalmová; 2 — Malé Bielice; 3 — Veľké Bielice; 4 — Bojnice

Obr. 2

sa pohybujú v rozmedzí 0,45—0,64; Malé Bielice 0,54; Veľké Bielice 0,71 a Chalmová 0,38) a predpokladané parciálne tlaky CO_2 v prostredí tvorby chemizmu (preplynenie s CO_2 sa pohybuje v intervale 0,1—0,2 g/l). Ako najlogickejšie vysvetlenie tejto anomálie sa ponúka názor, že infiltračné oblasti a obehové cesty vôd Bielic a Chalmovej sú tvorené prevažne mezozoickými karbonátmi, kým vody Bojníc sa s mezozoickými karbonátmi stýkajú iba na určitom obmedzenom úseku svojho obehu. Prirodzene tento predbežný, aj keď pozoruhodný názor nemôžeme vytrhovať spomedzi ostatných geologických, hydrogeologických a geochemických faktov, ktoré hovoria skôr o opaku. Nemožno ho preto absolutizovať a zakladať iba na ňom konečné genetické úvahy.

Značná presýtenosť bojnických teriem voči dolomitu (cca 200-krát voči rovnovážnemu stavu) a približne rovnovážne nasýtenie voči kalcitu vnucuje takúto interpretáciu: obeh zdrojových vôd bojnických teriem od infiltračnej

oblasti až po výstup sa realizuje v mezozoiku, budovanom prevažne dolomitmi. Je to v súlade s doteraz zistenými geologickými pomermi v kotline i v bojnickej vysokej kryhe. Nízke hodnoty koeficientu Mg/Ca vôd mezozoika i bazálnych paleogénnych brekcií v kotline (0,43—0,51) zdanlivo protirečia tejto interpretácii a poukazujú skôr na obeh v horninovom prostredí s približne rovnakým zastúpením vápencov a dolomitov. Pre obeh v čistých dolomitoch sú totiž charakteristické podstatne vyššie hodnoty koeficientu Mg/Ca (0,7—1,0, miestami i viac (17)). Ak však berieme do úvahy značné ovplyvnenie tohto koeficientu prítomnou kalcium-sulfátovou zložkou, pochádzajúcou z rozpúšťania sadrovca, uvedené hodnoty plne zodpovedajú tejto interpretácii. Výpočet, vychádzajúci z opravených koncentrácií vápnika (po odčítaní podielu vápnika, ekvivalentného prítomnej koncentrácii síranov), vykazuje totiž pre tieto vody hodnoty koeficientu Mg/Ca v rozmedzí 0,7—1,2. Zdanlivo v rozpore s touto interpretáciou je aj vysoký rozdiel v hodnote koeficientu Mg/Ca medzi vodami kotliny (0,43—0,51) a bázou vrtu Š2-NB v Bojniciach (úsek 886—1011 m; Mg/Ca = 0,64 — 0,82 — pozri ďalej).

Nové poznatky získané vrtom Š2-NB a ich význam

Pre objasnenie zákonitostí zmien chemizmu a teploty, sprevádzajúcich výstup primárnej termy na povrch, a tým v konečných dôsledkoch aj pre pochopenie výraznej hydrochemickej a teplotnej heterogenity, a na druhej strane hydraulickej jednotnosti výverovej oblasti bojnických teriem, majú zásadný význam nové poznatky získané vrtom Š2-NB. Tento vrt bol situovaný do centra výverovej oblasti, konkrétne v údolí skupiny prameňov Starého kúpeľa (sv. je skupina Štrandových prameňov a jz. skupina prameňov Jazera) medzi v. teplejšou líniou a z. menej teplou (obr. 1). Vrt bol umiestený tak, aby pretal priečny zlom smeru SZ-JV, upadajúci k JZ, na ktorého križovatke s pozdĺžnym zlomom smeru SV-JZ vyviera prameň Starý kúpeľ. Do hĺbky 6,0 m sa nachádzajú sprašové hliny, do 106 m okrajová litofácia paleogénu, do 122,7 m bazálne dolomitické brekcie paleogénu, do 867,4 m dolomity a do 1011 m vápencovodolomitické súvrstvie. Vrtom sme zistili, že výdatnejšie prítoky termálnej vody sa viažu na okolie priečneho zlomu, ktorý sme zastihli v hĺbke 359—362 m, resp. na širšie poruchové pásmo tohto zlomu v hĺbke od 150 do 470 m. Vrtom bolo zastihnutých šesť prítokov termálnej vody s výdatnosťou od 0,5—60 l/s a s teplotou 34—47 °C. Celková výdatnosť všetkých prítokov bola cca 160 l/s. Hoci sú prítoky teplotne a chemicky rozdielne, hydraulicky sú jednotné. Ustálená hladina prítokov sa pohybovala od 30,47 do 33,30 m nad terénom a pri čerpacích skúškach sa vzájomne ovplyvňovali.

Tabuľka 2

Úsek v m	Litológia	Teplota °C	Výdatn. l/s	Mineral. mg/l	Iónové zloženie v mg/l							Mg/Ca
					Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
106,0— 114,3	bazál. paleog. dolom. brekcie	34	0,5	783,75	23,2	4,5	121,2	37,95	5,95	125,0	465,3	0,51
150,0— 325,0	dol. piesok	46,6	40	634,45	16,0	2,7	102,5	29,45	6,75	94,25	382,7	0,47
359,0— 362,0	porucha v dolom.	47,3	40	649,05	10,4	2,8	105,2	35,9	7,8	105,35	381,25	0,56
367,3— 408,0	rozpukané dolomity	41	60	615,3	10,2	2,8	94,2	35,25	4,25	65,85	402,6	0,61
468,0— 469,0	porucha v dolom.	40	16	652,45	12,1	2,6	95,2	38,3	3,7	73,25	427,0	0,66
886,0—1011,0	vápence a dolom.	42	1,29	650,73	9,8	4,3	96,2	37,1	4,25	60,1	433,55	0,64

Poznámka: V tabuľkách i v texte uvedené hodnoty koeficientu Mg/Ca sú vypočítané z milivalových hodnôt jednotlivých prvkov

V jednotlivých hĺbkových úsekoch vrtu Š2-NB (tab. 2) je predovšetkým pozoruhodná výrazná rozdielnosť chemizmu a teploty vody. Pritom pozorujeme v podstate opačnú tendenciu zmien teploty, mineralizácie, obsahu SO_4^{2-} a koef. Mg/Ca, ako by sme očakávali pri uplatnení známeho poznatku o výstupe primárnych vôd bojnických teriem z kotliny. Maximálnu mineralizáciu sme zistili nie na báze vrtu (650,73 mg/l), ale v úseku 106—114,3 m v bazálnych brekciách paleogénu (783,75 mg/l). To isté platí i o obsahu síranov. Max. 125,0 mg/l je v úseku 106—114,3 m, minim. 60—75 mg/l v spodnej časti vrtu od 367,3 do 1011 m. To isté platí aj o teplote vody s tým rozdielom, že prítok z hĺbky 106—114,3 m je pre svoju nepatrnú výdatnosť menej teplý ako ďalšie dva.

Spojitý pokles hodnôt koeficientu Mg/Ca z 0,64 na 0,47 pri prestupe vôd monotónnym komplexom dolomitov je tiež anomáliou. Očakávali by sme buď jeho konštantnú hodnotu, alebo mierny vzrast.

Vysvetlenie týchto zdanlivo anomálnych zmien v profile vrtu Š2-NB je jednoduché. Vrchná časť dolomitického komplexu (do hĺbky 470 m a zvlášť do hĺbky 408 m) je totiž rozrušená omnoho silnejšie ako spodná časť, a to vplyvom spoločného pôsobenia predterciérneho klimatického a popaleogénneho tektonickeho deštrukčného faktora. Mieru rozrušenia názorne ilustrujú veľké lomy na dolomitický piesok vo vrchnej časti dolomitického komplexu pri Veľkých Kršteňanoch s. od Partizánskeho. Dolomitické piesky s číslom rádovej priepustnosti $Z_L = 3{,}9$ (úsek 150—325 m) boli zistené aj v profile vrtu Š2-NB. Rozpukané dolomity v úseku 367,3—408,0 m vykázali hodnotu $Z_L = 4{,}7$ a zlomy v úsekoch 359—362 m zhodne hodnotu $Z_L = 5{,}7$ (6). V spodnej časti dolomitického komplexu sa pôsobenie klimatického faktora neuplatňuje a tektonické rozrušenie je nepatrné. Vápence a dolomity zistené vo vrte Š2-NB v hĺbke 886—1011 m boli celistvé s drobnými puklinkami a číslom $Z_L = 2{,}6$ (6). V dôsledku týchto pomerov sa primárne vody z výstupných zlomov rozptyľujú väčšmi vo vrchnej časti dolomitického komplexu než v spodnej časti, kde prevláda vplyv vlastných vôd bojnickej vysokej kryhy. S tým potom súvisí i pozorovaná totožnosť chemizmu pri úplne rozdielnych teplotách vôd spodnej časti vrtu Š2-NB (hlavne v úseku 468—1011 m) s priemerným zložením najmenej teplej skupiny termálnych vôd (Štrandový prameň, Pod kurtami, Pa-14), ako aj totožnosť teplôt vôd vrchnej časti vrtu Š2-NB (s výnimkou úseku 105—114,3 m) s vodami najteplejšej skupiny teriem pri určitých rozdieloch v chemizme.

Pozorovaný jav (tab. 3) vyplýva z rozdielnej pozície vrtu Š2-NB oproti uvedeným zdrojom z hľadiska tektoniky výverového územia a z rozdielneho hĺbkového zachytenia tej istej vody z hľadiska jej rôzneho hĺbkového výskytu v jednotlivých tektonických kryhách. Zatiaľ čo vrt Š2-NB je situovaný v strednej kryhe, t. j. medzi líniou teplejších a menej teplých vôd, uvedené tri zdroje

Tabuľka 3

Úsek	Teplota °C	Mineral. mg/l	iónové zloženie v mg/l						
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
367,3—408,0 m	41	615,3	10,2	2,8	94,2	35,25	4,25	65,85	402,6
468,0—469,0 m	40	652,45	12,1	2,6	95,2	38,3	3,7	73,25	427,0
886,0—1011,0 m	42	650,73	9,8	4,3	96,2	37,1	4,25	60,1	433,55
Pramene									
Štrandový	28								
Pod kurtami	29,5	652	14,55	4,05	96,2	36,15	3,45	73,9	423,1
Pa-14	26,7								

sú v okrajovej sz. kryhe, resp. na sz. okraji kryhy s menej teplými vodami. Kým sz. okrajová kryha je naplnená vodami menej teplej línie až k povrchu, stredná kryha ich obsahuje až v spodnej časti dolomitového komplexu.

Všetky tieto fakty naznačujú, že dolomity spodnej časti vrtu (úsek 367,3—1011,0 m) majú iný hydrochemický režim, a tým v užšom slova zmysle aj genézu vôd ako dolomity vrchnej časti vrtu (úsek 150,0—362,0 m). Deliacou hranicou v prípade vrtu Š2-NB je priečny zlom prebiehajúci údolím prameňa Starý kúpeľ, zachytený v hĺbke 359—362 m.

Vymedzenie „genetických" skupín teriem a ich hydrochemická bilancia

Uviedli sme už, že za akumulačnú oblasť bojnických teriem považujeme nedožerskú depresiu, rozprestierajúcu sa s. od Prievidze. Predpokladáme, že nádrž termálnych vôd, rozprestierajúca sa v celej hornonitrianskej kotline (od Zemianskych Kostolian na S), je ako celok hydraulicky i hydrogeochemicky viac-menej jednotná. Otvorením výstupných ciest bojnickej žriedlovej štruktúry došlo k odvodňovaniu tejto nádrže, a tým aj k porušeniu pôvodnej primárnej jednotnosti. Zatiaľ čo v strednej a južnej časti kotliny sa zachoval i naďalej viacmenej stagnujúci režim termálnych vôd, v jej s. časti v nedožerskej depresii, vzniklo sekundárne prúdenie vôd v najkratšom smere od predpokladanej infiltračnej oblasti k výverovej oblasti.

Dokladom toho je pozorovaný rozdiel v chemizme vôd vrtu NB-1 situovanom na okraji bojnickej vysokej kryhy pri tektonickom styku s kotlinou (obr. 1) a výverovou oblasťou bojnických teriem (predpokladáme, že leží v dosahu zmieneného prúdenia), a vrtu Š1-NB situovanom v j. časti kotliny (predpokladáme stagnujúci režim). Vzhľadom na skutočnosť, že vody akumulované v kolektorských obzoroch sú za daných a prakticky konštantných podmienok (stupeň preplynenia s CO_2, teplota, tlak) nasýtené tak voči kalcitu, ako aj

voči dolomitu, môže sa dlhodobý kontakt kvapalnej fázy s daným horninovým prostredím prejavovať v jej chemizme iba vzrastom kalcium-sulfátovej zložky (pochádza z rozpúšťania sadrovca a voči nemu je kvapalná fáza silne nedosýtená), resp. vzrastom obsahu alkálií (dôsledok iónovýmenných procesov, aktívnych hlavne v bazálnych paleogénnych brekciách). V dynamických podmienkach majú oba tieto procesy podstatne menšiu intenzitu, čo sa popri inak zhodných parametroch chemizmu prejavuje v značne nižších obsahoch alkálií a síranov (tab. 4). Nápadná zhoda chemizmu vôd vrtu NB-2 s chemizmom vôd bazálnych brekcií vo vrte Š1-NB (1267—1334,5 m) poukazuje na identické podmienky formovania, čo je zaujímavé z hľadiska celkového poznania žriedlovej štruktúry bojnických teriem (vrt prešiel cez brekcie bojnickej vysokej kryhy j. od výverovej oblasti). Definitívnu odpoveď na to, či vyššie uvedená úvaha je správna, môžu dať až výsledky dlhodobého režimového sledovania chemizmu termy na vrte Š1-NB.

Táto úvaha súčasne znamená, že v počiatočnom štádiu vyvierania bojnických teriem koncom mindelu (6) museli mať termy podobnú, dokonca vyššiu mineralizáciu i obsah síranov ako terma zistená vrtom Š1-NB. Uvedené skutočnosti, ako aj výsledky hydrochemického bilančného hodnotenia žriedlovej štruktúry (pozri ďalej) nasvedčujú tomu, že je tento predpoklad reálny. Začiatok zmien v napĺňaní kolektorských obzorov podložia hornonitrianskej kotliny zrážkovými vodami kladieme do obdobia po tortóne, keď sa začala tvoriť dnešná konfigurácia (vyzdvihnutie pohorí a pokles kotlín). V študovanom území je to konkrétne obdobie ku koncu sedimentácie nadložných ílov a po ich uložení (1).

Hydrochemické bilančné hodnotenie žriedlovej štruktúry bojnických teriem zakladáme teda na chemizme vôd vrtu NB-1 (úsek 897,9—980,5 m), ktorý považujeme za veľmi blízky chemizmu primárnych termálnych vôd prestupujúcich z kotliny do výverovej oblasti. Chemizmus vlastných vôd bojnickej vysokej kryhy, druhého zdroja bojnickej žriedlovej línie, reprezentuje priemer vypočítaný z chemického zloženia 9 prameňov, vyvierajúcich z. a sz. od výverovej oblasti z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií. Dôkazom správnosti tohto výberu je súlad výsledkov hydrochemickej a hydrologickej bilancie (pozri ďalej).

Z hľadiska nových úvah javí sa nám ako najreálnejšia táto koncepcia genézy chemizmu a teploty bojnických teriem a ich rozdelenia.

1. Najteplejšia skupina teriem s teplotou nad 40 °C

Zaraďujeme do nej prameň Jazero s vrtmi Pa-8 a Pa-9, prameň Starý kúpeľ a vrt Pa-11. Z menej teplej línie patrí do tejto skupiny svojím chemizmom aj vrt Pa-7 (40 °C). Obsah síranov (z hľadiska rozdelenia bojnických termálnych

Tabuľka 4

Zdroj	Litológia	Teplota °C	Výdatnosť l/s	Mineral. mg/l	Iónové zloženie v mg/l						
					Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	$SO^2{}_4{}^-$	HCO_3^-
Š1-NB 1513,4—1688,0	rozpukaný dolomit	64,5 v 1400m	13,5	826,05	38,0	9,3	132,25	40,75	6,75	289,7	308,35
Š1-NB 1267,0—1334,5	bazál. paleog. brekcie	65,0+	0,59	957,2	108,0	20,5	103,25	29,3	8,35	306,55	378,7
NB-2 988,6—1177,7	"	—	0,48	1033,4	120,0	20,2	98,2	29,55	13,1	238,65	499,15
NB-1 897,9—980,5	bazál. paleog. brekcie a trias. dolomit	56,8	0,59	806,1	31,0	6,6	114,6	33,6	7,15	150,6	451,4

+ hĺbkový odber

zdrojov do „genetických" skupín ho považujeme za najcharakteristickejší) sa pohybuje v rozmedzí 110—125 mg/l. Primárna voda, prestupujúca spod kotliny do bojnickej vysokej kryhy, prichádza z hĺbky po pozdĺžnom zlome smeru SV-JZ, ktorý zakladá teplejšiu líniu termálnych vôd. Terma vystupuje na povrch v prameňoch na križovatke tohto zlomu s priečnymi zlomami smeru SZ—JV, ktoré prebiehajú údoliami prameňov Jazero a Starý kúpeľ. V priebehu výstupu primárnej termy na povrch dochádza k jej čiastočnému zrieďovaniu a ochladzovaniu (hlavne v hornej časti výstupných ciest) nižšie mineralizovanými vodami, infiltrujúcimi prostredníctvom povrchových východov bazálnych brekcií do podložného mezozoika z infiltračnej oblasti z. a sz. od vývervovej oblasti. Orientačný výpočet ukázal, že oba zdroje sa podieľajú na formovaní výsledného produktu v približnom pomere 3:1 v prospech hlbokého podielu. Jeho výsledky spolu s chemizmom vôd jednotlivých zdrojov tejto skupiny uvádza tabuľka 5. Vyplýva z nej súlad vypočítaných hodnôt tak s hodnotami jednotlivých zdrojov, ako aj s vypočítaným priemerom.

Predpokladáme, že k tejto najteplejšej skupine patrili v minulosti aj vývery teriem na bojnickom zámku, kde dnes termy už nevyvierajú — zlom je upchatý. Kým v úseku prameňa Jazero a Starý kúpeľ primárna termálna voda vychádza na povrch spomínaným prvým pozdĺžnym priepustným zlomom v smere od kotliny (obr. 1), v úseku bojnického zámku táto možnosť dnes už nejestvuje a voda vychádza na povrch až druhým pozdĺžnym priepustným zlomom menej teplej línie v smere od kotliny. Zlom sa nachádza už bližšie k okraju infiltračnej oblasti, z ktorej pritekajú studené vody z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií, takže primárna terma je viac ochladzovaná pri zachovanom pomere riedenia. Prirodzene táto úvaha je len hypotézou, pretože nepoznáme chemizmus termy, ktorá v minulosti vyvierala na bojnickom zámku, ani dávny chemizmus teriem vyvierajúcich v dnešných prirodzených prameňoch Uhličitý kúpeľ a Uhličité jazierko, ktoré sú viazané na ten istý zlom ako terma z vrtu Pa-7.

2. Stredne teplá skupina termálnych zdrojov s teplotou 30—40 °C

Do tejto skupiny patria pramene Uhličitý kúpeľ a Uhličité jazierko. Obsah síranov sa pohybuje v rozmedzí 120—130 mg/l. Z hľadiska ich genézy je určujúca zhoda ich chemizmu s chemizmom termy zistenej vrtom Š2-NB v úseku 106—114,3 m (tab. 6). Je to úsek bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií, v ktorých sa zrejme tvorí za účasti hlbinných a plytkovodných povrchových vôd ich chemizmus. Časť primárnych hlbinných vôd, vyvádzaná na povrch po spomínaných zlomoch, rozptyľuje sa v bazálnych brekciách. Je to prakticky tá istá voda ako u predošlej skupiny, ibaže je

Tabuľka 5

Zdroj	Teplota °C	Mineral. mg/l	iónové zloženie v mg/l						
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Jazero	38,5	636,53	20,5	5,0	112,62	31,85	4,3	121,7	400,5
Pa-8	43,5	692,05	20,05	5,5	106,21	32,1	4,0	116,88	406,66
Pa-9	46,8	692,87	23,2	5,7	102,20	32,1	4,3	118,41	406,66
Starý kúpeľ	45,2	698,14	21,0	5,5	108,2	33,8	4,0	125,09	400,5
Pa-11	36,3	700,38	20,05	5,0	109,81	33,07	4,0	110,28	412,82
Pa-7	40,0	716,73	21,6	5,1	109,41	34,53	3,67	123,3	418,98
Priemer:	—	699,45	21,07	5,3	108,07	32,91	4,04	119,28	407,69
NB-1	56,8	792,4	30,5	6,35	120,65	33,4	7,55	148,65	445,3
Priemer z brekc.	11,9	511,69	2,2	1,5	65,68	39,54	7,28	20,16	375,25
NB-1 : brekc. 3 : 1	45,6	722,2	23,4	5,15	106,9	34,9	7,5	116,5	427,8
Š2-NB									
150—325 m	45,9	634,45	16,0	2,7	102,5	29,45	6,75	94,25	382,7
359—362 m	44,8	649,05	10,4	2,8	105,2	35,9	7,8	105,35	381,25

Tabuľka 6

Zdroj	Teplota °C	Mineral. mg/l	iónové zloženie v mg/l						
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Uhličitý kúpeľ	36,7	743,77	28,28		114,00	33,25	4,0	121,30	438,00
Uhličité jazierko	30,8	756,56	22,0	5,1	115,83	36,23	3,67	128,05	443,63
Priemer:	—	750,16	27,69		114,91	34,74	3,83	124,67	440,81
NB-1	56,8	792,4	30,5	6,35	120,65	33,4	7,55	148,65	445,3
Priemer z brekcií	11,9	511,69	2,2	1,5	65,68	39,54	7,28	20,16	375,25
NB-1 : brekc. 4 : 1		736,3	24,85	5,4	109,65	34,6	7,5	122,95	431,5
Š2-NB 106—114,3 m	34	783,75	23,2	4,5	121,2	37,95	5,95	125	465,3

Tabuľka 7

Zdroj	Teplota °C	Mineral. mg/l	iónové zloženie v mg/l						
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Pa-15	35,7	665,85	16,1	3,9	104,60	32,34	3,34	98,82	406,66
NB-1	56,8	792,4	30,5	6,35	120,65	33,4	7,55	148,65	445,3
Priemer z brekcií	11,9	511,7	2,2	1,5	65,68	39,54	7,28	20,16	375,25
NB-1 : brekc. 2,5 : 1,5		687,15	14,9	4,5	100,05	35,7	7,45	100,45	419,5

rozptýlená v brekciách. Pokles teploty je spôsobený obmedzeným pohybom termy v slabo priepustných brekciách a jej nepatrnou výdatnosťou. Je to vlastne podskupina predchádzajúcej skupiny. Orientačný výpočet vykázal v tomto prípade pomer miešania 4:1 v prospech hlbokého podielu. Vypočítané hodnoty miešania a ich porovnanie s hodnotami prameňov uvádza tabuľka 6. Výsledky výpočtu sú v súlade s kvantitatívnymi údajmi chemického zloženia obidvoch prirodzených prameňov i s údajmi prítoku z vrtu Š2-NB z úseku 106—114,3 m.

3. Stredne teplý zdroj termálnej vody vo vrte Pa-15

Do tejto skupiny patrí iba jeden zdroj termálnej vody, a to vrt Pa-15 s teplotou 35,6 °C, výdatnosťou 6,6 l/s a obsahom síranov 98,8 mg/l. Je to výrazný samostatný typ termy, líšiaci sa od predchádzajúcich skupín tak nižšou teplotou, ako aj nižším obsahom síranov. Vyviera zo zlomu menej teplej línie medzi strednou tektonickou kryhou (vrt Š2-NB a Pa-11) a z. okrajovou kryhou s prameňmi s najnižšou teplotou (do 30 °C). Voda pochádza, podobne ako u predchádzajúcich skupín, z hlbinného podielu privádzaného po zlome a z podielu plytkopodpovrchových vôd z bazálnych paleogénnych dolomitických brekcií. Oproti termám prvej skupiny je viac riedená a ochladzovaná, pretože zlom, na ktorom bola zachytená, leží na v. okraji kryhy s najmenej teplými vodami, kde je vplyv studenších vôd väčší. Orientačný výpočet ukázal, že k miešaniu dochádza približne v pomere 2,5 : 1,5 v prospech hlbinného podielu. Výsledné hodnoty miešania sú v súlade s chemizmom vody z vrtu Pa-15 (tab. 7).

4. Najmenej teplá skupina teriem s teplotou do 30 °C

K tejto skupine patrí Štrandový prameň, prameň Pod kurtami a vrt Pa-14. Ich teplota sa pohybuje od 22 do 30 °C a obsah síranov v rozmedzí 60—80mg/l. Tieto vody sú chemicky totožné s vodami spodnej časti dolomitického komplexu v strednej (Š2-NB) a v. okrajovej kryhe. Majú podobnú skladbu ako termy z predchádzajúcich skupín — hlbinný a plytkopodpovrchový podiel. Orientačný výpočet ukázal, že vody sa miešajú približne v pomere 1,7:2,3 v prospech studených vôd (tab. 8). Ako vidieť z tabuľky, zhoda vypočítaných hodnôt s chemizmom zdrojov tejto skupiny je veľmi dobrá. Podiel studenších vôd v tejto skupine je väčší ako podiel hlbinných vôd. Je to pochopiteľné, lebo vody sú viazané na z. okrajovú kryhu, ktorá je v priamom styku so studenšími vodami.

Tabuľka 8

Zdroj	Teplota °C	Mineral. mg/l	Iónové zloženie v mg/l						
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Štrandový	26	635,99	10,5	2,5	96,19	36,23	3,01	79,83	406,66
Pod kurtami	27,8	626,41	12,2	4,0	93,38	33,80	3,01	79,40	400,5
Pa-14	23,2	693,64	21,0	5,7	98,99	38,42	4,3	62,50	462,12
Priemer:		652,01	14,57	4,07	96,19	36,15	3,44	73,91	423,09
NB-1	56,8	792,4	30,5	6,35	120,65	33,4	7,55	148,65	445,3
Priemer z brekcií	11,9	511,69	2,2	1,5	65,68	39,54	7,28	20,16	375,25
NB-1 : brekc. 1,7 : 2,3		631,0	14,2	3,55	89,05	36,95	7,4	74,8	405,0
Š2-NB									
367,3— 408,0	42,1	615,3	10,2	2,8	94,2	35,25	4,25	65,85	402,6
468,0— 469,0	40,1	652,45	12,1	2,6	95,2	38,3	3,7	73,25	427,0
886,0—1011,0	42,9	650,73	9,8	4,3	96,2	37,7	4,25	60,1	433,55
Priemer		639,5	10,7	3,25	95,2	37,1	4,1	66,4	421,05

Natíska sa tu ešte otázka, i keď silne rozporná, či vody infiltrujúce v infiltračnej oblasti z. a sz. od výverov teriem nemajú svoj vlastný hlbinný obeh, to znamená, či vody tejto skupiny nepatria výlučne tomuto obehu.

Tabuľka 9

Genetická skupina	Hlbinný podiel (l/s)	Plytký podiel (l/s)
nad 40 °C	21,05	7,01
30—40 °C	0,34	0,09
Pa-15 (35,6 °C)	4,16	2,50
pod 30 °C	1,72	2,32
spolu	27,27	11,92

Poznámka: pre výpočet bilancie sú vzaté hodnoty maximálnej výdatnosti bojnických teriem.

Výsledky bilančných výpočtov, sumarizovaných v tab. 9 ukazujú, že hlbinný podiel (primárna terma spod kotliny) participuje na formovaní celkovej výdatnosti bojnickej žriedlovej štruktúry rozhodujúcim podielom — cca 70 %. Keďže výpočty majú iba rámcove ilustrovať tvorbu výsledného chemizmu jednotlivých genetických skupín, nepovažujeme ich za úplne reprezentatívne. Urobili sme preto zo všetkých zdrojov žriedlovej štruktúry aj detailný výpočet bilančného hodnotenia obsahu síranov (tab. 10). Vychádzali sme pritom z predpokladu, že rozdielne obsahy síranov sú výlučne dôsledkom zmenených pomerov miešania hlbinného a priamo infiltrovaného podielu. Vzhľadom na mineralogicko-petrografický charakter horninového prostredia bojnickej vysokej kryhy, v ktorom sa realizuje výstup a miešanie zdrojových vôd, a vzhľadom na celkové geologické, tektonické a hydraulické pomery žriedlovej štruktúry, vylučujúce možnosť iného významnejšieho ovplyvnenia obsahu síranov (rozpúšťanie sadrovca, oxidácia pyritu, sekundárne znečistenie atď.), je tento predpoklad reálny. Výsledky tohto výpočtu zhŕňa tab. 10. Na základe týchto výsledkov možno formulovať záver, že podiel infiltrovaných zrážkových vôd bojnickej vysokej kryhy (plytký obeh) participuje na tvorbe maximálnej výdatnosti (39 l/s) žriedlovej štruktúry podielom 26,8 %, zatiaľ čo podiel hlbinných vôd prestupujúcich do bojnickej vysokej kryhy spod kotliny reprezentuje 73,2 %. Prepočet hodnôt v tabuľke 10 na priemernú sumárnu výdatnosť (36,18 l/s) žriedlovej štruktúry vykázal hodnoty:

hlbinný podiel : 26,48 l/s
plytký podiel : 9,7 l/s.

Tabuľka 10

Zdroj	Hlbinný podiel (l/s)	plytký podiel (l/s)
pr. Jazero	11,41	3,0
vrt Pa-8	0,21	0,07
vrt Pa-9	0,675	0,205
pr. Starý Kúpeľ	6,11	1,37
vrt Pa-14	0,035	0,075
pr. Pod kurtami	0,14	0,16
vrt Pa-15	4,07	2,59
vrt Pa-11	0,24	0,10
vrt Pa-7	3,75	0,92
pr. Uhličité jazierko	0,19	0,04
pr. Uhličitý kúpeľ	0,16	0,04
pr. Štrandový	1,69	1,94
spolu	28,68	10,51

Porovnanie týchto hodnôt s výsledkami hydrologickej bilancie uvedenými v úvode tejto štúdie vykázalo veľmi dobrú zhodu (rozdiel medzi vypočítanými hodnotami hlbinného podielu predstavuje cca 4 %) a potvrdilo tak použiteľnosť hydrochemickej bilančnej metódy použitej S. Gazdom (15) pri bilančnom hodnotení dynamických zásob perneckej nádrže v predhorí Malých Karpát, aj pri kvantitatívnom hodnotení žriedlových štruktúr minerálnych a termálnych vôd.

Záver

Výklad genézy bojnických teriem odlišuje sa od doterajšej koncepcie okrem už spomenutého pokusu o rekonštrukciu ich dynamického vývoja v čase a priestore hlavne v týchto bodoch:

a) Základným prínosom je vymedzenie „genetických" skupín bojnických teriem a objasnenie mechanizmu tvorby ich výslednej teploty a chemizmu. Primárny hlbinný podiel, prestupujúci spod kotliny, v bojnickej vysokej kryhe vychádza na povrch pozdĺžnymi (SV—JZ) a priečnymi (SZ—JV) zlomami, ktoré zakladajú prirodzené výverové línie teriem. V priebehu výstupu hlbinného podielu pozdĺž týchto zlomov dochádza k jeho ochladzovaniu a miešaniu s chladnejšími a nižšie mineralizovanými vodami plytšieho samostatného obehu bojnickej vysokej kryhy. Stupeň miešania oboch týchto zdrojov v jednotlivých výverových líniách teriem závisí od ich pozície voči hraničnému zlomu bojnickej vysokej kryhy (malomagurský zlom) a v konečných dôsledkoch podmieňuje výraznú hydrochemickú a teplotnú diferenciáciu bojnických teriem (existen-

cia niekoľkých „genetických" skupín teriem s rozdielnym pomerom miešania hlbinného a plytkého podielu). Hydrochemická bilancia bojnickej žriedlovej štruktúry, založená na známom chemizme podzemných vôd bojnickej vysokej kryhy a predpokladanom chemizme primárnej termy prestupujúcej spod kotliny (vrt NB-1, úsek 897,9—980,5 m), vykázala zhodné výsledky s hydrologickou bilanciou a potvrdila tak správnosť genetických úvah prezentovaných v predloženej práci.

b) Pôvodný predpoklad (7), že infiltrované zrážkové vody bojnickej vysokej kryhy ovplyvňujú iba genézu menej teplej línie teriem, O. Franko (4) zmenil v tom zmysle, že tento vplyv sa môže prejavovať aj v teplejšej línii teriem. Výsledky bilančných výpočtov dokazujú, že infiltrované zrážkové vody s rôznou intenzitou ovplyvňujú celú žriedlovú štruktúru. Naviac existujú vážne dôvody predpokladať aj vlastný hlbinný obeh podzemných vôd bojnickej vysokej kryhy. V tomto smere chceme upozorniť okrem už spomenutých faktov (anomálne zmeny chemizmu v profile vrtu Š2-NB) na výsledky získané vrtom NB-3, situovanom v tektonickej kryhe sv. od dnešnej vývervovej oblasti. Orientačný výpočet, vychádzajúci z priemerného chemizmu plytkopodpovrchových obehov v bazálnych brekciách a z chemizmu v úseku 468—469 m vrtu Š2-NB, ako aj z predpokladaného pomeru miešania 1:1, vykázal zhodu s chemizmom vôd odkrytých vrtom NB-3 v úseku 301,2—320,0 m (9).

c) Pôvodná koncepcia rátala s významnou úlohou iónovýmennej metamorfózy Ca—Na v konečnej fáze výstupu termálnych vôd pri prestupe paleogénnymi sedimentami, z ktorých vyviera prevažná väčšina prirodzených zdrojov. Poznanie chemizmu hlbinných primárnych vôd žriedlovej štruktúry, v ktorých boli zistené vyššie obsahy alkálií ako vo vodách bojnických teriem, stavia túto tézu do iného svetla. Povrchová pozícia paleogénu v bojnickej vysokej kryhe a s tým zrejme spojená i jeho dokonalá premytosť či už zrážkovými vodami, alebo prestupujúcimi termálnymi vodami, vylučuje v súčasnosti zachovanie významnejšieho podielu iónovýmenne viazaného Na^+. Rozdiely v hodnotách koeficientu Na/Ca, poukazujúce na priebeh tejto metamorfózy (6), môžu byť interpretované i ako odraz rôzneho stupňa riedenia primárnych hlbinných vôd s infiltrovanými zrážkovými vodami bojnickej kryhy, ktoré alkálie prakticky neobsahujú. Poukazuje na to vyššia priemerná hodnota (—0,17) tohto koeficientu u vôd najteplejšej skupiny teriem s najmenším stupňom riedenia infiltrovanými vodami v porovnaní s nižšou priemernou hodnotou Na/Ca = = 0,13 u najsilnejšie riedených najmenej teplých teriem. Okrem toho zvýšené obsahy sodíka boli zistené aj v niektorých vrtoch (Pa-14, Pa-11) vyvádzajúcich vody priamo z dolomitov, t. j. bez možnosti kontaktu s nadložným paleogénom. Všetky tieto skutočnosti, ako aj podobné poznatky z výskumu žriedlovej štruktúry Sivá Brada — Baldovce (8), resp. Dudince (10) naznačujú, že úlohu iónovýmeny v komplexe procesov tvorby chemizmu podzemných

vôd bude potrebné v budúcnosti zvažovať kritickejšie. Týmto konštatovaním prirodzene nechceme úplne negovať význam iónovýmeny. Vysoké obsahy alkálií v hlbinných vodách paleogénnych bazálnych brekcií (vrty NB-2 a Š1-NB) a poznatky získané z flyšoidného paleogénu, burdigalu a tortónu (11) poukazujú na jej efektívnosť aj v študovanom území. Pripúšťame tiež, že sa môže uplatňovať aj v konečnej fáze výstupu bojnických teriem, hlavne u slabšie výdatných zdrojov navŕtaných, resp. vystupujúcich z paleogénu (napr. vrt Š2-NB, úsek 106,0—114,3 m atď.), avšak v podstatne obmedzenejšej miere, než sa predpokladalo.

d) Zatiaľ čo záverečné štádium tvorby chemizmu v žriedlovej štruktúre bojnických teriem je jasné a jeho interpretácia doložená dostatočným množstvom materiálu — výstup a mechanizmus riedenia a ochladzovania primárnej hlbinnej termy v bojnickej vysokej kryhe — otvorenými zostávajú otázky obehových ciest v kotline a hlavne v infiltračných oblastiach. V tomto smere predložené závery i napriek tomu, že sú odvodené zo všetkých dostupných informácií a faktov, majú viac-menej hypotetický charakter. Určitým prínosom sú výsledky paleogeografickej analýzy akumulačnej oblasti žriedlovej štruktúry, ako aj výsledky termodynamickej analýzy stavu nasýtenia bojnických teriem voči kalcitu a dolomitu, poukazujúce na možnosť účasti i nemezozoických hornín pri formovaní ich infiltračných oblastí.

Lektoroval: Pg. J. Jetel

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Brodňan M., 1970: Geologická stavba Nováckeho uhoľného ložiska. Geologické práce Správy 52, Bratislava. — [2] Franko O., 1964: Problémy výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce Správy 32, Bratislava. — [3] Franko O., 1965: Problemes relatifs a l'exploration des eaux thermominérales des Karpates Occidentales. Geol. zborník XVI, SAV, Bratislava. — [4] Franko O., 1967: Bojnické termálne vody. Kandidátska práca. Manuskript-archív — GÚDŠ, Bratislava. — [5] Franko O., 1968: Hydrogeological structure and origin of thermal waters in Bojnice spa in Slovakia in the light of geological, geophysical, and hydrogeological investigation. Príspevok prednesený na VII. Medzinárodnom balneologickom sympóziu v Rimini 24.—26. mája 1968. In print Taliansko. — [6] Franko O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na novácko ložisku. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [7] Franko O.—Gazda S., 1963: Dôvodová správa pre zmenu dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd — uvoľnenie uhoľnej substancie pre závod II. etapa bane Mládeže. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [8] Franko O.—Gazda S., 1967: Hydrogeologické vyhodnotenie vrtu (In P. Gross. Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov-1). Manuskript-Geofond, Bratislava. — [9] Franko O.—Gazda S.—Gross P.—Samuel O., 1968: Záverečná správa Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťa-

hu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [10] Franko O.—Gazda S., 1968: Správa o hydrogeologickom odskúšaní vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [11] Franko O.—Gazda S., 1970: Hydrogeologické a hydrogeochemické pomery bojnickej vysokej kryhy a nováckej depresie. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [12] Gross P.—Franko O.—Samuel O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [13] Garrels R. M., 1960: Mineral equilibrium at low temperatures and pressures, Harper Brothers Publ., New York. — [14] Gazda S., 1965: Rozpúšťacia schopnosť vody a jej význam pre tvorbu chemizmu podzemných vôd a roztokov. Práca k minimu. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Gazda S., 1966: Hydrogeochémia kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Gazda S., 1966: Niekoľko poznámok k metodike geochem. výskumu minerálnych vôd. Zborník „K otázkam prieskumu min. vôd Slovenska", IGHP Žilina. — [17] Gazda S.—Kullman E., 1964: Hydrogeochémia podzemných vôd vápencovo-dolomitických komplexov mezozoika Západných Karpát. Geologické práce, Správy 32. Bratislava. — [18] Hem J. D., 1960: Chemical equilibrium diagrams for ground water systems, Internat. Assoc. Scient. Hydrology Bull., 19.

O. FRANKO—S. GAZDA

GENESIS OF THE BOJNICE THERMAL WATERS

Genetically, the Bojnice thermal waters represent a mixture of deep waters limited to the artesian structure of Triassic carbonates, mainly dolomites (with the intake areas on the northern margin of the Žiar Mts.) of the Horná Nitra depression, and of shallow waters of the Bojnice elevated block, where they discharge (Fig. 1)

The primary deep thermal waters accumulated in the northern part of the Horná Nitra depression, so-called Nedožerská depression, pass into the Bojnice block along the N-S trending Malá Magura fault, which in certain sections mediates the contact between the Mesozoic complexes of these two areas (Pl. 2). In the Bojnice block the water is drawn to the surface by a system of longitudinal (NE-SW) and cross (NW-SE) faults, which form the natural ways of thermal water discharge. On its way to the surface, the deep thermal water cools and mixes with colder and less mineralized water of the separate horizon of the Bojnice block. The degree to which these two types of water are mixed in the individual ways of ascent depends on their position relative to the marginal fault of the Bojnice block (Malá Magura fault). Eventually, it produced an outstanding hydrochemical and thermal differentiation of the Bojnice thermal waters, i. e. the existence of several „genetic" groups of thermal water differing in the ratio of deep and shallow waters.

(The group of thermal waters of a temperature above 40 °C are listed in Table 5, those of temperature 30—40 °C in Table 6, the waters from Pa-15 well of a temperature 35.6 °C in Table 7, the group of water of a temperature less than 30°C in Table 8; quantitative expression of the deep and shallow water proportions in individual genetic groups with regard to the maximum yield of the Bojnice thermal waters is presented in Table 9.)

The hydrochemical inventory of individual genetic groups of thermal water based on the recognized chemical composition of the ground waters of the Bojnice block itself, i. e. mean composition of the near-subsurface waters in basal Palaeogene dolomite breccias (no substantial changes are presumed for the deeper water horizons in the underlying

dolomites) and on the presumed chemism of the primary thermal water ascending from beneath the basin (water from NB-1 borehole, depth 897.9—980.5 m, near the contact of the Bojnice block with the depression — Fig. 1) proved that the water circuit itself of the Bojnice block affects the whole spring structure to a different degree. According to the previous opinion, the shallow water horizon of the Bojnice block exerts influence only on the genesis of the longitudinal line of thermal waters of a lower temperature.

The anomalous changes of the chemical composition (higher mineralization, content of sulphates and Mg/Ca coefficient values in the upper sector of the borehole — Table 2) and of temperature (except for the interval of 106—114.3 m, where the temperature of water is lower owing to a small yield — Table 2) of waters in Š2-NB borehole profile, which was located roughly in the centre of the spring area (Fig. 1) indicate that the water circuit itself of the Bojnice block descends to considerable depths. The upper part of the dolomite complex which is passed through by Š2-NB borehole to a depth of 122.7 m is much more disturbed than its lower part. The stronger disturbance is the result of the effect of pre-Tertiary climate and of post-Palaeogene tectonics. The activity of the climatic factor does not reach down to the lower part of the complex and tectonic disturbance is likewise less strong. In result of these conditions, in the upper part of dolomites the dispersion of the primary thermal water from its paths of ascent is far more extensive than in the lower part, where the influence of the waters of the Bojnice block itself is dominant. In Š2-NB borehole the dividing line is represented by the cross fault following the valley of the Starý kúpeľ spring. The fault is struck by the borehole at 359—362 m. This also accounts for the identical chemical composition of water from the lower part of Š2-NB well (mainly between 468 and 1011 m) and the thermal water group of the lowest temperature (Table 3), and for the analogous chemism of waters of the upper part of Š2-NB well to that of thermal waters of the highest temperature (Table 5).

The hydrochemical inventory of the Bojnice spring structure, as a whole, is based on the content of sulphates (Table 10 — at a mean total yield of 36.16 l/sec., the proportion of deep waters is 26.48 l/sec., i. e. 73.2 % and that of shallow waters 9.7 l/sec., i. e. 26.8%). With regard to the mineralogical-petrographical character of the Bojnice elevated block, in which the waters ascend and mix together, and to the geological, tectonic and hydraulic conditions, that exclude other factors affecting the content of sulphates, such as solution of gypsum, oxidation of pyrite, secondary pollution, the different contents of sulphates of individual sources are solely the result of various mixing of deep and shallow water proportions. The results of the hydrochemical balance and of the hydrological inventory coincide: the proportion of deep water = about 28 l/sec., i. e. 77 % and that of shallow water = 8 l/sec., i. e. 23 %. The correctness of the genetic considerations presented in this paper has thus been corroborated.

Whereas the final stage of the formation of chemism in the spring structure of the Bojnice thermal waters is clear and its interpretation has been evidenced satisfactorily by adequate material, the question of circulation ways in the depression and particularly in the intake areas remains open. The conclusions arrived at, although they have been deduced from all information and facts available, are more or less hypothetical. The palaeogeographical analyses of the accumulation area of the spring structure and the results of the thermo-dynamical analysis of the saturation of Bojnice thermal waters with respect to calcite and dolomite, proved to contribute to the solution of this question.

As mentioned above, the accumulation area of the Bojnice thermal waters is thought to be the Nedožerská depression. It is postulated that the reservoir of thermal waters developed in the whole Horná Nitra depression (northwards of Z. Kostoľany) was originally a body more or less uniform, both hydraulically and hydrochemically. The opening of the

paths of ascent in the Bojnice spring structure cause the drainage of the reservoir and thus also the disturbance of this original uniformity. While in the central and southern parts of the depression the almost stagnant regime of thermal waters has been preserved, in the Nedožerská depression in the north the secondary flow of waters from the presumed intake area to the discharge area developed. This opinion may be evidenced by the observed difference in the chemical composition of waters from NB-1 borehole, located at the margin of the Bojnice block (Fig. 1), near to its tectonic contact with the depression and to the discharge area of the Bojnice thermal waters (which is presumed to occur within the reach of the water flow), and of waters from Š1-NB borehole situated in the central part of the depression (stagnant regime is assumed).

With regard to the fact that the waters accumulated in the aquifers (collecting horizons) are, under practically constant conditions, (i. e. the degree of surchage with CO_2, temperature, and pressure) saturated with respect to calcite and dolomite, the long-term contact of the liquid phase with the rock environment, which is postulated for a stagnant regime, may be reflected in the chemical composition of waters only by the increase of the calcium sulphate component derived from the dissolution of gypsum (the liquid phase being strongly undersaturated with respect to it), or by the increase of alkalies, owing to the ion-exchange processes, active mainly in the Palaeogene basal breccias. Under dynamic conditions these two processes are of a much lower intensity, which manifests itself chiefly in the substantially smaller amounts of alkalies and sulphates (Table 4), although the other chemical values remain identical. The strikingly consistent chemical composition of the water from NB-2 bore-hole (Table 4) and of waters from basal breccia in Š1-NB borehole (1267—1304.5 m) points to identical conditions of the formation of waters and is of importance for the recognition of the spring structure of the Bojnice thermal waters, as the borehole struck the breccias of the Bojnice block S of the discharge area. The decision of the correctness of the above-mentioned consideration may be obtained only by the results of the long-term observation of the chemical composition of thermal water in Š1-NB borehole. Moreover, it is inferable from this consideration that in the initial stage of the discharge of the Bojnice thermal waters towards the end of Mindel (O. Franko, 1969), the mineralization of them must have been very similar or even higher than it is today and their content of sulphates equal to that determined in Š1-NB borehole. With regard to the explanation given above and to the results of the hydrochemical assessment of the spring structure this assumption seems to be justifiable. The beginning of the filling of aquifers in the basement of the Horná Nitra depression, consisting of Triassic dolomites, which together with the overlying basal dolomitic breccias of Palaeogene age forms one hydrogeological whole (O. Franko-S. Gazda, 1969), is placed in post-Tortonian time, when the present-day configuration of the area started to develop (uplift of the mountain ranges and subsidence of depressions). In the area studied this period falls into the final stage of and after the deposition of the overlying clays (M. Brodňan, 1969).

The considerable oversaturation of the Bojnice thermal waters with respect to dolomite and their roughly balanced saturation with respect to calcite (Table 1) are in agreement with the conditions established both in the depression and in the Bojnice elevated block. This observation leads to the conclusion that the circulation of the source waters of the Bojnice thermal springs from the intake areas to their discharge at the surface occurs in the Mesozoic complex, formed dominantly of dolomites. The low values of Mg/Ca coefficient of the waters in the Mesozoic and in basal Palaeogene breccias in the depression (0.43—0.51), which apparently disagree with this conclusion and suggest rather the circulation in a rock complex with an equal representation of limestones and dolomites

(S. Gazda—E. Kullman, 1964), result from a strong influence exerted by the calcium-sulphate component. This is produced by the dissolution of gypsum present in the impermeable Lower Triassic substratum (Werfenian) of the ways of circulation.

The thermal waters in Malé and Velké Bielice and in Chalmová form in independent spring structures but in virtually identical conditions as the Bojnice thermal waters: the temperature differs by only 8° C, the depth range is almost identical, as well as the representation of dolomites and limestones in the catchment areas and circulation ways (Mg/Ca coefficient 0.4—0.7); presumed partial pressures of CO_2 in the environment of the formation of the chemism of water are also equal and the surcharge with respect to CO_2 varies from 0.1 to 0.2 g/lit. The comparison of the saturation coefficients with respect to calcite and dolomite of these waters with those of the Bojnice thermal waters admits the possibility that the non-carbonate, i. e. crystalline rocks take part in the composition of their intake areas.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

552.12(437.64)

TIBOR ĎURKOVIČ

SEDIMENTÁRNO-PETROGRAFICKÝ VÝSKUM CENTRÁLNOKARPATSKÉHO PALEOGÉNU ŠIRŠIEHO OKOLIA BOJNÍC

Pieskovce a siltovce

Zrnitosť psamitov. Granulometrické zloženie pieskovcov a siltovcov sme študovali vo výbrusoch zisťovaním najväčších priemerov cca 100—200 zŕn a vypočítaním mediánu zrnitosti. Z celkového počtu vzoriek (120) sme vypočítali zastúpenie jednotlivých zrnitostných tried (tab. 1). Najrozšírenejším granulometrickým typom v študovaných profiloch sú jemnozrnné pieskovce; približne rovnako sú zastúpené strednozrnné (19 %) a hrubozrnné (22 %) pieskovce, v podstatne menšej miere siltovce.

Tab. 1. Zastúpenie granulometrických tried v psamitoch

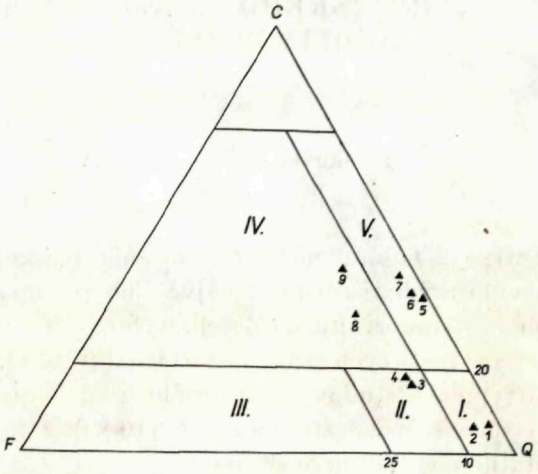
Hornina	Granulometrický interval	Zastúpenie %
siltovec	0,05—0,01 mm	11
jemnozrnný pieskovec	0,05—0,25 mm	48
strednozrnný pieskovec	0,25—0,50 mm	19
hrubozrnný pieskovec	0,50—2,00 mm	22

Klasifikácia pieskovcov. Klasifikáciu pieskovcov a siltovcov centrálnokarpatského paleogénu sme robili podľa J. Petránka (1963) (porov. obr. 1). V rámci študovaných vrtných profilov sme vypočítali percentuálne zastúpenie jednotlivých typov hornín: arkózové pieskovce 9 %, kremenné pieskovce 20 %, drobové pieskovce 59, droby 12 %.

Mineralogické zloženie pieskovcov a siltovcov. Kremeň a stabilné úlomky hornín sú dominujúcou zložkou pieskovcov. Ako stabilné zložky sa v študovaných horninách vyskytujú úlomky kremencov sedimentárneho pôvodu, epimetamorfované kvarcity a rohovce.

V sedimentárnych horninách (9, 10) sa vyskytuje kremeň troch genetických typov: kremeň z vyvrelín, z metamorfovaných hornín a zo starších sedimentov.

V študovaných horninách možno pomerne spoľahlivo odlíšiť kremeň pochádzajúci zo starších sedimentov, ktorý sa vyznačuje vyšším stupňom zaoblenia. Rozhodnúť o pôvode prevažnej väčšiny kremenných zŕn je ťažké. Niektoré znaky jednotlivých genetických typov kremeňa, ktoré zhrnul J. Petránek (1963), treba brať, ako sám upozorňuje, s určitou rezervou. Zazubené okraje zŕn má napr. nielen kremeň z metamorfovaných hornín, ale aj kremence čisto



Obr. 1. Klasifikačný diagram pieskovcov (J. Petránek 1963). Q — kremeň + stabilné úlomky hornín, F — živce + nestabilné úlomky hornín, C — ílová základná hmota. I. kremenné pieskovce, II. arkózové pieskovce, III. arkózy, IV. droby, V. drobové pieskovce

Fig. 1. Classification diagram of sandstones (J. Petránek 1963). Q — quartz, + stable rock fragments, F — feldspars + unstable rock fragments, C — clay matrix; I — quartzose sandstones, II — arkose sandstones, III — arkoses, IV — graywackes, V — subgraywackes

sedimentárneho pôvodu. Bežne uvádzaný znak, ako undulózne zhášanie, nie je tiež jednoznačný. Undulózne zhášajúce zrná, ako preukázali H. Blatt—J. M. Christie (1963), nachádzame v magmatických i v metamorfovaných horninách.

Dôležitým rozlišovacím znakom je tvar kremenných zŕn. Často pozorované pretiahnutie kremenných zŕn rovnobežne s kryštalografickou osou *c* sa síce vysvetľovalo ako prejav selektívnej abrázie riadenej kryštalografickými príčinami, dnes sa však predpokladá (2), že doštičkovitý alebo pretiahnuto vretenovitý tvar kremenných zŕn je znakom ich metamorfného pôvodu. Naproti tomu kremeň magmatického pôvodu má okrúhly alebo slabo pretiahnutý tvar. To znamená, že kremenné zrná pri svojej mechanickej odolnosti a po prekonanom transporte si vcelku zachovávajú pôvodné tvary.

Orientačne v študovanom materiáli bol sledovaný koeficient elongácie kremenných zŕn. V študovanom materiáli sa jeho hodnoty pohybujú v rozmedzí 1,5—1,9. Predpokladáme, že zdrojom kremeňa boli magmatické a metamorfované horniny; v podstatne menšej miere pochádza kremeň zo starších sedimentov.

Pri štúdiu zaoblenia kremenných zŕn sme použili 5-stupňovú vizuálnu škálu F. J. Pettijohna (1957). V študovanom materiáli dominujú angulárne a subangulárne zrná. U kremenných pieskovcov pozorovať pribúdanie zaoblených zŕn. Podstatne lepšie zaoblené sú úlomky vápencov. Pri posudzovaní sedimentačných podmienok jednotlivých typov pieskovcov (drobové pieskovce, droby, arkózové a kremenné pieskovce) podľa približne rovnakého stupňa zaoblenia kremenných zŕn vo všetkých typoch usudzujeme, že študované klastické sedimenty sú výsledkom rovnakého transportu a rovnakých sedimentačných podmienok.

Živce a nestabilné úlomky sú zastúpené menej ako stabilné zložky. Zo živcov bol identifikovaný ortoklas, plagioklas a sporadicky mikroklín. Producentom živcov boli asi kyslé až intermediárne horniny žulového typu. Priemerný obsah živcov v študovaných horninách je max. 5 %. Úlomky vápencov patria medzi najhojnejšiu nestabilnú zložku v študovanom materiáli. Dominujú mikrozrnité a zrnité variety nad kalovými vápencami. Úlomky vápencov sú podstatne lepšie zaoblené ako kremenné zrná. Keďže sa vo vápencových úlomkoch len ojedinele zistila fauna, ťažko interpretovať ich pôvod. K nestabilným úlomkom patria aj melafýry a ojedinele úlomky fylitov, pieskovcov, siltovcov a piesčitých vápencov; sľudy sa vyskytujú priebežne, najmä v siltovcoch. V pieskovcoch bývajú lupienky hlavne muskovitu neorientovane vtrúsené v hornine. Sľudy sa hojne vyskytujú aj v drobových pieskovcoch a drobách, v kremenných pieskovcoch iba sporadicky. Muskovit je v každom prípade v prevahe nad biotitom.

Ílová základná hmota. Ílová zložka tvorí základnú hmotu väčšiny študovaných pieskovcov a siltovcov. Ide o primárnu zložku, zreteľne jemnozrnnejšiu ako hrubšie častice v nej uzatvorené. V študovaných horninách bola zistená bazálna základná hmota a pórová základná hmota, kde jemnozrnnejšia hmota vypĺňuje póry medzi hrubšími časticami. Základnú hmotu tvorí ílová substancia, ktorá v pôvodnom stave obsahovala karbonátovú prímes. Táto po rekryštalizácii nadobudla podobu chuchvalcovitých vložiek v ílovej zložke.

Autigénne minerály. Dominujúcim autigénnym minerálom je kalcit. Zo zvyškov organizmov sa pri mikroskopickom výskume zistili najčastejšie úlomky numulitov a diskocyklín, ojedinele aj globigerín.

Tmel pieskovcov a siltovcov je diagenetického pôvodu a od jeho vlastností závisí aj stupeň spevnenia horniny. Tmel treba odlišovať od základnej hmoty, ktorá je primárnou zložkou horniny. V študovaných sedimentoch bol zistený

výlučne kalcitový tmel. Podľa štruktúrnych vlastností možno v študovaných horninách odlíšiť tmel bazálny a pórový.

Zdroj klastického materiálu a spôsob sedimentácie klastík (pri posudzovaní zdrojových oblastí sa opierame len o výsledky laboratórneho výskumu). Na stavbe študovaných klastík sa podieľa detrit, ktorý pochádza jednak z erodovaných žúl a metamorfovaných hornín, ktoré dodávali hlavné stavebné zložky pieskovcov (kremeň, živce, úlomky kvarcitov a fylitov). Na druhej strane to boli sedimentárne horniny (hlavne vápence a kremence), erodované v čase sedimentácie flyšových súvrství centrálnokarpatského paleogénu. V podstatne menšej miere sa uplatnili výlevné horniny typu melafýrov. Pomerne nízky stupeň zaoblenia klastického materiálu a vytriedenia študovaných hornín — vcelku nízky stupeň štruktúrnej a mineralogickej zrelosti materiálu — nasvedčuje na sedimentáciu z turbiditných prúdov.

Ílovce

Mikroskopickým štúdiom ílovcov centrálnokarpatského paleogénu sme sledovali štruktúry ílovcov a mineralogické zloženie klastickej prímesi. Stupeň rekryštalizácie ílovitých hornín (7,9) je základným kritériom pre odlišovanie ílovitých bridlíc a ílovcov. Ak je najmenej polovica horniny rekryštalizovaná tak, že šupinky ílových minerálov sú väčšie ako 30 mikrónov, ide už o ílovité bridlice. Na základe tohto kritéria patria ílové sedimenty centrálnokarpatského paleogénu v oblasti Bojníc medzi ílovce.

Klastická prímes v ílovcoch bola sledovaná na základe pomeru SiO_2:Al_2O_3. Vzťah medzi hodnotou SiO_2/Al_2O_3 a množstvom voľného klastického kremeňa podľa Z. Kukala (1962) ukazuje tab. 2. Hodnoty tohto pomeru sme vypočítali pre ílovce v profile vrtu Š1-NB (tab. 3). V študovaných íl-

Tab. 2. **Vzťah medzi SiO_2/Al_2O_3 a množstvom klastického kremeňa**

Hodnota pomeru SiO_2/Al_2O_3	Množstvo voľného klastického kremeňa
do 2,0	pod 5 %
2,0—2,5	5—12 %
2,5—3,0	12—25 %
nad 3,0	nad 25 %

coch pozorovať zvýšený obsah hrubších klastických prímesí, v každom prípade nad 10 %. V rámci študovanej metráže sa nezistili žiadne zákonitosti v rozmiestnení klastickej prímesi v ílovcoch.

Tab. 3. Hodnoty pomeru SiO_2/Al_2O_3 a $Na_2O + K_2O/CaO + MgO$ z ílovcov vo vrte Š1-NB

Metre	SiO_2/Al_2O_3	$Na_2O + K_2O/CaO + MgO$
451	5,79	0,83
477	3,53	0,19
510	2,97	0,17
543	4,09	0,45
573	2,89	0,21
628	3,40	0,23
643	3,05	0,19
669	3,12	0,19
736	3,32	0,77
789	2,87	0,18
830	3,48	0,18
858	3,39	0,19
903	3,15	0,30
958	3,04	0,16
999	2,98	0,32
1029	2,94	0,42
1067	3,03	0,17
1103	4,00	0,21
1125	3,70	0,27
1165	2,98	0,63
1189	2,83	0,47

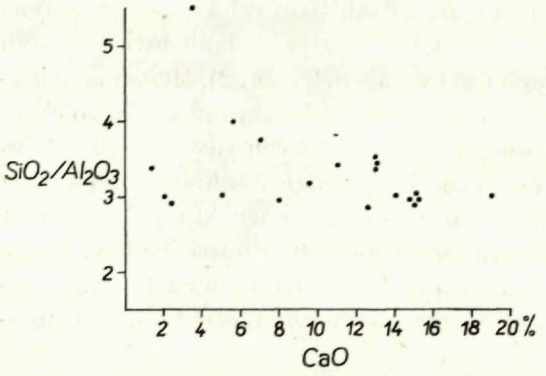
Štruktúry ílovcov. Najhojnejším typom v študovaných ílovcoch je aleuropelitická štruktúra, ktorá sa vyznačuje prítomnosťou siltovej (aleuritovej) prímesi (v množstve 5—50 %) v základnej ílovej hmote. Psamopelitická a zoopelitická štruktúra sa vyskytuje sporadicky.

Chemické zloženie ílovcov. K vyhodnoteniu chemického zloženia študovaných ílovcov sme mali k dispozícii 21 silikátových a kvalitatívnych spektrálnych analýz. Na základe chemických analýz bol sledovaný vzťah medzi pomerom SiO_2/Al_2O_3 a obsahom CaO v ílovcoch (obr. 2). Medzi uvedenými zložkami nebola graficky zistená žiadna závislosť. Je zaujímavé, že vo flyšovom pásme na východnom Slovensku (4) sa v niektorých súvrstviach takáto závislosť zistila. Určitý korelačný vzťah sa zistil medzi obsahom Na_2O a K_2O (obr. 3); narastaním obsahu K_2O klesá obsah Na_2O. Pomer Al_2O_3/Na_2O podľa F. J. Pettijohna (1957) vyjadruje stupeň chemickej zrelosti ílovcov. Podľa cit. autora je hodnota uvedeného pomeru u hornín najzrelších až 125, u nezrelých ílovcov klesá až pod 10. Študovaný materiál má hodnotu 14,3, čo poukazuje na jeho nízky stupeň chemickej zrelosti.

Zmeny chemického zloženia ílovcov v profile vrtu Š1-NB. Chemické analýzy sú obsiahnuté v tabuľke 4. Obsah SiO_2 sa pohybuje medzi 36,89 a 71,78 %, v priemere 48,47 %. V profile vrtu (451—1193 m) nepozorovať zákonité zmeny v obsahu SiO_2. Obsah Al_2O_3 sa pohybuje medzi 11,25—19,73%, priemer 14,67 %. Vo vertikálnom rozmiestnení pozorovať postupné klesanie

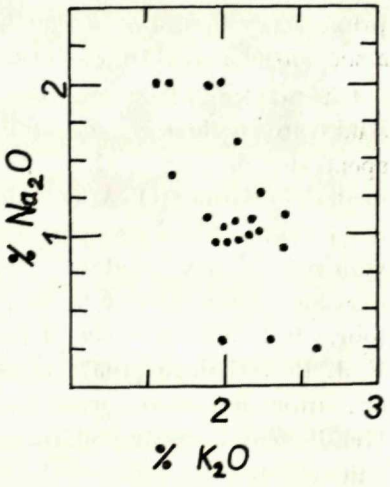
Tab. 4. Chemické analýzy

	metre	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	V_2O_5
1	451	71,78	12,39	0,97	1,14	0,57	2,87	1,89	0,04	0,06	0,009
2	477	44,74	13,37	1,40	3,06	0,74	13,16	3,15	0,07	0,09	0,027
3	510	43,00	14,46	0,42	3,63	0,74	14,38	3,28	0,04	0,15	0,014
4	573	43,35	15,00	1,33	3,27	0,74	12,52	3,04	0,05	0,10	0,013
5	543	59,33	14,52	1,10	2,56	0,74	5,90	1,95	0,01	0,04	0,014
6	628	47,94	14,09	0,98	3,70	0,74	10,98	2,46	0,05	0,14	0,016
7	643	41,81	13,70	0,61	3,42	0,65	15,20	2,12	0,05	0,13	0,023
8	669	43,99	14,11	0,70	2,85	0,61	15,03	2,12	0,09	0,13	0,016
9	736	58,91	17,73	2,11	1,85	0,56	1,75	2,81	0,04	0,15	0,011
10	789	41,09	14,30	1,37	2,78	0,65	14,95	2,97	0,01	0,08	0,015
11	830	41,54	11,94	2,95	1,96	0,61	15,18	2,26	0,09	0,23	0,017
12	858	38,11	11,25	2,18	7,40	0,65	13,07	3,15	0,47	0,20	0,018
13	903	47,41	15,05	3,60	3,20	0,69	9,48	2,92	0,20	0,13	0,023
14	958	36,89	12,15	1,87	2,06	0,52	18,98	2,90	0,85	0,08	0,017
15	999	50,06	16,81	2,88	2,10	0,56	8,84	3,04	0,22	0,10	0,017
16	1029	53,29	18,09	3,89	2,03	0,47	5,42	3,44	0,17	0,06	0,009
17	1067	41,89	13,82	1,70	3,24	0,55	15,01	2,96	0,35	0,08	0,010
18	1103	47,72	12,33	1,18	3,56	0,61	10,80	3,40	0,12	0,08	0,015
19	1125	52,93	14,31	2,24	3,13	0,78	6,85	2,92	0,08	0,09	0,016
20	1165	56,46	18,94	3,35	2,21	0,87	2,10	2,41	0,04	0,08	0,023
21	1189	55,80	19,73	2,56	2,60	0,96	2,47	2,56	0,03	0,08	0,017



Obr. 2. Vzťah medzi hodnotou pomeru SiO_2/Al_2O_3 a obsahom CaO v ílovcoch

Fig. 2. The relation between value of SiO_2/Al_2O_3 and CaO content in claystones.



Obr. 3. Vzťah medzi obsahom Na_2O a K_2O v ílovcoch

Fig. 3. The relation between the contents of Na_2O and K_2O in claystones.

ílovcov z vrtu Š1-NB

CO_2	H_2O^-	H_2O^+	Cu	Ni	Cr_2O_3	SO_3	S	K_2O	Na_2O	$C_{org.}$	E
2,73	1,08	2,38				0,01	0,03	1,97	1,97		100,82
12,39	2,16	3,49				0,04	0,17	2,09	0,95	0,43	99,33
13,70	1,62	3,55				0,04	0,26	2,03	0,95		100,61
12,20	2,32	4,10				0,18	0,65	2,37	1,15		99,61
6,29	1,01	2,99				0,07	0,38	2,37	0,95		99,41
11,01	1,29	3,50				0,17	1,00	2,11	1,05		99,77
13,88	1,72	3,75	0,01			0,10	0,74	2,21	1,05		99,35
13,29	1,39	3,15				0,09	0,64	2,07	1,15		99,95
1,54	4,91	4,56				0,08	1,31	1,53	1,99	3,00	99,85
14,17	1,40	3,38				0,15	1,26	2,17	1,15		100,34
12,02	2,00	3,85				0,52	2,04	1,93	1,15	1,57	99,86
14,72	1,70	3,50				0,23	1,56	1,97	1,09		99,57
8,22	2,51	4,10			0,039	0,03	1,31	2,13	1,61		100,14
16,03	1,75	3,67			0,019	0,07	0,79	2,25	1,29		100,44
6,70	3,96	4,72			0,034	0,02	0,23	1,87	1,99		100,19
3,82	5,40	5,35			0,015	0,02	0,15	1,61	2,09		99,93
13,46	3,31	3,93			0,039	0,04	0,26	1,65	1,39		100,39
12,80	1,42	3,60	0,01		0,034	0,12	0,55	2,00	0,99		99,91
8,50	2,11	4,74	0,01	0,01	0,042	0,03	0,96	2,33	0,31		100,26
3,26	1,86	5,70			0,028	0,12	1,52	2,61	0,25		99,99
4,02	1,88	5,47			0,022	0,02	1,38	2,06	0,30		100,06

obsahu Al_2O_3 smerom do nadložia. Obsah Fe_2O_3 sa pohybuje v rozmedzí 0,42—3,89 % (priemer 1,88 %). Vo vertikálnom rozmiestnení zložky Fe_2O_3 pozorovať podobnú tendenciu ako u Al_2O_3 (tab. 4), t. j. pokles ohsahu smerom do nadložia. Obsah FeO činí 1,14—7,40 %, priemer je 2,94 %. Vo vertikálnom rozmiestnení FeO nepozorovať výrazné zmeny. Obsah TiO_2 sa pohybuje v rozmedzí 0,47—0,96 %, priemer 0,67 %. Vo vertikálnom rozmiestnení TiO_2 nie sú nápadné zmeny. Obsah CaO činí 2,10—18,98 %, priemer 10,23 %. Vo vertikálnom rozmiestnení zložky CaO nie sú nápadné zmeny. Obsah MgO sa pohybuje v rozmedzí 1,89—3,40 %, priemer 2,75 %. Vo vertikálnom rozmiestnení MgO nie sú nápadné zmeny. Obsah MnO je 0,01—0,47 %, priemer 0,15 %. V spodnej časti študovaného profilu (tab. 4) pozorovať vyššie koncentrácie MnO. Obsah P_2O_5 sa pohybuje v rozmedzí 0,04—0,23 %, priemer 0,11 %. Vo vertikálnom profile pozorovať jednu vyššiu koncentráciu. Obsah V_2O_5 sa pohybuje v rozmedzí 0,009—0,027 %, priemer 0,016 %. Obsahy SO_3^{-2} a S sú rovnaké v celom profile. Obsah K_2O činí 0,38—2,61 %, priemer 2,06 %. Obsah Na_2O sa pohybuje v rozmedzí 0,25—2,09 %, priemer je 1,18 %. V rámci študovaného profilu pozorovať vcelku opačné chovanie Na_2O a K_2O. Pre porovnanie uvádzame (tab. 5) priemerné zloženie študovaných ílovcov a ílovcov dukelskej jednotky, ako aj všetkých ílových hornín podľa D. M. Shawa (1954). Nápadný je nižší obsah všetkých oxidov až na CaO oproti údajom D. M. Shawa (l. c.). Podstatne vyšší je priemerný obsah CaO, čo preukazuje,

Tab. 5. **Priemerné chemické zloženie ílových hornín**

	1	2	3
SiO_2	60,76 %	48,27 %	54,08 %
Al_2O_3	16,73	14,67	15,57
TiO_2	0,81	0,67	0,87
Fe_2O_3	2,53	1,88	2,81
FeO	3,85	2,94	2,41
MgO	2,49	2,75	2,64
CaO	1,74	10,25	5,84
Na_2O	1,82	1,18	0,69
K_2O	3,41	2,06	2,06

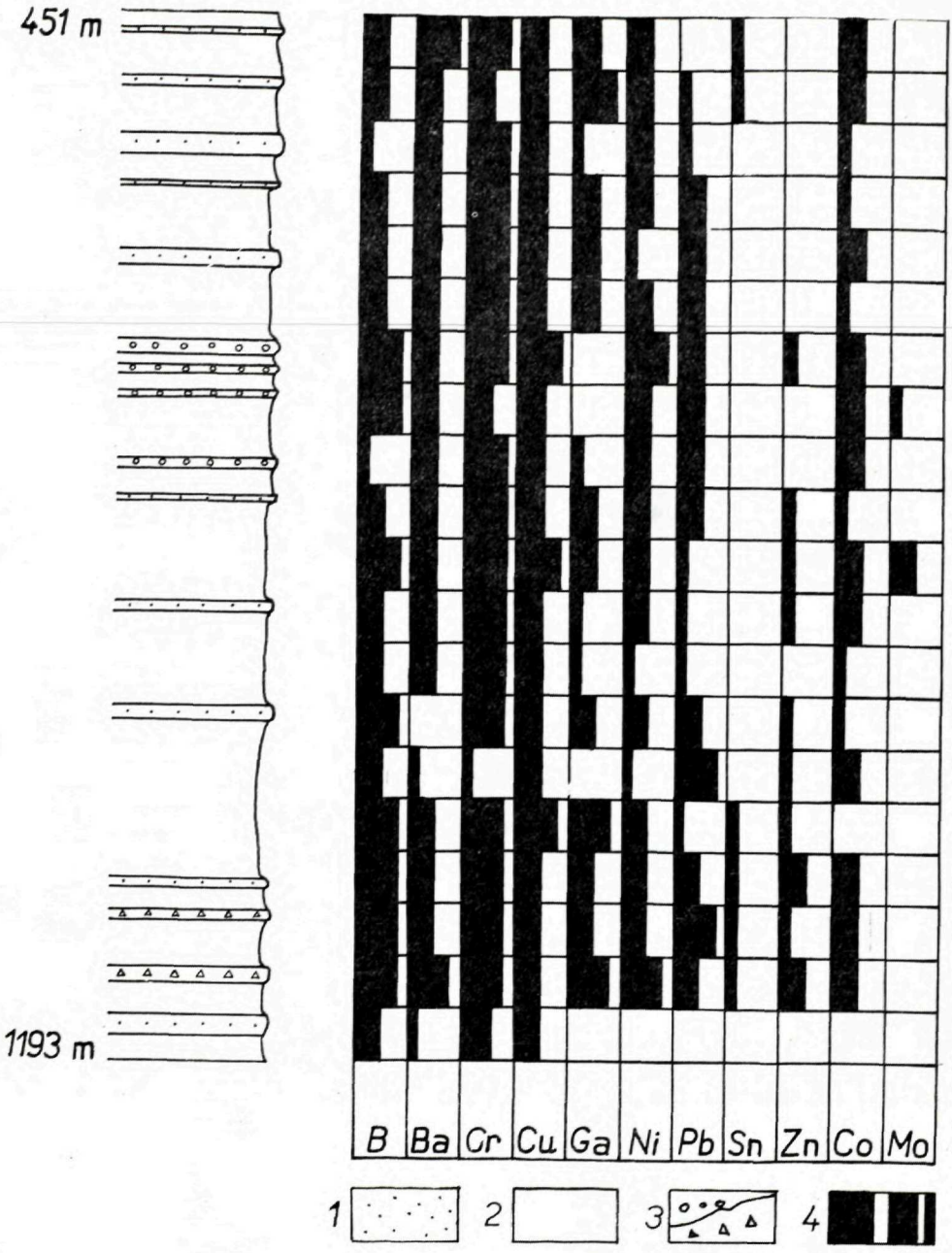
1. Priemerné hodnoty podľa D. M. Shawa (1954); 2. Priemerné chemické zloženie študovaných hornín; 3. Priemerné chemické zloženie ílovcov dukelskej jednotky (141 analýz).

že súčasne s intenzívnou ílovou sedimentáciou prebiehala aj sedimentácia karbonátov chemického pôvodu.

Mikroprvky v ílovcoch. Kvalitatívne (resp. semikvantitatívne) sme sledovali tieto prvky: B, Ba, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sn, Zn, Co, Mo (obr. 4). Väčšina z nich v rámci profilu nevykazuje nápadné zmeny v koncentrácii. U niektorých pozorovať určité zmeny; napr. Ga dosahuje vyššie koncentrácie na báze a strope profilu. V strede profilu je obsah Ga nižší. Pb dosahuje najvyššie hodnoty na báze profilu, smerom do nadložia hodnoty Pb klesajú. Obsah Zn postupne vyznieva od bázy profilu smerom do nadložia; Mo sa objavuje len v strede profilu (obr. 4).

Mineralgické zloženie ílovcov. Ílové horniny centrálnokarpatského paleogénu sú polyminerálne. Na ich zložení sa uplatňujú: 1. minerály klastickej prímesi, 2. autigénne minerály, 3. ílové minerály. Minerály klastickej prímesi. ako som už spomenul, štúdiom pomeru SiO_2/Al_2O_3 bolo zistené, že na zložení ílovcov sa v značnej miere podieľa klastický materiál prevažne siltovej veľkosti. V menšej miere je prítomný materiál piesčitej frakcie. Vo všetkých študovaných ílovcoch prevláda kremeň, obyčajne subangulárneho tvaru. Sporadicky je prítomný ortoklas, plagioklas, muskovit. Autigénne minerály reprezentujú karbonáty. Rtg. a DT analýzou sa v študovanom materiáli zistil kalcit, dolomit a sporadicky siderit; z nich nápadne prevláda kalcit (tab. 6). Pri prepočte CaO, MgO, FeO na karbonáty je v trojuholníkovom diagrame (obr. 5) nápadná prevaha molekuly $CaCO_3$. Okrem karbonátov sa v študovaných ílovcoch vyskytuje aj pyrit; z ílových minerálov dominuje skupina zmiešaných ilit-montmorilonitových (I-M) štruktúr (tab. 6). Menej hojný je kaolinit a montmorilonit.

Sedimentačné podmienky a vznik ílovcov. Pri skúmaní vzniku ílových sedimentov centrálnokarpatského paleogénu treba riešiť hlavnú otázku, t. j. pôvod ílovej zložky, na ktorý sú v podstate tri názory (13): 1. prínos ílovej

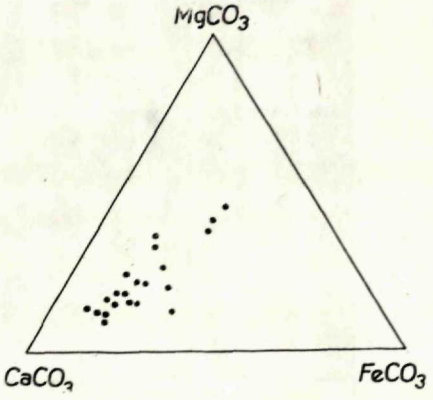


Obr. 4. Zastúpenie mikroprvkov v profile vrtu Š1-NB
Fig. 4. Microelements represented in the drill log of the bore-hole Š1-NB

Tab. 6. **Mineralogické zloženie ílovcov vo vrte Š1-NB**

metre	DTA	RTG
451	ilit, málo dolomitu	I-M, kaolinit, dolomit, kremeň
477	ilit, kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
510	kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
543	ilit, kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
573	I-M, kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
628	I-M, kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, dolomit
643	kalcit, org. l.	I-M, kalcit, kremeň
699	kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, dolomit, kalcit
736	montmorilonit, org. l.	montmorilonit
789	kalcit, dolomit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
830	kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
858	kalcit, org. l.	I-M, kaolinit, kalcit, kremeň
903	kalcit, org. l.	I-M, kalcit
958	kalcit, org. l.	I-M, kalcit, kremeň
999	montmorilonit, kalcit	montmorilonit, kalcit
1029	montmorilonit, kalcit	montmorilonit, kalcit
1067	I-M,	I-M, kaolinit, kalcit, siderit?
1103	kaolinit, montmorilonit dolomit	I-M, kaolinit, dolomit
1125	ilit, dolomit	I-M, dolomit, kremeň
1165	kaolinit, I-M	I-M, kalcit, kremeň
1189	kaolinit, montmorilonit	I-M, kaolinit, kremeň

I-M = zmiešané ilit-montmorilonitové štruktúry, org. l = organické látky



Obr. 5. Vzťah medzi molekulami $CaCO_3$, $MgCO_3$ a $FeCO_3$ v ílovcoch

Fig. 5. The relation among molecules of $CaCO_3$, $MgCO_3$ and $FeCO_3$ in claystones.

zložky v hotovom stave z priľahlej pevniny (zdrojovej oblasti), 2. vznik in situ v mieste sedimentácie, 3. v štádiu diagenézy (t. j. mineralogické premeny minerálov, prenesených do sedimentačného priestoru vo forme klastickej zložky). Na základe hromadného výskytu minerálov I-M štruktúr v študovaných ílovcoch predpokladáme, že zistené ílové minerály sú diagenetického pôvodu.

Chemickými analýzami sme v ílovcoch sledovali tzv. koeficient zásaditosti podľa M. F. Vikulovej (in J. Petránek 1963). Pomer Na + K / Ca + Mg sa podľa autorky mení v závislosti od podmienok sedimentačného prostredia a môže byť ukazovateľom genézy za predpokladu, že nenastala druhotná zmena pôvodného obsahu (hlavne alkálií napr. vyluhovaním). Koeficienty zásaditosti (tab. 3) ani u jednej vzorky nepresahujú hodnotu 1,0. Podľa M. F. Vikulovej (l. c.) takéto ílové sedimenty spadajú geneticky do kontinentálnych vlhkých oblastí. Tento záver by sme mohli akceptovať za predpokladu, že v priebehu sedimentácie v diagenetickom štádiu nedošlo v študovaných ílovcoch k žiadnym zmenám. Tieto hodnoty koeficientu zásaditosti sú v protiklade s obsahom ílových minerálov v študovaných horninách. Dominujúce minerály I-M štruktúr poukazujú na značné diagenetické premeny pôvodného ílového materiálu. Preto považujeme študované ílovce za morské sedimenty. Klastický ílový materiál bol prenášaný do sedimentačného priestoru z okolitých pevnín, pričom v štádiu diagenézy podľahol značným mineralogickým a chemickým premenám.

Vápence

V študovaných profiloch sa vyskytujú dva druhy vápencov: hruboúlomkovité vápence (kalcirudity V. A. Carozziho 1960) a piesčité, resp. organodetritické vápence, tzv. kalkarenity, ktoré prevládajú v paleogénnych sedimentoch širšieho okolia Bojníc. Kalkarenity sú charakterizované častým zvýšením obsahu kremeňa, takže nachádzame rad postupných prechodov od pieskovcov až k organodetritickým vápencom. V mnohých prípadoch organogénny detrit chýba, takže ide o horniny označované ako piesčité vápence.

Mineralogické zloženie: klastické minerály sú reprezentované kremeňom, muskovitom, ortoklasom, ktorý prevláda nad plagioklasom. Z úlomkov dominujú mikrozrnité vápence, kremence a sporadicky rohovce. Zvyšky organizmov sú zastúpené úlomkami diskocyklín, numulitov, solenopór, machoviek a foraminifér. Základnú hmotu tvorí karbonát s prímesou ílu. Tmel je kalcitový. Tvar zŕn kremeňa a stabilných zložiek je subangulárny. Karbonátové zrná sú dobre opracované.

Sedimentačné podmienky a vznik vápencov. Piesčité a organodetritické vápence (kalkarenity) sú tvorené klastickou zložkou v dimenziách pieskových zŕn. Základná hmota je jemnozrnná, tvorená karbonátom s prímesou ílovej zložky. Jej pôvod býva často nejasný. Niektorí autori (6) ho označujú ako organogénny, iní v nej vidia chemicky, resp. biochemicky vyzrážaný karbonát. Iní autori zas považujú základnú hmotu kalkarenitov za produkt rozrušenia organogénnych i klastických hornín. Karbonátové

úlomky kalkarenitov sú dvojakého pôvodu: bioklastického, ak ich tvoria zvyšky fosílií, a litoklastického, ak vznikli rozrušovaním starších vápencov (3). Tieto zložky sa vyskytujú v premenlivých množstvách, transportovali ich prúdy, vytriedené a mechanicky sedimentované, takže výsledná hornina má všetky štruktúrne a textúrne znaky detritických sedimentov. V niektorých prípadoch kalkarenity majú typické textúrne znaky, ktoré poukazujú na ich sedimentáciu z turbiditných prúdov (7). Je to hlavne gradačné zvrstvenie, laminácia vo vrchných častiach vrstiev, konvolútna laminácia, prúdové stopy a ryhy na spodných stranách vrstiev. Vo vápencových formáciách tieto textúry bývajú slabo výrazné, lebo sú zotreté hlavne rekryštalizačnými procesmi. V študovaných sedimentoch pozorovať ojedinele náznaky gradačného zvrstvenia. Ako uvádza V. A. Carozzi (1960), u kalkarenitov možno odlíšiť dva extrémne typy s radom postupných prechodov. Prvý krajný typ predstavujú kalkarenity viac-menej dobre vytriedené s pekne zaoblenými zrnami. Materiál je tmelený kryštalickým kalcitovým tmelom. Druhý extrémny typ predstavujú vápence s nevytriedenými angulárnymi zrnami, ktoré sa vyskytujú v jemnozrnnej základnej hmote. Vápence druhého typu vznikajú sedimentáciou z turbiditných prúdov.

V študovaných súvrstviach centrálnokarpatského paleogénu sa vyskytujú oba typy. Vcelku pri sedimentácii piesčitých a organodetritických vápencov v študovanej oblasti sa podstatne slabšie uplatňoval prínos klastického materiálu a zintenzívnil sa prínos organogénneho detritu do panvy. Zdroj klastického materiálu v študovaných sedimentoch nemožno bližšie analyzovať, lebo vo vrtnom materiáli sa nezachovali orientované sedimentárne textúry. Predpokladáme, že aj pri sedimentácii kalkarenitov sa aspoň čiastočne uplatnili turbiditné prúdy.

Mikrokonglomeráty

V študovaných vrtných profiloch sa vyskytujú len sporadicky. Tvoria ich v podstate detritické častice s mediánom zrnitosti asi 1 cm. Klastickú zložku tvorí kremeň, kremence, úlomky metamorfík, báziká, sporadicky sú zastúpené vápence. Základnú hmotu tvorí piesčitý materiál, petrograficky zhodný so zložením drobových pieskovcov. Študované mikrokonglomeráty sú výsledkom meniacich sa sedimentačných podmienok a postupu erózie na okolitých vyzdvihnutých oblastiach. Podľa toho či erodované oblasti vytvárali vápence alebo kryštalinický materiál, bol dodávaný detritus odlišného petrografického zloženia. Mikrokonglomeráty majú materiál erodovaný z kryštalických hornín. Predpokladáme, že ako transportujúci činiteľ sa aj tu uplatnili turbiditné prúdy.

Záver

Vo flyšovom sedimentačnom cykle centrálnokarpatského paleogénu v širšom okolí Bojníc sme identifikovali tieto typy hornín a ich variety: *pieskovce, siltovce, ílovce, kalkarenity, mikrokonglomeráty.* Na základe preštudovaného materiálu možno vcelku charakterizovať sedimentačné procesy, ktorým ďakujú uvedené horniny za svoj vznik, ako striedanie pochodov rýchlej a intenzívnej sedimentácie (pieskovce, kalkarenity, mikrokonglomeráty) so sedimentáciou pozvoľnou, ktorej výsledkom sú ílové sedimenty.

Lektoroval: Dr. K. Borza

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Blatt H.—Christie J. M., 1963: Undulatory Extinction in Quartz of Igneous and Metamorphic Rocks and its Significance in Provenance Studies of Sedimentary Rocks. J. Sedim. Petrol. 33/3, 559—579, Menasha. — [2] Bokman J., 1952: Clastic Quartz Particles as Indices of Provenance. J. Sedim. Petrol., 22, 17—24, Menasha. — [3] Carozzi V. A., 1960: Microscopic Sedimentary Petrography, 1—485, J. Wiley, N. York. — [4] Ďurkovič T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments. ZGV — Záp. Karpaty 6, Bratislava. — [5] Franko O.—Gross P.—Samuel O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [6] Johnson J. H., 1957: Petrography of Limestones, Geology of Saipan Mariana Islands. US. Geol. Surv. Prof. Paper 280, B-D, — [7] Kuenen Ph. H.—Carozzi A., 1953: Turbidity Currents and Sliding in Geosinclinal Basins. J. Geol. 61, Chicago. — [8] Kukal Z., 1962: Některé metody petrografického výzkumu zpevněných jílovitých sedimentů. Geol. průzkum, 4/7, Praha. — [9] Petránek J., 1963: Usazené horniny jejich složení vznik a ložiska. ČSAV, Praha. — [10] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary Rocks. II. ed. Harper-Brothers, N. York. — [11] Pícha F., 1965: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. ZGV — Západné Karpaty 2, Bratislava. — [12] Shaw M. D., 1954: Trace Elements in Pelitic Rocks, P. II. Geochemical Relations. Bull. Geol. Soc. Amer. 65, Baltimore. — (13) Strachov N. M., 1960: Osnovy teorii litogeneza 2. AN ZSSR, Moskva.

T. ĎURKOVIČ

SEDIMENTARY PETROGRAPHIC INVESTIGATION OF CENTRAL-CARPATHIAN SEDIMENTS, LOCALITY BOJNICE

The paper deals with mineralogical-petrographical character of sedimentary rocks in the flysch of Central-Carpathian Palaeogene.

Sandstones. Concerning granulometry in studied area the fine-grained sandstones predominate over medium and coarse-grained (tab. 1). According to the classification (fig. 1.) the subgraywackes predominate over quartzose sandstones, graywackes and arkosic sandstones.

Claystones. The amount of clastic components (mainly silt) in claystones was based upon the analytical determination of SiO_2/Al_2O_3 ratio (tab. 2.). Chemical analyses from studied claystones are tabulated in tab. 4. From the clay minerals the I-M mixed layered minerals predominate over kaolinite and montmorillonite. As for the autigene minerals calcite is predominating.

Calcarenites and microconglomerates occur in studied profiles sporadically.

In the studied area the following rocks were identified: sandstones, claystones, calcarenites and microconglomerates. It is most probable that the sedimentary conditions were controlled by changes of intensive sedimentation from turbidity currents (sandstones, calcarenites, microconglomerates) with slow sedimentation (claystones).

Vysvetlivky k tabuľkám X—XI

Tab. X

Obr. 1. Litokalkarenit, zväčš. 10×, vrt NB-1, (760,40 m)
Obr. 2. Hrubozrnná droba, zväčš. 30×, ×N, vrt Š1-NB, (1047,80 m)
Obr. 3. Siltovec, zväčš. 50×, ×N, vrt Š1-NB, (1047,30 m)
Obr. 4. Hrubozrnný drobový pieskovec, zväčš. 30×, ×N, vrt Š1-NB (711,80 m)

Tab. XI

Obr. 1. Hrubozrnná droba, zväčš. 15×, ×N, vrt Š1-NB, (551,70 m)
Obr. 2. Mikrokonglomerát, zväčš. 10×, ×N, vrt Š1-NB (1048,60 m)
Obr. 3. Strednozrnný kremenný pieskovec, zväčš. 30×, ×N, vrt Š1-NB (1175,70 m)
Obr. 4. Biokalkarenit s prierezmi numulitov a diskocyklín, zväčš. 30×, vrt NB-1, (817,30 m)

Explanation of Plates X—XI

Pl. X

Fig. 1. Lithocalcarenite, magn. 10×, bore-hole NB-1, 760,40 m
Fig. 2. Coarse-grained graywacke, magn. 30×, ×N, bore-hole Š1-NB, 1047,80 m
Fig. 3. Siltstone, magn. 50×, ×N, bore-hole Š1-NB, 1047,30 m
Fig. 4. Coarse-grained subgraywacke, magn. 30×, ×N, bore-hole Š1-NB, 711,80 m

Pl. XI

Fig. 1. Coarse-grained graywacke, magn. 15×, ×N, bore-hole Š1-NB, 551,70 m
Fig. 2. Microconglomerate, magn. 10×, ×N, bore-hole Š1-NB, 1048,60 m
Fig 3. Medium-grained quartzose sandstone, magn. 30×, ×N, bore-hole Š1-NB, 1175.70m
Fig. 4. Biocalcarenite with Nummulite and Discocyclina. Magn. 30×, bore-hole NB-1, 817,30 m.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

552.52(437.64)

EVA KAROLUSOVÁ

PRÍSPEVOK K PETROGRAFII TUFITICKEJ SÉRIE V NOVÁCKEJ PANVE

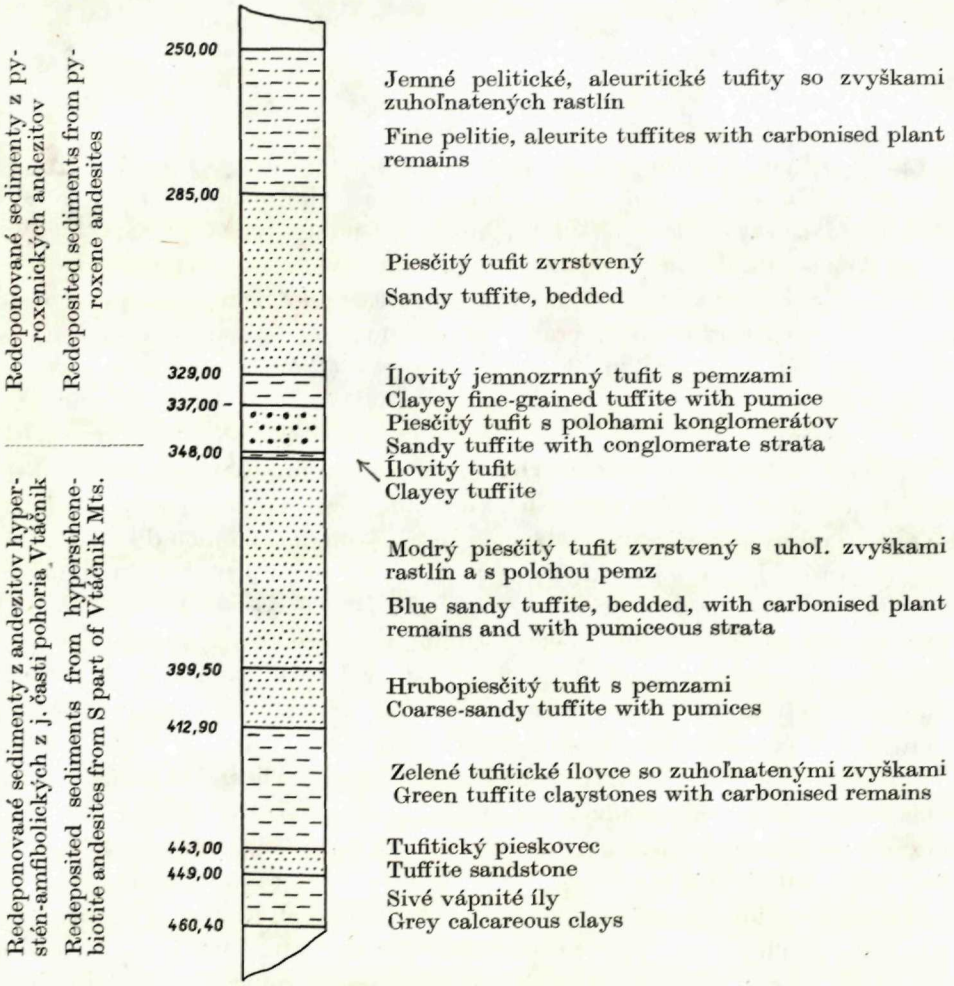
S geologickou pozíciou tufitickej série v handlovskej a nováckej panve sa zaoberal V. Čechovič (1959), ktorý ich rozdelil podľa pozície k uhoľným slojom na podložné a nadložné. Podľa neho sladkovodné súvrstvie s vulkanickým materiálom sa usadzovalo na silne denudované paleogénne a spodnomiocénne podložie. J. Slávik (1959, 1963) tvrdí, že začiatky vulkanickej činnosti v oblasti Vtáčnika spadajú do obdobia vrchného tortónu a jej produkty sú uložené na báze handlovsko-nováckej panvy. J. Gašparik (1959) narazil orientačnými vrtmi v nováckej panve na paleogénne súvrstvie ako podložie miocénu. Spodnomiocénne súvrstvie zistil iba na pravej strane rieky Nitry vo vrte Z-157 (hĺbka 477—485,50 m). Vo vrte PO-1 boli v podloží produktívnej série mikrofaunisticky určené polohy spodného miocénu. Miestami boli čiastočne denudované a vrchný tortón, ktorý sa začína zlepencami, leží na nich diskordantne. Vrchný tortón obsahuje pyroklastický materiál z vrchnotortónskej vulkanickej činnosti.

Vývin pyroklastikami vrchného tortónu, ktorého vrstvy sú uložené pod uhoľnými slojmi, tzv. „podložné tufity", odokryl profil vrtu Š1-NB (obr. 1) situovaný pri Koši. Pyroklastiká majú prevažne tufitický charakter, sú piesčité, ílovité s hojnými zuhoľnatenými zvyškami flóry. Sú to typické jazerné sedimenty poznamenané ronmi z blízkych sopečných telies. Prevláda v nich náhle striedanie polôh, nasadzovanie lavíc inej zrnitosti. Miestami badať krížové zvrstvenie napr. v úsekoch od 400,5—408,8 m; 386,4—394,1 m; 367,9—368,7 m; 317,0—322,5 m; 286—295 m. Niekoľkokrát sa opakujúce „šnúry" z drobných rozbitých pemz, opracované valúniky andezitov a kremencov, ako aj celý profil tufitickej série svedčia o sedimente, ktorý vznikol z materiálu neďalekých rozrušených sopečných telies. Nápadne mocné sú polohy ílov, ktorých minerálny rozbor prezrádza petrografickú príslušnosť k andezitovým tufom. Je pravdepodobné, že tieto polohy vznikli rozkladom sopečných popolov

ktoré produkovali súčasne činné andezitové sopky v oblasti dnešného pohoria Vtáčnik. Tento názor podporujú aj polohy pemz, z ktorých niektoré (napr. v úseku 333—337 m/ môžu mať synvulkanický charakter.

Petrografickú charakteristiku tufitického komplexu vo vrte Š1-NB som určila na základe analýz na ťažké minerály a na základe výbrusov z valúnov a z hrubšie zrnitých piesčitých tufitov.

Petrografické zloženie podľa zastúpenia tmavých minerálov v sedimentárnych rozboroch je evidentné z priloženého diagramu (obr. 2) a z tabuľky 1.



Obr. 1 Schematický profil tufitickou sériou vo vrte Š1-NB (1:100)

Fig. 1 Schematic Cross-section Through Tuffite Series in Bore-hole Š1-NB. (1:100)

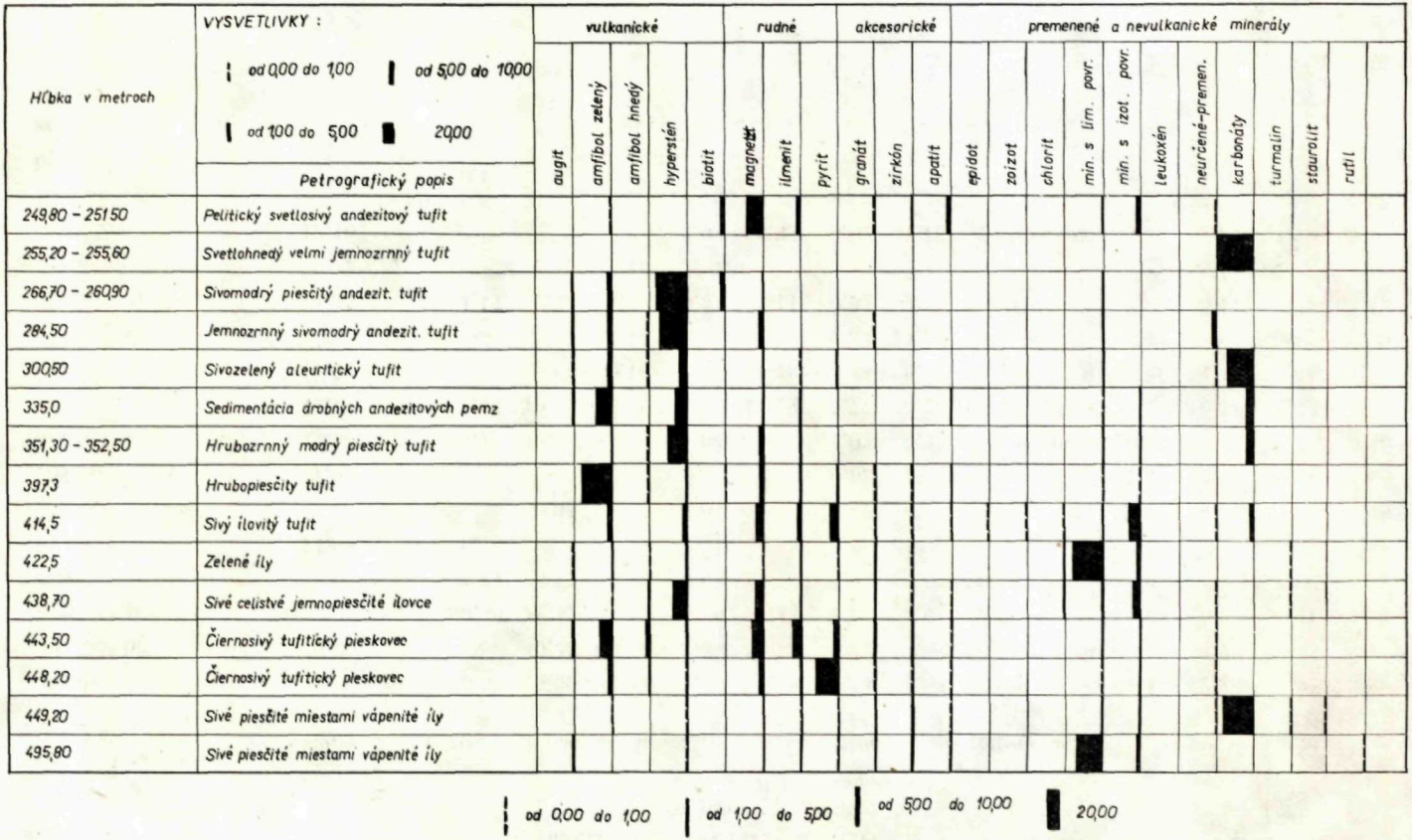
Tabuľka 1

Tabuľka rozborov ťažkých minerálov

Minerály	Hĺbka v metroch														
	249,80	255,20	266,70	284,50	300,50	335,00	351,30	397,30	414,50	422,50	438,70	443,50	448,20	449,20	495,80
amfibol z			5,57	5,99	5,44	42,20	3,38	81,44	9,87	1,32	0,56	27,25	12,30	0,52	3,83
amfibol h	0,70			0,35	0,66		0,84	0,31		0,88	1,39	6,17	3,21		
hyperstén			83,58	71,47	17,47	25,26	54,43	2,34	5,61	3,07	42,89	1,54	0,36	0,34	4,34
augit			1,47	3,17	0,33	2,08				0,44		1,03			1,02
biotit	14,98		6,74					0,16							
granát	0,70			0,35		1,04		0,47	0,45	2,18	4,74	1,54	0,89	3,94	1,79
zirkón	1,05							0,62	0,45	0,44	0,56	1,03	0,53	2,06	1,02
apatit	11,85		0,15			1,04		2,03	0,22		0,28	0,77	0,89	0,17	0,26
magnetit	41,11		1,47	10,22	3,62	2,77	11,82	5,77	15,25	0,88	17,55	26,23	10,70	4,62	2,55
ilmenit	14,63				0,16	2,42	1,48	3,28	9,19	1,32	1,39	19,28	4,10	0,34	1,28
pyrit					1,15			2,34	17,94	0,44		6,43	63,81	0,17	0,50
limonit. zrná	4,53		1,17	2,46	1,98	0,35	2,11	0,62	2,47	79,94	4,18	4,88	0,71	1,37	66,57
premené				5,99	0,16								0,18		
izotr. zrná	10,10					2,08	2,95	0,62	31,16	7,89	22,56	3,08	1,96	4,79	13,52
karbonáty		100,0			69,03	20,76	22,99		6,28		1,11			78,59	1,53
opakné			0,15												
zoizit									0,67						
chlorit									0,22	1,32	2,23			1,37	1,02
epidot									0,22						0,77
rutil															
turmalín										0,88	0,28			0,34	
staurolit														0,69	
neurčené	0,35										0,28	0,77	0,36	0,69	

Obr. 2. **Diagram zastúpenia ťažkých minerálov v pyroklastikách vo vrte Š1-NB Koš** (E. Karolusová 1967)

Fig. 2 Diagram of heavy minerals frequency in pyroclastics, in bore-hole Š1-NB Koš



Od hĺbky 495,8 m je zastúpenie vulkanických minerálov nepatrné, obmedzené na sporadický výskyt augitu, hypersténu. Prevládajú premenené minerály a karbonáty (449,2 m), ktoré spolu s turmalínom a staurolitom determinujú temer nevulkanický charakter sedimentu. Pribúdanie hypersténov a amfibolov sa deje za silne redukčných podmienok (pyrit) pri absolútnom nedostatku karbonátov (v rámci 1 metra). Silný prílev vulkanických minerálov sa začína v úseku 443,5 m, evidentný je však len v piesčitých polohách za silného prínosu minerálneho detritu. V pokojných obdobiach sedimentácie — íly, ílovce — badať silný pokles amfibolov a hypersténov, sprevádzaný prítomnosťou odolných minerálov z kryštalinika (turmalín — úsek 414,5—438,7 m). Veľmi silný prínos amfibolov je opätovne spätý s detritickou sedimentáciou. Nový erupčný cyklus sa odráža vo zvýšenej koncentrácii hypersténov. Objavuje sa aj augit, pričom stále trvá a pomaly doznieva prínos amfibolov z j. periférie Vtáčnika. Nápadne vysoký je obsah karbonátov, ktorého vzťah k hypersténu je iba doplnkový. Iné premeny, ako limonitizácia a opacitizácia, v týchto polohách skreslujú obsah vulkanických minerálov. Aj v úseku 351—249,8 m je prínos vulkanických minerálov viazaný na piesčité polohy; ílovité, aleuritické polohy sú na hyperstény chudobnejšie. Zvýšený obsah karbonátov v týchto polohách môže byť odrazom prínosu z neďalekých karbonatických hornín zo západných okrajov novácke panvy.

Poloha 345,7—348,3 m obsahuje valúny andezitov s hnedým amfibolom. Andezit má kryptokryštalický, až jemne hyalopilitický vývin základnej hmoty. Porfyrické výrastlice sú hypidiomorfné, husto nakopené. Prevládajú zonálne, albiticky lamelované plagioklasy s bázicitou v dimenziách $Ab_6\ An_4$ — $Ab_5\ An_5$. Z tmavých minerálov okrem hojne zastúpených opacitizovaných amfibolov sú zastúpené hyperstény, egirinaugit a diopsid. Andezity s podobným minerálnym zložením sa vyskytujú na j. periférii pohoria Vtáčnik (pri obciach Hrabičov a Píla) a v podloží pyroxenických andezitov Hronského Inovca (vrt GK-5 pri V. Lehote).

Z toho vyplýva správna dedukcia o prínose vulkanického materiálu (andezity s amfibolom) z južných častí. Výstup andezitov s amfibolom je pravdepodobne viazaný na subsidenciu na začiatku vrchného tortónu (E. Karolusová 1968). Ak teda uvážime, že spomínané tufitické sedimenty vznikli dekompozíciou týchto telies, je veľmi pravdepodobné, že vek tzv. podložných tufitov bude mladší.

Presná hranica medzi dekompositným tufitickým súvrstvím amfibolického vulkanizmu a produktami pyroxenického vulkanizmu sa nedá stanoviť. Dá sa však približne určiť, kedy prestal znos z južných oblastí Vtáčnika do novácke panvy. Pravdepodobne posledný znos reprezentuje štrková poloha medzi 337—348,3 m. Vyššie sedimenty v novácke panve obsahujú už len materiál z pyroxenických andezitov, prevažne vo forme výrazne znosových

tufitických sedimentov. Za priamo napadané autochtónne polohy možno považovať niektoré pemzové, prípadne piesčité polohy (napr. úsek 266 až 284 m), kde je vysoký obsah idiomorfne vyvinutých hypersténov (až 83 a 71 %) a podľa mineralogického rozboru neobsahujú nevulkanickú prímes.

Záverom možno konštatovať, že tufitické sedimenty v novácke panve na základe rozboru profilu z vrtu Š1-NB sa usadzovali ako prevažne plytkovodné piesčité sedimenty s hojnou sečkou zuhoľnatených rastlín. Minerálne zloženie tufitov potvrdzuje, že spodné členy boli splavené z j. okrajov dnešného pohoria Vtáčnik a vznikli dekompozíciou telies hyperstén-amfibolických andezitov, ktorých erupcie predpokladáme na základe regionálnych štúdií bazálnych pyroklastík na začiatku vrchného tortónu. Neskoršie erupcie pyroxenických andezitov zanechali v sedimentoch stopy v podobe pemzových polôh a klastík. Ukladali sa buď ako autochtónne synvulkanické sedimenty, alebo ako tufity, ktorých materiál bol splavovaný zo svahov blízkych sopiek (napr. úsek 285—329 m). V týchto polohách už prestáva znos z J a materiál je splavovaný zo S a SV.

LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, zoš. 53, Bratislava. — [2] Brodňan M.—Slávik J., 1966: O detritickovulkanickej formácii Handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geol. práce, Správy 38, Bratislava. — [3] Gašparik J., 1959: Správa o geologickom mapovaní medzi Košom, Zemianskými Kostolanmi a Podhradím. Geol. práce, zoš. 53, Bratislava. — [4] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. práce, zoš. 53, Bratislava. — [5] Karolusová E., 1968: Čiastková záverečná správa o doterajších výskumoch bazálnych pyroklastík. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.

E. KAROLUSOVÁ

CONTRIBUTION TO PETROGRAPHY OF TUFFITE SERIES IN NOVÁKY COAL BASIN.

Volcanic activity around the present-day Nováky coal basin commenced at the beginning of Upper Tortonian. Products of the activity are deposited on considerably eroded Palaeogene and Lower-Miocene substratum. The Miocene sedimentary filling of Nováky coal basin includes also products of volcanic activities in adjacent areas, viz. autochthonous, synvolcanic tuffite sediments, and partly tuffite strata resulting from decomposition of volcanic bodies.

Petrographical analyses of a tuffite series from the bore-hole Š1-NB showed that tuffites were deposited in the form of predominantly shallow-water sandy sediments with abundant remains of carbonized plants. Mineral composition of tuffites showed that lower constituents were resedimented from the southern margins of Vtáčnik Mts. and arose by decomposition of hypersthene-amphibole andesite bodies erupted probably at the commencement of Upper Tortonian.

Later eruptions of pyroxene andesites left traces in the form of pumiceous strata and clastics deposited partly as autochthonous synvolcanic sediments or tuffites resedimented from the slopes of surrounding volcanoes (e. g. segment 285—329). On these places transport from the South was stopped and material was resedimented from the North and North-East.

551.781(437.64)

JARMILA PAPŠOVÁ

NOVÉ NÁLEZY FAUNY V PALEOGÉNE OKOLIA BOJNÍC

Prehľad doterajších výskumov

V širšom okolí Bojníc spomína paleontologické nálezy D. Andrusov (1950, 1953), M. Cizancourt (1948) a J. Alloiteau (1949) z povrchových lokalít pri cigánskom tábore, pri hradskej pod Kalváriou a na Kalvárii. D. Andrusov (l. c.) zahrňuje do bazálnej časti eocénneho súvrstvia numulitové vápence, zlepence, dolomitické brekcie a piesčité sliene (so skamenelinami), ktoré sa môžu laterálne zastupovať. Makrofaunu spolu s veľkými foraminiferami a koralmi zaraďuje do vrchného lutétu až auversienu.

Geologickým mapovaním a vrtmi (O. Franko—P. Gross—O. Samuel 1969) sa v podstate zistili tie isté litologické fácie. Autori piesčité sliene so skamenelinami a numulitové vápence zaradili do tzv. okrajovej litofácie, ktorá tvorí prechod medzi bazálnou transgresívnou litofáciou a ílovcovou fáciou, prípadne flyšom. Okrajovú litofáciu zaraďujú na základe mikrofauny a veľkých foraminifér (M. Vaňová 1968) do vrchného lutétu.

Opis lokalít

V paleogénnom súvrství vrtov NB-1 a Š2-NB odlíšila som sedem faunistických horizontov v zmysle ekologicko-faciálnom (pozri tab. 2). Živočíšne spoločenstvo sa menilo podľa zmien substrátu a vonkajších biologických činiteľov.

Vo vrte NB-1 asi 200 m z. od konca obce Opatovce n/Nitrou v hĺbke 724,85 m až 806,40 m sa začína bazálna transgresívna fácia v podobe dolomitickej brekcie. Možno tu vyčleniť tieto horizonty:

A — 724 m: horizont numulito-pekténový, morský;
B — 753,30 m: horizont s *Clupea* sp., morský;
C — 763—764 m: horizont melanopsidový, brakický;
D — 764—774 m: horizont s netypickou faunou;

E — 775—776 m: horizont koralový, netypicky vyvinutý, morský;
F — 781—784 m: horizont alveolinový, morský;
G — 784—806 m: horizont s *Laevicardium* sp. a lithotamniami, morský;

Vrt Š2-NB 50 m jv. od objektu Bojnice — kúpele navŕtal súvrstvie s makrofaunou v hĺbke 61—82 m, ktoré možno zaradiť do týchto horizontov:

C — 61—63 m: horizont melanopsidový, brakický;
D — 73 m: horizont s netypickou faunou, morský;
E — 81—82 m: koralový horizont, morský.

Lokalita Kalvária

Vo svahu kopca Kalvária 500 m s. od kúpeľov Bojnice je niekoľko odkryvov s bohatou faunou, ktoré bolo možné zaradiť do týchto horizontov:

D (11) (12) — horizont s netypickou faunou, morský;
E (13) (14) (15) — koralový horizont, morský;
F (16) (17) (18) — horizont s *Laevicardium* sp. a lithotamniami, morský;
A (19) — horizont numulito-pekténový.

Lokalita Kúpele-chaty

500 m z. od kúpeľov Bojnice, v jarku v zákrute hradskej smerom na Šutovce vystupuje súvrstvie s makrofaunou v týchto horizontoch:

E (20) (21) — koralový horizont;
G (22) (23) (24) (25) (26) (27) — horizont s *Laevicardium* sp. a lithotamniami, morský;
A (28) — horizont numulito-pekténový, morský.

Paleontologická charakteristika faunistických horizontov

Vrt NB-1

1. Do hĺbky 724,85 m — bez makrofauny. Od 724,85 m v pieskovcových až mikrokonglomerátových vložkách vývin numulitov a asilín (M. Vaňová 1968) s úlomkami lastúrnikov, patriacich do okruhu druhu *Pecten subtripartitus* d'Archiac (h. numulito-pekténový).

2. Od 753,60 m sú vyvinuté piesčité slieňovce s numulitmi a hojnými šupinami rýb druhu *Clupea* sp. (*h.* s *Clupea* sp.).

3. Od 763,30 m—764,80 m v sivočiernych slieňovcoch je spoločenstvo s hojnou makrofaunou s prevládajúcimi druhmi: *Neritina div.* sp., *Melanopsis doroghensis* Oppenheim, *Anomia ex gr. gregaria* Bayan, *Tympanotonos ajkaensis baleghi* Andrusov, *Cerithium div.* sp.. (horizont melanopsidový).

4. Od 764,80 m—774,70 m sú zastúpené tie isté druhy ako v predošlom horizonte, ibaže v oveľa menšom počte. Pribúdajú rôzne druhy nadčeľade *Cerithiacea* ako *Pyrazus pentagonatus* (Schlotheim), *Batillaria turbai* Andrusov, *Ampullina div.* sp. a najmä veľmi hojný *Pyrazus fosillatus* (Gregorio) (horizont s netypickou faunou).

5. Od 775,00 m—776,70 m pribúdajú do nezmeneného sedimentologického podkladu konglomerátové vložky. Začínajú sa objavovať opäť numulity, z makrofauny *Odostomia* sp., *Ampullina div.* sp. a veľké lastúrniky. V hĺbke 776,70 m je lumachela s deformovanými, skriedovatenými fosíliami vo vložke tmavého hrubozrnného pieskovca (horizont s netypickou faunou).

6. Od 781,00—784,00 m v sivohnedých jemnozrnných pieskovcoch až piesčitých slieňovcoch sa začínajú hojne objavovať zástupcovia čeľade *Alveolinidae*, sprevádzané numulitmi, s prierezmi zástupcov rodu *Cerithium* a *Ampullina*. Tento horizont pozvoľne prechádza do nasledujúceho (h. s alveolinami).

7. V hĺbke 804,50—806,40 m prevládajú v tvrdých kompaktných slieňovcoch zástupcovia riasy *Lithotamnium* a veľké lastúrniky, často zastúpené rodom *Laevicardium* sp. (h. s *Laevicardium* a lithotamniami).

Vrt Š2-NB

V hĺbke 33 m sa objavujú numulity bez makrofauny (M. Vaňová 1966).

8. Od 61 m—63 m v sivomodrých piesčitých slieňoch je hojná makrofauna, reprezentovaná masovým výskytom druhov: *Neritina div.* sp., *Melanopsis doroghensis* Oppenheim, *Pyrazus focillatus* (de Gregorio), sprevádzaná niektorými druhmi nadčeľade *Cerithiacea* ako *Tympanotonos ajkaensis baleghi* Andrusov, *Batillaria turbai* Andrusov a iné (h. melanopsidový).

9. Od 73 m v svetlosivých siltovcoch je fauna zriedkavejšia, pozostávajúca výhradne zo zástupcov nadčeľade *Cerithiacea* a rodu *Ampullina* (h. s netypickou faunou).

10. Od 81—82 m v tmavosivých piesčitých siltovcoch je zachované bohaté morské spoločenstvo koralov, numulitov a drobných mäkkýšov *Beguina taegeri* Szöts, *Marginella div.* sp., *Odostomia div.* sp., *Trinacria morensis* Szöts. Horizont s alveolinami už tento vrt nezachytil.

Lokalita Kalvária

11. V ceste na Kalváriu vystupujú slienité pieskovce s občasnými fosíliami z nadčeľade *Cerithiacea* (horizont s netypickou faunou).

12. Smerom do podložia pokračujú pieskovce alebo žltohnedé, veľmi rozpadavé piesčité sliene s hojnými ulitníkmi nadčeľade *Cerithiacea* (horizont s netypickou faunou).

Tabuľka 1

Hojnostný diagram fauny skúmaných lokalít

Lokalita	N-B1							Š2-NB			Kalvária									Kúpele – Chaty								
Horizont	A	B	C	D	E	F	G	C	D	E	D	E				G			A	E		G					A
Odkryv	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Arca cossmani Oppenheim										+		3		1						10		2						
Arca vertesensis Szöts												1																
Arca div. sp.																						2						
Trinacria morensis Szöts				1						+		3		6						6								
Pecten subtripartitus Archiac	+																		9									
Spondylus sp.																			1									
Ostrea gigantica Solander				+																		1						
Gryphaea sp.				1															2			2						
Anomia gregaria Bayan			5																									
Anomia sp.				+				3																				
Brachydontes sp.								1																				
Beguina taegeri Szöts										×		×	2	×		1				6	2				+	5		
Cyrena div. sp.			1	1																								
Corbicula sirena (Borngniart)			1	1																								
Libitina parisien. (Deshayes)					3		5				6					2					1	8						
Phacoides cf. saxorum (Lamarck)														1														
Phacoides haueri (Zittel)														6														
Phacoides nana (Taeger)																3												
Phacoides cf. menardi (Deshayes)							1																					
Phacoidls div. sp. 8										4						2					2		1		1			
Laevicardium cf. gratum (Defrance)						1	×									8					5	2	41					
Callocardia nitidula (Lamarck)				1																								
Meretrix nitida (Deshayes)																				3	1			1				
Meretrix sp.																				1	2							
Tivelina pseudopetersi (Tager)												7																
Neritina div. sp.			×	×				×												2								

Pokračovanie tab. 1

Trochus sp.												3									3									
Teinostoma semseyi Palp						1						3		3																
Rissoa munieri Szöts														1																
Bythinella sp.			×	×				×																						
Strombiformis haidingeri (Zittel)														1																
Campanile cf. parisiense (Deshayes			1									4																		
Conocerithium hungaricum M. Bnyai																				1										
Potamides baccatus (Brongniart)			4	1							2									13										
Potamides vulcani (Brongniart)			8				1																							
Potamides cf. vivariij (Oppenheim)				1																										
Tympanotonos calcaratus (Brongniart)			2	4	1							3		12							2				1				
Tympanotonos ajkaensis balleghi (Andrusov)			13		1			4	1	5		13	1		1					7	5			5		1			
Pyrazus pentagonatus (Schlotheim)				2				×								1	é												
Pyrazus focillatus (De Gregorie)			5	12				×																						
Ballaria turbai (Andrusov)				7				33			1			3	1															
Diastoma roncana (Brongniart)													3		1					8	14		1							
Cerithium div. sp.			×	×				×	×	+		×	7	×							×					8	+			
Turritella carinifera (Deshayes)												9			1					1	2									
Turritella cf. vinculata Zittel														3																
Mesalia elegantula (Zittel)														1																
Melanopsisdoroghensis Oppenheim			×	17				×																						
Ampullina rustica (Deshayes)				1						1				1						3	2									
Ampullina hantkeni Szöts				3	10				1											9	3	2								
Globularia incompleta (Zittel)			2																											

Pokračovanie tab. 1

Lokalita	N-B1							Š2-NB			Kalvária									Kúpele – Chaty								
Horizont	A	B	C	D	E	F	G	C	D	E	D	E				G			A	E	G						A
Odkryv	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Deshayesia alpina (Orbigny)			1	7												2				2	14	2		1	1		2	
Ampullina div. sp.			+	21	+			×	5	+	1	11	+	9		3				30	21					8		
Mitra sp.				1																								
Parvisipho cf. nudus Szöts														1		1												
Cantharus cf. brongniarti								2		+		1								47	3				1	1		
Funus cf. polygonus Lamarck																												
Marginella nana Zittel			3									1		8						3								
Marginella vertesensis Szöts										+				2														
Cryptoconus lineolatus semistriatus (Deshayes)											1	1		+							1	×						
Cythara vertesensis Szöts								1						1														
Odostomia pannonica Szöts																				6								
Odostomia supravariabilis Szöts									5											14								
Odostomia submisera Szöts					1															5								
? *Odostomia* sp.					+					+		7		7												2		
Ringicula ritae Vinassa de Regny														1														
Operculá gastropodov								8				10	+	10						1								
Anthozoa div. sp.				1					+	×		+	+	×						×	10							
Nummulites	×	×			1					+		+	+				+		×	×	×							
Alveolinellidae						×						1		+						+								
Echinoidea													1	1														
Clupea sp.		×																										
Lithotamnium sp.							+							+			+	+		+			+	+				

Vysvetlivky: × = hojný výskyt (nad 50 exemplárov); + = neurčitý počet exemplárov

13. Hlbšie smerom do podložia sa začína bohatá fauna s drobnými numulitmi a druhmi *Beguina taegeri* Szöts, *Tivelina pseudopetersi* (Taeger), *Teinostoma semsey* C. Papp, *Tympanotonos ajkaensis baleghi* Andrusov, *Cerithium div.* sp., *Ampullina div.* sp., koralmi a alveolinami (koralový horizont).

14. V tom istom súvrství sú bohato zastúpené koraly a druhy *Beguina taegeri* Szöts, *Phacoides haueri* (Zittel), *Cerithium div.* sp., *Ampullina* sp., *Marginella div.* sp., alveoliny a lithotamniá (koralový horizont).

15. V žltohnedých, silne piesčitých slieňovcoch na tej istej strane cesty sú zastúpené druhy *Tympanotonos ajkaensis baleghi* Andrusov, *Batillaria turbai* Andrusov a iné ulitníky (koralový horizont).

16. V žltohnedých, silne vápnitých pieskovcoch na druhej strane cesty, bez možnosti sledovania vrstevnej postupnosti sú zastúpené veľké druhy lastúrnikov s *Laevicardium* sp. a zriedkavými jedincami rodu *Ampullina* (horizont s *Laevicardium* sp. a lithotamniami).

17. V tej istej ceste vystupujú veľmi tvrdé organogénne vápence až vápnité pieskovce s pekténmi a lithotamniami (horizont s *Laevicardium* sp. a lithotamniami).

18. Súvrstvie prechádza do vápnitých pieskovcov popretkávaných žilkami kalcitu s drobnými hniezdami konglomerátov, s ojedinelými fragmentmi rodu *Ostrea* sp., iných lastúrnikov a lithotamniami (horizont s *Laevicardium* sp. a lithotamniami).

19. V piesčitých numulitových vápencoch až pieskovcoch sú hojné veľké druhy lamellibranchiát z čeľade *Veneridae*, *Pecten subtripartitus* Archiac, *Pecten div.* sp. a *Ostrea* sp. (horizont numulito-pekténový).

Lokalita Kúpele — chaty (cigánsky tábor v práci D. Andrusova)

20. Vo vrchnej časti odkryvu tesne pri hradskej sú voľne uložené, vetraním vypreparované schránky drobnej makrofauny s prevládajúcimi druhmi: *Beguina taegeri* Szöts, *Arca cossmani* Oppenheim, *Trinacria morensis* Szöts, *Cerithium div.* sp., *Ampullina* sp., koralmi, numulitmi a alveolinami (koralový horizont).

21. Smerom do podložia pokračuje odkryv lumachelou navetraných schránok v piesčitých slieňoch s druhovo totožnou, avšak zriedkavejšou makrofaunou (koralový horizont).

22. Tvrdé, hrdzavohnedé pieskovce s rastlinným detritom a faunou, pozostávajúcou prevažne z lastúrnikov (*Arca cossmani* Oppenheim, *Laevicardium* cf. *gratum* (Defrance), *Libitina parisiensis* (Deshayes), (horizont s *Laevicardium*).

23. Hornina podobná predchádzajúcemu horizontu, obohatená prítomnosťou hojných lithotamnií (horizont s *Laevicardium* sp. sa niekedy laterálne zastupuje s horizontom s lithotamniami).

24. Veľmi tvrdé kompaktné pieskovce so silnoškrupinovitými lastúrnikmi a lithotamniami (horizont s *Laevicardium* sp.).

25. Strednozrnné žltohnedé pieskovce s vtrúsenými mikrokonglomerátmi s lumachelovitou makrofaunou, v ktorej prevládajú zástupcovia druhu *Beguina taegeri* Szöts a *Ampullina* sp. (horizont s *Laevicardium* sp.)

26. Jemnozrnný pieskovec s položkami mikrokonglomerátov a vzácnou faunou (*Beguina taegeri* Szöts, *Odostomia* sp., *numuliti* a i.), (horizont s *Laevicardium* sp.).

27. Žltohnedé vápnité sliene s deformovanou faunou, ktorú len na základe superpozície možno zaradiť do horizontu s *Laevicardium* sp.

28. Organogénny piesčitý vápenec, vystupujúci asi 5 m vyššie od predchádzajúceho súvrstvia na opačnej strane jarku s numulitmi, pekténmi a hruboškrupinovitými lastúrnikmi (horizont numulito-pekténový).

Na študovaných lokalitách bolo zistených 66 druhov mäkkýšov s rôznou taxonomickou presnosťou (zoznam druhov pozri tab. 1). Z toho 17 druhov identifikoval D. Andrusov (1953) a 46 druhov je dosiaľ neznámych. Makrofauna je zachovaná prevažne ako jadrá, ktoré z tvrdej horniny ťažko vypreparovať. Zástupcovia rodu *Neritina* sp. majú dobre zachovanú farebnú ozdobu. Schránky sú často fosilizované pyritom, inokedy prekryštalizované (*Cerithium*). Mnoho fosílií je postihnutých druhotnými tlakovými deformáciami. Okrem mäkkýšov sa v asociácii zachovali šupiny rýb, veľmi vzácne machovky, ostne ježoviek, veľké foraminifery a inkrustujúce riasy z okruhu rodu *Lithotamnion Philippi*. Úlohou tejto štúdie je podať makropaleontologickú charakteristiku lokalít vo vzťahu ku geológii širšieho okolia, a preto taxonomické problémy jednotlivých druhov spoločenstva budú podané až po celkovom ukončení vrtných prác a skompletizovaní materiálu.

Biostratigrafická korelácia vrtov s podobnými uloženinami okolitých panví

D. Andrusov (1950, 1953) zaraďuje študované povrchové lokality s makrofaunou, numulitmi a koralmi z piesčitých slieňov a numulitových vápencov spolu s flyšovými slienito-pieskovcovými nadložnými vrstvami bez fosílií a bazálnymi zlepencami až dolomitickými brekciami do komplexu eocénneho súvrstvia bez presnejšieho začlenenia. Uvedené súvrstvia sa môžu laterálne zastupovať. V súlade s vekom numulitov určuje faune vekový diapazón vrchný lutét-priabón.

Podrobné geologické výskumy doplnené vrtným materiálom preukázali v podstate tie isté litologické fácie. Faunonosné pieskovce, ílovce až slieňovce, zaraďujú autori P. Gross—O. Franko (1966) do tzv. okrajovej litofácie, ktorá sa nedá vekove odlíšiť od numulitových vápencov vrchného lutétu.

Tabuľka 2

Korelácia makrofaunistických horizontov jednotlivých lokalít

	Vrt NB-	Vrt Š2-NB	Kalvária	Kúpele – Chaty
A	numulito-pektenový stenohalínny	-o-	-o-	-o-
B	h. s Clupea sp. morský	-o-	-o-	-o-
C	melanopsidový brakický	melanopsidový brakický	-o-	-o-
D	h. s netypickou faunou euryhalínny	h. s netypickou faunou euryhalínny	h. s netypickou faunou euryhalínny 11 12	-o-
E	koralový, netypicky vyvinutý stenohalínny	koralový stenohalínny	koralový stenohalínny 13 14 15	koralový stenohalínny 20 21
F	alveolinový	-o-	h. s Laevicardium a lithotamniami stenohalínny 16 17 18	h. s Laevicardium a lithotamniami stenohalínny 22, 23, 24, 25, 26, 27
G	h. s Laevicardium lithotamniami stenohalínny			
A	-o-	-o-	numilito-pektenový stenohalínny 19	numulito-pektenový stenohalínny 28

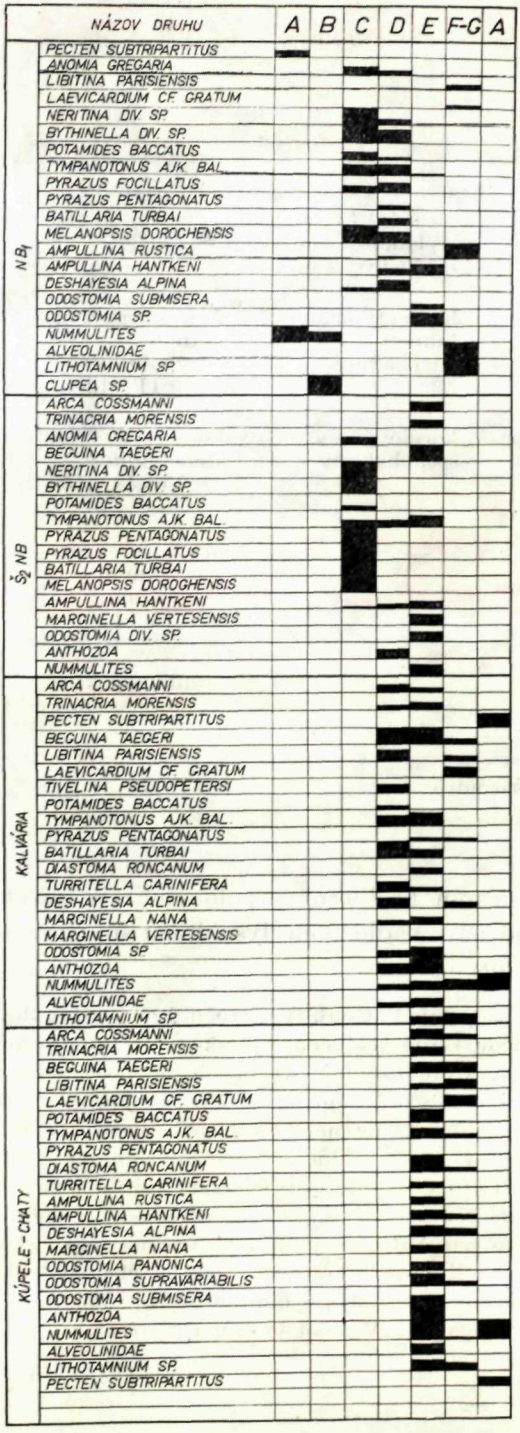
A — C označenie horizontov
1 — 28 čísla odkryvov

V súvrství, analogickom fosiliferným polohám tzv. prechodného piesčitého súvrstvia, bola nájdená v nadložnom flyšoidnom súvrství mikrofauna spodnej časti vrchného eocénu.

V širšom okolí Bojníc opisuje V. Čechovič (1950, 1959) z Handlovskej panvy v nadloží dolomitických zlepencov tvrdé bridličnaté pieskovce s numulitmi a úlomkami bližšie neurčenej makrofauny, ktoré zaraďuje do bazálneho eocénneho súvrstvia rovnakého veku (vrchný lutét) ako piesčité faunonosné sliene od Bojníc. Bez presného určenia makrofauny nie je táto možnosť overená. Z nadložných piesčito-slienitých („flyšoidných") vrstiev z okolia Rázstočna opisuje bridlice s odtlačkami šupín rodu *Clupea* a úlomky neurčiteľnej makrofauny. Tieto vrstvy ležia priamo na bazálnej fácii a netvoria význačný stratigrafický horizont. Na bojnických lokalitách neboli podobné uloženiny nájdené. Výskyt rodu *Clupea* vo vrte NB-1 nie je sám osebe smerodajný, lebo nie je viazaný ani na stratigrafické ani na litologické obzory. Ďalším členom paleogénneho súvrstvia, opísaného V. Čechovičom, sú vrstvy s numulitmi (5) a makrofaunou, taktiež doteraz paleontologicky nespracovanou. (V práci sa cituje *Natica* (Ampullina) sp., *Ostrea* sp.,

Tabuľka 3

Kvantitatívne zastúpenie typických druhov v horizontoch



Cerithium cf. calcaratum, *Pecten* sp., *Pecten cf. biarritzensis* (d'Archiac). Ojedinelé nálezy makrofauny nemôžu dať ucelený obraz o pôvodnej bioasociácii, a preto korelácia s týmto územím zatiaľ nie je možná.

Porovnaním bojnickej asociácie s makrofaunou tzv. budínskeho vývinu paleogénu (D. Andrusov 1965), z okolia Štúrova dôjdeme k týmto záverom: z celkového počtu 66 určených rodov a druhov mäkkýšov možno 46 zástupcov stotožniť alebo aspoň prirovnať k druhom, vyskytujúcim sa na tomto území v lutéte (pozri tab. 4). Bojnická asociácia sa líši iba menším počtom nájdených druhov, a hlavne horším stupňom ich zachovanosti, čo je spôsobené litologickým podkladom. K tým istým záverom prídeme aj pri porovnávaní asociácie so spoločenstvom eocénu dorog-tokodskej panvy, Bakonského a Vertéšskeho pohoria v Maďarsku. E. Szöts (1954) opisuje zo spodného eocénu okolia Gántu spoločenstvo druhov analogické našej asociácii. V priebehu výskumu veľkých foraminifér bolo toto súvrstvie (litologicky i paleontologicky veľmi pestré) zaradené do stredného eocénu (lutétu), (G. Kopek, T. Kecskeméti E. Dudich 1965). Medzi najhojnejšie druhy vyskytujúce sa hojne aj na našom území patria: *Bythinella* sp., *Odostomia div.* sp., *Melanopsis doroghensis* Oppenheim, *Deshayesia alpina* (d'Orb.), *Cantharus brongniarti* (d'Orb.), *Marginella nana* Zittel, *Trinacria morensis* Szöts, *Beguina taegeri* Szöts a i. Podobné súvrstvie z oblasti Dorog-Tokodu zaraďuje A. Kecskemétiné-Körmendy (1959) takisto do lutétu. S faunou paleogénnych uložení Transylvánie (N. Mészáros 1957) neboli nájdené žiadne styčné body.

Medzi faunistickými prvkami sa nevyskytuje druh s dôležitejšou stratigrafickou hodnotou, preto ich vekové zaradenie je možné na základe nepriamej korelácie iba v horizontoch, kde sa vyskytujú stratigraficky citlivé veľké foraminifery. Asociácia mäkkýšov týchto lokalít bola rozdelená do horizontov vymedzených v zmysle faciálno-ekologickom podľa toho, ako sa v priebehu súvrstvia striedajú prostredia s brakickou alebo morskou faunou. Z celkového hodnotenia spoločenstiev vyplýva, že nájdená makrofauna tvorila tanatocenózu v prostredí s kolísavým percentom salinity, ktorá sa vyvíjala počas celého lutétu. Výlučne ypreských druhov bolo identifikovaných len veľmi málo a aj to len pomocou otvorenej nomenklatúry, napr. *Libitina* cf. *parisiensis* (Deshayes), *Phacoides cf. nana* (Taeger). Aj z priabónu poznáme len druh *Arca cossmani* Oppenheim, určený D. Andrusovom. Prevažná väčšina druhov pochádza zo spodného a stredného eocénu, najmä však z lutétu. Priabónsky vek na základe rozboru mäkkýšovej fauny, predpokladaný D. Andrusovom (1953), vylučujem.

Na základe uvedených poznatkov územie okolia Bojníc tvorí najsevernejšie položený výbežok epikontinentálneho mora, kde sa zachovala fauna lutétskeho veku, analogická s panónskym vývinom paleogénu.

Tabuľka 4

Regionálne a stratigrafické rozšírenie niektorých druhov

	Sev. Slovensko	Juž. Slovensko	Dorog - Tokod	Bakoňské pohorie	Vertéšske pohorie	Transylvánia	Istria	Dalmácia	Raktsko	Sev. Taliansko	Parížska panva	akvitánska panva	Záp. Alpy		Ypres	Lutét			Lutét	Priabon	Oligocén
																spodný	stredný	vrchný			
1										+								+		+	
2		+			+										+				+		
3	+					+		+		+		+	+						+	+	
4		+	+		+										+				+		
5		+		+							+				+						
6		+	+		+														+		
7		+	+												+						
8				+															+		
9									+	+	+				+				+	+	
10											+								+		
11		+			+										+	+			+		
12		+		+															+		
13		+			+														+		
14					+														+		
15	+			+		+				+	+				+				+		
16				+	+										+				+		
17				+				+		+					+				+		
18	+							+		+		+						+	+		
19						+	+	+		+	+		+					+	+	+	+
20	+			+			+								+			+	+		
21	+	+	+		+		+	+	+	+			+			+	+		+	+	
22			+	+				+		+									+	+	
23		+	+		+										+	+	+		+		
24				+											+				+		
25		+	+	+				+		+	+					+			+	+	+
26										+	+	+	+		+				+	+	+
27		+			+														+		
28	+	+	+		+										+	+	+				

	Sev. Slovensko	Juž. Slovensko	Dorog - Tokod	Bakoňské pohorie	Vertéšske pohorie	Transylvánia	Istria	Dalmácia	Rakúsko	Sev. Taliansko	Parížska panva	Akvitánska panva	Záp. Alpy		Ypres	Lutét			Lutét	Priabon	Oligocén
																spodný	stredný	vrchný			
29	+	+		+							+								+	+	
30		+		+											+						
31		+	+		+			+		+					+	+	+		+	+	
32	+		+								+								+	+	
33		+	+	+						+					+	+	+			+	
34		+	+	+						+											
35		+			+										+		+		+		
36		+			+										+				+		
37										+	+								+		
38		+			+														+		
39		+			+										+				+		
40		+			+										+				+		
41		+			+										+				+		
42		+	+		+					+					+	+	+			+	+

1. *Arca cossmanni* Oppenheim
2. *Trinacria morensis* Szöts
3. *Pecten subtripartitus* Archiac
4. *Beguina taegeri* Szöts
5. *Libitina parisiensis* (Deshayes)
6. *Phacoides haueri* (Zittel)
7. *Phacoides nana* (Taeger)
8. *Laevicardium cf. gratum* (Defrance)
9. *Callocardia nitidula* (Lamarck)
10. *Meretrix nitida* (Deshayes)
11. *Tivelina pseudopetersi* (Taeger)
12. *Teinostoma semseyi* Papp
13. *Rissoa munieri* Szöts
14. *Strombiformis haidingeri* (Zittel)
15. *Campanile cf. parisiense* Deshayes
16. *Conocerithium hungaricum* M. Bányai
17. *Potamides baccatus* (Brongniart)
18. *Potamides vulcani* (Brongniart)
19. *Potamides cf. vivarii* (Oppenheim)
20. *Tympanotonos ajkaensis baleghi* Andrusov
21. *Tympanotonos calcaratus* (Brongniart)
22. *Pyrazus pentagonatus* (Schlotheim)
23. *Pyrazus focillatus* (De Gregorio)
24. *Batillaria turbai* Andrusov
25. *Diastoma roncana* (Brongniart)
26. *Turritella carinifera* Deshayes
27. *Mesalia elegantula* (Zittel)
28. *Melanopsis doroghensis* Oppenheim
29. *Ampullina rustica* (Deshayes)
30. *Ampullina hantkeni* Szöts
31. *Globularia incompleta* (Zittel)
32. *Deshayesia alpina* (Orbigny)
33. *Cantharus cf. brongniarti* (Orbigny)
34. *Fusus cf. polygonus* Lamarck
35. *Marginella nana* Zittel
36. *Marginella vertesensis* Szöts
37. *Cryptoconus lineolatus semistriatus* (Deshayes)
38. *Cythara vertesensis* Szöts
39. *Odostomia pannonica* Szöts
40. *Odostomia supravariabilis* Szöts
41. *Odostomia submisera* Szöts
42. *Ringicula ritae Vinassa* dde Regny

Poznámky k ekológii

Študovaná makrofauna tvorí dokonalú tanatocenózu, pravdepodobne druhotne uloženú a deformovanú v plytkom sublitorálnom mori s kolísajúcou salinitou vody. Z hĺbok neritických je známy iba druh *Ringicula ritae* Vinassa de Regny, zastúpený v asociácii v minimálnom množstve. Väčšina faunistických horizontov (pozri tab. 2) je morská, euryhalinná až stenohalinná. Medzi euryhalinné morské druhy patrí: *Tympanotonos calcaratus* (Brongniart), *Pyrazus focillatus* (de Gregorio), *Trinacria morensis* Szöts, *Globularia incompleta* (Zittel), *Odostomia supravariabilis* Szöts, *Diastoma roncanum* (Brongniart) a i. Za stenohalinné prvky možno okrem koralov považovať niektorých zástupcov rodu *Marginella*. K brakickým druhom patrí *Melanopsis doroghensis* Oppenheim, *Brachydontes* sp., *Anomia gregaria* Bayan, *Bythinella* sp. a *Neritina div.* sp. Posledné dva druhy, typické pre endemické spoločenstvo, predstavujú pravdepodobne nové druhy.

Na základe ekologických dát bolo vymedzených 7 horizontov, pričom horizonty vo vrtoch sú charakterizované nedostatkom stenohalinných druhov (koralov) a predstavujú prostredie viac-menej brakické a morské euryhalinné, zatiaľ čo povrchové lokality obsahujú živočíšne spoločenstvo plytkého teplého mora, prevzdušneného, s normálnou slanosťou, s prítomnosťou koralov, numulitov, alveolín a lokálneho výskytu lithotamnií. Spoločenstvá tvoria tanatocenózu, ale výrazné zmiešanie fauny z rôznych batymetrických pásiem nebolo zistené.

Záver

Makrofauna z vrtov NB-1 a Š2-NB, ako aj z lokalít Kalvária a Kúpele-chaty na okolí Bojníc tvorí endemické spoločenstvá sublitorálneho mora s výkyvmi slanosti. Najpočetnejšie druhy v spoločenstve sú euryhalinné bez stratigrafickej hodnoty, ktorých stratigrafická amplitúda sa pohybuje v rozmedzí celého lutétu; výrazne brakické druhy pochádzajú však aj z ypresu. Koreláciou všetkých druhov spoločenstva so susednými náleziskami makrofauny na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku bol určený lutétsky vek všetkých makrofaunistických horizontov a dokázaná príbuznosť s faunou epikontinentálneho vývinu paleogénu strednej Európy.

Lektoroval: Doc. Dr. J. Tejkal, CSc.

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Alloiteau J., 1949: Koraly eocénu od bojnických kúpeľov na Slovensku. — Práce ŠGÚ 24, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1950: Geologická stavba okolia bojnických kúpeľov. — Geologický zborník SAV 1/2-3-4, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. — Geologický zborník SAV IV/1—2, Bratislava. — [4] Bartha F.—Kecskeméténé Körmendy A., 1963: Biostratigráfiai vizsgálatok a Dorogi — medence eocén korú moluszkumos képződményein. — Földatni közlöny, 93/4, Budapest. — [5] Bieda F., 1959: O faune veľkých foraminifér vrchného eocénu Slovenska. — Geol. práce, zoš. 53, Bratislava. — [6] Brongniart A., 1823: Mémoires sur les terrains de sédiment supérieurs calcaréotrappéens du Vicentin, Paris. — [7] Cizancourt M., 1948: Nummulitidae a Orbitolidae eocénu od bojnických kúpeľov na Slovensku. — Práce ŠGÚ 17, Bratislava. — [8] Cossmann M.—Pissarro G., 1904—1913: Iconographie complete des fossiles de l'Éocene des environs de Paris I-II, Paris. — [9] Cossmann M., 1886—1913: Catalogue de l'Éocene des environs de Paris. Soc. Mal. Belg. XXI—XXIV, XXVIII, XXXVI, XLI, XLIX, Bruxelles. — [10] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. — Geol. práce, zoš. 53, Bratislava. — [11] Deshayes G. P., 1856—1866: Description des animaux sans vertebres decouverts dans le bassin de Paris. I, II, III. Atl. I, II, Paris. — [12] Deshayes G. P., 1824—1837: Description des coquilles fossiles des environs de Paris. I, II. Atl. I, II, Paris. — [13] Gross P.—Franko O.—Samuel O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [14] Hantken M., 1875: Neue Daten zur geologischen und palaeontologischen Kenntnis des südlichen Bakony. — Mitth. a d. Jahrb. d. k. u geol. anst. III. — [15] Kecskeméténé K. A., 1959: A Tokodi Erzsébet — akna és a csolnoki vi — os akna eocén rétegeinek őslény-tani vizsgálata. Am. áll. földtani intézet évi jelentése az 1959. Évről, Budapest. — [16] Kecskeméténé K. A., 1964: A Dorog környéki eocén biofácies — vizsgálata. Am. áll. földtani intézet évi jelentése az 1964 Évről, Budapest. — [17] Kopek G.—Kecskeméti T.—Dudich E., 1965: Stratigraphische Probleme des Eozäns im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. — Acta Geologica Hung., IX, Budapest. — [18] Mészáros N., 1960: Stratigraphie und Molluskenfauna der Eozänablagerungen von Porcesti (Kreis Sibiu-Hermannstadt, Rumänien". — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh. 6, Budapest. — [19] Mészáros M.—Kopek G.—Kecskeméti T., 1965: Entwurf der vergleichenden Untersuchung des siebenbürgischen und des bakonyer Eozäns. — Annales historico-naturales musei nationalis hungarici T LVXII, Budapest. — [20] Szöts E., 1943: Paläontologische Angaben zur Kenntnis der „Cerithium bakonicum-Schichten" und des Urkuter Mergels-Ann. Hist. Nat. Mus. Hung. P. Min. Geol. Pal. XXXVI, Budapest. — [21] Szőts E., 1965 L'éocene de la Hongrie , — Geologica hungarica, sér. geologica, Tom 9, p. I—320, tab. I—XXII, Budapest. [22] Szöts E., 1953: Magyarország eocén puhatestin. — Geologica Hungarica, ser. palaeontologica, fasc. 22, Budapest. — [23] Vaňová M., 1968 Veľké foraminifery z povrchových odkryvov a vrtov zo širšieho okolia Bojníc. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — 24] Zittel K., 1862: Die obere Nummulitenformation in Ungarn. Sitzber. Akad. Wiss. XLVI, VI—X, p. 353—395, tab. I—III, Wien.

J. PAPŠOVÁ

NEW FINDS OF FAUNA IN PALAEOGENE NEAR BOJNICE SPA

Abstract. The authoress give the results of her study on Molluscan assemblages found in the profiles of bore-holes NB_1 and $Š_2NB$, and in surficial localities Kalvária and Kúpele-chaty near Bojnice. On these localities 66 Molluscan species were found, with different taxonomic value, 17 of them having already been identified by D. Andrusov (1953) and 46 having been unknown till the present.

On the basis of palaeontological analysis of the assemblages, seven faunistic horizons were vertically distinguished in ecologico-facial sense. Biostratigraphical analysis showed (in agreement with the age of small and larger foraminifers) the stratigraphical diapason of Upper Lutetian-Priabonian.

The authoress made comparative study with the surrounding Palaeogene deposits. By a comparison of Bojnice assemblage with macrofauna of the so-called Budín (epicontinental) Palaeogene facies of Danube lowlands (D. Andrusov, 1965), 46 Molluscan genera and species of the total 66 might have been identified or compared with species occurring in this area in Upper Lutetian.

The Bojnice assemblage characterizes the northernmost protrusion of Upper-Lutetian epicontinental sea.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

56.07 : 581.33 (118 : 437.64)

EVA PLANDEROVÁ—PAULÍNA SNOPKOVÁ

MIKROPALEOBOTANICKÝ VÝSKUM TERCIÉRU BOJNICKO-NOVÁCKEJ OBLASTI

Úvod

Palynologické spracovanie terciérnych sedimentov z bojnicko-nováckej oblasti sa robilo v súvislosti so základným hydrogeologickým výskumom termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Cieľom mikropaleobotanického výskumu terciéru tejto oblasti bolo jednak podať vyhodnotenie sporomorf z vrtov z oblasti, ktorá ešte nebola palynologicky spracovaná, a jednak podať závery paleoekologické a stratigrafické.

Práca je rozvrhnutá do dvoch častí — na časť o palynologickom vyhodnotení vzoriek a na časť ekologickú a systematickú.

Metodika práce

Zo študovaných vrtov sme spracovali asi 200 vzoriek z ktorých bolo 86 bohatých na sporomorfy. Mnohé boli silne korodované, lebo paleogénne flyšové horniny, aké sa prevažne vyskytujú v skúmaných vrtoch, sedimentovali v nekľudnom prostredí. V paleogénnych sedimentoch sme vzorky brali prevažne z piesčitých vápnitých ílovcov.

Vzorky (hlavne paleogénne) sme spracovali dvojakou metódou. V obidvoch prípadoch sme použili na maceráciu kyselinu soľnú (HCl) a kyselinu fluorovodíkovú (HF). V prvom prípade sme vzorky macerovali v HCl dovtedy, kým sme z nich neodstránili všetok vápnik. Potom sme ich macerovali kyselinou fluorovodíkovou za tepla a na oddelenie organickej zložky od anorganickej sme použili ťažkú kvapalinu KJ + CdJ_2 o špecifickej váhe 2,0—2,3 (V. P. Petelin—A. V. Fotiejev 1952). Ak boli vzorky veľmi znečistené, použili sme ešte acetolýzu podľa G. Erdtmanna (1952). V druhom prípade sme vzorky macerovali za studena v HCl asi 2—4 dni. Po vysušení sme ich macerovali v HF taktiež za studena a oxidovali Schultzovým roztokom. Macerácia za studena je pre flyšové sedimenty oveľa výhodnejšia, pretože touto metódou sme získali väčšie množstvo organického materiálu. Nevýhodou tejto metódy je, že je zdĺhavejšia.

Pri určovaní a systematickom zaradení sporomorf sme sa pridržiavali umelého morfologického systému P. W. Thomsona, H. Pfluga (1953), W. Krutzscha (1959, 1962,

1963, 1967), E. D. Zaklinskej (1963). Pokiaľ sme mali porovnávací materiál, použili sme prirodzený systém. Preparáty a celá dokumentácia je uložená v palynologickom laboratóriu GÚDŠ v Bratislave.

Stručné geologické pomery bojnicko-nováckej oblasti

Geológiou paleogénu bojnickej oblasti sa v posledných rokoch zaoberali O. Franko a P. Gross (1964), O. Samuel (1964, 1968) a O. Franko, P. Gross a O. Samuel (1969), podľa ktorých uvádzame základné litofaciálne rozdelenie paleogénu.

a) Bazálna transgresívna litofácia leží na druhohornom podloží transgresívne a je tu najrozšírenejšia. Tvoria ju brekcie, konglomeráty, pieskovce a numulitové vápence. Na základe malých (O. Samuel 1964, 1968) a veľkých (M. Vaňová 1963, 1968) foraminifér zodpovedá vrchnému lutétu až spodnému priabónu.

b) Okrajová litofácia (marginálna) zložená predovšetkým z brekcií, pieskovcov a ílovcov. Stratigraficky zodpovedá vrchnému lutétu i spodnému priabónu.

c) Ílovcové súvrstvie sa skladá z ílovcov, slienitých ílovcov a slieňov. Na základe biostratigrafických výsledkov zodpovedá vrchnému lutétu — spodnému priabónu.

d) Flyšové súvrstvie tvorí najvyššiu časť centrálnokarpatského paleogénu bojnickej oblasti. Je charakteristické pravidelným alebo menej pravidelným striedaním pieskovcov s ílovcami. Mikrobiostratigraficky zodpovedá vrchnej časti vrchného priabónu až spodnému oligocénu.

V neogéne nováckej oblasti vystupujú litologicky dva rozdielne komplexy hornín.

Burdigal: Sedimenty tvoria tmavosivé sliene, miestami piesčitý šlír.

Vrchný tortón — sp. sarmat: Litologicky ide o andezitové tufity a andezitové zlepence, tufitické íly prechádzajúce z tmavosivých, hnedých až čiernych ílov do uhoľného sloja (produktívne vrstvy) a nad nimi slienité íly až íly (nadložné íly).

Palynologické vyhodnotenie

Palynologicky sme spracovali vzorky zo štyroch štruktúrnych vrtov (NB-1, NB-2, NB-3, Š1-NB; pozri tab. 2), v ktorých sú zastúpené všetky litologické fácie, ako sme ich vyššie uviedli. Treba pripomenúť, že vzorky z vrtu NB-3 boli prevažne sterilné. Pre lepšiu prehľadnosť a získanie obrazu o ubúdaní starších

a pribúdaní mladších rastlinných prvkov budeme opisovať sporomorfy podľa jednotlivých litofácií.

a) Bazálna transgresívna litofácia. Z nej sme vyhodnotili vzorky z vrtov Š1-NB (1193,70—1189,70 m) a NB-2 (1047,00—957,00 m), s pomerne bohatým spoločenstvom sporomorf, ktoré sa vyskytujú bežne v paleogéne, napr. čeľaď *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites haardti* R. Pot.), *Laevigatosporites discordatus* Pf.), *Gleicheniaceae* (*Concavisporites acutus* Pf., (*Selaginellaceae* (*Echinatisporites*) atď. Nachádzame tu aj stratigraficky významné spóry, ako napr. *Trilites solidus* (R. Pot. Th. et Pf., *Punctatisporites cf. luteticus Krutzsch*, *Verrucingulatisporites verrucatus* Krutzsch. W. Krutzsch (1959) tieto spóry uvádza len zo stredného eocénu (lutétu).

Ihličnaté rastliny sú v týchto metroch zastúpené borovicami (*Pinus typ Haploxylon*, *Pinus typ Diploxylon*), rodom *Podocarpus*, čeľaďou *Taxodiaceae* a rodom *Taxodium* (*Inaperturopollenites dubius* R. Pot., a *I. hiatus* R. Pot.). Spomínané čeľade a rody nemajú stratigrafický význam, charakterizujú nám však ekologické pomery.

Z krytosemenných rastlín sú hojné palmy, pravdepodobne rodu *Phönix* (*Monocolpopollenites tranquilus* R. Pot.), malé trojuholníkovité peľové zrná, pravdepodobne rodu *Engelhardtia* (*Triatriopollenites coryphseus subsp. microcoraphaeus* R. Pot.). Tricolporátne peľové zrná charakterizuje druh *Tricolporopollenites cingulum subs. fusus* R. Pot., ktorého masový výskyt uvádza P. W. Thomson—H. Pflug (1953) zo stredného eocénu v Nemecku. Ďalším stratigraficky dôležitým druhom v tomto súvrství je *Subtriporopollenites cf. constans* R. Pot., rozšírený hlavne v spodnom a strednom eocéne. Okrem týchto peľových zŕn ojedinele sme našli aj peľové zrná zo skupiny *Normapolles*, ktoré charakterizujú prevažne dan — paleocénne až spodnoeocénne sedimenty (E. D. Zaklinskaja 1963). Z nich sú to rody *Sporopollis*, *Oculopollis* a *cf. Anacolisidites*. Keďže sa s nimi stretávame aj v nadložných súvrstviach, predpokladáme, že sú preplavené.

Hojný je tu aj výskyt planktónnych organizmov zo skupiny *Dinoflagelata*. Výskyt tejto skupiny, ako aj *Hystrichosfér* veľmi dobre indikuje slanosť prostredia.

Z uvedeného vyplýva, že vo vrtoch sa vyskytujú strednoeocénne i vrchnoeocénne sporomorfy, na základe ktorých zaraďujeme bazálnu transgresívnu litofáciu do stredného až vrchného eocénu, čo je v súlade s určením foraminifér O. Samuela (1964, 1968) a M. Vaňovej (1963, 1968).

b) Okrajová (marginálna) litofácia tvorí najvrchnejšiu časť bazálneho súvrstvia. Prejavuje sa zjemňovaním materiálu až do ílovcov. Nepozorujeme tu podstatnejšie rozdiely v zložení sporomorf od bazálneho súvrstvia. Ojedinele sa vyskytujú preplavené peľové zrná zo skupiny *Normapolles* (rod *Oculopollis*). V hĺbke 822,50 m sú bohato zastúpené *Dinoflagellata* a *Hystrichosphaeridae*.

Oproti bazálnemu súvrstviu pozorujeme tu len percentuálny pokles strednoeocénnych rastlinných prvkov. Keďže peľové spektrum v opisovanej litofácii má takmer rovnaké zloženie ako v bazálnej litofácii považujeme obidve vekove viac-menej za synchrónne.

c) Ílovcovú litofáciu sme študovali a kvantitatívne vyhodnotili vo vzorkách vrtov NB-2 (674,70 m), NB-1 (444—447 m) a Š1-NB (830—832,60m). Peľové spektrá nejavia veľké kvantitatívne rozdiely oproti predchádzajúcim litofáciám. Takmer vo všetkých badať pokles strednoeocénnych rastlinných prvkov, niekde až vymiznutie. Ojedinele sa však vyskytujú rastlinné prvky *Polypodiaceoisporites cf. obuncus* Krutzsch. *Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus* R. Pot., *Leiotriletes microadriennis* Krutzsch, *Subtriporopollenites cf. constans* R. Pot.; prevahu však majú vrchnoeocénne peľové zrná a spóry (*Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot., *Leiotriletes adriennis* Krutzsch, rod *Lygodium* (*Trilites cf. multivallatus* Pflug 1953), *Tricolpopollenites liblarensis* Thomson, *Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus* R. Pot.) a pod.

Z ekologického hľadiska javí toto súvrstvie rozdiely vo vlhkosti. Tak vo vrte NB-2 (674,40 m) sa hojnejšie vyskytujú rastlinné prvky s nárokmi na vlhšie prostredie. Sú to predovšetkým peľové zrná z čeľade *Taxodiaceae*, rod *Taxodium*, *Lycopodium* a hubovité zvyšky (*Brachyosporium*). Na druhej strane percentuálne zastúpenie ostatných spór papraďorastov sa znižuje (zjavne to pozorujeme vo vrte Š1-NB) a stúpa percento ihličnatých rastlín z čeľade *Taxodiaceae*. K boroviciam *Pinus typ Haploxylon* a *Pinus typ Diploxylon* sa družia rody *cf. Cedrus* a *cf. Efedra*. Pokles spór papraďorastov, ako aj vyššie percentuálne zastúpenie peľových zŕn ihličnatých rastlín vyplýva pravdepodobne zo zmenených ekologických podmienok počas sedimentácie skúmaných vrstiev. Išlo asi o zmenu konfigurácie terénu. Poukazuje na to aj hojný výskyt čeľade *Cupuliferae*, *cf. Leguminosae* a rodu *Castanea* (*Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Tricolpopollenites liblarensis* Thoms.), ktorých zástupcovia dnes rastú na vyššie položených miestach. Ostatné zastúpenie sporomorf je podobné ako v spodnejších vrstvách.

Peľové spektrum z ílovcového súvrstvia v porovnaní s peľovými spektrami spodnejších vrstiev poukazuje na vrchnoeocénny vek skúmanej litofácie. Usudzujeme tak na základe bohatšieho výskytu vrchnoeocénnych a poklesu spodno- až strednoeocénnych peľových zŕn a spór.

c) Flyšové súvrstvie tvorí najvrchnejšiu časť paleogénu bojnickej oblasti. Peľové spektrum tohto súvrstvia sme získali z vrtov NB-2 (od 496,10—375,50 m), NB-1 (od 325,00—47,00 m) Š1-NB (od 739,90 — 520,70 m). Vzorky boli dosť bohaté na sporomorfy. V porovnaní s ílovcovou litofáciou vzrastá percentuálne zastúpenie spór z čeľade *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites haardti* R. Pot., *Laevigatosporites discordatus* R. Pot.), ktoré sa v spodných

súvrstviach vyskytujú len ojedinele. Vo vrte NB-2 v hĺbke 427,90 m sa hojne vyskytuje hladká spóra rodu *Lygodium* (*Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaximus* Th. et Pf.), ktorá je rozšírená vo vrchnoeocénnych — oligocénnych, ba až spodnomiocénnych sedimentoch. K uvedeným druhom pristupujú v porovnaní so spodnými súvrstviami vo väčšom množstve spóry rodu *Triplanosporites*, *T. sinomaxoides* Krutzsch, *T. microsinouosus* R. Pot. a *T. sinuosus* R. Pot., ako aj rody *Osmunda* (*Rugulatisporites quintus* Pf. et Th.), *Alnus*, *Carya*, *Tsuga cf. canadensis typ Rudolph* a *cf. Picea*. Spomínané rody sú bohato zastúpené hlavne v oligocénnych peľových spektrách. Sporomorfy typické pre vrchnoeocénne sedimenty ostávajú v porovnaní s ílovcovou litofáciou skoro v nezmenenom stave. Napr. spóra *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. je hojná. Bohato sú zastúpené aj peľové zrná paliem (*Monocolpopollenites areolatus* R. Pot.), tricolpátne a tricolporátne pely (*Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot., *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. a pod.). V zastúpení peľových zŕn ihličnatých rastlín pozorujeme vo vrte NB-2 a Š1-NB percentuálny pokles krídlatých peľových zŕn z čeľade *Abietaceae* a vzrast peľov rodu *Taxodium* a čeľade *Taxodiaceae*. Naproti tomu vo vrte NB-1 sú hojne zastúpené hlavne peľové zrná čeľade *Abietaceae* (borovice), čo poukazuje na zmenené ekologické pomery. Takmer vo všetkých litofáciách z bojnickej oblasti sme našli veľa preplavených sporomorf z kriedy (skupina *Normapolles* i zo starších mezozoických útvarov *(Pityosporites)*. Bohato zastúpené sú tu aj *Dinoflagelata* a *Hystrichosphaeridae*. Zo skupiny *Dinoflagelata* sme určili len druh *Dephladrea cf. phosforitica* Eisenack, ktorý charakterizuje oligocénne sedimenty (vrt NB-1).

Vo flyšovej litofácii pribúdajú, ako sme už pri celkovom hodnotení spomenuli, arktoterciérne rastlinné prvky (*Carya*, *Alnus*, *Castaneae*, *Tsuga*, *Picea* a pod.). Nedosahujú však prevahu nad vrchnoeocénnymi rastlinnými prvkami, preto ich zaraďujeme do vrchného eocénu až spodného oligocénu.

Burdigal je zachytený vrtom NB-2 v hĺbke 136—178,50 m. Charakter peľového spektra je určený vysokým zastúpením spór výtrusných. Oveľa chudobnejšie sú zastúpené ihličnaté a krytosemenné.

Hojné sú spóry čeľade *Polypodiaceae*. Bohato sa vyskytuje rod *Concavisporites*, o ktorom predpokladáme, že je preplavený, a rod *Lygodium*. Veľmi hojne sú rozšírené najmä v úseku 141,30 m a 164 m.

Z ihličnatých sú bohato zastúpené najmä *Abietaceae*, a to *Pinus typ Haploxylon*. *Taxodiaceae* sú zastúpené len veľmi nízkym percentom. Z krytosemenných dominuje rod *Engelhardtia*. V hĺbke 147 m sa vyskytuje vyšším percentom *Alnus*. Ostatné krytosemenné nie sú vo vzorkách zastúpené konštantne. Pre posúdenie klímy sú význačné *Sapotaceae*, ktoré sa v niektorých vzorkách podieľajú dosť vysokým percentom. Celkový obraz peľového spektra má ráz subtropický so zvyškami tropických rastlinných prvkov.

Pri podrobnejšej charakteristike jednotlivých vzoriek sme zistili nasledovné peľové spektrá.

Vzorka z hĺbky 138,30 m je bohatá na spóry z čeľade *Cyatheaceae*, menej na rod *Lygodium*. Ostatné výtrusné tu neboli zastúpené. Z ihličnatých prevládajú *Abietaceae*. Z krytosemenných sú zastúpené rody *Engelhardtia, Tilia, Rhus, Sapotaceae, Nyssaceae*. Pomerne hojný je aj morský planktón.

V hĺbke 141,30 m z výtrusných sú vysokým percentom zastúpené *Polypodiaceae, Cingulatisporites, Reticulatisporites, Concavisporites, Taxodiaceae* a *Lygodium*. Veľmi hojné sú tu tropické spóry. Z ihličnatých tak ako v predchádzajúcej vzorke sa vyskytujú len *Abietaceae*. Z krytosemenných je hojná *Carya, Engelhardtia*, trikolpátne pely a *Sapotaceae*.

Zloženie peľov v hĺbke 143,70 m je trošku odlišné. Výtrusné sú zastúpené chudobnejšie. Najhojnejšie sú *Cingulatisporites*. Z tropických papradí pomerne vysoké percento dosahuje rod *Lygodium*. Krytosemenné sa v tejto vzorke temer nevyskytli.

V hĺbke 147,00 m badať podstatné ochudobnenie výtrusných. Vyskytujú sa len *Polypodiaceae* a rod *Lygodium*. Z krytosemenných je veľmi hojný rod *Carya, Tilia, Engelhardtia*. *Sapotaceae* sa tu nevyskytujú.

Veľmi bohato sú však zastúpené v hĺbke 148,30 m hlavne *Polypodiaceae, Cingulatisporites* a rod *Lygodium*. Z krytosemenných oproti predchádzajúcej vzorke je bohatší rod *Engelhardtia* a chudobnejší rod *Carya*. Vyskytuje sa tu aj čeľaď *Taxodiaceae*.

V hĺbke 157,20 m je vzorka dosť bohatá na tropické paprade *Concavisporites* a rod *Lygodium*. Vysoké percento dosahuje rod *Platycarya*, menej rod *Engelhardtia*.

V hĺbke 164,00 m sa hojnejšie vyskytuje rod *Lygodium*. Bohatá je *Engelhardtia* a nachádzajú sa tu aj preplavené *Extratriporopollenites*. Celkove hodnotiac výsledky peľovej analýzy konštatujeme, že charakter peľového diagramu je určený hlavne výtrusnými, z ktorých vysoké percento dosahujú rastliny tropicko-subtropické. Podľa charakteru peľového diagramu usudzujeme na klímu subtropickú teplú, pričom pripúšťame, že niektoré typy sporomorf, ako niektoré druhy *Concavisporites*, mohli byť preplavené z paleogénu. Iné typy paleogénne sa však tu nevyskytli. Preplavené sú aj peľové zrná zo skupiny *Normapolles* pravdepodobne z kriedových sedimentov.

Vrchný tortón — sp. sarmat. Na palynologický výskum (neogénnych) súvrství z vrtu Š1-NB sme odobrali vzorky z úseku 90—300 m. Väčšina vzoriek bola veľmi bohatá na sporomorfy, a preto sme ich kvalitatívne aj kvantitatívne vyhodnotili. Petrograficky boli skúmané sedimenty, íly, uhoľné íly a uhlie.

Pri celkovom hodnotení peľového spektra možno konštatovať, že najhojnejšie sú zastúpené *Angiospermae*. Hlavne rod *Alnus, Pterocarya, Corylus, Carya, Ulmus, Engelhardtia, Tilia, Castaneae* a čeľaď *Nyssaceae*. Z ihličnatých sú najhojnejšie zastúpené *Taxodiaceae* umelým druhom *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot. a *Abietaceae* charakterizované borovicami *Pinus typ Haploxylon* a *Pinus typ Diploxylon*. Miestami je hojný aj rod Tsuga. Z ostatných ihličnatých sú zastúpené rody *Picea, Sequoia, Abies* a v najvrchnejších vrstvách aj *Ginkgoaceae*. Zo spór prevládajú *Polypodiaceae* a *spóry húb*. Vyskytujú sa tu však tropické spóry rodu *Lygodium*. Pomerne hojný je rod *Sphagnum*. Toto

je stručný celkový obraz rastlinných spoločenstiev v skúmanej časti vrtu. Podrobnejší rozbor peľového spektra je uvedený v tabuľke z vrtu Š1-NB.

Najvyššia skúmaná vzorka (9,5 m) bola bohatá na sporomorfy, hlavne na spóry rodu *Cingulatisporites*, čeľade *Polypodiaceae* a *Cyatheaceae*. Z ihličnatých sú približne rovnako zastúpené *Abietaceae* aj *Taxodiaceae*. Dosť vysoké percento dosahuje *Tsuga canadensis, typ Rudolph*. Z krytosemenných prevláda rod *Castanea*. Bohato sú zastúpené rody *Ulmus, Engelhardtia, Alnus, Salix*. Tieto rastlinné spoločenstvá poukazujú na klímu chladnejšiu, subtropickú bez tropických prvkov, akú predpokladáme v sarmate, prípadne na hranici tortón-sarmat.

Vo vzorke z hĺbky 101—102 m má peľové spoločenstvo približne rovnaký charakter ako v predchádzajúcej vzorke. Zo spór vysoké percento dosahujú spóry húb. Z ihličnatých hlavne *Abietaceae*, v hĺbke 107 m sa hojnejšie vyskytuje len *Pinus typ Haploxylon* a rod *Picea*. Z listnatých drevín je veľmi bohatý rod *Engelhardtia*. Hojný je tiež výskyt rodu *Tilia* a rodu *Castanea*. V hĺbke 102 m sa vyskytuje aj palma *Sabal*. V obidvoch vzorkách je hojný *Salix*. Z hľadiska ekologického vyhodnotenia tu nebadať prílišné rozšírenie vlhkomilných rodov. Bohatšie sú zastúpené mezofytné a vlhší substrát vyžadujúce typy. V teplotných nárokoch nebadať zmeny oproti podmienkam v predchádzajúcej vzorke. V hĺbke 114,00 m sa začínajú sporadicky vyskytovať tropicko-subtropické spóry rodu *Lygodium*. Najhojnejšie sú zastúpené z ihličnatých *Pinus typ Haploxylon* a z listnatých rody *Alnus, Ulmus, Juglans, Pterocarya, Tilia*, menej *Engelhardtia* a *Castanea*. Hojne sú tu zastúpené prvky arktoterciérne, ale objavujú sa aj tropické sporomorfy, čo svedčí o vyššej teplote klímy. V hĺbke 120,00 m je vzorka bohatá na tropické spóry rodu *Lygodium* a na ihličnaté čeľade *Abietaceae*. Z listnatých sú hojné pely *Pterocarya* a *Tilia*. Rod *Pterocarya* je najhojnejší v tortóne.

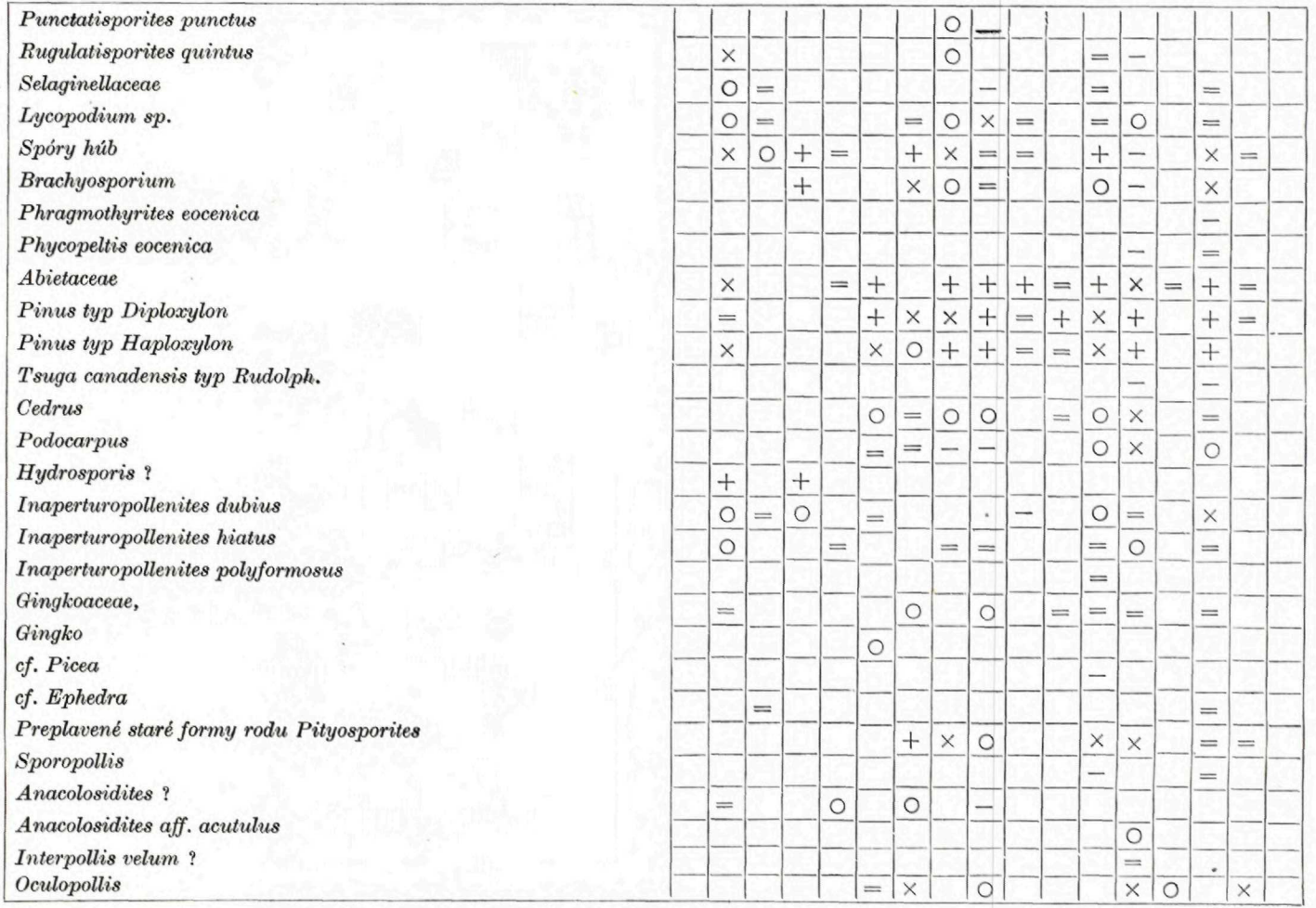
Palynologické zhodnotenie niektorých dôležitých rodov v paleogéne i neogéne vrtov NB-2 a Š1-NB

Najmarkantnejšie zmeny v zložení flóry sa javia v zastúpení tropicko-subtropických rodov, ale aj vo výskyte arktoterciérnych typov v neogéne. Zachytený je výskyt rodov *Lygodium*, *Aneimia- Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot., *Phönix- Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., rod *Sabal*, čeľade *Lauraceae* a *Sapotaceae*. Kým *Cicatricosisporites* a *Phönix* sa vyskytujú výlučne len v paleogéne, *Lauraceae*, *Sapotaceae* a *Lygodium* sú hojné aj v burdigale spomínaného vrtu. Vidno tu teda pomerne výrazné klimatické rozhranie medzi teplou subtropickou klímou a chladnejšou klímou, ale ešte vždy s tropickými rastlinnými prvkami. Vysoké zastúpenie spór húb v paleogéne, jeho pokles v neogéne svedčia o zmene substrátu. V paleogéne to bol pravdepodobne znos peľov do mora zo suchších miest okolitých kopcov. Tento stav možno predpokladať aj v burdigale, lebo percento rodu *Engelhardtia*, ktorý rastie na suchších svahoch, je dosť vysoké. Podstatne bohatšie sú zastúpené vlhkomilné rody a čeľade hlavne v paleogéne, kde majú väčšiu pestrosť v kvalitatívnom zastúpení. Oveľa bohatší je výskyt čeľade *Taxodiaceae* v paleogéne ako v burdi-

Hojnostné zastúpenie sporomorf vo vrte NB-1

Výskyt: – veľmi zriedkavý, = zriedkavý, ○ mierny, × pravidelný, + veľmi hojný

	Eocén																		
	vrchný eocén							Vrchný eocén-spodný oligocén											
hĺbka v m	595 – 600	530	444 – 447	325	275	273 – 276	212	189	112	104	103 – 106	90 – 93	63 – 65	51 – 54	47 – 48				
Laevigatosporites haardti	×	=	○	=	–	×		=			=								
Laevigatosporites discordatus						=					=								
Verrucatosporites alienus	○							○											
Polypodiaceoisporites cf. obuncus																			
Polypodiaceoisporites sp.	○		×			=													
Verrucingulatisporites verrucatus		○					○					–							
Polypodiaceoisporites cf. speciosus					×														
Leiotriletes macrocingullis	○	=																	
Leiotriletes adriennis	=		=			○	○	–	=	=	○			=						
Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaximus	○		×			○					○	○		=					
Leiotriletes dorogensis			○																
Leiotriletes sp.				=	○		–	–	=										
Leiotriletes cf. neddenoides						=													
Triplanosporites sinomaxoides							○												
Triplanosporites microsinuosus							=					–							
Triplanosporites sinuosus								=											
Lygodium sp.	○		○	=	=	×	○	=			–	=		=					
Cicatricosisporites dorogensis			○		=	○	=	×			=	–		=					
Cicatricosisporites paradorogensis				○	=									=					
Cicatricosisporites sp.				=															
Toripunctisporites cf. granuloides		=																	
Concavisporites acutus														–					


Punctatisporites punctus
Rugulatisporites quintus
Selaginellaceae
Lycopodium sp.
Spóry húb
Brachyosporium
Phragmothyrites eocenica
Phycopeltis eocenica
Abietaceae
Pinus typ Diploxylon
Pinus typ Haploxylon
Tsuga canadensis typ Rudolph.
Cedrus
Podocarpus
Hydrosporis ?
Inaperturopollenites dubius
Inaperturopollenites hiatus
Inaperturopollenites polyformosus
Gingkoaceae,
Gingko
cf. Picea
cf. Ephedra
Preplavené staré formy rodu Pityosporites
Sporopollis
Anacolosidites ?
Anacolosidites aff. acutulus
Interpollis velum ?
Oculopollis

Pokračovanie tab.

Hojnostné zastúpenie sporomorf vo vrte NB-1
Výskyt: – veľmi zriedkavý, = zriedkavý, ○ mierny, × pravidelný, + veľmi hojný

	Eocén																	
	vrchný eocén							vrchný eocén-spodný oligocén										
hĺbka v m	595 – 600	530	444 – 447	325	275	273 – 276	212	189	112	104	103 – 106	90 – 93	63 – 65	51 – 54	47 – 48	
cf. Nudopollis								–								
Extratriporopollenites							=	–								
Trudopollis												–	–			
Monocolpopollenites tranguillus					○		○	×	○	×		×	○	=	×	
Monocolpopollenites areolatus						=		○	×	○			–		–	
Triatriopollenites coryphaeus		+				○		○				+			=	
Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus				×	○	×	+	×				+	○		×	
Triatriopollenites coryphaeus subsp. punctatus						×				=						
Triatriopollenites excelsus							=									
Triatriopollenites plicatus		=						○								
Triporopollenites														–		
Tricolporopollenites pseudocruciatus												–		=		
Tricolporopollenites cingulum	+	=	×	+	○	×		○			+	×	=	+	=	
Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus		+	×		+		○				○	○		○		
Tricolporopollenites pseudocingulum						○					×			○		
Tricolporopollenites kruschi					×											

Tricolporopollenites megaexactus							×					○	−		○			
Tricolpopollenites microhenrici						○	=	×	○			○	=		○			
Tricolpopollenites liblarensis							○					○	−		○			
Tricolpopollenites asper								×	−			×						
Tricolpopollenites retiformis						×						−						
Tricolporopollenites villensis						×												
Triatriopollenites bituitus															=			
Subtriporopollenites cf. constans				×		×			−					=				
Subtriporopollenites ?		=					+					○	×		×			
Carya		×		○		×	×					=	○		=			
Pterocarya												−						
Ulmaceae						○												
Alnus		=	=		=		○					○	○		×	=		
Tilia												○						
Sapotaceae				○								○						
Lauraceae					=							−			○			
Chenopodiaceae						○												
Dinoflagellata						○	=		○	○	=	○	+	○	×			
Deflandreae cf. phosphoritica												○	×					
Deflandrea sp.								×	○		=		○	=	×			
Hystrichospaeridae		○			=		○		+	=	○	=	○		○			
Incertae sedis			=															

Pokračovanie tab.

Hojnostné zastúpenie sporomorf vo vrte NB-2

Výskyt: – veľmi zriedkavý ○ mierny
= zriedkavý × pravidelný
+ veľmi hojný

	Paleogén																Neocén							
	vrch.-stred. eocén	vrchný eocén											spod. olig. vrch. eocén				burdigal							
	hĺbka v m	1047	957	896	882	845	838	830	822	674	569	496	473	427	375	178	164	157	148	147	143	141	138
Spóry húb			=	=		=			=	=			–	○	+	○								
Laevigatosporites haardti			=			–				=	–	=	–	○		=								
Laevigatosporites discordatus												=	–	○										
Laevigatosporites neddeni																–								
Verrucatosporites alienus			–	=										○		–								
Verrucatosporites sp.																				=	+		=	
Verrucatosporites saalensis			○																					
Polypodiaceoisporites sp.																			×	=	○	+	=	
Polypodiaceoisporites obuncus				=																				
Polypodiaceoisporites sp.				=		–		=	=	=														
Verrucingulatisporites verrucatus				=								–												
Polypodiaceoisporites cf. speciosus				=								–												
Leiotriletes macrocingullis		–	=					–			–		–	○										
Leiotriletes adriennis												=												
Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaximus													○	○	–									
Leiotriletes sp.			=					–	=															
Triplanosporites sinomaxoides				=								–			–									
Triplanosporites microsinuosus												–	–	=										
Triplanosporites sinuosus												–												
Trilites solidus				○			–																	
Lygodium		–						–			–		–		=		+	○	○	–		○	=	

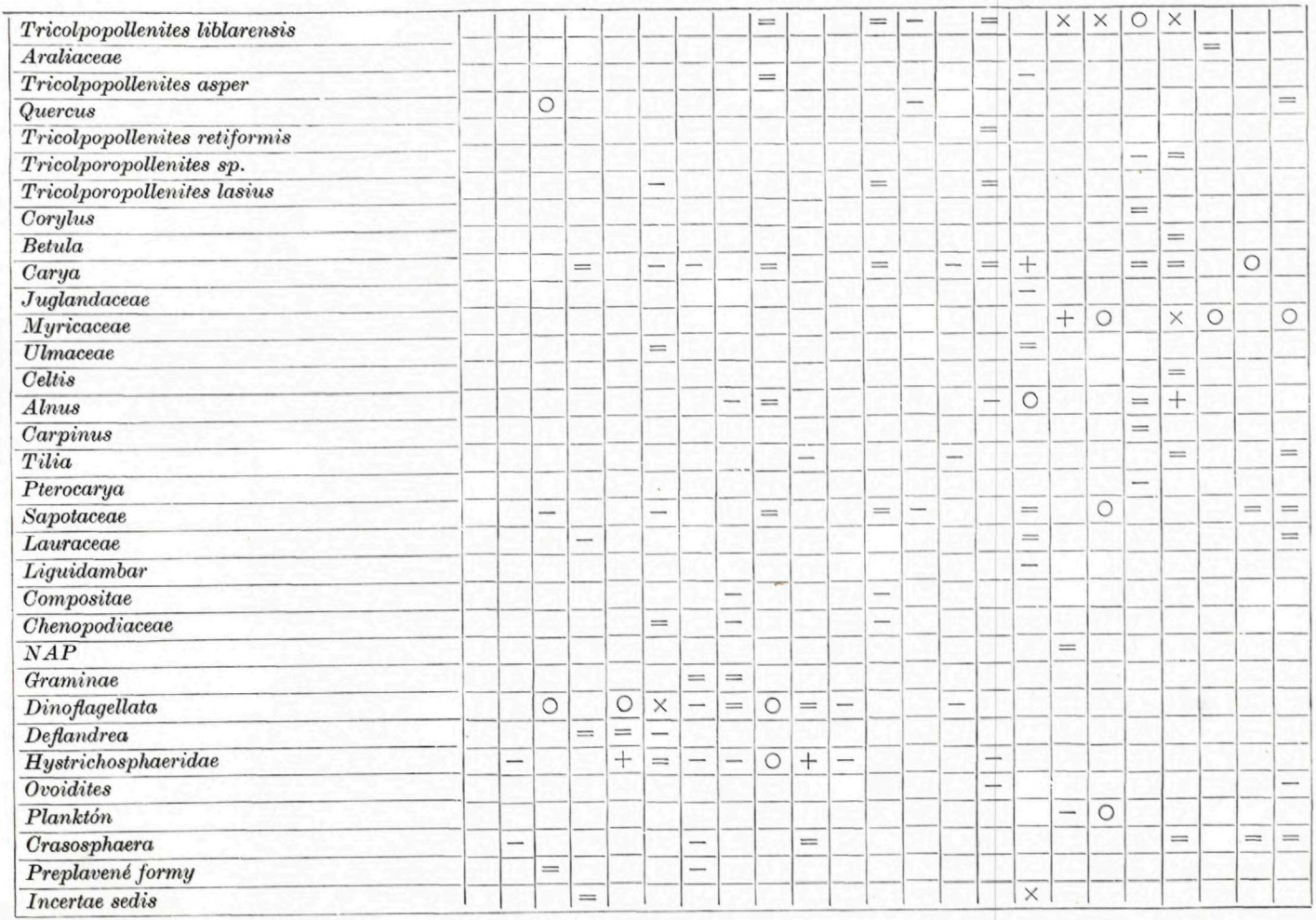
Sphagnum																			=					
Cicatricosisporites dorogensis			=				=	−	=			=		=										
Cicatricosisporites paradorogensis			−																					
Cicatricosisporites sp.										=														
Concavisporites sp.								−										=	×				+	
Concavisporites acutus																								
Puncatisporites punctus												−		=										
Puncatisporites luteticus			−																					
Selaginellaceae						−	−																	
Cingulatisporites sp.																				+		=	+	
Lycopodium			=	=		−				+					−									
Baculatisporites cf. baculatus						−																		
Cyatheaceae																−								
Brachyosporium																				=				○
Inaperturopollenites dubius			=	−		=				=		=	−		=	=								
Inaperturopollenites hiatus						−				=	○	×	−	=	×	=								
Taxodiaceae		−							=		−		○	=	=	=								
Gingkoaceae																				=				=
Gingko			=			=	−	−		=			−	+										
cf. Sciadopitys					=							=			=									
Abietaceae		=	+			+	=	=	○	+	○	=	−											
Pinus typ Haploxylon		−	+	+	−	○	=	○	+	○	−	=	=	=			○	○	×	+	+	+	+	
Pinus typ Diploxylon			+	+	=	+	×	−	+	○	−	=	−		=	○	○		−					
Pinus silvestris																					=			
Cedrus			=	=		=			=	=				=	−	=								
Podocarpus			=	=						=	−				=									
cf. Ephedra								−		−		=												

Pokračovanie tab.

Hojnostné zastúpenie sporomorf vo vrte NB-2

Výskyt: – veľmi zriedkavý, = zriedkavý, ○ mierny, × pravidelný, + veľmi hojný

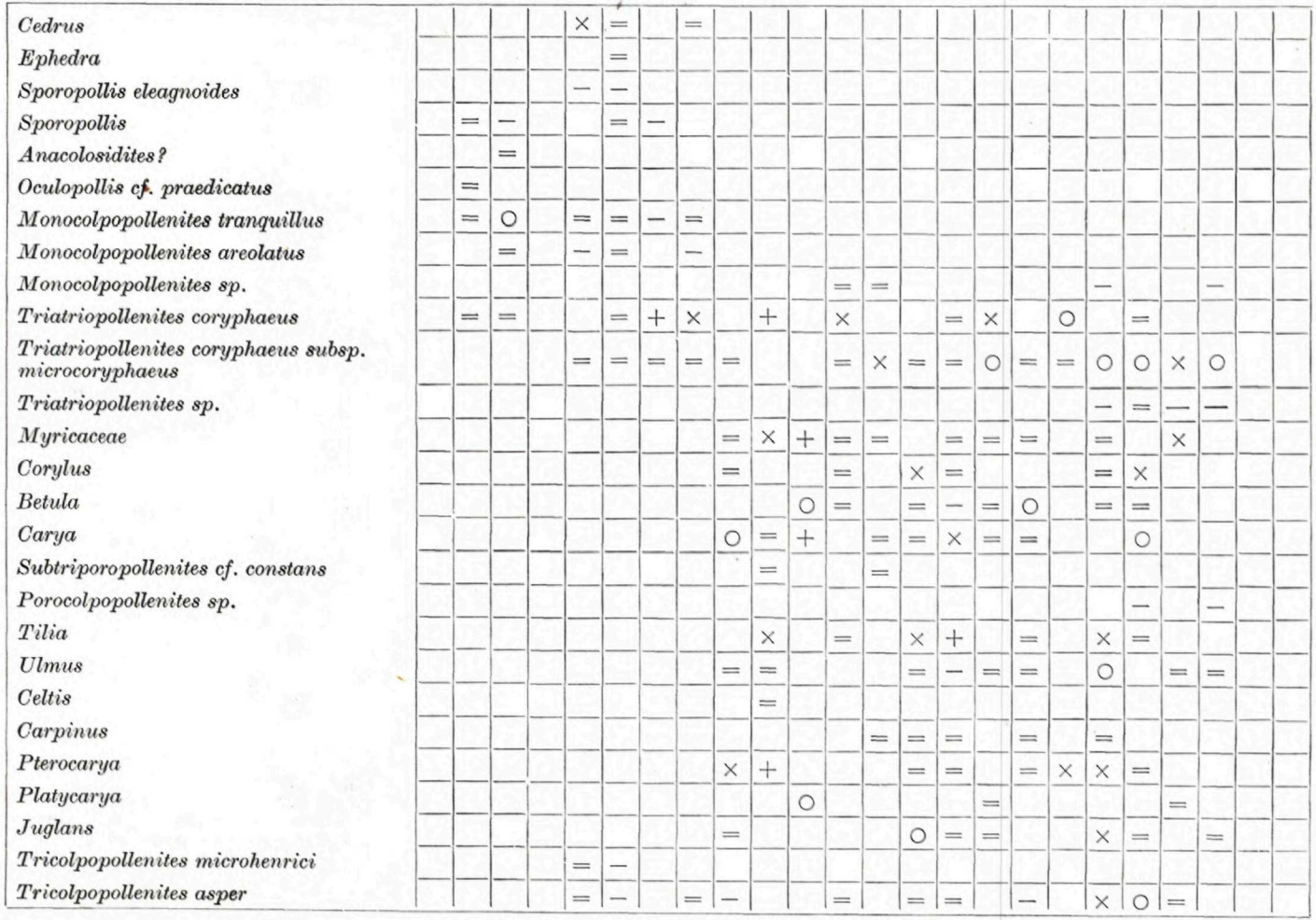
	Paleogén																Neogén							
	vrch.-stred. eocén			vrchný eocén									spod. olig. vrch. eocén				burdigal							
	hĺbka v m	1047	957	896	882	845	838	830	822	674	569	496	473	427	375	178	164	157	148	147	143	141	138
Preplavené staré formy rodu Pityosporites											–												
Sporopollis Pfl. aff. Gruppe 42 Krutzsch			–				=				–												
Anacolosidites aff. acutulus			–																				
Oculopollis			–			–								–									
cf. Nudopollis									=				–										
Extratriporopollenites						–																	
Trudopollis cf. parvotrudens												–											
Monocolpopollenites sp.																					–		–
Monocolpopollenites tranguillus			=		=	=	–	–		○	○	×	=	○	○	–							
Monocolpopollenites areolatus			=		=	–	–	–		=		×	=	=	○	–							
Triatriopollenites sp.																						○	–
Triatriopollenites coryphaeus			–		=	=					○	=	+	=	=	+							
Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus			×			=			=	=	–	=	○	–	–	×							
Engelhardtia												=											
Triatriopollenites plicatus																		○	○	=		○	×
Triatriopollenites cingulum		–	=			=			×	=	=		○	×	+	=	○		+	=	=		+
Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus						–			○							=							
Tricolporopollenites pseudocingulum																=							
Tricolporopollenites dolium																				=			
Tricolporopollenites kruschi																–				=			○
Tricolporopollenites megaexactus						–										–							
Tricolporopollenites genuinus																=							
Tricolpopollenites microhenrici			=			–			=			○	–	=	=	=							
Tricolporopollenites henrici																							=


Tricolpopollenites liblarensis
Araliaceae
Tricolpopollenites asper
Quercus
Tricolpopollenites retiformis
Tricolporopollenites sp.
Tricolporopollenites lasius
Corylus
Betula
Carya
Juglandaceae
Myricaceae
Ulmaceae
Celtis
Alnus
Carpinus
Tilia
Pterocarya
Sapotaceae
Lauraceae
Liguidambar
Compositae
Chenopodiaceae
NAP
Graminae
Dinoflagellata
Deflandrea
Hystrichosphaeridae
Ovoidites
Planktón
Crasosphaera
Preplavené formy
Incertae sedis

Hojnostné zastúpenie sporomorf vo vrte Š1-NB

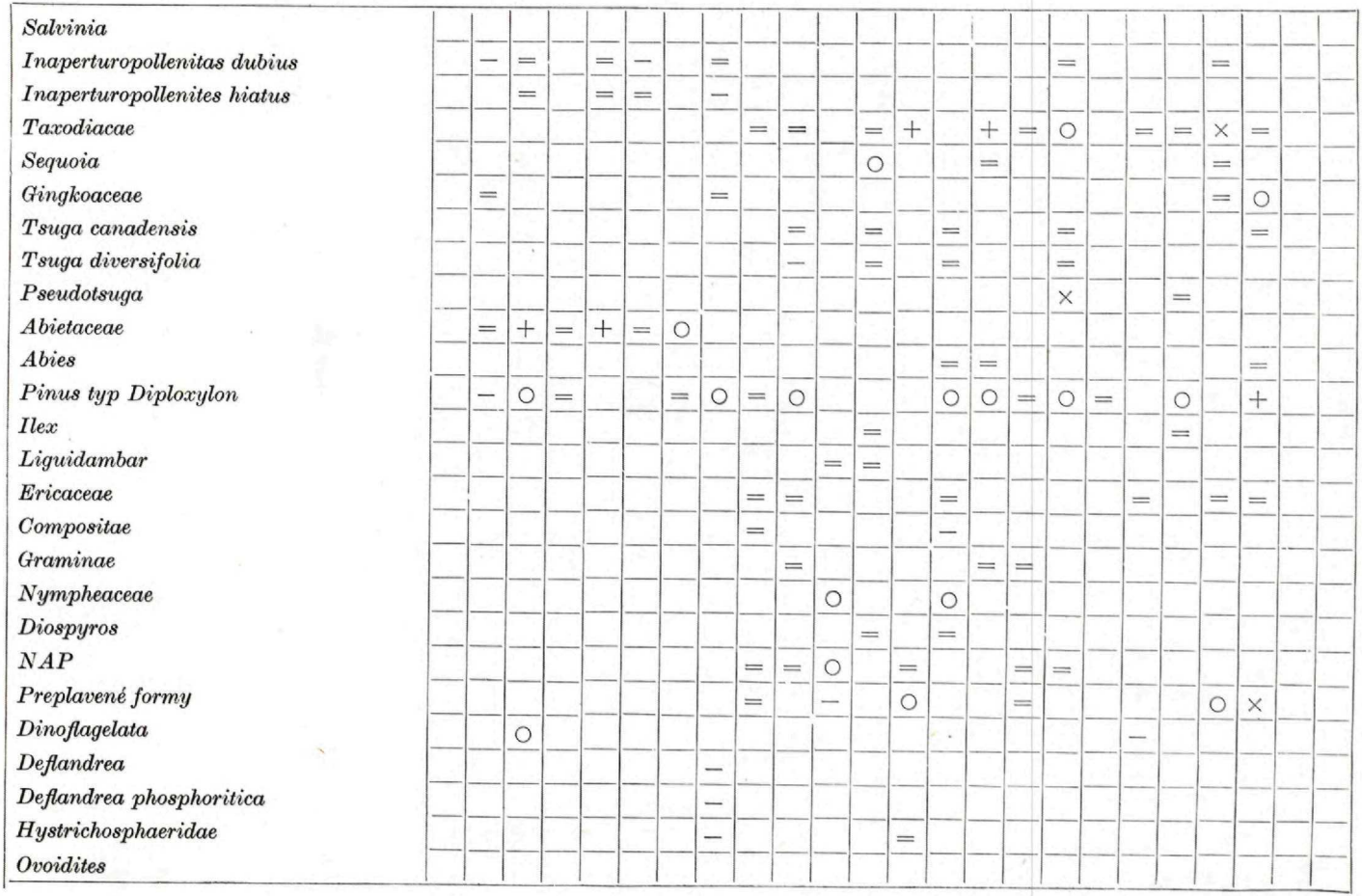
Výskyt: — veľmi zriedkavý ○ mierny
= zriedkavý × pravidelný
+ veľmi hojný

	Eocén								Neogén															
	stredný						vrchný		tortón															
	hĺbka v m	1371	1189 – 1193	1020 – 1024	858 – 861	830 – 832	736 – 739	520 – 523	295	260	250	223	219	202	194	137	127	120	114	107	102	95		
Spóry húb			—					=	=	+		○				○				=	=			
Brachyosporium					=			=																
Laevigatosporites haardti		—	=			=		=																
Laevigatosporites discordatus			=																					
Laevigatisporites neddeni																				=				
Verrucatosporites sp.															=	=			=			=		
Verrucatosporites alienus		—	=					=																
Verrucatosporites saalensis		—						—																
Polypodiaceoisporites sp.		=				=																		
Verrucingulatisporites verrucatus			=																					
Polypodiaceaisporites obuncus			=																					
Leiotriletes macrocingulis								=																
Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaximus			—					=																
Triplanosporites microsinuosus		—	=		=			=																
Trilites solidus		=	=			=	—	=										=	—					
Trilites cf. multivallatus			—					—																
Sphagnum									=			=					=							
Cicatricosisporites dorogensis		—				—	—	=																
Cicatricosisporites paradorogensis								=																
Pinus typ Haploxylon			=		=																			
Pinus silvestris												=	×	=						=				
Picea													=		=		=			=				


Cedrus
Ephedra
Sporopollis eleagnoides
Sporopollis
Anacolosidites?
Oculopollis cf. praedicatus
Monocolpopollenites tranquillus
Monocolpopollenites areolatus
Monocolpopollenites sp.
Triatriopollenites coryphaeus
Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus
Triatriopollenites sp.
Myricaceae
Corylus
Betula
Carya
Subtriporopollenites cf. constans
Porocolpopollenites sp.
Tilia
Ulmus
Celtis
Carpinus
Pterocarya
Platycarya
Juglans
Tricolpopollenites microhenrici
Tricolpopollenites asper

Pokračovanie tab.

Hojnostné zastúpenie sporomorf vo vrte Š1-NB Výskyt: – veľmi zriedkavý ○ mierny = zriedkavý × pravidelný +veľmi hojný	Eocén								Neogén															
	stredný						vrchný		tortón															
	hĺbka v m	1371	1189 – 1193	1020 – 1024	858 – 861	830 – 832	736 – 739	520 – 523	295	260	250	223	219	202	194	137	127	120	114	107	102	95		
Quercus									=	–				–	=	=	=			=	=	=		
Tricolpopollenites henrici																–					=	=		
Tricolpopollenites liblarensis					=			=	=								—			—	○	—		
Tricolpopollenites retiformis		=	–				=																	
Tricolporopollenites vilensis		=			=	–		–																
Tricolporopollenites cingulum					=	+	=	×	+			○	=		○	+	=	=	○	=	=	+		
Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus			=		=	+																		
Tricolporopollenites megaexactus		=				=	=	–					=											
Tricolporopollenites pseudocingulum										○														
Nyssaceae										=	○			○		=	=			=				
Fagus														×	=	=	○			=	=			
Tricolporopollenites sp.													–	–										
Cicatricosisporites sp.								=																
Toripunctisporites cf. granuloides								–																
Punctatisporites punctus								=																
Punctatisporites luteticus		–	=																					
Cingulatisporites sp.												×	=							=		+		
Concavisporites acutus		=	=			=		–																
Selaginellaceae		–	=					=																
Lycopodium																	=		=					
Cyatheaceae											○	=	=	=			○				=			


Salvinia
Inaperturopollenitas dubius
Inaperturopollenites hiatus
Taxodiaceae
Sequoia
Gingkoaceae
Tsuga canadensis
Tsuga diversifolia
Pseudotsuga
Abietaceae
Abies
Pinus typ Diploxylon
Ilex
Liquidambar
Ericaceae
Compositae
Graminae
Nympheaceae
Diospyros
NAP
Preplavené formy
Dinoflagelata
Deflandrea
Deflandrea phosphoritica
Hystrichosphaeridae
Ovoidites

gale. V burdigale prevláda z ihličnatých *Pinus typ Haploxylon*, ojedinele sa vyskytuje aj *Pinus typ Diploxylon*.

Z listnatých drevín sú hojné hlavne rody *Carya*, *Tilia*, *Pterocarya* a *Cupuliferae*. Rod *Carya*, ktorý rastie na vlhkých okrajoch močiarov, je hojnejšie zastúpený v neogéne ako v paleogéne. Vysokým percentom je zastúpený v neogénnej časti vrtu NB-2 aj rod *Alnus*, ktorý sa v paleogéne temer nevyskytuje. Rod *Tilia* je ojedinele zastúpený v paleogéne, vyšším percentom až v burdigale. *Cupuliferae* sú hojnejšie v paleogéne ako v neogéne, hoci rod *Quercus* zastúpený umelým druhom *Tricolpopollenites asper* Th. et Pf. je častejší v neogéne. Rod *Pterocarya* sa v paleogéne takmer nevyskytuje, v burdigale je zastúpený malým percentom.

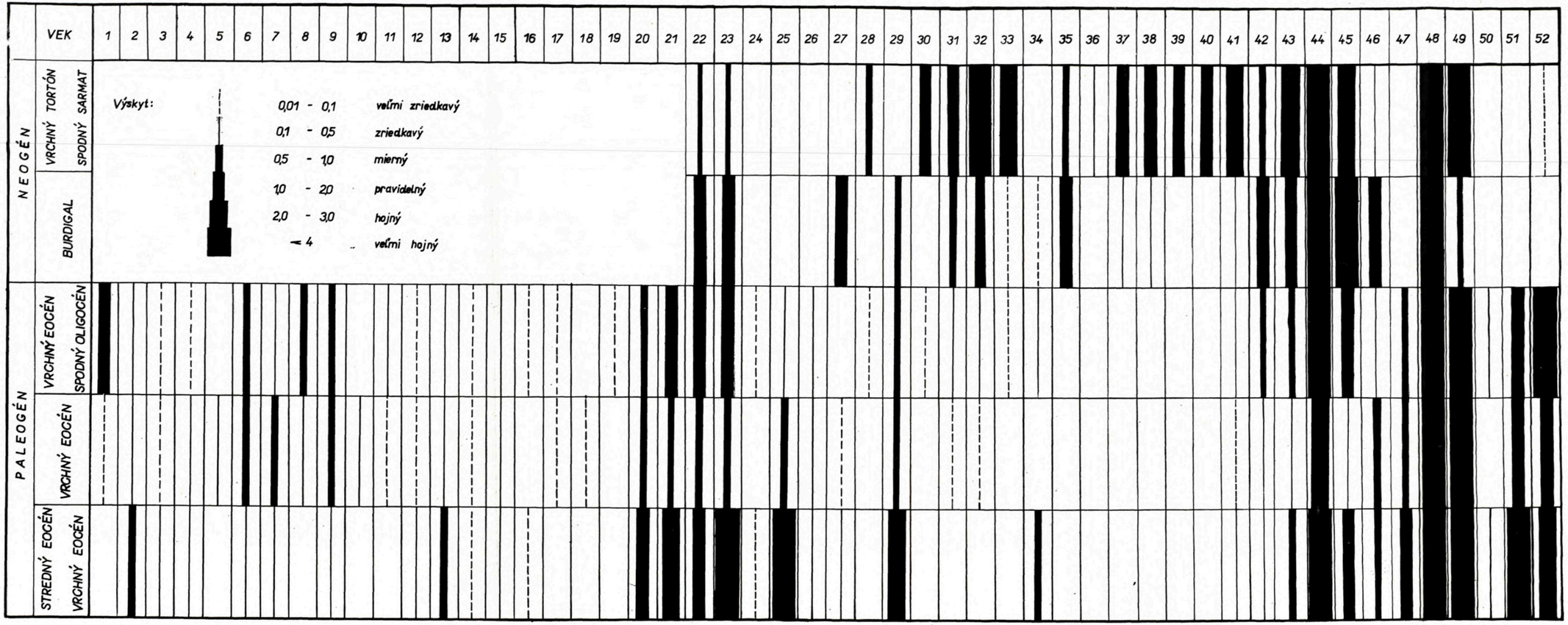
Z hľadiska ekologického medzi paleogénnymi a neogénnymi sedimentami sú rozdiely hlavne klimatické, ale aj vlhkostné (striedanie období suchších s vlhšími).

Najviac vlhkomilných rodov je zastúpených v tortóne vo vrte Š1-NB okolo 219—223 m. V týchto vrstvách kulminujú čeľade *Taxodiaceae* a *Myricaceae*, vyskytuje sa tu pomerne vysoké percento rodu *Lygodium*. Nižším percentom sú zastúpené rody *Pterocarya*, *Tilia*, *Pinus typ Haploxylon*, *Pinus typ Diploxylon*. *Picea*, *Abies*, ktoré sa zúčastňujú na tvorbe mezofylného lesa. Rod *Engelhardtia* je zastúpený nízkym percentom. Vysoké percento vlhkomilných rodov sa nachádza v paleogéne vo vrte NB-2 v hĺbke 375 m; v týchto vrstvách kulminujú spóry húb, čeľade *Myricaceae* a rod *Carya*.

Vo vrte NB-2 a Š1-NB boli zistené vrstvy stredného eocénu (vrchný lutét — vrchný eocén) a tortónu, medzi ktorými sú najmarkantnejšie rozdiely klimatické. Rozdiely medzi paleogénom a neogénom sú hlavne v rôznom zastúpení tropických výtrusných, napr. u druhov rodov *Polypodiaceoisporites*, *Leiotriletes* a *Cicatricosisporites*. Z listnatých chýbajú v neogéne *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Triatriopollenites coryphaeus subsp. fusus* R. Pot. Ostatné rastlinné rody a čeľade sa vyskytujú aj v burdigale. V tortóne nie sú zastúpené napr. *Sapotaceae* a iba ojedinele sa vyskytuje rod *Lygodium*. Vyššie je percento arktoterciérnych rodov, napr. *Ulmus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Betula*, *Tilia*, *Pterocarya*, *Juglans*. Z ihličnatých sú hojnejšie zastúpené *Taxodiaceae*, *Tsuga canadensis*, *Tsuga diversifolia*, *Abies*, *Pinus a Picea*. Aj *Graminae* sú tu hojnejšie ako v burdigale. *Dinoflagellata* sa vyskytujú hlavne v paleogénnych morských sedimentoch.

Z výsledkov palynologického hodnotenia vyplýva, že najteplejšie bolo v období sedimentácie spodných vrstiev vrtu NB-2 a Š1-NB, ktoré sa stratigraficky považujú za stredný eocén (vrchný lutét — vrchný eocén). Vlhkosť v tomto období bola asi malá alebo sa dostali do skúmaných sedimentácií väčšinou pely z okolitých svahov, kde rástli hlavne ihličnaté dreviny rodu *Pinus*. Zaujímavé je, že prevláda *Pinus typ Diploxylon* nad rodom *Pinus typ*

Tab. 1.



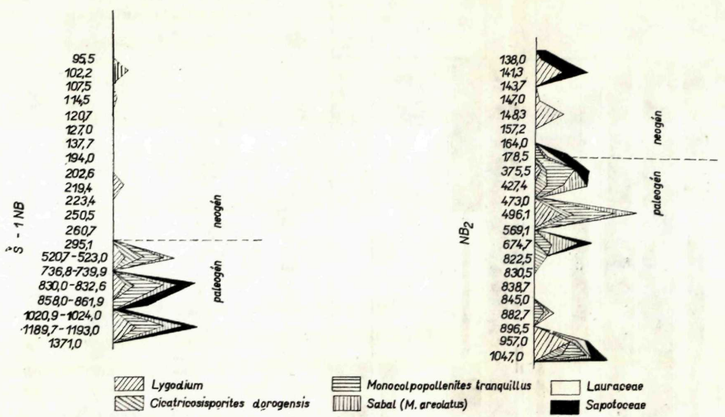
Schematická tabuľka spór a peľových zŕn v terciéri bojnicko-nováckej oblasti

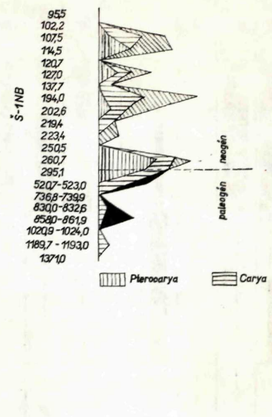
1. *Laevigatosporites discordatus*
2. *Verrucatosporites alienus*
3. *Verrucingulatisporites verrucatus*
4. *Verrucingulatisporites cf. trifoliiformis*
5. *Polypodiaceoisporites cf. obuncus*
6. *Leiotriletes adriennis*
7. *Polypodiaceoisporites cf. macrocingullis*
8. *Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaxis*
9. *Cicatricosisporites dorogensis*
10. *Cicatricosisporites* sp.
11. *Baculatisporites cf. baculatus*
12. *Echinatisporis cf. longechinus*
13. *Podocarpus*
14. *Sporopollis*
15. *Oculopollis*
16. *Anacolosidites*
17. *Extratriporopollenites*
18. *Nudopollis*
19. *Trudopollis*
20. *Monocolpopollenites areolatus*
21. *Monocolpopollenites tranquillus*
22. *Triatriopollenites coryphaeus*
23. *Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus*
24. *Triatriopollenites plicatus*
25. *Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus*
26. *Subtriporopollenites cf. constans*
27. *Concavisporites acutus*
28. *Picea*
29. *Cedrus*
30. *Tsuga canadensis* — typ *Rudolph*
31. *Tricolporopollenites kruschi*
32. *Alnus*
33. *Pterocarya*
34. *Trilites solidus*
35. *Tricolpopollenites liblarensis*
36. *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph*
37. *Betula*
38. *Carpinus*
39. *Alnus*
40. *Juglans*
41. *Tricolpopollenites asper*
42. *Tricolporopollenites pseudocingulum*
43. *Carya*
44. *Tricolporopollenites cingulum*
45. *Laevigatosporites haardti*
46. *Trilites cf. multivalatus*
47. *Pityosporites*
48. *Pinus* typ *Haploxylon*
49. *Pinus* typ *Diploxylon*
50. *Dzftandrea cf. phosphoritica*
51. *Hystrichosphaeridae*
52. *Dinoflagellata*

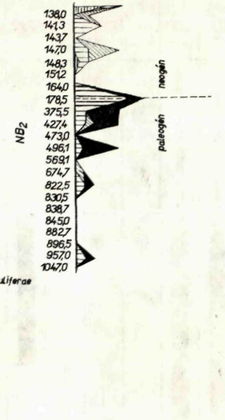
Tab. 2

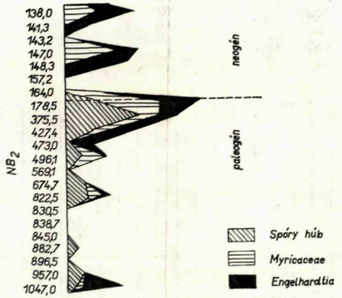
Percentuálne zastúpenie niektorých rastlinných druhov a čeľadí dôležitých pre ekologické vyhodnotenie

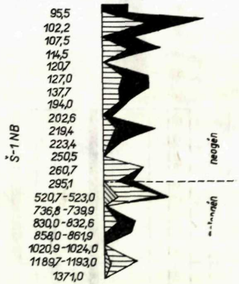
Percentual reresentation of some plant genera and families important for ecologic evaluation

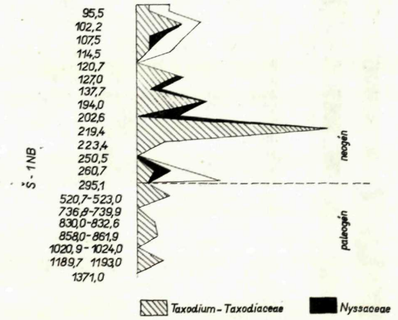


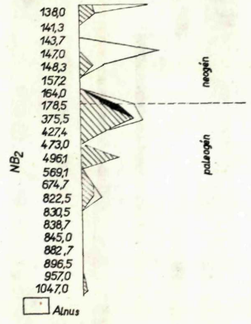


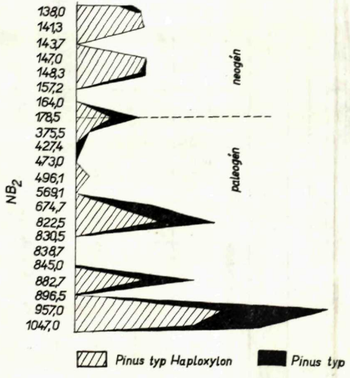


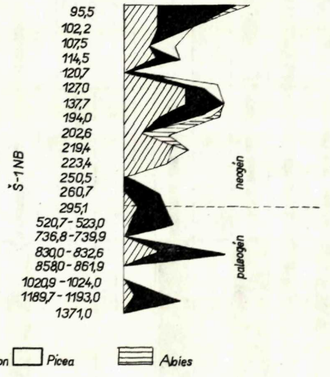












Haploxylon, čo nebýva v paleogéne bežné. Množstvo tropických výtrusných však dokazuje, že ide o klímu tropickú. Vrchný eocén zastúpený vo vrte NB-2 a Š1-NB je ochudobnený o niektoré typické strednoeocénne sporomorfy, hlavne spóry výtrusných, ako *Punctatisporites cf. luteticus* Krutzsch, *Polypodiaceoisporites cf. obuncus* Krutzsch, *Verrucingulatisporites verrucatus* Krutzsch.

Stratigrafická korelácia študovaných súvrství

Peľové spektrá zo študovaných litofácií sme porovnávali s výsledkami získanými v paleogéne a neogéne karpatskej oblasti a s výsledkami susedných oblastí (Maďarsko, Nemecko). Peľové spektrá z bazálnej transgresívnej litofácie (stredný-vrchný eocén) bojnickej oblasti (vrty Š1-NB a NB-2) majú zhruba rovnaké zastúpenie sporomorf, aké sme zistili v podmenilitovom súvrství a v zlínskych vrstvách vonkajšieho flyšového paleogénu (36). Prevažujú v nich strednoeocénne spóry a peľové zrná (*Leiotriletes microadriennis* Krutzsch, *Polypodiaceoisporites cf. obuncus* Krutzsch, *Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus* R. Pot.). Zhodujú sa aj v hojnom výskyte planktonických organizmov z *Hystrichosphaeridae*.

Naše výsledky sme porovnávali s peľovými spektrami z oblasti Maďarska — paleogén Bakonského pohoria (6—9) M. Kedves vo svojej práci z roku 1963 palynologicky charakterizuje všetky stupne eocénu. Z porovnania peľových spektier z bazálnej transgresívnej litofácie s peľovými spektrami strednoeocénnymi a vrchnoeocénnymi vidíme rozdiely v tom, že v našich spektrách chýba vegetácia *Mastixiaceae* a *Aquifoliaceae*. Tieto rozdiely vyplývajú z odlišných paleogeografických podmienok. V bojnickej oblasti majú sedimenty morský pôvod, preto väčšina sporomorf je alochtónna, zatiaľ čo v Maďarsku sú sedimenty sladkovodné (uhlie), brakické i morské.

M. Kedves (l. c.) sa opiera hlavne o výsledky prác z paleogénu Francúzska (spodný — stredný eocén), Nemecka a Maďarska. Porovnávaním našich peľových spektier z bazálnej transgresívnej litofácie a čiastočne ílovcovej litofácie bojnickej oblasti s peľovými spektrami strednoeocénnymi (lokalita Csolnok), sme zistili, že majú veľa spoločných znakov (výskyt peľových zŕn paliem a peľových zŕn, ktoré M. Kedves (1967) súhrnne uvádza ako Formes fussoides, Formes liblarensis a pod.).

Porovnávaním našich výsledkov s výsledkami W. Krutzscha (1959—1966) z lutétu Geiseltalu sme dospeli k podobným záverom ako pri korelácii s výsledkami z Bakonského pohoria. Autor však uvádza peľové zrná rodu *Pterocarya* už z vrchného lutétu, kým v spektrách z bojnickej oblasti sa tento rod vyskytol až v mladších sedimentoch.

V peľovom spektre, ktoré zistila E. Krivanné—Hutter (1961) v strednoeocénnom uhlí z Dorogu, prevládajú *Nyssaceae-Mastixiaceae* a *Taxodiaceae*. V našom materiáli zo stredného a vrchného eocénu sa nenachádzajú. Autorka tiež uvádza bohatšie zastúpenie peľových zŕn rodov *Tricolporopollenites* a *Tricolpopollenites*.

W. Klaus (1959) uvádza ako typické pre stredný eocén (lutét) dvojklíčne rastliny. Charakterizuje ho hlavne výskytom trojuholníkovitých peľových zŕn, ktoré botanicky patria čeľadi *Myricaceae*. Trojuholníkovité peľové zrná rodu *Engelhardtia* zisťujeme aj v našich peľových spektrách.

Ďalej sme porovnávali získané peľové spektrá s peľovými spektrami intrakarpatských depresií (26,27). Na Horehroní sa nachádza peľové spektrum biaritz — vrchnoeocénne (26), ktoré má veľa spoločných znakov s vrchnoeocénnym peľovým spektrom ílovcovej, čiastočne flyšovej litofácie bojnickej oblasti. Prevládajú rôzne druhy rodov *Leiotriletes*, *Polypodiaceoisporites*, *Monocolpopollenites tranquillus*, *Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus* R. Pot., ako aj peľové zrná ihličnatých rastlín *(Pinus typ Haploxylon* a *Pinus typ Diploxylon)*.

Porovnávaním našich výsledkov s peľovými spektrami S a SV od Prešova a zo širšieho okolia Popradu (33) zisťujeme zhodu v hojnom zastúpení peľových zŕn ihličnatých rastlín z čeľade *Abietaceae*, čo je pravdepodobne lokálnym javom flyšového paleogénu centrálnych Karpát. Rozdiely sú len vo väčšom druhovom zastúpení a v menšej korózii sporomorf v skúmaných litofáciách. V obidvoch prípadoch ide o peľové spektrá stredného až spodného oligocénu.

Peľové spektrá z bojnickej oblasti, hlavne z ílovcovej a flyšovej fácie majú veľa spoločných znakov s peľovými spektrami vrchnoeocénnymi — oligocénnymi z Levočského pohoria (36). V sedimentoch z Levočského pohoria však boli sporomorfy oveľa horšie zachované ako v bojnickej oblasti.

Vrchný eocén M. Kedves (1963) charakterizuje vzrastom krídlatých konifér, čo pozorujeme aj v našich peľových spektrách. Rod *Pterocarya* sa v našich peľových spektrách vyskytuje až v spodnom oligocéne.

I. Rákosi (1964) uvádza peľové spektrum z oligocénu Maďarska, v ktorom na základe mikroflóry vymedzuje zóny A, B, C. Pri porovnaní s mikroflórou stanovenou v skúmaných litofáciách zisťujeme, že sa najviac zhodujú peľové spektrá z flyšovej fácie (vrchný eocén — spodný oligocén) so zónou, ktorá je charakteristická ešte bohatým zastúpením vrchnoeocénnych peľových zŕn a spór. Peľové spektrá susedných oblastí majú teda približne rovnaký charakter a poukazujú na pomerne vyrovnanú klímu počas paleogénu. Rozdielny je však vplyv ekologických faktorov.

Neogénne sedimenty sa vyskytujú tak v novácke, ako aj handlovskej oblasti v sedimentačnej fáze burdigalu, tortón-sarmatu a pliocénu. Palynologicky

sme zatiaľ skúmali len sedimentačné obdobie burdigalu a tortón-sarmatu, lebo pliocénne sedimenty nie sú zatiaľ spracované.

Burdigalské sedimenty v novácke handlovskej oblasti majú podobnú flóru. Rozdiely sú azda len v množstve a pestrosti zastúpenia v prospech novácky ch sedimentov.

Predbežným porovnaním vrtu Š1-NB s handlovskými produktívnymi vrstvami sme zistili, že handlovské vrstvy sa javia mladšie než novácke. Problém však považujeme za otvorený a na jeho vyriešení pracujeme. Súčasne spracúvame vrty z nováckej panvy, ako aj podložné a nadložné vrstvy handlovskej produktívnej série. Na základe doterajších predbežných výsledkov možno predpokladať, že sedimentácia uhlia v handlovskej oblasti nastala neskôr ako v nováckej.

Porovnaním vrchného miocénu z Rypina (37) sme zistili podobnú flóru ako v tortóne novácky ch sedimentov aj so zastúpením subtropických rastlín. Spodný miocén charakterizuje maximum zastúpenia druhov *Pinus silvestris*, čeľade *Taxodiaceae*, rodu *Sequoia*, *Cryptomeria*, väčším zastúpením čeľade *Leguminoseae Myricaceae*, rodmi *Ilex*, *Alnus* a *Tilia*. Zo spór prevládajú *Polypodiaceae*. V poľských spektrách sú vcelku zastúpené hojnejšie tropicko-subtropické prvky ako v našich, a preto sa v Poľsku objavujú vyššie teploty v klimatických vyhodnoteniach ako u nás a v Maďarsku. Je však možné, že určité rozdiely vznikajú tým, že poľské sedimenty nie sú presnejšie stratigraficky začlenené.

J. Oszast (1960) uvádza tortónsku flóru Horných Gliwic, najmä vysoké percento *Pinus typ Haploxylon* a *Pinus typ Diploxylon*, ako aj *Taxodiaceae*. Z listnatých prevláda *Fagus* a *Quercus*. Toto spoločenstvo je relatívne chladnomilnejšie ako naše v nováckej oblasti.

Spodný miocén z ložiska Uhelná (16), má zloženie rastlinstva v zastúpení subtropických elementov podobné ako burdigal skúmaných sedimentov z Novák. Rozdiel je však v zastúpení arktoterciérnych rastlinných prvkov, ktorých je vyššie percento na lokalite Uhelná.

Ekologické vyhodnotenie

Pri vyhodnocovaní ekologických podmienok postupujeme od najspodnejších paleogénnych po najvrchnejšie neogénne vrstvy. Pritom postupujeme podľa veku sedimentov, keďže vzdialenosti medzi jednotlivými vrtmi neboli také veľké, že by sa dalo uvažovať o nejakej podstatnej zmene v zložení rastlinstva a v ekologických podmienkach. Aj pre vystihnutie klimatických zmien je správnejší tento postup, lebo tak môžeme jednoliatejšie sledovať vývoj rastlinného krytu, a tým aj vývoj ekologických zmien. Na prvý pohľad je nápadné zastú-

penie typov paleogénnych, ktoré smerom do mladších sedimentov zanikajú, a zas hojnejšie zastúpenie typov arktoterciérnych, ktoré v neogéne nadobúdajú prevahu najmä v tortónskych sedimentoch.

V najstarších sedimentoch NB-2 (1047 — 957 m — stredný eocén — vrchný eocén — vrchný lutét — sp. priabón) percentuálne vysoko prevláda ihličnaté rastlinstvo, hlavne borovice *Pinus typ Haploxylon*. Nízkym percentom je zastúpená *Carya*, ako tvorca vlhkomilných pobrežných porastov. Veľmi hojné sú tropické sporomorfy rodu *Lygodium*, *Mohria*, *Aneimia*, palmy *Phönix* a ojedinele sa vyskytujú aj *Lauraceae*. Na svahoch kopcov v suchších podmienkach mohla rásť aj *Engelhardtia*, ktorá je tu zastúpená nevysokým percentom. V oblasti Koš (Š1-NB) sa vyskytujú aj *Leguminosae* a zvýšené percento rodu *Engelhardtia*, ktorá charakterizuje suchšiu klímu.

Ďalší paleoekologický obzor zachytený vrtom NB-2 a Š1-NB (vrchný eocén — priabón) je bohatší na výskyt drevín typu *Castanea*, *Cupuliferae*, *Leguminosae*, *Engelhardtia* a z ihličnatých hlavne *Pinus Haploxylon*. Tropické spóry sú zastúpené hlavne vo vrte Š1-NB a vo vrchnejších úsekoch vrtu NB-2. Podľa takéhoto rastlinného zastúpenia usudzujeme na rozšírené pásmo mezofytného lesa miestami s hojným porastom papradí. Vo vrte NB-2 sa objavuje *Alnus*, *Tilia*, čo poukazuje už na väčší vplyv arktoterciérnych prvkov. V tomto obzore bola klíma ešte tropická s prvkami subtropickej flóry.

Vrchný eocén — spodný oligocén (vrchný priabón — sp. oligocén). Tento paleoekologický obzor zachytený vrtom NB-2 a NB-1, je pozoruhodný vyšším percentom čeľade *Taxodiaceae* a vo vrte NB-1 v najspodnejších metroch konštantným výskytom rodu *Alnus*. Ihličnaté rodu *Pinus* sú zastúpené rovnako ako v predchádzajúcom obzore. Zo sporomorf tropické ubúdajú, hoci ešte celkom nezmizli z peľového obrazu. Hojnejšie sa vyskytuje *Tilia*. Predpokladáme, že klíma bola vlhšia, možno však iba taxodiový močiar bol viac rozšírený. V niektorých pásmach, ako napr. vo vrte NB-1 od 104—270 m, sa vyskytujú listnaté dreviny čeľade *Cupuliferae*, *Castanea* a čeľaď *Leguminosae*, nevyskytuje sa rod *Engelhardtia* a čeľaď *Myricaceae*. Bohato je však zastúpený rod *Pinus* a *Carya*. Hojné boli aj rastlinné prvky priviate zo vzdialenejších miest od pobrežia, preto je tu aj prevaha ihličnatých drevín, ktoré majú pely so vzdušnými vakmi.

Burdigal. V burdigalských sedimentoch zachytených vrtom NB-2 temer vymizli spóry. V porovnaní s predchádzajúcim súvrstvím paleogénu došlo k podstatnej zmene klímy. Skladba rastlinstva sa veľmi zmenila. Percentuálne ustúpili spóry, najmä tropické, ako rod *Lygodium* a *Concavisporites*. Význačný je však nástup arktoterciérnych prvkov, ktoré oproti paleogénnym vzorkám kvalitatívne i kvantitatívne vzrástli. Do popredia sa dostávajú rody *Alnus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Tilia*, *Castanea*, *Cupuliferae*, najmä rod *Quercus* a *Myricaceae*. Hojne je však zastúpený rod *Pterocarya*, ktorý je podľa porovna-

nia s doterajšími výskumami v terciéri typický hlavne pre neogénne sedimenty. Hojné sú drobné tricolpátne a tricolparátne peľové zrná, ktoré patria prevažne do čeľade *Cupuliferae* a k rodu *Castanea*. Klíma na základe uvedeného opisu rastlín je chladnejšia — subtropická. Podľa množstva zastúpenia vlhkomilných druhov bola pravdepodobne dostatočne vlhká.

Najvrchnejší tortón — spodný sarmat. Vývoj flóry v oblasti Novák pokračuje koncom tortónu a začiatkom sarmatu veľkým rozšírením močiarnych drevín čeľade *Taxodiaceae*, rodu *Alnus*, *Carya*, čeľade *Myricaceae*. Najmä v spodnejších vrstvách vrtu Š1-NB sa nachádza vysoké percento *Taxodiaceae*. Výrazné je spoločenstvo *Nyssaceae* — *Myricaceae*, typické pre neogénne uhoľné panvy spolu s ihličnatými drevinami čeľade *Taxodiaceae*. V našich vzorkách sú zastúpené nižším percentom, než je bežné. Ihličnaté rodu *Pinus* sú zastúpené približne rovnako ako v ostatných obzoroch, len rod *Abies sa* vyskytuje hojnejšie. Tropické sporomorfy ubudli, až na veľmi sporadický výskyt rodu *Lygodium*. Typické sú rody *Pterocarya*, *Tilia*, *Castanea*, ktoré pravdepodobne tvorili základ listnatých lesov. Podľa zastúpenia tropicko-subtropických rastlinných prvkov a arktoterciérnych predpokladáme v tom období už klímu chladnejšiu subtropickú s vyrovnanou vlhkosťou. Rastlinné spoločenstvo je približne rovnako zastúpené rodmi suchomilnými aj vlhkomilnými.

—.—

Vývin klimatických zmien od najstarších skúmaných vrstiev terciéru bojnicko-nováckej oblasti možno záverom charakterizovať takto:

a) V strednom — vrchnom eocéne bola klíma teplá tropická s vysokým percentom tropicko-subtropických rastlinných prvkov s malým zastúpením typov arktoterciérnych. Vo vrchnom eocéne sa začínajú objavovať arktoterciérne prvky *Alnus*, *Carya*. Zmenšilo sa percento peľov palmy *Phönix*. Aj keď tu nemožno hovoriť o zásadnej klimatickej zmene, predsa to signalizuje určitý pokles teploty.

b) Vo vrchnom eocéne — spodnom oligocéne bola klíma subtropická s hojnejším zastúpením arktoterciérnych typov, ale bez podstatnejších klimatických zmien oproti predchádzajúcim vrstvám, azda až na väčšie zastúpenie vlhkomilných rodov.

c) V burdigale prvýkrát zaznamenávame podstatný klimatický zlom oproti spodnému oligocénu vo vymiznutí väčšiny tropických sporomorf, až na rod *Lygodium* a čeľaď *Sapotaceae*, taktiež klímu možno považovať za subtropickú, ale už chladnejšiu, než v období spodného oligocénu.

d) V najvrchnejšom tortóne až spodnom sarmate sú vysokým percentom zastúpené typy arktoterciérne, ktoré naznačujú už úplný koniec tropicko-subtropického obdobia.

SPORITES H. POTONIE, 1893

Monoletes Ibrahim, 1933

Laevigatosporites Ibrahim, 1933

Laevigatosporites haardti (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953.

Tabuľka 2, obraz 4.

Výskyt: v paleogéne a neogéne bojnicko-nováckej oblasti pravidelne.
Botanická príslušnosť: *Polypodiaceae.*

Triletes Reinsch, 1881

Leiotriletes (Naumova 1937) R. Pot. et Kremp, 1954

Leiotriletes adriennis (R. Potonie et Gelletich 1933) W. Krutzsch 1959

Tabuľka 1, obraz 1, 2.

Veľkosť spóry je asi 65 *mi*. Tvar má trojuholníkovitý so zaoblenými hranami. Exina je dvojvrstevná, asi 1 *mi* hrubá, povrch jemne chagrenátny. Y-jazva je veľmi dobre viditeľná, siaha asi do 1/2 tela spóry.
Výskyt: v neogéne aj paleogéne vrtu Š1-NB
Botanická príslušnosť: *cf. Schizeaceae.*

Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaximus (Thomson et Pflug, 1953) Krutzsch 1959

Tabuľka 1, obraz 4.

Veľkosť spóry je asi 70 *mi*. Tvar má trojuholníkovitý so zaoblenými hranami. Exina je jasne dvojvrstvená, skoro 3 *mi* hrubá. Y-jazva siaha do 5/5 tela spóry. Povrch je jemne chagrenátny. Tento druh sa zhoduje so spórou, ktorú opísal M. Kedves (1961) z Dorogu, len je menší.
Výskyt: vo vrte Š1-NB (stredný — vrchný eocén), tortón.
Botanická príslušnosť: *Schizeaceae, cf. Lygodium.*

Divisisporites Thomson et Pflug, 1953

Divisisporites sp.

Tabuľka 2, obraz 9.

Spóra má okrúhly tvar. Stena exiny je asi 3 *mi* hrubá. Povrch je jemne bodkovaný, Y-jazva veľmi dobre viditeľná, na koncoch vidlicovite rozvetvená. Veľkosť 20—35 *mi*.
Výskyt: v paleogéne bojnickej oblasti.
Botanická príslušnosť: otázna.

Toripunctisporites Krutzsch, 1959

Toriponctisporites sp.

Tabuľka 3, obraz 4.

Spóra má trojuholníkový tvar so slabo konkávnymi stenami. Povrch je punctátny až jemne granulátny. Stena spóry je cca 1 *mi* hrubá. Póry sú dobre viditeľné, ale nie sú široké. Y-jazva je pomerne tenká, siaha skoro až k okrajom. Veľkosť 30—35 *mi*. Podobnú formu uvádza W. Krutzsch (1959) na tabuľke 9, obraz 59—62. Naša forma sa líši viac konkávnymi stenami a silnejšie vyvinutými torami.

Výskyt: paleogén bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: otázna.

Trilites Cookson, 1947 et Couper, 1953

Trilites multivallatus (Pflug 1953) W. Krutzsch, 1959

Tabuľka 2, obraz 1, 2.

Veľkosť spóry je asi 50 *mi*. Y-jazva siaha do 3/4 tela spóry.

Výskyt: v paleogéne aj v neogéne vrtu Š1-NB.

Botanická príslušnosť: azda *Lygodium*.

Trilites cf. *multivallatus* (Pflug 1953) W. Krutzsch, 1959

Tabuľka 1, obraz 5.

Veľkosť asi 60 *mi*. Štruktúra aj skulptúra podobná ako u druhu *T. multivallatus* (Pflug 1953) W. Krutzsch, 1953. Spóra je korodovaná.

Výskyt: v paleogéne vrtu NB-1.

Botanická príslušnosť: azda *Lygodium*.

Cicatricosisporites R. Potonie, et Gelletich, 1933

Cicatricosisporites sp.

Tabuľka 2, obraz 10.

Tvar spóry je oválny. Veľkosť asi 35 × 46 *mi*. Skulptúra kanalikulátna, šírka líšt 1 *mi*. Spóra je trochu stlačená.

Výskyt: vo vrte NB-1 bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: asi *Schizeaceae*.

Cicatricosisporites dorogensis R. Potonie et Gell., 1953

Tabuľka 2, obr. 8.

Tvar spóry triplanný. Veľkosť asi 41 × 45 *mi*. Skulptúra kanalikulátna, hrúbka líšt asi 2 *mi*. Spóra na proximálnom poli je stlačená, na distálnom poli viac zaokrúhlená.

Výskyt: v eocéne bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: čeľaď *Schizeaceae*, rod *Aneimia* alebo *Mohria*.

Zonales (Benie et Kidston, 1886) R. Potonie et G. Kremp, 1954

Polypodiaceoisporites R. Potonie, 1956

Polypodiaceoisporites macrocingulis E. Planderová, 1966

Tabuľka 1, obraz 6.

Veľkosť asi 40 *mi*. Tvar trojuholníkovitý, na rohoch zaokrúhlený. Y-jazva je veľmi tenká, zakrytá verrukátnou štruktúrou. Cingulum je 9 m široké.

Výskyt: vrchný eocén z vrtu NB-1 bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: otázna.

Polypodiaceoisporites cf. macrocingulis E. Planderová, 1966

Tabuľka 2, obraz 3.

Druh je podobný tomu, ktorý uvádzame na tabuľke 1, obraz 6, len je menší — 35 *mi*. Cingulum je 9 m široké.

Výskyt: vrchný eocén bojnickej oblasti, vrt NB-1 (444—447 m).

Botanická príslušnosť: otázna.

Polypodiaceocisporites cf. obuncus Krutzsch, 1959

Tabuľka 2, obraz 7.

Tvar spóry je trojuholníkovitý s konkávnymi stenami. Cingulum je 2—3 *mi* hrubé, hladké. Y-jazva je jasne viditeľná. Lúče dosahujú okraj cingula. Štruktúra je verrukátna, pri okrajoch Y-jazva zhrubnutá. Veľkosť spóry je 30—40*mi*. Podobný druh uvádza W. Krutzsch (1959) z Geiseltalu.

Výskyt: vo vrchnom eocéne bojnickej oblasti, vrt NB-1, (595—600 m).

Botanická príslušnosť: otázna.

Polypodiaceoisporites cf. marxheimensis Mürriger et Pflug, 1952

Tabuľka 2, obraz 5.

Tvar tela je trojuholníkovitý so silne konkávnymi stenami. Snáď celá spóra je stlačená. Cingulum je 7 *mi* široké, hladké. Povrch spóry je bradavičnatý. Y-jazva siaha k okraju cingula. Je tenká a pomerne dobre viditeľná. Veľkosť spóry je 60 *mi*.

Výskyt: vo vrchnom eocéne vrtu NB-1 (273,40—276,00).

Botanická príslušnosť: otázna.

Verrucingulatisporites Kedves, 1961

Verrucingulatisporites verrucatus Kedves, 1961

Tabuľka 2, obraz 6.

V polárnom pohľade je spóra trojuholníková. Cingulum je 9—10 *mi* hrubé. Jeho okraj je silne zvlnený až bradavičnatý. Y-jazva je tenká, pre silnú verrukátnu až corrugátnu skulptúru slabo viditeľná. Dosahuje až okraj cingula. Veľkosť spóry je 60—70 *mi*. M. Kedves (1961) opisuje tento druh z dorogskej panvy a uvádza ho len zo spodného eocénu.

Výskyt: vo vrte NB-1 (444—447 m).

Botanická príslušnosť neznáma.

Verrucingulatisporites cf. trifoliiformis Nagy, 1966

Tabuľka 2, obraz 3.

Trilétna spóra, trojuholníkového tvaru so zaoblenými hranami. Cingulum je slabo zvlnené. Povrch spóry je silne bradavičnatý. Y-jazva siaha až po okraj cingula. Veľkosť spóry je 40 *mi*.

Spóra je zhodná s druhom, ktorý uvádza E. Nagy (1966) z helvétu — lokalita Mescek, lenže je väčšia. E. Planderová (1966) uvádza podobný druh z paleogénu Horehronia.

Výskyt: vrchný eocén bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: neznáma.

Camerozonosporites Pant, 1954, Potonie, 1956

Camerozonosporites cf. heskemensis (Pflanzl 1955) W. Krutzsch, 1959

Tabuľka 3, obraz 1.

Spóra má oválny tvar, na rohoch je zaoblená, stena je asi 1 *mi* hrubá. Y-jazva je jasno viditeľná, siaha do 3/4 tela spóry, na koncoch je vidlicovito rozvetvená. Skulptúra je jasne bakulátna. Veľkosť asi 25—30 *mi*.

Výskyt: v paleogéne bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: azda *Lygodium*.

Echinatisporis W. Krutzsch, 1959

Echinatisporis cf. longechinus Krutzsch, 1959

Tabuľka 3, obraz 2.

Tvar spóry je okrúhly. Má jasne viditeľnú dvojvrstevnú stenu s dlhými ostňami (asi 10 *mi*), niekedy rozvetvenými. Povrch spóry je chagrenátny

až punktátny. Y-jazva je slabo viditeľná. Siaha do 3/4 tela spóry. Podrobnejšiu diagnózu tohto druhu uvádza W. Krutzsch (1959, str. 133).

Výskyt: stredný — vrchný eocén vrtu Š1-NB.

Botanická príslušnosť: azda *Selaginella.*

Baculatisporites Thomson et Pflug, 1953

Baculatisporites cf. baculatus Krutzsch, 1959

Tabuľka 3, obraz 3.

Spóra má okrúhly tvar, exina je tenká, povrch bakulátny. Y-jazva je tenká, siaha skoro k okraju exiny. Veľkosť 35—40 *mi.*

Výskyt: v neogéne novácke oblasti.

Botanická príslušnosť: cf. *Pteridium.*

GYMNOSPERMAE

POLLENITES

Cycadopites sp.

Tabuľka 3, obraz 8, 9.

Veľkosť peľových zŕn je 65—75 *mi.*

Výskyt: v paleogéne vrtu NB-1.

Inaperturopollenites Thomson et Pflug, 1953

Inaperturopollenites hiatus R. Pot.

Tabuľka 3, obraz 6, 7.

Výskyt: v neogéne a paleogéne skúmaných sedimentov.

Botanická príslušnosť: *Taxodium.*

Inaperturopollenites polyformosus (Thiergart 1937), Thomson et Pflug, 1953

Tabuľka 3, obraz 5.

Veľkosť peľového zrna je 20 *mi.*

Výskyt dosť častý v neogéne skúmaných sedimentov.

cf. *Cedrus*

Tabuľka 5, obraz 6.

Veľkosť peľového zrna je cca 90 *mi*. Hrebeň okolo tela spóry je 6 *mi* široký.
Výskyt: v paleogéne skúmanej oblasti.

Cedrus sp.

Tabuľka 5, obraz 3.

Veľkosť peľového zrna je 65 *mi*. Hrebeň okolo tela spóry je úzky. Štruktúra je príznačná pre rod *Cedrus*.
Výskyt: v neogéne skúmanej oblasti.

Tsuga canadensis typ Rudolph

Tabuľka 4, obraz 2.

Výskyt: hlavne v neogéne skúmaných sedimentov.

Tsuga diversifolia typ Rudolph

Tabuľka 4, obraz 1.

Veľkosť 80 *mi*. Tvar okrúhly. Od centrálnej časti sa tiahne lem, typický pre druh *diversifolia*.
Výskyt: v oligocéne aj neogéne bojnickej oblasti.

Pinus typ Haploxylon

Tabuľka 4, obraz 3.

Paleogénne druhy sú viac poznačené koróziou ako neogénne.
Výskyt: v neogéne aj paleogéne skúmaných sedimentov.

Pinus typ Diploxylon

Tabuľka 3, obraz 11.

Veľkosť peľového zrna 70 *mi*. Telo, ako aj vzdušné vaky sú okrúhle. Skulptúra je porušená koróziou.
Výskyt: v paleogéne bojnickej oblasti, vrt NB-1 (90—93 m).

Piceae sp.

Tabuľka 4, obraz 4.

Veľkosť peľového zrna 62—85 *mi*.
Výskyt: ojedinele v neogénnych sedimentoch vrtu Š1-NB.

Pityosporites sp.

Tabuľka V, obraz 2.

Výskyt: v skúmaných vrtoch bojnickej oblasti, hlavne v paleogéne. Veľa peľových zŕn je preplavených zo starších sedimentov. Z nich sú to predovšetkým peľové zrná patriace rodu *Pityosporites*.

ANGIOSPERMAE

Monocolpopollenites Pflug et Thomson, 1953

Monocolpopollenites cf. tranquillus R. Pot., 1953

Tabuľka 6, obraz 2.

Tvar peľového zrna je oválny, veľkosť 25 *mi*, povrch jemne bodkovaný. Kolpa siaha od pólu k pólu.

Výskyt: v paleogéne bojnickej oblasti veľmi častý.

Botanická príslušnosť: cf. *Phönix*.

Monocolpopollenites cf. areolatus R. Pot., 1953

Tabuľka 6, obraz 1.

Veľkosť 40 *mi*. Kolpa je slabo viditeľná. Exina slabo rugulátna. Tvar peľového zrna oválny.

Výskyt: priemerne vo všetkých skúmaných vrtoch, hlavne v paleogéne.

Botanická príslušnosť: *cf. Sabal.*

Oculopollis Pflug, 1953

Oculopollis cf. baculotrudens (Pflug 1953) Zaklinskaja, 1963

Tabuľka 6, obraz 4.

Veľkosť 42 *mi*. Tvar peľového zrna je trojuholníkový. Je vyvinuté veľké oculum. Exina je viacvrstevná, asi 2 *mi* hrubá. Štruktúra je bradavičnatá. Peľové zrno sa zhoduje s druhom, ktorý opisuje E. Zaklinskaja (1963) z paleocénnych sedimentov Západnej Sibíri.

Výskyt: preplavený druh z vrchnej kriedy do vrchného eocénu v NB-1, 90,00 m.

Botanická príslušnosť: neznáma.

Oculopollis cf. praedicatus Weyland et Krieger, 1953

Tabuľka 6, obraz 3, 6.

Veľkosť 22—30 *mi*. V polárnom pohľade je tvar peľového zrna okrúhlotrojuholníkový. Polárna os je dlhšia ako ekvatoriálna. Exina je viacvrstevná, asi 2 *mi*. hrubá. Oculus je jasne viditeľný. Povrch exiny je zrnitý.

Výskyt: preplavený druh z vrchnej kriedy vo vrte NB-1 do vrchného eocénu.

Botanická príslušnosť: *cf. Rubiaceae.*

Oculopollis sp.

Tabuľka 6, obraz 7.

Veľkosť 25 *mi*. Tvar peľového zrna trojuholníkový so zaoblenými hranami. Polárna a ekvatoriálna os sú rovnako dlhé. Oculus je silne vyvinutý.

Výskyt: preplavená forma z kriedy do paleogénu.

Extratriporopollenites Pflug, 1953

Extratiporopollenites cf. exemplum Thomson et Pflug, 1953

Tabuľka 6, obraz 9.

Veľkosť 22 *mi*. Tvar peľového zrna je okrúhlotrojuholníkový. Stena exiny je pomerne hrubá, viacvrstevná (2 *mi*). Oculus je dobre viditeľný. Povrch exiny je jemne zrnitý.

Výskyt: preplavená forma zo spodných vrstiev eocénu.

Botanická príslušnosť: neznáma.

Anacolosidites Cookson et Pike, 1954

Anacolosidite cf. *supplingensis* (Cookson), Pflug 1953

Tabuľka 6, obraz 8.

Veľkosť 30 *mi*. Tvar peľového zrna trojuholníkový. Póry sú uložené subekvatoriálne. Exina je tenká a jemne bodkovaná. Druh zodpovedá peľovému zrnu, ktoré uvádza E. Zaklinskaja (1963) z paleocénu — eocénu Západnej Sibíri, lenže je väčší.

Výskyt: vo vrtoch bojnickej oblasti, pravdepodobne preplavený z podložia.

Botanická príslušnosť: neznáma.

cf. *Anacolosidites*

Tabuľka 6, obraz 5.

Tvar peľového zrna je trojuholníkový. Póry sú viditeľné, zakryté v záhyboch. Stena exiny vytvára záhyby a zdá sa, akoby bola viacvrstevná. Skulptúra exiny nie je jasná. Veľkosť 35 *mi*.

Výskyt: v spodnejších úsekoch vrtu NB-1 (444—447 m).

Botanická príslušnosť: neznáma.

Triatriopollenites Pflug, 1953

Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus R. Pot. 1953

Tabuľka 6, obraz 18, 19.

Veľkosť peľového zrna asi 27 *mi*. Výskyt: dosť hojný v paleogéne aj neogéne skúmaných sedimentov.

Botanická príslušnosť: *Engelhardtia*.

Triatriopollenites cf. *coryphaeus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953

Tabuľka 6, obraz 17, 20.

Tvar peľového zrna je konvexne trojuholníkovitý. Skulptúra je hladká. Štruktúra jemne zrnitá. Póry veľké a okrúhle. Veľkosť 30 *mi*. Podľa opisu sa zhoduje s rodom *T. coryphaeus*, ale podľa veľkosti do tohto druhu nespadá.

Výskyt: dosť hojný v paleogéne a neogéne bojnickej oblasti.

Botanická príslušnosť: neznáma.

Triatriopollenites rurensis Pf. et Th. 1953

Tabuľka 6, obraz 10—13.

Veľkosť tela 27 *mi*. Átrium je veľké, zrnité. Skulptúra zrnitá. Porovnaním s recentným rodom podľa L. Kuprianovovej (1965) sa podobá náš jedinec rodu *Comptonia*.

Výskyt: v neogéne vrtu Š1-NB

Botanická príslušnosť: *Myricaceae* alebo *Comptonia*.

Triporopollenites coryloides (Pflug), Th. et Pf. 1953

Tabuľka 6, obraz 15.

Veľkosť peľového zrna asi 30 *mi*. Tvar okrúhly. Póry 2—3 *mi* veľké. Štruktúra hladká. Podľa zadelenia L. A. Kuprianovovej (1965) patrí do podskupiny *Ferox*. Pri bližšom porovnaní s recentom sa javí náš druh podobný recentnému druhu *C. heterophylla Fisch*.

Výskyt: v neogéne vrtu Š1-NB.

Botanická príslušnosť: *Corylus cf. heterophylla*.

Subtriporopollenites Pflug et Thomson, 1953

Subtriporopollenites constans Th. et Pf. 1953

Tabuľka 7, obraz 7, 10.

Výskyt: v paleogéne a v neogéne skúmaných vrtov.

Botanická príslušnosť: *Juglans*

Subtriporopollenites simplex (R. Pot. et Ven.), Pf. et Th., 1953

Tabuľka 7, obraz 11—13.

Veľkosť asi 50 *mi*. Tvar okrúhly.
Výskyt: hojný v neogéne skúmanej oblasti.
Botanický význam: *Carya*.

Trivestibulopollenites Pf. et Th., 1953

Trivestibulopollenites betuloides (Pf.) Th. et Pf., 1953

Tabuľka 6, obraz 17; Tabuľka 7, obraz 1.

Veľkosť 30 *mi*. Tvar konvexne trojuholníkovitý. Exina hladká.
Výskyt: v neogéne dosť hojný.
Botanická príslušnosť: *Betulaceae*.

Polyporopollenites undulosus, (Wolff.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 7, obraz 8, 9.

Tvar konvexne štvoruholníkovitý, hrubá rugulátna štruktúra, 4 výrazné pretiahnuté póry. Exina je hladká.
Výskyt: hojný najmä v neogéne skúmanej oblasti.
Botanický význam: *Ulmus*.

Polyporopollenites stellatus (R. Pot. et Ven.), Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 1, 2.

Veľkosť 45 *mi*. Tvar okrúhly, exina hladká, štruktúra jemne zrnitá, póry malé.
Výskyt: hojný najmä v tortóne vrtu Š1-NB.
Botanická príslušnosť: *Pterocarya*.

Intratriporopollenites Pflug et Thomson, 1953

Intratriporopollenites instructus (R. Pot. et Ven.), Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 5, 6.

Tvar okrúhly, veľkosť 55 *mi*. Exina chagrenátna, štruktúra jemne výrazne sieťovitá. Póry sú veľké, okrúhle, okolo nich je jemne vyvinutý anulus.
Výskyt: dosť hojný v neogénnej časti vrtu Š1-NB.
Botanický význam: *Tilia*.

Polyvestibulopollenites Pflug, 1953 et Thomson, 1953

Polyvestibulopollenites verus (R. Pot.) et Th., 1953

Tabuľka 7, obraz 2, 3, 4.

Veľkosť 20 *mi*. Vyskytujú sa 4—5-pórové jedince.
Botanický význam: *Alnus*.

Tricolpopollenites Pflug et Thomson, 1953

Tricolpopollenites sp.

Tabuľka 8, obraz 3, 4.

Tvar peľového zrna v ekvatoriálnom pohľade je okrúhly. Kolpy siahajú až do stredu tela peľového zrna. Stena exiny je jasne dvojvrstevná, asi 1 *mi* hrubá. Povrch exiny je zrnitý.
Výskyt: v strednom eocéne vrtu Š1-NB (1189,70 m).
Botanická príslušnosť: neznáma.

Tricolpopollenites microhenrici (R. Pot.) Th. et Pf., 1953

Tabuľka 8, obraz 10, 11, 20.

Tvar oválnopretiahnutý. Veľkosť 25—30 *mi*. Exina je hladká, štruktúra jemne zrnitá. Kolpy siahajú od pólu k pólu.
Výskyt: hojný v neogéne aj paleogéne bojnickej oblasti.
Botanická príslušnosť: *Cupuliferae* (asi *Quercus*).

Tricolpopollenites spinosus (R. Pot.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 9, obraz 14.

Veľkosť peľového zrna je 30—32 *mi*. Exina je dvojvrstevná so zobákovitou štruktúrou, ako sa uvádza pre rod *Cinnammomum*.
Výskyt: v neogéne aj paleogéne skúmaných sedimentov.
Botanická príslušnosť: *Lauraceae*.

Tricolpopollenites henrici (R. Pot.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 8.

Veľkosť 35 *mi*. Štruktúra zrnitá až hrubozrnitá. Vyskytuje sa v paleogéne aj neogéne skúmaných sedimentov.
Botanická príslušnosť: asi *Cupuliferae*.

Tricolpopollenites liblarensis (Thomson) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 9.

Tvar elipsovitý. Veľkosť 20 *mi*. Exina hladká.
Výskyt: v paleogéne aj neogéne skúmaných sedimentov.
Botanická príslušnosť: *Leguminosae*.

Tricolpopollenites cingulum R. Pot. *subsp. pusillus* Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 12, 13, 14, 17, 18, 7.

Tvar oválny až elipsovitý, Veľkosť 22 *mi*. Exina hladká.
Výskyt: miestami veľmi hojný.
Botanická príslušnosť: *Castanea*.

Tricolpopollenites cingulum subsp. fusus (R. Pot.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 19.

Tvar oválny. Exina hladká Štruktúra jemne zrnitá.
Výskyt: hlavne v paleogéne skúmaných sedimentov.
Botanická príslušnosť: neznáma.

Tricolporopollenites kruschi R. Pot. *subsp. rodderensis* (Thierg.), Pf. et Th., 1953

Tabuľka 8, obraz 15, 16.

Veľkosť 40 *mi*. Podľa veľkosti peľového zrna môže sa zaradiť do poddruhu *rodderensis* (Thierg.). Štruktúra je jemno intrarugulátna.
Výskyt: v neogéne vrtu Š1-NB.
Botanická príslušnosť: cf. *Nyssaceae*.

Tricolporopollenites iliacus (R. Pot.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 9, obraz 2.

forma major (Pf. et Th.)

Tvar elipsovitý. Veľkosť až 55 *mi*. Klávy sú okrúhle, sedia na krátkych stopkách. Póry sú okrúhle. Kolpy sa tiahnu od pólu k pólu.
Výskyt: dosť hojný v neogéne skúmaných sedimentov.
Botanický význam: *Aquifoliaceae* (asi *Ilex*).

Tricolporopollenites lasius (R. Pot.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 9, obraz 6.

Tvar okrúhly. Veľkosť 50 *mi*. Štruktúra intrabakulátna. Skulptúra zrnitá. Póry sú malé, okrúhle.

Výskyt: v neogéne skúmaných sedimentov.

Botanická príslušnosť: neznáma.

Diospyros sp.

Tabuľka 9, obraz 3, 4.

Veľkosť 45 *mi*. Štruktúra nepravidelne fossulátna. Okraj exiny je zdobený perlovitými elementmi.

Výskyt: v neogéne vrtu Š1-NB.

Periporopollenites Pflug et Thomson, 1953

Periporopollenites stigmosus (R. Pot.) Pf. et Th., 1953

Tabuľka 9, obraz 5.

Výskyt: v neogéne skúmaných sedimentov.

Botanická príslušnosť: *Liquidambar*.

Chenopodiaceae

Tabuľka 9, obraz 7—9, 11.

Veľkosť 25—35 *mi*. Štruktúra sa podobá druhu *Chenopodium album* podľa Erdtmana (1961).

Výskyt: v neogéne dosť hojný.

Botanická príslušnosť: *Chenopodium*.

cf. Nympheaceae

Tabuľka 9, obraz 10, 13.

Veľkosť 20—30 *mi*.

Výskyt: v paleogéne aj v neogéne skúmaných sedimentov.

cf. Monocolpopollenites

Tabuľka 9, obraz 1.

Veľkosť 62 *mi*. Exina intrabakulátna. Paličky sú výrazné, 2 1/2 *mi* dlhé. Skulptúra je výrazne zrnitá.

Výskyt: v neogéne skúmanej oblasti.

Botanická príslušnosť: neznáma.

Hystrichosphaeridae

Tabuľka 9, obraz 12.

Ihlice sa na koncoch rozdvojujú. Telo má zrnitú štruktúru.
Výskyt: v paleogéne vrtu NB-1.

Typ

Tabuľka 6, obraz 1.

Veľkosť 50 *mi*. Tvar oválny. Štruktúra je zrnitá až bakulátna.
Výskyt: v paleogéne vrtu NB-1.

Lektorovali: RNDr. N. Gabrielová a RNDr. D. Vass

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

LITERATÚRA

[1] Benie J.—Kidston R., 1886: On the occurence of Spores in the carboniferous Formation of Scotland. — Roy. Phys. Soc. Edinbourgh Proc. 9/82, Edinbourgh. — [2] Ciesarik M.—Planderová E., 1965: Nové poznatky o geologickej pozícii limnokvarcitov na ložisku Stará Kremnička. Geologické práce, Správy 36, Bratislava. — [3] Erdtman G., 1952: Pollenmorfology and Plant Taxonomy Angiosperms. An Introduction to Palynology. The Cronica Bot. Co. Waltham, Mass. USA 1 Bunttaf., Stockholm. — [4] Franko O.—Gross P., 1964: Správa o geologických pomeroch centrálnokarpatského paleogénu okolia bojnických kúpeľov. Správy o geol. výskumoch za rok 1963, Bratislava. — [5] Franko O.—Gross P.—Samuel O., 1968: Geologia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Kedves M., 1961: Etudes palynologiques dans le Bassin de Dorog II. Pollen et Spores, 3/1, Paris. — [7] Kedves M., 1963: Stratigraphie palynologique des couches eocenes de Hongrie. Pollen et Spores, 5/1, Paris. — [8] Kedves M., 1967 a: Sur quelques problems de stratigraphie palynologiques appliques au tertiäre en Europa. Pollen et Spores, 9/2, Paris. — [9] Kedves M., 1967 b: Etudes palynologiques des couches du tertiäre inferieur de la region parisienne. I. Spores. Pollen et Spores, 9/3. Paris. — [10] Klaus W., 1959: Die Palynologie als stratigraphische Methode im Tertiär. Handb. der stratigraf. Geol. Bd. III/I, Stuttgart. — [11] Krivanné—Hutter E., 1961: A Dorogi Borokasi medencerész középsőeocén barnakőszén öszlatének palynologiai rétegtana, Budapest. — [12] Krutzsch W., 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchnungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geol. VIII. Beiheft 21—22, Berlin. — [13] Krutzsch W., (1962—1963): Atlas der mittel-und jungtertiären dispersen Sporen-und Pollensowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas I—III, Berlin. — [14] Kuprianovová L. A., 1965: Palynologia serežkocvetnych, Moskva. — [15] Marschalko R. a kol., 1961: Ročná správa o geologickom mapovaní na liste Hranovnica (M-35-113-B-a). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Mazancová M., 1962: Rostlinné mikrofosilie z ložiska Uhelná ve Slezsku. Sborník ÚÚG. sv. 27, odd. paleont., Praha. —

[17] Mürriger F.—Pflug H., 1952: Über die Altersstellung der Braunkohle von Burghasungen. — Ber. Kassel, auf Grund pollenanalytischer Untersuchnungen. Not. Bl. Hess. L. A. f. Bod. 6/2, Wiesbaden. — [18] Nagy E., 1962: New pollen species from the lower Miocene of the Bakony mountain (Várpalota) of Hungary. Acta botanica academiae scientiarum Hungaricae 8/1—2, Budapest. — [19] Nagy E., 1963: Spores et pollens nouveaux d'une coupe de la briqueterie d Éger (Hongrie). Museum national d'historie naturelle 5/2, Paris. — [20] Oszast J., 1960: Analiza pylkowa ilow tortonskich ze Starych Gliwic. Monographie botanicae, 9/1, Krakov. — [21] Pacltová B., 1960: Rostlinné mikrofosilie (hlavne sporomorphy) z lignitových ložisek u Mydlovař v ČeskoBudějovické pánvi. Sborník ÚÚG. sv. 25. Odd. paleont., Praha. — [22] Pacltovú B., 1966: Výsledky mikropaleontologických studií chatakvitanského souvrství na Slovensku. Rozpravy ČSAV, 76/13, Praha. — [23] Petelin V. P.—Fotiejev A. V., 1952: O novoj taželoj židkosti dľa sporogopyľcevogo i diatomogo analyzov. Manuskript — autoreferát. — [24] Pflug H., 1953: Zur Entstehnung und Entwicklung des Angiospermiden Pollen in der Erdgeschichte. Paläontograf. Bd. 95, Abt. B., Stutgart. — [25] Planderová E., 1965: Je handlovská uhoľná séria tortónskeho veku? Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [26] Planderová E., 1966: Mikropalentologické spracovanie terciérnych sedimentov z oblasti vnútrokarpatských kotlín na Slovensku. Biol. práce, 12/3, Bratislava. — [27] Planderová E.—Pulec M.—Samuel O.—Vaňová M., 1963: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom banskobystrickej a zvolenskej kotliny. Geol. práce, Správy 30, Bratislava. — [28] Planderová E.—Snopková P., 1968: Palynologické zhodnotenie paleogénnych a neogénnych sedimentov z oblasti Bojníc. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [29] Potonie R.—Gelletich J., 1933: Über Pteridophytensporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. Sitz. Ber. naturf. Fr. Berlin, Jahrgang 1932, Berlin. — [3] Potonie R.—G. Kremp, 1954: Die Gattungen der paläozoischen Spore dispersae und Stratigraphie. Geol. Jb. 69, Hannover. — [31] Rakosi I.,1964: A. Szentendrei 2 Sz. fúrás palynologiai vizsgálata. Am. All. Földtani Int., Budapest. — [32] Samuel O., 1964: Mikrostratigrafia paleogénu okolia Bojníc. Správy o geologických výskumoch za r. 1963, Bratislava. — [33] Samuel O.—Snopková P., 1962: Mikrobiostratigrafické a palynologické štúdiá centrálnokarpatského paleogénu. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [34] Samuel O., 1968: Záverečná správa o mikrostratigrafii paleogénu v okolí Bojníc. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [35] Snopková P., 1965: Správa o palynologickom výskume Levočského pohoria. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [36] Snopková P., 1967: Záverečná správa o palynologickom výskume Dukelskej jednotky. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [37] Stuchlik L., 1964: Analyza pylkowa osadow miocenskich z Rypina. Acta paleobotanica V. 2, Warszawa. — [38] Thomson P. W.—Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiäre. Paleontograf. 94. Abt. B., Stuttgart. — [39] Vaňová M., 1963: Správa o vyhodnotení veľkých foraminifér z centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. Správa o geol. výskumoch r. 1963, Bratislava. — [40] Vaňová M., 1968: Veľké foraminifery z povrchových odkryvov a vrtov zo širšieho okolia Bojníc. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [41] Zaklinskaja E. D., 1963: Pyľca pokrytosemjannych i jejo značenie dľa obosnovanija stratigrafii verchnego mela i paleogena. Trudy geol. inst. vypusk 74, Moskva.

Vysvetlivky k tabuľkám I—IX

Všetky sporomorfy sú 1000× zväčšené.

Tabuľka I

Obr. 1—2 — *Leiotriletes adriennis* (R. Potonie et Gelletich 1933) Krutzsch 1959, vrt Š1-NB, 1189,7—1195,0 m.
Obr. 3 — *Verucingulatisporites cf. trifoliiformis* Nagy 1966, vrt NB-1, 189,00 m.
Obr. 4 — *Leiotriletes adriennis subsp. pseudomaximus* (Thomson et Pflug 1953), Krutzsch 1959, vrt NB-2, 473,0—427,0 m.
Obr. 5 — *Trilites cf. multivalatus* (Pflug 1953), Krutzsch 1959, vrt NB-1, 51,60—54,00 m.
Obr. 6 — *Polypodiaceoisporites macrocingulis* Planderová 1966, NB-1, 595—600 m.

Tabuľka II

Obr. 1—2 — *Trilites cf. multivallatus* (Pflug 1953), Krutzsch 1959, vrt Š1-NB, 1189,7—1193,0 m
Obr. 3 — *Polypodiaceoisporites cf. macrocingulis* Planderová 1966, vrt NB-1, 444—447 m.
Obr. 4 — *Laevigatosporites haardti* R. Pot. et Ven. 1934, Paleogén — neogén bojnicko-nováckej oblasti (vrt NB-2 427 m, 178 m).
Obr. 5 — *Polypodiaceoisporites cf. marxheimensis* (Mürr. et Pf. 1952) Thomson — Pflug 1953, vrt NB-1, 273,40—276,00 m.
Obr. 6 — *Verrucingulatisporites verrucatus* Kedves 1961, vrt NB-1, 444—447 m.
Obr. 7 — *Polypodiaceoisporites cf. obuncus* Krutzsch 1959, vrt NB-1, 595—600 m.
Obr. 8 — *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. et Gell., 1933, vrt Š1-NB, 520,7—523,0 m.
Obr. 9 — *Divisisporites* sp., vrt Š1-NB, 1189,0—1193 m.
Obr. 10 — *Cicatricosisporites* sp., vrt NB-1, 444—447 m.

Tabuľka III

Obr. 1 — *Camerozonosporites cf. heskemensis* (Pflanzl 1955), Thomson — Pflug 1953, vrt Š1-NB, 1189,7—1193,0 m.
Obr. 2 — *Echinatisporis longechinus* Krutzsch 1959, vrt Š1-NB, 1189—1193 m.
Obr. 3 — *Baculatisporites cf. baculatus* Krutzsch 1959, paleogén — neogén vrtu NB-2.
Obr. 4 — *Toripunctatisporites* sp., vrt Š1-NB, 520,7—523,0 m.
Obr. 5—6 — *Inaperturopollenites hiatus* (R. Potonie 1931), Thomson — Pflug 1953, vrt NB-1, 444—447 m.
Obr. 7 — *Inaperturopollenites polyformosus* Thiergart 1938, vrt Š1-NB, 223,4 m.
Obr. 8—9 — *Cycadopites* sp., vrt NB-1, 51,60—54,00 m, 189,0 m.
Obr. 10 — *Pinus typ Haploxylon*, Š1-NB, 830,0—832,0 m.
Obr. 11 — *Pinus typ Diploxylon*, vrt NB-1, 90,00—93,00 m.

Tabuľka IV

Obr. 1 — *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph*, vrt Š1-NB, 137,7 m.
Obr. 2 — *Tsuga canadensis typ Rudolph*, vrt Š1-NB, 95,5 m.
Obr. 3 — *Pinus typ Haploxylon*, vrt Š1-NB, 830,0—832,6 m.
Obr. 4 — *Picea*, vrt Š1-NB, 137,7 m.

Tabuľka V

Obr.1 — *Typ* vrt NB-1, 51,60—54,00 m.
Obr. 2 — *Pityosporites* sp., vrt Š1-NB, 1189,7—1193,0 m. preplavená mezozoická forma.
Obr. 3 — *Cedrus* sp., vrt NB-2, 178,5 m.
Obr. 4—5 — Zvyšky húb, paleogén — neogén bojnicko-nováckej oblasti, vrt NB-2, 427 m, 178 m.
Obr. 6 — *cf. Cedrus*, vrt NB-2, 957 m.

Tabuľka VI

Obr. 1 — *Monocolpopollenites cf. areolatus* R. Pot. 1953, vrt NB-2, 496 m.
Obr. 2 — *Monocolpopollenites cf. tranquillus* R. Pot. 1953, 957 m, vrt NB-2.
Obr. 3 — *Oculopollis cf. praedicatus* Weyland et Krieg 1953, vrt Š1-NB, 1371 m.

Obr. 4 — *Oculopollis cf. baculotrudens* (Pf.) Zaklin. 1963,
Obr. 5 — *cf. Anacolosidites*, vrt NB-2, 51—54 m.
Obr. 6 — *Oculopollis cf. praedicatus* Weyland et Krieg 1953, vrt Š1-NB, 1371 m.
Obr. 7 — *Oculopollis* sp., vrt NB-1, 90—93 m.
Obr. 8 — *Anacolosidites cf. supplingensis* (Cookson) Pf. 1953, vrt Š1-NB, 1189—1193 m.
Obr. 9 — *Extratriporopollenites cf. exemplum* Th. et Pf. 1953, vrt NB-1, 189 m.
Obr. 10—13: — *Triatriopollenites rurensis* Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 295 m.
Obr. 14 — *Triatriopollenites plicatus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, vrt NB-1, 530 m.
Obr. 15 — *Triporopollenites coryloides* (Pf.) Th. et Pf. 1953, Š1-NB, 223 m.
Obr. 16 — *Trivestibulopollenites betuloides* (Pf.) Th. et Pf. 1953, Š1-NB, 137 m.
Obr. 17 — *Triatriopollenites cf. coryphaeus* (R. Pot), 1953, NB-2, 278 m.
Obr. 18 — *Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus* (R. Pot.) Pf. et Th., 1953, NB-2, 278 m.
Obr. 19 — *Triatriopollenites coryphaeus subsp. microcoryphaeus* (R. Pot.) Pf. et Th., 1953, NB-2, 278 m.
Obr. 20 — *Triatriopollenites cf. coryphaeus* (R. Pot.), 1953, NB-2, 137 m.

Tabuľka VII

Obr. 1 — *Trivestibulopollenites betuloides* (Pf.) Th. et Pf. 1953, Š1-NB, 250 m.
Obr. 2—4 — *Polyvestibullopollenites verus* (R. Pot.) Pf. et Th., 1953, Š1-NB, 219 m.
Obr. 5—6 — *Polyporopollenites carpinoides* Pf. 1953, Š1-NB, 260 m.
Obr. 7 — *Subtriporopollenites constans* (Th. et Pf.) 1953, NB-1, 444—447 m.
Obr. 8—9 — *Polyporopollenites undulosus* (Wolff.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 295 m.
Obr. 10— *Subtriporopollenites constans* (Th. et Pf.) 1953, Š1-NB, 137 m.
Obr. 11—13 — *Subtriporopollenites simplex* (R. Pot. et Ven.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 223 m.

Tabuľka VIII

Obr. 1—2 — *Polyporopollenites stellatus* (R. Pot. et Ven.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 148 m.
Obr. 3—4 — *Tricolpopollenites* sp., vrt Š1-NB 1189,70
Obr. 5—6 — *Intratriporapollenites instructus* R. Pot. et Ven.; Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 223 m.
Obr. 7 — *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 219 m.
Obr. 8 — *Tricolpopollenites henrici* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 137 m.
Obr. 9 — *Tricolpopollenites liblarensis* (Th.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 295 m.
Obr. 10—11 — *Tricolpopollenites microhenrici* (R. Pot.) Th. et Pf. 1953, NB-2, 178 m.
Obr. 12—14 — *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. *subsp. pusillus* Pf. et Th. 1953, Š 1-NB, 219 m.
Obr. 15—16 — *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. *subsp. rodderensis* (Thierg.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB.
Obr. 17—18 — *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. *subsp. pusillus* Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 219 m.
Obr. 19 — *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. *subsp. fusus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 1189 m.
Obr. 20 — *Tricolpopollenites microhenrici* (R. Pot.) Th. et Pf. 1953, NB-2, 178 m.

Tabuľka IX

Obr. 1 — *cf. Monocolpopollenites*, NB-2, 896 m.
Obr. 2 — *Tricolporopollenites iliacus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, *forme major* /Pf. et Th. 1953, Š1-NB, 223 m.
Obr. 3—4 — *Diospyros* sp. Š1-NB, 295 m.
Obr. 5 — *Periporopollenites stigmosus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, NB-2, 496 m.
Obr. 6 — *Tricolporopollenites lasius* (R. Pot.) Pf. et 1953, NB-2, 375 m.
Obr. 7—9 — *Chenopodiaceae*, Š1-NB, 202 m.
Obr. 10 — *Nympheaceae*, Š1-NB, 223 m.
Obr. 11 — *Chenopodiaceae*, Š1-NB, 202 m.
Obr. 12 — *Hystrichosphaeridae*, NB-1, 189 m.
Obr. 13 — cf. *Nympheaceae*, Š1-NB, 223 m.
Obr. 14 — *Tricolpopollenites spinosus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953, NB-1, 51—54 m.

PLANDEROVÁ E. – SNOPKOVÁ P.

MICROPALAEOBOTANICAL INVESTIGATION OF THE BOJNICE-NOVÁKY AREA

This account presents the results of palynological study of the Tertiary sediments of the Bojnice-Nováky area. The study was based on the data provided by deep boreholes (NB-2, Š1-NB, NB-1) deepened through the Palaeogene and Neogene sequences. In addition to the palynological classification of the sediments, ecological and stratigraphical results are given. In the systematic part the morphology of the most frequent sporomorphs is described.

The following points have been ascertained from the analysis of pollen grains and spores:

(a) The oldest Palaeogene sediments (Middle to Upper Eocene), which in the Bojnice area are represented by the basal transgressive lithofacies and the marginal lithofacies, are distinguished dominantly by tropical sporomorphs. The principal are as follows: *Punctatisporites cf. luteticus* Krutzsch, *Verrucingulatisporites, verrucatus Krutzsch, Poly. podiaceoisporites macrocingulis* Pland., *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Subtriporopollenites constans*, etc. In addition to these stratigraphically significant species, conifers particularly *Pinus of Haploxylon* and *Diploxalon* types, and the *Engelhardtia, cf. Castanea, Leguminasae*, a. o. constitute a notable component of the pollen spectrum.

(b) Younger sediments (Upper Eocene – Lower Oligocene), which correspond lithologically to the claystone lithofacies and the flysch complex, are characterized by the decrease of the percentage of tropical plant elements and the increase in spores and pollen grains of the species *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot., *Trilites cf. multivallatus* Pflug, *Polypodiaceoisporites marxheimensis* Mürr. et Pflug, *Tricolpopollenites liblarensis* Thoms and by the appearance of younger Arcto-Tertiary plant elements, such as *Alnus, Carya, Tsuga, Tilia*, etc.

In the Burdigalian, some tropical sporomorphs disappeared from the pollen spectrum and the genera *Alnus, Pterocarya, Tilia, Castanea, Cupuliferae and Myricaceae* came to the fore.

The Torton-Sarmatian sediments are distinguished by a wide distribution of marshy woods of the family *Taxodiaceae*, of the genera *Alnus* and *Carya* and of the family *Myricaceae*. The assemblage of *Nyssaceae – Myricaceae* is characteristic. From the representation of *Arcto-Tertiary genera* a cooler subtropical climate with steady humidity is inferred.

On the basis of the ecological assessment of sediments the following conclusions have been drawn:

1. In the Middle to Late Eocene, the climate was warm tropical with a high percentage of tropical-subtropical plant elements.
2. In the Late Eocene to Early Oligocene, the subtropical climate replaced the tropical climate of the previous period and Arcto-Tertiary types increased in number.
3. In the Burdigalian, the first break in the climatic curve appeared. Most tropical sporomorphs became extinct, so that the climate may be regarded as subtropical.
4. In the Tortonian-Sarmatian, the Arcto-Tertiary types are represented to a great percentage; they suggest the beginning of cooler climate; relics of subtropical flora still existed.

The systematic part gives a detailed description of sporomorphs found in the Palaeogene and Neogene sediments of the area studied. The sporomorphs determined were assigned to both the natural and artificial plant systems.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

551.782.11(437.64)

VIERA GAŠPARIKOVÁ

ROZŠÍRENIE SPODNÉHO MIOCÉNU V HORNONITRIANSKEJ KOTLINE A PRIĽAHLEJ ČASTI VTÁČNIKA

Neogén v hornonitrianskej kotline a priľahlej z. časti Vtáčnika je budovaný peliticko-psamitickými sedimentami, ktoré tvoria podstatnú časť výplne tejto kotliny. Často ich sprevádzajú aj produkty vulkanizmu, najmä vo v. časti sledovaného územia.

Sedimentárny komplex je reprezentovaný: a) *spodným miocénom* (burdigal), b) *vrchným miocénom* (tortón, sarmat), c) *pliocénom*.

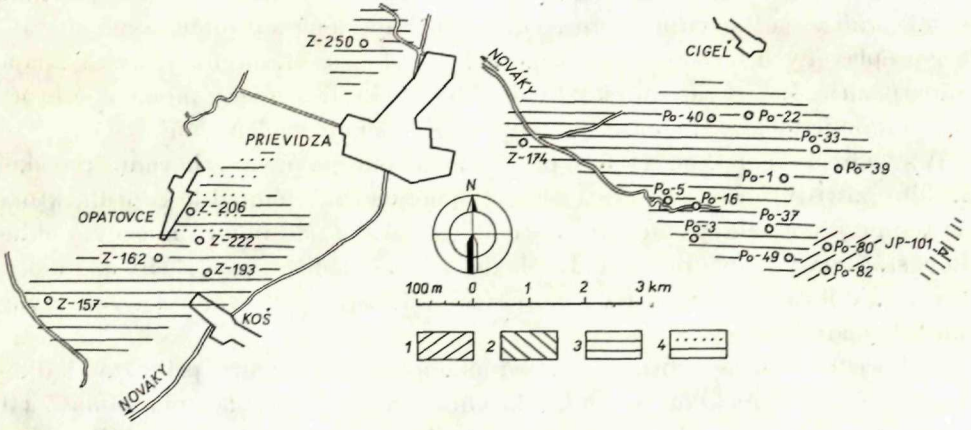
Z biostratigrafického hľadiska je podstatný spodný miocén, preukázateľný nálezmi makrofauny i mikrofauny. Sedimenty vrchného tortónu a pliocénu sa utvárali v sladkovodnom prostredí a v nich nájdená mikrofauna má charakter preplavených foriem. Ich stratigrafická pozícia sa stanovuje len na základe superpozície. Zatiaľ sa neprejavil charakteristický litologický moment o ktorý by sa dalo jednoznačne oprieť pri ich stratigrafickom začleňovaní.

V. Čechovič a kol. (1959) pri geologickom mapovaní hornonitrianskej kotliny zistil v jej s. a v. časti výskyt spodného miocénu. Ide o pruh, ktorý sa tiahne j. od Veľkej Čause cez obec Malá Čausa a nad ňou sa miernym oblúkom stáča na z. k obci Brezany. Litologicky sú to slienité a piesčité íly až piesky, ktoré sú doložené brakickými a morskými mikrospoločenstvami, charakterizujúcimi spodný miocén (9, 10).

V hornonitrianskej kotline sú spodnomiocénne sedimenty prikryté sladkovodnými a vulkanickými sériami, takže hranica ich rozšírenia smerom na Z a J sa len predpokladala. V poslednom období bola prítomnosť týchto sedimentov overená niekoľkými vrtmi. Ide hlavne o vrty situované v línii Nová Lehota — Podhradie — Nováky, ktoré zistili prítomnosť burdigalských sedimentov preukázaných faunistickými polohami. Znamená to, že táto línia predstavuje približne j. a čiastočne z. vymedzenie burdigalu, ktorý v týchto miestach prikrývajú mocné polohy mladších sedimentov. Mikropaleontologickými analýzami sa zistila burdigalská brakická a morská mikrofauna, miešané foraminiferové spoločenstvá sú začleňované tiež k burdigalu.

Brakický vývin burdigalu bol zistený v banských dielach a podzemných vrtoch bane Handlová. Litologicky ide o piesčité slienité íly a piesčité sliene, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými slienitými pieskovcami. V podzemnom vrte JP-101 v hĺbke 24,00—25,00 m bol zachytený výrazný horizont, ktorý obsahuje typické brakické spoločenstvo, takmer monospoločenstvo s veľmi hojným, dokonale vyvinutým druhom *Ammonia beccarii* (L.) a s ojedinelými zástupcami rodu *Elphidium*. Vo vrtoch JP-99 a JP-102 boli stanovené brakické spoločenstvá, avšak ochudobnené s preplavenými planktonickými foraminiferami z podložných vrchnoeocénnych sérií. Podobné ochudobnené brakické foraminiferové spoločenstvá zistila R. Lehotayová (1961, in V. Čechovič—T. Šinály 1962) v bani Handlová. Brakický vývoj zodpovedá spodnoburdigalským sedimentom, ktoré boli zistené na v. okraji kotliny. Smerom na Z, t. j, dovnútra kotliny, pozorovať u burdigalských usadením zmeny litologického i faunistického charakteru, ktoré sú výsledkom postupujúcej transgresie burdigalského mora.

Morské sedimenty sa začínajú jemne piesčitými slieňmi a smerom do nadložia prechádzajú do ílov a slienitých ílov. Mikrofaunu týchto burdigalských sedimentov charakterizujú bohaté morské spoločenstvá, viazané hlavne na slienité a ílovité súvrstvia. V sedimentoch s hojným zastúpením piesčitého komponenta, ktoré znamenajú splytčovanie mora na konci spodného miocénu, sú



Charakter spodnomiocénnych mikrospoločenstiev hornonitrianskej kotliny. Zostavila V. Gašpariková, 1967.

1. brakické spoločenstvá; 2. miešané spoločenstvá; 3. morské spoločenstvá; 4. ochudobnené spoločenstvá

Character of Lower-Miocene Microassemblages in Horná Nitra Basin. (Compiled) by V. Gašpariková, 1967.

1. brackish assemblages; 2. mixed assemblages; 3. marine assemblages; 4. impoverisched assemblages.

zastúpené ochudobnené spoločenstvá foraminifér. Vo vrtoch PO-80 (382,5—420,0 m) a PO-82 (355,0—412,7 m) v jemnozrnných pieskovcoch bol stanovený horizont s miešanou mikrofaunou morských a brakických foraminiferových spoločenstiev. Dobre vyvinutý je brakický druh *Ammonia beccarii* (L.) spolu s morskými formami ako *Cibicides dutemplei* (Orb.), *C. pseudoungerianus* (Cush.), *Nonion boueanus* (Orb.), *N. commune* (Orb.), *Bulimina ovata* Orb., *B. pupoides* Orb., *Cassidulina laevigata* Orb. s ojedinelými zástupcami rodu *Robulus*.

Bohaté morské foraminiferové spoločenstvá boli zistené vo viacerých vrtoch situovaných v širšom okolí Novák a s. od Novák. Z nich uvádzam Z-157, Z-162, Z-174, Z-193, Z-250, z oblasti Podhradia PO-1, PO-3, PO-5, PO-16, PO-22, PO-33, PO-37, PO-40, PO-49. Prevládajúcimi formami sú zástupcovia rodu *Robulus* a *Cibicides*. Uvádzam tieto stanovené formy: *Robulus calcar* (Linné), R. *clericii Fornasini*, *R. crassis* (Lam.), *R. cultratus* (Orb.), *R. inornatus* (Orb.), *R. macrodiscus* (Rss.), *R. mamilligerus* (Karrer), *R. meznericsae* Cicha, *R. vortex* Ficht. & Moll., *Cibicides buday* Cicha & Zapletalová *C. dutemplei* (Orb.), *C. pseudoungerianus* (*Cushm.*). Ako sprievodné formy v spoločenstvách boli zistené druhy *Spiroplectammina carinata* (Orb.), *S. deperdita* (Orb.), *Textularia aglutinans* Orb., *T. gramen abbreviata* (Orb.), *Nodosaria aff. bacillum* Defr., *Marginulina fragaria* Gümb., *M. glabra* (Orb.), *Lagena sulcata* Walker & Jacob, *Guttulina austriaca* Orb., *G. problema* (Orb.), *Bulimina elongata* Orb., *Uvigerina bononiensis* (Fornasini), *Bolivina antiqua* Orb., B. *fastigia droogeri* Cicha & Zapletalová, *B. dilatata dilatata* Rss., *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Gyroidina soldanii* (Orb.), *Discorbis orbicularis* Terquem, *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Eponides scheibersii* Orb., *Chilostomella oolina* (Schw.) atď. Planktonické foraminifery sú veľmi ojedinelé. Charakter stanovenej mikrofauny svedčí o pokojnej, ničím nerušenej morskej sedimentácii.

V s. časti hornonitrianskej kotliny, predovšetkým vo vrtoch Z-206H a Z-222, boli v sedimentoch so značným obsahom piesčitého komponenta zistené ochudobnené spoločenstvá foraminifér, predstavujúce regresný horizont burdigalský. Okrem drobných, zakrpatených spodnomiocénnych foraminifér — hlavne zástupcov rodu *Robulus a Cibicides* — nachádzajú sa v nich hojné ihlice húb, rádiolárie a diatomaceae. Organické zvyšky stanovené v tomto piesčitom horizonte svedčia o nepriaznivých životných podmienkach prostredia.

Z celkového rozšírenia spodnomiocénnych foraminiferových spoločenstiev sledovanej oblasti možno konštatovať, že spoločenstvá poukazujúce na transgresívny charakter sa nachádzajú v úzkom pruhu vo v. časti kotliny a smerom na V nadobúdajú charakter miešaných spoločenstiev. Na z. okraji kotliny a smerom dovnútra bola zistená morská mikrofauna, ktorá je v sz. časti značne ochudobnená v dôsledku regresie spodnomiocénneho mora.

LITERATÚRA

[1] Bartek V., 1963: Príspevok k prieskumu handlovského ložiska v oblasti obce Podhradie. Geologické práce, Správy 29, Bratislava. — [2] Brodňan M.—Slávik J., 1966: O detriticko-vulkanickej formácii Handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38, Bratislava. — [3] Buday T.—Cicha I.—Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. Geolog. ústav D. Štúra, Bratislava. — [4] Cicha I., 1959: Předběžná zpráva o srovnávacích výskumech spodního miocénu Paratethydy s přihlédnutím k vývoji dírkovcové fauny. Věstník Ústř. ústavu geolog., 34/2, Praha. — [5] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [6] Čechovič V.—Šinály T., 1962: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo Veľkobani Handlová. Geologické práce, Správy 25—26, Bratislava. — [7] Gašparik J., 1967: Geologické pomery severných výbežkov Podunajskej nížiny. Kandidátska práca. Manuskript-archív SAV, Bratislava. — [8] Gašparíková V., 1967: Mikrobiostratigrafické pomery oblasti Podhradia, širšieho okolia Novák a problému Handlová — južné pole. Manuskript-archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves. — [9] Lehotayová R., 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti Handlovskej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [10] Vavrová E., 1959: Mikropaleontologické zhodnotenie povrchových vzoriek terciéru severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava.

V. GAŠPARIKOVÁ

DISTRIBUTION OF LOWER-MIOCENE IN HORNÁ NITRA BASIN AND IN ADJACENT VTÁČNIK MTS.

In Horná Nitra Basin, Neogene is represented by a) Lower Miocene (Burdigalian), b) Upper Miocene (Tortonian, Sarmatian), c) Pliocene. From the view of microbiostratigraphy most important is Lower Miocene characterized by brackish, mixed brackish-marine and marine foraminifera assemblages. Brackish assemblages indicating transgression of the Lower-Miocene sea, form a narrow belt along the eastern margin of the basin. These are characterized by abundant occurrences of the *species Ammonia beccarii* (L.) Southwestwards, the assemblages acquire the nature of mixed ones including brackish and marine foraminifera. Inside the basin up to its western margin, abundant marine assemblages were found in marly-clayey sediments, in bore-holes near Podhradie and Nováky. In these assemblages mainly the species *Robulus* and *Cibicides* were found. Their history together with that of other foraminifera inidcates quiet marine sedimentation. In the northern part of the basin a sandy horizon was traced, indicating regression of the Burdigalian sea, and containing rudimentary microfauna, sponge spicules, radiolaria and diatomacee.

Geologické práce, Správy 52. Bratislava 1970

550.83:553.7.031.2(437.64)

L. ZBOŘIL—L. FRANKO—J. PLANČÁR

POZNATKY KOMPLEXNÉHO GEOLOGICKO-GEOFYZIKÁLNEHO VÝSKUMU V ŠIRŠEJ OBLASTI BOJNICKÝCH TERMÁLNYCH PRAMEŇOV

Úvod

V rámci hydrogeologického výskumu širšieho okolia bojnickej žriedlovej oblasti sme použili i geofyzikálne metódy. Účelom vhodnej kombinácie gravimetrie, geoelektriky, čiastočne seizmiky bolo zachytiť reliéf skrytého predneogénneho, resp. predterciérneho podložia nováckej depresie, stanoviť jeho relatívne, miestami i absolútne hĺbky, prípadne vymedziť zlomové štruktúry, ak tieto ohraničujú fyzikálne odlišné prostredie. Podrobným geoelektrickým meraním sme sledovali aj litofaciálne zmeny v útvaroch centrálnokarpatského paleogénu, pokiaľ v bojnickej vysokej kryhe vystupujú na povrch.

Zlomové štruktúry sme geofyzikou sledovali nielen v neogéne, ale aj v paleogéne a mezozoiku. Konečným cieľom aplikovaného komplexu geofyzikálnych prác bolo poznať štruktúrno-tektonický vzťah okolia teriem k nováckemu ložisku, prispieť k vymedzeniu širšieho ochranného pásma termálnych vôd a tým uvoľniť doteraz viazané zásoby hnedouhoľného ložiska. Keďže sme základné poznatky o štruktúrno-tektonickej stavbe predmetného územia získali hlavne aplikáciou gravimetrie a geoelektriky, budeme interpretovať tieto geofyzikálne metódy.

Hustotné vlastnosti hornín

Hustotná charakteristika je spracovaná na základe laboratórnych meraní horninových vzoriek odobratých z povrchových odkryvov i zo štruktúrnych, resp. hydrogeologických vrtov. Skúmaný terén môžeme rozdeliť na štyri oblasti s odlišnou hustotnou charakteristikou. I keď Strážovská hornatina a Malá Magura zasahujú do skúmanej oblasti iba okrajove, ich horninové komplexy vytvárajú hlboké podložie terciérnemu sedimentačnému priestoru, a preto je potrebné aspoň orientačne podať ich hustotnú charakteristiku.

Kryštalinikum Malej Magury zasahuje do skúmanej oblasti svojím j. okrajom. Buduje hlboké podložie pod paleogénom a mezozoikom bojnickej vysokej kryhy a hornonitrianskej depresie. Je tu zastúpený prevažne aplitickopegmatitický granit, kremenný diorit, granodiorit, biotitické a dvojsliedové pararuly a migmatitizované pararuly. V kryštalických bridliciach sa vyskytujú menšie telesá amfibolitu. Najnižšie hustoty vykazujú intruzíva, zvlášť acidnej magmy (pegmatitické granity $\sigma = 2{,}56-2{,}64$), vyššie hustoty kryštalické bridlice $\sigma = 2{,}69 - 2{,}73$ a amfibolity $\sigma = 2{,}81$. Priemernú hustotu kryštalinika podľa predpokladaného pomeru zastúpenia jednotlivých petrografických typov hornín možno odhadnúť na $\sigma = 2{,}68$.

Mezozoikum Strážovskej hornatiny buduje podložie paleogénu bojnickej vysokej kryhy a hornonitrianskej kotliny. Tvoria ho prevažne dolomity stredného až vrchného triasu ($\sigma = 2{,}78-2{,}82$), v menšej miere flyšoidný vývoj melafýrovej série ($\sigma = 2{,}6$) a výlevy melafýrov ($\sigma = 2{,}71-2{,}78$). Sporadicky sú vyvinuté flyšoidné útvary ($\sigma = 2{,}58$) a karbonáty spodnej kriedy ($\sigma = 2{,}68$). Triasové vápence ($\sigma = 2{,}71$) sú vyvinuté oproti dolomitom iba podradne. Výskyt iných členov mezozoika je nepatrný (jura). Vcelku rozsah hustôt u mezozoických hornín je podobný ako u kryštalinika ($\sigma = 2{,}58 - 2{,}82$); horniny s krajnými medzami hustôt (flyšoidné útvary a dolomity) sú však zastúpené podstatne vo väčšej miere (amfibolity v kryštaliniku, ktoré dosahujú extrémne vysoké hustoty, sa vyskytujú iba ako izolované telieska). Podľa relácie rozšírenia jednotlivých horninových komplexov v smere horizontálnom i vertikálnom možno odhadnúť priemernú hustotu mezozoika na $\sigma = 2{,}76$.

Paleogén zaberá takmer celú plochu bojnickej vysokej kryhy okrem eróziou obnažených mezozoických útvarov. Oproti predkenozoickým útvarom je charakteristický značnou heterogénnosťou hustôt hornín, v čom sa odrážajú jeho pestré litofaciálne zmeny, ako i petrografické variety v smere horizontálnom i vertikálnom (zmeny i vo flyšoidnom komplexe v dôsledku prítomnosti intraformačných brekcií). Najspodnejší člen, transgresívne bazálne súvrstvie, tvoria prevažne dolomitické brekcie ($\sigma = 2{,}74-2{,}80$), vo vrchných častiach až jemnozrnné pieskovce ($\sigma = 2{,}68$). Zlepence dosahujú maximálnu hustotu $\sigma = 2{,}8$, ak sú monomiktné, t. j. ak sú dolomitové úlomky tmelené dolomitickým materiálom. Polymiktné zlepence (SiO_2 spolu s $CaMg(CO_3)_2$) prítomné vo vyšších častiach vykazujú hustotu menšiu ako 2,8, v extrémnom prípade až pod 2,7. Mocnosť bazálneho súvrstvia na bojnickej kryhe sa pohybuje do 200 m, v podloží novácke panvy okolo 400 m.

Flyšoidný vývoj paleogénu sa vyznačuje voči bazálnym zlepencom relatívne nízkymi objemovými hustotami ($\sigma = 2{,}48-2{,}61$). V komplexe flyšoidného paleogénu sa však vyskytujú výrazné hustotné inhomogenity vyvolané prítomnosťou priestorovo obmedzených polôh intraformačných brekcií. Ich hustoty vcelku zodpovedajú hustote bazálnych zlepencov.

Neogénne sedimentárne a vulkanické horniny tvoria výplň hornonitrianskej depresie. Oproti predneogénnym útvarom vykazujú ako celok podstatne nižšiu hustotu ($\sigma = 2{,}2$). I tu však dochádza k značnej hustotnej diferenciácii. U sedimentárnych hornín majú väčšiu hustotu klastiká (drobnozrnné burdigalské zlepence $\sigma = 2{,}4-2{,}6$, štrky a zlepence sarmatpliocénnej detriticko-vulkanickej formácie ($\sigma = 2{,}4$) ako psamiticko-pelitické súvrstvie ($\sigma = 1{,}9-2{,}2$). Z pelitov vykazujú relatívne vyššiu hustotu sedimenty s väčším obsahom $CaCO_3$ ako horniny s vyšším obsahom SiO_2 (sliene — slienité íly — íly) a petrograficky a litofaciálne analogické typy hornín, ak sa nachádzajú alebo sa pôvodne nachádzali vo väčšej hĺbke.

Komplex neovulkanických hornín vystupujúci na povrch iba pri východnom okraji skúmaného územia je hustotne značne heterogénny. Objemové hustoty závisia tu od dvoch faktorov — bázicity a pórozity. Z pevných efuzívnych telies majú najvyššiu hustotu andezity intermediárneho chemizmu ($\sigma = 2{,}55-2{,}65$). Hrubozrnné pyroklastiká ($\sigma = 2{,}2-2{,}5$) a jemnozrnné tufy a tufity ($\sigma = 1{,}8-2{,}2$) vykazujú vcelku znížené hodnoty objemových hustôt. Keďže je podiel neovulkanických hornín vo výplni hornonitrianskej depresie relatívne malý, inhomogenity vyvolané ich prítomnosťou podstatne neovplyvňujú priebeh anomálneho tiažového poľa.

Vzhľadom na značnú prevahu peliticko-aleuritických neogénnych sedimentov vo výplni panvy zvolili sme pre širšiu oblasť skúmaného územia redukčnú hustotu Bouguerovej dosky $\sigma = 2{,}2$. Niektoré interpretácie sme prevzali z mapy Bouguerových anomálií o jednotnej redukčnej hustote $\sigma = 2{,}5$. Táto bola zostrojená iba pre oblasť bojnickej vysokej kryhy. Redukčná hustota Bouguerovej dosky tu zodpovedá strednej hustote prevládajúcich paleogénnych hornín vo flyšoidnej fácii.

Špecifické odpory hornín

Špecifické odpory hornín sme určili na základe parametrických meraní v blízkosti vrtov a čiastočne tiež podľa výsledkov karotáže, najmä BKS. Hodnoty špecifických odporov jednotlivých typov hornín sa výrazne líšia. Karbonatické horniny mezozoika, kompaktné eocénne zlepence, ako aj kvartérne travertíny sa vyznačujú vcelku vysokými hodnotami špecifických odporov ($300 - \infty\,\Omega m$). Odporové inhomogenity týchto útvarov závisia predovšetkým od stupňa rozrušenia horniny a jej nasýtenia mineralizovanými roztokmi. Kompaktné horniny vykazujú podstatne vyššie hodnoty ako tektonicky porušené zvodnené zóny. Flyšoidné vrstvy paleogénu a neogénne sedimenty majú relatívne značne nižšie odpory ($10-100\ \Omega m$). Výnimku tvoria klastiká burdigalu a zlepence detriticko-vulkanickej formácie prítomné v neogénnej

výplni panvy. Špecifické odpory týchto formácií môžu dosahovať až niekoľko sto Ωm. Zvýšené parametre odporov vykazujú aj vulkanické horniny, zvlášť pevné efuzíva, resp. extruzíva a hrubozrnné pyroklastiká. Útvary neogénu včítane flyšoidného paleogénu tvoria oproti podložnému komplexu (bazálny eocén, mezozoikum, kryštalinikum) výrazné fyzikálne rozhranie.

Kvalitatívna interpretácia anomálneho tiažového poľa

Kvalitatívna interpretácia tiažových meraní predstavuje geologický výklad anomálneho gravitačného poľa na základe vzájomnej korelácie mapy úplných Bouguerových anomálií, máp vyšších derivácií tiaže, hustotnej charakteristiky jednotlivých horninových komplexov a na základe doterajších znalostí o geologickej stavbe skúmanej oblasti.

Schéma mapy úplných Bouguerových anomálií (obr. 1) predstavuje značne zložitý obraz tiažového poľa, v ktorom je možné vyčleniť regionálne (plošne rozsiahle) i relatívne lokálne (plošne obmedzené) tiažové elevácie a depresie, rôznej relatívnej intenzity. Možno tu vymedziť aj tzv. poruchové zóny, ktoré sa prejavujú ako lineárny priebeh intenzívnych horizontálnych gradientov. Tieto zóny väčšinou ohraničujú priebeh jednotlivých regionálnych tiažových elevácií a depresií, obvykle predstavujú veľmi výrazné hustotné rozhrania, často tektonicky podmienené. Tiažové pole je v priestore skúmaného územia deformované vplyvom reliéfu podložia neogénnej výplne novácke depresie, inhomogenitami terciéru, čiastočne tiež litofaciálnymi, resp. petrografickými zmenami predterciérnych útvarov. Inhomogenity v substráte sa prejavujú výraznejšími anomáliami tiažového poľa, ak tento vystupuje blízko k povrchu.

V skúmanom území môžeme z mapy úplných Bouguerových anomálií vyčleniť tieto anomálne oblasti regionálneho rozsahu: *okrajovú zónu mezozoika Strážovskej hornatiny* (Nitrianske Rudno — Nitrianske Sučany), *bojnickú vysokú kryhu, okrajovú časť handlovskej megaštruktúry* (v. od Zemianskych Kostolian) a *depresiu Nováky — Prievidza — Nedožery*. Opisované štruktúry, ktoré sa v anomálnom tiažovom poli prejavujú regionálnymi anomáliami, sú navzájom obmedzené intenzívnymi zónami vysokého gradienta sily tiaže, ktoré korelujú s priebehom regionálnych zlomových línií.

Okrajová zóna mezozoika Strážovskej hornatiny je zachytená iba v z. časti územia. Vyznačuje sa tektonickým obmedzením voči paleogénu bojnickej vysokej kryhy a neogénu čiastkovej novácke depresie. Dislokačné línie v smere cca S—J, prejavujúce sa intenzívnym gradientom tiažového poľa, predstavujú podľa kvantitatívnej interpretácie výsledkov gravimetrických meraní strmý pokles terciéru voči mezozoiku.

Obr. 1 **Schéma úplných Bouguerových anomálií**

Sketch — map of Buge-anomalies



Bojnická vysoká kryha predstavuje výraznú eleváciu anomálneho tiažového poľa ostro ohraničenú oproti novácko-prievidzsko-nedožerskej depresii, menej výrazne voči mezozoiku Strážovskej hornatiny. Výraznosť ohraničenia v anomálnom gravitačnom poli (výrazný gradient sily tiaže) je vyvolaná vzájomným kontrastom hustotných parametrov tunajších hornín (hustoty paleogénu, najmä bazálnych zlepencov, sa tak výrazne neodlišujú od hustotného prostredia karbonatického a flyšoidného mezozoika Strážovskej hornatiny ako od neogénnej výplne hornonitrianskej kotliny). Intenzívnejšie oká lne elevácie v priestore bojnickej vysokej kryhy sú spôsobené vystupovaním karbonatického mezozoika, zvlášť dolomitov spod paleogénneho pokryvu. Menej intenzívne anomálie spôsobuje prítomnosť bazálnych zlepencov, resp. výskyt intraformačných brekcií vo flyšoidnom — paleogénnom komplexe (mocnosť intraformačných brekcií vystupujúcich na povrch dosahuje až 100 m).

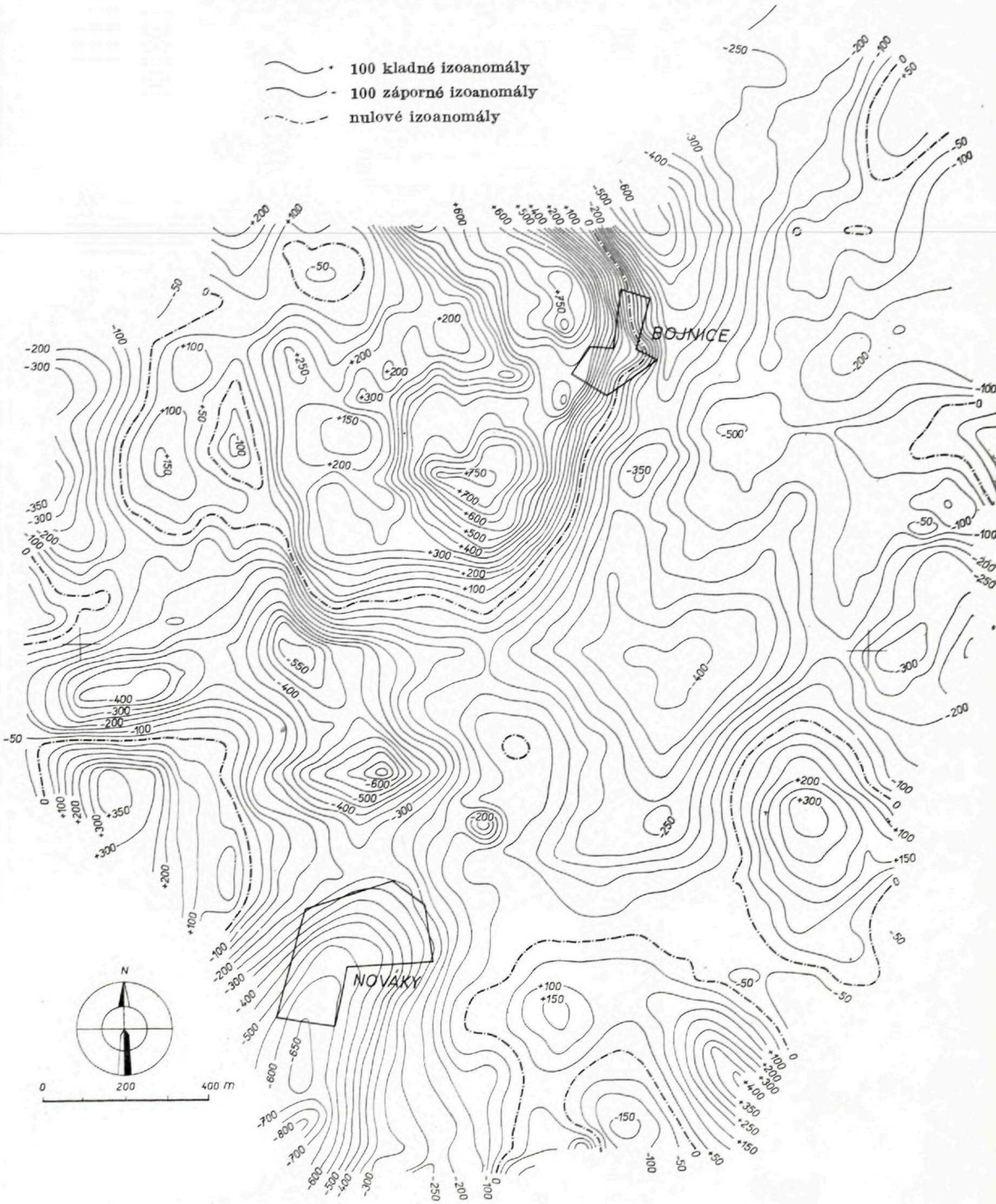
V jv. časti skúmaného terénu vystupuje okraj *handlovskej megaštruktúry*, a to tektonicky podmienený sz. svah skrytej hrasti mezozoického substrátu. Efúzie vulkanických intermediárnych hmôt sú viazané na zlomové štruktúry, ktoré túto hrasť vytvárajú.

V oblasti *novácko-prievidzsko-nedožerskej depresie* bol zachytený reliéf podložia a odhadnuté relatívne mocnosti jej výplne. Zo schematickej mapy úplných Bouguerových anomálií (obr. 1) je zrejmé, že os depresie prebieha v smere JZ—SV po spojnici obcí Zemianske Kostoľany — Nováky — Koš — Prievidza — Nedožery. Mocnosť neogénneho pokryvu narastá od JZ k SV, i keď berieme do úvahy, že maximálna tiažová depresia pri obci Nedožery je čiastočne spôsobená vplyvom hustotne ľahšieho predterciérneho podložia (časť priestoru čiastkovej depresie pri Nedožeroch je pravdepodobne budovaná granitoidmi Žiaru, depresia pri obci Nováky karbonatickým mezozoikom). Lokálne anomálie sú predovšetkým podmienené inhomogenitami v terciéri, a to detritickovulkanickou formáciou maximálne vystupujúcou k povrchu.

Okrem už spomenutých anomálií tiažového poľa môžeme tu vyčleniť niekoľko lineárnych intenzívnych horizontálnych gradientov, ktoré často zodpovedajú systémom zlomových línií rôznej intenzity a veku. Systém zlomov SV—JZ koreluje s oddelením novácko-prievidzskej depresie od handlovskej megaštruktúry skrytej pod neovulkanickými komplexami pohoria Vtáčnik. K sj. systémom okrem už spomínanej dislokácie oddeľujúcej mezozoikum Strážovskej hornatiny od paleogénu bojnickej vysokej kryhy patrí malomagurský zlom, oddeľujúci bojnickú vysokú kryhu od novákcej depresie. Tento zlom predstavuje tektonický element prvého rádu. V priestore Poruba — Bojnice prebieha v smere S—J, v okolí Opatoviec sa stáča do smeru ZJZ—VSV a v úseku Vrbany — Zemianske Kostoľany nadobúda pôvodný sj. smer. Domnievame sa, že na túto zlomovú štruktúru regionálneho významu sa v priestore Opato-

Obr. 2 **Mapa druhých derivácií tiaže podľa Elkinsa**

Map of Second Derivations of gravity according to Elkins



viec napájajú dislokácie SV—JZ smeru, spôsobujú jej ohyb a v priestore kotliny podmieňujú relatívny pokles čiastkovej nedožerskej depresie voči depresii novácko-prievidzskej.

Aby sme mohli geologicky vysvetliť lokálne a menej intenzívne anomálie, zostrojili sme pre kvalitatívnu interpretáciu anomálneho gravitačného poľa mapy vyšších derivácií tiažového potenciálu. Ich účelom je potlačiť vplyv hlbokých hmôt, ktorý prevláda v obraze úplných Bouguerových anomálií (hodnoty vyšších derivácií tiažového potenciálu hmotného bodu omnoho rýchlejšie ubúdajú s hĺbkou ako hodnoty prvých derivácií tiažového potenciálu).

Mapa druhých derivácií tiaže, zostrojená pre krok vystredenia $S = 600$ m ($r = s \cdot \sqrt{5}$; obr. 2) Elkinsovou metódou, je z týchto máp pre dané účely najvhodnejšia. V maximálnej miere zobrazuje hustotné inhomogenity blízko podpovrchových horninových komplexov. Zo štruktúr regionálneho rozsahu sa zreteľne vyčleňuje bojnická vysoká kryha a viditeľné je aj jej tektonické oddelenie od novácko-prievidzsko-nedožerskej depresie malomagurským zlomom. Čiastkové pozitívne anomálie v tomto priestore zodpovedajú morfologickým eleváciám mezozoického substrátu (predovšetkým dolomitom), skrytým alebo čiastočne na povrch vystupujúcim spod erodovaného centrálnokarpatského paleogénu.

V oblasti novácko-prievidzskej depresie sa prejavujú hustotné inhomogenity zvlášť pri okrajoch kotliny. Ide prevažne o nerovnako mocné detritickovulkanické polohy a neovulkanické útvary (lávové prúdy, extrúzie?).

Interpretácia geoelektrických meraní

Pri riešení geologickej problematiky sme použili aj odporové metódy v modifikácii vertikálnej elektrickej sondáže, kombinovaného a symetrického odporového profilovania. Cieľom meraní bolo zmapovať litologické útvary s kontrastným špecifickým odporom a vymedziť, resp. sledovať priebeh vodivých poruchových zón.

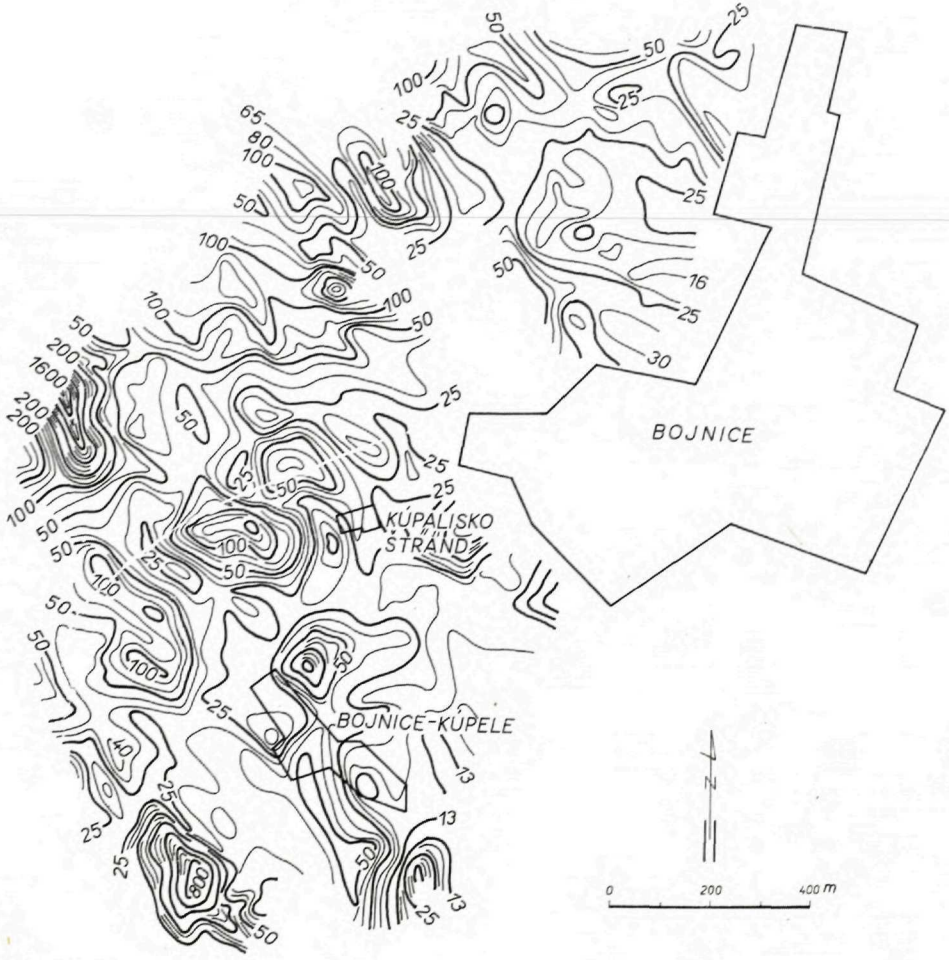
Z tohto hľadiska môžeme skúmané územie rozdeliť na dve časti. Prvá zahrnuje bližšie okolie žriedlovej oblasti, druhá širšie územie bojnickej vysokej kryhy a novácke depresie.

V bojnickej žriedlovej oblasti sme urobili vertikálnu elektrickú sondáž systémom profilov s tromi hĺbkovými zásahmi a týmito rozostupmi elektród:

$$AO = OB = 25\ m;\quad MN = 10\ m$$
$$AO = OB = 75\ m;\quad MN = 10\ m$$
$$AO = OB = 200\ m;\quad MN = 50\ m$$

Obr. 3 **Mapa izoohm pre AB/2 = 10 m**

Map of Isoohms for AB/2 = 10 m

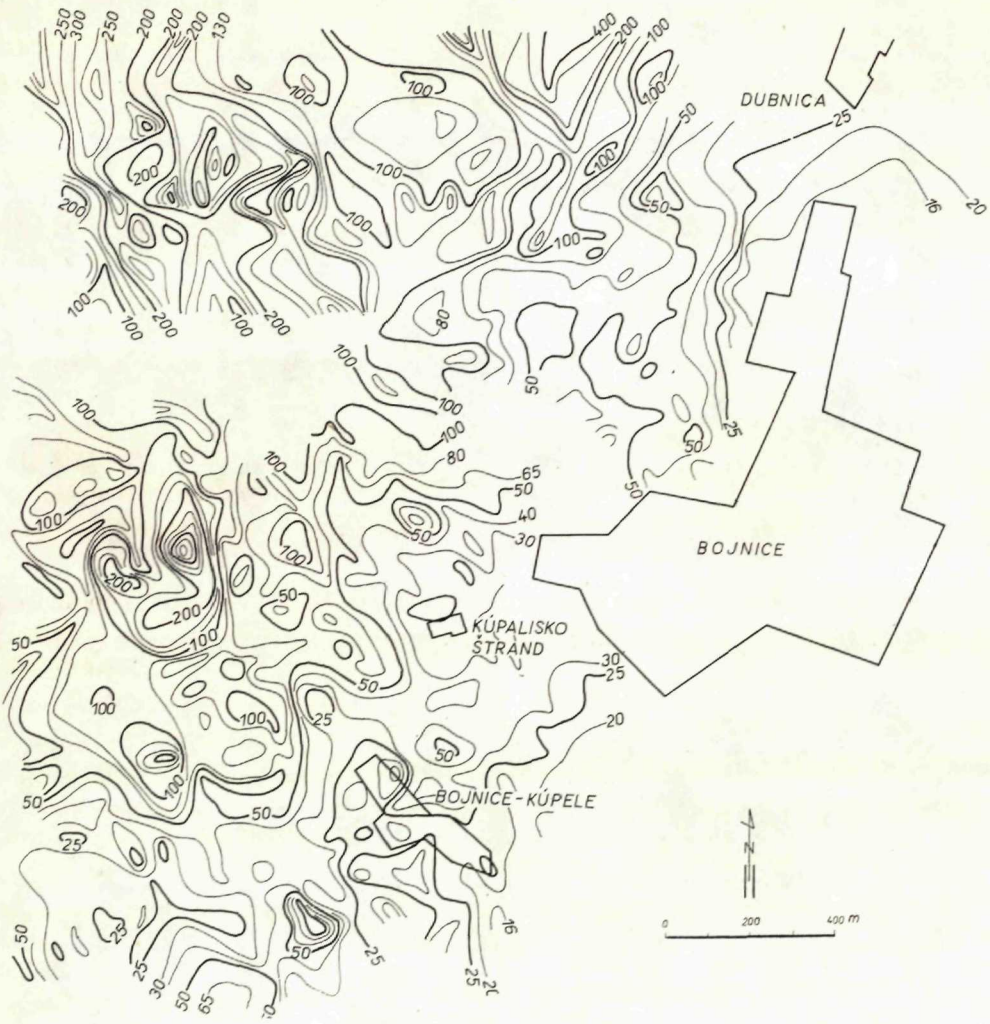


Sondy sú usporiadané v systéme profilov SV—JZ smeru, vzdialenosť medzi profilmi je 75 m, medzi sondami na profiloch 50 m. Pomerne hustá sieť stanovísk bola volená vzhľadom na značne zložité geologické podmienky žriedlovej oblasti bojnickej vysokej kryhy.

Z výsledkov sondážnych meraní sme zostrojili mapy izoohm zdanlivého špecifického odporu pre rozostupy sýtnych elektród AB/2 = 10 m a AB/2 = = 75 m. Zložitejší obraz poľa podáva mapa pre rozostupy AB/2 = 10 m

Obr. 4 **Mapa izoohm pre AB/2 = 75 m**

Map of Isoohms for AB/2 = 75 m



(obr. 3), pretože odráža značnú nehomogénnosť povrchových útvarov. Všeobecne v miestach, kde na obidvoch mapách pozorovať vysoké hodnoty ρ_z, sa nachádzajú kompaktné horniny (zlepence, dolomity), pokračujúce do hĺbky. Ak sa anomálie o vysokých hodnotách zdanlivého špecifického odporu, detektované pri menšom hĺbkovom dosahu na mape izoohm pre rozostupy AB/2 = = 75 m (obr. 4) neprejavujú, možno predpokladať, že rušivé telesá majú malý hĺbkový dosah (travertíny, štrky).

Na mapách izoohm možno vyčleniť tieto významnejšie anomálie:

a) V priestore prameňa Jazero bola detektovaná intenzívna plošne obmedzená anomália, ktorá pri rozostupoch AB/2 = 10 m dosahuje až 800 Ωm a pri AB/2 = 75 cca 100 Ωm. Na základe korelácie oboch hodnôt s doterajšími poznatkami geologického mapovania a geologických vrtoch (9) predpokladáme, že anomália odráža travertínové teleso, ktoré smerom do hĺbky prechádza do súvrstvia flyšoidného paleogénu. Rozsah rušivého telesa (travertín) sa názorne prejavil i na geoelektrických rezoch.

b) Ďalšia, málo intenzívna anomália sa nachádza jv. od kúpeľov Bojnice; na mape AB/2 = 10 m dosahuje intenzitu 50 Ωm, na mape AB/2 = 75 m asi 20 Ωm. Vrtom tu bola zistená 30 m mocná poloha pliocénnych štrkov. Zvýšené hodnoty ρ_z pri menšom rozostupe zodpovedajú štrkovej formácii, pod ktorou leží flyšoidné súvrstvie paleogénu, vyznačujúce sa nízkymi hodnotami ρ_z.

c) Tesne pri sv. okraji kúpeľov bola zistená na povrch vystupujúca poloha intraformačnej brekcie, ktorá sa nachádza v súvrství flyšoidného paleogénu (hodnoty pri AB/2 = 10 m činia 200 Ωm a pri AB/2 = 75 m cca 30 Ωm).

d) Asi 100 m jz. od bojnického zámku sa nachádza plošne obmedzená anomália. Podľa intenzity zdanlivého špecifického odporu pri obidvoch rozostupoch dá sa predpokladať, že je vyvolaná priestorove obmedzenou polohou intraformačných brekcií.

e) Pri cintoríne sa polohy travertínov prejavujú zvýšenými hodnotami ρ_z = 130 Ω pri AB/2 = 10 m. Intenzita anomálie smerom do hĺbky vyznieva (ρ_z = 30 m pri AB/2 = 75 m). V strednej časti územia, zjz. od kúpaliska Čajka vystupuje podstatne rozsiahlejšia anomália, pretiahnutá v smere SV—JZ. Hodnoty zdanlivého špecifického odporu pri rozostupe AB/2 = 10 m sa pohybujú od 40 do 200 Ωm, pri rozostupe AB/2 = 75 m od 40 do 100 Ωm. Na základe korelácie výsledkov geofyzikálnych meraní s geologickými poznatkami nemožno vylúčiť, že aj táto anomália patrí intraformačným karbonatickým brekciám, pod ktorými je flyšoidný paleogén.

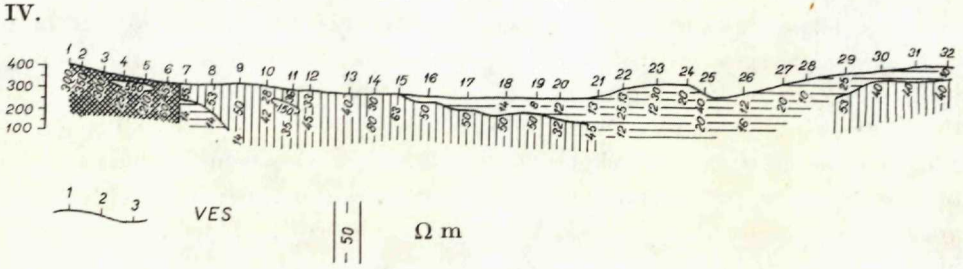
g) Najintenzívnejšie anomálie sú v oblasti Kalvárie s hodnotami ρ_z až 2000 Ωm pri AB/2 = 10 m, pri AB/2 = 75 m je to 650 Ωm. Anomália detektuje, ako bolo zistené geologickým mapovaním, eróziou obnažený a tektonikou zvýraznený vrchol triasových dolomitov, inak skrytých pod premenlivo rozrušenými bazálnymi karbonatickými brekciami paleogénu. Anomálie sú usporiadané do dvoch na seba kolmých smerov, a to SV—JZ a SZ—JV. Z charakteru a intenzity poľa vidieť, že medzi jednotlivými izolovanými anomáliami je ρ_z relatívne nízke (cca 20 až 30 Ωm). Tie zóny zníženého zdanlivého špecifického odporu dobre korelujú s geologicky predpokladanými poruchami, na ktoré sú viazané jednotlivé vývery termálnych prameňov.

Pre riešenie litologických zmien nehlboko uložených horninových komplexov neogénu, ako i styku neogénnej výplne panvy s predneogénnymi útvarmi

bojnickej vysokej kryhy boli použité výsledky VES, vykonané v systéme regionálnych profilov (obr. 1 a 5). Obrázok 5 predstavuje typický geoelektrický profil s odporovými rozhraniami (a s rezom izoohm). Profil IV prebieha v smere ZSZ—VJV zo s. časti bojnickej vysokej kryhy do priestoru neogénnej depresie (s. od Prievidze) a končí sa na úbočiach pohoria Vtáčnik, s. od obce Veľká Lehôtka. Západná časť profilu charakterizovaná vysokými hodnotami ρ_z (50—350 Ωm) predstavuje prostredie budované predneogénnymi útvarmi bojnickej vysokej kryhy. V ostatnej časti rezu možno vymedziť dve „odporové

Obr. 5 Schematický geologický rez podľa VES

Schematic Geological Cross-Section according to VES



prostredia" s podstatne zníženými hodnotami ρ_z. Prostredie o hodnotách cca 30—80 Ωm, predstavuje v z. časti profilu horninové útvary detritickej formácie v psefiticko-klastickej fácii, vo v. časti sa na budovaní relatívne zvýšeného odporového prostredia už podieľajú pyroklastiká neovulkanického pohoria Vtáčnik. Prostredie vyznačujúce sa relatívne najnižšími hodnotami $\rho_z = 5—30$ Ωm), zodpovedá peliticko-aleuritickým, resp. psamitickým vrstvám neogénnej výplne panvy.

Výsledky geofyzikálnych meraní značnou mierou prispeli k poznaniu tektonickej stavby bojnickej vysokej kryhy (zmapovanie systémov zlomových štruktúr v súvrství paleogénu, sv. a sz. smeru), boli detektované telesá intraformačných brekcií vo flyšových a flyšoidných vrstvách a zachytený reliéf podložia novácko-prievidzko-nedožerskej depresie.

Lektoroval: Ing. K. Rosa, CSc.

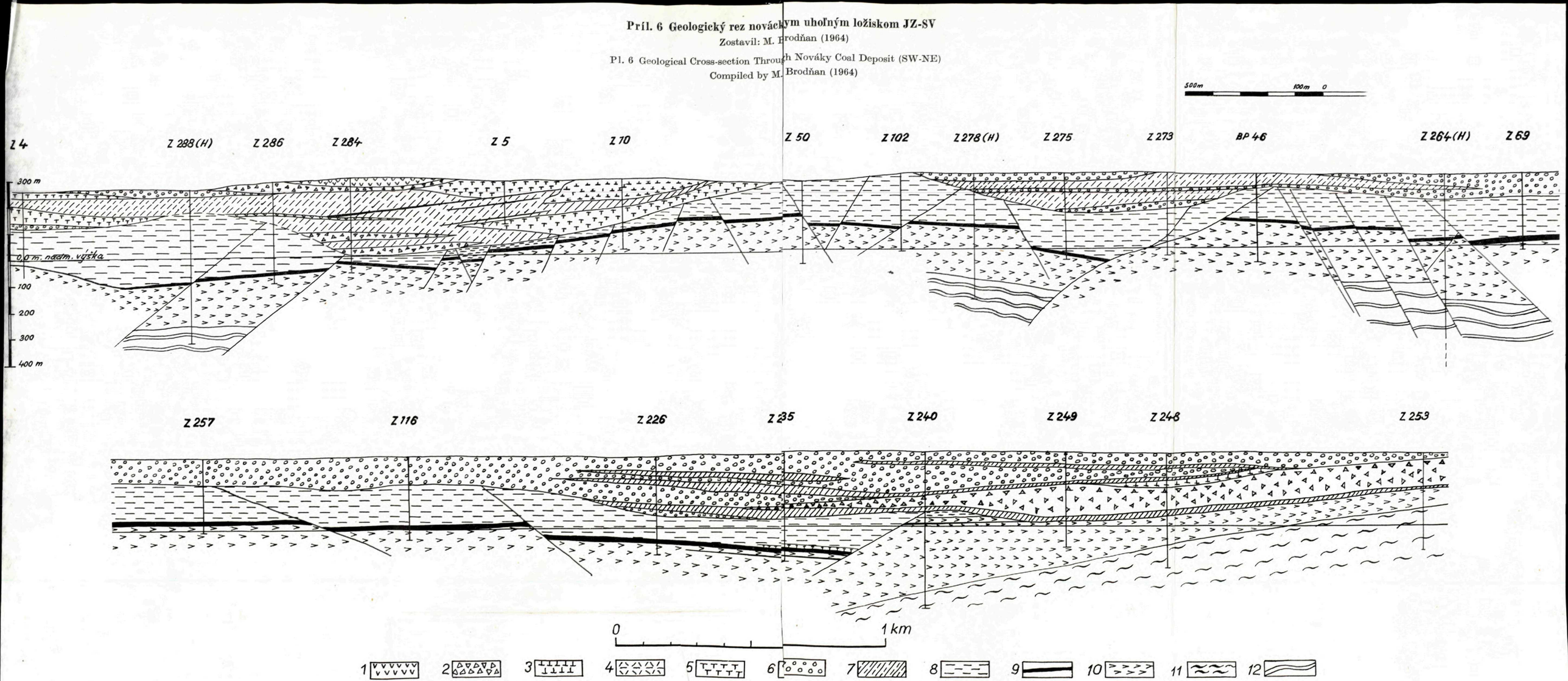
Ústav užitej geofyziky, závod Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Geofyzikálny ústav SAV Bratislava

Príl. 6 Geologický rez novácky m uhoľným ložiskom JZ-SV

Zostavil: M. Brodňan (1964)

Pl. 6 Geological Cross-section Through Nováky Coal Deposit (SW-NE)

Compiled by M. Brodňan (1964)



Vysvetlivky: 1 — andezit; 2 — andezitové brekcie a tufobrekcie; 3 — tufy; 4 — ryolitové pyroklastická; 5 — tufity; 6 — štrky, štrkopiesky, piesky; 7 — íly; 8 — nadložné íly; 9 — uhoľný sloj; 10 — podložné tufity; 11 — spodný miocén; 12 — paleogén

Explanations: 1 — Andesite; 2 — Andesite breccias and tuffoceous brecias; 3 — Tuffs; 4 — Rhyolite pyroclastics; 5 — Tuffites; 6 — Gravels, sandy gravels, sands; 7 — Clays; 8 — Overlying clays; 9 — Coal seam; 10 — Underlying tuffites; 11 — Lower Miocene; 12 — Palaeogene

1819

LITERATÚRA

[1] Brodňan M., 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska. Geologické práce, Správy 52, Bratislava. — [2] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1962: Fyeofyzikálny výskum v oblasti Nováky—Bojnice. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [3] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964: Poznatky gravimetrického výskumu v oblasti Novácke j panvy. Geologický průzkum 2. Praha. — [4] Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1964: Geofyzikálny výskum v oblasti Novácke j uhoľnej panvy. Správy o geologických výskumoch r. 1963(2) — GÚDŠ, Bratislava. — [5] Ďuratný S.—Franko O.—Plančár J.—Zbořil L., 1965: Geologické poznatky geoelektriky z oblasti Bojníc. Správy o geologických výskumoch r. 1964 (2) — GÚDŠ, Bratislava. — [6] Elkins R. A., 1951: The second Derivate Method of Gravity. Interpretation. Geophysics 16. — [7] Franko O.—Plančár J., 1966: Niektoré poznatky z použitia geofyzikálnych metód pri základnom hydrogeologickom výskume minerálnych vôd. Zborník prác K otázkam prieskumu minerálnych vôd Slovenska. IGHP, Žilina. — [8] Franko O.—Gross P., 1964: Správa o geologických pomeroch centrálno-karpatského paleogénu okolia bojnických kúpeľov. Správy o geologických výskumoch r. 1963 (2) GÚDŠ, Bratislava. — [9] Franko O.—Gross P.—Samuel O., 1970: Geológia centrálno-karpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geologické práce, Správy 52, Bratislava.

L. ZBOŘIL—O. FRANKO—J. PLANČÁR

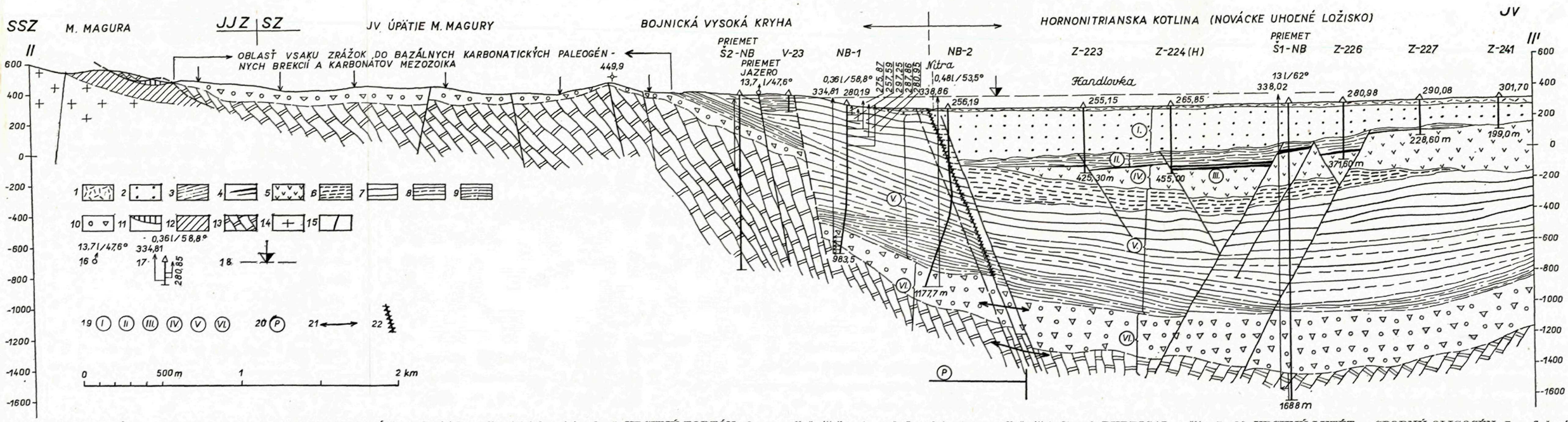
RESULTS OF COMPLEX GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL RESEARCH IN THE WIDER AREA OF THE BOJNICE THERMAL SPRINGS

Within hydrogeological research of a wider area of Bojnice thermae, geophysical methods were also employed. Geological and geophysical works had to determine the protective zone of Bojnice thermae.

The solving of the problem was considerably aided by gravimetry and geoelectrics. This is why at present the article gives only the interpretation of the geophysical methods employed. The geological interpretation of the physical fields measured was carried on basing upon informations about the density and resistance properties of the rocks in the area studied. Geophysical methods were employed in detection of fault structures in Bojnice elevated block, in determination of basal and intraformational Palaeogene breccia, and partly in spatial contouring of travertine bodies. Traced was also the relief of the substratum in Nováky-Prievidza-Nedožery depression.

Príl. 3 Priečny schematický hydrogeologický rez jz. od výverového územia bojnických teriem (O. Franko 1968) (II—II')

Pl. 3 Transversal Schematic Hydrogeological Cross-Section to the SW of the Spring Area of Bojnice thermae (O. Franko 1968) (II—II')



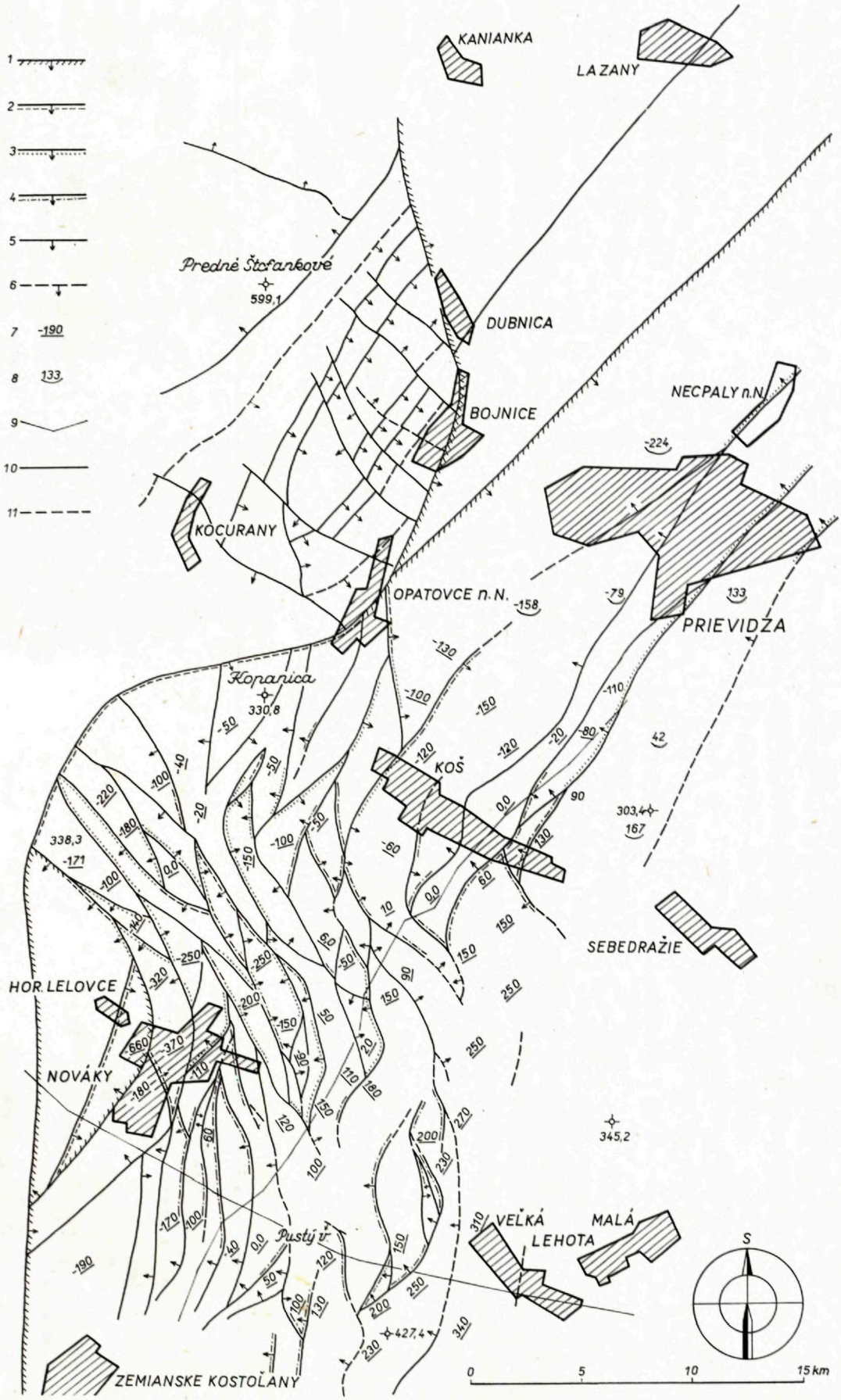
Geológia: 1. KVARTÉR — riečne sedimenty; 2. SARMAT - PLIOCÉN — detriticko-vulkanická formácia; 3—5: VRCHNÝ TORTÓN: 3 — „nadložné" íly; 4 — uhoľný sloj; 5 — „podložné" tufity; 6. BURDIGAL — šlír; 7—10: VRCHNÝ LUTÉT — SPODNÝ OLIGOCÉN: 7 — flyšové súvrstvie; 8 — ílovcové súvrstvie; 9 — prechodné súvrstvie; 10 — bazálne detritické súvrstvie; 11—13 MEZOZOIKUM: 11 — rét — lias; 12 — keuper; 13 — str. trias — dolomity; 14 — KRYŠTALINIKUM; 15 — zlomy, *Hydrogeológia:* 16 — prirodzený prameň termálne vody, výdatnosť v l/s, t °C; 17 — vrt s prítokom zo skúšaného úseku, kóta ustálenej hladiny, výdatnosť v l/s, t °C; 18 — ustálená hladina z bazálneho paleogénneho karbonatického detritického súvrstvia (NB-2) a podložných triasových dolomitov (Š1-NB, NB-1, Š2-NB); 19 — hydrogeologické celky I. až VI.; 20 — P — ochranný pilier Bojníc; 21 — smery prúdenia podz. vôd; 22 — dosah prekrytia zlomu vcelku nepriepustným paleogénom

Geology: 1. QUATERNARY — fluvial sediments; 2. SARMAT - PLIOCENE — detrite-volcanic formation; 3—5. UPPER TORTONIAN: 3 — „overlying" clays, 4 — coal seam, 5 — „underlying" tuffites, 6. BURDIGALIAN — schlier; 7—10: UPPER LUTETIAN - LOWER OLIGOCENE, 7. Flysch sequence, 8 — claystone sequence, 9 — intermediate sequence, 10 — basal detrite sequence, 11—13: MESOZOIC: 11 — Rhetan-Liassic, 12 — Keuperian, 13 — Middle Triassic — dolomites, 14 — CRYSTALLINE, 15 — faults, *Hydrogeology:* 16 — natural springs of thermal water, discharge in l/s, t in °C, 17 — bore-hole with an effluent from the segment tested, static level point, discharge in l/s, t in °C, 18 — static water level from the basal Palaeogene carbonate detrite sequence (NB-2), and underlying Triassic dolomites (Š1-NB, NB-1, Š2-NB), 19 — hydrogeological units I—VI, 20 — P — protective pilot of Bojnice thermae, 21 — direction of underground water flows, 22 — the extent of the impermeable Palaeogene covering the fault

1819

Príl. 4 Tektonická mapa bojnickej vysokej kryhy a nováckeho uhoľného ložiska

Pl. 4 Tectonic Map of Bojnice Elevated Block and of Nováky coal Deposit



Zostavili: M. Brodňan — novácke uhoľné ložisko (1964) O. Franko—P. Gross—O. Samuel — bojnická vysoká kryha (1966)

Novácke uhoľné ložisko:

1 — tektonické poruchy s výškou skoku nad 300 m;
2 — -"- 200—300 m;
3 — -"- 100—200 m;
4 — -"- 50—100 m;
5 — -"- 20— 50 m;
6 — -"- pod 20 m— len dôležitejšie;
7 — orientačné údaje o nadm. výške počvy hlav. sloja;
8 — -"- stropu podložia tufitov;
9 — línie geologických rezov

Bojnická vysoká kryha:

10 — zlomy zistené;
11 — zlomy predpokladané } zlomy sú skreslené na povrch

Tectonic Map of Bojnice Elevated Block and of Nováky Coal Deposit. Compiled by M. Brodňan — Nováky coal deposit (1964) O. Franko—P. Gross—O. Samuel — Bojnice elevation block (1966)

Nováky coal deposit:

1 — tectonic faults with step height over 300 m,
2 — -"- 200—300 m,
3 — " 100—200 m,
4 — " 50—100 m,
5 — " 20— 50 m,
6 — " below 20m — the most important faults

7 — orientational data on the height above sea level of the sheath of the main seam,
8 — orientational data on the height above sea level of the roof of tuffite basement,
9 — lines of geological cross-sections

Bojnice elevated block:

10 — faults found
11 — faults supposed } the faults are drawn on the surface

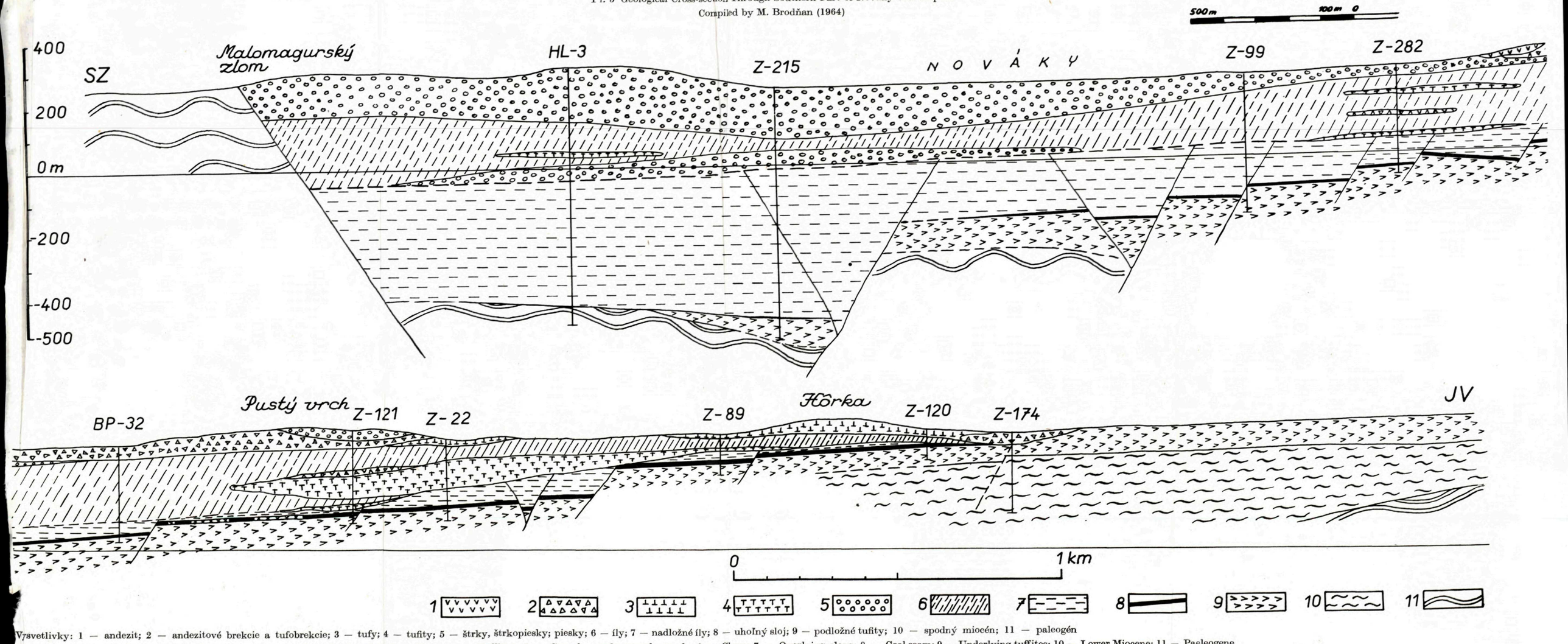
1819

Príl. 5 Geologický rez južnou časťou novácketo uhoľného ložiska SZ-JV

Zostavil: M. Brodňan (1964)

Pl. 5 Geological Cross-section Through Southern Part of Nováky Coal Deposit

Compiled by M. Brodňan (1964)



Vysvetlivky: 1 — andezit; 2 — andezitové brekcie a tufobrekcie; 3 — tufy; 4 — tufity; 5 — štrky, štrkopiesky; piesky; 6 — íly; 7 — nadložné íly; 8 — uhoľný sloj; 9 — podložné tufity; 10 — spodný miocén; 11 — paleogén

Explanations: 1 — Andesite; 2 — Andesite breccias and tuffaceous breccias; 3 — Tuffs; 4 — Tuffites; 5 — Gravels, sandy gravels, sands; 6 — Clays; 7 — Overlying clays; 8 — Coal seam; 9 — Underlying tuffites; 10 — Lower Miocene; 11 — Paeleogene

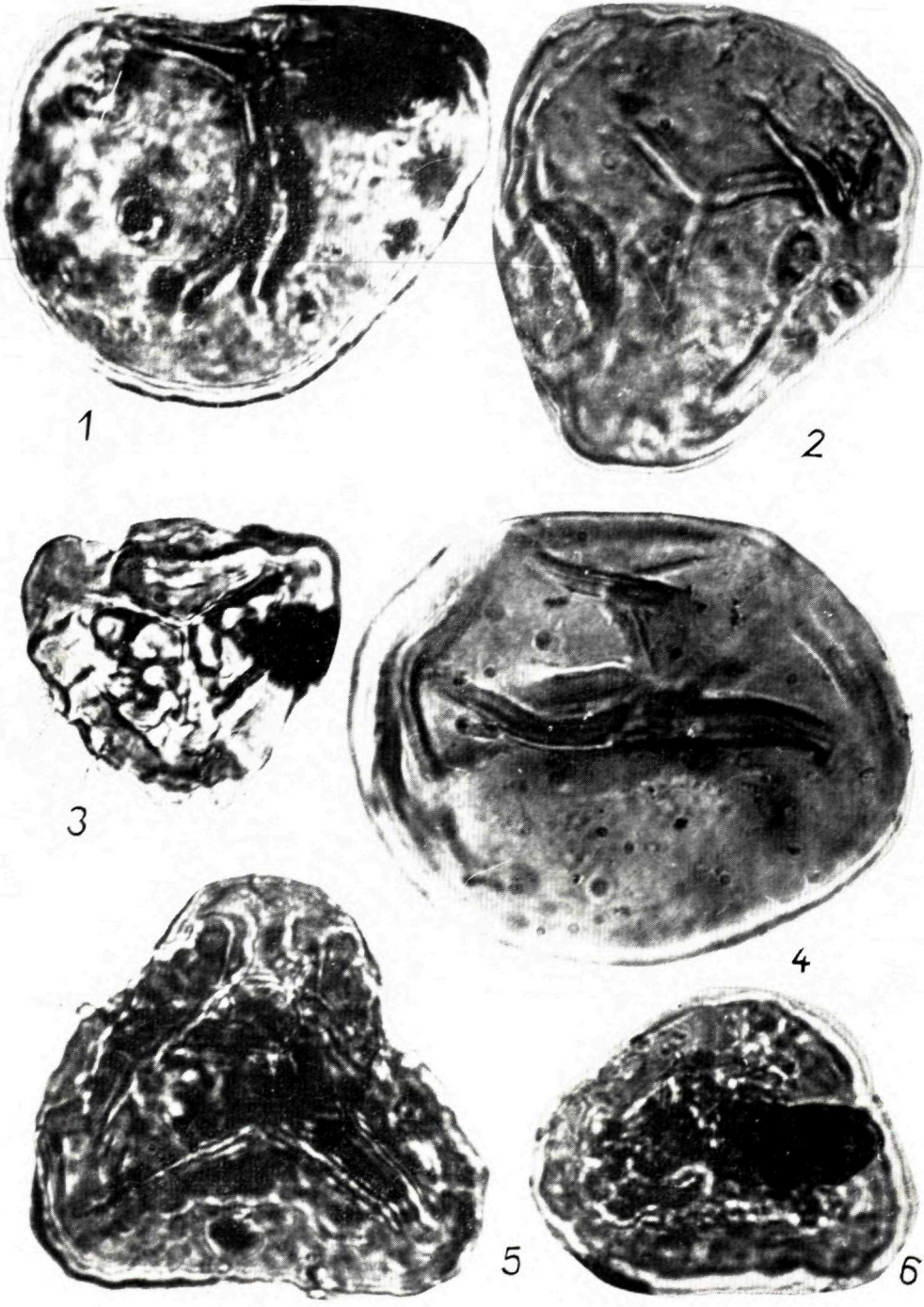
1819

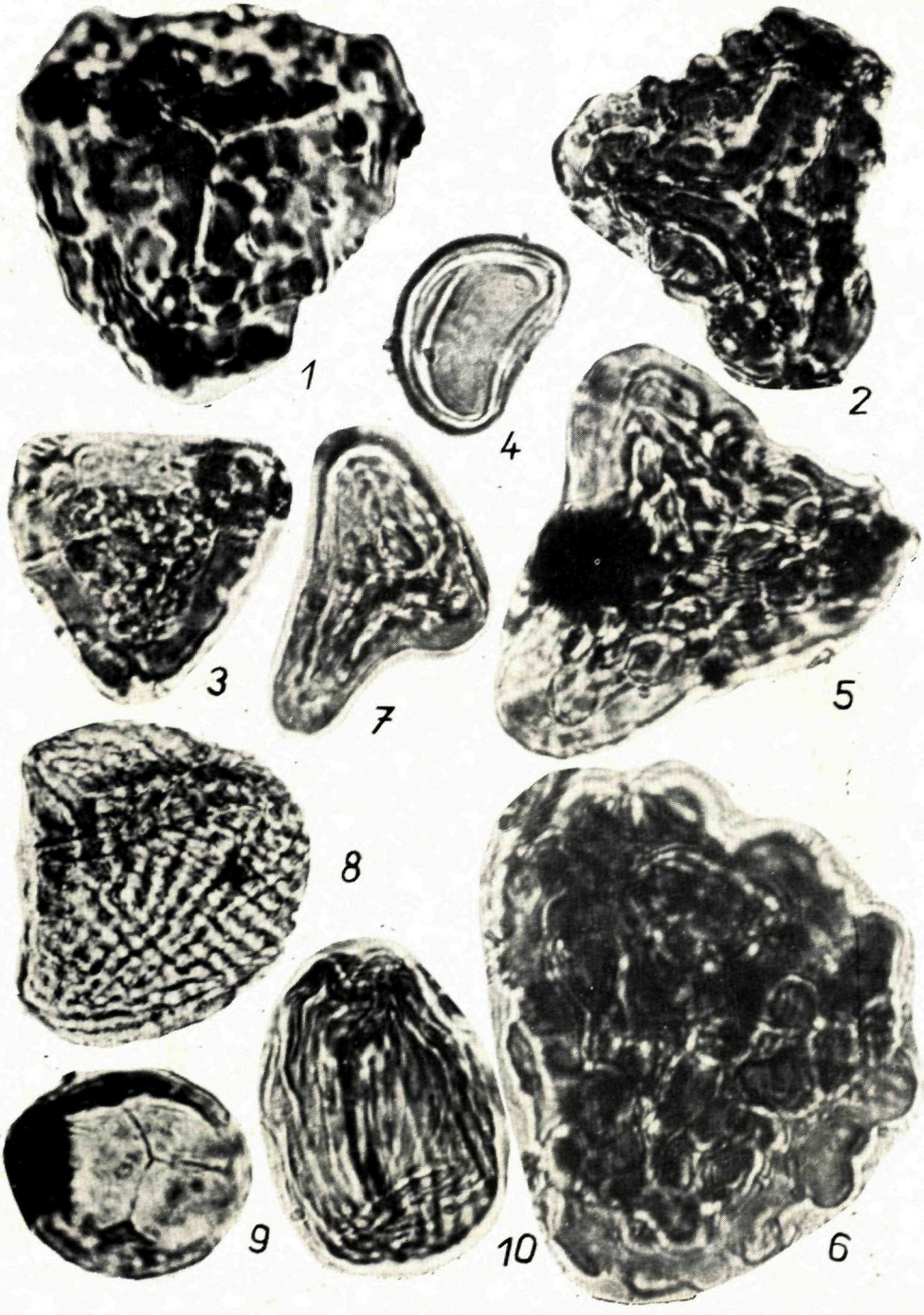
GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 52

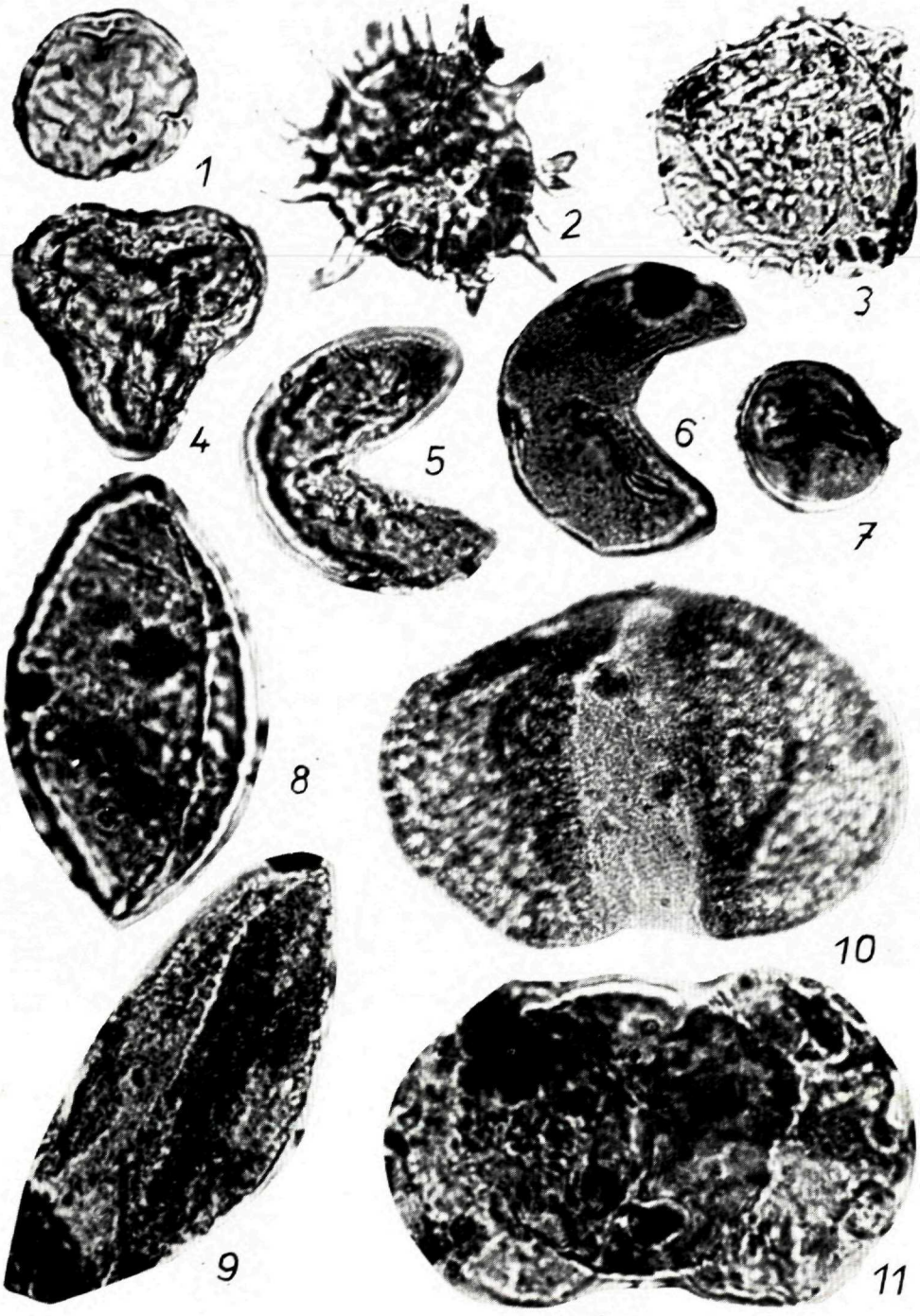
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied roku 1970
Vedecký redaktor RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava, písmom garmond Extended.

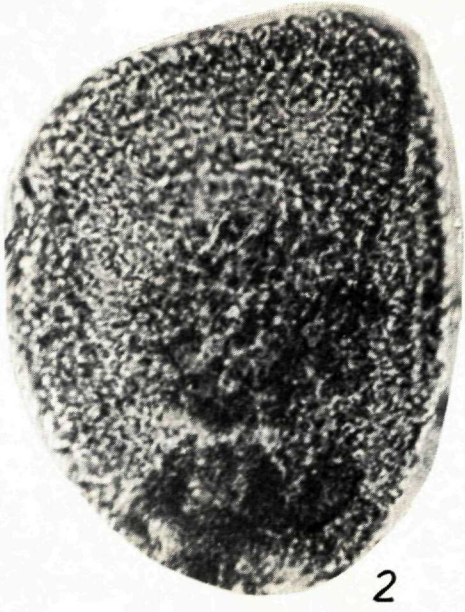
AH 30,92 VH 31,41
Cena brož. Kčs 43,—


1
2
3
4
5
6


1
2
4
3
7
5
8
9
10
6

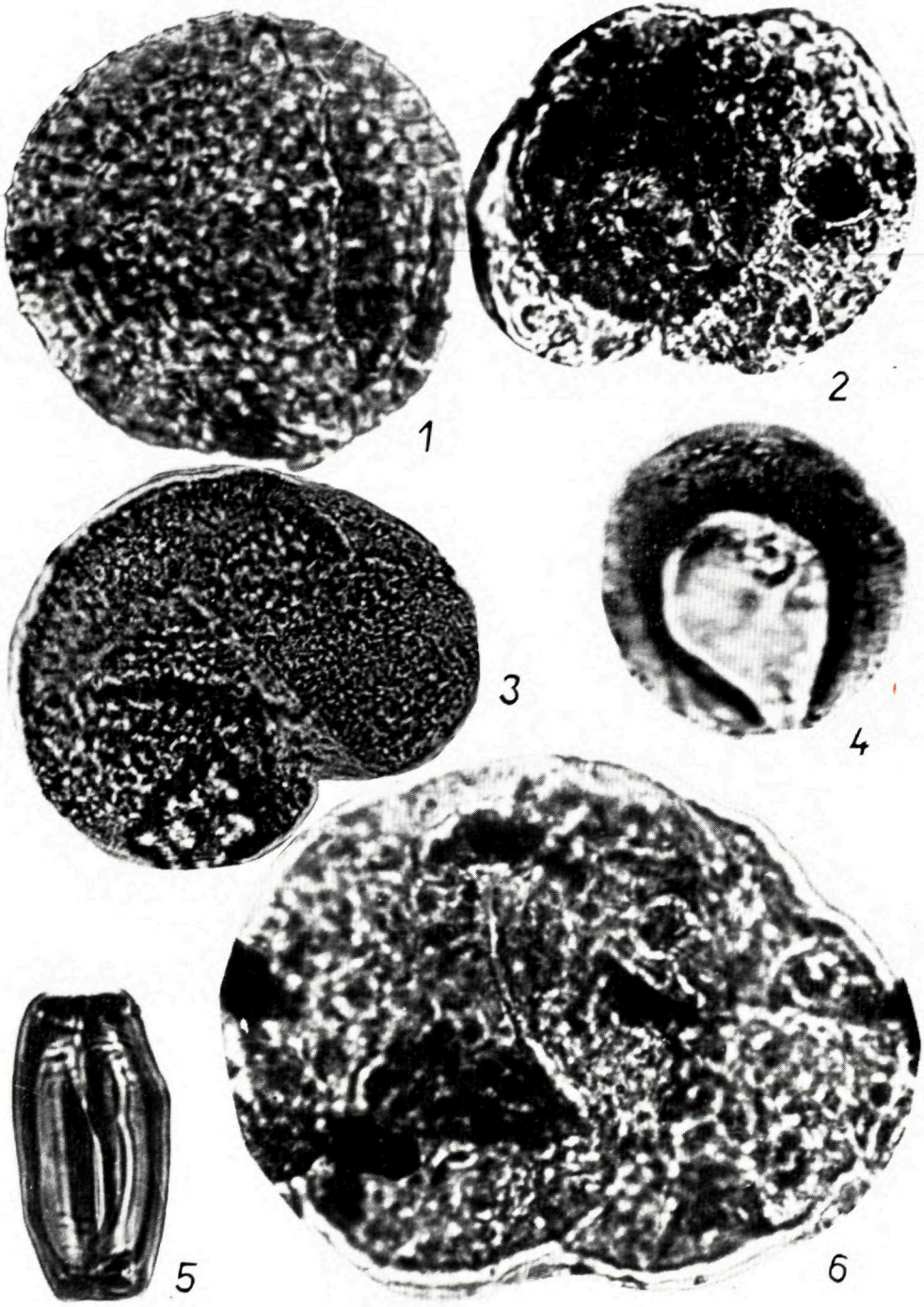

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

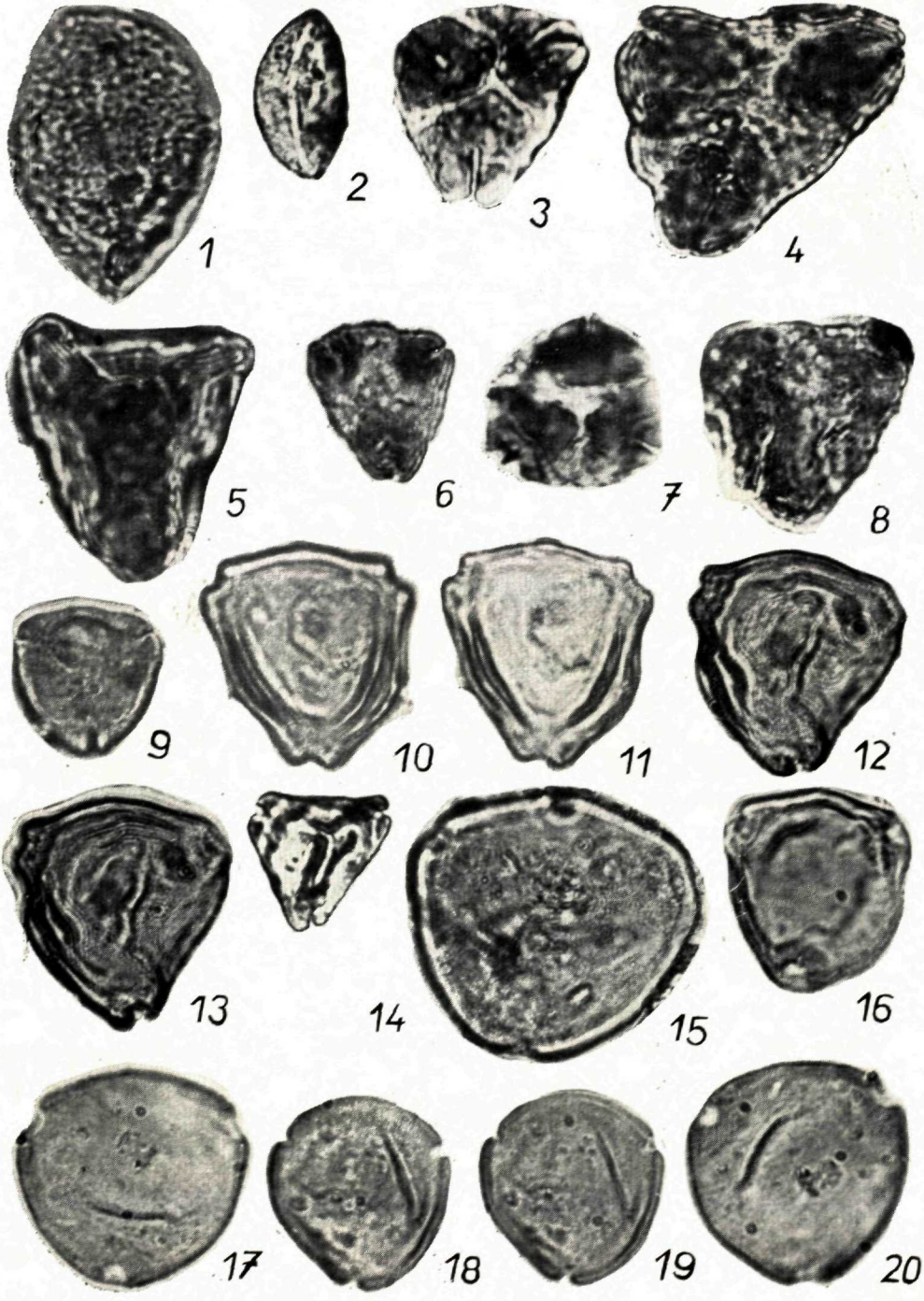

1

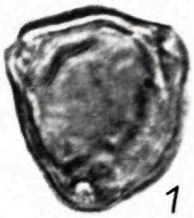

2


3


4


1
2
3
4
5
6


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

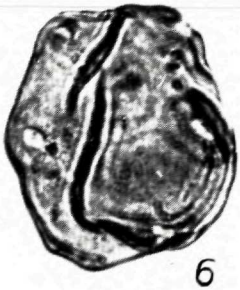

1


2

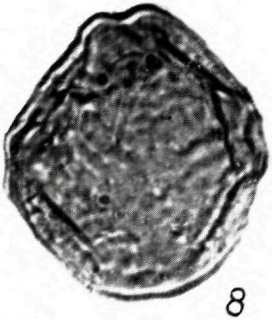

3

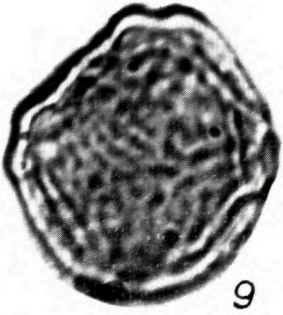

4


5

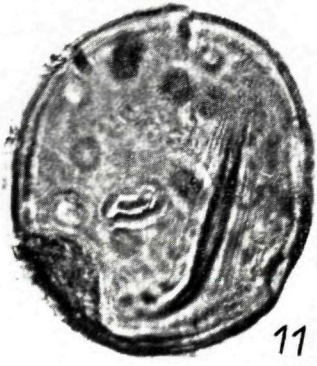

6

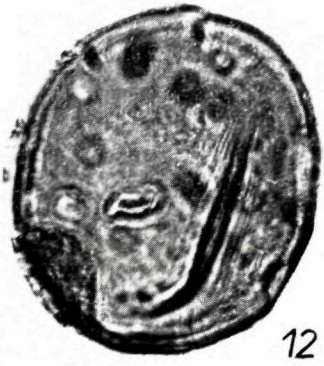

7

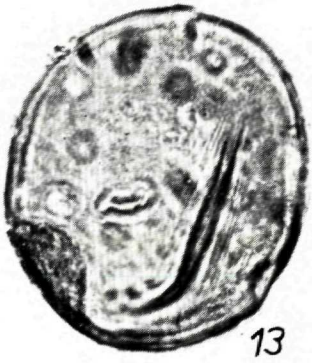

8


9

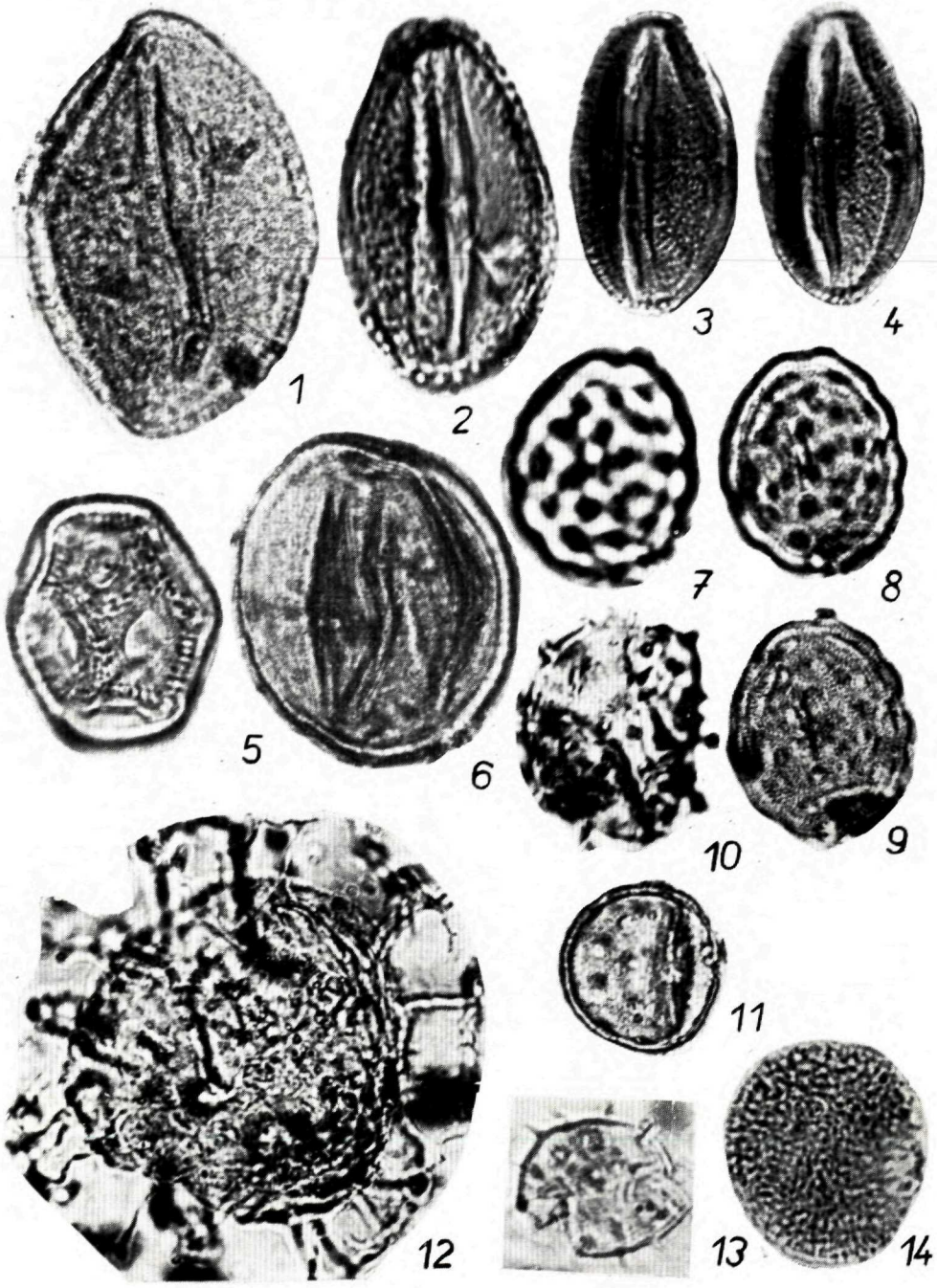

10


11


12

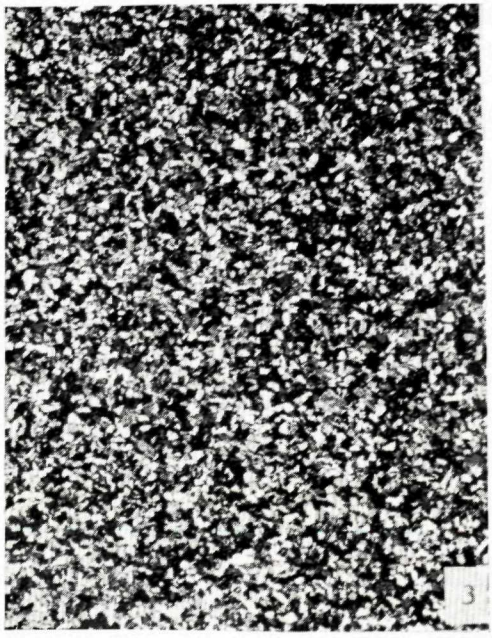

13


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14





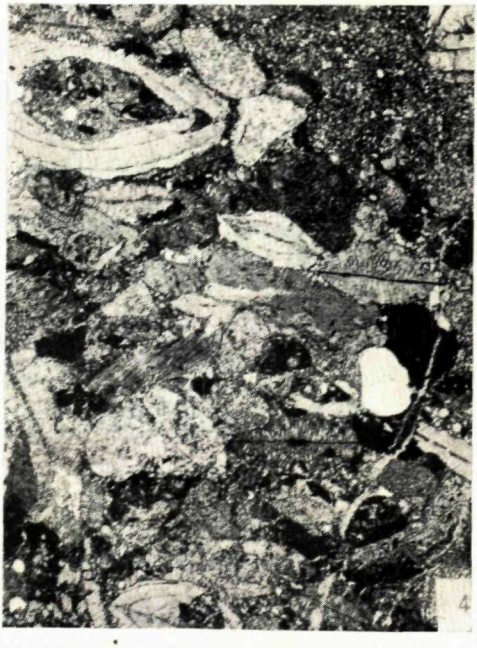










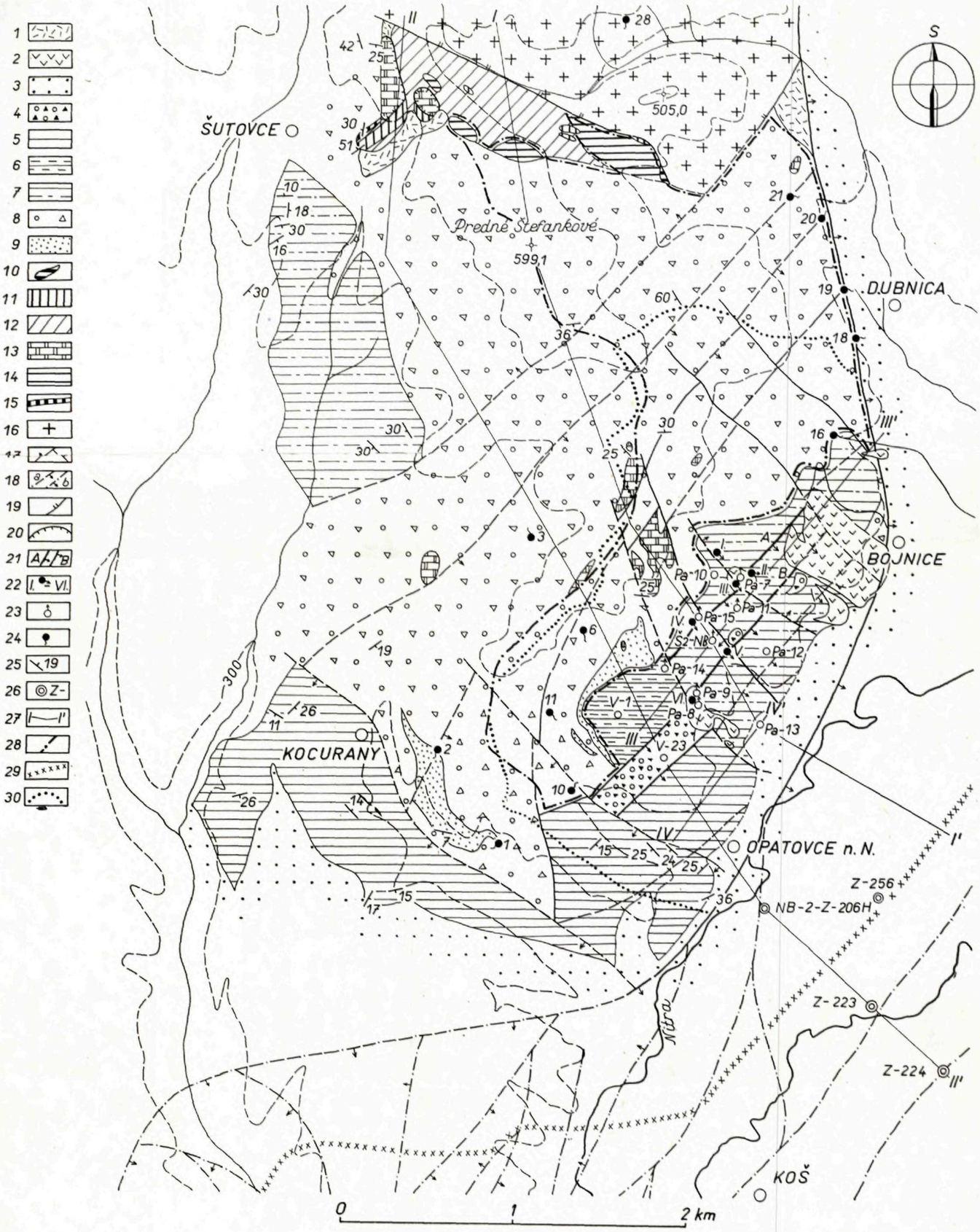


Príl. 1 Geologická mapa širšieho okolia bojnickej žriedlovej oblasti

Zostavili: P. Gross—O. Franko—O. Samuel (1966)

Pl. 1 A Geological Map of A Wider Vicinity of Bojnice Spring Area.

Compiled by: P. Gross—O. Franko—O. Samuel (1966).



1—2: kvartér: 1 — sutiny; 2 — travertín; 3 — detritickovulkanická formácia; 4 — intraformačné brekcie eocénu; 5 — flyš — spodný priabón — spodný oligocén; 6 — ílovcová litofácia — vrchný lutét — spodný priabón; 7 — okrajová litofácia — vrchný lutét — sp. priabón; 8—9: bazálna transgresívna litofácia, spodný lutét — spodný priabón: 8 — brekcie a konglomeráty; 9 — piesokvce; 10 — neokom; 11 — rét — lias; 12 — keuper; 13 — dolomity; 14 — rauwacky; 15 — gutensteinské vápence; 16 — kryštalinikum; 17 — zlomy; 18 — zlomy zakryté pliocénom a travertínom: a) skreslené na povrch, b) skreslené na uhoľný sloj; 19 — prešmyky; 20 — príkrovové línie; 21 — A: menej teplá žriedloválínia, B: teplejšia žriedlová línia; 22 — I.: Štrandový prameň, II.: Uhličité jazierko, III.: Uhličitý kúpeľ, IV.: Pod Kurtami, V.: Starý kúpeľ, VI.: Jazero; 23 — vrty s termálnou vodou; 24 — pramene obyčajnej vody; 25 — smer a sklon vrstiev; 26 — ložiskové vrty GP Sp. Nová Ves; 27 — profilové línie; 28 — predpokladaná plocha infiltračnej oblasti z. a sz. od výverov teriem; 29 — ochranný pilier na malomagurský zlom voči bojnickým termám a nováckemu uhoľnému ložisku; 30 — užšie ochranné pásmo bojnických teriem.

1—2: Quaternary: 1 — debris, — travertine, 3 — detritic volcanic formation, 4 — intraformational Eocene breccia, 5 — Flysch-Lower Priabonian — Lower Oligocene, 6 — claystone lithofacies, Upper Lutetian-Lower Priabonian, 7 — marginall lithofacies — Upper Lutetian-Lower Priabonian, 8—9: basal transgressive lithofacies, Lower Lutetian-Lower Priabonian, 8 — breccia and conglomerates, 9 — sandstones, 10 — Neocomian, 11 — Rhetian-Liassic, 12 — Keuperian, 13 — dolomites, 14 — rauwackes, 15 — Guttenstein limestones, 16 — crystalline, 17 — faults, 18 — faults covered with Pliocene and travertine; b) drawn on a coal-seam, a) drawn on the surface, 19 — overthrusts, 20 — nappe lines, 21: A — less warm spring line, B — warmer spring line, 22: I — Štrand spring, II. Uhličité jazierko lake, III — Uhličitý kúpeľ spring, IV — Spring Pod Kurtami, V — Spring Starý kúpeľ, VI — Jazero (Lake), 23 — bore—holes with thermal water, 24 — springs of normal water, 25 — strike and dip of beds, 26 — deposit boreholes Geol. Survey Spišská N. Ves, 27 — cross-section lines, 28 — supposed extent of infiltration area to the W and NW of thermal springs, 29 — protection pilot on Malá Magura fault Nováky coal deposit, 30 — narrow protective zone of Bojnice thermae.

1819