

1. B 107 a

no. 283/88

ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139-8946

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 11

ZÁPADNÉ KARPATY • MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, METALOGÉNÉZA 11

1 B 107 a

Tem. skup. 03/9
Cena brož. 31,- Kčs

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1988

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020241

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia

petrografia

geochemia

metalogenéza 11

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1988.

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena BROČKOVÁ

Jazyková redaktorka: Slavenka SMOLÍKOVÁ

Technická redaktorka: Gabriela ŠIPOŠOVÁ

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť. Tem. skup. 03/9. Povoľené SÚKK 1997/1 — 1985.

Náklad 650 ks. Rozsah AH 18.35, VH 18.64. Cena brož. Kčs 31.—

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza*
11

Nepredajný exemplár

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. JOZEF GUBAČ, CSc., RNDr. Ing. JÁN KANTOR, CSc.,
RNDr. MAGDA MARKOVÁ, CSc., Ing. JAROSLAV ŠTOHL, CSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 11

Geologický ústav Dionýza Štúra
KRAJOVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
802 04 BRATISLAVA

Obsah — Contents — Inhalt

REICHWALDER, P. — VOZÁR, J.: Za RNDr. Štefanom Bajanikom, CSc.	7
KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. — CAŇO, F.: Klinoptilolitová a karbonátová mineralizácia andezitu v kameňolome pri Kozárovciach — Clinoptilolite and carbonate mineralization of andesite of a quarry near Kozárovce	13
ŽÁKOVÁ, E.: Premeny vulkanických hornín v oblasti Podpolomu v Javorí — Volcanic rock alteration in the Podpolom area in the Javorie Mts.	23
REPČOK, I. — KALIČIAK, M. — BACSÓ, Z.: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu — Age of some volcanics of eastern Slovakia	75
NĚMEC, F. — BARTKOVÁ, J.: Geologické a naftové geologické poměry předněogenního podloží studienecké oblasti a jejího okolí — Die geologischen und erdöl-geologischen Verhältnisse des vorneogenen Untergrundes im Raume von Studienka und dessen Umgebung	89
VAŠKOVSKÁ, E. — VAŠKOVSKÝ, I. — BEDRNA, Z.: Minerálna sila pôdneho substrátu v juho-východnej časti Podunajskej nížiny — Mineral force soil substrata in the SE part of the Danube lowland	119
BRLAY, A. — GARGULÁK, M. — MARSINA, K.: Geochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu BT-7 pri Pukaneci a jeho metalogenetický význam — Geochemical Evaluation of the BT-7 Drillhole near Pukanec	183

Geologický ústav D. Štefánika
 KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: AB107 a

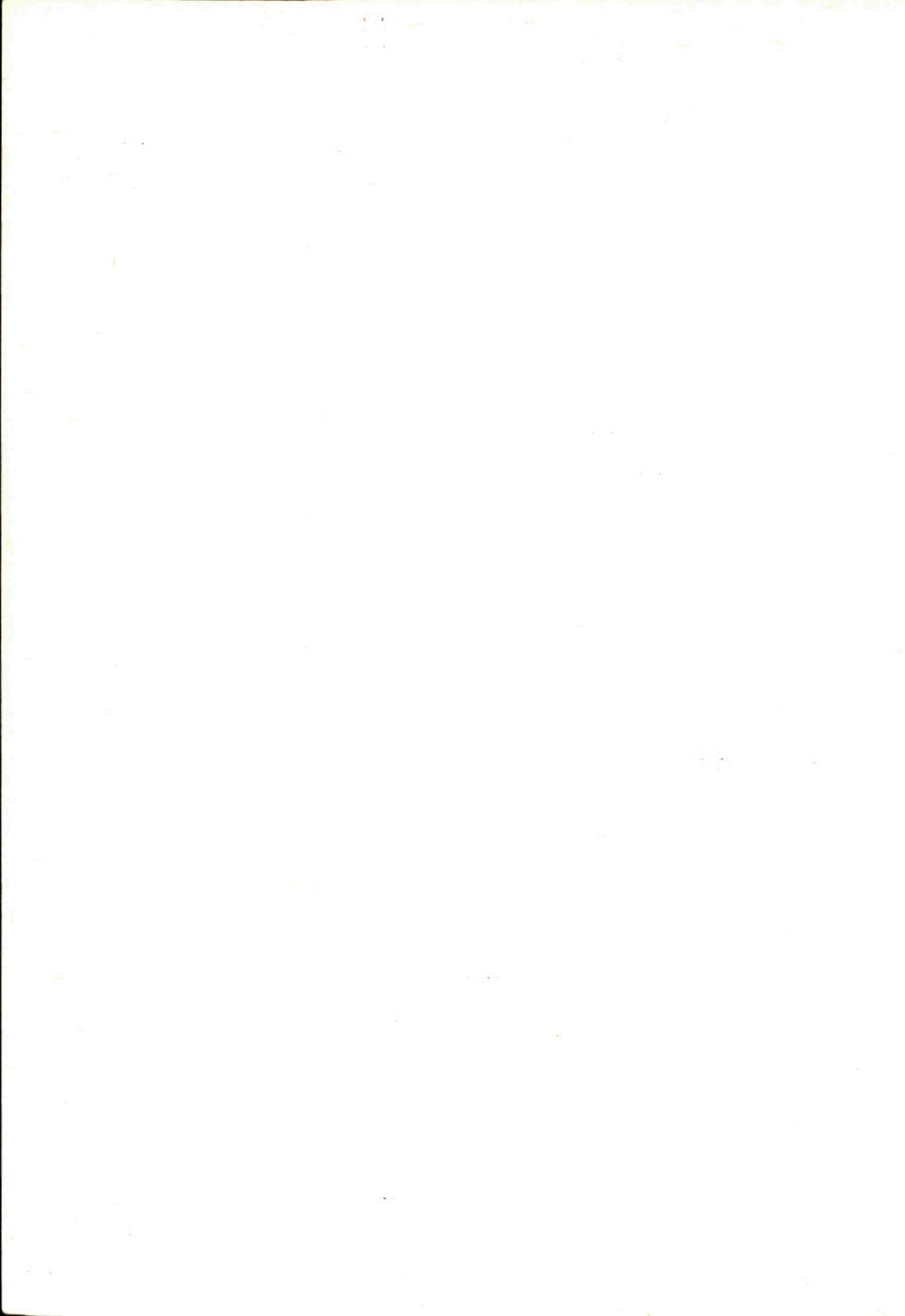
kat. čís.: 283/1988

Kčs kúpa: 31 -

Kčs vým.: -

Kčs dar: -

1 príloha



Za RNDr. Štefanom Bajaníkom, CSc.



V roku 1986, dňa 7. júla opustil naše rady navždy vedúci vedecký pracovník RNDr. Štefan Bajaník, CSc. Bol náš dlhoročný spolupracovník a priateľ, vedúci oddelenia predmezozoických útvarov Geologického ústavu Dionýza Štúra — popredný československý odborník v odbore petrografia, so zameraním na bázičné vulkanity, podpredseda komisie SAV pre obhajoby kandidátskych dizertačných prác v odbore petrografia, člen komisie KBGA pre magmatity a metamorfity.

Narodil sa v Dolnej Krupej pri Trnave 16. augusta 1933. Po absolvovaní trnavského gymnázia v roku 1953 začal študovať na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského v Bratislave. Štúdium ukončil s vyznamenaním v roku

1958. Odvtedy bol stálym kmeňovým pracovníkom Geologického ústavu Dionýza Štúra, kde získal vedeckú hodnosť kandidáta vied (v roku 1965). Následne — v rokoch 1967—1973 pracoval v Tunisku ako člen československej expedičnej skupiny. Po návrate zo zahraničia bol v roku 1974 poverený vedením oddelenia paleozoika, od roku 1981 rozšíreného oddelenia predmezozoických útvarov.

Celým svojím pôsobením vo vedeckom živote sa venoval petrografickému výskumu s osobitným dôrazom na bázičné vulkanity a s nimi späté sekvencie metamorfovaných sedimentov. S jeho menom je spätý výskum severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, najmä štúdium rakoveckej, krompašskej a črmeľskej skupiny z hľadiska ich litostratigrafickej náplne, ale i sledovanie štruktúr v oblasti Mlyniak, Rudnianska a Gelnice. Viedol kolektív pracovníkov GÚDŠ pri zostavení geologickej mapy 1:50 000, plošne najrozsiahlejšieho a geologicky najkomplikovanejšieho regiónu územia SSR — Slovenského rudohoria — vý-

chodná časť, ktorá bola vytlačená v roku 1984 a prijatá s uznaním i na 27. Medzinárodnom geologickom kongrese v Moskve. V poslednom období svojho života sa RNDr. Štefan Bajaník, CSc. venoval výskumu metabazitov vo východnej časti Nízkych Tatier a vo Veporských vrchoch. Žiaľ, jeho erudovaný nástup do novej problematiky bol prerušený zákernou chorobou a trvalým odchodom spomedzi kruhu priateľov, kolegov, spoluriešiteľov.

Plodný vedecký život RNDr. Štefana Bajaníka, CSc. sa odrazil vo viac ako 50 publikovaných prácach v domácich i zahraničných časopisoch a v mnohých výskumných správach a vedeckých pojednaniach, ktoré zostávajú pre ďalšie generácie ako trvalá hodnota mravenčej práce špecialistu-petrografa.

Z medzinárodných uznání je potrebné spomenúť zostavenie a uverejnenie jeho geologických máp v Tunisku, aktívne vystupovanie v korelačných projektoch UNESCO-IGCP, v dvojstrannej vedeckotechnickej spolupráci so ZSSR, MLR, SFRJ, príspevky a referáty na kongresoch KBGA a mnohých sympóziách, konferenciách.

Za dlhoročnú vedeckovýskumnú činnosť bol RNDr. Štefan Bajaník, CSc. ocenený rezortným vyznamenaním Zaslúžilý pracovník rezortu SGÚ.

Odišiel človek, priateľ a vedec. Mnoho urobil pre rozvoj československej geológie, no i tak nestihol ukončiť všetko, čo si predsavzal. Nestihol odovzdať všetky skúsenosti. Zostali nám cenné písomné dokumenty, analýzy, rozpracované rukopisy, mapy, profily, poznámky... Je na nás, aby sme v Geologickom ústave Dionýza Štúra zužitkovali všetky hodnoty, ktoré nám RNDr. Štefan Bajaník, CSc. zanechal, a dokončili začaté dielo — výskum metabazitov v Nízkych Tatrách a vo Veporských vrchoch.

P. Reichwalder, J. Vozár

PUBLIKOVANÉ PRÁCE

- BAJANÍK, Š. 1960: Poznámky ku geológii územia medzi dolinou Tešnáarka a obcou Hnilec. Geol. Práce, Správy 20. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—110.
- BAJANÍK, Š. 1961: Paragenetické pomery na ložisku Humel. Geol. Práce, Správy 21. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 133—146.
- BAJANÍK, Š. 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. Geol. Práce, Zošit 61. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 235—250.
- BAJANÍK, Š. 1963: Stratigraficko-tektonický výskum východne od Nálepky. Správy o geol. výskumoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 32—33.
- BAJANÍK, Š. 1964: Štruktúrno-stratigrafický výskum medzi Nálepkovom a Slovinkami. Správy o geol. výskumoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35.
- BAJANÍK, Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov západne od V. Knoly. Geol. Práce, Správy 34. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—66.
- BAJANÍK, Š. 1965: Charakteristika základných tektonických prvkov rakoveckej série v sz. časti gemerid. Geol. Práce, Správy 34. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67—70.
- BAJANÍK, Š. 1968: Tektonická analýza rakoveckej série. Západné Karpaty, 9. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—70.
- BAJANÍK, Š. 1969: Kyslé diferenciáty bázičného vulkanizmu v rakoveckej serii. Geol. Práce, Správy 48. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—80.

- BAJANÍK, Š. 1969: Observations préliminaires sur les roches vertes du Trias de l'Atlas tunisien. Travaux de géol. tunis., 1, Tunis, 5—11.
- BAJANÍK, Š.—SALAJ, J. 1970: Données nouvelles sur la zone de cicatrice de la région d'Oued Zarga. Travaux de géol. tunis., 3, Tunis, 3—23.
- BAJANÍK, Š.—SALAJ, J. 1971: Oligo-Miocène du Djebel Chitana (Tunisie septentrionale). Notes du Serv. géol., 34, Tunis, 109—114.
- SALAJ, J.—BAJANÍK, Š. 1972: Essai de subdivision lithostratigraphique du Trias de la Tunisie septentrionale. Notes du Serv. géol., 38, Tunis, 75—93.
- SALAJ, J.—BAJANÍK, Š. 1972: Contribution à la stratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la région de l'Oued Zarga. Notes du Serv. géol., 38, Tunis, 63—71.
- BAJANÍK, Š.—SALAJ, J. 1972: Néogène sous faciès Bou Sefra entre Teboursouk et Medjez el Bab (Tunisie septentrionale). Notes du Serv. géol., 38, Tunis, 121—135.
- BAJANÍK, Š. 1973: Précambrien en Tunisie (Plate-forme saharienne). Notes du Serv. géol., 40, Tunis, 5—18.
- BAJANÍK, Š. 1973: Contribution à la chronologie du volcanisme néogène au Nord de la Tunisie. Livre jubilaire de M. Solignac, Tunis, 127—129.
- BAGDASARJAN, G. P.—BAJANÍK, Š.—VASS, D. 1973: Age radiométrique du volcanisme néogène dans le Nord Tunisien. Notes du Serv. géol., 40, Tunis, 79—94.
- BAJANÍK, Š.—SALAJ, J. 1973: Lithostratigraphie de l'Oligocène dans la région de Bizerte. Notes du Serv. géol., 40, Tunis, 75—77.
- BAJANÍK, Š.—SALAJ, J. 1973: Quelques remarques sur la tectonique du Néogène entre Teboursouk et Medjez el Bab. Livre jubilaire de M. Solignac, Tunis, 121—124.
- SALAJ, J.—BAJANÍK, Š.—MENČÍK, E.—STRÁŇÍK, Z. 1973: Quelques problèmes relatifs au Paléocène du Sillon Tunisien et l'Atlas Tunisien oriental. Livre Jubilaire de M. Solignac, Tunis, 223—232.
- BAJANÍK, Š.—SALAJ, J. 1974: Oligo-Miocène entre Teboursouk et Medjez el Bab. Livre-guide des excursions VI^e Colloque Africain de micropal., Tunis, 73—81.
- VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P.—BAJANÍK, Š. 1974: Contribution to the Neogene radiometric time-scale from northern Africa. Geol. Magazine, 111, 149—155.
- ILAVSKÝ, J.—BAJANÍK, Š.—ŠTOHL, J.—VOZÁR, J. 1975: Vulkanizmus a metalogenéza Západných Karpát. Geol. práce, Správy 64. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—134.
- BAJANÍK, Š. 1975: Pillow lavas of the Rakovec Group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Geol. Zbor. Geologica carpath., 26, 2, Bratislava, 341—348.
- ŠTOHL, J.—ILAVSKÝ, J.—BAJANÍK, Š.—VOZÁR, J. 1976: Volcanism and metallogeny of the West Carpathians. In: problems of ore deposition. Fourth Symposium of the International Association on the Genesis of Ore Deposits, Varna, 1. Publ. House of the Bulg. Acad. of Sci., Sofia, 199—207.
- BAJANÍK, Š. 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Západné karpáty, sér. Miner., petrogr., geochem., ložis., 2. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—94.
- BAJANÍK, Š. 1976: Niekoľko poznámok k problematike paleozoických metabazitov v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria. Ved. seminár. Košice, 146—148.
- BAJANÍK, Š. 1976: Présence de hyaloclastites dans le cenomanien aux environs de Chorbané (Tunisie). Notes du Serv. Géol., 42, Tunis, 4—6.
- BAJANÍK, Š.—CHMELÍK, J.—MIKO, O. 1977: Staropaleozoický vulkanizmus Západných Karpát. Materiály KBGA, Kyjev.
- BAJANÍK, Š. 1978: Niektoré textúrne znaky vulkanických a vulkanoklastických hornín v staršom paleozoiku Západných Karpát a ich význam pre paleogeografickú analýzu. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 259—267.
- SNOPKOVÁ, P.—BAJANÍK, Š. 1979: Preukázanie devónu givet—frasn vo vrte FV-1 (Blhovce). Geol. Práce, Správy 72. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—17.
- BAJANÍK, Š.—BIELY, A.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Správy 73. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.

- BAJANÍK, Š. 1979: Lazulit od Jakloviec v Spišsko-gemerskom rudohori. *Mineralia slov.*, 11, 5, Bratislava, 473—476.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, 1979: Late Paleozoic of the Gemeric in the N part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. In: *Permian of the West Carpathians*. (Guide book), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 80.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A. 1979: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. *Geol. Práce, Správy* 73. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—48.
- BAJANÍK, Š.—REICHWALDER, P. 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. In: *Czechoslovak geology and global tectonic*, Veda, Bratislava, 141—154.
- BAJANÍK, Š. 1980: Position of Early Paleozoic in Geotectonic History of West Carpathians. IGCP Project N5, *News Letter*, 2, Padova, 88—91.
- BAJANÍK, Š.—IVANIČKA, J.—SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A. 1980: A gömöri paleozoikum kutatásának néhány újabb eredménye. *Foldtani kutatás*, 23, 3. Budapest, 23—34.
- BAJANÍK, Š.—HOVORKA, D.—MIKO, O.—VOZÁR, J. 1981: Predterciárny vulkanizmus Západných Karpát. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27—39.
- BAJANÍK, Š. 1981: Ku genéze staropaleozoických bazických vulkanitov gemerid. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—65.
- BEŇKA, J.—BAJANÍK, Š. 1981: Niekoľko poznámok k magnetit-hematitovej mineralizácii v rakoveckej sérii. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—92.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A.—REICHWALDER, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohori. *Geol. Práce, Správy* 75. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27—56.
- BAJANÍK, Š. 1981: Contribution au problème de métamorphisme des metabasites du groupe rakovec des gemerides (Carpatés occidentales). IGCP Project N5, *News Letter*, 3, Padova, Belgrad, 4—6.
- BAJANÍK, Š.—HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J. 1981: Amphibolite Facies metabasites of Gemeride Paleozoic. *Materiály z kongresu KBGA*, Bukurest.
- KANTOR, J.—BAJANÍK, Š.—HURNÝ, J. 1981: Radiometric dating of metamorphites of amphibolite Facies from the Rudňany deposit, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 32, 3, Bratislava, 335—344.
- ILAVSKÝ, J.—BAJANÍK, Š. 1981: Petrogenéza bazických vulkanických hornin gelnickej skupiny v okolí Smolníka (Spišsko-gemerské rudohorie). *Západné Karpaty, sér. Miner., petrogr. geochem., ložis.*, 9. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 83—110.
- BAJANÍK, Š. 1981: „Ophiolites“ *Proceedings International Ophiolite Symposium*, Cyprus. Recenzia knihy. *Mineralia slov.*, 13, Bratislava, 464.
- BAJANÍK, Š. 1981: Devón Západných Karpát., IV. *Slov. geol. konfer.*, 2, Zbor. ref. SGÚ, Bratislava, 148—149.
- BAJANÍK, Š.—IVANIČKA, J.—MELLO, J.—SNOPKO, L.—REICHWALDER, P.—VOZÁROVÁ, A. 1981: Základné princípy geologickej mapy Slovenského rudohoria — východná časť., IV. *Slov. Geol. konf.*, 2, Zbor. ref., SGÚ, Bratislava, 138—141.
- BAJANÍK, Š.—HOVORKA, D. 1981: The amphibolite Facies metabasites of the Rakovec Group of Gemericum (the Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 32, 6, Bratislava, 679—705.
- BAJANÍK, Š. 1982: Na životné jubileum RNDr. T. Gregora, CSc. *Mineralia slov.*, 14, 4, Bratislava, 379.
- BAJANÍK, Š. 1982: RNDr. I. Lehotský, CSc., päťdesiatročný. *Mineralia slov.*, 14, 3, Bratislava, 478—479.
- BAJANÍK, Š. a kol. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria — východná časť (1:50 000). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 223.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A.—IVANIČKA, J.—SNOPKO, L. 1984: Charakternyje čerty paleozoja gemerikuma. *Geol. Práce, Správy* 80. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—152.
- BAJANÍK, Š. 1984: Geology of the Slovak Karst and the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Závadka, Hnilčík), 96—97. In: *Czechoslovak socialist republic, Guide-Book, Excursions 106A and 107A*, Inter. Geol. Congr. XXVII session, Moskva. *Geol. Surv.*, Praha, 96—97.

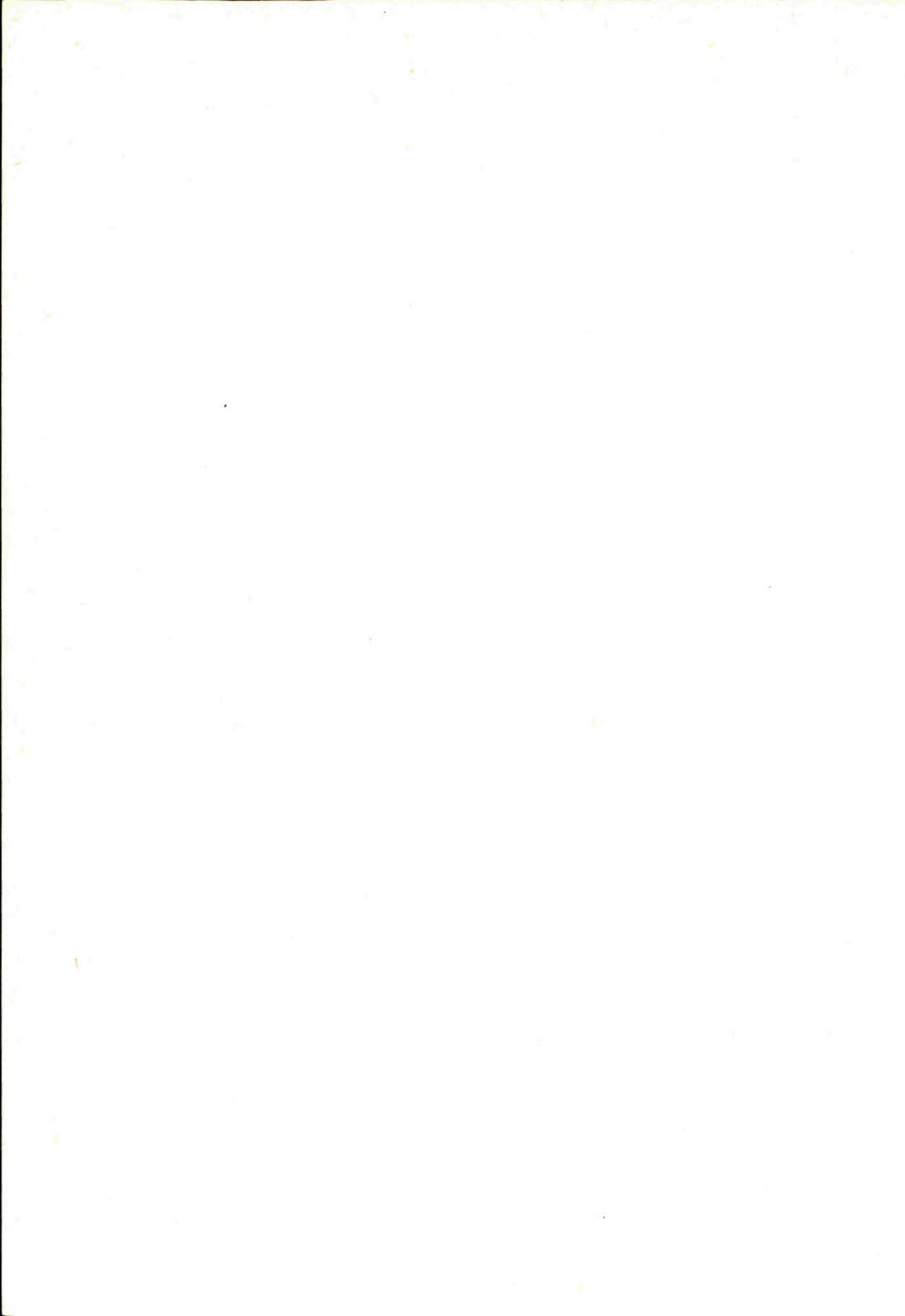
- BAJANÍK, Š.—PLANDEROVÁ, E. 1985: Turnén-visénsky vek spodnej časti ochtinského súvrstvia medzi Magnezitovcami a magurou. Geol. Práce, Správy 82. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67—76
- BAJANÍK, Š.—IVANIČKA, J.—SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A. 1985: Paleozoic of Gemericum of West Carpathians. Materiály XIII. kongresu KBGA, Krakow.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A. 1985: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východná časť (1:50 000). In: Geol. průzk., 27, 7, Praha, 217.
- BAJANÍK, Š. in GREČULA, P. — VARGA, I. — VOZÁR, J. 1985: Excursion guide to field meeting of IGCP-5 Variscan and pre-Variscan units of the West Carpathians part locality Hnilčík. Geoprieskum, Spišská Nová Ves.
- BAJANÍK, Š. (v tlači): Metabasites and metavolcanics near Dedinky in Z. Baall et al.: Ophiolites and similar rock complexes of Hungary and Czechoslovak Carpathes, Budapest.

PUBLIKOVANÉ GEOLOGICKÉ MAPY

- BAJANÍK, Š.—BIELY, A.—MENČÍK, E.—SALAJ, J.—STRÁNIK, Z. 1977: Carte géologique de la Tunisie au 1:50 000 — feuille Zaghouan et Notice explicative. Serv. géol., Tunis, 70.
- BAJANÍK, Š.—BIELY, A. 1978: Carte géologique de la Tunisie au 1:50 000 feuille Enfidaville et Notice explicative. Serv. géol., Tunis, 41.
- BAJANÍK, Š.—BATÍK, P.—BIELY, A.—MAAMOURI, H. 1980: Carte géologique de la Tunisie au 1:50 000 — feuille Béja et Notice explicative. Serv. géol., Tunis, 65.
- HOLUB, V. M.—TÁSLER, R.—VOZÁR, J.—VOZÁROVÁ, A.—BAJANÍK, Š. 1980: Geologická a paleogeografická mapa karbónu a permu ČSSR (1:1 000 000). Ústř. Úst. Geol., Praha.
- BAJANÍK, Š.—IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWÄLDER, P. — SNOPKO, L. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východná časť (1:50 000). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MONOGRAFIE

- BAJANÍK, Š. 1981: Volcanisme en Tunisie. Ann. des Min. Géol., 25, Tunis, 1—73.
- BAJANÍK, Š. in BAJANÍK, Š. — HANZEL, V. — IVANIČKA, J. — MELLO, J. — PRISTAŠ, J. — REICHWÄLDER, P. — SNOPKO, L. — VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A. 1983: Vysvetlivky ku Geologickej mape Slovenského rudohoria — východná časť. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—223.



Eva Karolusová — Karol Karolus — František Caňo

Klinoptilolitová a karbonátová mineralizácia andezitu v kameňolome pri Kozárovciach

1 obr., 2 fotograf. tabuľky (I—II), anglické resumé

Abstract. A hydrothermal clinoptilolite and carbonate mineralization has been found in a domatic andesite body near Kozárovce. Identification of the mineralization was carried out by means of an electron scanning microscope, analysis by the apparatus EDAX PV-9100, X-ray diffraction, DTA and by a chemical silicate analysis.

Južne od železničnej stanice Kozárovce, na styku Štiavnických vrchov a Kozmálovských kopcov v preryve rieky Hron sa nachádza morfológická vyvýšenina extruzívneho dómu Skala, zo severnej strany otvorená kameňolomom.

Extruzívne teleso je tvorené pyroxenicko-amfibolickým andezitom s hojným biotitom. V lome sú odkryté jeho brekciovitú okraje s nadložnými pemzovými a piesčitými tufmi, ktoré transgredovali na andezit v smere čajkovej depresie.

Petrografiou andezitu sa podrobne zaoberal K. KAROLUS a E. KAROLUSOVÁ (1978). Andezit je sivočierny, masívny a miestami pórovitý; má hruboporfyrickú štruktúru s porfyrickými výrastlicami do 1 cm. Základná hmota andezitu je hyalopilitická fluidálna, pre okraje extruzívnych telies typická, podobne ako množstvo uzavrenín. Porfyrické výrastlice plagioklasov zodpovedajú zonálnym andezínom s bázcitou An_{40-50} . Z tmavých minerálov sú zastúpené augity, hyperstény, amfiboly a biotity. Pôvodné hyperstény sa nezachovali, sú úplne zatlačené sekundárnym vláknitým až kolomorfným chloritom.

Vo východnej časti lomu, ktorá je intenzívne brekciovitá, nadobúda andezit fialový odtieň. V početných puklinách a dutinách sú prítomné žlté až šedohnedé povlaky a jemnozrné až celistvé povlaky béžovej farby. Približne v strede andezitového telesa prebieha tektonická porucha. Jej šírka sa mení od 80 do 100 cm. Výplň tvorí brekcia prekremeného andezitu, tmelená drvinou andezitu a opálovými žilkami. V západnej časti kameňolomu je andezit najčerstvejší. Mineralizácia je menej hojná a sústreďuje sa na primárne pukliny.

Výplň pórov a dutiniek, rovnako ako rôzne sfarbené povlaky, kôry a žily opálu, považujeme za prejavy hydrotermálnej činnosti — tieto sú predmetom našej práce.

RNDr. E. Karolusová, CSc., RNDr. K. Karolus, CSc., RNDr. F. Caňo, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Metodika práce

Vzhľadom na to, že hydrotermálnu mineralizáciu v andezite tvoria povlaky hrubé najviac 1—2 mm, bolo treba voliť také pracovné metódy, ktoré umožňujú analyzovať malé množstvá vzorky. Z dostupných metód sa v súčasnosti najlepšie osvedčuje použitie elektrónovej riadkovej mikroskopie pre skúmanie morfológie s následnou semikvantitatívnou analýzou na prístroji EDAX-PV 9100.

Moderný riadkovací elektrónový mikroskop JSM-840 má v režime zobrazenia so sekundárnymi elektrónmi (Secondary electron image — ďalej len SEI) rozlišovaciu schopnosť až 4 nm. Štandardná výbava detektorov na báze polovodičov s vysokou citlivosťou umožňuje zobrazenie so spätne odrazenými elektrónmi (Backscattered electron image — ďalej len BEI) pre topografické a kompozičné pozorovanie s rozlišovacou schopnosťou až 10 nm. V tejto zostave mikroskop umožňuje použiť morfológiu nielen ako identifikačný znak, ale aj ako dôsledok rôznych geologicko-geochemických činiteľov. Ďalej poskytuje možnosť skúmať generácie minerálov, ich štruktúry a textúry, zonálnosti rastu, stupeň morfologického obmedzenia, činiteľov podmieňujúcich nerovnomerný rast kryštálov, tvorbu uzavrenín, rast dvojčiat, stupeň metamorfózy a závislosť deformácií od P-T podmienok. Pomocou odrazených elektrónov možno skúmať fázové zloženie minerálov na základe rôznej atómovej hmotnosti, uzavreniny, sukcesiu minerálov, zatláčanie, rádiogénne zmeny a aureoly, okolorudné premeny atď. Mnohé z týchto možností sme v práci plne využili. Ako sa však ukázalo neskôr, samotná morfológia na identifikáciu nestačí, a preto bolo treba doplniť získané údaje o priame kvalitatívne, ale aj semikvantitatívne stanovenia pomocou energiovo-disperzného analytického systému EDAX PV-9100. Okrem týchto metód boli vzorky spracované DTA, rtg. difrakciou a silikátovou chemickou analýzou. Identifikovali sme tak zeolity, karbonáty a opál a skúmali sme morfológiu a chemické zloženie zeolitovej mineralizácie.

Vyseparované kôry zeolitu o veľkosti niekoľko mm boli pripravené na skúmanie dvoma metódami. Prvá je klasická príprava preparátu na pozorovanie morfológie (fixovanie, čistenie, zlatenie) a druhá je príprava lešteného nábrusu na skúmanie kompozície. Týmto spôsobom sa pripravilo niekoľko preparátov. Podmienky použité pri skúmaní sú uvedené na spodnom okraji každého mikrogramu. Na mikrofote 6088 tab. I je hroznovitý agregát, pozorovaný pri malom zväčšení metódou SEI. Jednotlivé zhluky minerálov sú približne rovnaké (~ 1 mm), čo predpokladá podmienky rovnomernej kryštalizácie. Pri väčších zväčšeniach (mikrografy 6082, 6083 a 6090 tab. I) vidno, že sa agregát skladá z drobných tabuľkovitých kryštálikov s rôznou orientáciou. Majú typický pseudomonoklinický tvar so zachovanou štiepatelnosťou podľa (010). Pri zväčšení 1800 × sa objavuje okrem pseudomonoklinického tvaru aj vrstevná stavba každého kryštálového jedinca (mikrograf 6086 tab. I.). Pri pozorovaní jemnozrnných častí zeolitu (mikrograf 6093 tab. I.) sa objavujú menšie, ale identické kryštálové tvary a vývoj s inou orientáciou než u hroznovitého typu. Na mikrografoch kompozície 1768 a 1767 tab. I. získaných metódou BEI vidno

Tab. 1 Chemické zloženie zeolitu analyzované na EDAXe PV-9100

Oxid	bod 1	bod 2	bod 3
MgO	0,63 %	0,26 %	0,68 %
Al ₂ O ₃	9,58 %	10,78 %	10,66 %
SiO ₂	68,34 %	66,94 %	67,39 %
K ₂ O	2,06 %	1,39 %	1,58 %
CaO	3,11 %	4,26 %	3,25 %
TiO ₂	0,30 %	0,62 %	0,41 %
MnO ₂	0,33 %	—	—
Fe ₂ O ₃	0,14 %	0,25 %	0,54 %
priem. H ₂ O	15,50 %	15,50 %	15,50 %
suma hmot. %	100,00 %	100,00 %	100,00 %

rozdiel vo fázovom zložení materskej horniny a zeolitovej vrstvy. Vrstva zeolitu je ostro oddelená od materskej horniny, je nehomogénna a neobsahuje žiadne uzavreniny. Zmenu homogenity sme dokázali aj semikvantitatívnou analýzou na prístroji EDAX PV-9100. Detailný pohľad na analyzované miesta poskytuje mikrogramf 1767, bod č. 1, 2 a 3, tab. I.

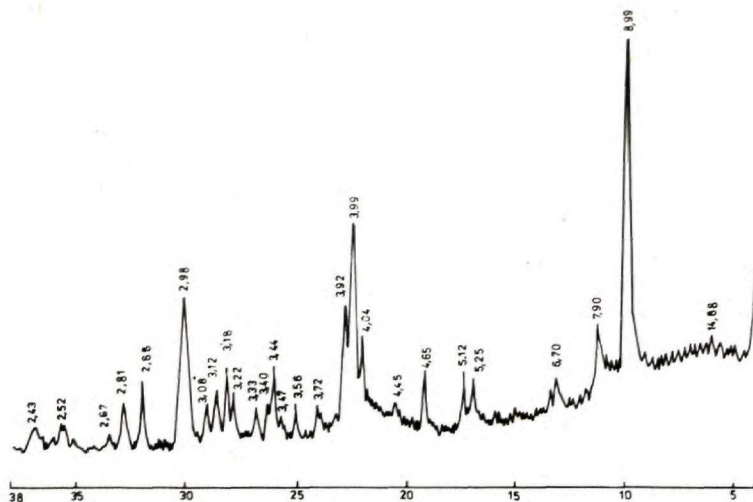
Vzhľadom na to, že energiovo-disperznou semikvantitatívnou metódou analýzy chemického zloženia minerálov nemôžeme stanoviť obsah vody, použili sme do prepočtu priemerný obsah vody stanovený silikátovou chemickou analýzou a DTA. Samotná semikvantitatívna metóda je bezštandardová, výsledok sa dopočítava do 100 %, a preto je zaťažený pomerne veľkou relatívnou chybou. Tým sa dajú vysvetliť pomerne veľké kvantitatívne rozdiely chemického zloženia v porovnaní so silikátovou chemickou analýzou, ktorá je uvedená ďalej. Morfológické a energiovo-disperzné stanovenia boli vhodným doplnkom k ďalším fyzikálno-chemickým metódam výskumu a pomohli identifikovať neznámu zeolitovú mineralizáciu.

RTG analýza

Difraktografický záznam celistvých a jemnozrnných hroznovitých kôr zeolitu, použitých tiež pri metódach SEI, BEI, DTA a chemickej silikátovej analýze, poukazuje na príslušnosť skúmaného zeolitu do skupiny heulanditu. Keďže heulandit a klinoptilolit sú izoštruktúrne, opierali sme sa pri identifikácii o výsledky DTA, ktorej krivky sú pre uvedené zeolitové minerály odlišné.

Diferenciálno-termická analýza

Termické vlastnosti skúmaného zeolitu vyplývajú z DTA-analýz. Analýzy boli robené zo separovaných celistvých a jemnozrnných hroznovitých kôr. Z oboch typov boli DTA-krivky takmer celkom zhodné. Navážka celistvého typu bola 710 mg s 15,1 % stratou vody. Jemnozrnný zeolit po navážke 600 mg mal



Obr. 1 Difraktogram klinoptilolitu. Podm. DRON – 3, Cu/Ni, 30 KV, 20 mA, clona: 1, 6, 0.25

stratu vody 14,7 %. U oboch typov nastala strata vody pri jedinom širokom endotermickom efekte v rozpätí 150—270 °C, resp. pri 140—250 °C. Pri súčasnej dehydratácii zeolitu s uvedenými hmotnostnými úbytkami až do 1000 °C sa neprejavila žiadna ďalšia termická reakcia. Proces dehydratácie oboch typov zeolitov bol plynulý. Z termických kriviek je zrejmé, že endotermické reakcie boli zapríčinené uvoľnením vody zo zeolitu.

Uvedené výsledky ukazujú termické vlastnosti veľmi podobné tým, aké zistila E. ŠAMAJOVÁ (1977, 1979) u klinoptilolitu z Nižného Hrabovca, a najmä u porovnávacieho klinoptilolitu Hector z Kalifornie, kde je endoterma podobná našim analýzám. Údaje z literatúry sa zmieňujú takisto o jednom širokom endotermickom efekte okolo 200 °C (F. A. MUMPTON 1960), ktorým sa odlišuje od heulanditu. Heulandit má ďalší výrazný endotermický efekt pri 360 °C. Autori KOIZUMI a REY (1960 in E. ŠAMAJOVÁ 1977) zisťujú, že heulandit sa rozkladá pri 320 °C na vairakit + SiO₂ + H₂O. B. MASON a GREENBERG (1954 in W. A. DEER et al. 1963) zistili pri nahrievaní heulanditu, že prvá endotermická reakcia je na diferenciálnej krivke pri 200 °C a pokračuje do ostrého vrcholu pri 360 °C. Posledná endotermická reakcia v klinoptilolite chýba. Údaje DTA z literatúry a naše analýzy potvrdzujú, že nami analyzované kôry zodpovedajú zeolitu — klinoptilolitu.

Chemická analýza

Z vyseparovaných celistvých jemnozrnných kôr hroznovitého tvaru boli urobené silikátové analýzy:

Tab. 2 Chemické silikátové analýzy

Oxid	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,74 %	61,58 %	66,21 %	62,29 %	64,00 %
Al ₂ O ₃	12,49 %	12,37 %	11,02 %	13,81 %	12,50 %
Fe ₂ O ₃	2,59 %	2,88 %	0,84 %	0,75 %	—
TiO ₂	0,16 %	0,06 %	0,10 %	—	—
P ₂ O ₅	0,12 %	0,08 %	—	—	—
MnO	0,01 %	0,02 %	0,01 %	—	—
CaO	3,33 %	2,97 %	1,39 %	2,65 %	3,89 %
MgO	1,50 %	1,57 %	0,33 %	0,14 %	0,25 %
K ₂ O	1,76 %	1,74 %	1,04 %	1,68 %	1,81 %
Na ₂ O	0,38 %	0,33 %	5,82 %	3,58 %	1,99 %
-H ₂ O	5,77 %	6,05 %	4,66 %	—	—
+H ₂ O	9,83 %	10,13 %	7,12 %	14,20 %	15,56 %
suma váh. %	99,68 %	99,78 %	98,54 %	99,93 %	100,00 %

- 1 — klinoptilolit z lokality Kozárovce (celistvý typ),
 2 — klinoptilolit z lokality Kozárovce (jemnozrný typ),
 3 — klinoptilolit z lokality Hector Kalifornia (90 %),
 4 — klinoptilolit Alpe di Siusi, Italy (A. ALBERTI 1975a),
 5 — klinoptilolit Kuruma Pass, Japan (K. KOYAMA—Y. TAKEUCHI 1977).

Chemické silikátové analýzy klinoptilolitov z Kozároviec majú nižší obsah SiO₂ a vyšší obsah H₂O a Fe₂O₃, než porovnávacie vzorky č. 3, 4 a 5. V literatúre sa uvádza, že zeolity zo skupiny heulanditu sú chemicky variabilné (E. ŠAMAJOVÁ 1977). Variabilita sa týka najmä pomeru Si/Al, alkálií a vápnika. Táto variabilita je zrejme závislá tiež od zloženia východiskového materiálu. Napr. klinoptilolit na lokalite Hector vznikol premenou kyslých tufov a klinoptilolit z Kozároviec je produktom hydrotermálnych roztokov, tu však nevylučujeme vplyv nadložných andezitových a pemzových tufov na chemické zloženie roztokov. Takto by bolo možné zdôvodniť nižší obsah SiO₂ a tiež alkálií voči porovnávaným analýzám klinoptilolitu. Pravdepodobne preto je aj pomer vápnika k alkáliám iný. V našom prípade je klinoptilolit bohatší na Ca, Fe a Mg, ktorých pôvod môže byť v chemickom zložení pôvodných roztokov.

Genéza klinoptilolitu

Klinoptilolit ako samostatný minerál skupiny heulanditu má štruktúrnú charakteristiku veľmi blízku heulanditu, no odlišuje sa od neho zvýšeným obsahom Si, väčšou termickou stabilitou a obvykle prevahou Na + K nad Ca + Mg. V literatúre sa uvádzajú viaceré genetické typy zeolitových ložísk a mineralogických výskytov. Najmä výskyty zeolitov v hypergénnych zónach, v podmienkach postmagmatickej hydrotermálnej činnosti, v sedimentárnych komplexoch a zeolity ako primárne minerály intruzívnych hornín. G. GOTTARDI a E. GALLI (1985) uvádzajú, že väčšina nálezísk heulanditu a klinoptilolitu nachádzajúcich sa v puklinách a dutinách rôznych typov hornín s mikrokryštalickou výplňou

majú pravdepodobne hydrotermálny pôvod. Na Slovensku výskyty zeolitov vzniknutých účinkom postvulkanickej hydrotermálnej činnosti opísali mnohí autori. Hydrotermálne náleziská klinoptilolitov v geotermálnych poliach pozoroval S. HONDA et al. (1970) v ryolitoch z Yellowstoneského národného parku vo Wyomingu, kde je asociácia s mordenitom z 10 až 50 m hĺbky (teplota od 90 do 150 °C), M. F. SHERIDAN et al. (1976) vo vulkanoklastických formáciách blízko Hassayampa v Arizone, kde je hlavný zeolit so stilbitom v horninovej základnej hmote približne v 200 m hĺbke a teplote 150 °C.

Prejav zeolitizácie na lokalite Kozárovce, v podobe povlakov a kôr silne zbrekčovanej časti andezitového telesa, naznačujú, že roztoky, z ktorých vznikli zeolitové minerály, majú hydrotermálny pôvod. Pripúšťame však možnosť, že roztoky boli obohatené produktmi hypergénnych procesov prebiehajúcich v nadložných andezitových a piesčitých tufoch. Vplyv produktov rozkladu sklovitej hmoty na chemické zloženie roztokov je známy a bude predmetom nášho ďalšieho skúmania.

Hydrotermálny vznik zeolitov kladie na prvé miesto aj M. MARKOVÁ (1980) pri skúmaní chabazitu zo solfatárovej formácie z vrtnu KŠ-9 v blízkosti obce Víglašská Huta. Chabazit je v asociácii s alunitmi a zunytom. M. MARKOVÁ predpokladá, že chabazit vznikol z roztokov obohatených kremíkom a hliníkom, ktoré sa uvoľnili z rozkladu základnej hmoty a plagioklasu. Nazdáva sa, že teploty roztoku sa pohybovali medzi 100—200 °C, v akých sa podľa koncentrácie vylučuje chabazit. Toto konštatovanie približne zodpovedá aj názoru, že chabazit sa vylučuje ako prvý zeolitový minerál.

Skúmanie karbonátovej mineralizácie

Karbonátová mineralizácia sa v andezite objavuje v dvoch podobách. Jednak ako biele kryštály kalcitu po puklinách a tiež ako drobné guľovité zhluky kalcitu v dutinkách po unikajúcich plynch. Mliečnobiele kryštály kalcitu vytvárajú drúzu o veľkosti 10 × 8 cm. Sú to skoro rovnako veľké romboedrické klence s výraznými plochami 10 $\bar{1}$ 1, o rozmeroch asi 6—7 mm. Podobný prejav karbonátovej mineralizácie je v mikropóroch a mikro dutinách, ktoré sa v andezite hojne vyskytujú. Sú pokryté tenkými povlakmi SiO₂ a niektoré vyplňajú guľovité zhluky bielej farby. Vyseparované zhluky boli skúmané rtg. difrakciou a morfológicky metódou SEI. Na základe difrakčného záznamu sú tieto útvary tvorené kalcitom. Na mikrografoch z elektrónového riadkovacieho mikroskopu pri zväčšení 400 × vidno, že sa skladajú z drobných tesne na seba narastených romboedrických kryštálov kalcitu (mikrograf č. 2236, tab. II). Jednotlivé kryštálové plochy majú typické rastové línie, ktoré sú rovnaké u kryštálov rovnakého usmernenia (mikrograf č. 2237, tab. II). Kryštálové jedince s odlišnou orientáciou majú rastové línie v smere svojho rastu. Väčším zväčšením až na 1400 × možno zistiť paralelný priebeh rastových línií na niekoľkých jedincoch (mikrograf č. 2238, tab. II). Rastové línie vytvárajú hrubšie a tenšie vrstvy kalcitu, ktoré sa striedajú podľa postupu kryštalizácie romboedrov.

Zaujímala nás andezitová dutina a jej povrch, na ktorom sú umiestnené guľovité útvary kalcitu. Povrch sme skúmali metódou SEI. Na mikrografe č. 2230, tab. II vidno časť povrchu dutiny, ktorá má pri malom zväčšení ($80\times$) hubovitú stavbu a pri zväčšení $1700\times$ sa javí ako takmer pravidelne porózna. Póry sú viac-menej okrúhle (mikrograf č. 2227, tab. II). Medzipórové steny majú hrúbku približne $1-5\ \mu\text{m}$ a takmer pravidelne sú posiate asi $10\ \mu\text{m}$ guľovitými útvarmi, ktorých stavbu dokumentuje mikrograf č. 2227, príp. 2228, tab. II. Sú uložené na pórových stenách. Tvarom pripomínajú makroskopicky viditeľné guľovité útvary kalcitu na povrchu dutiny. Domnievame sa, že pórovité dutiny mohli byť miestom úniku synvulkanických plynov, alebo mohol vzniknúť účinkom hydrotermálnych roztokov, z ktorých neskôr kryštalizovali guľovité kalcitové útvary, viditeľné na mikrografe č. 2228, tab. II. Na povrchu dutín muselo dôjsť k rýchlej kryštalizácii, ako o tom svedčí tesné narastanie romboedrov s kryštálovými plochami a mikrovrstevnou textúrou, ktorá sa vytvorila z rôzne veľkých čiastočiek.

Výskyty kárbonátov v andezitových dutinách popisuje B. NAGY (1967) z pohoria Mátra v kameňolome Csákánykő. Autor určil tento minerálny sled: sférosiderit — siderit — ankerit — dolomit — kalcit — aragonit. Steny dutín sú pokryté zelenosivými plochými romboedrami dolomitu, na nich sú guľovité alebo hrudkovité biele kryštály kalcitu. Geneticky sú viazané na pyroxenické andezity s vysokým obsahom CaO, u ktorých sa predpokladá nasledovná genéza: Pred výlevom extrudujúca magma počas dlhšej doby asimilovala z kárbonátov hlbokého podložja väčšie množstvo CaCO_3 . Touto asimiláciou nebola ovplyvnená bázicita plagioklasov, ale sklovitá hmota. Podľa chemickej analýzy pyroxenický andezit z lomu Csákánykő obsahuje 8,80 % CaO. Andezit z kameňolomu od Kozároviec má tiež vysoké obsahy CaO — až 8,28 %.

Z Tokajského pohoria opísal L. TOKODY (1962) z rôzne veľkých dutín v pyroxenickom andezite z lokality Mulatóhegy — Barnamály pri obci Erdőbénye veľmi bohatú minerálnu asociáciu, u ktorej predpokladá hydrotermálny pôvod. Popísal kremene, chalcedóny, tridymit, opály a ako nový minerál — mauritzit, ďalej siderit, sférosiderit, kalcit, baryt, halotrichyt a ilmenit.

V. V. ZOLOTUCHIN (1959) z oblasti Černej gory z olivinických dacitov opísal agregáty kalcitu na kryštáloch tridymitu (in E. K. LAZARENKO et al. 1963). Uvádzané príklady výskytu kalcitov v dutinách andezitov dokladajú, že mineralizácia dutín a pórov nie je ojedinelá. Zaujímavé sú názory na obohatenie extrudujúcej horniny a CaO.

Kalcitová výplň v puklinách a dutinách andezitového telesa v kameňolome pri Kozárovciach má hydrotermálny pôvod a vznikla z cirkulujúcich postvulkanických hydroterm.

Opálová mineralizácia

V úvode sme pri lokalizácii kozárovského kameňolomu uviedli, že približne v strede andezitového telesa je tektonická línia, ktorá bola miestom výstupu vôd obohatených kremíkom. Z týchto hydroterm sa vyzrážali opálové hmoty

a vznikli kremeňom presýtené a tmelené brekcie. Opál je tektonicky porušený, pravdepodobne bola tektonická línia mobilná aj po vyzrážaní opálov. Opály sú hnedožlté s tmavšími hnedými pruhmi. V niektorých puklinách sa vyskytuje asi 3 mm hrubá kôra vláknitého chalcedónu s voskovomatným povrchom. Na niektorých puklinách sú badateľné aj prejavy opalizácie v podobe skelného opálu — hyalitu.

Záver

Mineralizáciu v extruzívnom andezitovom telese pri Kozárovciach sme skúmali nielen tradičnými metódami, ako je rtg. difrakcia, DTA a silikátová analýza, ale aj netradičnými, ako pozorovanie morfológie v elektrónovom riadkovačom mikroskope a skúmanie chemického zloženia energiovo-disperzným analyzátorom, metódou semikvantitatívnej analýzy. Ako vyplýva z dosiahnutých výsledkov, zvolená metodika poskytuje dostatok informácií hlavne z mikroobjemov vzorky. Iba v prípade energiovo-disperznej semikvantitatívnej analýzy by bolo vhodnejšie použiť presnejšiu analýzu kvantitatívnu. Mineralizácia v extruzívnom andezitovom telese je nízko hydrotermálna. Predovšetkým sú to zeolitové kôry a povlaky v brekciiovitej časti andezitu identifikované ako klinoptilolity. Pri ich genéze pripúšťame vplyv nadložných vrstiev na zloženie zeolitových roztokov. Karbonátová mineralizácia sa vyskytuje nielen v puklinách andezitového telesa, ale aj v dutinách po unikajúcich plynch. Je zjavne mladšia než štádium vzniku pórovitých dutiniek a súvisí s hydrotermálnou činnosťou, hoci sme evidentný vzťah medzi zeolitovou a karbonátovou mineralizáciou nepozorovali. Opálová hydrotermálna mineralizácia bola pozorovaná len v mieste tektonickej línie a je porušená; svedčí to o mobilnosti tektonickej línie aj po vyzrážaní opálov.

Záverom môžeme konštatovať, že klinoptilolit v kozárovskom kameňolome je opísaný po prvýkrát. Pomerne vysoký obsah CaO v klinoptilolite je podnetom k podrobnému skúmaniu, ktoré by zároveň pomohlo objasniť problémy identifikácie prechodných členov zeolitov heulanditovej skupiny.

Literatúra

- ALBERTI, A. 1975a: The crystal structure of two clinoptilolites. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. neue F.*, 22, Wien, 25—37.
- GOTTARDI, G. — GALLI, E. 1985: *Natural Zeolites*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 256—284.
- HONDA, S. — MUFFLER, L. J. P. 1970: Hydrothermal alternation in core from research drill hole Y-1, Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming. *Amer. Mineralogist* 55, Washington, 1714—1737.
- KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1978: *Petrológia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Pohronskom Inovci*. *Záp. Karpaty, sér. Mineral., petrograf., geochem., metalogen.*, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—178.
- KOYAMA, K. — TAKEUCHI, Y. 1977: Clinoptilolite: the distribution of potassium atoms and its role in thermal stability. *Z. Kristallogr.* 145, 216—239.

- LAZARENKO, E. K. 1963: Mineralogija Zakarpatija. Izdat. Lvovskovo univ. SSSR.
- MARKOVÁ, M. 1980: Chabazit v solfatárovej formácii stredoslovenských neovulkanitov. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—172.
- MUMPTON, F. A. 1960: Clinoptilolite redefined. Amer. Mineralogist vol. 45, 3—4, Washington, 351—386.
- NAGY, B. 1967: A Csákánykői Kőfejtő andezitjeinek üregkutóltő asványai. Földt. Int. Évi Jel. 1965-évről Budapest, 341—343.
- SHERIDAN, M. F. — MAISANO, M. D. 1976: Zeolite and sheet silicate zonation in a Late-Tertiary geothermal basin, near Hassayampa, central Arizona. Proc. 2nd UH Symp. on Dev and Use of Geothermal Resources, 20—29 May 1975, San Francisco, 597—607.
- ŠAMAJOVÁ, E. 1977: Autigénny klinoptilolit v ryodacitovom tufite z Nižného Hrabovca. Acta Geol. et geograph., Univ. Com., 32, Bratislava, 111—128.
- ŠAMAJOVÁ, E. 1979: Zeolites in neogene volcanoclastics of Slovakia. Geol. Zborn., Geol. carpath., SAV, Bratislava, 363—377.
- TOKODY, L. 1962: Mineralien von Erdöbénye Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 7, Budapest, 315—349.

Karol Karolus — Eva Karolusová — František Caňo

Clinoptilolite and carbonate mineralization of andesite of a quarry near Kozárovce

Summary

An extrusive andesite body near Kozárovce is made up of pyroxene-amphibole andesite with abundant biotite. Its brecciated margins with overlying pumice and sandy tuffs that were deposited transversely on the andesite in the direction of the Čajkov depression. Clinoptilolite, calcite and opal mineralization concentrates in primary fissures, pores and small hollows and is an indication of a hydrothermal activity. Because of small dimensions and numbers of samples, a method of study has been chosen that makes it possible to analyse also minimum volumes in a non-destructive way. The morphology has been analysed by means of electron scanning microscopy and qualitative analysis by the energy-dispersion analytical system EDAX-9100. For a reliable identification of zeolite it was necessary to apply X-ray diffraction and mainly DTA. The results were supplemented by a chemical silicate analysis. From the evaluation of the mineralization we assume that it originated under various conditions and temperatures. As highest thermal we regard calcites in hollows and fissures. The zeolite mineralization in the form of clinoptilolite crusts in the brecciated part of the andesite is most important. According to data from literature, the temperatures were within the range of 70—150 °C. As the last indication of mineralization we regard solutions enriched in SiO₂ that filled fissures with opal, chalcedony and locally deposited as glassy opal.

Explanations to Plates I — II

Plate I

- Fig. 6088 SEI micrograph of a cluster-shaped aggregate of clinoptilolite crust
- Fig. 6082 SEI micrograph — cluster-shaped clinoptilolite aggregate by larger magnifying
- Fig. 6083 SEI micrograph — variously orientated well crystallized clinoptilolite individuals
- Fig. 6093 SEI micrograph — pseudomonoclinic shape of clinoptilolite crystals
- Fig. 6090 SEI micrograph — clinoptilolite with a visible cleavage according to (010)
- Fig. 6086 SEI micrograph — detailed view of clinoptilolite by larger magnifying
- Fig. 1768 BEI compo micrograph — phase composition of clinoptilolite
- Fig. 1767 BEI compo micrograph — detailed view of places analysed

Plate II

- Fig. 2236 SEI micrograph — magnified view of a carbonate ball-shaped formation. It consists of tiny crystal individuals with various orientation of their growth
- Fig. 2237 SEI micrograph — detailed view of bedded structure of crystal plane
- Fig. 2238 SEI micrograph — growth bedding of crystal planes according to the succession of rhombohedron crystallization
- Fig. 2230 SEI micrograph — porous surface of an andesite hollow in which are ball-shaped calcite formations
- Fig. 2227 SEI micrograph — porous consistence seems regularly porous. The pore shape is approximately circular, the intrapore walls are thin — 1—5 μm . They are nearly regularly scattered with ball-shaped calcite formations
- Fig. 2228 SEI micrograph — detailed view of a ball-shaped calcite formation in a pore hollow

Photographed by F. Caño

Table 1 Chemical composition of zeolite, EDAX PV-9100

Table 2 Chemical silicate analyse of clinoptilolites

Fig. 1 Diffraction record of clinoptilolite

Translation L. Böhmer

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tabuľka I

- Obr. 6088 Mikrograf SEI — hroznovitý agregát kôry z klinoptilolitu
- Obr. 6082 Mikrograf SEI — hroznovitý agregát klinoptilolitu pri väčšom zväčšení
- Obr. 6083 Mikrograf SEI — rôzne orientované dobre vykryštalizované jedince klinoptilolitu
- Obr. 6093 Mikrograf SEI — pseudomonoklinický tvar kryštálov klinoptilolitu
- Obr. 6090 Mikrograf SEI — klinoptilolit s viditeľnou štiepateľnosťou podľa (010)
- Obr. 6086 Mikrograf SEI — detailný pohľad na klinoptilolit pri veľkom zväčšení
- Obr. 1768 Mikrograf BEI — compo — fázové zloženie klinoptilolitu
- Obr. 1767 Mikrograf BEI — compo — detailný pohľad na analyzované miesta

Tabuľka II

- Obr. 2236 Mikrograf SEI — zväčšený pohľad na karbonátový gufový útvar. Skladá sa z drobných kryštálových jedincov s rôznou orientáciou rastu
- Obr. 2237 Mikrograf SEI — detailný pohľad na vrstevnatú stavbu kryštálovej plošky
- Obr. 2238 Mikrograf SEI — rastové zvrstvenie kryštálových plôch podľa postupu kryštalizácie romboedrov
- Obr. 2230 Mikrograf SEI — pórovitý povrch andezitovej dutiny, na ktorej sedia gufované útvary kalcitu
- Obr. 2227 Mikrograf SEI — pórovitá konzistencia sa javí ako pravidelne porózna; tvar pórov je približne okrúhly, medzipórovité steny sú tenké 1—5 μm , sú takmer pravidelne posiate gufovými útvarmi kalcitu
- Obr. 2228 Mikrograf SEI — detailný pohľad na gufový útvar kalcitu v pórovitej dutine

Foto: F. Caño

Eva Žáková

Premeny vulkanických hornín v oblasti Podpolomu v Javorí

33 obr., 6 fotograf. tabuliek (III—VIII), anglické resumé

Abstract. Five areas of intensive hydrothermal alterations have been defined in the central zone of the Javorie Mts. that overlaps with a belt of hydrothermally altered rocks. The paper deals with alteration products, their mineralogy, geochemistry and zonal pattern in the Podpolom hydrothermal area. Zones of hydrothermally altered rocks have been defined on the basis of secondary mineral assemblages.

Pri metalogenetickom výskume centrálnej vulkanickej zóny Javoria bola riešená problematika hydrotermálnych premien ako jedno z významných vyhľadávacích kritérií.

Hydrotermálne premeny priestorovo i geneticky súvisia s prejavmi mineralizácie. Patria k dôležitým kritériám pri vyhľadávaní mineralizovaných štruktúr. Viazu sa na intruzívne horniny a vyznačujú sa zákonitou stavbou, poznanie ktorej pomáha riešiť zložité problémy metalogenézy.

Hydrotermálne procesy, v čase a priestore spojené s aktívnym hlbinným magmatizmom, vynášajú z hĺbín k zemskému povrchu obrovské masy látok, ktoré spôsobujú premenu hornín a vznik nových minerálov, zvyčajne v značných objemoch hornín.

Hydrotermálne procesy sa rozvíjajú hneď po výstupe intruzívneho telesa. Sú dôsledkom konvekčného hydrotermálneho systému, ktorého hnacou silou je teplo intruzívneho telesa (H. P. TAYLOR 1974). U väčších intruzívnych komplexov vzniká postupne sumárna tepelná anomália a hydrotermálne premeny strácajú jasnú väzbu na jednotlivé intrúzie. H. P. TAYLOR doložil existenciu konvekčného systému meteorických vôd cez intruzívne telesá a komplexy skúmaním stabilných izotopov.

Pohyb hydrotermálnych roztokov z hĺbok zeme k jej povrchu podmieňujú štruktúrno-tektonické a hydrogeologické činitele. Vďaka vysokej teplote a nasýtenosti plynmi sú hydrotermálne roztoky veľmi pohyblivé a agresívne voči horninám, ktorými prechádzajú. Roztoky vystupujúce po systéme puklín k po-

vrchu spôsobovali vertikálnu zonálnosť a rozširujúc sa do strán spôsobovali aj horizontálnu zonálnosť. Obe sú v mnohých svojich prejavoch zhodné. Zonálnosť odzrkadľuje rôznu pohyblivosť zložiek horniny; je spojená s neutralizáciou kyslých roztokov pri vzájomnom pôsobení roztokov s horninou a s postupnou zmenou oxidačno-redukčného potenciálu v závislosti na vzdialenosti od prívodového kanála.

Ako uvádza S. I. NABOKO (1961, 1974) na základe pozorovaní v oblastiach aktívnych vulkánov na Kamčatke, charakter hydrotermálnej premeny závisí od iónového a plynného zloženia hydroterm, ich kyslosti, teploty a hĺbinnosti procesu. V každom postmagmatickom procese prechádzajú hydrotermálne roztoky zákonitou evolúciou so zmenou kyslosti-zásaditosti roztokov. Evolúcia zloženia roztokov je daná zmenou hĺbky pri ich prenikaní k povrchu, v spojitosti so zmenou ich fyzikálno-chemických vlastností, a vedie k vzniku metasomatickej zonálnosti.

Metageneticky aktívne intruzívne telesá majú premenené pásma zonálne usporiadané. V ideálnom prípade sú fácie premenených hornín usporiadané vo vertikálnych a horizontálnych zónach. Často sú vyvinuté neúplne, niektoré vypadávajú, prípadne sú zamieňané hlavným minerálom vnútorných facií, čo môže byť spôsobené naložením nových hydroterm.

V príporchových úrovniach sa zloženie hydrotermálnych roztokov mení účinkom oxidačných procesov. Hydrotermy sa miešajú s povrchovými vodami, ich teplota sa znižuje, síru obsahujúce zložky sa okysličujú atmosferickým kyslíkom za vzniku H_2SO_4 . Vznik kyseliny sírovej môže byť podmienený tiež činnosťou tiónových baktérií, ktoré okysličujú rýdzu síru a sulfidy (G. A. ZAVARZIN 1967).

Mnohé procesy považované v minulosti za výsledok hydrotermálnej činnosti pokladá A. I. PERELMAN (1968) za produkty procesov hypergénnych alebo predpokladá ich vznik v zóne stretávania sa vystupujúcich hydrotermálnych roztokov s presakujúcimi pomerne chladnými vodami z povrchu (vadózno-hydrotermálna teória).

V horninách s obsahom impregnácií pyritu, voľnej síry a na odkryvoch sulfidických ložísk prebieha sírnokyslý proces zvetrávania alebo vyluhovania (S. S. SMIRNOV 1955, A. I. PERELMAN 1968, S. I. NABOKO 1974, J. ČURLÍK — J. FORGÁČ 1983). Povrchové vody bohaté na voľný kyslík majú značnú oxidačnú a rozpúšťaciu schopnosť. Ich pôsobením na horniny obsahujúce sulfidy, príp. voľnú síru prebieha oxidácia za vzniku voľnej kyseliny sírovej a rôznych sulfátov. Kyslosť povrchových vôd je sekundárna, určená oxidáciou zložiek obsahujúcich síru atmosferickým kyslíkom a biogénnou cestou. Vody sú silne agresívne, spôsobujú odnos železa, vybieľovanie hornín. Hodnota pH sa silne znižuje, výnos prevláda nad uložením, rad prvkov sa vyznačuje silnou migráciou. Novovzniknuté sulfáty sú prechodnými minerálmi oxidačnej zóny a pri znížení kyslosti roztoku postupne prechádzajú v nerozpustné hydroxidy a oxidy železa, silikáty, karbonáty. Zostávajú hlavne rôzne málo pohyblivé formy SiO_2 a Fe_2O_3 v kombinácii s Al_2O_3 , obyčajne bez obsahu síry.

Materiál a metodika spracovania

Mineralógiu, geochemiu produktov premien vulkanogénnych hornín a ich zónálne usporiadanie s dôrazom na horniny zóny argilizácie a propylitizácie som sledovala vo vrtoch KŠ-16 až KŠ-26 lokalizovaných v širšom okolí Klokoča — oblasť Podpolomu. Táto oblasť je časťou pásma intenzívne premenených hornín oblasti Kalinka—Klokoč—Stožok. Je situovaná medzi východné svahy Veľkého Korčína a Horné Chvojné. Na juhu je ohraničená severnými svahmi Javoria. Do severnej časti územia zasahujú výbežky Zvolenskoslatinskej kotliny.

Rôznorodosťou materiálu od slabo premenených hornín po úplne rozpadavé a ily bolo podmienené spracovanie vzoriek.

Z pevných nerozpadavých hornín boli robené petrografické rozbory, ktoré dali podklad pre petrografické zaradenie hornín a pre poznanie procesov, ktorými boli horniny po svojom vzniku postihnuté. Z rozpadavých a ilovitých hornín bola separovaná piesčitá frakcia 0,1—0,25 mm a vyhodnotená pomocou binokulárnej lupy. Na mineralogické rozbory bola použitá ilová frakcia pod 0,002 mm. Ilová frakcia bola analyzovaná röntgenovou difraktometriou za použitia orientovaných preparátov. Röntgenograficky boli analyzované aj niektoré hrubšie monominerálne frakcie, výplne žiliek a dutín a prírodné vzorky intenzívne premenených hornín. Röntgenografická analýza bola robená na prístroji Mikrometa 2 s goniometrom a integrátorom, za použitia Fe-lampy, Mn-filtra (30 kV, 8 mA, 600 mm/hod.). DTA bola robená na derivatografe MOM z navážky 1 g v rozmedzí teplôt 20—1000 °C. V riadkovacom elektrónovom mikroskope JSM U-3 bola sledovaná morfológia minerálov.

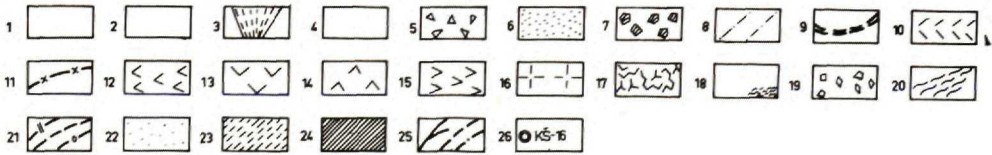
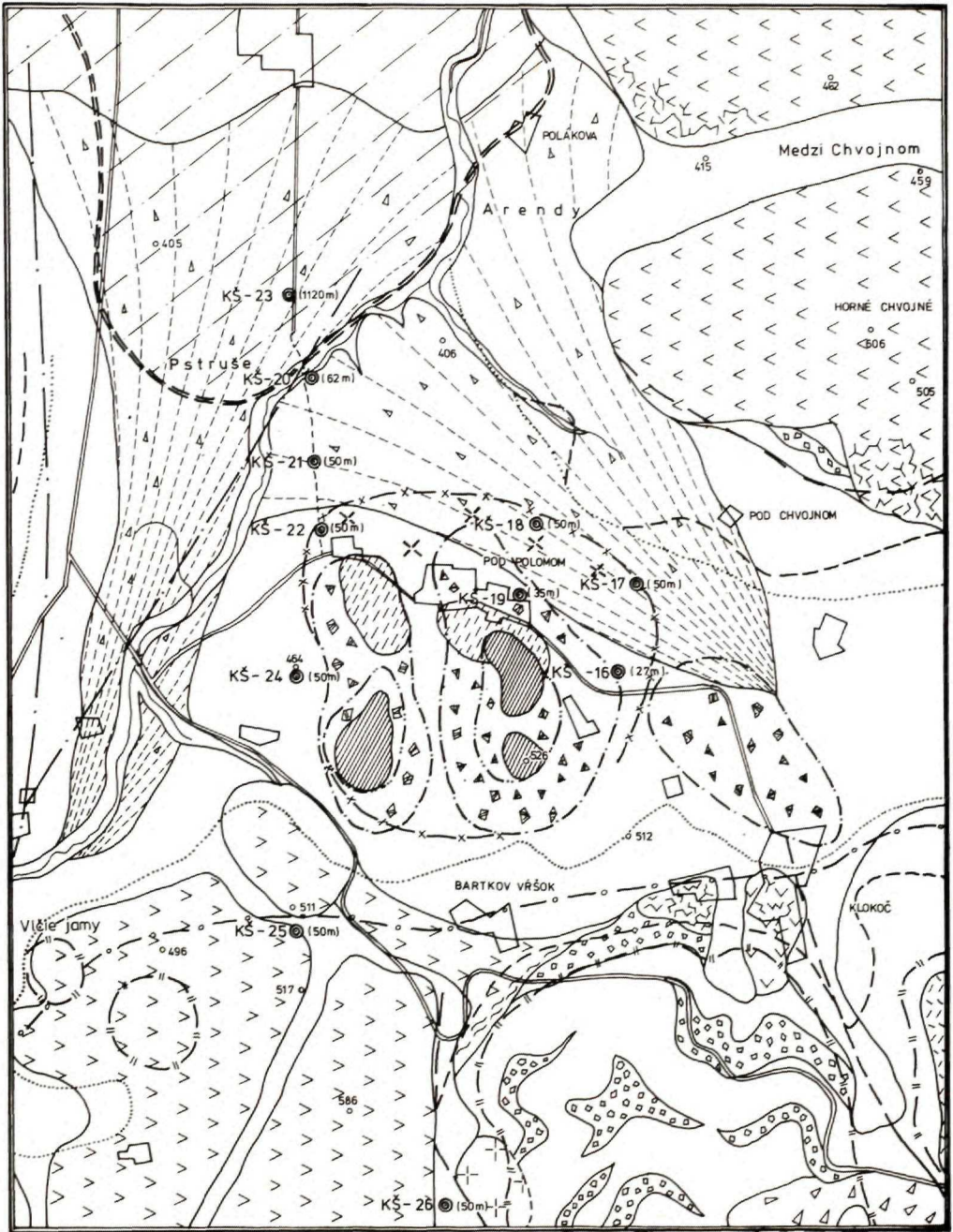
Komplexné silikátové analýzy a kvantitatívne spektrálne analýzy (robené v laboratóriu GP, n. p., Turčianske Teplice) sa stali podkladom pre sledovanie migrácie chemických prvkov v pásme premenených hornín.

Premeny vulkanogénnych hornín v oblasti Podpolomu

Hydrotermálne premenené pásmo v Javorí viazané na poruchu smeru SVJZ prekrýva centrálnu vulkanickú zónu.

Centrálna vulkanická zóna Javoria je tvorená (V. KONEČNÝ 1975) produktmi formácie Blýskavica (lávové prúdy bázického až intermediárneho pyroxenického andezitu sa striedajú s polohami hyaloklastitových brekcií a s produktmi formácie Rohy, intruzívno-extruzívne telesá pyroxenicko-amfibolických andezitov až ryodacitov). V nich je preukázaná prítomnosť intruzívneho komplexu (kremito-dioritových porfýrov až kremitých monzodioritov).

Hydrotermálna činnosť v centrálnej zóne Javoria je geneticky spätá s dozvukmi vzniku intruzívnych telies. Vrchné a okrajové časti intrúzií sú postihnuté vysokotermálnou biotitizáciou, aktinolitizáciou, ktoré J. ŠTOHL (1980) radí k premenám staršej etapy mineralizácie. Mladšie, plytšie uložené premeny, predstavujú hydrotermálne premeny typu pokročilej argilizácie a silicifikácie sprevádzané: 1. Cu-mineralizáciou typu vtrúsených až masívnych pyritov;



2. rozptýlenou mineralizáciou sfaleritovo-pyritovou; 3. impregnáciami rýdzej síry; 4. Sn-Mo-Bi asociáciou litogeochemického charakteru (J. ŠTOHL et al. 1983). Hydrotermálne premeny vystupujú v centrálnej zóne ako päť samostatných hydrotermálnych centier (J. ŠTOHL a kol. 1981). Hydrotermálne centrá sú považované za prívod hydrotterm. Sú tvorené telesami sekundárnych kvarcitov (silicítov, hydrokvarcitov), okolo ktorých sú horizontálne a vertikálne uložené premenené zóny v nasledovnom poradí: argilizované sekundárne kvarcité, argility, propylity.

Centrálnu zónu hydrotermálnych premien predstavujú telesá monosilicítov a argilizovaných silicítov. V skúmanej oblasti sú dve telesá silicítov — Polom západ a lom Podpolom (M. MARKOVÁ — J. ŠTOHL 1978, M. MARKOVÁ in J. ŠTOHL — M. MARKOVÁ — E. ŽÁKOVÁ 1983) — (obr. 1).

Zóna argilizácie je rozložená okolo telies sekundárnych kvarcitov a argilizovaných sekundárnych kvarcitov. Ich hranice sú nevýrazné, argilizované sekundárne kvarcité postupne prechádzajú v argility. Horniny sú v tejto zóne vplyvom pôsobenia slabokyslých sírnych roztokov intenzívne rozložené, premenené na íly. V miestach intenzívnejších prejavov silicifikácie je hornina pevná, nerozpadavá. Pôvodný charakter horniny je zastretý premenou, výrastlice minerálov sú nerozlišiteľné. Hornina je svetlošedá, šedobiela, okrovošedá s hrdzavými škvrnami spôsobenými limonitizáciou.

Hornina metasomatického charakteru je tvorená agregátmi sekundárnych minerálov. Ojedinele sú zachované neúplne premenené fragmenty s reliktnou štruktúrou. Podľa výsledkov petrografického skúmania a röntgenografických analýz sú tmavé minerály nahrádzané chloritom, kremeňom, pyritom, illitom, pyrofyliom, oxidmi a hydroxidmi železa. Výrastlice plagioklasov sú nahrádzané predovšetkým minerálmi zo skupiny kaolinitu, illitom, alunitom, kremeňom, opálom, hydroxidmi a oxidmi železa a hliníka. Postupne je celá výrastlica nahradená agregátom dvoch až štyroch sekundárnych minerálov v rôznej kombinácii. Spätosť s primárnym minerálom sa stráca.

Obr. 1 Geologická mapa oblasti Kalinka—Stožok; okolie Podpolomu (zostavil V. Konečný 1981)
M = 1:10 000

holocén: 1 — fluválne sedimenty hlinité, hlinito-kamenité; pleistocén — holocén: deluviálno-fluviálne sedimenty hlinité a hlinito-kamenité splachy; kvartér vcelku: proluviálne sedimenty hlinito-kamenité — dejekčné kužele; 4 — deluviálno-fluviálne sedimenty nediferencované; 5 — deluviálne sedimenty kamenité; 6 — deluviálne sedimenty s úlomkami argilitov; 7 — deluviálne sedimenty s úlomkami argilizovaných kvarcitov a hydrokvarcitov; sedimenty pliocénu: 8 — íly, štrky, piesky, okrajová časť panvy; 9 — predpokladaná hranica pliocénnych sedimentov v podloží kvartéru; horniny neogénneho vulkanizmu — formácia Javoria: 10 — amfibolicko-pyroxenický andezit — lávové prúdy; intruzívny komplex: 11 — vonkajšia hranica intruzívneho komplexu; formácia Rohy: 12 — pyroxenicko-amfibolický andezit — extrúzie; 13 — hyperstenicko-amfibolický andezit — extrúzie; 14 — amfibolicko-pyroxenický andezit (augit, hyperstén) — extrúzie; 15 — hyperstenický andezit s amfibolom — extrúzie; 16 — pyroxenický andezitový porfýr ± biotit; 17 — extrúzivne brekcie; formácia Blýskavica: 18 — augit-hyperstenický andezit — lávové prúdy; 19 — primárne hyaloklastitové brekcie; predvulkanické podložie: 20 — veporidné kryštalinikum vcelku; hydrotermálne premeny: 21 — hranice propylitizácie a) slabej, b) strednej, c) vysokej intenzity; argilitizácia a silicifikácia: 22 — argility; 23 — argilitizované kvarcité; 24 — hydrokvarcité; 25 — zlomy: a) zistené, b) predpokladané, c) zakryté.

Smerom od centrálnej zóny sekundárnych kvarcítov a argilizovaných sekundárnych kvarcítov s postupným narastaním pH- hodnoty, výnosom niektorých zložiek z horniny a znižovaním teploty sa asociácie minerálov menia. Priestorové rozloženie premenených zón nie je ideálne, často sa vzájomne prekrývajú, čo je spôsobené opakovaným prínosom preplynených hydrotermálnych roztokov. Najrozšírenejšou premenou v zóne argilizácie zostáva silicifikácia. Kremeň sa zúčastňuje nahrádzania tmavých minerálov, základnej hmoty aj plagioklasov. Sprevádza všetky premeny argilitovej zóny.

Najbližšie k zóne sekundárnych kvarcítov je vyvinutá alunitizácia. Predpokladom pre vznik alunitu je kyslejšie prostredie a nízky teplotný interval. V intenzívne alunitizovaných horninách sa pôvodná štruktúra nezachovala (vrt KŠ-16). Alunit vystupuje spoločne s kremeňom a rudnými minerálmi. Asociácia s kremeňom, pyrofylitom, diasporom, illitom a pyritom (vrt KŠ-19) svedčí o veľkej stabilite alunitu pri rôznych fyzikálno-chemických podmienkach. Pri sledovaní chemického zloženia alunitizovaných hornín je výrazné zvýšenie obsahu Al_2O_3 , K_2O , H_2O , a SO_3 , zníženie SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO a Na_2O .

Podobné priestorové rozloženie ako alunitizácia má pyrofylitizácia. Pre vznik pyrofylitu sú charakteristické teploty nad $300\text{ }^\circ\text{C}$ a široký interval hodnôt pH (S. O. AČIKGJOZIAN 1974). Pyrofylit sa nachádza vždy v asociácii s illitom. Najviac je zastúpený vo vrte KŠ-19, kde je hlavným minerálom. Vystupuje v asociácii s montmorillonitom, illitom, kremeňom a rudnými minerálmi. Hlbšie je v asociácii s illitom, alunitom, kaolinitom a diasporom. Vo väčšej vzdialenosti od hydrotermálneho centra sa vyskytuje pyrofylit sporadicky (KŠ-20, 24).

Takmer v celej zóne argilizácie v oblasti Podpolomu je rozšírená kaolinizácia rôznej intenzity. Asociácie minerálov s kaolinitom (dickitom) vznikajú pri nižších teplotách (pod $300\text{ }^\circ\text{C}$) a v menej kyslom prostredí s hodnotou pH okolo 5. Z minerálov skupiny kaolinitu je najrozšírenejší kaolinit, menej dickit. Výraznejšie zastúpenie kaolinitu je vo vrtoch KŠ-16 až 18, kde tvorí hlavnú zložku v asociácii s kremeňom, cristobalitom, illitom, chloritom, diasporom, oxidmi a hydroxidmi železa, ojedinele s pyritom. Halloyzit je zistený v asociácii s illitom, chloritom, kremeňom a kaolinitom (vrt KŠ-21, 22 a 24).

V celej premenenej zóne v oblasti Podpolomu je prítomný illit (sericit). Pre vznik illitu sú charakteristické teploty do $300\text{ }^\circ\text{C}$ a široký interval hodnôt pH. Illit je v asociácii so všetkými minerálmi vystupujúcimi v zóne argilizácie.

Cirkulácia hydrotermálnych roztokov horninovým prostredím vedie k ich postupnej neutralizácii až k prechodu do roztokov slaboalkalického zloženia, teda do podmienok vhodných pre vznik montmorillonitu. Montmorillonit vystupuje v asociácii s illitom, chloritom, pyrofylitom, kremeňom, alunitom a rudnými minerálmi.

Pyritizácia čiastočne súvisí so staršou etapou porfýrového zrudnenia, časť je viazaná na postvulkanické procesy mladšej etapy (J. ŠTOHL 1980). Rozšírená je v celej zóne argilizácie. Vo vrchných polohách vplyvom pôsobenia kyslíkatých vôd nastala oxidácia pyritu a vznikli oxidy a sulfidy železa. Horná hranica jeho výskytu sa v dnešnom reliéfe pohybuje v rozmedzí 18,6—45,0 m. Ďalšie minerály (chlorit, cristobalit, zunit) v tejto zóne nedosahujú značnejšie rozšírenie.

Zóna propylitizácie je rozložená okolo zóny argilizácie. Prechod je pozvoľný, miestami sa zóny prekrývajú. Propylitizácia prebieha vplyvom roztokov so zvýšeným obsahom CO_2 a H_2S , koncentrácia ktorých určuje spolu s teplotou charakter a rozšírenie uvedenej premeny.

Na základe získaných poznatkov (J. ŠTOHL et al. 1981) sú podľa intenzity propylitizácie a jej prejavov v premenenej zóne rozlíšené tri stupne premeny. V oblasti Podpolomu je zistená stredná intenzita propylitizácie, reprezentovaná fáciou chloritovo-sericitovo-pyritovou, vo vonkajších častiach slabá intenzita propylitizácie s fáciou chloritovo-karbonátovo-zeolitovou. Intenzita propylitizácie je rôzna, od slabých prejavov na výrastliciach po intenzívnu premenu celej horniny. Množstvo novovzniknutých minerálov je menšie než v zóne argilizácie. Pri sledovaní chemického zloženia zaznamenávame výrazné zvýšenie Mg, Ca, K a Na.

Najrozšírenejšou premenou zóny propylitizácie je chloritizácia. Hornina je pevná, zelenkasto sfarbená. Pri mikroskopickom sledovaní môžeme pozorovať postupné nahrádzanie tmavých minerálov a napokon aj základnej hmoty chloritom.

Chloritizáciu doprevádza pyritizácia. Pyrit tvorí pseudomorfózy po tmavých mineráloch, nahrádza ich úplne alebo čiastočne, najčastejšie spolu s chloritom. Je vyvinutý aj v základnej hmote a v plagioklasoch, pri intenzívnej pyritizácii môže nahrádzať všetky minerály. Má rôzny tvar aj veľkosť zrn. Veľkosť pyritu sa pohybuje od mikroskopicky jemnej disperzie do veľkosti niekoľkých mm.

Sericitizácia postihuje hlavne plagioklasy. Je spojená s prínosom draslíka alebo je výsledkom premeny minerálov obsahujúcich draslík. V pokročilejšom štádiu premeny je sericitom nahrádzaný aj chlorit. Sericitizácia môže byť sprevádzaná slabou silicifikáciou, častejšie však karbonatizáciou. Karbonáty predstavuje predovšetkým kalcit, ojedinele siderit. Obe premeny sa prejavujú zvlášť pri zatláčaní plagioklasov.

Vysokotermálne premeny, viazané na plyny a roztoky uvoľnené v poslednom štádiu kryštalizácie magmy, sú produktom starších premien. Vo vrtoch v oblasti Podpolomu bola v porfyrických horninách zaznamenaná biotitizácia a aktinolitizácia. Novotvorený biotit zatláča tmavé minerály, menej základnú hmotu. Je sprevádzaný pyritizáciou (tab. III. obr. 3). Aktinolit nahrádza pyroxény, najprv po štiepných trhlinkách, postupne celé zrná formou drobných šupiniek. K pôvodným vysokotermálnym minerálom patrí tiež titanomagnetit, ktorého zvyšky tvoria martity. Zonálne usporiadanie minerálnych asociácií v premenených horninách, ktoré sa formovali okolo výstupových ciest, je podmienené evolúciou preplyných hydrotermálnych roztokov. Ich opakované prínosy spôsobili naloženie jedných asociácií na druhé.

Teplota roztokov, zloženie reagentov a charakter prostredia sa postupne menili vzdalovaním od centra hydrotermálnej činnosti a pri reakciách s horninou, od silne kyslých cez neutrálne ku slaboalkalickým, z čoho vyplýva nasledovné:

— počiatočnému štádiu hydrotermálnych premien, s najkyslejšími roztokmi a vyššou teplotou, zodpovedá vznik sekundárnych kvarcitov;

— vznik alunitových asociácií predpokladá roztoky s hodnotou pH 3,5—4, teploty pod 300 °C; asociácie sú uložené najbližšie k zóne sekundárnych kvarcitov;

— pyrofylitové a kaolinitové asociácie vznikajú pri podobných teplotách, roztoky sú však menej kyslé, ich priestorové usporiadanie je podobné alunitovým asociáciám;

— široké podmienky vzniku má illit, ktorý je prítomný vo všetkých asociáciách minerálov, najviac sa rozvíja v neutrálnych až slaboalkalických podmienkach, teda v externejších zónach;

— vznik montmorillonitu predpokladá iné podmienky prostredia (pH okolo 8), je rozšírený vo vonkajšej časti zóny argilizácie;

— vznik propylitizovaných hornín, ktoré sú prechodnou fáciou k čerstvým horninám, prebieha v bázickejšom prostredí bohatšom na K, Na, Mg, Ca s prejavmi chloritizácie, sericitizácie, menej karbonatizácie a zeolitizácie; intenzita premeny smerom k okraju premenenej zóny slabne.

Hypergéne premeny v oblasti Podpolomu

Hypergéne premeny majú charakter procesov naložených na hydrotermálne premenené horniny. Horniny postihnuté hydrotermálnymi premenami podliehajú oxidačným procesom oveľa rýchlejšie než horniny čerstvé.

Horniny premeneného pásma boli intenzívne pyritizované. Predpokladáme pôvodné rozšírenie pyritizácie v celom komplexe hydrotermálne premenených hornín až k povrchu. Povrchové vody sa v zóne oxidácie menia na kyslé sulfátne vplyvom okysličovania pyritizovaných hornín. Pyrit sa rozkladá na voľnú kyselinu sírovú a sulfát železa, ktorý je tiež nestály. Hĺbkový dosah hydroxidov a oxidov železa je rôzny, vždy presahuje hranice delúvia. Dosahuje hĺbku 45 m, najčastejšie zasahuje do hĺbky 20—25 m. Horniny sú vplyvom oxidačných procesov sfarbené do hnedá, hrdzavohneda až šedohneda. Limonitizáciou boli najprv postihnuté tmavé minerály, základná hmota a plagioklasy. Spolu s goethitom vystupuje maghemit. Oba sú sekundárnymi minerálmi oxidačnej zóny a sú rozšírené v celej oblasti. Hematit sa vyskytuje sporadicky.

Zvetrávaním sa vo vrchnej časti argilizovaných hornín vytvorila sírnokyslá kôra zvetrávania. Okrem už spomenutých hydroxidov a oxidov železa vznikajú pri tomto procese aj sulfáty železa. V oblasti Podpolomu bol identifikovaný jarozit, aluminit a alunogén. Podľa malého zastúpenia sulfátov v oxidačnej zóne predpokladáme, že prostredie postupne strácalo svoju kyslosť, hodnota pH sa zvýšila, vplyvom čoho sa sulfáty v prevažnej miere rozložili. Väčší výskyt sulfátov je zaznamenaný vo vrte KŠ-16.

Vo zvetralinách na propylitizovaných horninách nebola zistená prítomnosť sulfátov železa. Ílové minerály sú vo zvetralinách zastúpené illitom, kaolinitom, montmorillonitom, menšie zastúpenie má chlorit.

Minerály premenenej zóny

Kremeň je najrozšírenejším minerálom premenenej zóny. Prítomná je α -modifikácia kremeňa, opál a cristobalit.

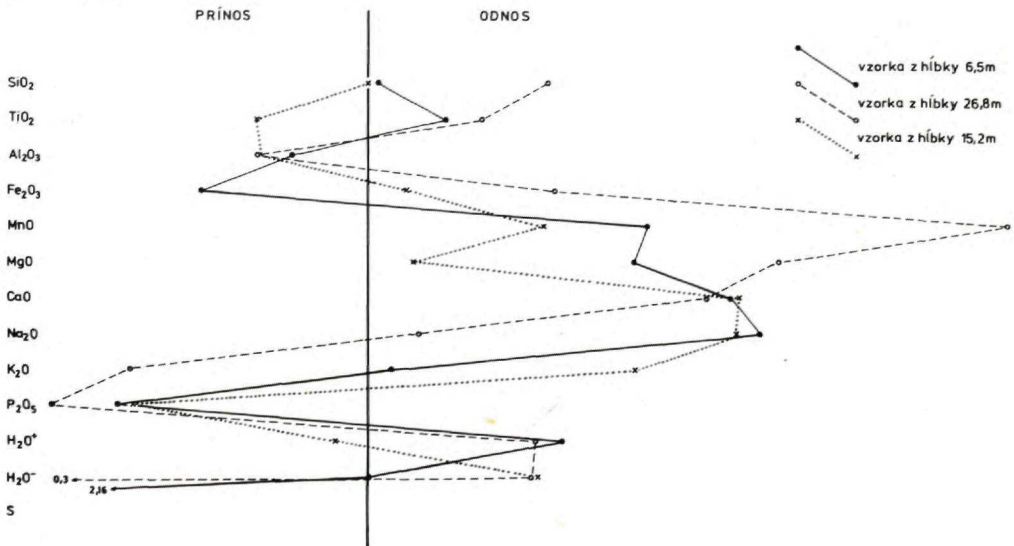
V rozpadavých typoch sekundárnych kvarcitov, ktoré tvoria málo hrubé nepravidelné polohy v argilizovaných horninách, sú časté kryštály kremeňa s idiomorfným obmedzením. Pri sledovaní v SEM možno sledovať α -modifikáciu s výraznými stopami dorastania, ktoré sa prejavuje ako ryhovanie kolmé na os c (tab. V, obr. 1). Zväčša tvorí nepravidelne vykryštalizované zrná. Kremeň je hojný vo všetkých minerálnych asociáciách zóny argilizácie, v menšom zastúpení je prítomný v zóne propylitizácie.

Opál je hojnejší v propylitizovanej zóne, kde tvorí spolu s kaolinitom pseudomorfózy po živcoch a výplne žiliek. Pri sledovaní v SEM ho možno pozorovať vo forme nepravidelných guľôčiek.

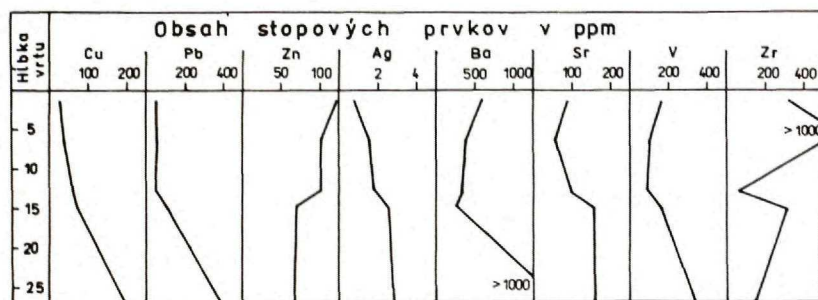
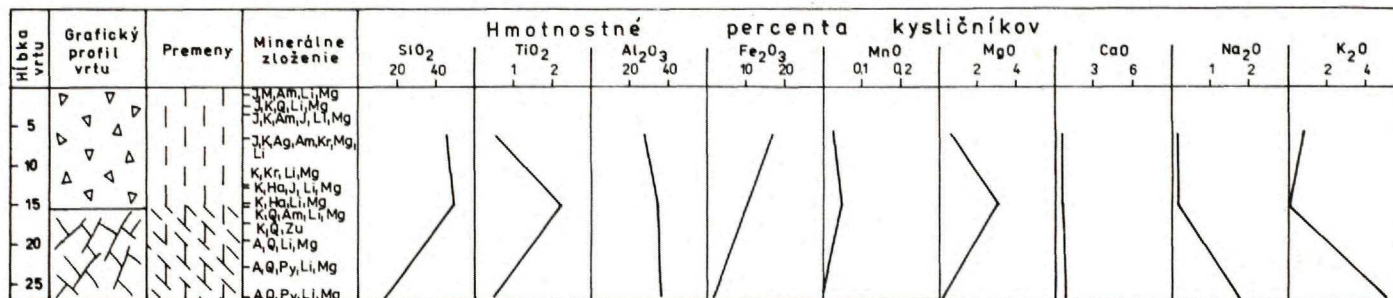
Cristobalit sa v malom množstve vyskytuje spolu s alunitom, kaolinitom a montmorillonitom.

Minerály skupiny kaolinitu zastúpené kaolinitom, dickitom a halloyzitom sú najrozšírenejšie ílové minerály premeneného pásma.

Kaolinit má najvyššie zastúpenie vo vrtoch KŠ-16 až 18. Obsah Al_2O_3 sa pohybuje v rozmedzí 17,69—38,04 %. Pri mikroskopickom pozorovaní môžeme sledovať kaolinit v podobe jemnokryštalických agregátov v základnej hmote pôvodných hornín, nahrádza tiež výrastlice plagioklasov spolu s opálom alebo kryptokryštalickým kremeňom. V SEM je kaolinit pozorovaný vo forme nepravidelných šupiniek, ojedinele tvorí pravidelné šesťuholníky priemeru okolo 3 μm (tab. V, obr. 3).



Obr. 2 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-16



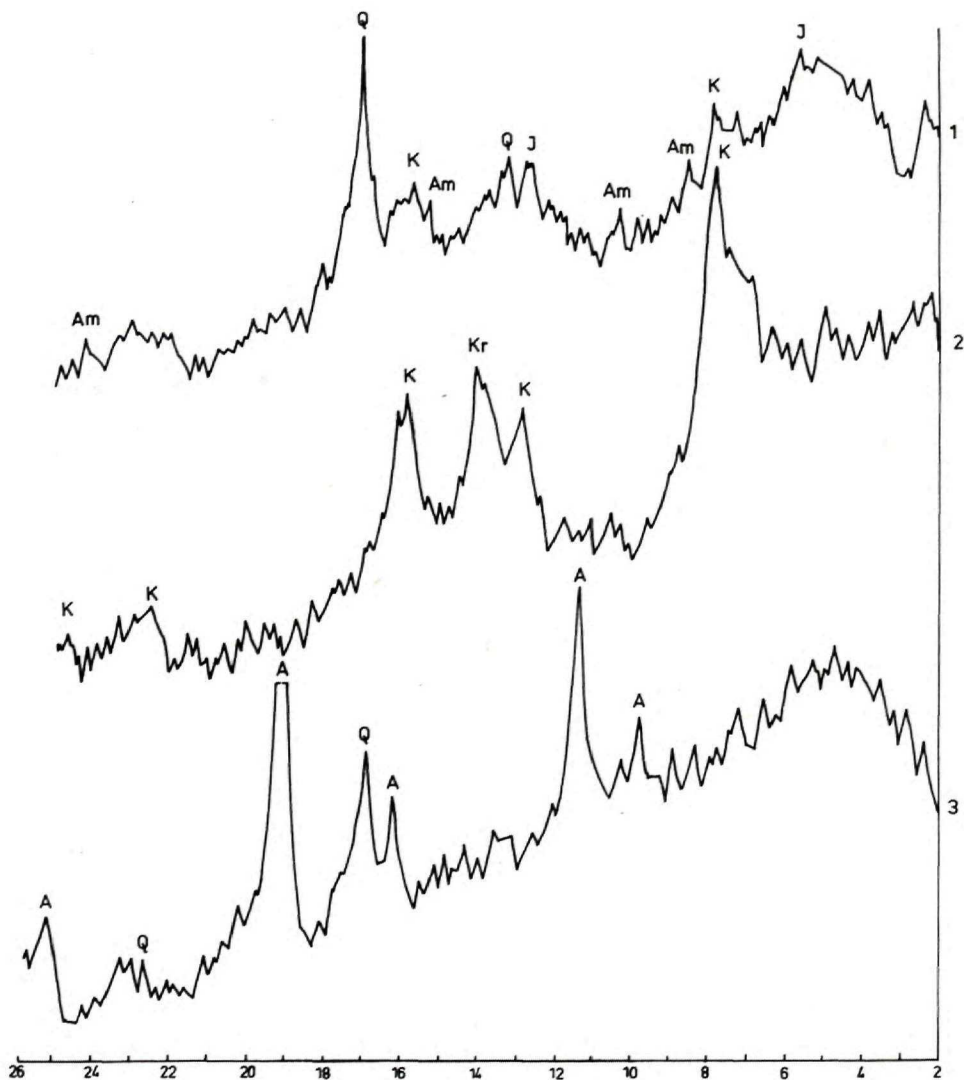
Obr. 3 Graf distribúcie stopových prvkov a percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-16

Vysvetlivky skratiek minerálov použitých v grafoch:

Q — kremeň, O — opál, Cr — cristobalit, K — kaolinit, Ha — hallozyt, D — dickit, J — illit, Se — sericit, Ch — chlorit, M — montmorillonit, Pf — pyrofyilit, Ds — diaspor, A — alunit, Py — pyrit, G — goethit, Mg — maghemit, He — hematit, Am — aluminat, Ag — alunogén, C — kalcit, Cha — chabazit, Zu — zunit, F — fluorit, R — rutil, B — biotit, Ak — aktinolit, Alf — alofán, SM — sfudový minerál, S — síra, Ja — jarozit

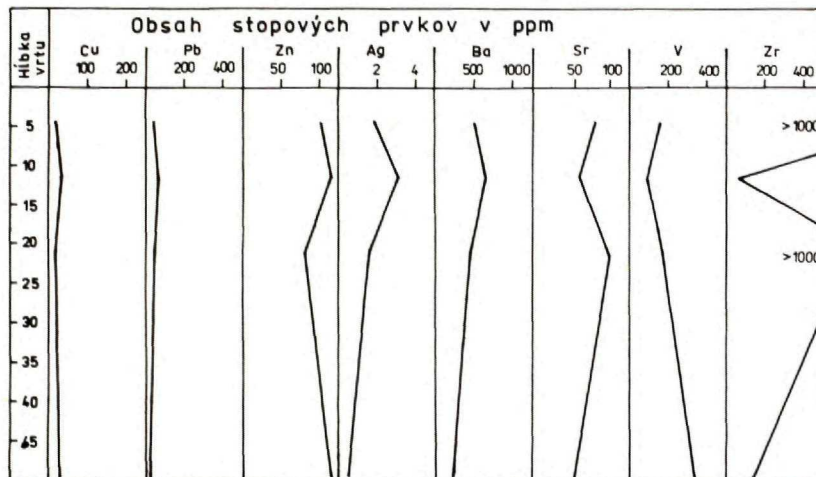
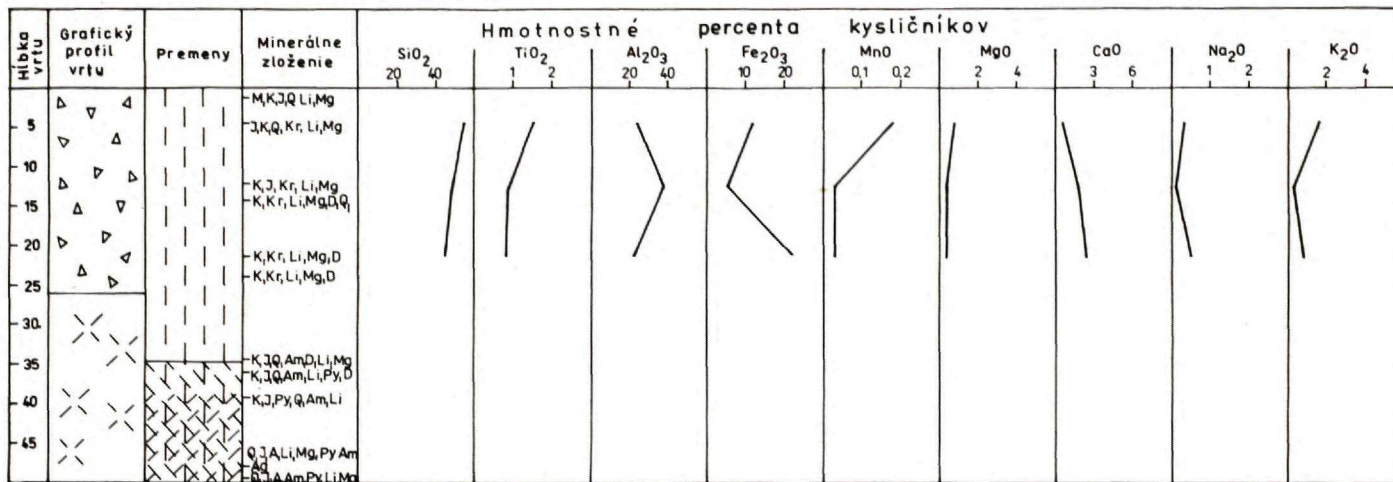
Vo vrte KŠ-17 je prítomný dickit. Vyznačuje sa vysokým stupňom usporiada-
nia, má tvar pretiahnutých šesťuholníkov.

Halloyzit je hojný vo vrtoch KŠ-21, KŠ-22 a KŠ-24. Vystupuje v asociácii
s illitom, chloritom, kaolinitom, kremeňom, oxidmi a hydroxidmi železa, zried-
kavo je prítomný pyrit. Na záberoch SEM má halloyzit charakteristický trubič-
kovitý tvar dĺžky 4—6 μm (tab. V, obr. 5, 6).

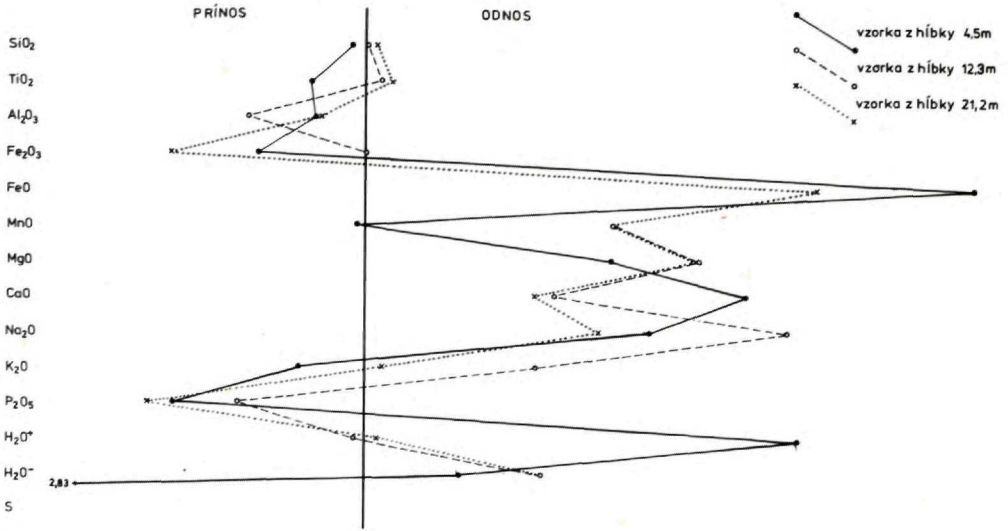


Obr. 4 Röntgenogram z vrtnu KŠ-16

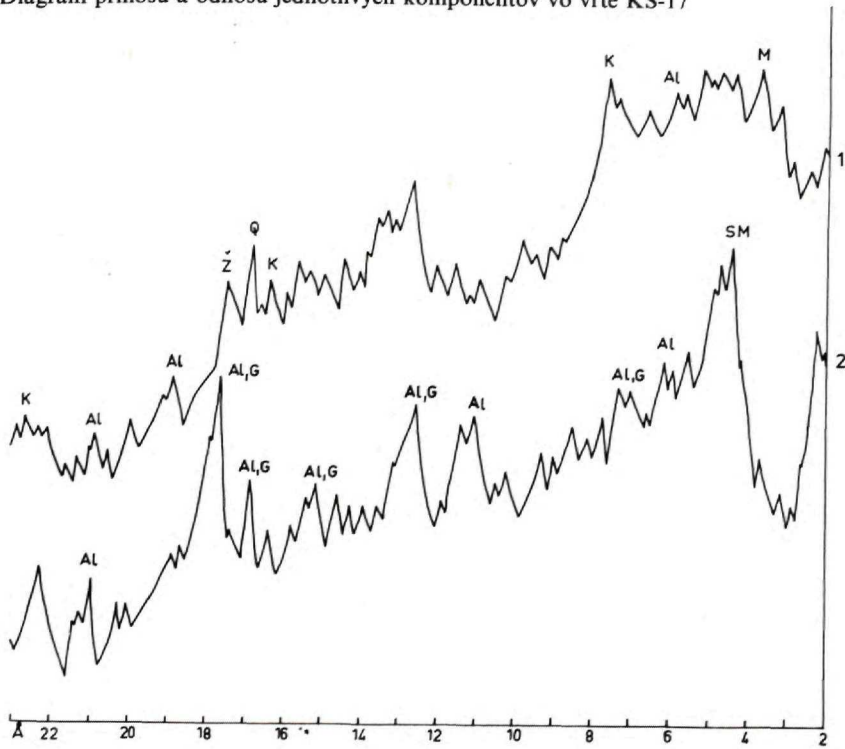
1 — hĺbka 1 m, 2 — hĺbka 14,7 m, 3 — hĺbka 26,8 m



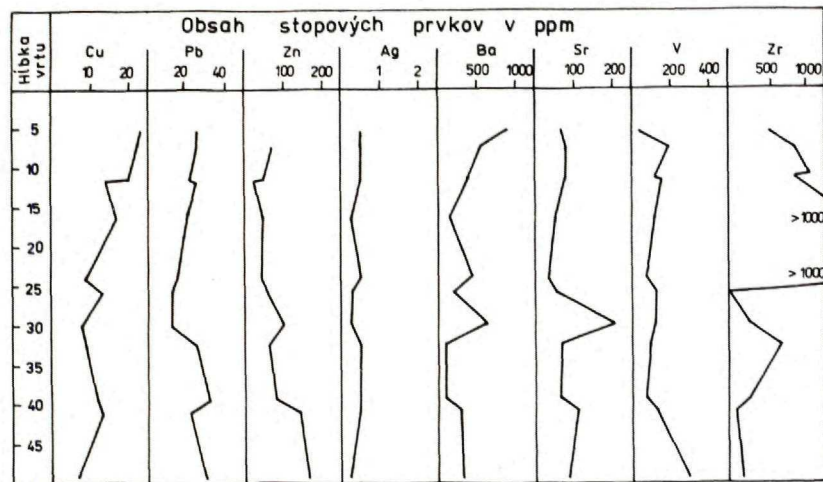
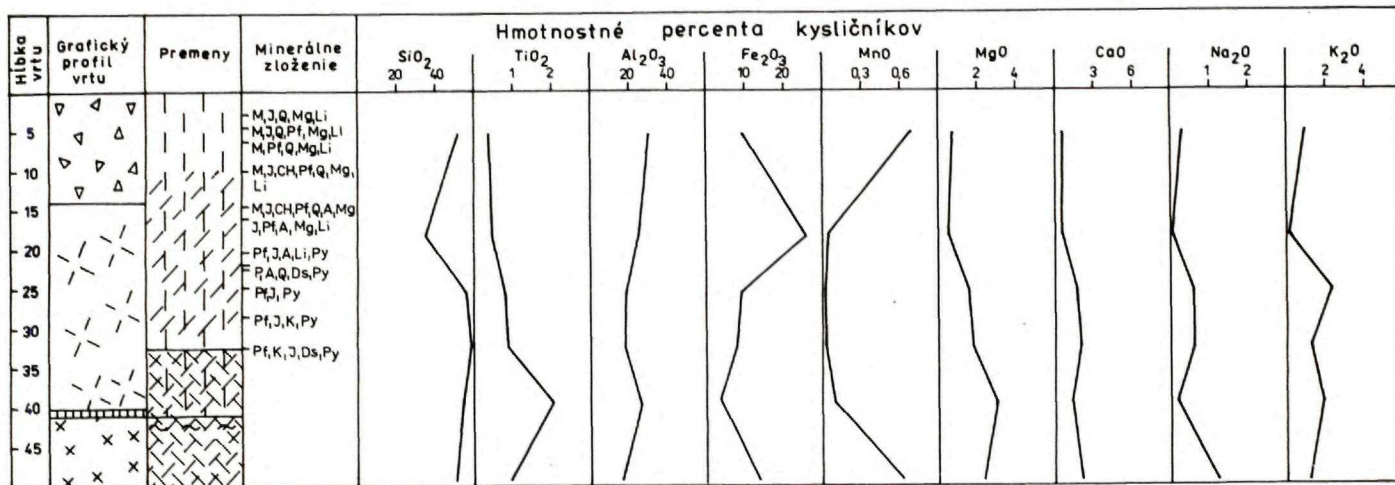
Obr. 5 Graf distribúcie stopových prvkov a percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-17



Obr. 6 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-17



Obr. 7 Röntgenogramy z vrty KŠ-17
1 — hĺbka 34,4 m, 2 — hĺbka 47,8 m



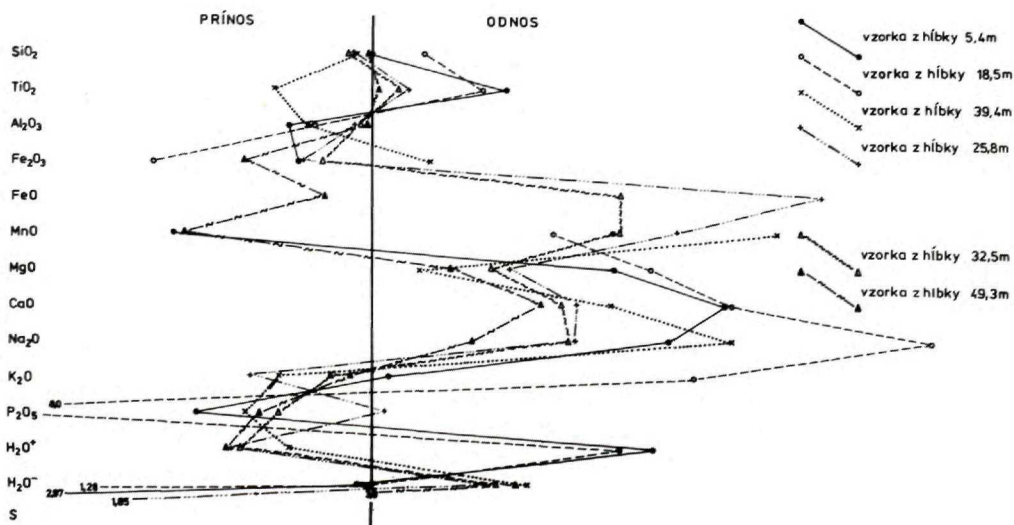
Obr. 8 Graf distribúcie stopových prvkov a percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-18

Montmorillonit má najvyššie zastúpenie v delúviu. V pevnejších horninách vytvára agregáty spolu s inými ílovými minerálmi (kaolinit, chlorit). V polyminerálnych ílových frakciách je v asociácii s illitom, chloritom, pyrofyliitom, kremeňom, alunitom, goethitom a maghemitom. Na záberoch v SEM pozorujeme jemné šupinky rozmeru 0,3—1,4 μm (tab. VI, obr. 1, 2).

Illit (sericit, sfudový minerál — označenie minerálov s bazálnym odrazom okolo 1,0 nm) je prítomný v celej premenenej zóne. Má široké podmienky vzniku, čo vysvetľuje jeho veľké rozšírenie. Illit tvorí jemné nepravidelné šupinky veľmi malých rozmerov (tab. VI, obr. 1 a 3). Označenie sericit, bežne používané pri hydrotermálnej premene hornín, používame pri petrografickom vyhodnocovaní hornín. Sericit zatlača predovšetkým plagioklasy často spolu s kaolinitom, kremeňom a kalcitom.

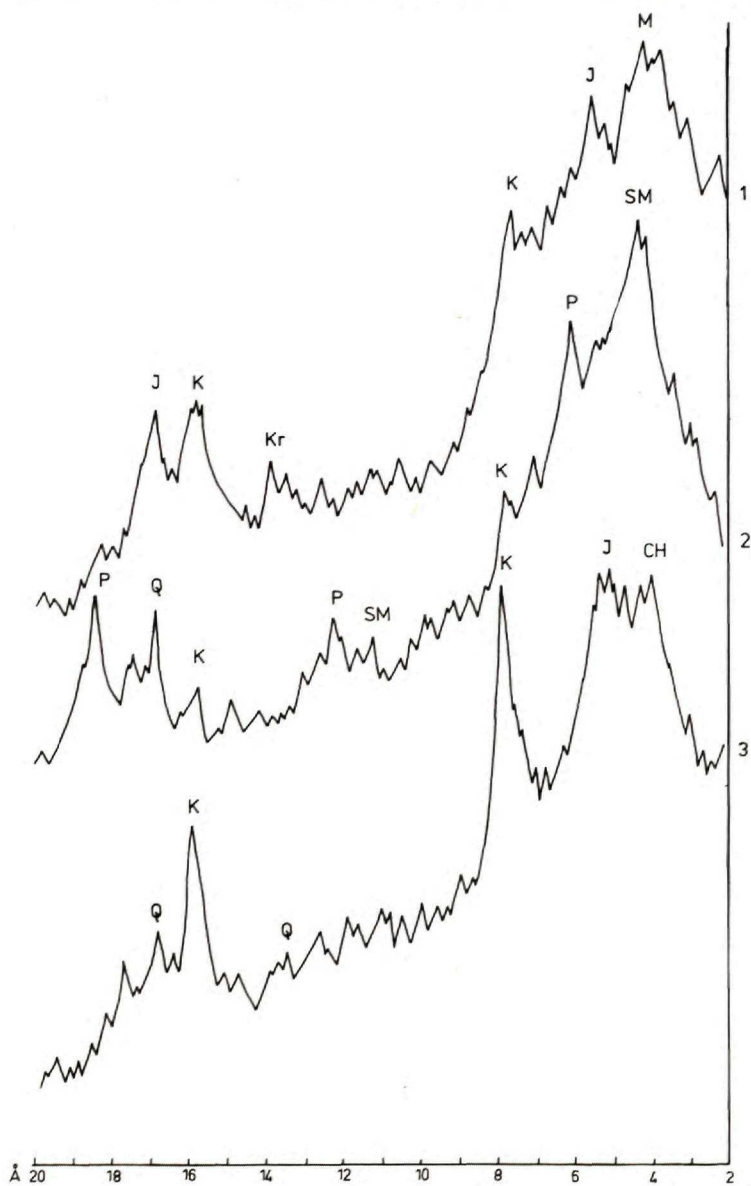
Chlority sú zastúpené najmä v zóne propylitizácie, zistené sú aj v argilizovaných horninách. Sú v asociácii s ostatnými ílovými minerálmi, prítomnými v pásme premenených hornín, s pyritom, hydroxidmi a oxidmi železa, kremeňom a karbonátmi. Chlority tvoria šupinkasté agregáty a šupinky podobné montmorillonitu (tab. VI, obr. 1, 2). Pri pozorovaní v polarizačnom mikroskope sledujeme nahrádzanie tmavých minerálov chloritom a pyritom (tab. IV, obr. 5). Chloritizácia základnej hmoty vo forme sférolitov je zachytená na mikrosnímkach (tab. III, obr. 1, 2) a záberoch SEM (tab. VI, obr. 4—6).

Pyrofylyt je v asociácii s illitom, kaolinitom, kremeňom a rudnými minerálmi. Najväčšie zastúpenie má vo vrte KŠ-19, sporadicky sa objavuje vo vrte KŠ-20 a KŠ-24. Pri RTG-analýze má pyrofylyt reflexy zhodné s mastencom, odliší ho možno DT-analýzou. Pri mikroskopickom pozorovaní metasomatitu z vrtu



Obr. 9 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-18

KŠ-19 vidno, že pyrofylyt tvorí jemnozrnnú základnú hmotu s tabuľkami alunitu, diasporu a zrnkami pyritu (tab. IV, obr. 3). Na záberoch v SEM (tab. VII) má pyrofylyt tvar nepravidelných šupiniek veľkosti 4—6 μm , podobných mon-



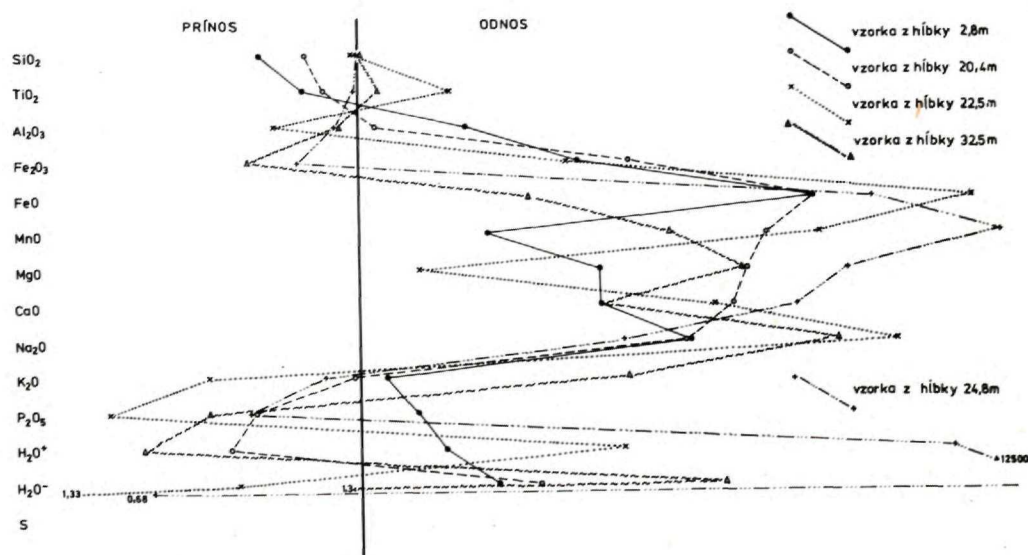
Obr. 10 Röntgenogramy z vrtu KŠ-18
1 — hĺbka 11,7 m, 2 — hĺbka 39,4 m, 3 — hĺbka 49,3 m

tmorillonitu. Maximálny obsah Al_2O_3 v premenených horninách vo vrte KŠ-19 je 30,56 %. A. MIHÁLIK — V. KONEČNÝ — J. VALACH (1975) z vrtu KON-1 udávajú množstvo Al_2O_3 v pyrofylyte z polohy argilizovaných hydrokvarcitov 30,33 %. M. MARKOVÁ (in J. ŠTOHL a kol. 1981) v silicitoch lomu Podpolom opisuje horniny s pyrofylytom a diasporom s obsahom Al_2O_3 nad 50 %.

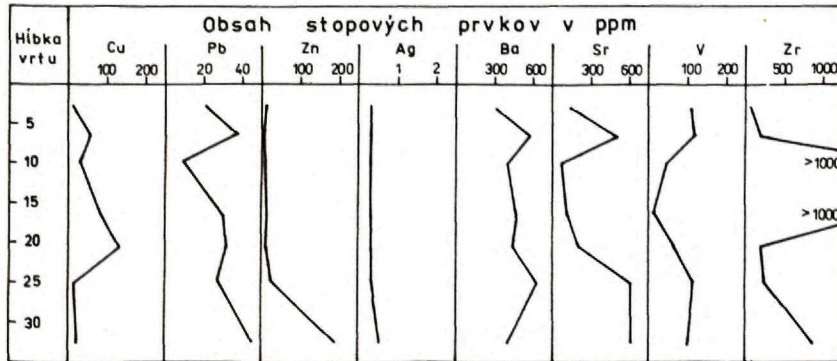
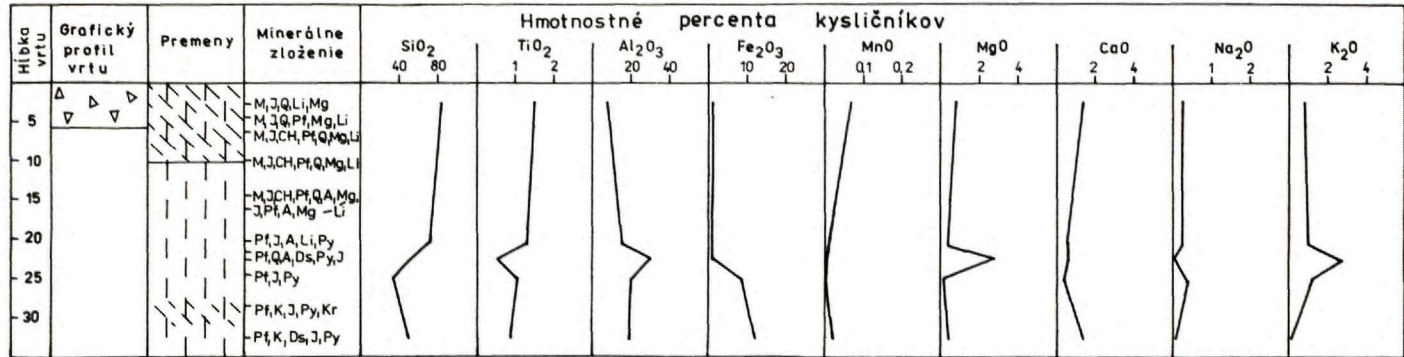
Diaspor je charakteristickým minerálom hydrotermálnej premeny alumosilikátov. Tvorí výplň dutín v argilizovaných horninách. Vystupuje v asociácii s pyrofylytom, kremeňom, alunitom a rudnými minerálmi. Je prítomný vo vrte KŠ-19, menej KŠ-18 a KŠ-22. V polarizačnom mikroskope sa javí vo forme malých šupiniek s výrazne vystupujúcim reliéfom (tab. IV, obr. 4). Na záberoch SEM sú agregáty krátkoprizmatických kryštálov diasporu (tab. VII, obr. 5 a 6) veľkosti 8—10 μm .

Alunit vystupuje v pestrej asociácii s kremeňom, kaolinitom, pyritom, resp. goethitom a maghemitom, illitom, pyrofylytom a diasporom. Je stály za širokého intervalu hodnôt pH 1—7. Genézou alunitu sa podrobne zaoberal M. A. KAŠKAJ (1971). Vyčlenil nasledovné typy alunitov (s podrobnejším delením na subtypy): vulkanický typ; kontaktný okolointruzívny typ; alunizáciu spôsobenú vystupujúcimi hydrotermálnymi roztokmi; alunizáciu spôsobenú zostupujúcimi sulfátovými vodami a hypergénny typ alunizácie. Našim podmienkam zodpovedá vulkanický typ, ktorý vzniká v okrajových častiach intruzívnych telies a ich blízkom okolí účinkom hydroterm a solfatár na uvedené formy.

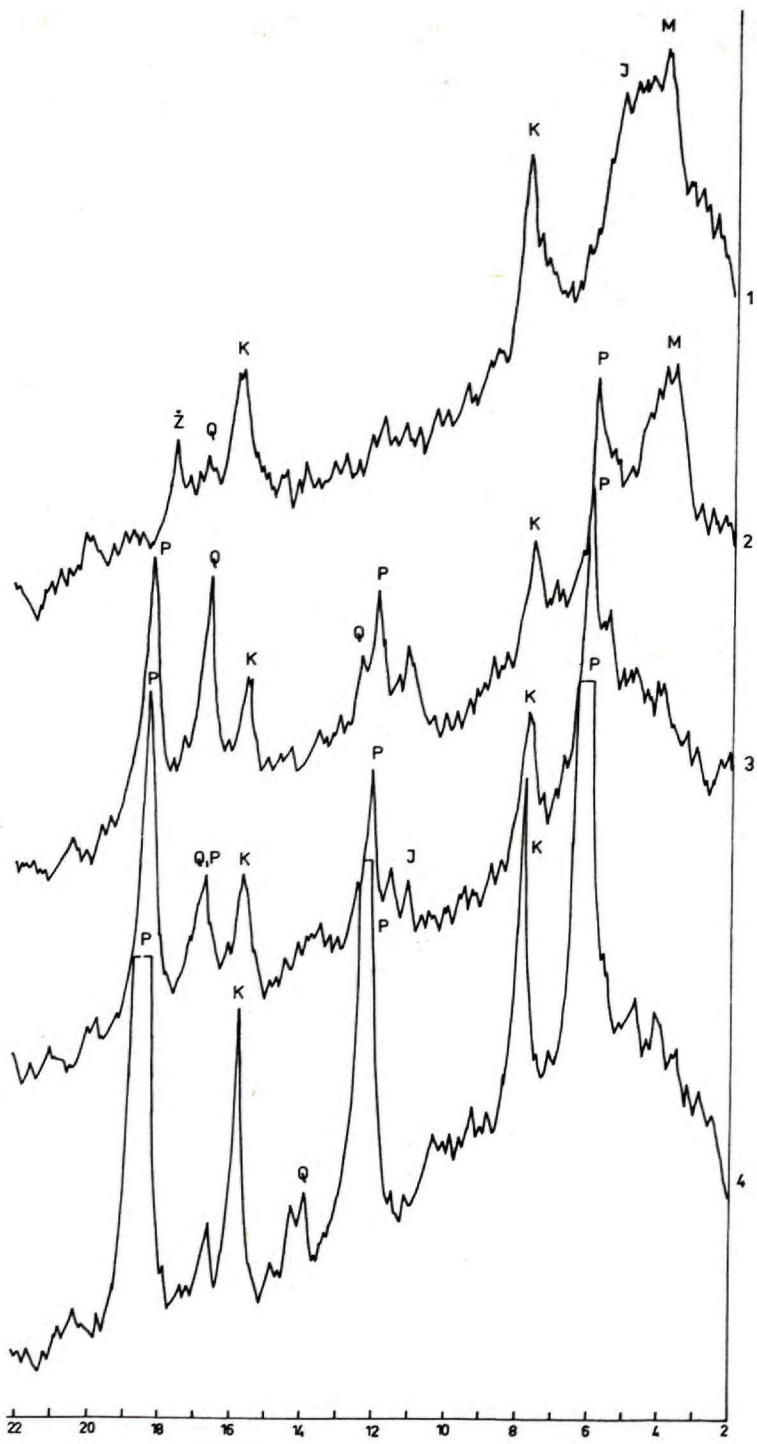
Alunit sa vyskytuje v zóne argilizovaných hornín na obode telies sekundárnych kvarcitov. Najväčšie zastúpenie má vo vrte KŠ-16, v ktorom sa striedajú



Obr. 11 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-19



Obr. 12 Graf distribúcie stopových prvkov a percentálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-19



Obr. 13 Röntgenogramy z vrtu KŠ-19
 1 — hĺbka 2,8 m, 2 — hĺbka 6,5 m, 3 — 32,5 m

polohy argilitov s malými polohami argilizovaných sekundárnych kvarcítov. Spolu s kremeňom tvorí výplň kavern — dutín a pórov v intenzívnejšie silicifikovaných polohách (tab. VII, obr. 1, 2). V argilitoch tvorí agregáty s ílovými minerálmi, kremeňom, diasporom, pyritom, resp. goethitom a maghemitom. Množstvo alunitu je premenlivé.

Alunit bol určený röntgenografickou a derivatografickou analýzou (obr. 14) i v polarizačnom mikroskope (vrt KŠ-19). V základnej hmote tvorenej pyrofyli-
tom vytvára tabuľky snopčekovitého až sférolitického usporiadania (tab. IV, obr. 3). Na snímkach SEM má tvar šesťuholníkových tabuľiek o veľkosti 2—50 μm . Obsah Al_2O_3 v premenených horninách sa pohybuje v rozmedzí 28,40—36,28 %, maximálny obsah K_2O je 5,6 %, Na_2O 1,76 %.

Pyrit je prítomný vo všetkých zónach hydrotermálne premenených hornín. Najhojnejší je v zóne argilizácie. Najčastejšie je zaznamenaný do hĺbky 20—25 m. Vyššie sa nachádzajú produkty jeho rozkladu — goethit, magnetit, sporadicky hematit. V separovanej ťažkej frakcii (0,1—0,25 mm) sa obsah pyritu pohybuje v rozmedzí 10 až 100 %. Jeho obsah prevyšuje ostatné ťažké minerály frakcie.

Pyrit má rôzne tvary, allotriomorfný až idiomorfný vývoj (tab. VIII, obr. 3), najčastejším tvarom je kocka. Veľkosť zŕn sa pohybuje od mikroskopicky jemnej disperzie po veľkosť niekoľkých mm. Pri premene nahrádza všetky minerály a základnú hmotu. Najčastejšie tvorí pseudomorfozy po tmavých mineráloch v asociácii s chloritom (tab. IV, obr. 1), výplň pórov a žiliek.

Otázku genézy alunitu a pyritu sme riešili pomocou orientačného výskumu izotopového zloženia síry. Na analýzu boli zadané vzorky z troch hydrotermálnych oblastí premenenej zóny. Izotopový výskum bol robený v Izotopovom laboratóriu GÚDŠ (J. KANTOR in E. ŽÁKOVÁ 1982). Výsledky sú zhrnuté v tabuľke:

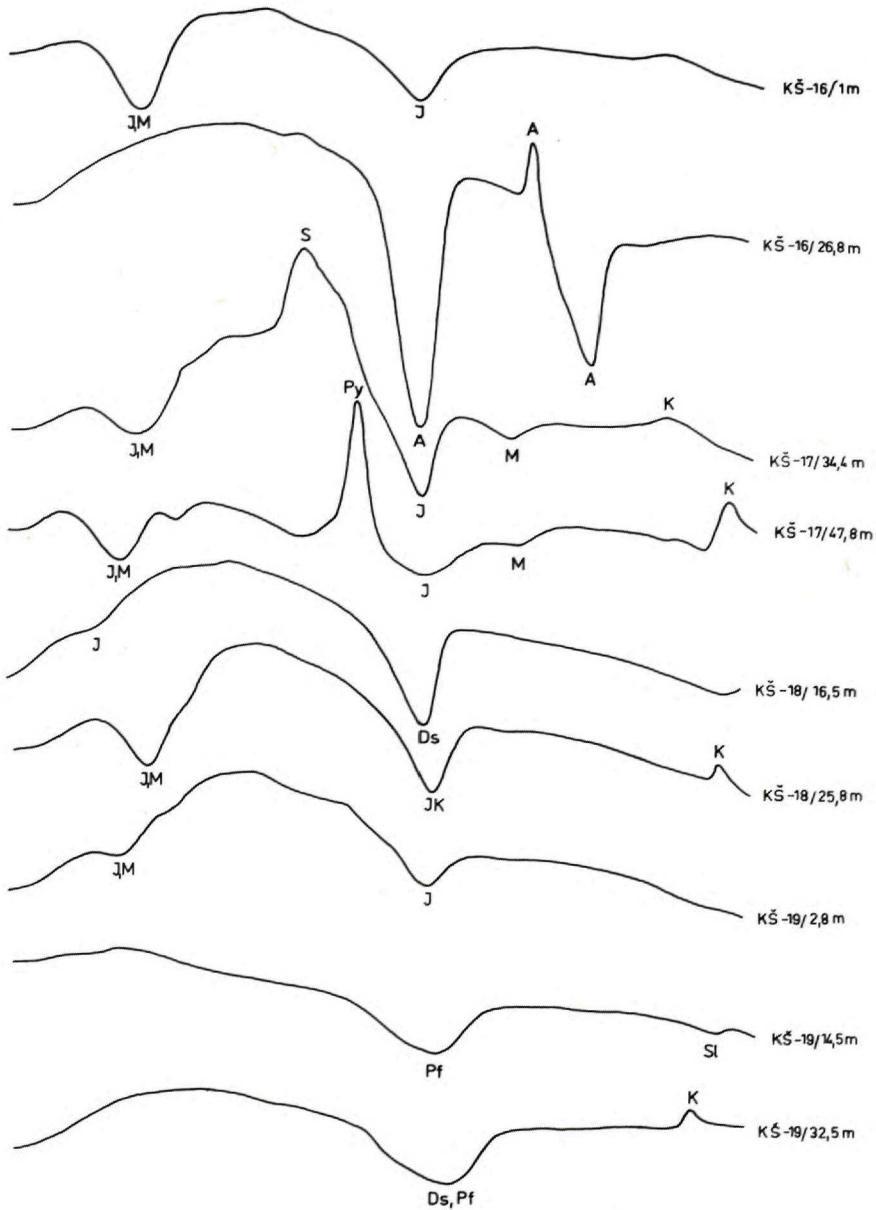
Lokalita	vrt	hĺbka v m	minerál	34 S (‰)
Podpolom	KŠ-16	22,9	alunit	+20,70
Podpolom	KŠ-19	28,5	pyrit	-7,47
Podpolom	KŠ-19	32,5	pyrit	-8,52
Stožok	KŠ-14	55,7	alunit	+12,68
Stožok	KŠ-14	55,7	pyrit	-7,51
Skalka	KŠ-10A	211,2	alunit	+10,78
Skalka	KŠ-10A	211,2	pyrit	-6,42

Z výsledkov výskumu je nápadný rozdiel v izotopovom zložení síry sulfidov (pyritu) a sulfátov (alunitu).

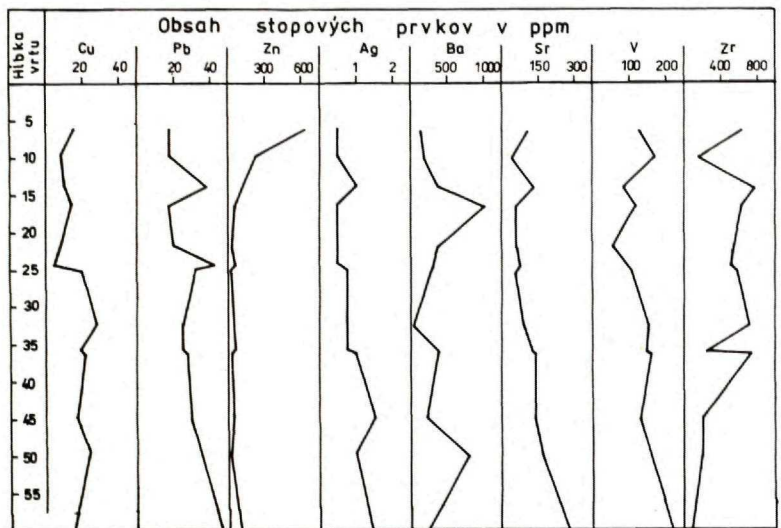
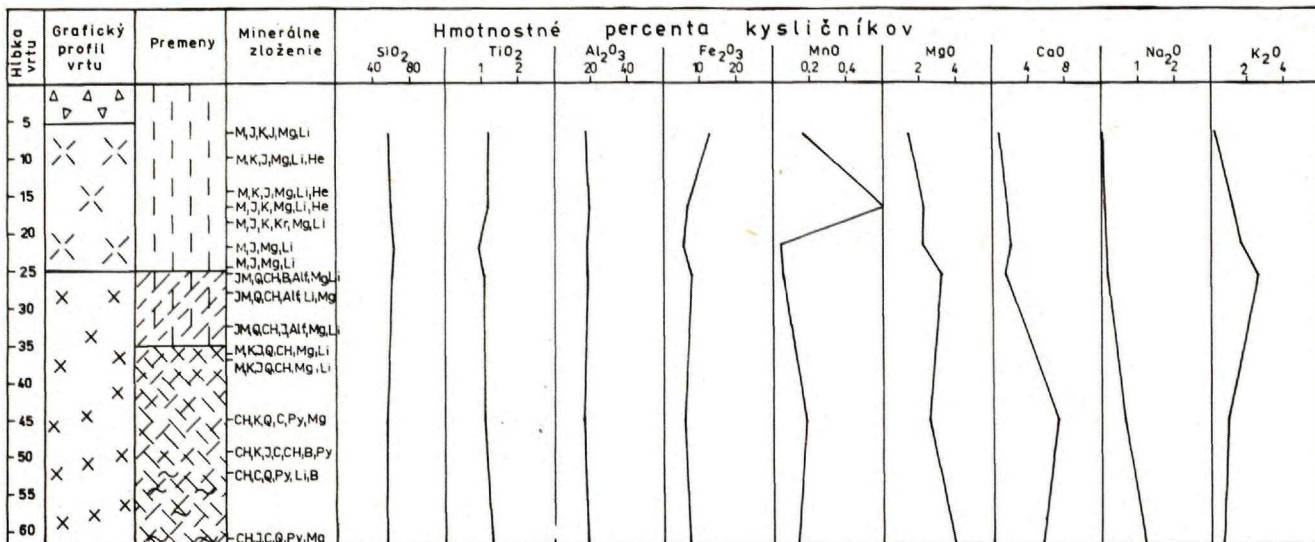
V pyrite je výrazne koncentrovaný ľahký izotop ^{32}S v porovnaní s troilitovou sírou meteoritového štandardu. Hodnota $\delta^{34}\text{S}$ vyjadrujúca rozdiel voči uvede-
nému štandardu sa pohybuje v rozpätí od 6,42 do 8,52. Rozdiel okolo 2 ‰ dovoľuje považovať izotopové zloženie síry pyritov za homogénne. Izotopové zloženie pyritov potvrdzuje plytké podpovrchové vplyvy pri ich vzniku.

Alunity sa vyznačujú vysokými koncentraciami ťažkého izotopu ^{34}S . Hodno-
ty $\delta^{34}\text{S}$ sa pohybujú v rozpätí +10,78 až +20,70. Izotopové zloženie je veľmi

variabilné, nehomogénne, rozdiel dosahuje 10%. Tieto pomery svedčia o premenlivých podmienkach pri vzniku alunitov.



Obr. 14 DTA krivky z vrtov KŠ-16, KŠ-17, KŠ-18, KŠ-19



Obr. 15 Graf distribúcie stopových prvkov a percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-20

Alunity z recentných sopiek na Kamčatke a Kurilských ostrovoch sa vyznačujú koncentráciou ťažkej síry. Promilové odchýlky voči meteoritovému štandardu sa pohybujú v rozpätí od +12,1 do +25,5‰. Izotopové zloženie týchto alunitov zodpovedá pomerom zisteným v premenenom pásme Javoria. Sulfátová síra z nízko teplotných fumarol, geotermálnych zón a kráterových jazier sa obyčajne vyznačuje obohatením ťažkým izotopom v uvedenom rozsahu. Sírovodík a sulfidická síra obsahujú síru podstatne ľahšiu než sulfáty, pričom hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sú slabo negatívne alebo pozitívne.

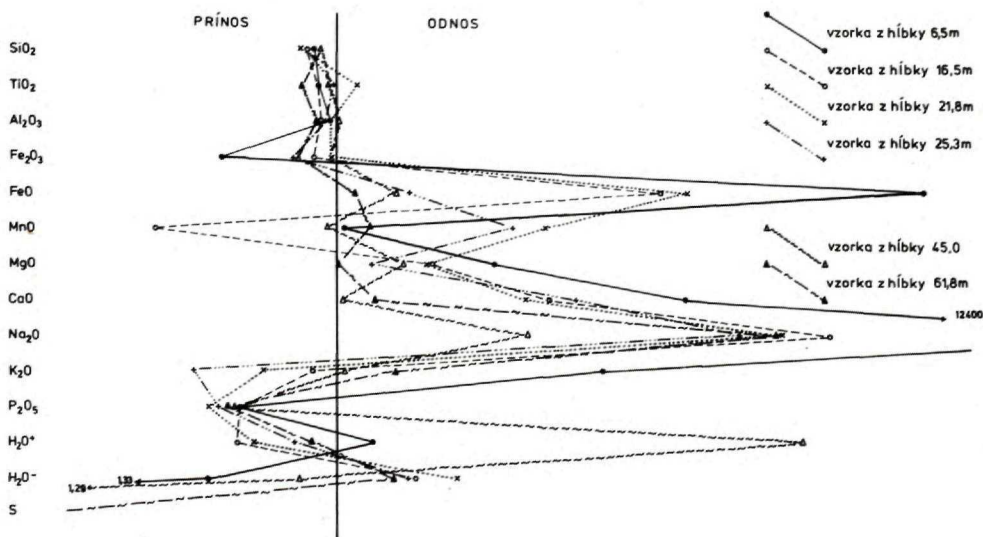
Výsledky izotopového výskumu síry alunitov potvrdili ich pôvod z hlbinného zdroja. Oxidácia sulfidickej síry môže viesť k vzniku síry sulfátovej. V tom prípade sa izotopové zloženie novovzniknutých sulfátov len veľmi málo odlišuje od izotopového zloženia pôvodných sulfidov.

Pyrity obohatené izotopom ľahkej síry považujeme za prejavy mladšej mineralizácie, prebiehajúcej za účasti meteorickej vody v hydrotermálnom procese.

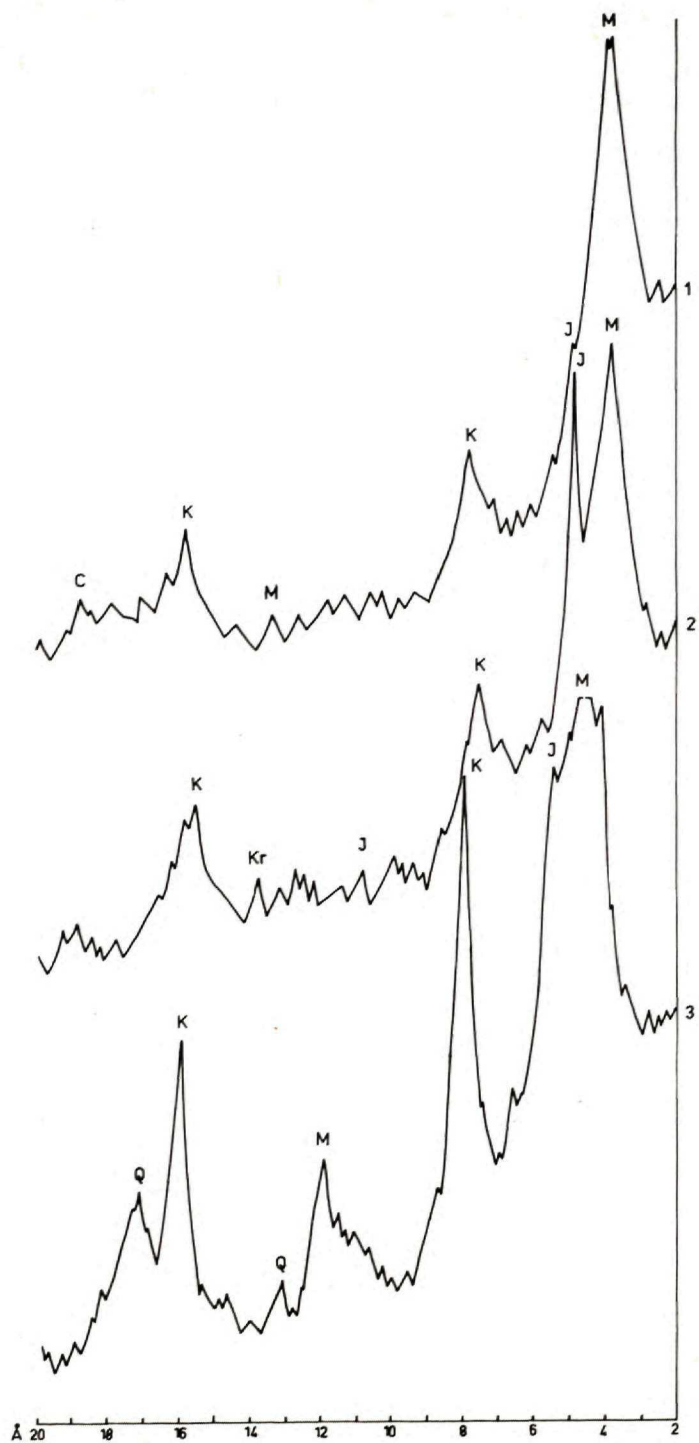
Konečným produktom premeny pyritu a silikátov obsahujúcich železo v oxidačnej zóne sú oxidy a hydroxidy železa. Hydroxidy železa sú zastúpené goethitom, oxidy maghemitom a hematitom.

Goethit je prítomný v oxidačnej zóne celého premeneného pásma. Spôsobuje jej hrdzavohnedé sfarbenie. Podieľa sa na premene všetkých minerálov. Ako prvé nahrádza tmavé minerály a základnú hmotu, neskôr aj plagioklasy. Vytvára zrná rôznych tvarov, pseudomorfozy po výrastliciach hlavne tmavých minerálov, výplň pórov a žiliek. Pri sledovaní v SEM sa javí v podobe pórovitých zŕn rôznych tvarov (tab. VIII, obr. 1).

Maghemit — γ modifikácia hematitu sa nachádza v tesnej spojitosti s goethitom v oxidačnej zóne premeneného pásma. Maghemit je silne magnetický



Obr. 16 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-20



Obr. 17 Röntgenogramy z vrtu KŠ-20
 1 — hĺbka, 6,5 m, 2 — hĺbka 19,5 m, 3 — hĺbka 36,2 m

minerál. Svojimi vlastnosťami aj habitom pripomína magnetit (tab. VIII, obr. 5 a 6). I. KOSTOV (1971) uvádza vznik maghemitu pri dehydratácii lepidokrokitu. F. V. ČUCHROV (et al. 1975) považuje maghemit za produkt premeny magnetitu v oxidačnej zóne.

Hematit sa sporadicky objavuje v oxidačnej zóne vrtoch KŠ-18, KŠ-20 až 22 v asociácii s goethitom, maghemitom a ostatnými minerálmi tejto zóny. Klencový hematit α -modifikácie sa líši od kubického maghemitu svojou štruktúrou a vlastnosťami.

Pre oxidačnú zónu hornín obsahujúcich pyrit je pri sírnokyslom procese zvetrávania charakteristický vznik sulfátov. Sú prechodnými minerálmi oxidačnej zóny, pri zmene podmienok sa rozkladajú. Prítomné sú prevažne vo vrtoch KŠ-16 a KŠ-17. Okrem alunitu, ktorý je podľa výsledkov izotopového výskumu hypogénnym minerálom, boli zistené sulfáty jarozit, aluninit a alunogén.

Jarozit bol makroskopicky pozorovaný vo vrte KŠ-16. Tvorí malé špinavožlté agregáty v intenzívne argilizovanej hornine. Vyskytuje sa v asociácii s kaolinitom, kremeňom, goethitom a maghemitom (KŠ-16, KŠ-21 a 22). Na záberoch SEM vidno nepravidelne obmedzené tabuľkovité formy.

Sulfáty aluninit a alunogén vystupujú spolu s kaolinitom, illitom, kremeňom, goethitom a maghemitom. Makroskopicky boli pozorované vo vrte KŠ-17. Tvoria šedožlté agregáty s priemerom max. 0,5 mm.

Okrem už opísaných sekundárnych minerálov v premenenej zóne Podpolomu, ktoré boli určené predovšetkým röntgendifraktometricky a diferenciálnou termickou analýzou, sa vyskytujú ďalšie minerály zastúpené v malých množstvách, zaznamenané zväčša pri mikroskopickom pozorovaní.

Karbonáty vyvinuté v zóne propylitizácie sú zastúpené kalcitom, ojedinele sideritom. Kalcit sa podieľa na premene plagioklasov, tvorí aj výplň pórov v základnej hmote a výplň žiliek. Siderit tvorí ojedinele výplň žiliek, bol potvrdený RTG-analýzou.

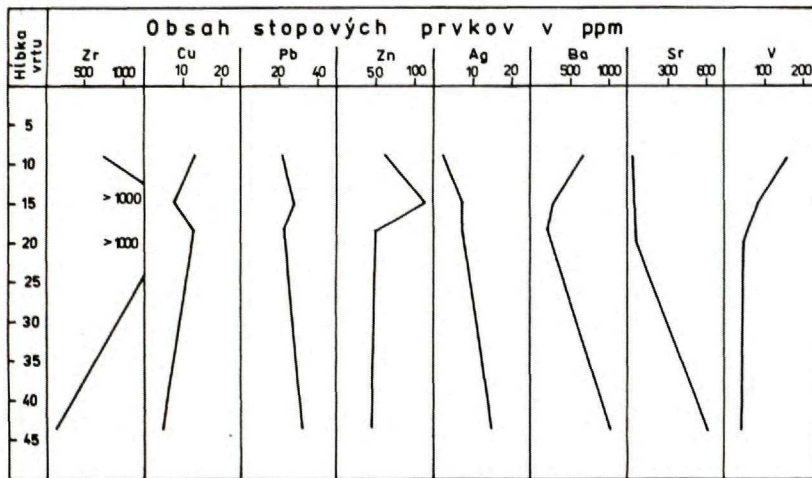
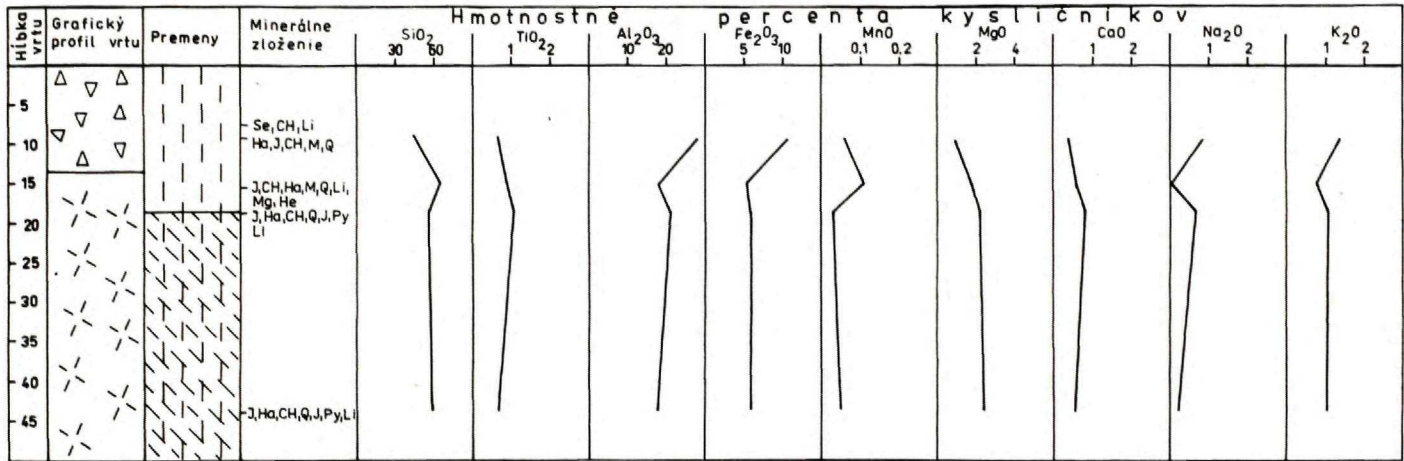
Chabazit je sprevádzaný kalcitom. Tvorí výplň pórov, zúčastňuje sa na premene plagioklasov. Tvorí šesťuholníkové kryštály s puklinami usporiadanými kolmo na seba. Zistený bol vo vrte KŠ-20 a KŠ-26.

Pri premene minerálov vznikajú amorfné látky, ktoré slúžia v ďalšom vývoji ako zdroj vzniku vrstevnatých alumosilikátov, resp. kremeňa. K nim patrí alofán pozorovaný v zóne propylitizácie — vrt KŠ-24, KŠ-26 (tab. IV, obr. 1).

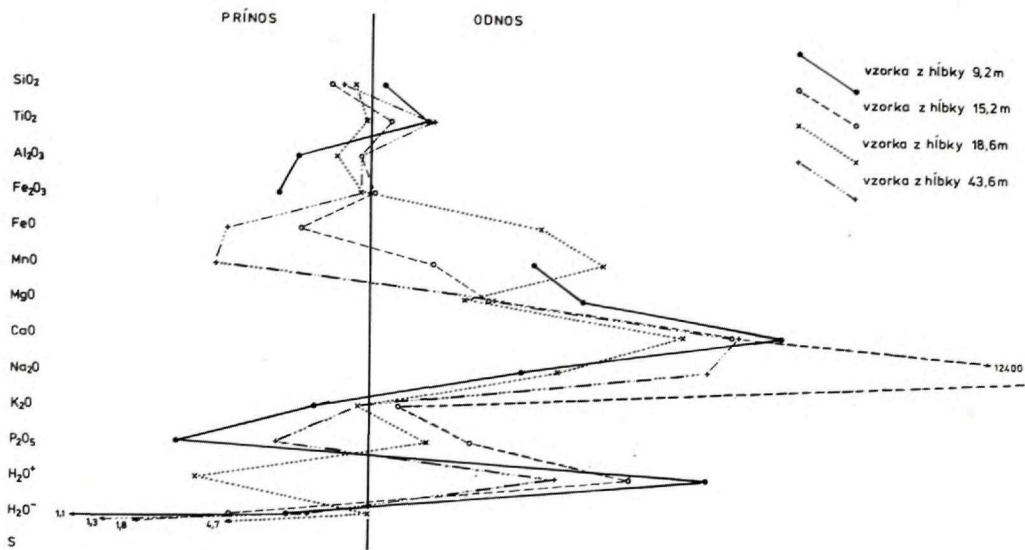
Ojedinele je prítomný zunit (vrt KŠ-18 a KŠ-26). Pri mikroskopickom skúmaní sa javí v podobe trojuholníkových rezov. Vznikal za pôsobenia roztokov obohatených fluórom. Vo vrte KŠ-26 bol ojedinele zaznamenaný ďalší minerál fluóru — fluorit.

Pestrá asociácia sekundárnych minerálov s malým zastúpením je vo vrte KŠ-26. Okrem chloritu, sericitu, agregátov kremeňa, bližšie neurčeného ílového minerálu (kaolinit?) a pyritu sú zistené izotropné kryštáliky fluoritu, biotit, alofán, zunit, siderit, turmalín a rutil.

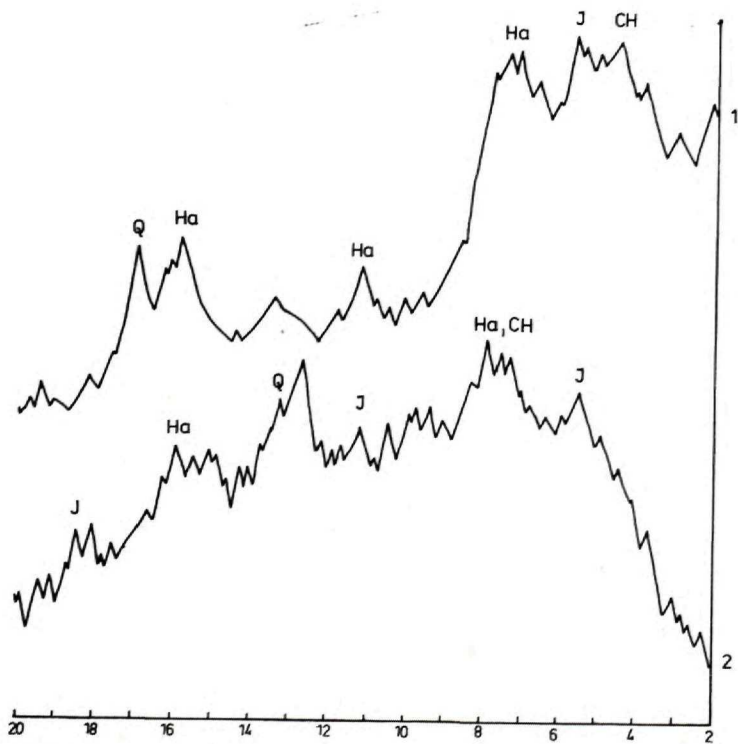
Rutil tvorí mriežkové štruktúry charakteristické pre martit (tab. III, obr. 4). Sú výsledkom rozpadu tuhého roztoku. Vznikol premenou pôvodného titanomagnetitu, z ktorého sa odmiešaním vytvorili allotriomorfné až hypidiomorfné



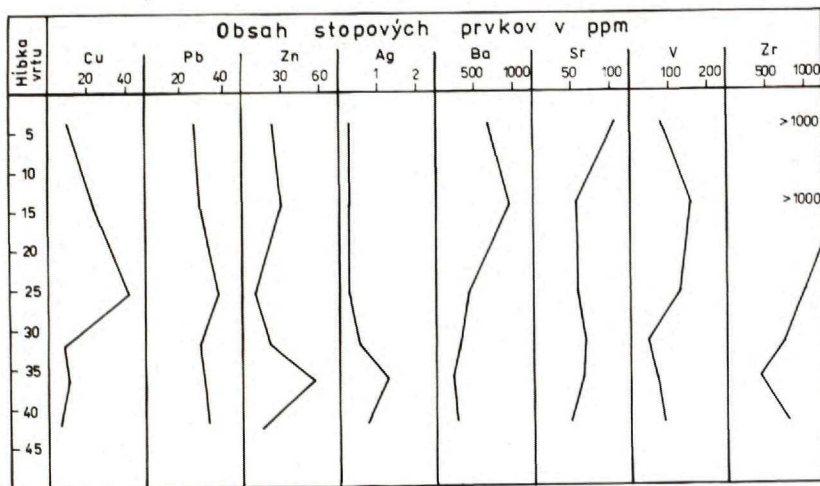
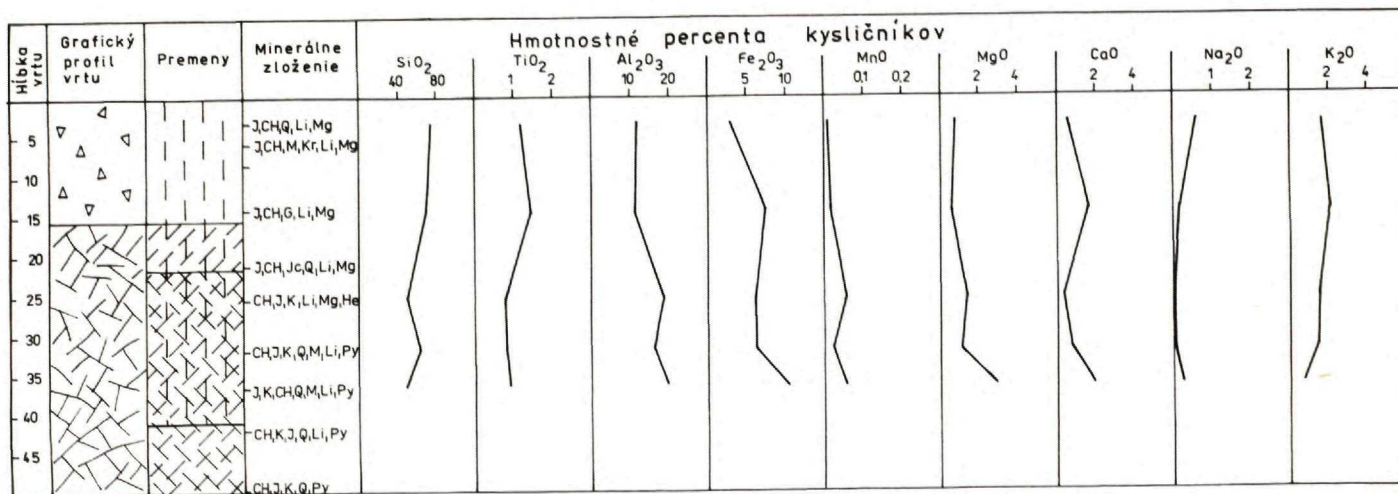
Obr. 18 Graf distribúcie stopových prvkov a percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-21



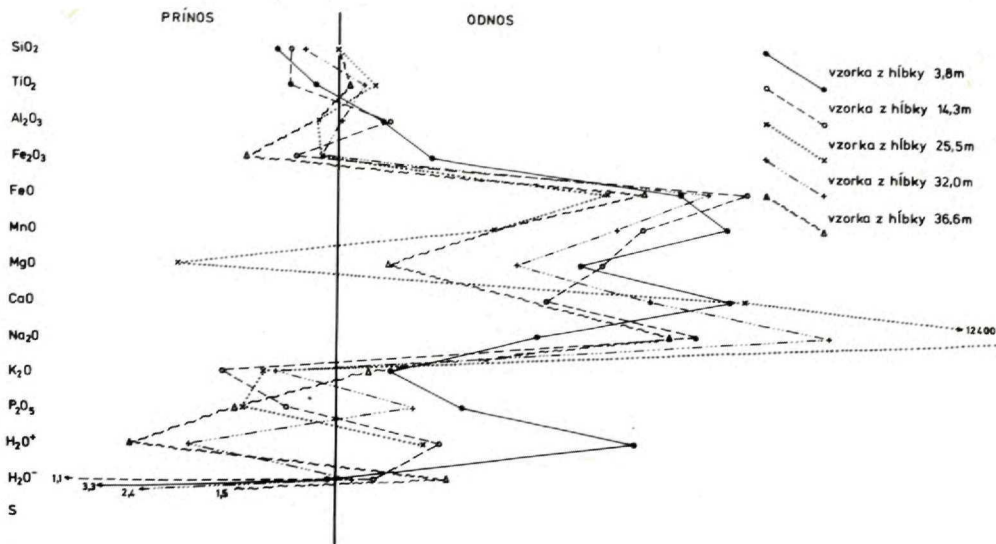
Obr. 19 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-21



Obr. 20 Röntgenogramy z vrty KŠ-21
1 — hĺbka 9,2m, 2 — hĺbka 18,6m



Obr. 21 Graf distribúcie stopových prvkov a váhového podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-22



Obr. 22 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-22

kryštáliky rutilu. Pri sledovaní v RTG-mikroanalyzátore vidno kostrovito usporiadaný rutil prerastený pyritom.

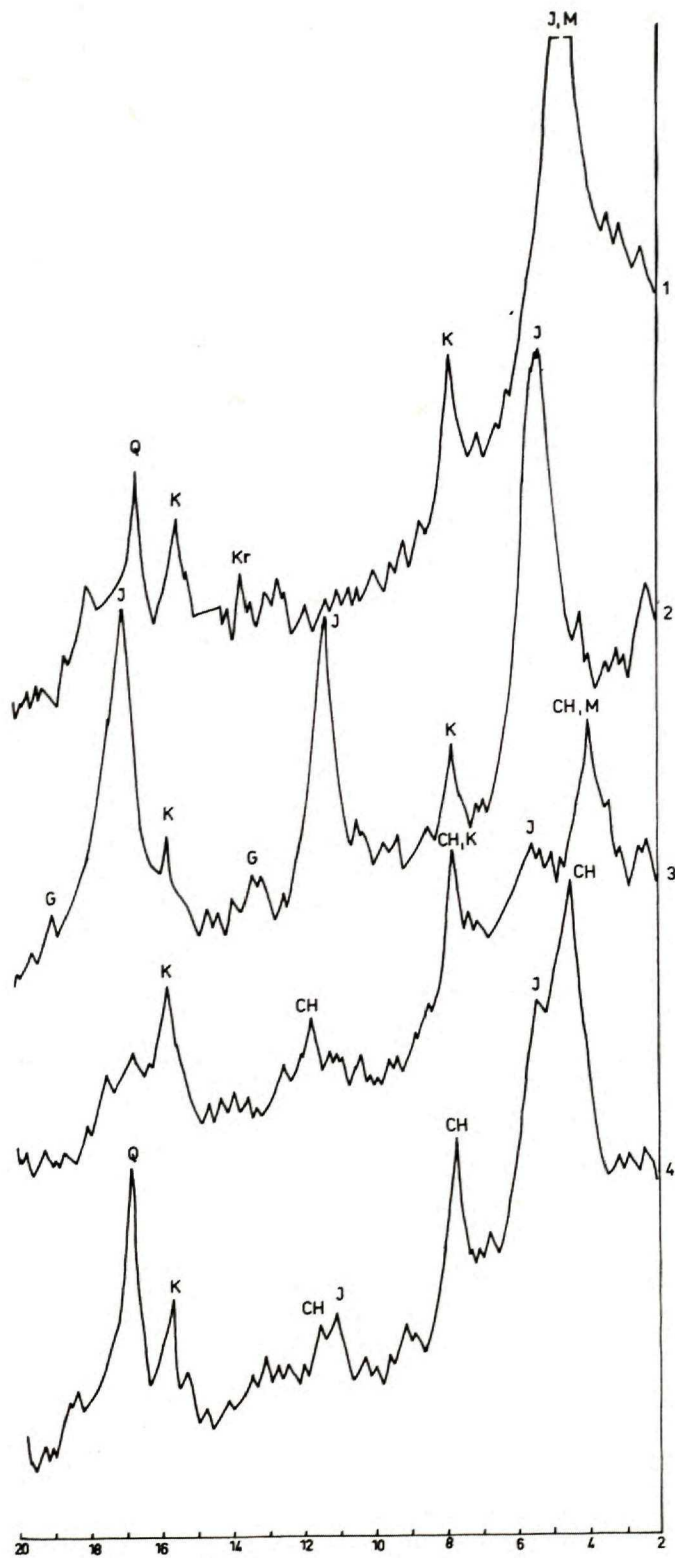
Biotit a aktinolit sú sekundárne produkty vysokoteplotného štádia premien (vrt KŠ-20, KŠ-23).

Rýdza síra, v premenenom pásme Javoria viazaná na sírne kvarcity, vyplňajúca ich póry a dutinky, bola v oblasti Podpolomu potvrdená len vo vrte KŠ-17 diferenciálnou termickou analýzou.

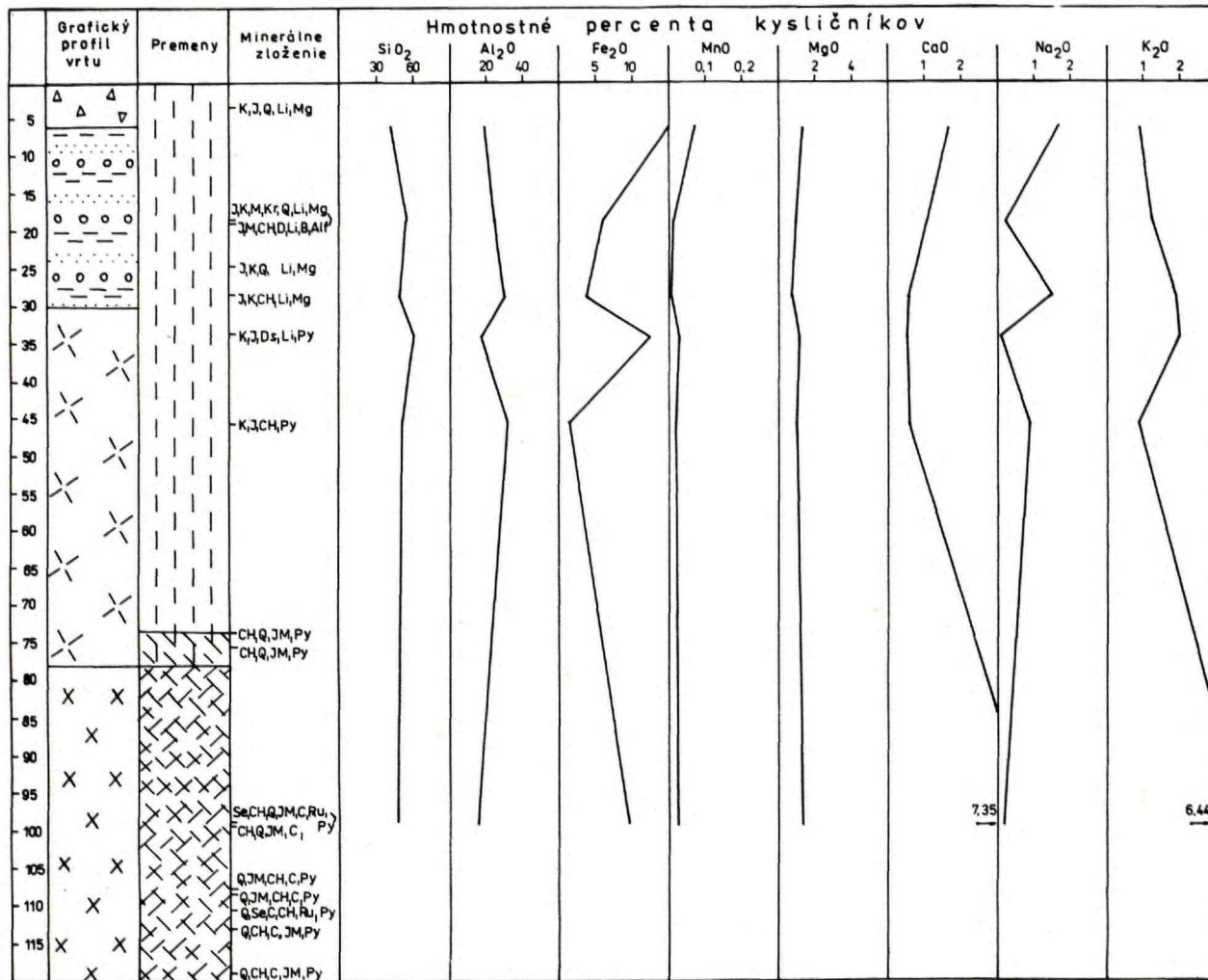
Geochemia premenenej zóny

V hydrotermálne a hypergénne premenených horninách, s ktorými sa v oblasti Podpolomu stretáme, došlo k výrazným zmenám minerálneho i chemického zloženia. Podobne ako na mineralogické skúmanie, i na sledovanie zmien chemického zloženia rozpadavých argilizovaných hornín sme použili separované frakcie ílových minerálov (pod 2 μm), tiež boli analyzované pevné propylitizované horniny. Sledovaním zmien chemického zloženia sme sa snažili získať predstavu o distribúcii chemických prvkov v premenených horninách v závislosti na ich minerálnom zložení.

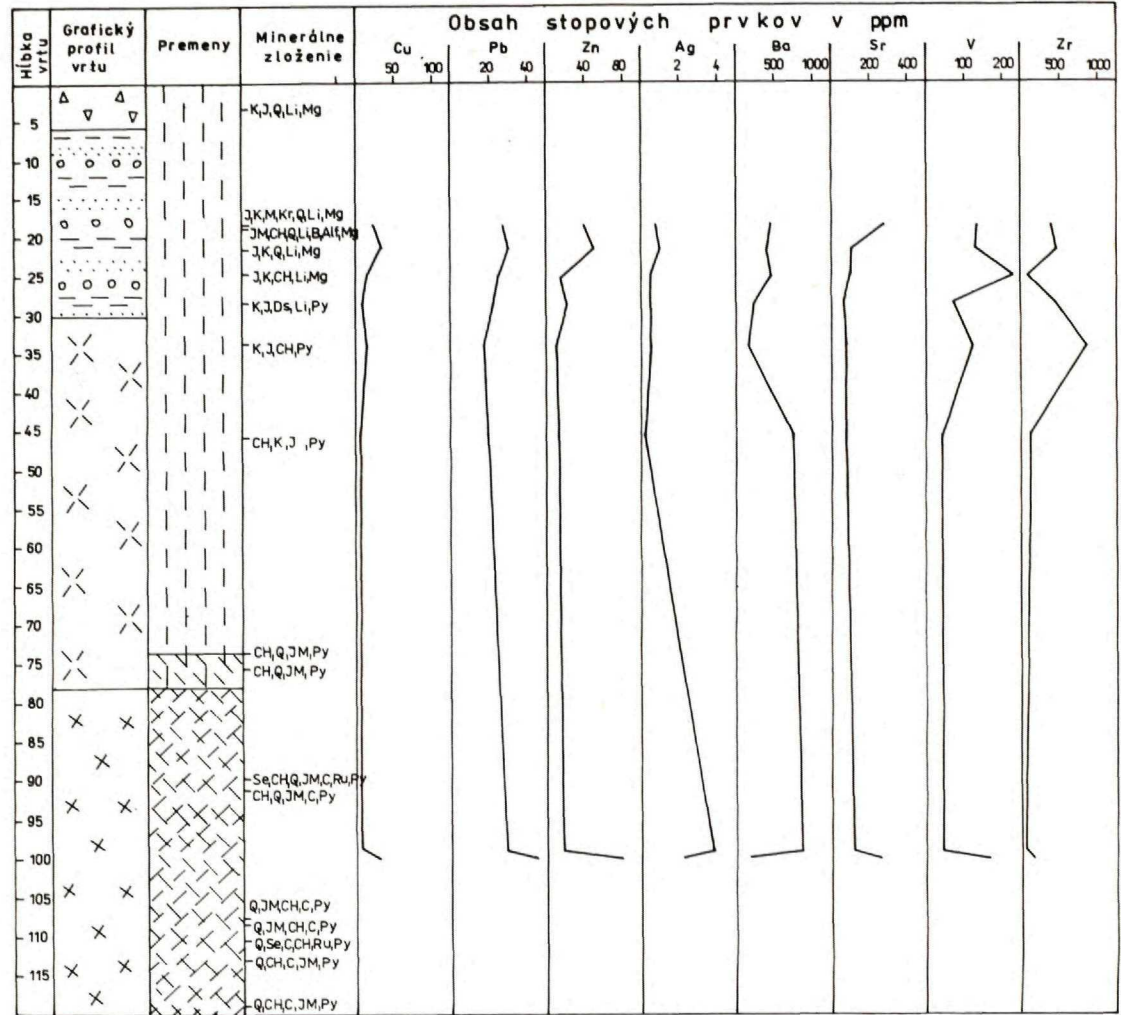
Na sledovanie zmien chemického zloženia v premenených horninách sme použili tri až šesť silikátových analýz z každého vrtu (tab. 1). Vzorky boli analyzované v laboratóriu GP, n. p., Turčianske Teplice. Na porovnanie prínosu a odnosu jednotlivých zložiek v premenených horninách boli použité analýzy



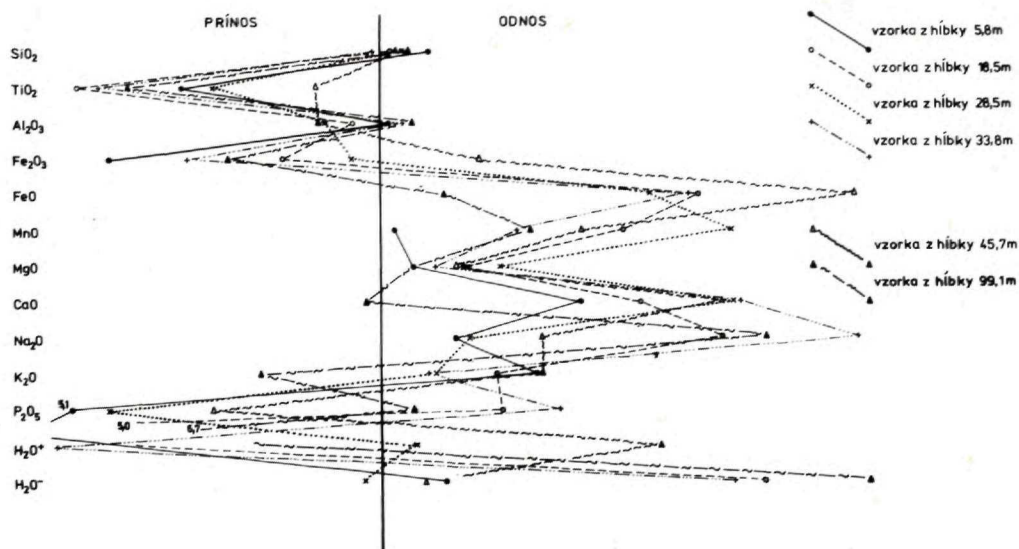
Obr. 23 Röntgenogramy z vrtu KŠ-22



Obr. 24 Graf distribúcie percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-23



Obr. 24



Obr. 25 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-23

čerstvého dioritového porfýru z vrtu GK-7 (V. KONEČNÝ — A. MIHÁLIKOVÁ 1972), z ktorých sme vypočítali priemerné hodnoty. Ďalej bola použitá na porovnanie analýza z pyroxenicko-amfibolického andezitu zo zárezu štátnej cesty pri Starej Hute (J. FORGÁČ — G. KUPČO 1974), ktorý považujeme zložením za blízky pôvodným nepremeným horninám. Obsah celkovej síry dokazuje prítomnosť síry sulfátovej aj sulfidickej, ktorá sa uvoľňuje pri stanovení straty žiňaním, preto je v chemických analýzach súčet s SO_3 nad 100 %.

Kvôli prehľadnému znázorneniu zmien chemického zloženia hornín sme zostavili diagramy prínosu a odnosu látok podľa R. M. GARRELSA—F. T. MACKENZIEHO (1971). Grafy percentuálneho podielu kyslíčnikov a stopových prvkov vyjadrujú zmeny koncentrácie vo vertikálnom smere jednotlivých vrtov. Znázornený je tiež grafický profil vrtu a zastúpenie minerálov v analyzovaných vzorkách.

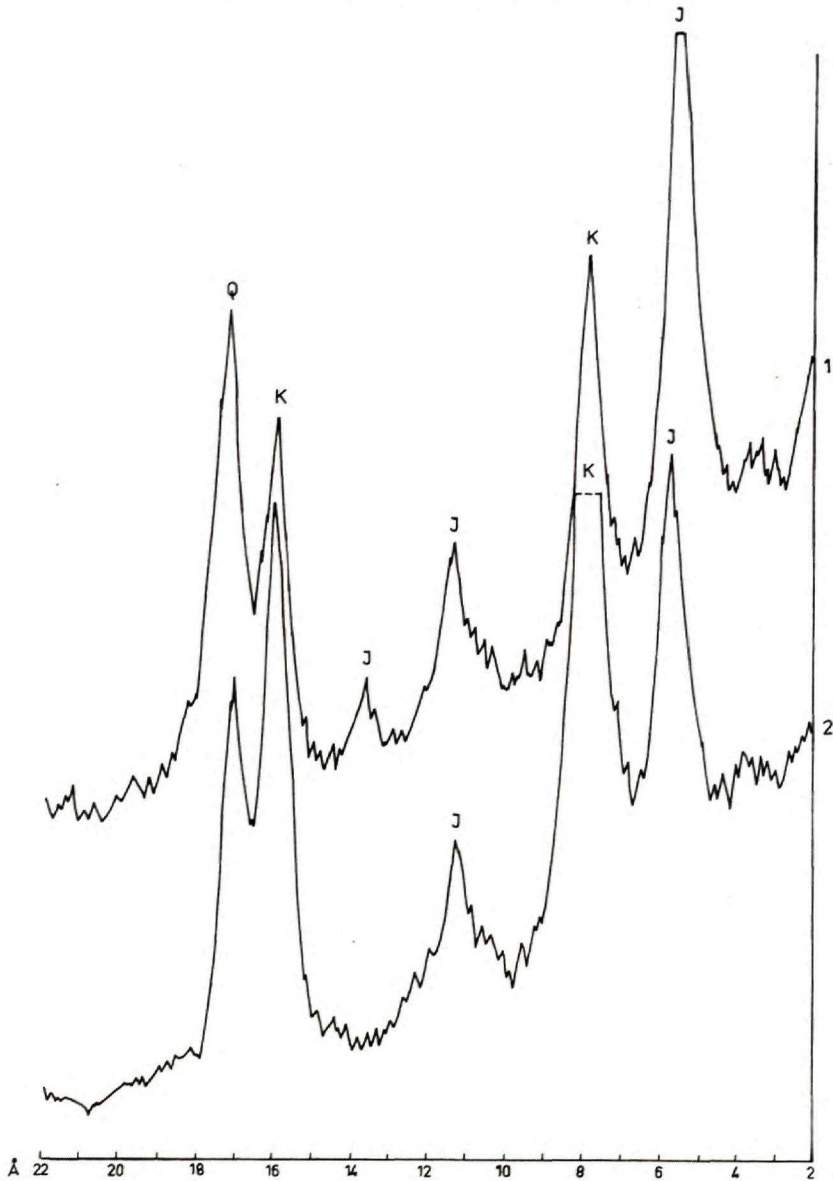
Pri sledovaní distribučných širok stopových prvkov vo vrtach KŠ-16 až KŠ-25 (tab. 3) sme vychádzali z priemerných hodnôt zastúpenia týchto prvkov v nepremených horninách (J. FORGÁČ — A. BRLAY 1981). Vzorky boli analyzované v laboratóriu GÚDŠ.

Závislosť zmeny obsahu SiO_2 (hmotnostné percentá) od hĺbky je nevýrazná a z aspektu prínosu a odnosu má nejednotný trend. Rozdielnosť je zrejma len medzi oblasťami vrtov KŠ-16 až KŠ-22 a KŠ-23 až KŠ-26. V premenených zónach na dioritovom porfýre prevláda prínos. Odnos je výrazný len vo vrte KŠ-16 a vo vrte KŠ-18 za súčasného intenzívneho prínosu hliníka.

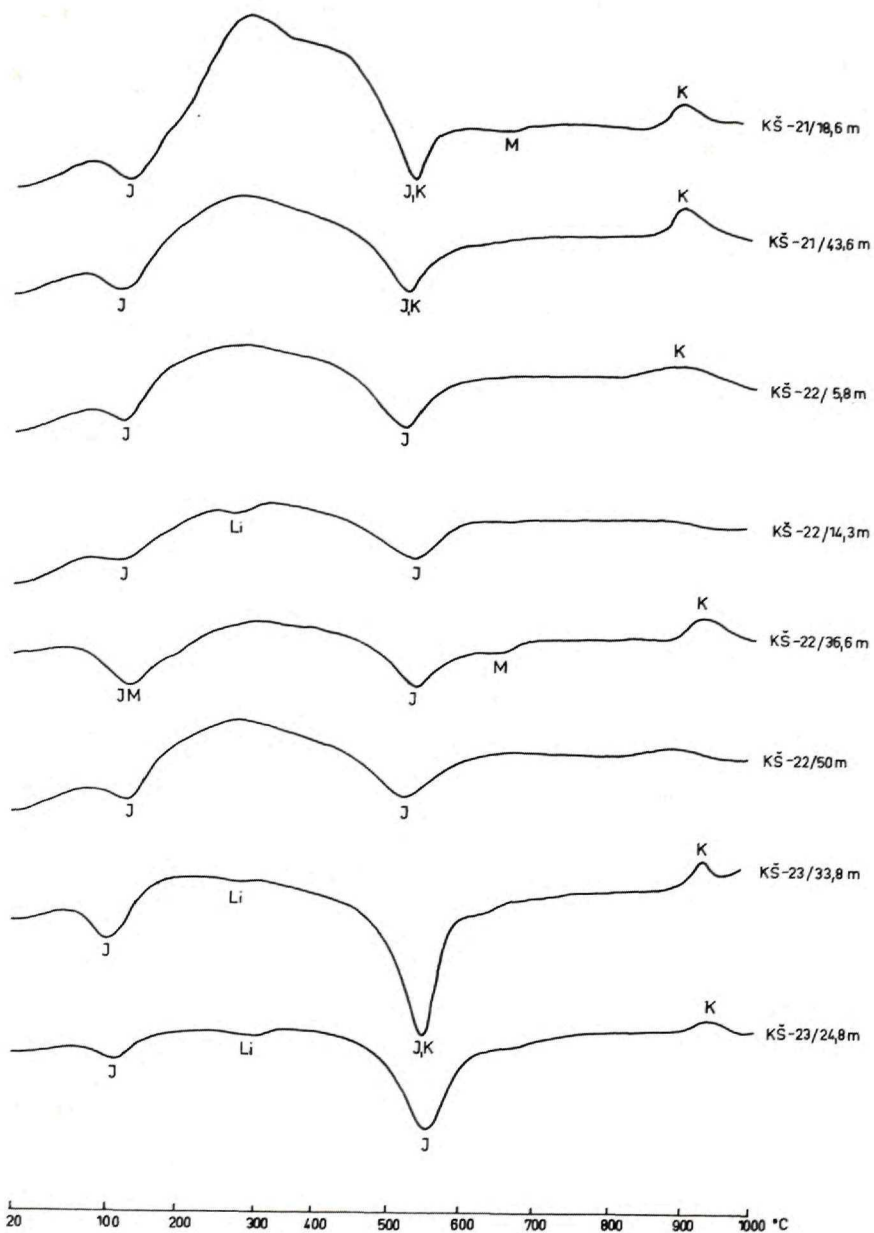
Obsah Al_2O_3 v 45 analyzovaných vzorkách kolidže od 8,07 do 38,04 hmot. % (čerstvý dioritový porfýr 16,77 %, čerstvý andezit 20,64 %). V 26 analyzova-

ných vzorkách sa obsah tejto zložky pohyboval v rozpätí 15—20 %. Hĺbkové zmeny obsahu Al_2O_3 sú nepravidelné.

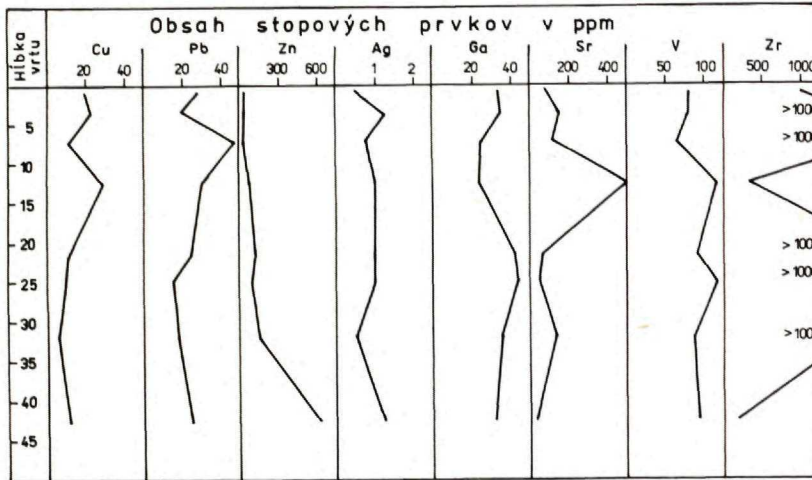
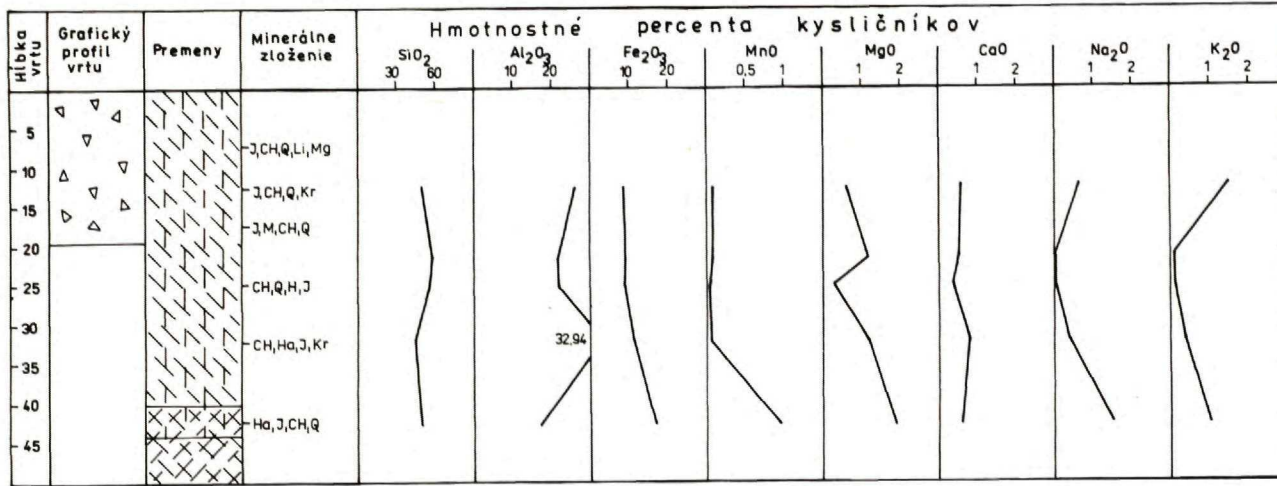
Zvýšený obsah Al_2O_3 v delúviu a v zóne argilizácie zodpovedá nahromadeniu ílových minerálov. Najvýraznejšie obsahy hliníka sú vo vrtoch KŠ-16, KŠ-18



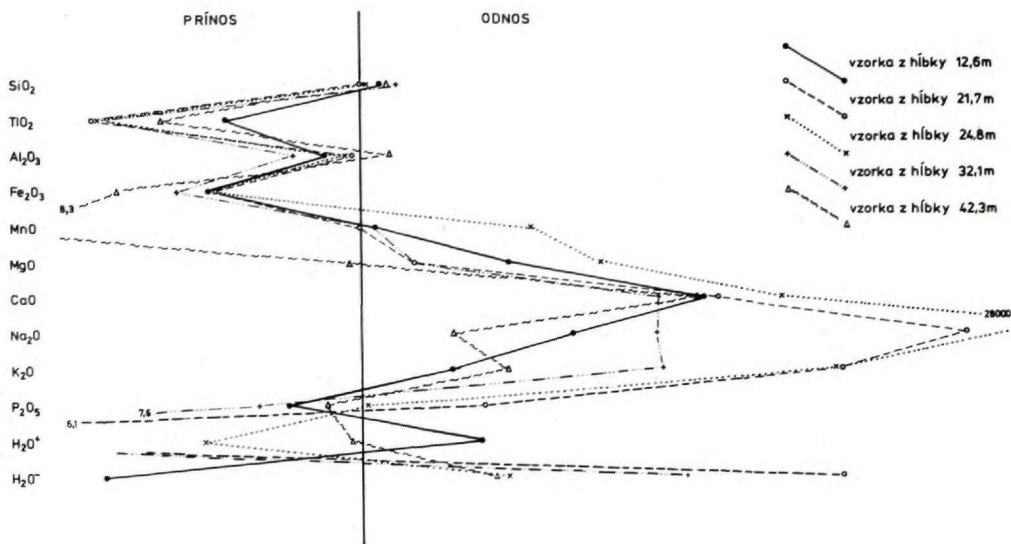
Obr. 26 Röntgenogramy z vrtnu KŠ-23
1 — hĺbka 24,8 m, 2 — hĺbka 33,8 m



Obr. 27 DTA krivky z vrtov KŠ-21, KŠ-22, KŠ-23



Obr. 28 Graf distribúcie stopových prvkov a percentálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-24



Obr. 29 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-24

a KŠ-19, kde sú zaznamenané značnejšie zastúpenia minerálov hliníka. Vo vrte KŠ-16 ide o silnú koncentráciu alunitu, čo vysvetľuje aj vysoký obsah draslíka a síry a súčasný úbytok kremíka a sodíka (K-alunit). Vo vrte KŠ-18 je okrem ílových minerálov (kaolinit a illit) hojný aj diaspor. Vo vrte KŠ-19 je výrazne zastúpený pyrofytil s alunitom, diasporom a kaolinitom.

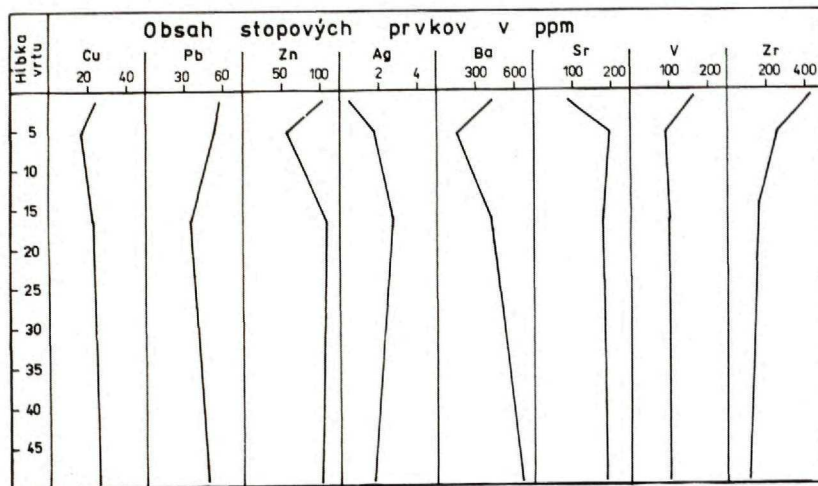
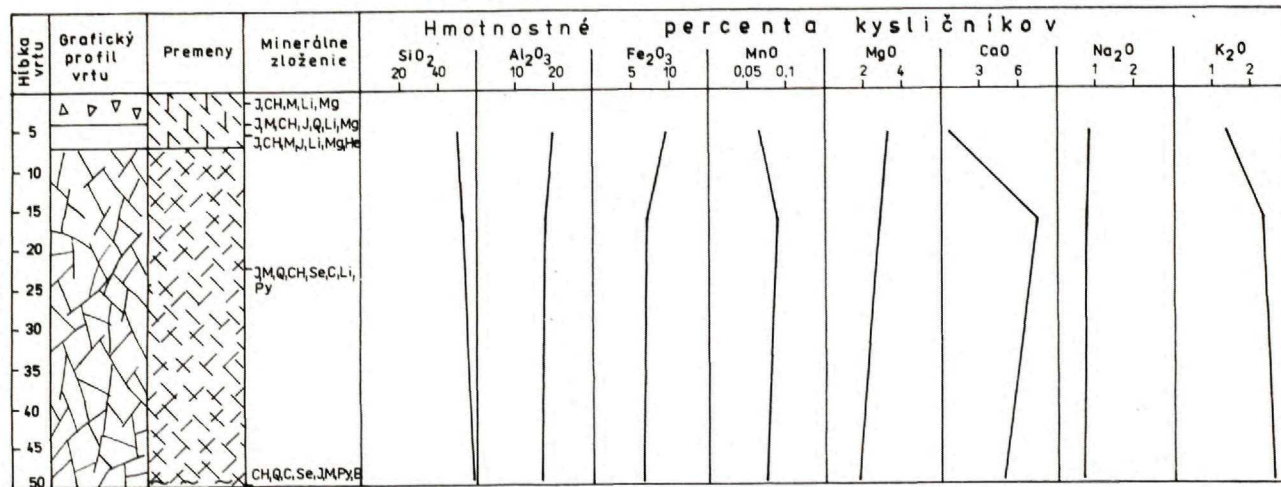
Titán neprekonal v procese premeny väčšie zmeny, je čiastočne vynášaný.

Obsah Fe_2O_3 v 46 analyzovaných vzorkách sa pohyboval od 0,87 do 25,96 % (čerstvý dioritový porfýr 5,62 %, čerstvý andezit 3,15 %). Obsah Fe_2O_3 sa vyznačuje veľkým rozptylom, čo zodpovedá jeho migračnej schopnosti v uvedenom prostredí. Možno konštatovať, že v profiloch vrtovej prevláda prínos nad odnosom. Vyššie obsahy železa sú zaznamenané v menších hĺbkach — v delúviu a vo vrchných polohách argilizovanej zóny. Železo je viazané v oxidoch a hydroxidoch.

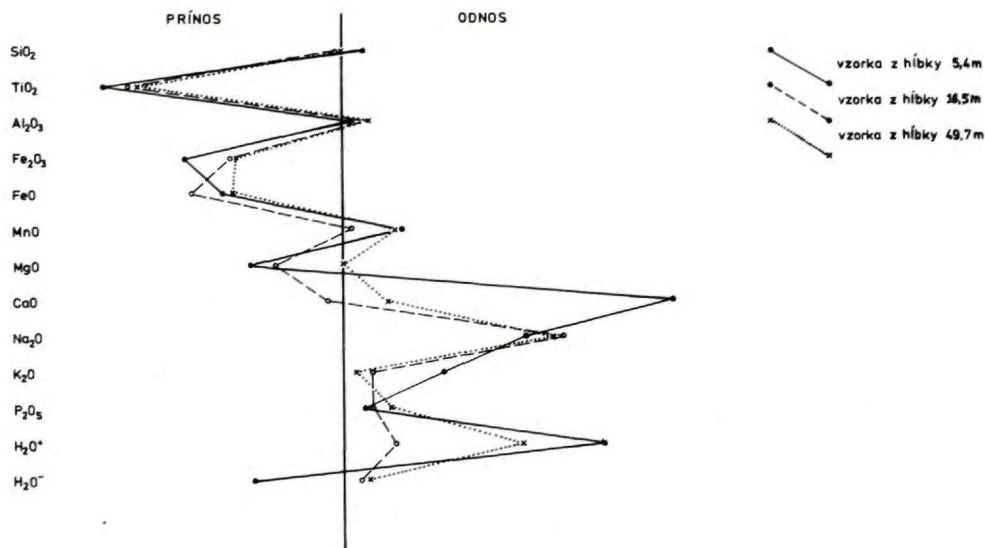
Obsah MgO v analyzovaných vzorkách má veľký rozptyl, a to predovšetkým v premenených dioritových porfýroch a andezitoch. Pre delúvium a argilizovanú zónu je typický odnos, v propylitizovaných horninách prevláda prínos.

V analyzovaných vzorkách prevláda obsah CaO od 0,35 do 1 %, čo vzhľadom na obsah v čerstvých horninách (7,46 % resp. 6,65 %) predstavuje veľký odnos tejto zložky, a to predovšetkým v zóne argilizácie. Výraznejšie zastúpenie vápnika vo vrte KŠ-25 je späté s intenzívnejšími prejavmi karbonatizácie.

Obsah K_2O v analyzovaných vzorkách sa pohybuje od 0,1 do 6,44 % (čerstvý dioritový porfýr 0,96 %, čerstvý andezit 2,8 %). Jeho obsah kolíše najčastejšie v rozpätí 0,1 %—1,8 %. Najvyšší obsah je v delúviu, nižší v zóne argilizácie.



Obr. 30 Graf distribúcie stopových prvkov a percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-25



Obr. 31 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-25

Najvýraznejší odnos je pozorovaný v zóne propylitizácie. Zvýšený obsah K_2O zodpovedá prítomnosti ílových minerálov (illit), procesu alunitizácie a biotitizácie. Zmeny obsahu podľa hĺbky majú nepravidelný charakter.

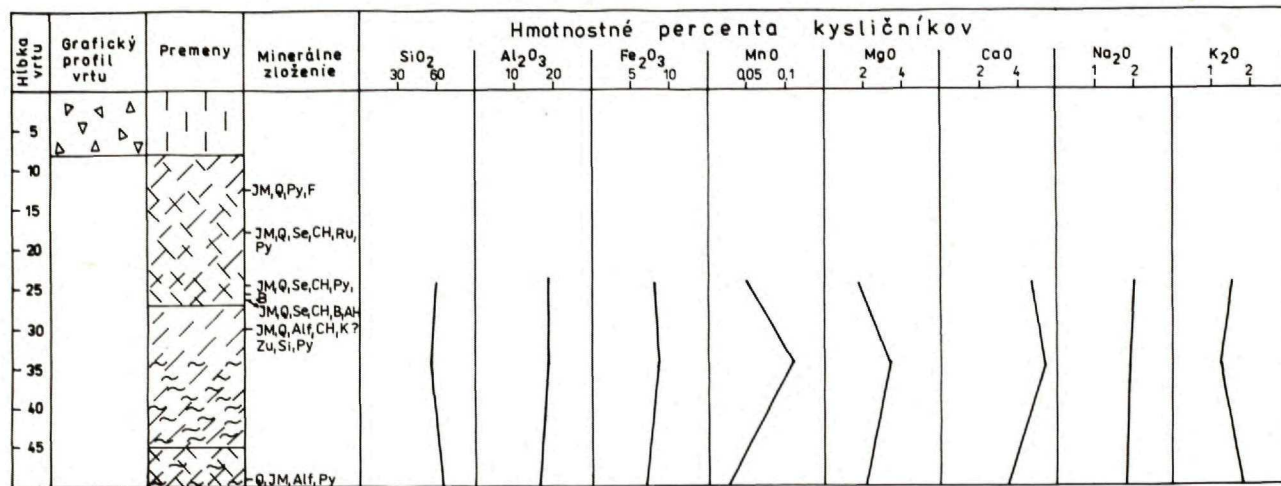
Zastúpenie Na_2O v analyzovaných vzorkách kolíše v rozmedzí 0,01 %—2 % (čerstvý dioritový porfýr 2,48 %, čerstvý andezit 2,8 %), čo predstavuje 1,4—280krát nižšiu koncentráciu než v čerstvých horninách. Sodík, ako veľmi pohyblivý migrant, je vynášaný v celom sledovanom hĺbkovom rozpätí (2,8—99,1 m), v niektorých prípadoch je zaznamenaný takmer úplný odnos. Výnimku tvorí vrt KŠ-20, kde je zreteľné narastanie obsahu z 0,02 % na 1,77 %, čo zodpovedá zníženej intenzite propylitizácie.

Výrazné obohatenie o síru je zrejmé z charakteru premien, ktoré tu prebehli.

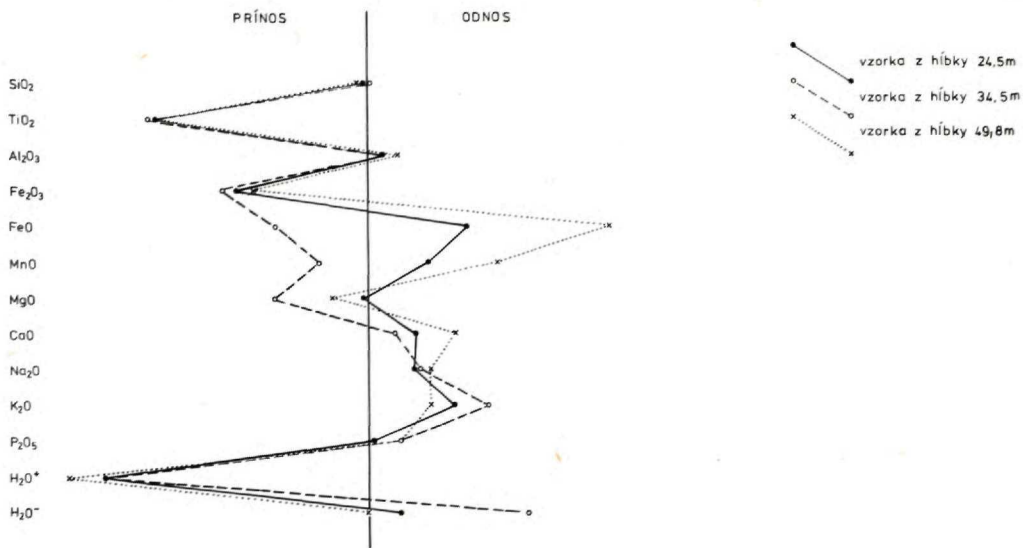
Zastúpenie medi v čerstvých horninách je 14—85 g/t, v nepremených horninách od 5—190 g/t. Vo väčšine vrtov sú obsahy pomerne nízke (5—33 g/t), zvýšený obsah je vo vrte KŠ-16, a to 57—190 g/t a vo vrte KŠ-19 (94—135 g/t), kde je meď viazaná v pyrite a kaolinite.

Pre olovo je v čerstvých horninách udávané rozpätie 7—150 g/t. Jeho koncentrácia v premených horninách je nízka (10—35—60 g/t). Vyššie koncentrácie sú podobne ako u medi vo vrte KŠ-16 (57—190 g/t) a vo vrte KŠ-19 (94—135 g/t), kde môže byť olovo viazané hlavne na kaolinit.

Koncentrácia zinku v čerstvých horninách je 50—170 g/t. V premených horninách sa najčastejšie pohybuje v rozpätí 8—230 g/t. Výraznejšie je zastúpený vo vrte KŠ-19 (190 g/t). Vo vrte KŠ-20 je to 630 a 222 g/t a vo vrte KŠ-24 dosahuje až 610 g/t. Je viazaný ílovými minerálmi a hydroxidmi železa, môže ísť i o slabú rozptýlenú sfaleritovú mineralizáciu.



Obr. 32 Graf distribúcie percentuálneho podielu kysličníkov v profile vrtu KŠ-26



Obr. 33 Diagram prínosu a odnosu jednotlivých komponentov vo vrte KŠ-26

Striebro má v čerstvých horninách distribučnú šírku 0,15—1,1 g/t, v premenených horninách 0,25—3,75 g/t. Vyššie obsahy sú však ojedinelé.

V čerstvých horninách je koncentrácia gália 11—20 g/t, v premenených 12—89 g/t. I keď v niektorých vzorkách gálium nebolo analyzované, u väčšiny vzoriek premenených hornín je jeho obsah vyšší než u čerstvých. Najvyšší je vo vrte KŠ-16, a to 52 až 89 g/t, čo je vysvetlené jeho sprevádzaním hliníka v mineráloch.

Vanád má v čerstvých horninách rozpätie 57—348 g/t, v premenených sa pohybuje v rozpätí 11—324 g/t.

Koncentrácia zirkónia v čerstvých horninách je 131—272 g/t, v premenených je jeho koncentrácia výrazne vyššia, 27 až nad 1000 g/t. S vyššími koncentraciami zirkónia oproti čerstvým horninám sa stretávame zväčša do hĺbky 36 m — v zóne argilizácie. Zirkónium je v priebehu premien značne pohyblivé, najmä pri nižšom pH prechádza do roztokov, z ktorých môže byť vyzrážané spolu s hydroxidmi železa. Viazá sa aj na ílové minerály.

Nikel má koncentráciu 1,5—56 g/t v čerstvých horninách. V premenených horninách sú jeho koncentrácie 0—51 g/t; sú to obsahy podobné obsahom v čerstvých horninách.

Obsah kobaltu v čerstvých horninách je 5,1—28 g/t, v premenených 0—72 g/t. Jeho distribúcia vo vrtných profiloch je nepravidelná, zväčša je výraznejšie zastúpený v argilizovaných polohách, kde je viazaný v hydroxidoch železa, čiastočne v ílových mineráloch a pyrite.

Koncentrácia chrómu v čerstvých horninách je 10—98 g/t, v premenených zväčša 0—65 g/t. Jeho vyššie koncentrácie sú ojedinelé. Vo vrte KŠ-19 je jeho koncentrácia 89—204 g/t, kde je zjavná pozitívna korelácia medzi horčíkom a chrómom.

Tab. 1 Chemické zloženie dioritového porfýru (čerstvý vo vrte GK-7, premenený vo vrtoch KŠ-16 až KŠ-22)

Vrt	Hĺbka/m	Horčina	Hmotnostné percentá															
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	SO ₃	CO ₂
GK-7	1222,0	Dioritový porfýr čerstvý	48,35	1,12	16,70	4,23	5,17	0,15	4,34	8,68	2,00	1,04	0,10	3,66	1,44	0,14	—	3,16
	1270,0		52,76	1,12	17,21	4,83	5,17	0,18	3,51	7,70	3,26	0,91	0,21	1,02	0,91	0,09	—	1,31
	1267,2		46,96	1,32	16,40	8,43	5,05	0,21	6,09	5,80	2,40	0,80	0,12	1,02	0,91	0,09	—	—
	1311,0		51,60	0,57	16,76	4,98	4,19	0,14	2,77	7,65	2,24	1,08	0,06	6,66	1,72	—	—	—
	priemer		49,92	1,03	16,77	5,62	4,30	0,17	4,18	7,46	2,48	0,96	0,12	3,09	1,25	0,11	—	2,24
KŠ-16	6,5	Dioritový porfýr premenený	45,74	0,60	28,40	16,91	—	0,024	0,65	0,59	0,16	0,81	0,69	0,79	1,24	5,09	0,05	—
	15,2		49,57	2,18	35,26	4,22	—	0,05	3,03	0,56	0,19	0,15	0,55	3,91	0,38	—	0,10	—
	26,8		14,10	0,46	36,28	1,52	—	0,002	0,24	0,70	1,76	5,06	1,12	0,96	0,40	32,36	40,30	—
KŠ-17	4,5		55,02	1,52	23,83	11,90	0,07	0,18	0,74	0,52	0,34	1,53	0,46	0,15	0,64	3,86	0,08	—
	12,3		48,97	0,92	38,04	5,56	—	0,03	0,40	1,97	0,13	0,29	0,29	3,31	0,36	—	0,06	—
	21,2		46,16	0,85	23,24	21,93	0,21	0,03	0,40	2,26	0,48	0,85	0,55	2,85	0,36	—	0,14	—
KŠ-18	5,4		51,94	0,40	30,24	9,46	—	0,69	0,77	0,63	0,31	0,86	0,41	0,43	1,39	3,70	0,17	—
	18,5		34,66	0,47	25,25	25,96	—	0,048	0,59	0,59	0,05	0,10	1,50	0,54	1,27	8,62	—	—
	25,8		56,47	0,79	18,85	9,15	0,21	0,02	1,61	1,77	0,60	2,29	0,11	8,31	0,56	—	14,98	—
	32,5		59,12	0,85	18,55	8,07	0,86	0,03	1,82	1,97	0,62	1,28	0,23	7,72	0,52	—	10,17	—
	39,4		54,98	2,05	26,57	3,74	—	0,10	3,03	1,40	0,20	1,85	0,29	5,56	0,42	—	0,04	—
49,3	51,23		0,99	17,69	13,87	6,93	0,63	2,42	2,25	1,22	1,12	0,26	8,44	0,46	—	7,13	—	
KŠ-19	2,8		83,94	1,52	8,07	1,29	0,21	0,07	0,80	1,41	0,25	0,80	0,08	1,73	0,48	—	0,14	—
	20,4		72,16	1,31	14,97	0,87	0,21	0,01	0,40	0,56	0,26	1,00	0,25	7,71	0,36	—	0,56	—
	22,5		51,58	0,55	30,56	1,31	0,07	0,007	2,76	0,64	0,06	2,76	0,69	0,50	2,90	8,26	0,54	—
	24,8	50,04	1,06	19,78	8,58	0,14	0,002	0,14	0,36	0,40	1,22	0,26	0,05	0,01	16,29	14,78	—	
	32,5	51,08	0,89	19,44	12,16	1,51	0,02	0,40	1,40	0,09	0,15	0,34	14,08	0,10	—	21,65	—	

Tab. 1 Chemické zloženie dioritového porfýru (čerstvý vo vrte GK-7, premenený vo vrtoch KŠ-16 až KŠ-22)

pokračovanie

Vrt	Hĺbka/m	Hornina	Hmotnostné percentá																
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	SO ₃	CO ₂	
KŠ-20	6,5	Dioritový porfýr premenený	58,13	1,16	17,19	12,38	0,08	0,16	1,39	0,66	0,02	0,15	0,23	2,37	3,04	8,27	0,07	—	
	16,5		61,25	1,17	18,89	6,57	0,51	0,60	2,22	1,69	0,06	1,13	0,23	6,16	0,72	—	0,04	—	
	21,8		63,88	0,89	17,53	5,83	0,43	0,04	2,22	1,97	0,11	1,61	0,29	5,49	0,54	—	0,06	—	
	25,3		61,26	1,06	17,97	7,61	2,96	0,05	3,24	1,41	0,15	2,58	0,27	4,11	0,76	—	0,21	—	
	45,0		55,69	1,08	16,45	5,81	3,22	0,18	2,62	7,18	0,65	0,91	0,24	0,12	1,60	8,52	0,29	—	
	61,8		55,68	1,32	19,33	7,41	4,28	0,135	4,04	5,63	1,17	0,65	0,26	3,67	0,84	—	1,08	—	
KŠ-21	9,2		45,61	0,68	27,79	10,65	—	0,054	0,94	0,41	0,86	1,41	0,46	0,29	2,21	9,89	0,07	—	
	15,2		65,73	0,89	17,92	5,42	0,08	0,11	1,81	0,58	0,02	0,78	0,06	0,50	3,30	6,18	0,09	—	
	18,6		55,95	1,06	21,35	5,95	1,46	0,033	2,17	0,83	0,67	1,05	0,08	10,28	1,24	—	5,98	—	
	43,6		59,93	0,67	17,80	5,83	1,32	0,050	2,41	0,55	0,23	1,06	0,23	0,84	1,88	8,21	8,22	—	
KŠ-22	3,8		76,41	1,20	12,19	2,88	0,44	0,011	0,76	0,47	0,61	1,68	0,05	0,38	1,32	3,38	0,06	—	
	14,3		69,47	1,45	11,48	7,45	0,28	0,020	0,65	1,72	0,20	2,14	0,17	1,51	0,96	4,60	0,16	—	
	25,5		50,18	0,79	19,28	6,22	0,74	0,057	1,38	0,43	0,02	1,59	0,23	1,68	—	9,62	10,23	—	
	32,0		63,03	0,85	16,40	6,35	0,36	0,024	1,18	0,83	0,08	1,45	0,07	8,68	1,12	—	11,59	—	
	36,6		50,19	0,95	19,30	10,55	0,57	0,057	2,95	1,91	0,24	0,80	0,24	12,81	0,58	—	17,96	—	

Tab. 2 Chemické zloženie pyroxenicko-amfibolického andezitu (čerstvý zárez cesty Stará Huta, premenený vo vrtoch KŠ-23 až KŠ-26)

Vrt	Hĺbka/m	Hornina	Hmotnostné percentá															
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	SO ₃	CO ₂
		čerstvá	57,68	0,21	20,64	3,15	1,89	0,08	1,72	6,65	2,80	2,80	0,28	0,49	1,17	—	—	—
KŠ-23	5,8	premenený andezit	41,26	0,83	19,38	20,89	—	0,073	1,38	1,64	1,67	0,91	2,42	9,51	0,74	—	—	—
	18,5		53,54	1,77	24,89	6,12	0,21	0,015	0,98	1,09	0,26	1,24	0,12	9,66	0,08	—	0,15	—
	28,5		49,01	0,67	30,37	3,81	0,29	0,007	0,75	0,57	1,50	1,88	1,84	0,38	1,31	8,94	0,17	—
	33,8		60,06	1,50	17,54	12,24	0,21	0,031	1,17	0,54	0,10	2,00	0,08	4,58	0,10	—	0,14	—
	45,7		50,43	0,33	32,00	1,60	0,07	0,020	1,01	0,61	0,91	0,91	0,89	0,07	0,86	10,85	0,06	—
	99,1		47,26	1,22	16,36	9,35	0,65	0,028	1,37	7,35	0,19	6,44	0,22	7,29	0,04	—	16,48	—
KŠ-24	12,6		49,72	0,54	26,11	8,90	—	0,073	0,61	0,61	0,64	1,49	0,47	0,21	1,01	10,30	0,12	—
	21,7		57,96	1,35	21,64	8,90	0,50	0,081	1,17	0,54	0,04	0,10	0,12	8,04	0,04	—	0,06	—
	24,8		56,13	1,33	22,24	8,78	0,14	0,024	0,32	0,35	0,01	0,10	0,27	1,45	0,42	10,02	0,05	—
	32,1		44,46	1,30	32,94	11,28	—	0,072	1,17	0,82	0,35	0,34	0,57	6,64	0,12	—	—	—
	42,3		50,02	0,85	16,85	16,93	—	0,96	1,87	0,62	1,48	1,01	0,36	0,52	0,46	6,57	2,10	—
KŠ-25	5,4		49,75	1,08	19,70	9,38	4,32	0,053	3,23	0,65	0,78	1,38	0,24	0,08	2,18	9,12	7,94	—
	16,5		52,24	0,92	17,49	6,91	5,88	0,074	2,75	7,43	0,76	2,30	0,23	0,39	1,04	8,06	0,54	—
	49,7		58,42	0,87	16,98	6,58	4,06	0,055	1,70	4,85	0,65	2,54	0,20	0,14	0,96	5,15	1,94	—
KŠ-24	24,5		59,13	0,97	18,56	7,89	0,93	0,052	1,77	4,67	2,00	1,52	0,27	3,09	0,92	—	0,08	—
	34,5		56,39	0,95	18,67	8,61	3,60	0,112	3,34	5,44	1,92	1,20	0,22	3,03	0,38	—	0,12	—
	49,8		61,65	0,91	16,60	7,06	0,29	0,032	2,17	3,58	1,80	1,80	0,22	3,86	1,18	—	0,14	—

Tab. 3 Stopové prvky v horninách z vrto v KŠ-16 až KŠ-25 v g/t⁻¹

Vrt Hĺbka v m	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
KŠ-16 1,5	25	45	120	0,75	29	158	324	35	29	24	575	93
6,5	34	50	102,5	1,50	28	102	1 000	13	19	8	396	57
12,9	57	45	102,5	1,75	40	89	56	24	—	9	331	98
15,2	68	105	68	2,50	52	158	316	10	14	16	269	155
26,8	190	380	66	2,75	89	331	151	—	—	168	1 000	162
KŠ-17 4,5	16	35	100	1,75	29	158	1 000	8	39	43	501	81
12,3	32	60	112,5	3,00	50	91	63	6	10	13	546	59
21,2	16	42,5	80	1,50		170	1 000	—	19	10	468	100
49,5	24	17,5	115	0,50		324	151	21	—	st	230	54
KŠ-18 5,4	23	25	72	0,50	34	43	525	26	72	18	891	66
7,4	22	25	69	0,50		186	851	12	42	20	557	79
11,5	20	22,5	48	0,50	31	123	1 072	9	—	21	380	78
11,7	14	25	24	0,50	42	151	832	7	—	107	380	74
16,5	5	20	46	0,25	33	117	1 000	10	15	—	154	51
24,2	9	15	45	0,50		81	1 000	—	8	st	436	36
25,8	13	12,5	58	0,25	39	126	27	—	18	8	216	54
29,8	8	12,5	100	0,25		120	269	—	28	141	631	209
32,5	9	25	64	0,50		100	447	—	23	st	109	72
39,4	12	32,5	79	0,50	32	76	269	—	13	—	106	64
41,2	13	22,5	140	0,50	33	135	100	—	22	st	288	112
49,3	7	30	170	0,25	25	295	195	—	16	9	324	89
KŠ-19 2,8	14	22,5	14	0,25	22	105	37	22	—	89	316	132
6,5	60	37,5	8	0,25	43	115	190	19	—	204	562	490
10,2	33	10	10	0,25	31	43	1 000	8	st	195	398	72
16,4	94	30	17	0,25	32	11	1 000	5	24	105	468	105
20,4	135	12,5	13	0,25	44	63	182	—	—	19	436	190
24,8	20	27,5	27	0,25	27	110	234	—	15	7	617	600
32,5	29	45	190	0,50	34	98	851	4	19	8	398	603
KŠ-20 6,5	15	17,5	630	0,50	38	132	631	3	42	22	149	105
9,8	9	17,5	222,5	0,50	28	170	112	4	71	28	190	46
14,2	10	17,5	125	1,00	39	85	776	3	50	19	380	132
16,5	14	17,5	61	0,50		117	631	—	40	21	1 000	63
21,8	8	20	30	0,50		55	549	—	26	3	371	60
KŠ-20 24,5	5	42,5	69	0,50		93	525	—	22	63	309	74
25,3	20	32,5	30	0,75		105	562	5	16	6	288	57
32,5	28	25	46	0,75		151	708	st	38	17	43	93
36,2	19	25	67	0,75		140	240	st	21	13	398	126
36,7	21	27,5	37	1,00		105	741	6	20	19	155	135
45,0	17	30	41	1,50		132	199	5	9	45	214	135
49,4	24	35	36	1,00		158	190	4	31	13	813	162
61,8	15	50	112,5	1,50		234	69	—	13	10	148	295

Tab. 3 Stopové prvky v horninách z vrto KŠ-16 až KŠ-25 v g/t⁻¹

pokračovanie

Vrt Hĺbka v m	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
KŠ-21 9,2	13	22,5	62	0,25	40	158	759	—	—	10	617	32
15,2	8	27,5	112,5	0,75	35	83	1 000	—	—	6	282	45
18,6	13	22,5	49	0,75	29	47	1 000	—	—	3	208	52
43,6	5	32,5	43	1,50	27	42	144	—	—	5	1 000	600
KŠ-22 3,8	10	25	24	0,25	23	78	1 000	21	7	6	676	107
14,3	23	27,5	29	0,25	31	155	1 000	—	—	45	955	57
25,5	41	37,5	10	0,25	32	126	1 000	—	—	24	417	56
32,0	8	27,5	22	0,50	33	40	741	10	63	7	309	66
36,6	10	30	57	1,25	20	71	427	3	17	11	214	63
41,9	6	32,5	15	0,75	12	85	758	—	12	10	269	48
KŠ-23 10,5	20	27,5	40	0,75	46	112	389	10	21	46	436	269
21,6	33	30	20	1,0	45	126	447	10	34	43	398	105
24,8	13	25	18	0,50	24	229	81	—	12	5	457	93
28,5	9	22,5	22	0,50	40	72	447	—	7	23	230	63
33,8	16	17,5	13	0,50	35	117	851	12	—	3	166	77
45,7	7	20	15	0,25	32	40	119	—	13	st	741	76
99,1	8	30	18	3,75	17	40	21	—	26	4	851	112
100,2	31	45	79	2,25	27	158	151	st	20	22	170	257
KŠ-24 1,1	20	27,5	40	0,50	34	79	1 000	21	12	93	407	91
3,4	23	30	28	1,25	35	79	1 000	15	7	71	288	148
7,2	12	47,5	26	0,75	25	64	1 000	24	45	117	549	107
12,5	29	30	77	1,00	24	117	339	10	30	19	575	504
21,7	11	25	127,5	1,00	42	91	1 000	27	10	st	251	65
24,8	10	15	90	1,00	44	117	1 000	3	14	st	174	47
32,1	6	17,5	152,5	0,50	35	87	1 000	4	21	st	601	132
42,3	12	25	610	1,25	32	93	190	3	16	st	166	32
KŠ-25 1,3	24	57,5	102,5	0,50	22	162	427	26	46	65	427	87
5,4	17	52,5	57	1,75	27	91	251	4	37	5	148	194
16,5	23	35	107,5	2,75	27	100	158	4	13	7	427	178
49,7	26	47,5	102,5	1,75	28	98	107	7	14	st	661	186

Zastúpenie bárya v nepremených horninách je 184—700 g/t, v premených 106 až nad 1000 g/t, väčšinou sa však stotožňuje s obsahmi čerstvých hornín. Jeho distribúcia má široké rozpätie, zvýšené hodnoty sú v hlbších partiách vrto, kam môže byť vynášané a viazané v mineráloch zóny propylitizácie.

Stroncium sa v čerstvých horninách pohybuje v rozpätí 264—647 g/t. V premených horninách je jeho obsah zväčša blízky strednej hodnote čerstvých hornín (32—603 g/t), čiastočne je z profilov vynášané.

Záver

V centrálnej zóne Javoria bolo na základe geologického mapovania, vrtných prác a geofyzikálnych meraní vymedzené pásmo hydrotermálne premených

hornín s vyčlenením oblastí intenzívnych hydrotermálnych premien (Stožok, Podpolom, Skalka, Banisko, Zaježová).

Vysokotermálne premeny a s nimi spojené prejavy staršej mineralizácie (v zmysle J. ŠTOHLA 1980) sú geneticky viazané na intruzívne telesá. Premeny sú zastúpené biotitizáciou a aktinolitizáciou (\pm chloritizácia). S prejavmi týchto premien sa stretávame na súčasnom povrchu, čo je dôkazom silného erozívneho zrezu. Tieto premeny sú často deštruované naloženými mladšími premenami.

U hydrotermálnych premien mladšej etapy je pozorovateľná, aj keď nie priama, priestorová závislosť na výstupe intruzívneho komplexu. Prejavuje sa zákonným priestorovým usporiadaním zón, tvorených určitými novovzniknutými asociáciami minerálov okolo prívodových ciest, ktoré majú v intruzívnom komplexe prepojenie na hlbinné magmatické zdroje.

V hydrotermálnej oblasti Podpolomu boli na základe asociácií sekundárnych minerálov vyčlenené nasledovné zóny premenených hornín:

- zóna sekundárnych kvarcitov,
- zóna argilizovaných sekundárnych kvarcitov,
- zóna argilizovaných hornín,
- zóna propylizovaných hornín.

Sekundárne kvarcify predstavujú centrum hydrotermálnej činnosti. Telesá sekundárne kvarcitov sa formovali okolo prívodových ciest, ktorými hydrotermálne roztoky vystupovali k povrchu a stali sa základom pre zonálne usporiadanie ďalších zón premenených hornín, v závislosti na charaktere vystupujúcich roztokov.

Priestorové usporiadanie zón prirodzene nie je ideálne. Je podmienené predovšetkým aktivitou hydroterm i štruktúrnymi a hydrogeologickými podmienkami prostredia. V centrálnych zónach hydrotermálnej činnosti sa neprejavuje vplyv zloženia pôvodných hornín na zloženie roztokov. Tento sa začína intenzívnejšie uplatňovať až vo vonkajších zónach.

V hydrotermálnej oblasti Podpolomu sú dve telesá sekundárnych kvarcitov obklopené pásom argilizovaných sekundárnych kvarcitov.

Okolo telies sekundárnych kvarcitov a argilizovaných sekundárnych kvarcitov je vytvorená zóna intenzívnej argilizácie. Sú v nej zastúpené asociácie ílových minerálov, kremeňa s alunitom, pyrofyliťom a diasporom, a to:

- alunit-kremeň-kaolinit-rudné minerály (\pm illit),
- pyrofyliť-diaspor-alunit-kremeň-rudné minerály (\pm illit, kaolinit).

Smerom k vonkajšiemu okraju zóny argilizácie sa asociácie minerálov menia. Prevládajú asociácie:

- kaolinit-illit-chlorit-rudné minerály (\pm kremeň),
- halloyzit-illit-chlorit-rudné minerály (\pm kremeň),
- montmorillonit-illit-chlorit-rudné minerály (\pm kremeň),
- montmorillonit-illit-kaolinit-rudné minerály (\pm kremeň),

Pyrofyliť, diaspor a alunit sú menej rozšírené. Zastúpenie kremeňa a cristobalitu je nepravidelné.

Pestré asociácie minerálov v zóne argilizácie sú výsledkom prekrývania sa premien v dôsledku opakovaných látkových prínosov hydrotermami. Môžu byť

ovplyvnené oxidačnými procesmi, ktoré začali pôsobiť na povrchu hydrotermálne premenených hornín ešte počas doznievania hydrotermálnych procesov. Majú charakter naložených procesov.

Na argilizovaných horninách je vyvinutá kôra sírnokyslého zvetrávania. Vo zvetralinách na propylitizovaných horninách produkty sírnokyslého procesu neboli potvrdené. Asociácie minerálov argilizovaných hornín môžu obsahovať aj produkty hypergénnych procesov.

V zóne propylitizovaných hornín je evidentné znižovanie intenzity premeny k vonkajšiemu okraju zóny. Široké uplatnenie majú horniny so strednou intenzitou propylitizácie s faciou chloritovo-sericitovo-pyritovou. Slabá intenzita propylitizácie sa prejavuje vo vonkajšom pásme zóny. Zastúpená je chloritovo-karbonátovo-zeolitovou faciou. V zóne propylitizácie sa koncentrujú prvky vnesené z vnútorných zón premeny (Mg, Fe, Ca). Vápnik sa koncentruje vo vonkajšej časti zóny propylitizácie (prejavy karbonatizácie a slabej zeolitizácie). Zistená zeolitizácia má mineralogický význam.

Pri premenách hornín došlo k výraznej zmene ich minerálneho aj chemického zloženia. Výsledky chemických analýz sú v zhode s mineralogickými rozbormi.

V podmienkach kyslého prostredia sa Si, Al, Ti, Fe vyznačujú slabou migráciou. Dochádza k vyluhovaniu ostatných hlavných zložiek. K zníženiu intenzity odnosu prvkov dochádza vo vonkajšej časti zóny argilizácie súhlasne s postupnou neutralizáciou roztokov. Prvky vnesené z vnútorných zón sa začínajú intenzívnejšie uplatňovať pri tvorbe sekundárnych minerálov v zóne propylitizácie (Mg, K, čiastočne Fe, Na). Ca sa uplatňuje pri tvorbe minerálov v okrajových častiach zóny propylitizácie.

Pri sledovaní obsahu mikroprvkov je zrejماً väzba väčšiny sledovaných prvkov na ílové minerály. Len u vanádu a bárya je zaznamenaný výnos z premenenej zóny. V propylitizovaných horninách je obsah mikroprvkov takmer zhodný s ich zastúpením v čerstvých horninách.

V horninách premeneného pásma bolo na základe petrografického skúmania, RTG- a DT- analýz, sledovaním morfológie minerálov v SEM identifikovaných 30 sekundárnych minerálov: kremeň, opál, cristobal, kaolinit, halloyzit, dickit, illit, sericit, chlorit, montmorillonit, pyrofytil, diaspor, alunit, pyrit, goethit, maghemit, jarozit, aluminit, alunogén, kalcit, siderit, chabazit, alofán, zunit, fluorit, turmalín, rutil, biotit, aktinolit, rýdza síra.

Výsledky prejavov rudnej mineralizácie v premenených horninách zhodnotila E. ROJKOVIČOVÁ (in J. ŠTOHL et al. 1981). V oblasti Podpolomu nebola zistená výraznejšia rudná mineralizácia.

Z hľadiska výskytu netradičných surovín hliníka je zaujímavá prítomnosť alunitizovaných hornín s maximálnym obsahom Al_2O_3 36,28 %. Horniny s pyrofytilom a diasporom dosahujú koncentráciu Al_2O_3 v telesách silicitov nad 50 % (M. MARKOVÁ in J. ŠTOHL et al. 1981). V zóne argilizovaných hornín oblasti Podpolomu dosahujú maximálne obsahy 30,56 % Al_2O_3 .

Literatúra

- AČIKGJOZJAN, S. O. 1974: Analýz paragenezisov mineralov vtoričných kvarcitov Tangzutskeho i Čibuchlinského mestoroždenija Armenskej SSR. Magmatizm i metalogenija ASSR, vyp. 7, Izd. AN ASSR, 101—104.
- ČUCHROV, F. V. — JERMILOVA, L. P. — GORŠKOV, A. I. — ZVJAGIN, B. B. 1975: Gipergennyj magnetit i maggemit: Gipergennyje oksidy železa v geologičeskich processach. Izd. Nauka, Moskva, 85—90.
- ČURLÍK, J. — FORGÁČ, J. 1983: Prejavy sirnokyslého zvetrávania vo vulkanických komplexoch pohoria Vtáčnik. Geol. Práce, Správy 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—217.
- FORGÁČ, J. — KUPČO, G. 1974: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochem., lož. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137—215.
- FORGÁČ, J. — BRLAY, A. 1981: Geochémia premenených hornín neovulkanitov komplexu Vtáčnika. Mineral. slovac 13, Bratislava, 337—349.
- GARRELS, R. M. — MACKENZIE, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. Norton, New York, 1—270.
- KAŠKAJ, M. A. 1970: Alunity, ich genezis i ispozovanie. Izd. Nedra, Moskva, 1—312.
- KONEČNÝ, V. — MIHALIKOVÁ, A. 1972: Vyhodnotenie štruktúrno-geologického vrtu GK-7 (Stará Huta). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v M 1:25 000, listy Zvolenská Slatina a Detva. Geofond, Bratislava.
- KOSTOV, I. 1971: Mineralogia, Izd. Moskva, 1—548.
- MARKOVÁ, M. — ŠTOHL, J. 1978: Niektoré poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka-Vigfašská Huta. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochem., metalog. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—144.
- NABOKO, S. I. 1962: Uslovija sovremennogo gidrotermalnogo metamorfizma vulkaničeskich porod. Sov. geol. 1, Moskva, 99—114.
- NABOKO, S. I. 1974: Aspekty gidrotermalnoj problemy. Bjuulletin vulkanologičeskich stancij. 50, Nauka, Moskva, 112—118.
- NABOKO, S. I. 1974: Vulkanizm, gidrotermalnyj process i rudoobrazovanie. Izd. Nedra, Moskva, 124—132.
- PERELMAN, A. I. 1968: Geochimija epigenetičeskich processov. Nedra, Moskva, 1—330.
- SMIRNOV, S. S. 1955: Zona okislenija sulfidnych mestoroždenij. Izd. AN SSSR, Moskva-Leningrad, 1—330.
- ŠTOHL, J. 1980: Metalogenéza stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTOHL, J. — KONEČNÝ, V. — MIHALIKOVÁ, A. — MARKOVÁ, M. — ŽÁKOVÁ, E. — ROJKOVIČOVÁ, E. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTOHL, J. — MARKOVÁ, M. — ŽÁKOVÁ, E. 1983: Silicifikácia a argilitizácia solfatárovej formácie. Konferencie, sympóziá, semináre. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—176.
- TAYLOR, H. P. 1974: The application of oxygen and hydrogen isotoppe studies to problems of hydrothermal alternation and ore deposition. Economic geology, 69, 843—883.
- ZAVARZIN, G. A. 1967: Železobakterii na vulkanoch ostrova Kunašir. Sbor. Biologija avtotrofných mikroorganizmov. Izd. MGU, Moskva, 89—96.
- ŽÁKOVÁ, E. 1982: Mineralógia premenených hornín centrálnej zóny Javoria — obl. Podpolom. Geofond, Bratislava.

Volcanic rock alteration in the Podpolom area in the Javorie Mts.

Summary

The central volcanic zone of the Javorie Mts., built of rocks of the formations Blýskavica, Rohy and an intrusive complex, is covered with a hydrothermally altered belt, in which five areas of intensive hydrothermal alterations have been defined (J. ŠTOHL et al. 1981). In the paper, results of mineralogical and geochemical studies of the altered products of the younger stage and their zonal pattern in the Podpolom hydrothermal area are dealt with.

In the Podpolom area are two bodies of secondary quartzites and argillized secondary quartzites that are regarded as a centre of the hydrothermal activity. Around the secondary quartzite and argillized secondary quartzite bodies is a zone of intensive argillization. Assemblages of clay minerals, quartz with alunite, pyrophyllite with diaspore are present in it:

- alunite-quartz-kaolinite-ore minerals (\pm illite),
- pyrophyllite-diaspore-alunite-quartz-ore minerals (\pm illite, kaolinite).

Towards the outer margin of the zone, the mineral assemblages change and the following ones prevail:

- kaolinite-illite-chlorite-ore minerals (\pm quartz),
- halloysite-illite-chlorite-ore minerals (\pm quartz),
- montmorillonite-illite-chlorite-ore minerals (quartz),
- montmorillonite-illite-kaolinite-ore minerals (\pm quartz).

Pyrophyllite, diaspore and alunite are less abundant. Quartz and cristobalite occurrences are irregular.

Variagated mineral assemblages in the zone of argillization result from overlapping of individual alterations that in turn was caused by repeated bringing of material by hydrothermal solutions. They are significantly influenced by oxidation processes.

A crust of sulphur-acid weathering is developed on the argillized rocks. In weathered propylitized rocks such products of the sulphur-acid process have not been proved.

In the zone of propylitized rocks is an evident decrease in the alteration intensity towards the outer margin of the zone. Rocks of medium propylitization intensity in the chlorite-sericite-pyrite facies are wide-spread. A weak propylitization intensity occurs in the outer belt of the zone. It is represented by the chlorite-carbonate-zeolite facies. Elements brought from the inner zones of the alteration concentrate in the zone of propylitization.

In the rocks of the altered belt, 31 secondary minerals have been identified on the basis of petrographic study, X-ray and thermic analyses, study of mineral morphology by an electron scanning microscope.

Explanations to Plates III—VIII

Plate III

- 1 KŠ-23 drillhole, 73.5 m. Intensively propylitized andesite porphyry. Chlorite replacing the matrix has a finespherulitic arrangement. NX, magn. 225 \times .
- 2 KŠ-23 drillhole, 73.5 m. Detail of chloritized matrix. Magn. 945 \times .
- 3 KŠ-23 drillhole, 78.5 m. High-temperature biotitization manifestations. N//, magn. 225x.
- 4 KŠ-24 drillhole, 40.8 m. Skeleton-shaped forms of rutile that have originated from an original ore mineral in an intensively hydrothermally altered volcanic rock. The surrounding matrix is silicified and pyritized.

Plate IV

- 1 KŠ-26 drillhole, 12.8 m. Propylitized amphibole-pyroxene andesite. The matrix is replaced by a mixture of a clay mineral, quartz and pyrite. Plagioclases are replaced in zones by a clay

- mineral and quartz. Allophane with chlorite make up the filling of the hollow. Dark minerals are replaced by pyrite and chlorite. N//, magn. 225 ×.
- 2 KŠ-20 drillhole, 49.4 m. Propylitized diorite porphyry. The alteration follows original plagioclase zones. It is replaced by carbonate, quartz, kaolinite, limonite NX, magn. 225 ×.
 - 3 KŠ-19 drillhole, 21.9 m. Intensively argillized rock consists of fine-grained pyrophyllite, alunite tables and small diasporite and pyrite crystals. NX, magn. 225 ×.
 - 4 KŠ-19 drillhole, 21.9 m. Detail of an argillized rock. N//, magn. 945 ×.

Plate V

- 1 KŠ-19 drillhole, 2.8 m. Idiomorphic quartz crystal with growth lines and feldspar replaced by a clay mineral. Magn. 450 ×.
- 2 KŠ-19 drillhole, 2.8 m. Detail. Magn. 1000 ×.
- 3 KŠ-16 drillhole, 22.9 m. Assemblage kaolinite, alunite, quartz. Fraction under 2 μm. Magn. 10 000 ×.
- 4 KŠ-24 drillhole, 17.8 m. Replacement of plagioclase by a clay mineral. Rock fragment. Magn. 200 ×.
- 5 KŠ-24 drillhole, 24.8 m. Assemblage chlorite, halloysite, quartz. Fraction under 2 μm. Magn. 500 ×.
- 6 KŠ-24 drillhole, 24.8 m. Halloysite tubes. Fraction under 2 μm. Magn. 2500 ×.

Plate VI

- 1 KŠ-21 drillhole, 15.2 m. Assemblage montmorillonite, illite, chlorite. Fraction under 2 μm. Magn. 4000 ×.
- 2 KŠ-21 drillhole, 9.2 m. Montmorillonite, chlorite. Fraction under 2 μm. Magn. 5000 ×.
- 3 KŠ-16 drillhole, 6.5 m. Assemblage kaolinite, illite, alunite. Fraction under 2 μm. Magn. 4500 ×.
- 4 KŠ-20 drillhole, 24.8 m. Manifestations of matrix chloritization observed on a rock fragment. Magn. 1500 ×.
- 5 KŠ-20 drillhole, 24.8 m. Manifestations of chloritization, detail. Rock fragment. Magn. 3000 ×.
- 6 KŠ-20 drillhole, 25.3 m. Matrix chloritization. Rock fragment. Magn. 10 000 ×.

Plate VII

- 1 KŠ-16 drillhole, 22.9 m. Assemblage alunite with quartz. Fraction under 2 μm. Magn. 350 ×.
- 2 KŠ-16 drillhole, 22.9 m. Alunite tables. Rock fragment. Magn. 6000 ×.
- 3 KŠ-19 drillhole, 32.5 m. Pyrophyllite aggregate. Fraction under 2 μm. Magn. 250 ×.
- 4 KŠ-19 drillhole, 32.5 m. Pyrophyllite with kaolinite. Fraction under 2 μm. Magn. 4000 ×.
- 5 KŠ-24 drillhole, 42.3 m. Assemblage chlorite, feldspar, diasporite. Fraction under 2 μm. Magn. 1200 ×.
- 6 KŠ-24 drillhole, 42.3 m. Detail of diasporite. Fraction under 2 μm. Magn. 4000 ×.

Plate VIII

- 1 KŠ-17 drillhole, 21.2 m. Goethite grain. Fraction 0.25—0.1 mm. Magn. 340 ×.
- 2 KŠ-22 drillhole, 5.8 m. Mineral replaced by goethite. Rock fragment. Magn. 200 ×.
- 3 KŠ-18 drillhole, 25.8 m. Pyrite aggregate. Fraction 0.1—0.25 mm. Magn. 600 ×.
- 4 KŠ-23 drillhole, 73.5 m. Pyrite pseudomorph after a dark mineral. Rock fragment. Magn. 250 ×.
- 5 KŠ-17 drillhole, 2.5 m. Maghemite grains. Fraction 0.1—0.25 mm. Magn. 100 ×.
- 6 KŠ-17 drillhole, 2.5 m. Detail of a maghemite grain. Fraction 0.1—0.25 mm. Magn. 1000 ×.

Translated by E. Böhmer.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám III—VIII

Tab. III

- 1 Vrt KŠ-23/73,5 m. Intenzívne propylitizovaný andezitový porfýr. Chlorit nahradzujúci základnú hmotu má drobnosférolitické usporiadanie. NX, zväčš. 225 ×.

- 2 Vrt KŠ-23/73,5 m. Detail chloritizovanej základnej hmoty. Zväčš. 945 ×.
- 3 Vrt KŠ-23/78,5 m. Prejavy vysokotermálnej biotitizácie. N//, zväčš. 225 ×.
- 4 Vrt KŠ-24/40,8 m. Z pôvodného rudného minerálu sa v intenzívne hydrotermálne premenenom vulkanite vytvorili kostrovité tvary tvorené rutilom. Okolná hmota je silicifikovaná a pyritizovaná.

Tab. IV

- 1 Vrt KŠ-26/12,8 m. Propylitizovaný amfibolicko-pyroxenický andezit. Základná hmota je nahradená zmesou ílového minerálu, kremeňa a pyritu. Plagioklasy sú po zónach zatlačené ílovým minerálom a kremeňom. Alofán s chloritom tvorí výplň dutiny. Tmavé minerály nahrádza pyrit s chloritom. N//, zväčš. 225 ×.
- 2 Vrt KŠ-20/49,4 m. Propylitizovaný dioritový porfýr. Premena sleduje pôvodné zóny plagioklasu. Je nahradený karbonátom, kremeňom, kaolinitom, limonitom, NX, zväčš. 225 ×.
- 3 Vrt KŠ-19/21,9 m. Intenzívne argilizovaná hornina je tvorená drobnozrnným pyrofytilom, tabuľkami alunitu a drobnými kryštálkami diaspóru a pyritu. NX, zväčš. 225 ×.
- 4 Vrt KŠ-19/21,9 m. Detail argilizovanej horniny. N//, zväčš. 945 ×.

Tab. V

- 1 Vrt KŠ-19/2,8 m. Idiomorfný kryštál kremeňa s nárastovými líniami a živec nahrádzaný ílovým minerálom. Zväčš. 450 ×.
- 2 Vrt KŠ-19/2,8 m. Detail. Zväčš. 1000 ×.
- 3 Vrt KŠ-16/22,9 m. Asociácia kaolinit, alunit, kremeň. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 10 000 ×.
- 4 Vrt KŠ-24/17,8 m. Nahrádzanie plagioklasu ílovým minerálom. Úlomok horniny. Zväčš. 200 ×.
- 5 Vrt KŠ-24/24,8 m. Asociácia chlorit, hallozyt, kremeň. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 500 ×.
- 6 Vrt KŠ-24/24,8 m. Trubičky hallozytu. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 2500 ×.

Tab. VI

- 1 Vrt KŠ-21/15,2 m. Asociácia montmorillonitu, illit, chlorit. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 4000 ×.
- 2 Vrt KŠ-21/9,2 m. Montmorillonit, chlorit. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 5000 ×.
- 3 Vrt KŠ-16/6,5 m. Asociácia kaolinit, illit, alunit. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 4500 ×.
- 4 Vrt KŠ-20/24,8 m. Prejavy chloritizácie základnej hmoty pozorované na úlomku horniny. Zväčš. 1500 ×.
- 5 Vrt KŠ-20/24,8 m. Prejavy chloritizácie, detail. Úlomok horniny. Zväčš. 3000 ×.
- 6 Vrt KŠ-20/25,3 m. Chloritizácia základnej hmoty. Úlomok horniny. Zväčš. 10 000 ×.

Tab. VII

- 1 Vrt KŠ-16/22,9 m. Agregát alunitu s kremeňom. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 350 ×.
- 2 Vrt KŠ-16/22,9 m. Tabuľky alunitu. Úlomok horniny. Zväčš. 6000 ×.
- 3 Vrt KŠ-19/32,5 m. Agregát pyrofytilu. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 260 ×.
- 4 Vrt KŠ-19/32,5 m. Pyrofytil s kaolinitom. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 4000 ×.
- 5 Vrt KŠ-24/42,3 m. Asociácia chlorit, živec, diaspór. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 1200 ×.
- 6 Vrt KŠ-24/42,3 m. Detail diaspóru. Frakcia pod 2 µm. Zväčš. 4000 ×.

Tab. VIII

- 1 Vrt KŠ-17/21,2 m. Zrno goethitu. Frakcia 0,25—0,1 mm. Zväčš. 340 ×.
- 2 Vrt KŠ-22/5,8 m. Minerál nahradený goethitom. Úlomok horniny. Zväčš. 200 ×.
- 3 Vrt KŠ-18/25,8 m. Agregát pyritu. Frakcia 0,1—0,25 mm. Zväčš. 600 ×.
- 4 Vrt KŠ-23/73,5 m. Pseudomorfoza pyritu po tmavom minerále. Úlomok horniny. Zväčš. 260 ×.
- 5 Vrt KŠ-17/2,5 m. Zrná maghemitu. Frakcia 0,1—0,25 mm. Zväčš. 100 ×.
- 6 Vrt KŠ-17/2,5 m. Detail zrna maghemitu. Frakcia 0,1—0,25 mm. Zväčš. 1000 ×.

Foto K. Šebor

Ivan Repčok — Michal Kaličiak — Zoltán Bacsó

Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu

1 obr., anglické resumé

Abstract. Some volcanics of eastern Slovakia have been dated by the fission track method. The Slanské vrchy Mts.: rhyolites on the periphery — Upper Badenian, andesites and diorite porphyrites of the upper structure — Middle to Upper Sarmatian, dacites-rhyodacites of the upper structure — Upper Sarmatian. The Vihorlat Mts.: andesites and diorite porphyrites of the third intermediate formation — Upper Sarmatian. The Zemplínske vrchy Mts.: rhyolite — Upper Badenian and rhyodacite — Middle Sarmatian.

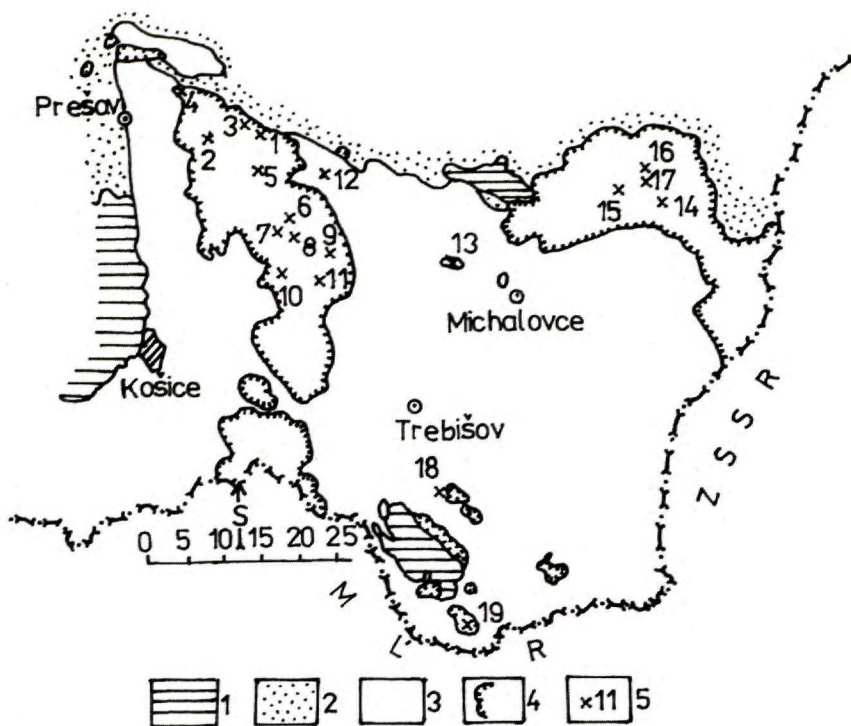
Metódou stôp po štiepení uránu (ďalej len FT-metóda), popísanou v ČSSR okrem iných I. REPČOKOM (1977), boli datované niektoré vulkanické horniny Slanských vrchov, Vihorlatu a Zemplínskych vrchov. Na výpočet veku bola použitá konštanta pre $^{238}\text{U} = 6,85 \cdot 10^{-17} \cdot \text{rok}^{-1}$. Výsledky datovania FT-metódou budú podané podľa jednotlivých pohorí so stručnou geologickou charakteristikou, vychádzajúc z geologickej stavby Slanských vrchov (M. KALIČIAK 1980), Vihorlatu (Z. BACSÓ 1979), Zemplínskych vrchov (J. TÖSZÉR — K. EGYÜD 1982 a D. VASS 1977), a podľa dostupných biostratigrafických údajov.

Slanské vrchy

Pri charakteristike vývoja vulkanizmu Slanských vrchov budeme vychádzať z práce M. KALIČIAKA — R. ĎUŽU — E. KALIČIAKOVEJ — J. TÖSZÉRA (1981).

Vulkanická činnosť v tejto oblasti prebiehala od spodného miocénu do vrchného bádenu pod vplyvom kompresných tlakov a bočného stláčania neogénneho sedimentačného priestoru; mala výhradne kyslý ryolitový charakter a vysoký stupeň explozivnosti. Vo vrchnom bádene nastala mobilizácia intermediárnej andezitovej magmy. V miestach križovania hlavných zlomových systémov sa produkty rezervoárov dostali do podpovrchových úrovní, pričom vznikli rozsiahle vulkanoplutonické aparáty: zlatobanský, Makovica, Strechov, Bogota a Veľký Milíč. V každom z týchto aparátov vyčleňujú vyššie spomenutí autori centrálnu vulkanickú zónu, ktorá je vo svojom jadre intrudovaná subvul-

RNDr. I. Repčok, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava, RNDr. M. Kaličiak, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 51 Košice, RNDr. Z. Bacsó, CSc., Geologický prieskum, Košice



Obr. 1 Situačná mapa vulkanitov východného Slovenska a lokalizácia vzoriek analyzovaných metódou F/T.

1 — predterciérne jednotky (nečlenené); 2 — paleogén (nečlenený); 3 — sedimenty neogénu (nečlenené); 4 — hranice vulkanitov vystupujúcich na povrch; 5 — miesta odberu vzoriek s číslom uvedeným v texte.

kanickým telesom alebo telesami dioritového zloženia. Charakteristickou črtou intermediárneho subsekvntného vulkanizmu je jeho etapovitosť a stupeň diferenciácie andezitovej magmy so širokou škálou komagmatických efuzívno-explozívnych, extruzívnych a intruzívnych komplexov.

V ďalšom budeme postupovať podľa jednotlivých vulkanoplutonických aparátov, z ktorých boli datované vzorky FT-metódou.

Zlatobanský vulkanický aparát

M. KALIČIAK (1979 in 1980) podľa štruktúrno-tektonických podmienok vzniku neogénneho vulkanizmu, jeho časového vývoja, petrografického charakteru, podľa foriem vulkanických telies a geologickej pozície zlatobanského vulkanického aparátu vyčlenil spodnú a vrchnú štruktúrnu etáž.

Spodnú štruktúrnu etáž tvoria komplexy ryolitových vulkanoklastík a sedimentov obdobia spodný miocén — vrchný báden.

Vrchnú štruktúrnú etáž tvoria produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu a komagmatický intruzívny komplex dioritových porfyritov. Vulkanická činnosť prebiehala vo vrchnom bádene až spodnom panóne s diferenciacným trendom od bázickejších po kyslejšie členy. Postupne eruptovali pyroxenické, amfibolické a biotitické andezity a napokon ryodacity (M. KALIČIAK 1980, R. ĎUĎA et al. 1981). V priebehu vulkanickej činnosti sa vytvorila kolapsová štruktúra (centrálna), preniknutá rojom žilných telies dioritových porfyritov, s ktorou sa kryje tiažová anomália (L. POSPÍŠIL — M. KALIČIAK 1979). Vo vrchnej štruktúrnej etáži vyčleňuje M. KALIČIAK (1977) štyri etapy, v súvislosti s ktorými prebiehali synchronne aj zrudňovacie procesy (M. KALIČIAK — R. ĎUĎA 1981).

V prvej etape vývoja intermediárneho vulkanizmu vo vrchnom bádene až spodnom sarmate mal vulkanizmus explozívno-efuzívny charakter s erupciou pyroxenických andezitov. Sem zaraďuje M. KALIČIAK (1980) pyroxenický andezit z kameňolomu západne od Zamutova, datovaný K/Ar-metódou na $13,9 \pm 1,1$ mil. rokov (J. SLÁVIK et al. 1976). O existencii intermediárneho vulkanizmu už vo vrchnom bádene svedčí aj prítomnosť fragmentov andezitov v biostratigraficky datovanom vrchnobádenskom kľčovskom súvrství (J. SLÁVIK — J. TÖSZÉR 1973).

V druhej etape po období dočasného vulkanického pokoja sa v strednom sarmate obnovila vulkanická činnosť opäť pyroxenickými andezitmi. Tieto andezity boli doposiaľ K/Ar-metódou datované: pyroxenický andezit z Tuhrinej (AAD-24) na 12,2 mil. rokov (J. SLÁVIK et al. 1976), pyroxenický andezit pri obci Lesíček na 12,05 (13-1086) a pyroxenický andezit jv. od Žehne na 11,95 (14-1087) miliónov rokov. Tieto dva posledné údaje publikoval D. ĎURICA et al. (1978). Andezitový vulkanizmus druhej etapy v závere sprevádzajú komagmatické intruzívne telesá dioritového zloženia a do tektonicky oslabených zón vnikajú apofýzy v podobe žilných telies dioritových porfyritov. Tieto telesá spôsobili výrazné kontaktnometamorfné premeny v horninách spodnej štruktúrnej etáže a je s nimi spájaný vznik Fe-skarnovej a časti polymetalickej mineralizácie (M. KALIČIAK — R. ĎUĎA 1981).

V tretej etape vývoja ide o acidnejšie členy intermediárneho andezitového vulkanizmu. Sú to amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické andezity s komagmatickými intruzívnymi telesami pyroxenicko-amfibolických dioritových porfyritov, ktoré intrudovali jednak v oblasti centrálnej zóny aparátu, ale i v oblasti periférnej severovýchodnej časti vulkanického aparátu.

S intrúziami dioritových porfyritov v centrálnej časti aparátu je spájaná najmä polymetalická, antimónová, ortuťnato-arzénová, opálová ale i vyššie termálna Cu-Mo-mineralizácia (M. KALIČIAK — R. ĎUĎA 1981).

V práci D. ĎURICU et al. (1978) je datovaná K/Ar-metódou vzorka dioritu-porfyritu z lokality Maglovec (30-1093) na 12,1 mil. rokov.

I. REPČOK (in J. KANTOR et al. 1984) datoval FT-metódou 4 vzorky:

— dioritový porfyrit z intrúzie 850 m sz. od kóty Oblík (932,0), jz. od Petroviec — $12,2 \pm 0,4$ mil. rokov (1);

— dioritový porfyrit z dajky v údolí potoka Šťavica pri prameni kyselky, 200 m j. od kóty 577,0 z. od Zlatej Bane — $12,2 \pm 0,4$ mil. rokov (2);

— dioritový porfyrit z kameňolomu jz. od Petroviec, 250 m jv. od kóty Hrb (579,0) — $12,1 \pm 0,4$ mil. rokov (3);

— dioritový porfyrit z kameňolomu Maglovec, v. od V. Šebastovej — $12,1 \pm 0,3$ mil. rokov (4).

V práci D. ĎURICU et al. (1978) boli K/Ar-metódou datované vzorky pyroxenických andezitov, ktorých príslušnosť k tretej etape vývoja nie je celkom jasná:

— pyroxenický andezit z Tancošky (39-1102) na 11,85 mil. rokov;

— andezit z lomu Hradová pri Kokošovciach (25-1088) na 11,95 mil. rokov;

— pyroxenický andezit Čiernej Hory, jv. od Prešova (27-1090) na 11,95 mil. rokov;

— andezit z kóty Nozger, jv. od Zlatej Bane (29-1092) na 12,05 mil. rokov.

Nové datovania pomocou FT-metódy rozširujú počet datovaní hornín intruzívneho komplexu a sú v dobrej zhode s predpokladaným strednosarmatským vekom aj s rádiometrickými údajmi v prácach D. ĎURICU et al. (1978) a D. VASSA et al. (1978). FT-metódou, s ohľadom na jej presnosť, nebude možné rozlíšiť vekovo blízke horniny druhej a tretej etapy.

V štvrtej etape prenikli na povrch v oblasti Dubníka najacidnejšie členy diferenciačného radu pyroxenicko-amfibolicko-biotitických andezitov. Na základe rádiometrického veku týchto hornín — $10,0 \pm 1,0$ mil. rokov, spomenutého v práci J. SLÁVIKA et al. (1976) — písomná správa Dr. Arakeljanza Dr. Konečnému), zaraďuje M. KALIČIAK (1980) vulkanickú činnosť v štvrtej etape do spodného panónu. Z oblasti Dubníka sú známe ďalšie datovania: andezit z vrtu Z1-B-10, hĺbka 184 m — K/Ar datovanie na $8,0 \pm 0,3$ mil. rokov (J. SLÁVIK et al. 1976) a andezit až dacit z vrtu Z1-B-22 — FT-metóda na biotite — $9,2 \pm 0,8$ mil. rokov (I. REPČOK 1976). I. REPČOK (1984) datoval FT-metódou pyroxenicko-amfibolický andezit až dacit z vrtu DS-3 (z hĺbky 25 m), 500 m jz. od kóty Dubník (vrt GP Spišská Nová Ves) na biotite $10,6 \pm 0,6$ mil. rokov (5), z kolekcie M. Kaličiaka. Tento údaj zodpovedá rozhraniu vrchný sarmat — spodný panón. So záverečným štádiom štvrtej etapy sa spája vznik markazitovej a opálovej mineralizácie (M. KALIČIAK — R. ĎUĎA 1981). Pretiahnutý tvar stôp po štiepení uránu v biotitoch indikuje zvýšenú prítomnosť prchavých zložiek pri vzniku andezitov až dacitov tejto etapy vývoja danej oblasti (I. REPČOK 1976, 1984 in J. KANTOR et al. 1984).

Vulkanoplutonický aparát Makovica

Vulkanoplutonický aparát Makovica členia M. KALIČIAK — J. TÖSZÉR (1981) podobne ako zlatobanský na štyri etapy. Dospelal boli z tohto aparátu datované K/Ar metódou 2 vzorky:

— pyroxenický andezit (19-1082) z kameňolomu od Kecerovského Lipovca na 11,95 mil. rokov;

— pyroxenický andezit (13-1076) od obce Vechec, z. od Vranova na 11,85 mil. rokov (D. ĎURICA et al. 1978).

Tieto datovania boli dokladom paralelizácie vulkanoplutonických aparátov Slanských vrchov (P. GRECULA — M. KALIČIAK — I. VARGA 1977; M. KALIČIAK — J. TÖSZÉR 1981) potvrdené i geofyzikálnymi prácami (L. POSPÍŠIL — M. KALIČIAK 1979, M. FILO — L. POSPÍŠIL 1981). V tomto článku predkladáme tri nové FT-datovania hornín vulkanoplutonického aparátu Makovice (I. REPČOK 1984 in J. KANTOR et al. 1984) z kolekcie M. Kaličiaka:

— pyroxenicko-amfibolický andezit zo subvulkanického telesa 2 km jv. od kóty Menší vrch (944,0), jz. od Juskovej Vole, na amfibole — $12,5 \pm 0,6$ mil. rokov (6);

— amfibolicko-pyroxenický andezit z lávového prúdu k. Makovica (980,5), v. od Kecer. Lipovca na amfibole — $11,2 \pm 0,6$ mil. rokov (7);

— biotitický ryolit až ryodacit z dajky 1,5 km sv. od kóty Čeršina (897,0), jz. od Juskovej Vole (z vrtu KSM-18 z hĺbky 100 m) na biotite — $10,7 \pm 0,6$ mil. rokov (8), predĺžený tvar stôp po štiepení uránu v tejto vzorke indikuje vyšší obsah prchavých zložiek.

Nové FT-datovanie hornín z vulkanoplutonického aparátu Makovice podporujú zhodu so zlatobanským aparátom, spomínanú vyššie.

Vulkanoplutonický aparát Strechov

Z vulkanoplutonického aparátu Strechov bolo známe doposiaľ K/Ar-datovanie pyroxenického andezitu, západne od Dargova (15-1078) 12,35 mil. rokov (D. ĐURICA et al. 1978). V tomto článku predkladáme nové FT-datovanie hornín aparátu Strechov (I. REPČOK 1984 in J. KANTOR et al. 1984) z kolekcie M. Kaličiaka:

— amfibolicko-pyroxenický andezit z intruzívneho telesa v Cabovskom potoku, 750 m jjv. od kóty Mazolín (649,1), z. od Cabova, na amfibole $12,3 \pm 0,5$ mil. rokov (9);

— pyroxenicko-amfibolický andezit z lávového prúdu 200 m v. od kóty 572,5 v. od obce Herľany na amfibole $11,2 \pm 0,4$ mil. rokov (10);

— pyroxenicko-amfibolicko-biotitický andezit z lávového prúdu 750 m jv. od Bieleho vrchu (717,9) s. od Dargova na amfibole $11,1 \pm 0,5$ mil. rokov (11).

Tieto datovania potvrdzujú príbuznosť vulkanoplutonických aparátov Slanských vrchov.

Na tomto mieste považujeme za vhodné spomenúť FT-datovanie ryolitu z lomu západne od obce Soľ (z kolekcie M. Kaličiaka) na biotite — $14,2 \pm 0,7$ mil. rokov (12), čo možno považovať za doklad existencie vrchnobádenského ryolitového vulkanizmu v danej oblasti.

Vihorlat

Na základe poznatkov z geologického mapovania, rádiometrických údajov (J. SLÁVIK et al. 1976, D. ĐURICA et al. 1978, D. VASS et al. 1978) a z geofyzikál-

nych a vrtných prác navrhol Z. BACSÓ (1979) nové členenie vulkanitov Vihorlatu. Vcelku vyčlenil štyri etapy magmatizmu (vulkanizmu) s piatimi formáciami. V každej formácii rozlišuje (v prípade úplného vývoja) vulkanosedimentárny, efuzívno-explozívny a subvulkanický komplex. Podľa tohto členenia budeme podávať FT-datovania z oblasti Vihorlatu.

Úvodná acidná formácia

Úvodná acidná formácia je produktom prvej etapy neogénneho magmatizmu a je tvorená explozívny a subvulkanickým komplexom.

Explozívny komplex

je tvorený jemnozrnnými ryolitovými tufmi, ktoré boli eolicky uložené do morského prostredia. Pri Nižnom Hrabovci, Borole a Oreskom je zaraďovaný na základe paleontologických kritérií do spodného bádenu (J. SLÁVIK 1964, V. GAŠPARIKOVÁ — J. SLÁVIK 1967). K/Ar-datovanie hrabovských tufov poskytlo údaje o vekoch ich posarmatských premien (G. P. BAGDASARJAN — J. SLÁVIK — D. VASS 1971, J. SLÁVIK et al. 1976).

Subvulkanický komplex

je tvorený kopulovitými a dajkovými telesami ryodacitov a ryolitov od Beňatiny, Michaloviec, Lesného a Merníka. Doposiaľ boli známe datovania K/Ar ryolitov z týchto lokalít: Hrádok pri Michalovciach-14,3 a Lesné 15,2 mil. rokov (G. P. BAGDASARJAN — J. SLÁVIK — D. VASS 1971); Hrádok pri Michalovciach — $10,9 \pm 3,3$ mil. rokov, Lesné — $14,0 \pm 2,2$ mil. rokov a Merník — $13,2 \pm 3,0$ mil. rokov (B. V. MERLIČ — S. M. SPITKOVSKAJA in D. VASS et al. 1978).

I. REPČOK (1977) na smolku z lokality Merník zistil FT-metódou vek $13,3 \pm 1,2$ mil. rokov. Zo skúmania hustoty a veľkosti spontánnych a indukovaných stôp po štiepení uránu bolo zistené, že smolok bol pred 10,8 mil. rokov intenzívne prehriaty a pred 4,8 mil. rokov sa dostal do podmienok tepelnej stability spontánnych stôp po štiepení uránu. Na dôsledky tepelného účinku na ryolity upozorňuje M. KALIČIAK (1980) a na mladé hydrotermálne procesy E. KALIČIAKOVÁ (1979).

Vzhľadom na rôzne výsledky datovania ryolitu z lokality Lesné bol FT-metódou datovaný biotit z toho istého ryolitu (z kolekcie M. KALIČIAKA) na $14,2 \pm 0,4$ mil. rokov (13). Na tomto mieste považujeme za vhodné spomenúť ďalšie datovanie z tej istej práce (I. REPČOK 1984 in J. KANTOR et al. 1984): ryolit pri obci Soľ — $14,2 \pm 0,7$ mil. rokov a obsidián pri obci Hraň (z kolekcie Z. Bacsó) jv. od Trebišova — $14,2 \pm 0,5$ mil. rokov.

Prvá intermediárna formácia

Je spolu s druhou intermediárnou formáciou súčasťou druhej etapy neogénneho magmatizmu.

Efuzívno-explozívny komplex

je tvorený lapilovými tufmi, hruboúlomkovitými pyroklastikami, lávovými prúdmi, lávobrekciami pyroxenických andezitov až andezitov-bazaltov a je doložený týmito K/Ar-datovaniami: pyroxenický andezit od Remetských Hámrov — $17,0 \pm 0,6$ mil. rokov (J. SLÁVIK et al. 1976), andezit, Močidlá pri Vyšnom — Nemeckom $13,0 \pm 2,1$ mil. rokov a 13,8 mil. rokov (D. VASS 1977).

Intermediárny vrchnobádenský vulkanizmus sa prejavil vo všetkých hlavných vulkanických oblastiach východného Slovenska severne od Zemplínskeho ostrova (Z. BACSÓ 1979).

Subvulkanický komplex

je pomerne slabo zastúpený ojedinelými pňovitými a kopulovitými telesami pyroxenického andezitu až dioritového porfyritu na periférii pohoria a subvulkanickými telesami choňkovsko-petrovského typu. Z. BACSÓ (1979) ho považuje za spodno— až strednosarmatský a dokladá K/Ar-datovaním: andezitu až dacitu choňkovsko-petrovského typu (AAD-29) — $11,4 \pm 2,5$ mil. rokov (D. VASS 1977) a pyroxenického andezitu z lomu pri Zemplínskych Hámroch (vz. č. 10-1073) — $11,95 \pm 0,15$ mil. rokov (D. ĎURICA et al. 1978).

Prvú intermediárnu formáciu považuje Z. BACSÓ (1979) za objemovo najrozsiahlejšiu formáciu Vihorlatu, ktorá sa z veľkej časti priestorovo prekrýva s tzv. spodnou vulkanickou etážou Vihorlatu, vyčlenenou J. SLÁVIKOM (1969).

Druhá intermediárna formácia

Táto formácia patrí do druhej etapy magmatizmu Vihorlatu a je objemovo, plošne i časovo menšia než prvá intermediárna formácia (Z. BACSÓ 1979).

Vulkanicko-sedimentárny až explozívny komplex

(t. j. aglomeraticko-tuftická séria) je jediným andezitickým komplexom vihorlatskej oblasti dostatočne biostratigraficky doloženým viacerými vrtnými prácami (Z. BACSÓ 1979). V podloží bol mikropaleontologicky doložený spodný sarmat a v nadloží brakický stredný sarmat (O. JENDREJÁKOVÁ — J. SENEŠ — J. SLÁVIK 1957). Na základe toho zaraďuje Z. BACSÓ (1979) tento komplex do najspodnejšej časti stredného sarmatu, čo je v zhode s K/Ar-datovaniami subvulkanického komplexu druhej intermediárnej formácie.

Subvulkanický komplex

je tvorený kupolovitými telesami amfibolicko-pyroxenického andezitu. Vek tohto komplexu, ktorý tvorí jz. cíp Vihorlatu, dokladá Z. BACSÓ (1979) K/Ar-datovaniami z hanoverského laboratória (D. ĎURICA et al. 1978):

Tabuľka 1 (vek v mil. rokov)

Názov horniny, lokalita	Číslo vzorky	Vek
pyroxenický andezit kameňolom Lancoška	2-1065	11,95 ± 0,15
pyroxenický andezit kameňolom Vinné	3-1066	11,9 ± 0,5
pyroxenický andezit kameňolom Šútová	4-1067	11,7 ± 0,1
pyroxenický andezit Tarnava	5-1068	11,95 ± 0,15

Tieto údaje oprávňujú zaradiť spomínaný subvulkanický komplex do stredného sarmatu. Relatívne mladší vek subvulkanického komplexu dokladá Z. BACSÓ (1979) tým, že leží na hrubých pyroklastických amfibolicko-pyroxenických andezitov a že horniny tohto komplexu uzatvárajú odtrhnuté časti pyroklastík (napríklad v kameňolome Šútová). Na základe poznatkov z mapovania pričleňuje Z. BACSÓ (1979) tieto pyroklastiká vrchnej časti aglomeraticko-tufitickej sérii definovanej M. BRODŇANOM et al. (1959).

Subvulkanické komplexy prvej i druhej intermediárnej formácie vykázali veľmi blízky rádiometrický vek, a preto ich Z. BACSÓ (1979) zaraďuje spolu do druhej etapy intermediárneho magmatizmu Vihorlatu.

Tretia intermediárna formácia

Vulkanicko-sedimentárny komplex

má nepatrné zastúpenie, Z. BACSÓ (1979) ho pokladá za laterálny ekvivalent spodnej uhoľnej série (M. BRODŇAN et al. 1959). Ide o sladkovodné uhľonosné súvrstvie (tufitické íly, tufty, piesčité íly a sliene) z najzápadnejšej časti Vihorlatu, kde tieto sedimenty možno kontinuálne sledovať pod efuzívno-explozívny komplex pyroxenických andezitov (Z. BACSÓ 1979).

Efuzívno-explozívny komplex

tejto formácie leží v nadloží uhľonosného sladkovodného súvrstvia; tvoria ho tufty, tufobrekcie a lávové prúdy pyroxenických andezitov (Z. BACSÓ 1979).

K/Ar-datovania pyroxenického andezitu (AAD-20) z kameňolomu s. od Klokočova udávajú — $11,4 \pm 0,7$ mil. rokov (J. SLÁVIK et al. 1976), pyroxenický andezit (6-1069) z tej istej lokality má — $11,7 \pm 0,1$ mil. rokov a pyroxenický andezit (7-1070) od obce Podhorod — 11,3 mil. rokov (D. ĎURICA et al. 1978).

Subvulkanický komplex

tejto formácie je tvorený pňovitými a kupolovitými telesami pyroxenických dioritových porfyritov až kremitých dioritov a kupolovitými telesami pyroxenických andezitov. Obidve skupiny telies sú z hľadiska epigenetickej mineralizácie dôležitým komplexom.

Na základe vyššie spomenutých údajov zaradil Z. BACSÓ (1979) tretiu intermediárnu formáciu do vrchného sarmatu. V tomto článku predkladáme FT-datovania niektorých hornín tretej intermediárnej formácie z kolekcie Z. BACSÓA: amfibolicko-pyroxenický andezit (V-2345) z dajky asi 2,5 km na VSV od pily v Remetských Hámroch, 570 m v. od kóty 528,9 na amfibole $11,3 \pm 0,7$ mil. rokov (14); augiticko-amfibolický andezit (V-1433) z dajky 1680 m jjz. od kóty Vihorlat (1075,5), na amfibole $11,3 \pm 0,5$ mil. rokov (15); hyperstenicko-augitický andezit s amfibolom (RHM-838) z kupolovitého telesa, kóta Veža (926,8), asi 1,2 km vsv. od stredu jazera Morské oko, na amfibole $11,0 \pm 0,5$ mil. rokov (16); dioritový porfyrit z vrtu RH-6 (z hĺbky 180 m), potok Kapka pri Morskom oku, na biotite $11,2 \pm 0,6$ mil. rokov (17), kde autor datovania (I. REPČOK 1982) predpokladá, že ide o vek novotvoreného biotitu, ktorý je veľmi blízky veku porfyritu.

Tieto nové údaje sú v zhode s vrchnosarmatským vekom tretej intermediárnej formácie Vihorlatu v zmysle Z. BACSÓ (1979).

Štvrtá intermediárna formácia

Formácia sa neviaže ani na východokarpatské zlomové pásmo SZ—JV, ani na zlomové pásmo SV—JZ. Tieto zlomy už nezasahujú produkty štvrtej intermediárnej formácie, pretože k ich výlevom došlo po základnej stabilizácii oblasti (Z. BACSÓ 1979).

Efuzívno-explozívny komplex

je jediným komplexom tejto formácie; tvoria ho kupole, vrcholové telesá, lávové prúdy a lokálne pyroklastiká andezitov až andezitov-bazaltov. Z. BACSÓ (1979) dokladá jeho vek K/Ar-datovaniami z práce J. SLÁVIKA et al. (1976): pyroxenický andezit z vrcholu Vihorlatu $9,3 \pm 0,2$ mil. rokov a pyroxenický andezit, 300 m sv. od vrcholu Vihorlatu $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov.

Z. BACSÓ (1979) na základe týchto datovaní a superpozície nad staršími formáciami považuje štvrtú intermediárnu formáciu za spodnopanónsku.

J. KANTOR et al. (1984) uvádza K/Ar-datovania z vrtov pri Remetských

Hámroch niekoľkých vulkanických hornín z kolekcie Z. Bacsó a udáva hodnoty od 9,0 do 11,9 mil. rokov. Ide tu o horniny tretej a štvrtej intermediárnej formácie a ich postvulkanické premeny.

Zemplínske vrchy

Doterajšie údaje o veku ryolitových a andezitových telies z oblasti Zemplínskych vrchov a ich okolia sú rôzne a ich priemerné hodnoty (vypočítané z veľmi rozdielnych hodnôt) sa pohybujú od 10,6 do 15,9 mil. rokov (ide o K/Ar-datovania):

— pyroxenický andezit z vrtu Zátin-1 — $15,0 \pm 0,8$ mil. rokov (priemer hodnôt 16,2; 14,8; 14,4);

— ryolitový tuf z vrtu Žipov-1 — $15,0 \pm 2,0$ mil. rokov (priemer z hodnôt 13,6; 18,0; 14,3);

— pyroxenický andezit z Plešian pri Kráľ. Chlmci $15,9 \pm 0,1$ mil. rokov;

— pyroxenický andezit z Brehova — $14,0 \pm 1,4$ mil. rokov (priemer z hodnôt 14,2; 11,9; 15,7) — všetky údaje sú z práce G. P. BAGDASARJANA et al. (1971);

— perlitický ryolit z Viničiek — $11,4 \pm 0,5$ mil. rokov (G. P. BAGDASARJAN et al. 1971), a ten istý ryolit — $12,2 \pm 2,0$ mil. rokov (O. V. TSOŇ — J. SLÁVIK 1971);

— ryolit z lomu Malá Bara — $15,3 \pm 2,0$ mil. rokov (O. V. TSOŇ — J. SLÁVIK 1971), a $13,3 \pm 2,0$ mil. rokov (B. V. MERLIČ — S. M. SPITKOVSKAJA 1974 in D. VASS et al. 1978);

— ryolit z lomu Hrčel — $14,9 \pm 2,8$ a $13,5 \pm 2,5$ mil. rokov (ekvivalentne podľa tých istých autorov ako vyššie);

— ryolit z lomu Cejkov — $13,3 \pm 1,1$ a $11,5 \pm 1,2$ mil. rokov;

— xenolit z ryolitu cejkovského telesa — $13,4 \pm 2,0$ a $10,6 \pm 2,0$ mil. rokov.

Príčiny rozdielnych výsledkov K/Ar-datovania tých istých vzoriek možno vysvetliť nasledovne:

1. Na datovanie boli použité nenáležité geologicky a petrograficky spracované vzorky nehomogénnych hornín.

2. Na stanovenie obsahu draslíka a pre stanovenie argónu neboli použité ekvivalentne pripravené vzorky (homogenizácia, zrnitostné frakcie, draslík z jednej navážky — argón z troch a pod.). Nedodržanie týchto dvoch základných zásad pri K/Ar-datovaní (ale i iných metódach datovania) zbytočne komplikuje náročný geochronologický výskum.

Ďalej boli z tejto oblasti datované: obsidián z Viničiek FT-metódou — $11,1 \pm 0,8$ mil. rokov (I. REPČOK 1977) a pyroxenický andezit (17-1080) z kameňolomu východne od Stredy nad Bodrogom, K/Ar-metódou — $12,65 \pm 0,05$ mil. rokov (D. ĎURICA et al. 1978).

Na základe porovnania s biostratigraficky datovanými horizontami považuje D. VASS et al. (1978) ryolitové a andezitové telesá v oblasti Zemplínskych vrchov za strednobádenské až strednosarmatské.

J. TÖSZÉR — K. EGYÜD (1982) v štruktúrnej pozícii zemplínskeho ostrova vyčleňujú vulkanoklastiká bádenu až stredného sarmatu, extrúzivne telesá py-

roxenického andezitu spodného až stredného sarmatu, intermediárny stratovulkanický komplex spodného až stredného sarmatu a nečlenený sedimentárny neogén.

V tomto článku predkladáme dve FT-datovania hornín Zemplinských vrchov:

— obsidián (z kolekcie Z. Bacsó) 250 m jz. od kóty 229,6, 2 km južne od obce Hraň — $14,2 \pm 0,5$ mil. rokov (18);

— biotitický ryodacit (z kolekcie M. KALIČIAKA) z kameňolomu Malý Kamenec, 100 m v. od k. 98,6, na biotite — $12,1 \pm 0,5$ mil. rokov (19).

Oba tieto údaje sú v zhode s doterajšími predstavami o vekovom zaradení vulkanitov zemplínskeho ostrova (vrchný bádén a stredný sarmat).

Záver

Metódou stôp po štiepení uránu boli datované niektoré vulkanické horniny východného Slovenska.

V Slanských vrchoch: dioritové porfyry zlatobanského vulkanoplutonického aparátu (na amfibole) $12,2 \pm 0,4$; $12,2 \pm 0,4$; $12,1 \pm 0,4$ a $12,1 \pm 0,3$ mil. rokov. Tieto datovania sú v zhode s predpokladaným strednosarmatským vekom ako aj s K/Ar-datovaniami v prácach D. ĎURICU et al. (1978) a D. VASSA et al. (1978); amfibolicko-biotitický andezit až dacit z vrhu od Dubníka (na biotite) $10,6 \pm 0,6$ mil. rokov, čo zodpovedá rozhraniu vrchný sarmat — spodný panón.

Vo vulkanoplutonickom aparáte Makovica: pyroxenicko-amfibolický andezit (na amfibole) od kóty Menší vrch $12,5 \pm 0,6$; amfibolicko-pyroxenický andezit (na amfibole) z lávového prúdu kóty Makovica $11,2 \pm 0,6$ a biotitický ryolit až ryodacit od kóty Čeršlina (na biotite) $10,7 \pm 0,6$ mil. rokov. Tieto datovania poukazujú na vekovú podobnosť vývoja vulkanoplutonického aparátu Makovica so zlatobanským aparátom.

Vo vulkanoplutonickom aparáte Strechov: amfibolicko-pyroxenický andezit (na amfibole) z Cabovského potoka $12,3 \pm 0,5$; pyroxenicko-amfibolický andezit (na amfibole) východne od Herlian $11,2 \pm 0,4$ a pyroxenicko-amfibolicko-biotitický andezit (na amfibole) severne od Dargova $11,1 \pm 0,5$ mil. rokov. Tieto datovania dokladajú vekovú príbuznosť vulkanoplutonických aparátov Slanských vrchov.

Vo Vihorlate boli datované niektoré horniny tretej intermediárnej formácie v zmysle Z. BACSÓ (1979): amfibolicko-pyroxenický andezit vsv. od pily v Remetských Hámroch (na amfibole) $11,3 \pm 0,7$; hyperstenicko-augitický andezit s amfibolom (na amfibole) od kóty Veža pri Morskom oku $11,2 \pm 0,6$; augiticko-amfibolický andezit (na amfibole) jjz. od Vihorlatu $11,3 \pm 0,7$ a dioritový porfyr z vrhu RH-6 pri Morskom oku (na biotite) $11,2 \pm 0,6$ mil. rokov. Tieto údaje sú v zhode s vrchnosarmatským vekom tretej intermediárnej formácie Vihorlatu.

Zo Zemplinských vrchov boli FT-metódou datované: obsidián južne od obce

Hraň $14,2 \pm 0,5$ a biotitický ryodacit od Malého Kamenca (na biotite) $12,1 \pm 0,5$ mil. rokov. Údaje sú zhodné s terajšími predstavami o vekovom zaradení kyslých vulkanitov Zemplínskych vrchov (vrchný bádén a stredný sarmat).

Ďalej boli z oblasti východného Slovenska FT-metódou datované: ryolit (na biotite) od obce Soľ $14,2 \pm 0,7$ a ryolit z Lesného (na biotite) $14,2 \pm 0,4$ mil. rokov. V oboch prípadoch ide o ryolity vrchnobádenského veku.

Literatúra

- BACSÓ, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Mineralia slov.*, 11, 1, GP Spišská Nová Ves, 21—53.
- BAGDASARIAN, G. P. — SLÁVIK, J. — VASS, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. Práce, Správy* 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—96.
- BRODŇAN, M. — DOBRA, E. — POLÁŠEK, S. — PROKŠOVÁ, D. — RAČICKÝ, M. — SLÁVIK, J. — SYKOROVÁ, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. Práce, Zoš.* 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—69.
- ĎUĎA, R. — ČERNÝ, P. — KALIČIAK, M. — KALIČIAKOVÁ, E. — TÖSZÉR, J. — ULRYCH, J. — VESELOVSKÝ, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Monografia* 2, Alfa, Bratislava, 1—98.
- ĎURICA, D. — KALIČIAK, M. — KREUZER, H. — MÜLLER, P. — SLÁVIK, J. — TÖSZÉR, J. — VASS, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 53, Praha, 75—88.
- FILÓ, M. — POSPÍŠIL, L. — TKÁČ, J. 1981: Geofyzikálna interpretácia štruktúr východného Slovenska. *Zb. „Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát“*. GP Košice, 145—159.
- GAŠPARIKOVÁ, V. — SLÁVIK, J. 1967: Spodný tortón s. l. v SV časti Vihorlatu. *Geol. Práce, Správy* 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—124.
- GRECULA, P. — KALIČIAK, M. — VARGA, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, 6, GP, Spišská Nová Ves, 419—448.
- JENDREJÁKOVÁ, O. — SENEŠ, J. — SLÁVIK, J. 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn 14 v podvihorlatskej lignitovej panve. *Geol. Práce, Správy* 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 42—49.
- KALIČIAK, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. *Geofond, Bratislava*, 1—144.
- KALIČIAK, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Mineralia slov.*, 12, 1, GP Spišská Nová Ves, 1—25.
- KALIČIAK, M. — ĎUĎA, R. — KALIČIAKOVÁ, E. — TÖSZÉR, J. 1981: Náčrt metalogenézy slanských vrchov. *Zb. „Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát“*. GP Košice, 85—92.
- KALIČIAKOVÁ, E. 1979: Čiastková správa — Petrografické zhodnotenie hornín v oblasti Zlatej Bane. *Manuskript GO Košice*, 1—30.
- KANTOR, J. — REPČOK, I. — ĎURKOVIČOVÁ, J. — ELIÁŠ, K. 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického datovania. *Geofond, Bratislava*.
- ORLICKÝ, O. — ĎURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Správy*, 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.
- POSPÍŠIL, L. — KALIČIAK, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov.*, 11, 2, GP Spišská Nová Ves, 115—125.

- REPČOK, I. 1976: Fission-track metóda, aplikácie na mladé procesy a formácie. Geofond, Bratislava, 1—35.
- REPČOK, I. 1977: Stopy po delení uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geoch., ložiská, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—196.
- REPČOK, I. 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Geofond, Bratislava, 1—65.
- SLÁVIK, J. 1964: Ryolitový tuf z lokality Oreské. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—130.
- SLÁVIK, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu. Kand. diz. práca, Geofond, Bratislava, 1—214.
- SLÁVIK, J. — TÖSZÉR, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geologica carpath.*, 24, 1, Bratislava, 23—52.
- SLÁVIK, J. — BAGDASARJAN, G. P. — KALIČIAK, M. — TÖSZÉR, J. — ORLICKÝ, O. — VASS, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. *Mineralia slov.*, 8, 4, GP Spišská Nová Ves, 319—334.
- TÖSZÉR, J. — KALIČIAK, M. 1981: Metalogenetický význam vulkanických aparátov Makovice a Strechov. Zb. „Geológia a nerastné surovinové zdroje neovulkanitov“. SGÚ-DT ČSVTS, Bratislava, 213—216.
- TÖSZÉR, J. — EGYÜD, K. 1982: O možnostiach výskytu alunitu vo východoslovenských neovulkanitoch. *Mineralia slov.*, 14, 3, GP Spišská Nová Ves, 241—249.
- TSONĚ, O. V. — SLÁVIK, J. 1971: Vek ryolitov Zemplínskeho ostrova. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—216.
- VASS, D. 1977: Rádiometrický výskum neogénnych vulkanických hornín z východného Slovenska. Manuskript — Nafta Michalovce, 1—38.
- VASS, D. — TÖSZÉR, J. — BAGDASARJAN, G. P. — KALIČIAK, M. — ORLICKÝ, O. — ĎURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.

Ivan Repčok — Michal Kaličiak — Zoltán Bacsó

Age of some volcanics of eastern Slovakia

Summary

Some volcanic rocks of eastern Slovakia have been dated by the fission track method and the results have been compared with prior knowledge.

Rhyolites on the periphery of the Slanské vrchy Mts. have been dated at 14.2 m.y., which proves their Upper Badenian age. Andesites and diorite porphyrites of the upper structure in the sense of M. KALIČIAK (1980) have been dated within the range of 12.5 to 12.1 m.y., which well corresponds with the supposed Middle Sarmatian age and older K/Ar datings in the works of D. ĎURICA et al. (1978) and D. VASS et al. (1978). Andesites, dacites to rhyodacites of the upper structure have been dated within the range of 11.2 to 10.6 m.y., which corresponds with the Upper Sarmatian to boundary Upper Sarmatian — Lower Pannonian.

In the Vihorlat Mts., some andesites and diorite porphyrite of the third intermediate formation in the sense of Z. BACSÓ (1979) have been dated at 11.3 to 11.2 m.y., which well corresponds with their supposed and proved Upper Sarmatian age.

From the Zemplínske vrchy Mts., obsidian from the vicinity of the community Hraň has been dated at 14.2 ± 0.5 m.y. and rhyodacite from the neighbourhood of the village Malý Kamenec at 12.1 ± 0.5 m.y., which well corresponds with present opinions (J. TÖSZÉR — K. EGYÜD 1982) on age assignation of acid volcanics of the Zemplínske vrchy Mts. (Upper Badenian and Middle Sarmatian).

Explanations of figures

Fig. 1 Situation map of East Slovakian volcanics and location of samples analysed by the F/T method.

1 — pre-Tertiary units (undivided), 2 — Paleogene (undivided), 3 — Neogene sediments (undivided), 4 — boundaries of volcanics exposed on the surface, 5 — places of sampling with number given in the text.

Translation: E. Böhmer

František Němec — Jela Bartková

Geologické a naftově geologické poměry předneogenního podloží studiencké oblasti a jejího okolí

5 obr. v textu, 1 tab., německé resumé

Abstract. In the paper, geological conditions of the Ötscher and Lunz nappe in the basement of the Slovak part of the Vienna basin in the Studienka area and its vicinity are evaluated and petroleum-geological conditions of these units are dealt with. Perspective areas and problems, including supposed petroleum and natural gas reserves bound to the uppermost parts of the nappes as well as to their inner structure are delineated on the basis of these conditions. According to them the pre-Neogene basement of the Studienka area can be regarded as one of the most promising areas in Czechoslovakia.

Úvod

Jednou z oblastí, na níž je v ČSSR zaměřen průzkum na ropu a zemní plyn, je pásmo vápencových Alp v podloží slovenské části vídeňské pánve, v němž byla již objevena ve svrchnotriasových dolomitech dvě morfologická plynová ložiska, a to v ötscherském příkrovu Závod a v lunzské jednotce Borský Jur.

Objevením ložiska Závod, jež svými zásobami zemního plynu má značný význam pro naše národní hospodářství, dostala se do popředí průzkumných zájmů i sousední studiencká oblast. Vzhledem k zjištěným poznatkům, jakož i předpokládaným obdobným poměrům geologickým i naftově geologickým ať již jde o ötscherský příkrov, nebo lunzskou jednotku, můžeme v současné době považovat studiencké území pro ropu a zemní plyn za jedno z nejperspektivnějších u nás. Poněvadž některé problémy nebylo možno řešit pouze z poznatků získaných ve studiencké oblasti, zabýváme se v článku, pokud je to třeba, předneogenním podložím i v jejím okolí.

Přehled provedených prací

V rámci výzkumu a průzkumu předneogenního podloží vídeňské pánve byl ve studiencké oblasti a jejím okolí realizován, především pro účely naftového podnikání, geofyzikální a hlubinný průzkum.

RNDr. F. Němec, RNDr. J. Bartková, CSc., Naftoprojekt, k. ú. o. Poprad, úsek výskumu, Mlynské Nivy 46, 825 05 Bratislava

Geologické vyhodnocení podložních formací na hlubinných vrtech z oblasti Závodu a Studienky provedli pracovníci GÚDŠ, a to především J. KYSELA, A. BUJNOVSKÝ, J. KANTOR, A. KULLMANOVÁ, J. PAPŠOVÁ, P. SNOPKOVÁ a dále V. GAŠPARIKOVÁ, Z. PRIECHODSKÁ, O. SAMUEL a E. ŽÁKOVÁ.

Geofyzikální průzkum

Byl uskutečněn ve studieneckém území různými metodami. Poněvadž některé z nich (geomagnetický a radiometrický průzkum) neposkytují výsledky, jež bylo by možno použít ať již přímo, nebo nepřímo, k poznání geologické stavby dané oblasti, nebudeme se jimi zabývat.

Gravimetrické měření

Bylo realizováno v celém území slovenské části vídeňské pánve jak regionálně, tak i detailně. V mapě Bouguerových izanomál je pro studienecko-závodskou oblast a její okolí charakteristický (J. DOLEŽAL — F. HADAMOVSKÝ 1963) tíhový gradient, upadající ve směru k Z. Dobře se zde projevují též příčné systémy, především levársko-sološnický příkop.

V prostoru na S od něj je patrné doznívání výrazné kladné anomálie v. — z. směru, pokračující sem z lakšárské vysoké kry. Oba tyto prvky se vyskytují i na odkryté tíhové mapě, na níž je odstraněn účinek neogenní výplně a kde v prostoru Šaštín—Závod se projevuje další kladná anomálie.

Reflexně seizmické měření

V rámci naftového průzkumu je nejdůležitější geofyzikální metodou. Ve studienecké oblasti a jejím okolí bylo realizováno, jako součást průzkumu slovenské části vídeňské pánve, do roku 1969 klasickým jednoduchým způsobem, jímž byla řešena pouze její neogenní výplň. Teprve měření zahájená, v letech 1970—1972, metodou společného reflexního bodu (SRB) umožnila, mimo spolehlivějšího sledování úložných poměrů neogenní výplně, upřesnit též reliéf neogenního podkladu, jenž je v seizmických profilech indikován výrazným spojitě korelujícím časovým obrazem. Ve velmi omezené míře, tj. především vymezením násunových ploch nebo jejich částí u některých příkrovů, přispěla tato metoda též k řešení stavby předneogenních jednotek.

V závodsko-studieneckém území byla reflexně seizmická měření uskutečněna metodou SRB nejprve regionálně v letech 1970—1972 (A. KOCÁK et al. 1971, A. KOCÁK — S. MAYER — F. NĚMEC 1973) s doplňky v letech 1975 a 1976. Detailní průzkum byl proveden v roce 1978 (S. MAYER et al. 1979) po objevení morfologického triasového závodského ložiska. Mimoto byly zde proměřeny dva profily (S. MAYER et al. 1980) metodou širokého profilování (třírozměrnou seizmikou).

Výsledkem těchto měření byla, pokud jde o neogenní podloží, strukturní schémata, sestrojená na jeho reliéf, do nichž byla vynesena i interpretovaná tektonika. Podrobné výsledky jsou v části pojednávající o geologických poměrech.

Refrakčně seizmické měření

Poprvé bylo provedeno ve slovenské části vídeňské pánve především vějířovou metodou (F. TRAPPE — W. PERTHEN — F. MÜLLER 1941). Výsledky průzkumu lze hodnotit na tehdejší dobu velmi kladně. V severním území dnešní morfologické studienecké struktury a odtud dále k S byla tímto měřením zjištěna elevace zjz. — vsv. směru, zhruba 4,4 km dlouhá a 0,8—1,7 km široká, ohraničená izochronou 2,25 s.

Z dalších refrakčně seizmických měření, realizovaných profilovou metodou, zasahuje do studienecké oblasti profil 451R/63, jenž má směr SSZ—JJV a prochází prostory vrtů Závod-68 a Studienka-39. Interpretované refrakční rozhraní (S. MAYER — M. FEJFAR 1964), s hraniční rychlostí 5500 m/s, odpovídá v ssz. části předneogennímu reliéfu, zatímco v jjv. prostoru není již tato shoda, při srovnání s výsledky reflexního měření, tak jednoznačná. Ze dvou zjištěných zde struktur možno v. ztotožňovat v hrubých rysech se studieneckou morfologickou elevací, jež však podle reflexe se jeví mnohem výraznější.

Hlubinný průzkum

V řešené části studienecké oblasti a v jejím okolí dosáhly předneogenní podloží vrty Studienka-39, 83, Rohožník-1, Závod-57, 58, 72—79 a 84.

Vrt Studienka-83 vrtal, od hloubky 3087 m, ve svrchní křídě a svrchním-bazálním středním, popřípadě až spodním triasu ötscherského příkrovu, aniž by zachytil horniny hlavního dolomitu. Nato přešel v hloubce okolo 4095 m do paleogénu giesshüblerských vrstev lunzského příkrovu, v němž skončil v hloubce 4186 m.

Na vrtu Rohožník-1 bylo předneogenní podloží zachyceno v intervalu 2780—2990 m. Jde o svrchnotriasové vápence, jež podle litologického charakteru považujeme za opponentické vrstvy ötscherského příkrovu.

Na západ od studienecké oblasti byl ötscherský příkrov navrtán vrty Závod-72 až 78 a 84 na závodské hrásti a vrtem Závod-79 v levársko-sološnické depresi, a to v hloubkách 4050—6000 m. Je zde tvořen horninami nejvyššího permu — nejsvrchnějšího triasu, včetně hlavního dolomitu, v němž bylo objeveno morfologické plynové ložisko.

Lunzský příkrov byl prokázán, mimo nejhlubší partie na vrtu Studienka-83, na vrtech Závod-57, 68 a Studienka-39. Jde o svrchnokřídové vrstvy svrchního senonu, popřípadě až paleogénu, navrtané v největší mocnosti 1286 m na vrtu Závod-68, aniž bylo dosaženo jejich podloží.

Zhodnocení reflexně seizmických profilů odměřených metodou SRB

Z reflexně seizmických měření, provedených v závodsko-studienecké oblasti, jsme zpracovali profily odměřené metodou SRB, jež pokrývají toto území (obr. 1) hustou sítí.

Pokud jde o rychlostní poměry použili jsme výsledky získané seizmokatotáž-

ním měřením a zhodnocením J. NOVÁKEM — V. KLÍMKOVOU (1981). Tito autoři rozdělili vídeňskou pánev na 13 charakteristických závislostí $2 t_0$ (H), z nichž do řešeného území zasahují tři, a to oblast vrtnu Závod-72, 68 a Lakšárska N. Ves.

Z geologických rozhraní byl komplexně zhodnocen jen povrch předneogenního podloží. Pouze na přiložených profilech byla vymezena též stratigrafická neogenní rozhraní.

Metodika interpretace seizmických profilů SRB spočívala ve vzájemném navázání časových řezů, napojených na výsledky hlubinných vrtů. Tektonika byla v profilech hodnocena podle známých specifických příznaků. Mimoto se přihlíželo též k dosavadním zpracováním a ke známým geologickým poznatkům a předpokladům.

Interpretace násunové plochy ötscherského příkrovu na profilu 620/78 v prostoru mezi hranicí násunu a vrtem Studienka-83 se opírá jak o její provrtání na tomto vrtnu, tak o reflex nacházející se těsně pod hranicí neogénu. V úvahu byly také brány geologické poznatky včetně stratametrického měření a úklonů vrstev, zjištěných na jádrech vrtnu Studienka-83.

Mapa izochron oblasti Studienka-Závod, zobrazující reliéf předneogenního podloží, byla sestavena z interpretovaných seizmických profilů SRB a stratigrafických údajů z hlubinných vrtů.

Strukturní schéma (obr. 1) vzniklo grafickým převodem časové mapy do hloubkové s využitím příslušných rychlostních křivek a přechodových rychlostních pásem a s navázáním na výsledky hlubinných vrtů. V prostoru závodské hrástě, kde předneogenní podloží bylo již zachyceno na deseti hlubinných vrtech, bylo strukturní schéma sestaveno v první řadě podle výsledků, které tyto vrty dosáhly a jen v nepatrné míře také podle seizmických profilů SRB. Do schématu byly též zakresleny interpretované zlomy a hranice násunové plochy ötscherského příkrovu, která je téměř v celém průběhu, s přihlédnutím ke geologickým podkladům, jen předpokládána. Takto sestavené strukturní schéma poskytuje prostorovou představu o reliéfu předneogenního podloží, rozložení strukturních prvků a průběhu zlomové tektoniky.

Prostor závodského ložiska jsme mimoto zpracovali též v bezzlomové versi jako příčný hřbet, a to především vzhledem k silně vlnovitému průběhu j. závodského zlomu.

Geologické poměry předneogenního podloží

V řešeném prostoru jsou předneogenní formace pokračováním pásma vápencových Alp, jež je zde tvořeno ötscherským a lunzským příkrovem. Ötscherský příkrov je přitom nasunut na lunzskou jednotku, která je totožná s lakšárským šupinovitým systémem F. NĚMCE — A. KOCÁKA (1976).

Stratigrafie a litologie

Ötscherský příkrov. — Za nejstarší formaci této jednotky považujeme v řešeném území horniny nejsvrchnějšího permu—spodního triasu, zjištěné na vrtech

Závod-74 a 75 v převrtné mocnosti 21 a 51 m. Jejich stáří určili P. SNOPKOVÁ a J. KANTOR (in J. KYSELA et al. 1982 c, d), a to v prvním případě na základě sporomorfního spektra a ve druhém podle izotopového výzkumu. Litologicky jde o pestré jílovce, pískovce, anhydrity a brekcie.

Na vrtu Studienka—83 se nachází, v mocnosti 266 m, jílovcovo-evaporitová brekcie, jež podle izotopových rozborů (J. KANTOR in J. KYSELA et al. 1984) patří svrchnímu permu až spodnímu triasu. Na základě superpozice bylo by možno v souhlasu s tímto výsledkem předpokládat spodnotriasové stáří evaporitové brekcie. J. KYSELA et al. (l.c.) uvažuje mimoto, v případě epigenetického přemístění evaporitů, o jejich začlenění k reichenhalským vrstvám středního triasu.

Z litologického hlediska jde o brekci, jejíž klastickou složku tvoří úlomky tmavozelenošedých až šedých jílovců. Tmelem je anhydrit a sůl. Místy se vyskytuje střídání lamin až vrstviček anhydritů s jílovcí. U části otevřených puklin byla detailnějším rozbohem (M. ZÁDRAPA 1982) prokázána přítomnost soli, jež tvořila jejich původní výplň, a jež byla rozpuštěna a vyplavena.

Střední trias-hlubší anis je reprezentován tmavošedými, stylolitovými vápenci, navrtanými rovněž na vrtu Studienka-83 v mocnosti 219 m. Podle konodontové fauny (J. PAPŠOVÁ in J. KYSELA et al. 1984) jde o gutensteinské vápence. Do vyššího anisu začleňují J. KYSELA et al. (1984) šedohnědé až hnědé, celistvé, masivní vápence, navrtané v mocnosti 160 m v nadloží předchozích vrstev, jež na základě litologického a mikrofaciálního charakteru považují za steinalmské vápence.

Vyšší střední trias-ladin byl zjištěn podle foraminiferové mikrofauny a konodontové fauny (A. KULLMANOVÁ, J. PAPŠOVÁ in J. KYSELA et al. 1982 c, d) na vrtech Závod-74 a 75 v mocnosti 118 a 154 m, a to ve facii reiflingských vápenců, místy s ojedinělými tmavošedými rohovci.

Za wettersteinské vrstvy středního triasu, faunisticky doložené (A. KULLMANOVÁ et al. 1969, A. BIELY et al. 1973), považujeme vápence s polohami vápnitých jílovců, navrtané v mocnosti 86 m na vrtu LNV-3.

Hlubší svrchní trias-karn je reprezentován tmavošedými a černými jílovcí a břidlicemi lunzských vrstev s vložkami a polohami pískovců, jež byly zjištěny na vrtech LNV-3, Závod-74, 75 a Studienka-83 v mocnostech 448, 28, 87 a 129 m. U prvního vrtu jsou doloženy halobiovou makrofaunou a sporomorfním spektrem (P. SNOPKOVÁ 1964, A. KULLMANOVÁ et al. 1968, 1969) a u ostatních vrtů bohatou mikroflórou (P. SNOPKOVÁ in J. KYSELA et al. 1982 c,d, P. SNOPKOVÁ in J. KYSELA et al. 1984).

K opponitzkým vrstvám řadíme tmavošedé vápence z vrtu Závod-73, jež podle foraminifer (J. KYSELA et al. 1983) jsou svrchnotriasové a podle jednoho druhu holoturii, jež určil J. PEVNÝ, patří spodnímu noru. Rovněž světle šedé až šedé, nahnědlé vápence z vrtu Rohožník-1, jež jsou v nejhlubší části velmi silně dolomitizované, považujeme na základě svrchnotriasové foraminiferové mikrofauny (M. HOLZKNECHT 1973) a litologického charakteru za opponitzké vrstvy.

Nejvyšší část triasu ötscherského příkrovu tvoří horniny hlavního dolomitu,

jež v řešeném území byly zatím zachyceny pouze v závodské oblasti. V maximální navrtané mocnosti 1877 m byly zjištěny, aniž bylo dosaženo jejich podloží, na vrtu Závod-73. Podle foraminiferové mikrofauny, získané z jejich nejvyšších částí (A. KULLMANOVÁ in J. KYSELA et al. 1982 a, J. KYSELA — A. KULLMANOVÁ 1983) patří karnu-nejsvrchnějšímu noru. Navíc izotopový výzkum evaporitů z nejhlubších partií vrtu Závod-73, včetně paralelizace se svrchní částí evaporitové formace na vrtu Šaštín-12, náležející hlavnímu dolomitu (J. KANTOR in J. KYSELA et al. 1982 b), potvrdili, že i tyto partie přísluší ke stejné formaci.

Po stránce litologické jde, až do hloubky 5750 m, o světle až tmavošedé, nahnědlé až hnědé, ojediněle narůžovělé až růžové, kalové, mikrokrystalické i jemnozrné a místy až středně zrnité a v nejvyšší části na vrtu Závod-76 též brekciovité dolomity a vápnité dolomity, jež v některých partiích jsou jílovité až silně jílovité, popřípadě přecházejí až do jílovců. Na vrtu Závod-76 jsou podle karotážního měření prokládány několika polohami vápenců a dolomitických vápenců s mocnostmi 6-13 m.

Interval 5750—5982 m, zachycený vrtem Závod-73, je charakterizován převážně tmavošedohnědými a tmavohnědými a jen ojediněle šedými, nahnědlými, slabě a v nejhlubších částech až silně vápnitými, většinou jílovitými, kalovými, mikrokrystalickými až jemnozrnými dolomity, jež od hloubky asi 5870 m jsou prokládány polohami anhydritů a v nejhlubších částech a podle výplachových úlomků, v hloubce okolo 5760—5790 m, též polohami černošedých, nevápnitých jílovců.

Dolomity jsou zčásti vrstevnaté. V nejvyšších partiích jde o střídání tmavších jílovitých a světlejších vápnitých dolomitických lamin o mocnosti 0,5—5,0 mm, jež hlouběji přecházejí až do velmi jemných. Od hloubky 5870 m dochází k laminárnímu až vrstevnatému střídání dolomitů s černošedým nevápnitým jílovcem, popřípadě anhydritem.

V nejhlubších částech hlavního dolomitu, zachycených vrtem Závod—73, v intervalu 5982—6000 m, narůstá vápnitá složka. Jde zde o laminární až tence vrstevnaté střídání tmavě šedých, ojediněle nahnědlých, kalových až jemnozrných, dolomiticko-jílovitých vápenců až vápnitých dolomitů, s černošedými jílovcem a anhydrity, jejichž přítomnost v souhlasu s rakouskými poměry by mohla charakterizovat bazální vrstvy hlavního dolomitu.

Na vrtu Studienka-83 byla zachycena podle mikrofauny (J. KYSELA et al. 1984) v mocnostech 234 m svrchní křída-kampan, jež tvoří nejvyšší část ötscherského příkrovu. Litologicky jde o pestré karbonátové a konglomerátové brekie a vápence s vložkami pískovců a jílovců s proplásky slepenců.

Zařazení všech výše uvedených formací svrchnopermsko-triasového a svrchnokřídového stáří do ötscherského příkrovu jsme provedli na základě jak litostratigrafických, tak i tektonických kritérií. V prvním případě zjištěné zde formace odpovídají, s výjimkou jílovcovo-evaporitové brekie, svým charakterem formacím, které uvádějí A. KRÖLL—G. WESSELY (1973) a A. KRÖLL (1980) v čelních částech ötscherského příkrovu na ložisku Schönkirchen.

Tektonickým kriteriem, podtrhujícím příslušnost uvedených formací k ötscherskému příkrovu, je zjištěné nasunutí triasových hornin na vrtech

LNV-3 a Studienka-83, na paleogenní jílovce, což je v souladu s nasunutím triasových formací na paleogén giesshüblerské muldy v Rakousku.

Lunzský příkrov. — V podloží ötscherské jednotky bylo do něj zavrtáno na našem území pouze na vrtu Studienka-83 v hloubce 4095—4186 m a LNV-3 v intervalu 1328—1633 m, aniž byl převrtán. Litologicky jde o tmavošedé až černé, místy slabě vápnité jílovce, porušené na vrtu Studienka-83 hojnými stylolitovými kalcitovými žilkami a prokládané na vrtu LNV-3 četnými vložkami a polohami pískovců.

Podle pylového a sporomorfního společenstva a foraminiferové mikrofauny (P. SNOPOKOVÁ 1964, A. KULLMANOVÁ et al. 1968, 1969) jde na vrtu LNV-3 o paleogén. Na vrtu Studienka-83 jsou jílovce podle palynomorf (P. SNOPOKOVÁ in J. KYSELA et al. 1984) paleocenního až eocenního stáří. Naproti tomu zjištěné zde ostrakody (O. SAMUEL in J. KYSELA l.c.) a foraminifery patří senonu. Na základě poznatků, získaných na vrtu LNV-3 a za předpokladu, že senonské mikrofosilie jsou přeplavené, se domníváme, že i jílovce z vrtu Studienka-83 patří do paleogénu. V obou případech jde přitom o giesshüblerské vrstvy.

Z aplikace k výsledkům, zjištěným v prostoru Schönkirchenu a na vrtech Závod-57, 68 a Studienka-39 uvažujeme, že lunzský příkrov v podloží ötscherské jednotky a giesshüblerské muldy je tvořen vápenci, jílovci, pískovci, slepenci a brekciemi jury, spodní a svrchní křídý, jakož i triasovými horninami a z nich především hlavním dolomitem.

Charakter stavby

Základním stavebním prvkem řešené oblasti je násun ötscherského příkrovu na lunzskou jednotku, zachycený vrtem Studienka-83 v hloubce 4095 m (obr. 2), kde jílovcovo-evaporitová brekcie spodního nebo bazálního středního triasu spočívá v nadloží paleogenních jílovců giesshüblerských vrstev.

Vnitřní stavba ötscherského příkrovu je charakterizována podélnou depresí, jež se vyskytuje v oblasti Schönkirchenu a Prottesu, kde má směr JZ—SV a odkud přechází (obr. 1) do závodského prostoru (F. NĚMEC 1983 b). Zde se obloukovitě obrací do směru zhruba SZ—JV a pokračuje pravděpodobně k V a VSV do území j. od studienecké morfologické elevace. V tomto prostoru buď končí na příčném morfologickém hřbetu jiv. směru, jenž by byl odrazem vnitřní stavby ötscherského příkrovu, nebo pokračuje dále až k lakšárskému zlomu. Příčný hřbet mohl by v tomto případě znamenat pouze změlnění deprese.

Deprese je v ústřední části vyplněna horninami hlavního dolomitu, do něhož je v závodské oblasti zavrásněno několik šupin, tvořených staršími horninami a částečně i hlavním dolomitem, u nichž předpokládáme, že patří k překocnému a zpětně přesunutému čelu ötscherského příkrovu. Nelze vyloučit, že podobnou stavbu může mít tato deprese, bude-li se zde vyskytovat, též v prostoru dále k V ve studienecké oblasti, kde by zčásti šlo o šupiny, pokračující do tohoto území ze závodské hrástě (hřbetu).

Ve studieneckém prostoru nebyly zjištěny horniny hlavního dolomitu, vyplňující centrální část deprese, což za předpokladu jejího pokračování dále k VSV by znamenalo, že vrtem Studienka-83 byl navrtán její s. svah, zatímco j. svah byl asi zachycen vrtem Rohožník-1, na němž zjištěné svrchnotriasové vápence považujeme za opozitické vrstvy.

Na triasových horninách spočívají na vrtu Studienka-83 karbonátové a konglomerátové brekcie a vápence svrchní křídly. Poměr této formace k uvedeným podložním horninám není podle současných poznatků jednoznačný. Nelze vyloučit, že jde o dílčí svrchnokřídovou šupinu (obr. 2), nasunutou na trias. To by znamenalo, že horniny ötscherského příkrovu byly postiženy nejen popaleogenním vrásněním, při němž byl příkrov nasunut, ale zčásti i posvrchnokřídovými pohyby.

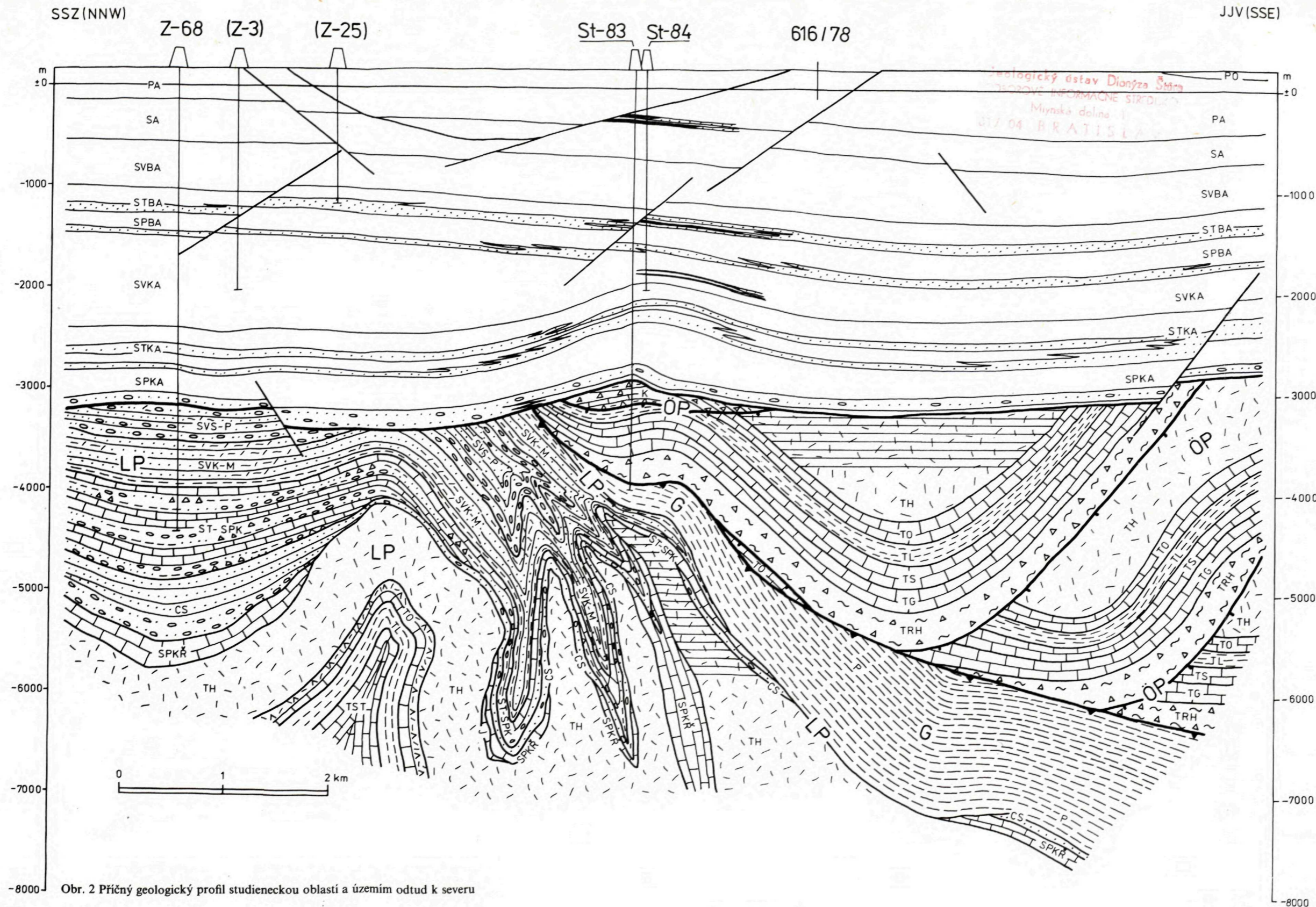
Ve studieneckém prostoru je ötscherský příkrov nasunut na lunzskou jednotku ve směru k SSZ až SSV. Úklony jeho vrstev byly zjištěny v jádrech na vrtu Studienka-83 ve svrchní křídě v rozmezí 20—40°, u karnských jílovců od 35 do 60°, u steinalmských vápenců okolo 40° a u jílovcovo-evaporitové brekcie od 40 do 50°.

Podle výsledků stratametrického měření na vrtu Studienka-83 (F. KARKOŠKA—F. PŮČEK 1984) upadají vrstvy v ötscherském příkrovu převážně k SZ—SV. Pouze v nehlubší části jílovcovo-evaporitové brekcie je směr jejich úklonu spíše k J. Na základě těchto poznatků je třeba předpokládat (obr. 2), že v prostoru vrtu Studienka-83 tvoří vrstvy ötscherského příkrovu nejprve podélnou elevaci, od níž k S klesají do dílčí deprese. Odtud lze očekávat jejich opětovné stoupání, končící na giesshüblerských vrstvách lunzského příkrovu nebo pod bazálním neogénem.

O stavbě lunzského příkrovu bylo vrtem Studienka-83, který zavrtal do něj jen 90 m, zjištěno, že jeho giesshüblerské vrstvy mohou být ukloněny podle tmavých skvrn, nalezených v jádře z hloubky 4114—4117 m, jež indikují asi vrstevnatost (A. BUJNOVSKÝ in J. KYSELA et al. 1984), pod uhlím 70—80°. To značí jejich prudký úklon ve směru k JJZ—JJV, způsobený násunem ötscherského příkrovu. Poněvadž z této formace bylo však odebráno pouze jedno jádro nelze vyloučit, že uvedený údaj má jen lokální platnost.

O vnitřní stavbě této jednotky v podloží ötscherského příkrovu a giesshüblerských vrstev uvažujeme, že je velmi komplikovaná (obr. 2). Z aplikace k rakouskému ložisku Schönkirchen-Übertief předpokládáme v řešeném studieneckém prostoru existenci dílčích elevací, jejichž odrazem může být zčásti studienecká morfologická struktura. Vnitřní stavba těchto elevací, sformovaná v průběhu posvrchnokřídové orogeneze a dotvořená za popaleogenního vrásnění, se vyznačuje podle rakouských poznatků (A. KRÖLL—G. WESSELY 1973, A. KRÖLL 1980) strmými, zčásti překocnými vrásami, jež mohou být porušeny zlomy. Jejich jádra jsou převážně budována svrchnotriasovým hlavním dolomitem, zatímco obal tvoří jílovce, pískovce, slepence, vápence a anhydrity jury, spodní a svrchní křídly a paleogénu. S obdobnou geologickou stavbou můžeme počítat též v oblasti závodské a lakšárské.

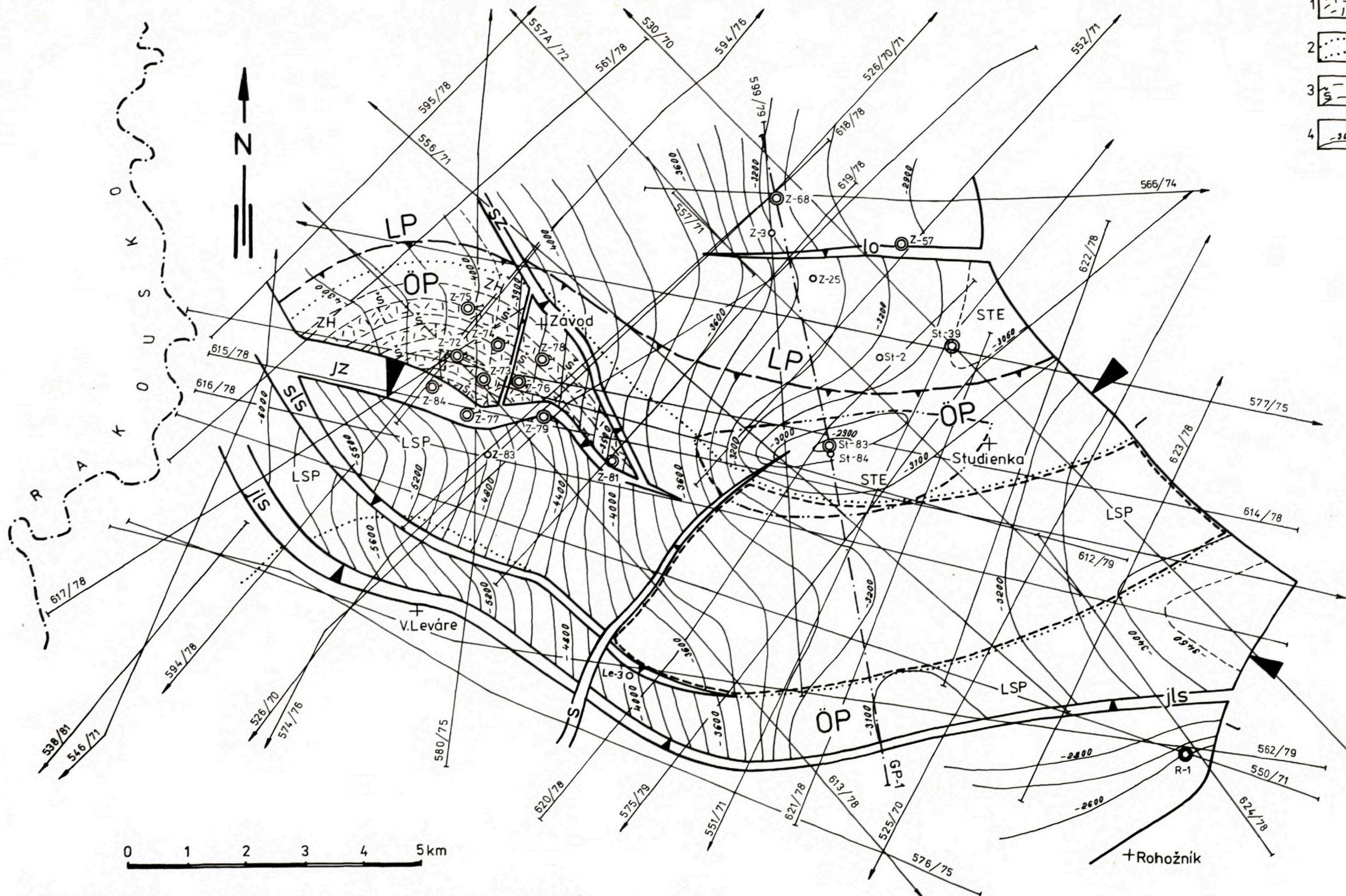
Dále k S se nachází (F. NĚMEC 1983 a) výrazný lakšárský hřbet směru



Obr. 2 Příčný geologický profil studieneckou oblastí a územím odtud k severu

- | | |
|-----------|----|
| 1 PO | 29 |
| 2 PA | 30 |
| 3 SA | 31 |
| 4 SVBA | 32 |
| 5 STBA | 33 |
| 6 SPBA | 34 |
| 7 SVKA | 35 |
| 8 STKA | 36 |
| 9 SPKA | 37 |
| 10 P | 38 |
| 11 SVS-P | 39 |
| 12 SVK-M | |
| 13 ST-SPK | |
| 14 K | |
| 15 CS | |
| 16 SPKR | |
| 17 J | |
| 18 TH | |
| 19 TO | |
| 20 TL | |
| 21 TS | |
| 22 TG | |
| 23 TRH | |
| 24 TST | |
| 25 | |
| 26 | |
| 27 | |
| 28 | |

Vysvětlivky: 1 — 24 stratigrafie: 1 — 9 vídeňská pánev: 1 — pont, 2 — panon, 3 — sarmat, 4 — svrchní baden, 5 — střední baden, 6 — spodní baden, 7 — svrchní karpat, 8 — střední karpat, 9 — spodní karpat; 10 — 24 podloží vídeňské pánve: 10 — paleogén, 11 — svrchní senon — paleogén; 12 — 16 křída: 12 — svrchní kampan-maastricht, 13 — střední-spodní kampan, 14 — kampan, 15 — coniak-santon, 16 — spodní křída; 17 — jura; 18 — 24 trias: 18 — hlavní dolomit noru, 19 — opponitzké vrstvy vyššího karnu, 20 — lunzské vrstvy karnu, 21 — steinalmské vápence středního triasu — svrchního anisu, 22 — gutensteinské vápence středního triasu-anisu, 23 — reichenhalské vrstvy spodního nebo bazálního středního triasu, 24 — střední trias (blíže nediferencovaný); 25 — 30 litologie: 25 — dolomity, 26 — vápence, 27a — jílovce a břidlice, 27b — prachovce, 28 — jílovcovo-evaporitová brekcie s anhydrity, 29a — slepence, 29b — brekcie, 30a — pískovce, 30b — pisky; 31 — 36 stavba: 31 — ötscherský příkrov, 32 — lunzský příkrov, 33 — giesshüblerská mulda, 34 — násunová plocha ötscherského příkrovu, 35 — násunové plochy dílčích šupin ötscherského příkrovu, 36 — zlomy; 37 — křížující reflexně seismický profil; 38 — plynodějně formace v lunzském příkrovu a ropo- a plynodějně formace v ötscherské jednotce; 39 — plynové a plynodějně horizonty, zjištěné v neogénu na vrtech Studienka — 83 a 84. Označení vrtů: St — Studienka, Z — Závod.



- | | | |
|---|----|--------|
| 1 | 5 | ÖP |
| 2 | 6 | LP |
| 3 | 7 | |
| 4 | 8 | ZH |
| | 9 | STE |
| | 10 | LSP |
| | 11 | l |
| | 12 | lo |
| | 13 | SZ |
| | 14 | jz |
| | 15 | sls |
| | 16 | jls |
| | 17 | s |
| | 18 | |
| | 19 | |
| | 20 | |
| | 21 | 616/78 |
| | 22 | GP-1 |
| | 23 | Z-74 |
| | 24 | St-84 |

Vysvětlivky:
 1 — dolomity formace hlavního dolomitu; 2 — předpokládaná hranice hlavního dolomitu; 3 — zavrásněné šupiny, tvořené horninami svrchního triasu — nejvyššího permu; 4 — vrstevnice, sestrojené na povrch předneogenního podloží; 5 — ötscherský příkrov; 6 — lunzský příkrov; 7 — předpokládaný okraj nasunutí ötscherského příkrovu; 8 — 10 elevační a depresní prvky: 8 — závodská hrást, 9 — studiencká elevace, 10 — levársko-sološnický příkop; 11 — 17 zlomy: 11 — lakšárský zlom, 12 — lakšárský odštěpný zlom, 13 — severní závodský zlom, 14 — jižní závodský zlom, 15 — severní levársko-sološnický zlom, 16 — jižní levársko-sološnický zlom, 17 — studiencký zlom; 18 — hranice produktivní části závodského ložiska; 19 — oblast v řešeném studienckém území, perspektivní pro výskyt morfologických živičných ložisek, vázaných na hlavní dolomit svrchního triasu ötscherského příkrovu; 20 — oblast v řešeném studienckém území, perspektivní pro výskyt živičných ložisek, vázaných na vnitřní stavbu lunzského příkrovu; 21 — reflexně seizmické profily, odměřené metodou společného reflexního bodu (SRB); 22 — geologický profil, uvedený na obr. 2; 23 — vrt, včetně jejich úhybů, jež dosáhly předneogenního podloží; 24 — některé z vrtů, ukončené v neogénu a použité na geologickém a reflexně seizmických profilech. Označení vrtů: Le — Leváre, R — Rohožník, St — Studienka, Z — Závod.

Obr. 1 Strukturální schéma oblasti Studienka — Závod, sestrojené na povrch předneogenního podloží. Autoři: J. BARTKOVÁ, S. MAYER, F. NĚMEC

JZ—SV, jenž k JZ se ponořuje do větších hloubek a ztrácí na intenzitě až úplně zaniká. Směrem k S přechází do brezovské deprese, vyplněné především svrchnokřídovými formacemi, o nichž soudíme, že dosahují mocnosti více než 1200 m.

Horniny ötscherského příkrovu jsou ve studienecké oblasti porušeny všesměrnými puklinami, jež podle makropopisu na vrtu Studienka—83 patří dvěma generacím. Prvá z nich je charakterizována především značnými úklony puklin, pohybujícími se v rozmezí 45—90°. Intenzivní rozpukání u této generace jsme zjistili pouze u jílovců lunzských vrstev a u jílovcovo-evaporitové brekcie. V gutensteinských i steinalmských vápencích, stejně jako v hlubší části karbonátové a konglomerátové svrchnokřídové brekcie, je puklin podstatně méně, popřípadě místy jsou jen ojedinělé. Druhá generace puklin se vyznačuje podstatně menšími úklony, nejvýše do 30°, stejně jako jejich mnohem menší četností.

Pukliny obou generací jsou ve větší nebo menší míře vyplněny žilkami šedobílého kalcitu, jež dosahují mocnosti od vlasových až do 0,5 cm. V gutensteinských vápencích tvoří puklinovou výplň též šedá až černá jílovitá hmota. U jílovců lunzských vrstev a steinalmských vápenců je převážná část puklin otevřených.

V jílovcovo-evaporitové brekci jsou pukliny vyplněny anhydrity, jejichž žíly nadurují místy na krátkou vzdálenost až do mocnosti 1—2 cm. Větších puklin je méně a jsou zdánlivě otevřené. Poněvadž detailnějším rozbořem (M. ZÁDRA-PA 1982) byla zjištěna uvnitř těchto puklin přítomnost soli, jež ve výplachových úlomcích nebyla však prokázána, lze soudit, že jejich otevřenost byla způsobena rozpuštěním a vyplavením soli, jež tvořila jejich původní výplň.

V jílovcích lunzských vrstev byly zjištěny skluzové deformace a silné tektonické porušení, projevující se mimo puklin úlomky pískovců a jílovců, jež místy byly rozbité až na drobnou drť a šupinky, velikosti do 2 cm, charakterizované lesklými ohlasy, jež se nacházejí mimoto ojediněle též v gutensteinských vápencích a svrchní křídě.

Stylolity se vyskytují v gutensteinských vápencích, kde rovněž se místy objevují drobné kaverny, velikosti 0,1—0,5 cm, ojediněle lineárně seřazené. Dvě kaverny, 0,3 a 0,8 cm velké, jsme našli též ve steinalmských vápencích.

Hlavní dolomit nebyl, jak bylo již uvedeno, v ötscherském příkrovu studienecko-rohožnického prostoru zatím navrtán. Vzhledem k jeho významu pro ropo- a plynonosnost uvedeme poznatky o jeho puklinách, stylolitech a kavernách ze sousední závodské oblasti.

Pukliny, které se zde vyskytují, patří podle makropopisu rovněž ke dvěma generacím, z nichž jedna se vyznačuje značnými úklony v rozmezí 40—90°, jakož i z převážné části intenzivním rozpukáním, vytvářejícím puklinové zóny a sítě s četným větvením puklin, jejichž vzdálenosti nepřesahují mezi sebou 1—3 cm a místy i jen několik milimetrů. Intervalů, v nichž se nacházejí pouze nehojné, popřípadě ojedinělé pukliny je poměrně málo. Druhá generace puklin má malé úklony, převážně v rozmezí 0—20° a jen ojediněle do 30° a malou intenzitu rozpukání, jež pouze lokálně může převládat.

Pukliny obou generací jsou zčásti vyplněny žilkami šedobílého kalcitu a na vrtu Závod-76 i primárního dolomitu. Především v nejhlubších partiích vrtu Závod-73 se nacházejí též žilky anhydritu s mocností od vlasových do 1,5 cm. Na tomto vrtu se v horninách hlavního dolomitu vyskytují místy hlízy a pecky, popřípadě drobné žilky, naduřující, v intervalech několika centimetrů, do mocnosti až 20 mm. Anhydrit vytváří mimoto i hnízdivité polohy až 20 cm mocné. U žilek s malou mocností dochází zpravidla k jejich rychlému vytráčení, a to i na vzdálenost několika centimetrů, zatímco větší žíly a pouze ojediněle i drobné žilky bývají průběžné. Další výplň u obou generací puklin tvoří světle až tmavozelená a šedá až černá jílovitá hmota, a to ve formě povlaků nebo dosahující mocností až 2 cm. Část puklin, jež v hlavním dolomitu na vrtu Závod-74 převládá, je otevřených, bez výplně.

Na puklinách se vyskytují ojedinělé nebo někdy i hojné, často lesklé ohlazy, a to jak na samotných horninách, pokud jde o otevřené pukliny, tak především na jejich jílovitých povlacích.

Poměrně zřídka se nacházejí i stylolity, až 10 cm dlouhé, vyplněné zčásti, podobně jako pukliny, jílovitou hmotou, tvořící povlaky nebo výplň o mocnosti do 2 mm.

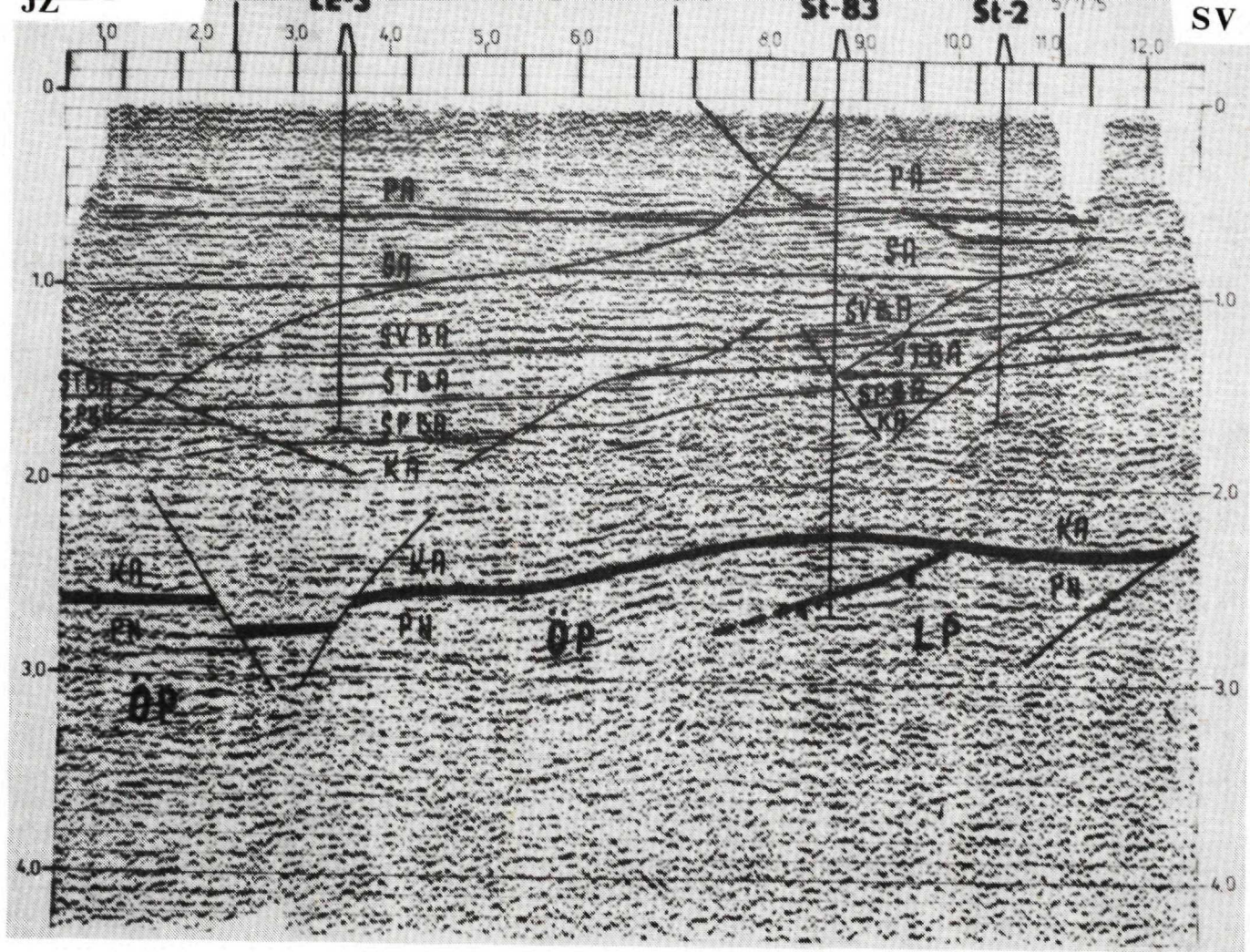
Převážně drobné kaverny se vyskytují jen zřídka. Pouze na vrtu Závod-73, v intervalu 5393—5724 m, byly zjištěny ve větším množství a velikosti od 0,5 do 30 mm.

Jílovce giesshüblerských vrstev lunzského příkrovu jsou podle jediného jádra, odebraného na vrtu Studienka-83, porušeny hojnými puklinami tvořícími místy husté síť. Pukliny jsou z převážné části vyplněny většinou zklikacenými stylolitickými žilkami bílošedého kalcitu o mocnosti od vlasových do 0,5 cm. Jen ojediněle se vyskytují rovné žíly až 0,8 cm mocné. Úklony žilek se pohybují většinou od 60 do 90° a pouze v menší míře též v rozmezí 0—30°. Mimoto se zde nacházejí i otevřené pukliny s ohlazovými lesklými plochami.

V reliéfu předneogenního podloží řešené oblasti je velmi významným stavebním prvkem podélná morfologická elevace, kterou nazýváme studienecká (obr. 1, 2, 3), jež má nejprve směr ZJZ—VSV, který S od obce Studienky přechází do SV. Elevace, jež začíná na strukturální linii—3100 m, je až 5 km dlouhá a 1,5 a v sv. části maximálně 2,5 km široká. Na severovýchodní straně končí na lakšárském zlomu. Na elevaci se vyskytují dvě dílčí vrcholové části ohraničené vrstevnicemi—3000 a—3050 m. Výraznější a rozsáhlejší je j. vrchol, jenž se nachází v ötscherském příkrovu v prostoru vrtu Studienka-83, na němž povrch předneogenního podloží byl zjištěn v hloubce 2886 m. Druhý vrchol, interpretovaný v lunzském příkrovu v sv. prostoru elevace, je vázán na lakšárský zlom.

Uvedená studienecká morfologická struktura je součástí podélného lakšársko-studieneckého elevačního pásma vsv.—zjz. směru, jež pokračuje k JZ do Rakouska (F. NĚMEC 1981), kde k němu počítáme protteskou a schönkirchenskou elevaci.

Na západ od studienecké elevace (obr. 1) jsme interpretovali příčnou závodskou hrást, ohraničenou poruchami, jež označujeme jako s. a j. závodský zlom. Severní zlom ssz.—jjv. směru s úklonem k VSV a s výškou skoku 200—250 m



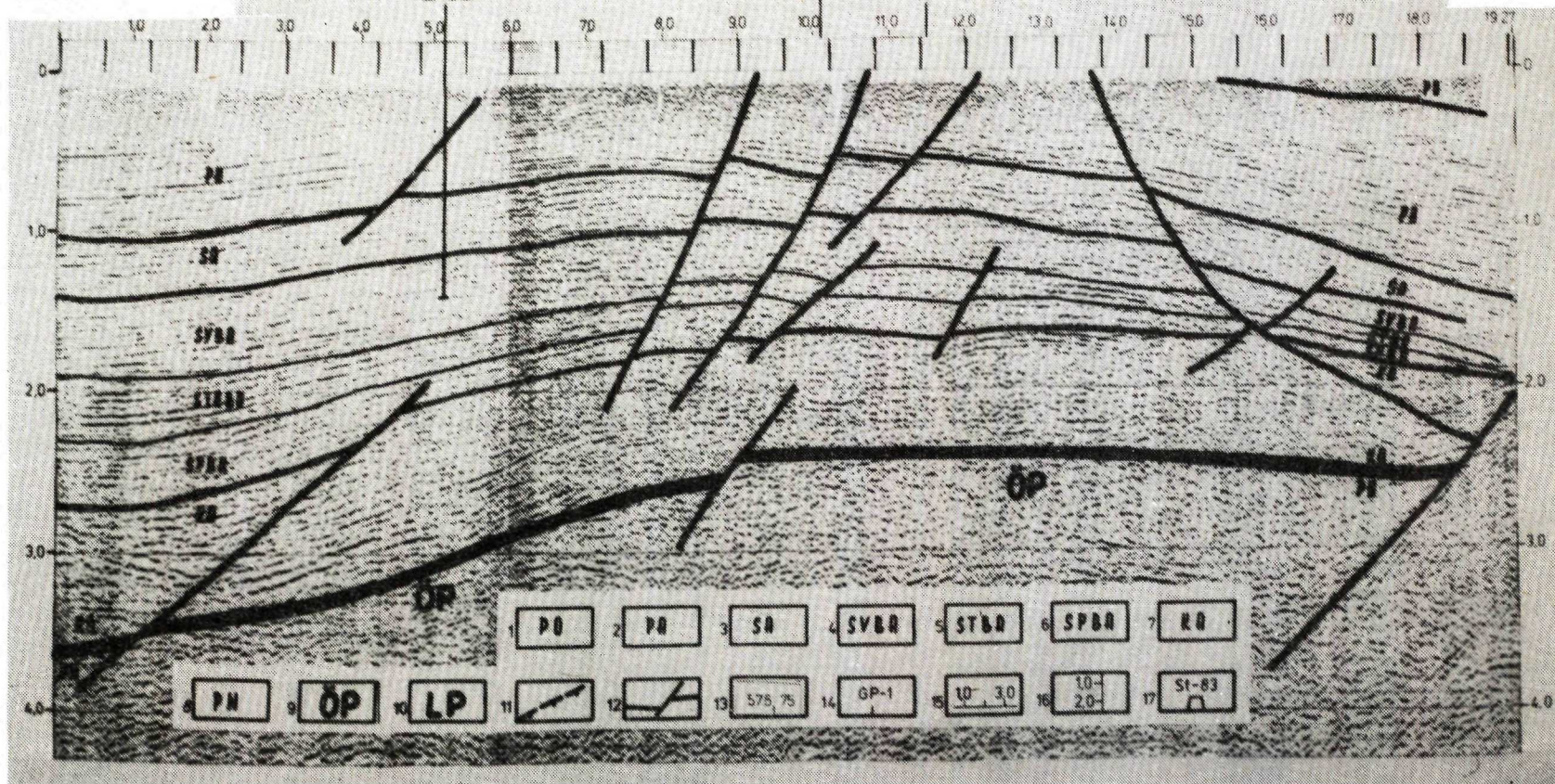
Obr. 3 Časová verze reflexně seizmického profilu 620/78 a jeho geologická interpretace
 Vysvětlivky: viz obr. 4

616/78
ZSZ

Z-83

620/78 GP-1

VJV



Obr. 4 Časová verze reflexně seizmického profilu 616/78 a jeho geologická interpretace

Vysvětlivky:

1 — 8 stratigrafie: 1 — pont, 2 — panon, 3 — sarmat, 4 — svrchní baden, 5 — střední baden, 6 — spodní baden, 7 — karpat, 8 — podloží neogénu;
9 — 12 stavba: 9 — ötscherský příkrov, 10 — lunzský příkrov, 11 — předpokládaná násunová plocha ötscherského příkrovu, 12 — zlomy; 13 — některé z křížujících reflexně seizmických profilů; 14 — křížující geologický profil; 15 — hektametry; 16 — časový údaj v s; 17 — hlubinné vrty. Označení vrtů: Le — Leváre, St — Studienka, Z — Závod

je ukončen na j. zlomu, čímž závodská hrást dostává trojúhelníkový tvar. Směr j. zlomu je ZSZ—VJV s úklonem k JJZ, přičemž V od vrtu Závod-84 je vlnovitě zprohýbaný. Zlom má značnou výšku skoku, jež v prostoru hrástě se pohybuje od 400 do 1000 m, což bylo částečně ověřeno též vrty Závod-77, 79 a 84. Ve směru k VJV se výška skoku zlomu rychle snižuje až do jeho ukončení, jež předpokládáme v. od vrtu Závod-81. Ve východní části hrástě interpretujeme ještě z hlubinných vrtů zlom, jjz.—ssv. směru s výškou skoku 50 m a s úklonem k VJV. Rovněž bylo zjištěno, že v prostoru celé hrástě stoupá morfologický povrch ötscherského příkrovu ve směru k V.

V celém jižním řešeném prostoru se rozkládá levársko-sološnický příkop, končící na jižním zlomu stejného jména, postupujícím obloukovitě z prostoru státní hranice k lakšárskému zlomu, na nějž se napojuje. Zlom je ukloněn k SV—SSZ. Ze severní strany tvoří ukončení příkopu uvedený již j. závodský zlom a po jeho vyznění studienecká elevace.

V příkopu bylo předneogenní podloží navrtáno zatím jen na vrtu Závod-79, a to v intervalu 4542—4600 m. Je zde tvořeno šedými, místy slabě nahnědlými, vápnitými dolomity, jež v nejvyšší části jsou brekciovité. Podle litologického charakteru jader, stratigrafických poměrů a stavby oblasti jde o svrchnotriasový hlavní dolomit.

V jeho nadloží se nacházejí dolomitové brekcie, jež s přihlédnutím k EK diagramu dosahují zde mocnosti 127 m. Jejich příslušnost k triasu vylučují (A. BUJNOVSKÝ 1985) krustifikační povlaky okolo úlomků, které ukazují na krátký transport tohoto materiálu. Rovněž i dvoukomponentní dolomitové složení úlomku (tmavošedé, jemnozrné dolopelmikrity a oomikrity) nepřipouští tektonický původ brekcií. Brekcie jsou překryty asi 50 m mocným komplexem konglomeráto-brekcie, tvořeným dolomitovými slepenci s ojedinělými ostrohranými úlomky.

Vzhledem k tomu, že eggenburg i hlubší části spodního karpátu se na Z od studienecké oblasti nevyskytují, považujeme jak konglomeráto-brekcie, tak i dolomitové brekcie v jejich podloží, nacházející se na vrtu Závod-79, za bazální spodnokarpatské vrstvy.

V západní části je levársko-sološnický příkop porušen s. zlomem stejného jména, jenž v sz. prostoru je napojen na j. závodský zlom. Odtud probíhá směrem k JV až VJV. Jeho výška skoku se v průběhu mění v rozmezí 200—500 m. Zlom končí v prostoru Z od příčného hřbetu. Je ukloněn k JZ až JJZ, což znamená, že spolu s j. zlomem vytváří zde dílčí depresi, jež byla původně označována (F. NĚMEC—A. KOCÁK 1976) jako levársko-sološnický příkop.

Předneogenní reliéf levársko-sološnického příkopu je charakterizován (obr. 1, 4) příčným morfologickým hřbetem, nacházejícím se v jeho v. části jenž má jiv. směr. Na západoseverozápad od tohoto hřbetu upadá reliéf v příkopu prudce k Z, až na hodnotu — 5500 m a v dílčí depresi dokonce na hodnotu

— 6000 m. Směrem k V od příčného hřbetu je úpad reliéfu podstatně pozvolnější*.

Na východní a severovýchodní straně končí studienecká oblast na lakšárském zlomu, od něž se s. od vrtu Studienka-39 odštěpuje zlom z.—v. směru, ukloněný k J. Jeho výška skoku je až 200 m. Zlom končí JZ od vrtu Závod-68.

S výjimkou lakšárského zlomu, jenž fungoval až do nejvyššího neogénu, je činnost většiny uvedených zlomů omezena v miocénu na nejhlubší partie karpátu.

Při interpretaci podložního reliéfu, jež byla provedena ze seizmických profilů odměřených metodou SRB a údajů z hlubinných vrtů, byly anomálie zaznamenané u příslušných reflexů řešeny převážně (obr. 1) výše uvedenou zlomovou tektonikou. Nelze ovšem jednoznačně dokázat, že ve všech těchto případech jde skutečně o poklesovou tektoniku a ne o bezzlomový podložní reliéf, který má-li značný úklon, není schopna reflexně seizmická metoda (SRB) zachytit. Rozhodnout, která z těchto dvou možných interpretací je v příslušných případech správná, není většinou, bez dalších geologických podkladů, proveditelné.

Podle poznatků, jež máme v současné době k dispozici, nelze v rámci tohoto problému vyloučit, že v závodské oblasti nejde, především vzhledem k silně vlnovitému průběhu j. závodského zlomu, o hrást, nýbrž o bezzlomový příčný hřbet (obr. 5) sz.—jv. směru, zužující se k JV až k vrtu Závod-81, kde může docházet k jeho ukončení.

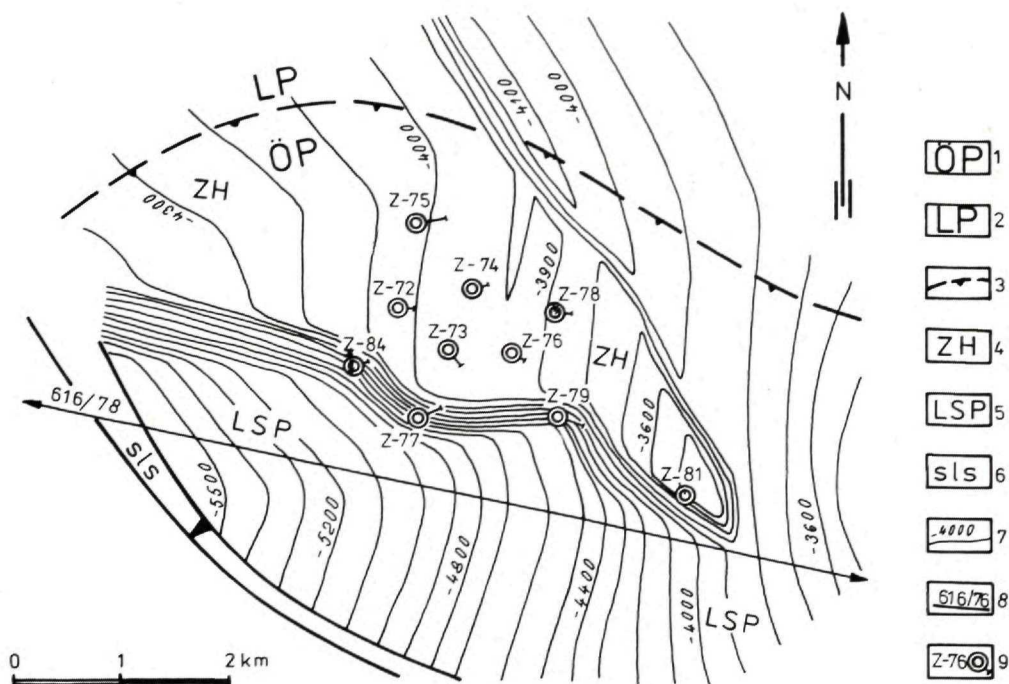
Naftonosnost a plynonosnost

Naftomatečnost hornin

Z předneogenních formací, zjištěných ve studienecké oblasti vrtem Studienka-83, je možno považovat podle geochemického výzkumu organické hmoty za ropomatečné horniny (P. POLESŇÁK 1984) především paleogenní jílovce giesshüblerských vrstev lunzského příkrovu a dále svrchnotriasové jílovce lunzských vrstev ötscherské jednotky, jež mohly produkovat plynné uhlovodíky, a to v první řadě metan. Pokud jde o význam pro tvorbu rozsáhlejších ložisek je však třeba vyloučit z uvedených hornin řešené oblasti, pro jejich malou mocnost, lunzské vrstvy.

Ostatní horniny nejvyššího permu — svrchního triasu a svrchní křídly, popří-

* V současné době se provádí v levársko-sološnickém příkopu vrt Studienka-95, situovaný na JJV od vrtu Studienka-83. Podle předběžných výsledků se bude nacházet předneogenní podloží v prostoru tohoto vrtu o více než 500 m hlouběji oproti předpokladu. To znamená (obr. 1), že j. závodský zlom nebo prudký svah, v případě bezzlomového řešení, budou pokračovat i do prostoru j. od podélné morfologické studienecké elevace až k lakšárskému zlomu. Levársko-sološnický příkop bude ve střední části bezzlomový a příčný hřbet v jeho v. části nebude tak výrazný.



Obr. 5 Strukturální schéma závodského hřbetu, sestojené na povrch předneogenního podloží v bez-zlomové alternativě

Vysvětlivky:

1 — ötscherský příkrov; 2 — lunzský příkrov; 3 — předpokládaný okraj nasunutí ötscherského příkrovu; 4 — závodský hřbet; 5 — levársko-sološnický příkrov; 6 — severní levársko-sološnický zlom; 7 — vrstevnice, sestojené na povrch předneogenního podloží; 8 — reflexně seizmický profil, odměřený metodou společenského reflexního bodu a uvedený na obr. 4; 9 — vrtý, včetně jejich úhřbů, jež dosáhly předneogenní podloží. Označení vřtů: Z — Závod

padě paleogénu, jsou vyvinuty, a to nejen ve studienecké oblasti, nýbrž ve všech příkrovech pásma vápencových Alp v podloží slovenské části vídeňské pánve, z hlediska ropomatečnosti velmi nepříznivě. Nelze proto předpokládat, že by v minulosti mohly vyprodukovat větší množství uhlovodíků, jež by měly význam pro pozdější migraci a vznik živičných ložisek.

Vzhledem k možnosti přemigrování uhlovodíků ve studienecké oblasti z hlubšího neogénu do ötscherského příkrovu, uvedeme poznatky o naftomatečnosti i těchto hlubších neogenních formací, tj. karpátu.

V tomto směru je možno zařadit (P. POLESNÁK 1984) podle rozboru organické hmoty provedeného z jádra, jež bylo získáno na vřtu Studienka-83, mezi ropomatečné formace bazální spodní karpát. Rozptýlená organická substance je zde metamorfována do vysokého stupně a proces tvorby uhlovodíků (hlavně metanu) je v pokročilém stadiu. Na základě výsledků ze závodské oblasti, jakož i z celé vídeňské pánve lze dále považovat v řešeném území za matečné horniny uhlovodíků též pelity středního a spodního karpátu.

Hydrogeologické poměry

Poněvadž z ötscherského příkrovu studienecké oblasti nemáme k dispozici ložiskové vody, uvedeme výsledky (F. NĚMEC 1985), získané v tomto směru v sousedních oblastech.

V prostoru závodského ložiska se vyskytují ve svrchnotriasových dolomitech vody, patřící vesměs chloridosodnému typu. S výjimkou hlubokých partií vrtu Závod—79 jde o silně mineralizované vody, jejichž chloridosodný typ je zde zastoupen většinou hydrouhličitanově vápenatým podtypem. Jejich celková mineralizace je 14,33—22,84 g/l, obsah iontu Cl⁻ 4,35—11,45 g/l, bromidy a jodidy 21,1—25,7 a 21,6—22,8 mg/l, s výjimkou vrtu Závod-73, kde nebyly zjištěny. Na vrtu Závod-77 patří chloridosodné vody k hydrouhličitanově sodnému podtypu s menší koncentrací bromidů a jodidů (6,3 a 19,0 ml/l). Rozdíl se vyskytuje i u vod z vyšších partií vrtu Závod-78, jež náleží síranově vápenatému podtypu. Vody jsou velmi silně mineralizované (49,067 g/l), s obsahem iontu Cl⁻ ve výši 24,673 g/l a s bromidy a jodidy v koncentraci 29,9 a 17,8 ml/l. V žádné ze všech těchto vod se nevyskytuje sirovodík.

Solanka byla zjištěna pouze na vrtu Závod-79, kde s hlavním dolomitem byly současně vyzkoušeny z nezapažené části vrtu, z intervalu 4470—4600 m, též nejhlubší partie spodního karpatu. Jde o chloridově vápenatý podtyp. Celková mineralizace získané vody je 186,007 g/l, obsah chloridů 112,7 g/l, jodidů a bromidů 20,3 a 185,8 ml/l, zatímco sirovodík nebyl zjištěn. Z geologických poznatků, získaných vrtem Závod-79, lze usuzovat, že dolomitická formace, z níž pochází tato voda, byla již zastižena v levásko-sološnické depresi na pokleslé kře j. závodského zlomu, popřípadě pod j. svahem morfologické závodské elevace, uvažujeme-li bezzlomovou alternativu reliéfu neogenního podloží v tomto prostoru. Lze předpokládat, že do svrchnotriasových dolomitů přemigrovala tato solanka z hlubokých částí ötscherského, popřípadě lunzského příkrovu, o čemž svědčí skutečnost, že se nevyskytuje na závodské hrásti ani na jejím j. svahu již na žádném dalším vrtu. Existenci solanky, stejně jako uvedené rozdíly mezi silně mineralizovanými vodami, možno vysvětlit přítomností šupin, tvořených nepropustnými jílovcí, vápenci a slepenci, zavrásněných do hornin hlavního dolomitu.

Východně studienecké oblasti se vyskytují na lakšárské vysoké kře v hlubokých partiích svrchnotriasových dolomitů na vrtu LNV-7 rovněž jen vody chloridově sodného typu, jež jsou silně mineralizované a patří buď chloridově vápenatému, nebo sírano-vápenatému podtypu. Jejich mineralizace se pohybuje v rozmezí 30,7—44,6 g/l, obsah Cl⁻ kolísá od 16,3 do 25,8 g/l, jodidy se nacházejí v množství 7,6—13,9 ml/l a sirovodík v koncentraci až 436,2 ml/l. Vzhledem k tomu, že hluboké partie svrchnotriasových dolomitů vysoké lakšárské kře jsou v přímém styku s vyššími triasovými horninami studienecké oblasti, patřící k lakšárské pokleslé kře, nelze vyloučit, že i vody triasu ötscherského příkrovu ve studieneckém prostoru mohou být ovlivněny vodami, jež sem namigrovaly z lakšárské vysoké kry.

Kolektorské a krycí horniny

Ve východoalpských příkrovech v podloží neogénu vídeňské pánve jsou kolektorskými horninami těžitelných ložisek ropy a zemního plynu pouze svrchnotriasové dolomity formace hlavního dolomitu. Ostatní horniny nelze podle dosavadních poznatků považovat za živičné kolektory, nýbrž naopak za krycí nebo izolační vrstvy živičných ložisek.

Na vrtu Studienka-83 nebyly svrchnotriasové horniny hlavního dolomitu navrtány. Fyzikální vlastnosti ostatních hornin, tj. porózita a propustnost, byly zjišťovány laboratorními rozbory z odebraných jader. Porózita byla mimoto vyhodnocena též z karotážních měření, avšak pouze v intervalu 3087—3588,5 m. Od této hloubky do 4075 m nebylo provedeno, vzhledem ke snížené kvalitě karotážního měření z důvodů velmi slaneho výplachu, kvantitativní hodnocení porózity. Interpretace byla v této hloubce uskutečněna hlavně využitím kvalitativních metod, a to především metody překrývání křivek. V intervalu 4075—4186 m nebylo pro vzniklou havarii uskutečněno karotážní měření vůbec.

Průměrné hodnoty porózity a propustnosti z jednotlivých formací jsou uvedeny v tabulce 1. K jejímu sestavení byly použity podklady ze zpráv B. JANDOVÉ (1985) a F. KARKOŠKY—F. PŮČKA (1984).

Rozdíly, které se vyskytují v tab. 1 mezi hodnotami zjištěnými z jader a z karotážních diagramů, spočívají v samotných použitých metodách, neboť zatímco karotážní měření poskytuje hodnoty z celého zkoumaného intervalu, podávají laboratorní rozbory jader výsledky pouze z jejich nepatrné části. To současně znamená, že poznatky získané z karotážních měření jsou, pokud jde o porózitu celého provrtávaného komplexu hornin, přesnější a věrohodnější.

Podrobnější rozbor získaných hodnot i jejich zdůvodnění (především pokud jde o velmi vysokou sekundární propustnost) jsme neprovedli, neboť jsme neměli k dispozici jako srovnávací materiál výsledky z čerpacích pokusů.

Poznatky o fyzikálních vlastnostech hornin hlavního dolomitu byly získány v prostorech, sousedících se studieneckou oblastí, a to na vrtu LNV-7 a na ložisku Závod. Poněvadž v prvním případě jde o horniny lunzského příkrovu, jež z převážné části byly zastíženy ve značných hloubkách, lze předpokládat, že jejich fyzikální vlastnosti mohou být podobné s horninami hlavního dolomitu v hlubokých partiích lunzské jednotky ve studienecké oblasti.

Průměrné hodnoty celkové efektivní porózity, zjištěné z jader (B. JANDOVÁ 1979), se pohybují na vrtu LNV-7, v hloubkách 4424—5760 m, ve výši 2,5 % odtud, do hloubky 6504 m, ve výši 2,339 %, zatímco podle výpočtů z karotážních měření (F. KARKOŠKA 1981a) dosahují 2,14 a 1,99 %. S těmito nízkými hodnotami porózity se ve značné míře shodují i slabé přítoky slaných vod, zjištěné v průběhu čerpacích pokusů. Vedle toho byly však zaznamenány též kratší intervaly, v nichž porózity jsou dobré až velmi dobré, neboť jejich maximální hodnoty dosahují podle EK měření 3,5, 5,0 a 8,0 %. Tyto zvýšené porózity se projevíly i při čerpacích pokusech, a to samotokovými produkcemi slané vody v množství 1 l/min. Pokud jde o průměrnou efektivní propustnost hlavního dolomitu, získanou pouze z jader, dosahuje tato, v intervalu 4424—5760 m,

Tab. 1 Petro-fyzikální vlastnosti hornin (průměrné hodnoty), zjištěné v předneogenních formacích na vrtu Studienka-83 (podle B. JANDOVÉ 1985 a F. KARKOŠKY—F. PŮČKA 1984)

Jednotka	Geologická formace	Litologický charakter hornin	Hloubka v m	Zjištěno z jader						Zjištěno z EK měření
				Porózita v %			Propustnost v $\text{nm}^2 \cdot 10^3$			Porózita v % celková
				primární	sekundární	celková	primární	sekundární	celková	
ötscherský příkrov	svrchní křída — kampan	karbonátové a konglomerátové brekcie a vápence	3087—3321	1,915	1,024	2,939	—	238,16	238,16	5,764
	svrchní trias — karn., lunzské vrstvy, popřípadě rein-grábenské břidlice	jílovce s vložkami pískovců, jež se v hlubší části střídají	3321—3450	2,950	0,866	3,816	—	149,06	149,06	1,749
	střední trias — svrchní anis, steinalmské vápence	masivní vápence	3450—3610	2,795	0,329	3,124	—	32,99	32,99	3,943
	střední trias — anis, gutenstein-ské vápence	stylolitové mikritové vápence	3610—3829	1,600	1,270	2,870	—	157,95	157,95	+
	spodní nebo střední trias, reichenhal-ské vrstvy	jílovcovo-evaporitová brekcie	3829—4085	2,770	1,968	4,738	—	280,70	280,70	+
lunzský příkrov	paleocén — eocén, popřípadě až senon	vápnité jílovce se stylolitovými kalcitovými žilkami	4085—4186	3,100	1,113	4,213	—	164,99	164,99	++

Pozn.:

+ Vzhledem ke snížené kvalitě karotážního měření z důvodů velmi slaného výplachu nebylo provedeno, v intervalu 3602—4072 m, kvantitativní hodnocení porózity

++ V intervalu 4075—4186 m nebylo pro vzniklou havarii vůbec uskutečněno karotážní měření

hodnoty $92,6 \text{ nm}^2 \cdot 10^3$, kdežto v hloubce 5760—6504 m klesá na $64,48 \text{ nm}^2 \cdot 10^3$. To znamená, že v prvním případě je dobrá až velmi dobrá, zatímco ve druhém dobrá.

Na ložisku Závod patří hlavní dolomit ötscherské jednotce. Poněvadž jde o horniny, tvořící výplň deprese, jež pravděpodobně pokračuje ze závodského prostoru do oblasti J od studiencké morfologické elevace, lze předpokládat, že jejich fyzikální vlastnosti budou v obou územích zhruba shodné.

Průměrné hodnoty celkové efektivní porózity se zde pohybují podle výsledků, získaných z jader (B. JANDOVÁ 1977, 1982 a, b, 1983) od 2,336 do 2,697 %, zatímco podle výpočtů z karotážních měření (F. KARKOŠKA 1981 b, 1982, Z. ŠUPINA 1977, 1982) dosahují 2,808—3,022 %. Poněvadž, jak jsme již uvedli, považujeme pro celkový průměr za přesnější hodnoty z karotážního měření, bereme zde průměrnou hodnotu celkové efektivní porózity hlavního dolomitu podle současných podkladů ve výši 3 %.

Průměrná efektivní propustnost hlavního dolomitu závodského ložiska, jež byla vyhodnocena pouze z jader, dosahuje v jeho provrtané části $96,08 \text{ nm}^2 \cdot 10^3$, což znamená, že je dobrá až velmi dobrá. Přitom celkové efektivní propustnosti hornin hlavního dolomitu se shodují buďto zcela, nebo jen s nepatrnými odchylkami s jejich sekundární efektivní propustností. Je to způsobeno tím, že tyto dolomity postrádají téměř primární propustnost.

Živičné indicie a uhlovodíkové ložisko

V prostoru studiencké oblasti byly zaznamenány živičné projevy v ötscherském i lunzském příkrovu na vrtu Studienka-83, a to v jádrech, ve výplachových úlomcích, při vrtání nebo přibírání a při čerpacím pokusu. V mechanických jádrech byly zjištěny stopy ropy luminiscentním rozbořem, převážně po pokápnutí chloroformem, většinou na puklinách nebo v některých případech po rozbití jádra na čerstvém lomu buď v celém jádře, nebo jen v jeho částech.

Ve steinalmských vápencích ötscherského příkrovu, v jádře z hloubky 3471—3474 m, šlo o fluorescenci bílošedou, v gutensteinských vápencích, v jádrech z hloubky 3673—3677 a 3773—3778 m, a v evaporitové brekcii, v jádře z hloubky 3864—3869 m, o bíložlutou nebo žlutobílou a v paleogénu giesshübberské muldy lunzského příkrovu, v jádře z hloubky 4114—4117 m, o světle žlutou.

Slabé stopy ropy byly zaznamenány ve vrtní laboratoři též ve výplachových úlomcích ze svrchní křídly — kampanu a z gutensteinských vápenců. Při vrtání byly zjištěny plynové projevy ve vrtní laboratoři v jílovcovo-evaporitové brekcii.

Západně od studiencké oblasti se vyskytuje plynové morfologické ložisko Závod, nacházející se na stejnojmenné hrásti (hřbetu). Je vázané na nejvyšší svrchnotriasové partie hlavního dolomitu ötscherského příkrovu, do nichž je zavrásněno několik šupin, tvořených horninami nejvyššího permu — svrchního triasu. Do nadloží je ložisko překryto převážně pelity spodního karpátu. Zásoby plynu, kategorie C₁, zjištěné doposud na tomto ložisku, dosahují několik miliard m³.

Migrace a akumulace živíc

Na základě současných poznatků přicházejí v úvahu pro vznik živičných ložisek ve východoalpských příkrovech v podloží neogénu vídeňské pánve uhlovodíky, jež migrovaly z formací vlastních příkrovů, z nichž za matečné horniny lze považovat (V. ŠIMÁNEK 1968, J. PAŠIAK 1982a, b, J. PAŠIAK — P. POLESNÁK 1982) jílovce a břidlice lunzských vrstev a rét-liasu a (P. POLESNÁK 1984) paleogenní jílovce giesshüblerských vrstev. Mimoto mohly do těchto formací namigrovat uhlovodíky pocházející z autochtonních hornin jv. svahů Českého masívu, což lze podložit (V. ŠIMÁNEK 1969, 1971) jejich matečným charakterem, zjištěným výzkumem organické hmoty. Vyloučit nelze ani uhlovodíky mající svůj původ v karpátu.

Ve všech případech můžeme předpokládat, že došlo k existenci dvou cyklů tvoření se živíc z organické hmoty a současně s tím též ke dvěma migračním a akumulačním fázím.

Migračními cestami živíc (F. NĚMEC 1981) byly v první řadě násunové a přesunové plochy šupin a hlavních jednotek, což dosvědčuje rozložení jak rakouských, tak i našich předneogenních živičných ložisek, jež se nacházejí převážně v bezprostřední blízkosti hranice násunů a přesunů jednotlivých příkrovů, popřípadě šupin.

Ve studieneckém prostoru můžeme předpokládat, že k prvním migračním a akumulačním pochodům došlo asi již po prvním cyklu tvoření se živíc v raném stadiu diagenese. Pokud jde o hluboké partie lunzského příkrovu v podloží ötscherské jednotky, tvořené mimo kolektorských formací hlavního dolomitu svrchního triasu též nepropustnými horninami svrchní a spodní křídly, popřípadě jury a jílovci a břidlicemi paleogénu giesshüblerských vrstev, jež mohly sloužit jako krycí vrstvy, uvažujeme, že k akumulaci živíc a vytvoření ložisek v nich mohlo dojít jak v průběhu posvrchnokřídových pohybů, tak i po ukončení popaleogenních horotvorných pochodů, ještě před zahájením neogenní sedimentace. V tomto případě pocházely uhlovodíky z paleogenních jílovců, ale zčásti též z formací jv. svahů Českého masívu. Nelze vyloučit, že takto vzniklá ložiska mohla být rozrušena pozdějšími horotvornými pochody, popřípadě částečně i vlivem nejstarší neogenní tektoniky.

Pokud jde o migraci a tvoření se morfologických ložisek v nejvyšších částech ötscherského příkrovu, docházelo k těmto pochodům až po utěsnění mezozoických příkrovů, tj. nejdříve v průběhu anebo spíše až po sedimentaci karpátu. V řešené studienecké oblasti přichází toto v úvahu až v prostoru příčného hřbetu na J od morfologické elevace nebo z. od něj, neboť teprve zde lze předpokládat výskyt dolomitů formace hlavního dolomitu, jež jsou jedinými kolektorskými horninami.

Během druhé migrační fáze živíc, tj. po druhotné termální mobilizaci kerogénu, kterou můžeme uvažovat shodně s A. KRÖLLEM — H. WIESENEDEREM (1972) asi během sedimentace sarmatu a nejvyššího badenu, dochází v prostoru studienecké oblasti opět k migraci a možné akumulaci živíc, pocházejících z matečných formací ötscherského a lunzského příkrovu i z jv. svahů Českého

masívu. K vytvoření ložiska v nejvyšších partiích morfologické studiencké elevace přitom nedošlo, neboť v této části chybí kolektorské horniny. Zato mohly živice znovu akumulovat na příčném hřbetu nebo z. od něj, kde lze předpokládat pokračování centrálních částí podélné deprese, vyplněné horninami hlavního dolomitu.

Stopy ropy, zjištěné v předneogenních formacích na vrtu Studienka-83, možno považovat za produkty živičné migrace, která těmito horninami procházela. Poněvadž nemají stejný charakter je třeba uvažovat, že pocházejí z různých matečných hornin.

Perspektiva studiencké oblasti z hlediska ropo- a plynosnosti

V předneogenním podloží řešeného studienckého území existují (F. NĚMEC—J. BARTKOVÁ 1985), na základě uvedených poznatků o geologických poměrech a ropo — a plynosnosti, dva perspektivní průzkumné problémy. Zatímco prvý z nich se týká nejvyšších částí ötscherského příkrovu, je druhý vázán na vnitřní stavbu lunszkého příkrovu v podloží ötscherské jednotky.

Oba tyto problémy spočívají přitom na poznatku, že kolektorskými horninami ekonomicky těžitelných ložisek ropy a zemního plynu jsou ve východoalp-ských příkrovech v podloží neogénu vídeňské pánve jak na naší, tak i rakouské straně, pouze svrchnotriasový hlavní a dachsteinský dolomit. Ostatní horniny nejvyššího permu až paleogénu, tj. vápence, anhydrity, brekcie, jílovcovo-evaporitové brekcie, slepence, pískovce a jílovce lze v tomto směru považovat jen za více nebo méně dobré krycí vrstvy.

Na výrazné morfologické studiencké elevaci (obr. 1) nebyly zjištěny v ötscherském příkrovu vrtem Studienky-83 horniny hlavního dolomitu. Navrtány byly zde formace svrchní křídly a triasu, popřípadě až nejsvrchnějšího permu, o nichž předpokládáme, že tvoří s. svah deprese z.—v. směru, jež přechází do studiencké oblasti ze závodského prostoru. Na studiencké morfologické struktuře nelze z toho důvodu uvažovat s výskytem živičného ložiska morfologického typu.

Uvedená podélná deprese se nachází v ötscherském příkrovu v oblasti Schönkirchenu a Prottesu, odkud přechází do závodského prostoru, kde po obloukovitém obrácení se do směru zhruba SZ—JV pokračuje dále k V do území j. od studiencké morfologické elevace. Předpokládáme, že podobně jako v závodské oblasti je vyplněna v centrální části studienckého prostoru horninami hlavního dolomitu. Deprese končí buď na z. svahu příčného morfologického hřbetu ssz.—jv. směru, nebo pokračuje dále až k lakšárskému zlomu.

Vzhledem k tomu, že v dolomitovém pásmu této deprese se nacházejí významná morfologická triasová živičná ložiska, a to na rakouské straně Schönkirchen a Prottes a u nás Závod, je možno i pokračování deprese ve směru k V považovat za velmi perspektivní území pro výskyt dalších živičných ložisek.

Dolomitové pásmo je v oblasti protteské a schönkirchenské ohraničeno na jv. i sz. straně jílovci, vápenci a arenity svrchního a středního triasu. Jeho maximál-

ní šířka dosahuje zde 1,3 a 2,3 km, přičemž v prostoru protteského ložiska je nepříznivě ovlivněna přítomností svrchní křídý. Z aplikace k těmto poznatkům a především na základě mocnosti hlavního dolomitu, zjištěné na vrtu Závod-73 ve výši 1877 m, aniž byl tento převrtán a při úklonech jeho vrstev převážně v rozmezí 35—55°, lze předpokládat (F. NĚMEC 1983 b) šířku tohoto dolomitového pásma v závodské oblasti okolo 4,5 km. Dále ve směru k JV a V uvažujeme, v souhlasu se stoupáním morfologického povrchu předneogenních vrstev jak s redukcí mocnosti dolomitů, tak i s postupným zúžováním celého dolomitového pásma, o jehož šířce soudíme, že v prostoru příčného SSZ—JJV hřbetu, bude-li zde ještě vyvinuto, může se tato pohybovat okolo 2,5—3,0 km. Vedle toho nelze ovšem vyloučit, jak již bylo uvedeno, že nejen dolomitové pásmo, ale i celá podélná deprese, mohou být ukončeny na z. svahu příčného morfologického hřbetu.

Vzhledem ke značné mocnosti závodského ložiska lze předpokládat jeho pokračování též v z. části levársko-sološnického příkrovu. Pokud jde o prostor dolomitového pásma ve východní (studiecké) části podélné deprese (obr. 1) můžeme jej považovat z regionálního hlediska, na základě morfologického předneogenního reliéfu, celý za nadějný po stránce ropo- a plynonosnosti.

Nelze vyloučit, že do hornin hlavního dolomitu mohou být v uvedeném území zavrásněny, podobně jako v prostoru závodského ložiska, šupiny, tvořené staršími triasovými horninami, patřícími k překocnému a zpětně přesunutému čelu ötscherského příkrovu. Zčásti může přitom jít o šupiny, jež pokračují ze závodské hrástě (hřbetu) do tohoto území. Tyto předpoklady by ovšem znamenaly, že v celé této oblasti by se mohlo vyskytovat i několik, dílčími šupinami vzájemně od sebe izolovaných, živičných ložiskových celků.

Za předpokladu, že podélná deprese včetně dolomitového pásma bude pokračovat až k lakšárskému zlomu, považujeme zde za velmi nadějný prostor, pro výskyt živičných ložisek morfologického typu, strukturně nejvyšší území, tj. příčný ssz.—jjv. hřbet a nejvyšší partie jeho z. svahu. Z aplikace k rakouskému ložisku Prottes lze uvažovat, že na tomto hřbetu se již nebudou vyskytovat svrchnokřídové formace v nadloží triasových hornin, ve směru k J od okraje násunu ötscherského příkrovu, ve vzdálenosti větší než 2 km. Směrem k S, tj. ke studiecké elevaci, jež se nachází strukturně výše, budou přitom dolomity tohoto hřbetu izolovány nepropustnými svrchnokřídovými a triasovými horninami. Podobnou izolaci, s vyloučením svrchní křídý, lze očekávat podle poznatků z vrtu Rohožník-1, kde byly navrtány svrchnotriasové opponitzké vápence, též v j. uzávěru hřbetu.

V případě, že bude podélná deprese s horninami hlavního dolomitu ukončena na příčném morfologickém hřbetu, možno považovat za perspektivní oblast pro výskyt morfologického ložiska především uzávěr této podélné deprese, tj. prostor ve vyšších partiích z. svahu příčného hřbetu.

Druhý perspektivní průzkumný problém se týká hlubokých částí lunzského příkrovu v podloží ötscherské jednotky. Zde v řešeném studieckém prostoru předpokládáme, z aplikace k rakouskému ložisku Schönkirchen—Übertief, jak již bylo uvedeno v části pojednávající o stavbě, existenci dílčích elevací, jejichž

jádra jsou budována převážně svrchnotriasovým hlavním dolomitem, v němž lze uvažovat, vzhledem ke značným hloubkám, především s výskyty plynových ložisek. Jejich nepropustné nadloží tvoří jurské až paleogenní jílovce, pískovce, slepence, vápence a anhydrity. Obdobné perspektivní elevace předpokládáme též v oblasti závodské.

Nadějnost uvedených elevací podporují, mimo jejich předpokládaného strukturního charakteru a utěsnění nepropustným nadložím, též stopy živice, zjištěné v ötscherském i lunzském příkrovu studienecké oblasti, jež jsou důkazem jejich migrace z hlubších partií lunzské jednotky. V závodském prostoru přistupuje k tomu ještě i přítomnost morfologického triasového ložiska, jehož plyn mohl zčásti přemigrovat rovněž z lunzského příkrovu. Příznivým poznatkem pro nadějnost studienecké i závodské struktury je také blízkost násunu ötscherského příkrovu, jako hlavní migrační cesty pro živice, jakož i přítomnost především jílovců giesshüblerských vrstev, jako matečných hornin.

Závěr

Na základě zjištěných poznatků a z nich vyplývajících předpokladů byla v článku vysoce hodnocena, z hlediska ropo- a plynonosnosti, nadějnost svrchnotriasových dolomitů formace hlavního dolomitu studienecké oblasti. V závěru bychom ještě chtěli doplnit údaje o perspektivě uvažovanými zásobami ropy a zemního plynu.

Veškeré odhadnuté zásoby uvádíme jako zemní plyn, i když u morfologických ložisek ötscherského příkrovu může jít z větší nebo menší části i o zásoby ropy a gazolinu. Tento postup jsme zvolili z toho důvodu, že pro rozdělení na zásoby zemního plynu a ropy s gazolinem jsme neměli v tomto případě zdůvodnitelné kritérium. Naproti tomu u ložisek vázaných na vnitřní stavbu lunzského příkrovu jde vesměs, vzhledem k jejich značným hloubkám, o plynová ložiska.

U předpokládaných morfologických ložisek jsme provedli výpočet zásob zjednodušenou objemovou metodou. Perspektivní plochu (obr. 1), jež činí 26 km², jsme redukovali na polovinu, a to proto, že by v tomto prostoru, podobně jako na závodském ložisku, mohly být do hlavního dolomitu zavrásněny šupiny starších, neperspektivních hornin. Průměrnou mocnost ložisek, jejich porózitu a sycení jsme uvažovali, s přihlédnutím k ložisku Závod, ve výši 200 m, 3 % a 0,7. Tlak jsme použili hydrostatický, a to ve výši 34 MPa.

Tímto způsobem vypočtené zásoby zemního plynu uvažovaných morfologických ložisek studienecké oblasti, zařazené do kategorie D₁, dosahují výše 19 mld. m³.

Pro výpočet zásob objemovou metodou, jež by se mohly nacházet v dílčích elevacích, vázaných na vnitřní stavbu lunzského příkrovu studienecké oblasti, jsme neměli dostatek podkladů. Použili jsme proto (F. NĚMEC 1985) aplikační metodu se zaměřením na rakouské ložisko Schönkirchen-Übertief. Takto odhadnuté zde zásoby zemního plynu, jež jsme rovněž zařadili do kategorie D₁, dosahují 15 mld. m³.

Literatura

- BIELY, A. — JANÁČEK, J. — KULLMANOVÁ, A. — LEŠKO, B. — PLANDEROVÁ, E. — SAMUEL, O. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia Viedenskej panvy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—148.
- BUJNOVSKÝ, A. 1985: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-79. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—5.
- DOLEŽAL, J. — HADAMOVSKÝ, F. 1963: Detailní gravimetrický průzkum ve slovenské části vídeňské pánve v roce 1962. Manuskript-archív Geofyzika, Brno, 1—66.
- HOLZKNECHT, M. 1973: Mikropaleontologické rozborý jader, odebraných na vrtech z neogenního podloží slovenské části vídeňské pánve. Manuskript-archív Nafta, Gbely, 1—220.
- JANDOVÁ, B. 1977: Výzkum puklinatosti hornin u jader vrtby Závod-72. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—6.
- JANDOVÁ, B. 1979: Vyhodnocení puklinatosti hornin v jádrech vrtu LNV-7, Zemní Plyn Nafta, 24, 2, Hodonín, 297—313.
- JANDOVÁ, B. 1982a: Hodnocení puklinatosti jader vrtu Závod-73. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín 1—13.
- JANDOVÁ, B. 1982b: Hodnocení puklinatosti jader vrtu Závod-74. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—9.
- JANDOVÁ, B. 1983: Vyhodnocení puklinatosti jader vrtu Závod-76. Manuskript-archív, Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—6.
- JANDOVÁ, B. 1985: Vyhodnocení pórovitosti a propustnosti hornin vrtu Studienka-83. Zemní Plyn Nafta, 30, 1, Hodonín, 103—109.
- KARKOŠKA, F. 1981a: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Lakšárska Nová Ves-7. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—21.
- KARKOŠKA, F. 1981b: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Závod-74. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—7.
- KARKOŠKA, F. 1982: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Závod-73. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—19.
- KARKOŠKA, F.—PŮČEK, F. 1984: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Studienka-83. Manuskript-archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—12.
- KOCÁK, A.—JAKEŠ, O.—JIHLAVEC, F.—LINHART, I.—MAYER, S.—SLÁMOVÁ, V. 1971: Zpráva o seizmickém průzkumu metodou společného reflexního bodu—vídeňská pánve 1970. Manuskript-archív Geofyziky, Brno, 1—99.
- KOCÁK, A.—MAYER, S.—NĚMEC, F. 1973: Zpráva o reflexně-seizmickém měření metodou SRB—vídeňská pánve 1971—1972. Manuskript-archív Geofyzika, Brno 1—148.
- KRÖLL, A. 1980: Das Wiener Becken. In: Bachmayer, F. Editor: Erdöl und Erdgas in Österreich, Wien, 147—179.
- KRÖLL, A.—WIESENER, H. 1972: The Origin of Oil and Gas Deposits in the Vienna Basin (Austria). 24 th Int. Geol. Congr., sec.5, Montreal, 153—160.
- KRÖLL, A.—WESSELY, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. Erdöl—Erdgas Z., 89, 11, Wien, 400—413.
- KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P.—KOCHANOVÁ, M.—SAMUEL, O. 1968: Litologicko-petrografické a stratigrafické vyhodnotenie tmavého flyšoidného súvrstvia v podloží Viedenskej panvy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—51.
- KULLMANOVÁ, A.—KOCHANOVÁ, M.—SNOPKOVÁ, P.—SAMUEL, O. 1969: O dvojakom veku „lunzkých vrstiev“ v podloží neogénu viedenskej panvy. Geol. Práce, Správy, 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—64.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A. 1983: Geologické zhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-76 a na ložisku Závod. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—11.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—KANTOR, J. 1982a: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-73. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—11.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—PLANDEROVÁ, E.—SNOPKOVÁ P.—PRIECHOVSKÁ Z.—KANTOR J.

- 1982b: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Šaštín-12. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—45.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P.—PAPŠOVÁ, J.—PRIECHODSKÁ, Z.—KANTOR, J. 1982c: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-74. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—41.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P.—PAPŠOVÁ, J.—PRIECHODSKÁ, Z.—KANTOR, J. 1982d: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-75. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—36.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—SAMUEL, O.—GAŠPARIKOVÁ, V.—PAPŠOVÁ, J.—PLANDEROVÁ, E.—SNOPKOVÁ, P.—FEJDIOVÁ, O.—PRIECHODSKÁ, Z.—KANTOR, J.—ŽÁKOVÁ, E.—SALAJ, J. 1983: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viendeckej panvy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—76.
- KYSELA, J.—BUJNOVSKÝ, A.—SAMUEL, O.—SNOPKOVÁ, P.—GAŠPARIKOVÁ, V.—KANTOR, J.—ŽÁKOVÁ, E.—PAPŠOVÁ, J. 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—46.
- MAYER, S.—FEJFAR, M. 1964: Závěrečná zpráva o reflexním a refrakčním seizmickém průzkumu prováděném v roce 1963. Manuskript-archív Geofyzika, Brno 1—89.
- MAYER, S.—HROMEC, J.—ZBOŘIL, A.—KLIČ, M.—HOLZBAUER, K.—NEČAS, V. 1979: Reflexně seizmické měření metodou SRB ve vídeňské pánvi v roce 1978. Manuskript-archív Geofyzika, Brno, 1—50.
- MAYER, S.—HROMEC, J.—ZBOŘIL, A.—KOCHOVÁ, H.—HOLZBAUER, K.—KOLMAN, L. 1980: Reflexně seizmické měření metodou SRB ve vídeňské pánvi v roce 1979. Manuskript-archív Geofyzika Brno.
- NĚMEC, F. 1981: Výsledky a perspektivy průzkumu na živice ve vnitrokarpatském a východoalp- ském podloží slovenské části vídeňské pánve. *Zemní Plyn Nafta*, 26, 3, Hodonín, 399—409.
- NĚMEC, F. 1983a: Podloží vídeňské pánve v oblasti Slovenska na jih od flyšového pásma. *Zemní Plyn Nafta*, 28, 3, Hodonín, 357—379.
- NĚMEC, F. 1983b: Průzkum závodské oblasti a jejího okolí na ropu a zemní plyn, jeho výsledky a další perspektiva. *Zemní Plyn Nafta*, 28, 4, Hodonín, 489—526.
- NĚMEC, F. 1985: Ropo- a plynonosnost podloží slovenské části vídeňské pánve na jih od flyšového pásma, jeho perspektiva, předpokládané zásoby a návrhy na další průzkum. Manuskript-archív, Naftoproj., ús. výskumu, Bratislava, 1—63.
- NĚMEC, F.—KOCÁK, A. 1976: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve. *Mineralia slovaca*, 8, 6, Spišská Nová Ves, 481—555.
- NĚMEC, F.—BARTKOVÁ, J. 1985: Projekt geologických prací. Oblast Studienka. Manuskript-archív Naftoproj. ús. výsk., Bratislava, 1—81.
- NOVÁK, J.—KLÍMKOVÁ, V. 1981: Rychlost podélných elastických vln ve Vídeňské pánvi a jejím podloží. Manuskript-archív Geofyzika, Brno, 1—67.
- PAŠIAK, J. 1982a: Naftově geochemické zhodnocení předneogenních formací vrtu Lakšárska Nová Ves-7. *Zemní plyn Nafta*, 27, 1, Hodonín, 79—91.
- PAŠIAK, J. 1982b: Naftově geochemické zhodnocení vrtu Šaštín-12. Manuskript-archív, Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—22.
- PAŠIAK, J.—POLESŇÁK, P. 1982: Naftově geochemické zhodnocení vrtu Závod-73. Manuskript- archív Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—14.
- POLESŇÁK, P. 1985: Geochemické vyhodnocení organické hmoty vrtu Studienka-83. *Zemní Plyn Nafta*, 30, 1, Hodonín, 111—117.
- SNOPKOVÁ, P. 1964: Predbežné palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov Lakšárska Nová Ves. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—53.
- ŠIMÁNEK, V. 1968: Geochemický výzkum naftomatečných a sběrných hornin čs. Karpat—meso- zoické podloží čs. části vídeňské pánve. Manuskript-archív Ústř. Úst. geol., poboč. Brno.
- ŠIMÁNEK, V. 1969: Naftově geochemický výzkum vrtů Žarošice-1 a Žarošice-2. Manuskript-archív, Ústř. Úst. geol., poboč. Brno, 1—58.
- ŠIMÁNEK, V. 1971: Výzkum hlubinné geologické stavby v karpatské neogenní předhlubni a ve flyšovém pásmu Karpat. Naftově geochemický výzkum úseku „Jih“. Manuskript, archív Ústř. Úst. geol., poboč. Brno, 1—166.

- ŠUPINA, Z. 1977: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Závod-72. Manuskript-archiv Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—9.
- ŠUPINA, Z. 1982: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Závod-76. Manuskript-archiv Mor. Naft. doly, Hodonín, 1—12.
- TRAPPE, F.—PERTHEN, W.—MÜLLER, F. 1941: Bericht über refraktionsseismische Untersuchungen in der westlichen Slowakei. Manuskript-archiv Geofyzika, Brno.
- ZÁDRAPA, M. 1982: Petrografický rozbor jádra č. 11 (hloubka 3864—3869 m) z vrtu Studienka-83, uložený ve složce tohoto vrtu. Manuskript-archiv Mor. Naft. doly, Hodonín.

František Němec — Jela Bartková

Die geologischen und erdöl-geologischen Verhältnisse des vorneogenen Untergrundes im Raume von Studienka und dessen Umgebung

Resumé

Der vorneogene Untergrund des behandelten Gebietes ist die Fortsetzung der Zone der Kalkalpen, von der Ötscher und Lunzer Decke hier gebildet.

In der Ötscher Decke betrachten wir als die älteste Formation bunte Tonsteine, Sandsteine, Anhydrite und Brekzien des obersten Permes der Untertrias, festgestellt in den Bohrungen Závod-74 und 75. In der Bohrung Studienka-83 befindet sich in der Tiefe von 3829—4095 m eine Tonstein-Evaporitbrekzie. Nach den Isotopen-Analysen (J. KANTOR in J. KYSELA et al. 1984) handelt es sich um Oberperm bis Untertrias. Auf Grund der Superposition wäre es möglich in Übereinstimmung mit diesem Resultat, ein untertriassisches Alter dieser Brekzie vorauszusetzen. J. KYSELA et al. (l. c.) erwägt ausserdem, im Falle einer epigenetischen Verlagerung der Evaporite, ihre Zuordnung zu den Reichenhaller Schichten der Mitteltrias.

Die Mitteltrias ist durch dunkelgraue Gutensteinkalke, graubraune und braune Steinalmkalke, angetroffen in der Bohrung Studienka-83, Reifinger Kalke, in den Bohrungen Závod-74 und 75 festgestellt und durch helle, bräunliche bis graubraune Wettersteinkalke von der Bohrung LNV-3 repräsentiert.

Die tiefere Obertrias—das Karn ist von dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen und Schiefeln der Lunzer Schichten mit Lagen von Sandsteinen gebildet, während das höhere Karn — Unternor durch dunkelgraue Opponitzkalke charakterisiert wird.

Das oberste Glied der Trias der Ötscher-Decke ist durch Hauptdolomit repräsentiert, angetroffen in der maximalen Mächtigkeit von 1877 m in der Bohrung Závod-73, ohne dass sein Liegendes erreicht wäre. Von der Tiefe 5870 m sind die Dolomite von Lagen und Laminen von Anhydriten und schwarzgrauen Tonsteinen und in den tiefsten Partien auch von Kalken durchzogen.

In der Bohrung Studienka-83 wurde, in der Mächtigkeit von 234 m, Oberkreide—Kampan angetroffen, gebildet von Brekzien und Kalken von bunten Farben mit Einlagerungen von Sandsteinen, Tonsteinen und Konglomeraten.

Die Einordnung aller erwähnten Formationen in die Ötscher Decke haben wir aufgrund der lithostratigraphischen, sowie auch tektonischen Kriterien durchgeführt. Im ersten Falle entsprechen die hier festgestellten Formationen mit Ausnahme der Tonstein-Evaporitbrekzie, in ihrem Charakter den Formationen, welche A. KRÖLL—G. WESSELY (1973) und A. KRÖLL (1980) in den Stirnteilen der Ötscher Decke auf der Lagerstätte Schönkirchen erwähnen. Ein tektonisches Kriterium ist die festgestellte Überschiebung der Trias-Gesteine auf paläogene Tonsteine in den Bohrungen LNV-3 und Studienka-83, was mit der Überschiebung der Trias-Formationen auf das Paläogen der Giesshübler Mulde in Österreich in Übereinstimmung ist.

Die Lunzer Decke wurde im Liegenden der Ötscher Decke nur in den Bohrungen LNV-3 und Studienka-83 angetroffen. Lithologisch handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze, stellenweise schwach kalkige Tonsteine, welche wir als Giesshübler Schichten betrachten.

Das grundlegende Bauelement des untersuchten Gebietes (Abb. 2) ist die Überschiebung der Ötscher Decke auf die Lunzer Einheit. Der innere Bau der Ötscher Decke ist durch eine längsgerichtete Depression charakterisiert, welche sich schon im Raume von Schönkirchen und Prottes befindet, wo sie von SW-NO Richtung ist. Von hier erstreckt sie (Abb. 1) sich in den Raum von Závod (F. NĚMEC 1983b), wo sie sich bogenförmig etwa in die Richtung NW-SO wendet und wahrscheinlich nach O und ONO in das Gebiet S der morphologischen Studienka Elevation fortsetzt. Hier endet sie entweder an einem quergerichteten morphologischen Rücken von SSO Richtung oder verläuft weiter bis zum Lakšáre-Bruche.

am Závod-Horst (Rücken) einige Schuppen, von älteren Gesteinen und vereinzelt auch von Hauptdolomit gebildet, eingefaltet sind, über die wir annehmen, dass sie zur überkippten und rückgeschobten Dolomit gebildet, eingefaltet sind, über die wir annehmen, dass sie zur überkippten und rückgeschobenen Stirn der Ötscher Decke angehört. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass diese Depression einen ähnlichen Bau auch im Raume weiter nach O im Gebiete von Studienka haben kann.

Im Relief des vorneogenen Untergrundes des untersuchten Gebietes (Abb. 1 und 5) ist ein ausgeprägtes Bauelement die längsgerichtete morphologische Studienka-Elevation, die ein Teil der längsgerichteten Lakšáre—Studienka Elevationszone von ONO-WSW Richtung ist, welche nach SW, nach Österreich fortsetzt (F. NĚMEC 1981), wo wir die Prottes- und Schönkirchen-Elevation zu ihr rechnen. Westlich von der Studienka-Struktur interpretieren wir den quergerichteten Závod-Horst (Rücken).

Im ganzen S- Raume erstreckt sich der Leváre—Sološnica-Graben, welcher im O Teil durch einen quergerichteten morphologischen Rücken von NNW-SSO Richtung charakterisiert ist. Westlich von diesen Rücken fällt der vorneogene relief im Leváre—Sološnica Graben steil nach W ab, während in Richtung nach O von ihm sein Abfallen wesentlich allmählicher ist.

Bei der Interpretation des Untergrund-Reliefs, durchgeführt anhand der seismischen Profile, abgemessen durch die CDP-Methode und Angaben von Tiefbohrungen, wurden die bei den entsprechenden Reflexen verzeichneten Anomalien vorwiegend durch Bruchtektonik (Abb. 1) gelöst. Es kann jedoch nicht eindeutig bewiesen werden, dass es sich in allen diesen Fällen tatsächlich um eine Senkungstektonik und nicht um einen Untergrund-Relief ohne Brüche handelt, welchen falls er eine beträchtliche Neigung hat, die reflex-seismische Methode (CDP) nicht im Stande ist zu verzeichnen. Ohne der weiteren geologischen Unterlagen ist es meistens nicht möglich zu entscheiden, welche der zwei möglichen Interpretationen in den entsprechenden Fällen richtig ist. Im Rahmen dieses Problems kann im untersuchten Gebiete nicht ausgeschlossen werden, dass es sich im Raume von Závod nicht um einen Horst, sondern um einen quergerichteten Rücken (Abb. 5) von NW-SO Richtung handelt.

Von den in der Bohrung Studienka-83 festgestellten vorneogenen Formationen können nach der geochemischen Untersuchung der organischen Substanz nur die paläogenen Tonsteine der Gieshübler Schichten und die obertriassischen Tonsteine der Lunzer Schichten als Erdöl-Muttergesteine betrachtet werden (P. POLESŇÁK 1984).

Über die Eigenschaften der Kollektorformationen, welche die Gesteine des Hauptdolomites sind, haben wir an der Lagestätte Závod, wo die Durchschnittswerte der gesamten effektiven Porosität und Durchlässigkeit 3 % und $96,08 \text{ nm}^2 \cdot 10^3$ erreichen, Erkenntnisse gewonnen.

Westlich vom Studienka-Raume befindet sich die morphologische Gas-Lagerstätte Závod, an einem gleichnamigen Horst (Rücken) liegend. Sie ist an die obersten obertriassischen Partien des Hauptdolomites der Ötscher Decke gebunden, in welche einige von Gesteinen des obersten Perms—der Obertrias gebildeten Schuppen eingefaltet sind. In Richtung zum Hangenden ist die Lagerstätte vorwiegend von Peliten des Unterkarpaten überdeckt. Die Gasvorräte der Kategorie C₁, bisher an dieser Lagerstätte festgestellt, erreichen einige Milliarden m³.

Im vorneogenen Untergrunde des Raumes von Studienka tauchen zwei Erkundungsprobleme auf. Das erste, die obersten Teile der Ötscher Decke betreffend, ist mit der erwähnten längsgerichteten Depression verbunden, in deren Dolomitzone sich bedeutende morphologische triassische Bitumenlagerstätten befinden, und zwar Schönkirchen, Prottes und Závod. In Bezug auf diese Begebenheit, sowie auch auf den Relief der Depression, können wir vom regionalen Standpunkte diesen ganzen Raum der Dolomitzone (Abb. 1) als erdöl- und gasversprechend betrachten. Dabei ist der quergerichtete Rücken, event. dessen W—Hang im Falle, dass die Depression an ihm endet

wird, meist perspektiv. Im Hauptdolomit dieses Raumes kann das Vorkommen der morphologischen Lagerstätten in Betracht gezogen werden.

Beim zweiten perspektiven Erkundungsproblem, welches den inneren Bau der Lunzer Decke im Liegenden der Ötscher Einheit betrifft (Abb. 2), betrachten wir, im Vergleich zur österreichischen Lagerstätte Schönkirchen—Übertief, die Kerne der vorausgesetzten Teilelevationen, in erster Reihe vom obertriassischen Hauptdolomit gebildet, als versprechend im untersuchten Raume von Studienka, in welchen vor allem Gaslagerstätten vorkommen können. Die Hülle dieser Teilelevationen bilden Jura-, Unter- und Oberkreideformationen, welche zusammen mit Tonsteinen der Giesshübler Schichten als Deckschichten dieser Lagerstätten dienen werden.

Bei beiden Problemen wird die Perspektive des obertriassischen Hauptdolomites durch die Anwesenheit der Tonsteine der Giesshübler und Lunzer Schichten als Muttergesteine, die Nähe der Überschiebungsfläche der Ötscher Decke, event. ihrer Teilschuppen, als Wege der Migration und die Erdöl- und Gasindizien, in der Bohrung Studienka-83 in Gesteine der Ötscher und Lunzer Decke festgestellt, welche ein Beweis der Bitumen- Migration von tieferen Partien der Lunzer Einheit sind, erhöht.

In der gegenwärtigen Zeit wird im Leváre—Sološnica — Graben die Bohrung Studienka-95 verwirklicht, welche in SSO von der Bohrung Studienka-83 situiert ist. Nach den vorläufigen Ergebnissen wird sich der vorneogene Untergrund im Raume dieser Bohrung um mehr als 500 m tiefer gegenüber der Voraussetzung befinden. Dies bedeutet (Abb. 1), dass auch der Závod-Bruch oder ein steiler Abhang im Falle einer bruchlosen Lösung auch in dem Raum südlich von der längsgerichteten morphologischen Studienka-Elevation bis zum Lakšáre-Bruch fortsetzen wird. Der Graben von Leváre—Sološnica wird in seinem mittleren Teil bruchlos sein und der quergerichtete Rücken in seinem östlichen Teil wird nicht so ausgeprägt sein.

Erläuterungen zu den Abbildungen und zur Tabelle

Abb. 1 Strukturelles Schema des Gebietes von Studienka-Závod, zusammengestellt für die Oberfläche des vorneogenen Untergrundes. (Autoren: J. BARTKOVÁ, S. MAYER, F. NĚMEC).

1 — Dolomite der Formation des Hauptdolomites, 2 — angenommene Grenze des Hauptdolomites, 3 — eingefaltete Schuppen, von Gesteinen der Obertrias—des obersten Perms gebildet, 4 — Höhenlinien, zusammengestellt für die Oberfläche des vorneogenen Untergrundes, 5 — Ötscher Decke, 6 — Lunzer Decke, 7 — angenommener Rand der Überschiebung der Ötscher Decke, 8 — 10 — Elemente der Elevation und Depression: 8 — Závod-Horst, 9 — Studienka-Elevation, 10 — Leváre—Sološnica-Graben, 11 — 17 Brüche: 11 — Lakšáre-Bruch, 12 — Lakšáre-Zweigbruch, 13 — nördlicher Závod-Bruch, 14 — südlicher Závod-Bruch, 15 — nördlicher Leváre—Sološnica-Bruch, 16 — südlicher Leváre—Sološnica-Bruch, 17 — Studienka Bruch, 18 — Grenzen des produktiven Teiles der Závod-Lagerstätte, 19 — Gebiet im untersuchten Raume von Studienka, perspektiv für das Vorkommen von morphologischen Bitumen-Lagerstätten, an den Hauptdolomit der Obertrias der Ötscher Decke gebunden, 20 — Gebiet im untersuchten Raume von Studienka, perspektiv für das Vorkommen von Bitumen-Lagerstätten, an den inneren Bau der Lunzer Decke gebunden, 21 — reflex-seismische Profile, durch die Methode des gemeinsamen Reflexpunktes abgemessen (CDP), 22 — geologisches Profil, erwähnt auf Abb. 2, 23 — Bohrungen, einschliesslich ihrer Abneigungen, welche den vorneogenen Untergrund erreichten, 24 — einige der Bohrungen, im Neogen beendet und an geologischen und reflexseismischen Profilen angewendet. Bezeichnung der Bohrungen: Le — Leváre, R — Rohožník, St — Studienka, Z — Závod.

Abb. 2 Quergerichtetes geologisches Profil durch das Gebiet von Studienka und den Raum nordwärts

1 — 24 Stratigraphie: 1 — 9 Wiener Becken: 1 — Pont, 2 — Pannon, 3 — Sarmat, 4 — Oberbaden, 5 — Mittelbaden, 6 — Unterbaden, 7 — Oberkarpat, 8 — Mittelkarpat, 9 — Unterkarpat, 10 — 24 Untergrund des Wiener Beckens: 10 — Paläogen, 11 — Obersenon-Paläogen, 12 — 16 Kreide: 12 — Oberkampan-Maastricht, 13 — Mittel-Unterkampan, 14 — Kampan, 15 — Koniak-Santon,

16 — Unterkreide, 17 — Jura, 18 — 24 Trias: 18 — Hauptdolomit des Nors, 19 — Opponitzer Schichten des höheren Karns, 20 — Lunzer Schichten des Karns, 21 — Steinalmkalke der Mitteltrias—des Oberanis, 22 — Gutensteinkalke der Mitteltrias des Anis, 23 — Reichenhaller Schichten der unteren oder basalen Mitteltrias, 24 — Mitteltrias (näher undifferenziert), 25 — 30 Lithologie: 25 — Dolomite, 26 — Kalke, 27a — Tonsteine und Schiefer, 27b — Aleurite, 28 — Tonsteine-Evaporitbrekzie mit Anhydriten, 29a — Konglomerate, 29b — Brekzien, 30a — Sandsteine, 30b — Sande, 31 — 36 Bau: 31 — Ötscher Decke, 32 — Lunzer Decke, 33 — Giesshübler Mulde, 34 — Überschiebungsfläche der Ötscher Decke, 35 — Überschiebungsflächen der Teilschuppen der Ötscher Decke, 36 — Brüche, 37 — kreuzendes reflex-seismisches Profil, 38 — gasversprechende Formationen in der Lunzer Decke und erdöl—und gasversprechende Formationen in der Ötscher Einheit, 39 — Gas und gasversprechende Horizonte, im Neogen in den Bohrungen Studienka-83 und 84 festgestellt. Bezeichnung der Bohrungen: St — Studienka, Z — Závod.

Abb. 3 Zeitversion des reflex-seismischen Profils 620/78 und seine geologische Interpretation. Erläuterungen: siehe Abb. 4

Abb. 4 Zeitversion des reflex-seismischen Profils 616/78 und seine geologische Interpretation 1—8 Stratigraphie: 1 — Pont, 2 — Pannon, 3 — Sarmat, 4 — Oberbaden, 5 — Mittelbaden, 6 — Unterbaden, 7 — Karpat, 8 — Untergrund des Neogens, 9 — 12 Bau: 9 — Ötscher Decke, 10 — Lunzer Decke, 11 — angenommene Überschiebungsfläche der Ötscher-Lunzer Decke, 12 — Brüche, 13 — einige der kreuzenden reflex-seismischen Profile, 14 — kreuzendes geologisches Profil, 15 — Hektameter, 16 — Zeitangabe in Sek. 17 — Tiefbohrungen. Bezeichnung der Bohrungen: Le — Leváre, St — Studienka, Z — Závod.

Abb. 5 Strukturelles Schema des Závod — Rückens, zusammengestellt für die Oberfläche des vorneogenen Untergrundes in der Alternative ohne Brüche.

Erläuterungen:

1 — Ötscher Decke, 2 — Lunzer Decke, 3 — angenommener Rand der Überschiebung der Ötscher Decke, 4 — Závod-Rücken, 5 — Leváre—Sološnica-Graben, 6 — nördlicher Leváre—Sološnica-Bruch, 7 — Höhenlinien, für die Oberfläche des vorneogenen Untergrundes zusammengestellt, 8 — reflex-seismisches Profil, durch die Methode des gemeinsamen Reflexpunktes abgemessen und auf Abb. 4 erwähnt, 9 — Bohrungen, einschliesslich ihrer Abneigungen, welche den vorneogenen Untergrund erreichten. Bezeichnung der Bohrungen: Z — Závod.

Tabelle 1 Petro-physikalische Eigenschaften der Gesteine (Durchschnittswerte), in den vorneogenen Formationen in der Bohrung Studienka-83 festgestellt (nach B. JANDOVÁ 1984 und F. KARKOŠKA —F. PUČEK 1984)

Einheit: Ötscher Decke, Lunzer Decke. Geologische Formation: Oberkreide-Kampan, Obertrias-Karn, Lunzer Schichten, event. Reingrabener Schiefer, Mitteltrias-Oberanis, Steinalmkalke, Mitteltrias-Anis, Gutensteinkalke, Unter- oder Mitteltrias, Reichenhaller Schichten, Paläozen-Eozän, event. Senon.—Lithologischer Charakter der Gesteine: karbonatische und konglomeratische Brekzien und Kalke, Tonsteine mit Einlagerungen von Sandsteinen, welche im tieferen Teil wechsella gern, massive Kalke, stylolitische mikritische Kalke, Tonstein-Evaporit-Brekzie, kalkige Tonsteine mit stylolitischen Kalzitadern—Tiefe in m.—Festgestellt von Bohrkernen: Porosität in %—primäre, sekundäre, gesamte. Durchlässigkeit in $n \text{ m}^2 \cdot 10^3$. Festgestellt von EK—Messungen: Porosität in % — gesamt + in Bezug auf die verminderte Qualität der Karotage-Messungen aus Gründen der sehr salzigen Ausspülung wurde die quantitative Bewertung der Porosität im Intervall 3602—4075 m nicht durchgeführt. + + im Intervall 4075—4186 wurde überhaupt keine Karotage-Messung wegen der Havarie verwirklicht.

Übersetzung: J. Pevný.



Eugénia Vaškovská — Imrich Vaškovský — Zoltán Bedrna

Minerálna sila pôdneho substrátu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny

3 obr., v texte, 1 fareb. mapa (pod páskou), anglické resumé

Abstract. The main goal of the work is establishing of the mineral force, i. e. the content of the main accessible plant nutriments in the soil substrata of the SE part of the Danube lowland. In this region the soil substrata are generally rich in calcium and magnesium, however, phosphorus and potassium are often in minimum and limiting the potential force of the mineral nourishment of plants. Delimitation of soil substrata makes possible to determine the balance of the soil fund for the purpose of maximum rationalization of agricultural large-scale production. The textual data are completed by analytical tables.

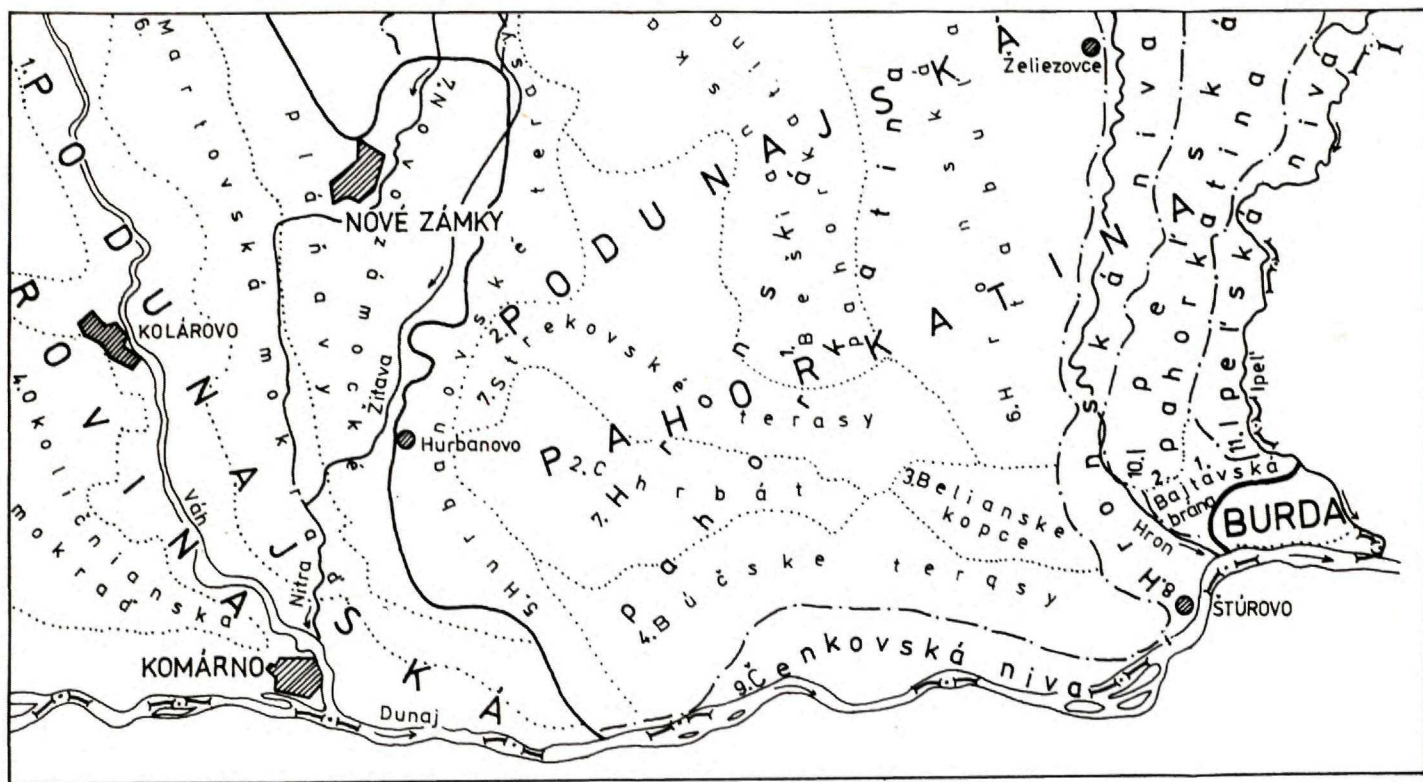
Úvod

V druhej polovici 20. storočia sa v celosvetovom meradle dostali do popredia medzi najnaliehavejšie problémy spoločnosti najmä: problém energie, problém potravín a problém vzťahu spoločnosti k prostrediu, ktoré si táto prispôsobuje pre svoje účely v súvislosti s neustále sa rozvíjajúcou výrobou, každodennými životnými potrebami a pod.

Problém optimálneho zabezpečenia výživy obyvateľstva v každom štáte vyžaduje predovšetkým využívať vlastné zdroje, a tak čo najmenej závisieť od dovozu zo zahraničia. Táto snaha sa nemôže zaobísť bez výraznejšieho zvyšovania poľnohospodárskej produkcie. Pred takýmito celospoločensky veľmi dôležitými úlohami stojí aj naše poľnohospodárstvo. Ústredný výbor KSC na 13. plenárnom zasadnutí i na XVII. zjazde KSC rozpracoval strategickú líniu pre zvyšovanie našej sebestačnosti v potravinách, dávajúc prednosť zvýšenej intenzifikácii rastlinnej výroby.

Táto výroba prirodzene priamo závisí od využitia pôd, od hospodárenia na nich. Pôdy vznikali na rôznych typoch substrátov, je potom zrejmé, že uplatnenie komplexu poznatkov o vlastnostiach pôd a pôdnych substrátov otvára nové neobyčajne veľké, predtým nepoznané možnosti intenzifikovať rastlinnú výrobu. Takto sa pôda ako základný výrobný prostriedok vlastne stáva predmetom všestranného skúmania. Geológia tiež prispieva k tomuto poznávaniu genézy

RNDr. I. Vaškovský, DrSc., RNDr. E. Vaškovská, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava
Ing. Z. Bedrna, DrSc., Výskumný ústav pôdoznavectva a výživy rastlín, Rožňavská cesta, 823 60 Bratislava



Obr. 1 Prehľad geomorfologických celkov, podcelkov a častí v juhovýchodnej časti územia Podunajskej nížiny (podľa E. MAZÚR — M. LUKNIŠ 1980)

Fig. 1 Survey of geomorphological wholes, subwholes and parts in the southeastern part of the Danube lowland region (according to E. MAZÚR — M. LUKNIŠ 1980)

pôd, ich vlastností a pod. Avšak efektívnosť aplikácie poznatkov geológie musí ísť paralelne s pôdoznalectvom a poznaním minerálnej sily pôdnych substrátov, na ktorých sa pôdy vyvíjajú. Tento článok, ktorý vznikol pri medzirezortnej spolupráci, treba považovať za prvý krok k cieľu — pomáhať riešiť aktuálne problémy súčasnosti so zreteľom na územie jv. časti Podunajskej nížiny.

Vymedzenie územia

Územie je súčasťou Podunajskej nížiny, ako jeho jv. časť. Na západe je ohraničené myslenou čiarou medzi Komárnom a Andovcami, na severe spojnicou Andovce—Ipeľský Sokolec, na juhu hlavným tokom Dunaja a na východe riekou Ipeľ; ich stredom prechádza štátna hranica medzi MLR a ČSSR (obr. 1). Administratívne patrí územie do okresov: Komárno, Nové Zámky, čiastočne aj Levice. Celé územie je intenzívne poľnohospodársky obrábané, len malé plochy pokrývajú lesy rastúce na strmších stráňach pahorkov a na niektorých úsekoch poriečnych nív. Iba menšie plochy sú ponechané ako pasienky.

Hydrograficky patrí územie do povodia Dunaja, do ktorého sa na ľavej strane vlieva Váh (s prítokmi Nitry a Žitavy), potom Hron a Ipeľ. Okrem týchto tokov je tu ešte niekoľko menších alebo väčších tokov, prípadne umele vyhlbených kanálov.

Prehľad doterajších výskumov a stav problematiky

V hodnotení aplikácie minerálnej sily pôdnych substrátov pri intenzifikácii nášho poľnohospodárstva sa obmedzujeme hlavne na práce zaoberajúce sa územím jv. časti Podunajskej nížiny alebo jej okolím. Uvádzame tiež literatúru hodnotiacu vlastnú minerálnu silu pôdnych substrátov. Územie jv. časti Podunajskej nížiny a jeho okolie bolo stredobodom poznávania geologickej stavby a pôdnych pomerov v troch časových úsekoch. Jednotlivé časové úseky sa líšia rozsahom prác, vecnou náplňou a metodickými postupmi, avšak v podstate sa navzájom dopĺňajú. Prvý časový úsek je do skončenia prvej svetovej vojny r. 1918, druhý do oslobodenia r. 1945 a tretí od oslobodenia podnes.

Prvé známejšie štúdie o tomto území pochádzajú z rozhrania 19. a 20. storočia. Prinášajú zväčša pomerne veľa údajov o geologickej stavbe, najmä terciérnych a kvartérnych sedimentov. Značnú pozornosť venujú problémom rozšírenia pôd, charakteristike ich genézy a pod. Autormi týchto prác sú: D. INKEY (1896), H. HORUSITZKY (1900, 1903, 1904, 1905, 1915), I. TIMKÓ (1900, 1901, 1903).

Počas druhého časového úseku sa väčšina prác zamerala predovšetkým na otázky geomorfológie, hydrografie (J. HROMÁDKA 1931, 1943, A. KÉZ 1934, 1939, F. ISPAITS 1943, F. ŘIKOVSKÝ 1936), potom na paleontológiu (J. PETR-BOK 1924), tektoniku (L. ČEPEK 1938) atď.

Nasledujúce obdobie (od r. 1945 po súčasnosť) treba považovať za najúspešnejšie nielen z hľadiska množstva výskumov, ale aj z hľadiska postupného

skvalitňovania týchto prác pri použití komplexu metód pri terénnom výskume, aj laboratórnom spracovaní za účasti rôznych špecialistov. Autormi prác z tohto obdobia, týkajúcich sa skúmania predkvartérnych útvarov, sú: M. KOLESÍK (1949), J. SENEŠ (1960), J. GAŠPARIK (1959), novšie O. FUSÁN et al. (1970, 1979), O. FRANKO et al. (1979). Súhrnnejší prehľad o týchto prácach a ich výsledkoch je uvedený vo „Vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Nové Zámky — Čalovo“ (J. SENEŠ — T. BUDAY et al. 1962, potom T. BUDAY et al. 1967).

Problémy geomorfologického vývoja rôznych častí záujmového územia boli predmetom skúmania viacerých autorov (Š. JANŠÁK 1950, M. LUKNIŠ — Š. BUČKO, 1953, M. LUKNIŠ — E. MAZÚR 1959, M. PÉCSI 1956, J. KVITKOVIČ — M. LUKNIŠ — E. MAZÚR 1956, M. DLABAČ 1960 atď.). Otázkam malakozoologického výskumu sa venoval V. LOŽEK (1952, 1955, 1964, 1973).

Systematickejším výskumom kvartéru na sledovanom území sa od r. 1959 venovali hlavne pracovníci oddelenia kvartéru GÚDŠ. Tento výskum mal charakter komplexného regionálneho skúmania a bol spojený s geologickým mapovaním kvartérnych sedimentov — I. VAŠKOVSKÝ, J. HARČÁR, R. HALOUZKA, J. PRISTAŠ; predkvartérnych útvarov — R. GABČO, D. VASS, Z. PRIECHODSKÁ, K. KAROLUS; ako špecialisti kvartéru pracovali — E. KRIPPEL, L. KALAŠ, E. VAŠKOVSKÁ, D. MINAŘÍKOVÁ, Z. SCHMIDT. Výsledky výskumov sú zhrnuté v ročných a čiastkových záverečných správach, čiastočne aj publikované. Súhrnný prehľad o výskume je podaný vo „Vysvetlivkách ku geologickej mape jv. časti Podunajskej nížiny 1:50 000“ I. VAŠKOVSKÝ et al. (1982).

K poznaniu stavby a zloženia kvartérnych sedimentov i predkvartérnych útvarov na skúmanom území prispeli aj práce inžinierskych geológov a hydrogeológov (L. JAKUBEC, A. PORUBSKÝ, J. ISZO, P. BUJALKA, A. TUŽINSKÝ atď.).

Pôdny kryt intenzívne skúmali pracovníci Výskumného ústavu pôdoznanectva a výživy rastlín v Bratislave (Z. BEDRNA, J. HRAŠKO, F. ZRUBEC, J. KÚDELA, A. ŠÍŠKA, V. PESTÚN a ďalší).

Metodika výskumu

Výskum minerálnej sily pôdneho substrátu predchádzalo podrobné geologické mapovanie skúmaného územia a bola zostavená „Geologická mapa jv. časti Podunajskej nížiny v mierke 1:50 000“, ktorá bola vydaná tlačou roku 1976; taktiež bola zostavená pôdna mapa v rôznych mierkach pracovníkmi Výskumného ústavu pôdoznanectva a výživy rastlín v Bratislave. Na geologickej mape sú vymedzené hlavne stratigrafické — genetické typy kvartérnych sedimentov, ktoré tvoria v prevažnej časti územia pôdny substrát. Súborný opis litologicko-mineralogického zloženia sedimentov tvoriacich pôdne substráty sme doplnili totálnymi chemickými rozbormi. Použili sme údaje z archívu Výskumného ústavu pôdoznanectva a výživy rastlín v Bratislave. Ďalších 54 vzoriek sme doplnili chemickými rozbormi v laboratóriu GÚDŠ (išlo najmä o pôdne substráty tvorené terciérnymi sedimentmi, sprašami a deluviálnymi sedimentmi).

Pri samotnom hodnotení minerálnej sily jednotlivých typov sedimentov ako pôdnych substrátov sme vychádzali zo skúseností získaných pri práci nad minerálnou silou viatych pieskov ako pôdnych substrátov v jv. časti Podunajskej nížiny (I. VAŠKOVSKÝ — Z. BEDRNA 1971). Zistili sme, že z použitých metód výskumu a hodnotenia minerálnej sily (J. HÚSENICA 1964, J. KLIKA — V. NOVÁK — F. GREGOR 1954, J. STEJSKAL 1962) sa najviac pre poľnohospodárske využitie uplatní metóda J. Stejskala. Použili sme ju v ďalšej práci (I. VAŠKOVSKÝ — Z. BEDRNA 1973, I. VAŠKOVSKÝ — Z. BEDRNA — E. VAŠKOVSKÁ 1985) i v tomto článku. Pri zaradení jednotlivých tried a skupín minerálnej sily vychádzame z údajov množstva potenciálnych zásob jednotlivých živín (Mg, Ca, K a P), stanovených vo výluhu horúcou 20 % HCl a z celkového rozboru tavením 202 vzoriek jednotlivých typov sedimentov. Uvedenou klasifikáciou sú hodnotené rezervy živín v sedimentoch ako nadbytočné (+3), veľmi dobré (+2), dobré (+1), normálne (0), malé (-1), veľmi malé (-2) a nedostatočné (-3) v 7 triedach podľa nedostatkových živín. Jednotlivé triedy sú vyčlenené podľa počtu živín s najnižším obsahom. Tak napr. trieda I₂ znamená, že tri živiny majú obsah -3 a jedna živina sa vyskytuje s väčším obsahom (+3 až -2). Pri triede II₄ iba jedna živina má obsah -2 a všetky ďalšie sa vyskytujú vo väčšom množstve a pod.

Horeuvedené údaje boli základným podkladovým materiálom aj pre zostavenie mapy minerálnej sily sedimentov pôdneho substrátu skúmaného územia. Hranice medzi jednotlivými okrskami sme spresňovali podľa typov sedimentov uvedených na geologickej mape a tiež podľa pôdnej mapy.

Prehľad geomorfologických pomerov

Na skúmanom území v zmysle regionálneho geomorfologického členenia vyčleňuje E. MAZÚR a M. LUKNIŠ (1980) zreteľne tri morfologické celky: Podunajskú rovinu, Podunajskú pahorkatinu a Burdu, v rámci ktorých sa ďalej vyčleňujú podcelky a časti (obr. 1).

Podunajská rovina zasahuje do skúmaného územia len svojim najvýchodnejším úzkym pruhom, rozprestierajúcim sa zhruba v priestore medzi Komárnom—Kolárovom—Novými Zámkami—Hurbanovom a osadou Žitva. Patrí sem dolná časť Žitného ostrova a dolné časti medziriečisk Váhu—Nitry a Žitavy. Ide vlastne o mladú štruktúrnú rovinu, vo vývoji ktorej a aj v súčasnosti sa uplatňujú dva proti sebe pôsobiace a vzájomne sa ovplyvňujúce činitele, a to nerovnomerné tektonické pohyby a fluvialna činnosť Dunaja v časti Žitného ostrova a zasa Váhu (resp. Vážskeho Dunaja). Nitry a Žitavy v časti medziriečisk. Vývojom reliéfu na Žitnom ostrove sa zaoberal M. LUKNIŠ—E. MAZÚR (1959), I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ (1977). Stredom ostrova prebieha mierne vyvýšený pás v smere SZ—JV, ktorý je vlastne pokračovaním jadra Žitného ostrova, začínajúceho pod Bratislavou s výškou 136 m n. m. a končiaceho pri Komárne okolo 108 m, kde sa aj celkom vytráca. Vyvýšené jadro Žitného ostrova po

oboch stranách lemujú rovinné zníženiны spestrené systémami starých riečisk a mŕtvych ramien v rôznych štádiách vývoja. Medzi jadro a mladý agradačný val Vážskeho Dunaja sa vkladajú časť označovaná ako Okoličnianska mokraď (4). Na jej povrchu sa nachádzajú prevažne hlinité, piesčitohlinité sedimenty a slatiny.

Najvýhodnejšiu časť Podunajskej roviny na skúmanom území tvoria roviny pozdĺž dolných tokov Váhu, Nitry a Žitavy; ich reliéf je spestrený aj plytkými zníženinami po bývalých korytách a ramenách riek. I toto územie sa vyznačuje silnou agradáciou fluvialnych nánosov. Reliéf územia spracoval M. LUKNIŠ—Š. BUČKO (1953). Na intenzívny vplyv mladých tektonických pohybov pri vytváraní reliéfu poukázal I. VAŠKOVSKÝ (1970), I. VAŠKOVSKÝ et al. (1982). V reliéfe územia sa vyčleňujú dve časti—Martovská mokraď (6) a Novozámocké pláňavy (7).

Martovská mokraď (obr. 1) sa rozprestiera v medziriečisku Váhu (Vážskeho Dunaja) a Nitry, tvorí úzky pás s.—j. smeru v priestore medzi obcami Zemné—Andovce—Komoča—Martovce—Káva—Lándor až k Patinciam.

Novozámocké pláňavy (obr. 1) označoval M. LUKNIŠ—Š. BUČKO (1953) ako prechodné územie medzi Podunajskou rovinou (v zmysle členenia J. HRMÁDKU (1931) a riečnymi terasovými stupňami. I. VAŠKOVSKÝ et al. (1982) označujú túto časť ako nižší terasový stupeň. Jej územie sa vyznačuje pomerne málo výrazným reliéfom, menej výrazné je najmä jej západné ohraničenie. Najväčšiu šírku, asi 10 km, dosahuje časť pláňavy pod Novými Zámkami, potom sa postupne zužuje a nadobúda tvar asi 500 m klina v okolí Chotína a pri Marcelovej sa vytráca. Na východe pláňavu obmedzuje dosť výrazná erózna hrana hurbanovskej terasy (stredného terasového stupňa). Povrch časti pláňav kolíše v rozmedzí 110—115 m n. m., v ojedinelých prípadoch aj viac (Abov vršok 124 m). V západnej časti územia vystupujú väčšie ostrovy obklopené rovinou. Ostrovčeky sú zoradené do pásov vyznačujúcich sa asi 7—13 m relatívnou výškou nad vlastnou rovinou. Ostrovy sú budované močiarovými sprašami a viatymi pieskami. Na eolický reliéf tejto časti poukázal Š. JANŠÁK (1950), I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ (1970).

Druhým morfológickým celkom, ktorý tvorí v reliéfe sledovaného územia vyššiu úroveň nad Podunajskou rovinou, je Podunajská pahorkatina rozčlenená do nasledujúcich podcelkov (obr. 1): Hronská pahorkatina (7), Hronská niva (8), Čenkovská niva (9), Ipeľská pahorkatina (10) a Ipeľská niva (11). Charakter a členitosť reliéfu jednotlivých častí pahorkatiny sú rôzne, v závislosti od miestnych tektonických pomerov. Vlastné pahorkatiny sa vyznačujú disekciou reliéfu do 120 m. Prevažuje výskyt hladko modelovaných prvkov, oddelených od seba rôzne hustou dolinnou sieťou. Niektoré chrbty majú vo vrcholových častiach zachované zvyšky plochého predkvartérneho reliéfu. Nachádzajú sa v rozpätí 230—280 m n. m. Svahy chrbtov sú rozčlenené mnohými úvalinami, pokryté obyčajne nerovnako hrubými sprašovými pokrývkami alebo na povrch vystupujúcimi neogénnymi zvetralinami a sedimentmi. Hustota dolinnej siete závisí od hustoty zlomových línií, na ktoré sa doliny najčastejšie viažu. Charakteristický je najmä mriežkovitý typ dolinnej siete a asymetrický priečny profil dolín.

Nachádzajú sa tu tiež deflačné korytá. Výrazným rovinným reliéfom sa vyznačujú poriečne nivy. Ich menšie denivelácie spôsobujú len opustené korytá a meandre riek v rôznych štádiach vývoja a zachovania. Známe sú aj rozsiahlejšie výskytu viatych pieskov v podobe pokryvov a dún.

Hronská pahorkatina (7) zasahuje na skúmané územie len svojou juhozápadnou a južnou časťou. Jej územie je na mnohých miestach zreteľne zlomove ohraničené. Charakteristické zlomové svahy sú napr. voči doline Hrona a Dunaja. Aj na samotnom území pahorkatiny sa dosť výrazne uplatňuje vplyv nerovnakej aktivity zlomovej tektoniky v členení jej územia do niekoľkých geomorfologických častí: Bešianska pahorkatina (1), Chrbát (2), Belianske kopce (3), Búčske terasy (4), Hurbanovské terasy (5), Hronská tabuľa (6), Strekovské terasy (7) — (obr. 1).

Bešianska pahorkatina (1) zaberá na skúmanom území iba menšiu plochu v širšom okolí Kolty a Dubníka, kde sa vkladuje medzi Strekovské terasy Hronskú tabuľu. Podstatná časť tejto pahorkatiny pokračuje severným smerom, prakticky až k Pohronskému Inovcu, kde je zlomove ohraničená. Jej územie je rozčlenené paralelne prebiehajúcimi dolinami na rad samostatných chrbtov (krýh). Povrch chrbtov je pomerne široký, vcelku plochý, s nepatrnými deniveláciami. Chrbty dosahujú výšku okolo 250—270 m (Hrabiny 257,2 m, Stará hora 258,2 m, Svinný vrch 272,1 m). Zníženiny medzi chrbtami sú najčastejšie sz.—jv. smeru. Povrch pahorkatiny je najčastejšie pokrytý sprašovými pokryvmi a v severnejšej časti sprašovými hlinami.

Chrbát (2) má tvar pravidelného trojuholníka ohraničeného na západe a juhu terasami Dunaja, na SV Strekovskými terasami (starou „pradolínou“ Žitavy — J. HARČÁR 1967). V podstate ide o vyššie vyzdvihnutú kryhu ohraničenú zlomom sz.—jv. smeru. Výrazným znakom pre reliéf tejto časti je pravidelné usporiadanie chrbtov a dolín v smere SZ—JV. Povrch chrbtov je rovný (so zvyškami predkvartérneho reliéfu) s miernym sklonom k SZ. Výška povrchu jednotlivých chrbtov kolíše v rozmedzí niekoľkých desiatok metrov, iba v južnejšej časti dosahujú väčšie výšky. Najnápadnejšie sú najmä chrbty prebiehajúce jz. od čiar Vojnice-Príbeta, kde sa zvyšujú nad 200 m a dosahujú až 250—270 m (Chrbát 270,5 m). Paralelne medzi chrbtami prebiehajúce doliny sú suché, len v doline medzi Dulovcami a Novou Trstenou tečie malý potok smerom na SZ, avšak tento pri Novej Trstenej v pieskoch zaniká. Doliny majú tvar úvalín s nepatrnými sklonmi dien, smerujú jednak do doliny Žitavy, jednak do doliny Dunaja. Miestami sú doliny asymetrické (napr. v okolí Duloviec i v doline smerujúcej od Modran k Chraští). Strmšie svahy sú orientované na JZ. Svahy dolín sú obyčajne hladko modelované, rozčlenené plytšími úvalinami. Len v širšom okolí Chrbta pozorovať intenzívnejšie rozčlenenie povrchu hlbšími a kratšími bočnými dolinami. Takéto usporiadanie chrbtov a dolín v litologicky rovnakom materiáli svedčí o vzniku tektonickou predispozíciou, na čo už upozornil M. LUKNIŠ a Š. BUČKO (1953).

Belianske kopce (3) tiež predstavujú skupinu krýh s dobre zachovanou vrcholovou plošinou, ohraničenou výraznými zlomovými svahmi, najmä voči doline Hrona a Dunaja a voči prelomovej doline potoka Paríž. Celá skupina je

vysunutá na východ, čím spôsobuje zúženie doliny Hrona. Od časti Chrbta sú Belianske kopce oddelené miernou zníženinou, ktorá prebieha po zlomovej línii sz.—jv. smeru, poukázal na ňu J. GAŠPARIK (1959). Na svahoch kopcov sa nenachádzajú stopy riečnych terasových zvyškov. Geologickou stavbou i morfológickým tvarom pripomínajú Belianske kopce Ipeľskú pahorkatinu, na čo už skôr upozornil J. HROMÁDKA (1931), ktorý ich považoval za súčasť Ipeľskej pahorkatiny, odčlenenú Hronom v mladšom pleistocéne. Bližšie však ich ohraňenie neuviedol. Prikláňame sa k názoru J. Hromádku, no predpokladáme, že k ich oddeleniu došlo skôr, najneskoršie v interglaciáli mindel/ris. Na svahoch Belianskych kopcov väčšinou vystupujú predkvartérne útvary, čiastočne, najmä pri úpätných častiach, pokryté sprašami.

Búcske (4) a Hurbanovské terasy (5) tvoria prechodný morfológický stupeň medzi Podunajskou rovinou a pahorkatinami. Povrch terasových stupňov najmä v ich západnej strane je hodne zvlnený vyvýšenými pásmi sz.—jv. smeru pretiahnutých dún viatych pieskov, medzi ktorými sú potom zníženiny, často v nich vystupujú riečne sedimenty alebo spraše. Vo východnej časti je povrch terasy (približne od čiar Šrobárová—Moča k Štúrovu) rovnejší a pokrytý sprašami.

Hronská tabuľa (6) sa na skúmanom území rozprestiera na východnej strane Hronskej pahorkatiny (obr. 1), na západe je ohraňená Bešianskou pahorkatinou, potom čiastočne Strekovskými terasami a Hronskou nivou. Jej ohraňenie nie je priamočiare, ani veľmi výrazné. Hronská tabuľa smerom na sever pokračuje mimo záujmového územia. Tabuľa tvorí terasový systém Hrona, ktorý je pokrytý súvislým pokryvom spraší, jej povrch je rozčlenený paralelne prebiehajúcimi plytkými dolinami, založenými v kvartéri na aktívnych zlomoch sz.—jv. smeru. Výška povrchu tabule je na západnej strane okolo 200 m (pri Svodíne 199,2 m), odtiaľ na východ sa postupne znižuje na 140—130 m. Tabuľou preteká niekoľko menších potokov (Kvetnica, Blatný potok) i niekoľko úplne malých potôčikov.

Strekovské terasy (7), „pradolina Žitavy“, oddeľujú skupinu Chrbta od Bešianskej pahorkatiny. Dolina prebieha sz.—jv. smerom od Dvorov nad Žitavou k Strekovu, kde sa spája s dolinou Paríža. Dolina tvorí zníženinu v reliéfe pahorkatiny, v ktorej sa zachovali — ako uvádza J. HARCÁR (1967, 1975) — tektonicky porušené stredné a vysoké terasy Žitavy, nadväzujúce na terasový systém v doline Hrona. Najstaršia a najsúvislejšia je terasa v okolí Svodína; jej stupne sú pokryté sprašou, šírka dna je okolo 3—5 km. Dno je väčšinou suché, mierne zvlnené chrbátikmi, medzi ktorými sa nachádzajú osady Mikloš a Veterník. Výška povrchu dna na V od Dvorov nad Žitavou je 125—130 m a smerom na JV k Strekovu pomaly stúpa až na 140—145 m n.m.

Hronská niva (8) tvorí na skúmanom území geomorfologický podcelok, ktorý je na pravej strane ohraňený Hronskou pahorkatinou a na kratšom úseku Burdou. Niva vytvára nerovnako široký pás tiahnuci sa takmer v s.—j. smere. V severnom okraji je široká okolo 3750 m, avšak pri Kamennom Moste sa prudko zužuje na 1,5 km a vytvára prelomovú dolinu medzi Belianskymi kopcami a Burdou až po ústie Dunaja. Niva je väčšinou dvojstupňová, neregulárna.

lovaný Hron na nej meandruje. Na mnohých úsekoch je jeho koryto zatlačené do jednej strany nivy, kde potom vytvára bočnou eróziou výrazné ohraničenie voči terasám. Rieka Hron sa počas kvartéru pravdepodobne pod vplyvom tektonických pohybov postupne presúvala od Z na V.

Čenkovská niva (9) ako geomorfologický podcelok je na skúmanom území na SZ a S ohraničená výraznou hranou Búčskej terasy, ktorá sa oblúkovite stáča od Moče n/Dunajom k Búču a božiemu kopcu pri Štúrove, na juhu je obmedzená tokom Dunaja. Územie nivy nie je jednotné, môžeme tu vyčleniť tri časti: Nižší terasový stupeň (I. VAŠKOVSKÝ 1970), nachádzajúci sa v priestore Moča—Búč—Obid—Boží kopec, na jv. strane ohraničený výraznou hranou prebiehajúcou približne od Moče smerom na osadu Slukoviny, Mária dvor, majer Sarvaš. Rovnocenným tomuto stupňu je potom územie ostrova, na ktorom je Langová, Čenkovská pusta a Čenkovský les; tieto sú pokryté prevažne fluvialno-eolickými pieskami. Medzi nižšie stupne, t. j. medzi Čenkovský les a Mária dvor, sa vklíňuje výrazná zníženina, ktorá predstavuje opustené mŕtve rameno Dunaja, rozdeľujúce sa oproti majeru Mária dvor a obtekajúce Čenkovský les.

Ipeľská pahorkatina (10), geomorfologický podcelok, má podobný charakter ako Hronská pahorkatina. Je pretiahnutá s.—j. smerom, na J sa výrazne zužuje až po Zálabu, kde má šírku iba 3 km. Je tektonicky ohraničená a vnútorne diferencovaná. Na skúmanom území sa vyčleňujú dve časti: Bajtavská brána (1) a Zalabský chrbát (2) — (obr. 1).

Bajtavská brána (1) tvorí pomerne úzku 2—5 km zníženinu oddeľujúcu Ipeľskú pahorkatinu od pohoria Burda. Zníženina je tektonicky predisponovaná priečnymi zlomami. Predpokladáme, že zníženinu vytvoril eróziou Prahron.

Zalabský chrbát (2) sa tiahne s.—j. smerom, s miernym odchýlením na SV—JZ. Chrbát je ohraničený nivami Hrona a Ipľa. Jeho povrch je mierne členený, vlastný chrbát sa tiahne stredom a vyznačuje sa kolísavými výškami 153—290 m. Doliny medzi menšími chrbtami sú obyčajne suché. Na ich svahoch vystupujú neogénne sedimenty a len miestami sú pokryvy spraší.

Ipeľská niva (11) je na Z ohraničená Ipeľskou pahorkatinou a na kratšom úseku aj pohorím Burda, na V štátnou hranicou, pravda pokračuje aj na maďarskej strane. Aj táto niva tvorí malú štruktúrnu rovinu, ktorú vytvára rieka Ipeľ. Neregulovaný Ipeľ na svojej nive výrazne meandruje a počas jarného topenia snehu a väčších dažďov sa rozlieva na veľkých plochách. Povrch nivy je spestrený opustenými meandrami a ramenami, ktoré sa nachádzajú v rôznych štádiách zarastania. V okolí Ipeľského Sokolca je povrch nivy spestrený fluvialno-eolickými pieskami. V ostatných úsekoch sa na jej povrchu nachádzajú prevažne hlinité sedimenty.

Burda (1) patrí do Matransko-slanskej oblasti. Na skúmanom území tvorí vlastne exot v Podunajskej nížine. Má tvar kopule, ktorá má v strede výšku okolo 399 m (Burdov 388,3 m, Kráľova hora 373,2 m) a na okrajoch 217—190 m. Budovaná je andezitickými aglomerátmi, na okrajových svahoch sa nachádzajú sprašové pokryvy. Celé územie patrí do štátnej rezervácie.

Aj v súčasnosti pôsobia na vyčlenených geomorfologických celkoch rôzne reliéfotvorné činitele. Na pahorkatinách prevládajú erózne procesy (plošný

zmyv, veterná erózia), na rovine zasa prevládajú procesy akumulácie. Erózne procesy vplývajú na mechanickú degradáciu pôd na pahorkatinách; veľmi často sme svedkami, že rastliny vegetujú na pôdnych substrátoch alebo na zvyškoch pôdnych profilov (horizontov). Na rovine dochádza k intenzívnejšej tvorbe pôd, väčšej variabilite pôdnych substrátov.

Prehľad geologických pomerov

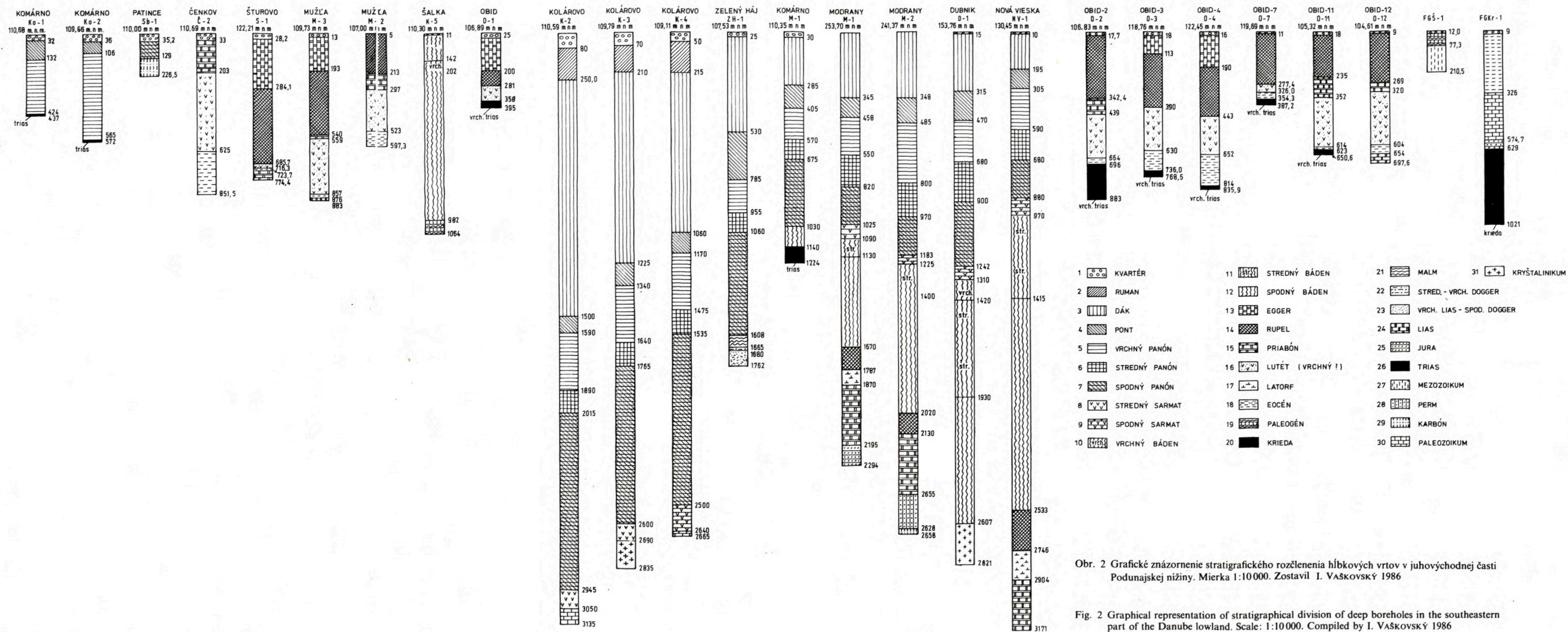
Vzhľadom na cieľ práce venujeme pri opise geologických pomerov väčšiu pozornosť charakteristike kvartérnych a neogénnych sedimentov, dokiaľ tvoria pôdny substrát. Ostatné staršie útvary, vrátane predterciérneho podložia, opíšeme len v hrubých rysoch kvôli celkovému obrazu o geologickej stavbe a geologickom vývoji územia.

Predterciérne podložie

Priame zovšeobecnené a podrobnejšie informácie o stavbe a zastúpení tektonických a a litostratigrafických jednotiek v terciérnom podloží na skúmanom území nachádzame najmä v prácach O. FUSÁN et al. (1971, 1979) a vo vrtoch (obr. 2). Z uvedených prác vyplýva, že na sledovanom území je predterciérne podložie tvorené dvoma osobitnými celkami vyznačujúcimi sa rozdielnou geologickou stavbou. Hranicu medzi celkami tvorí východozápadná tektonická línia — hurbanovský zlom prebiehajúci približne na čiare Hurbanovo—Salka. Na sever od spomínanej línie (v okolí Kolárova a na svahoch dubníckej plošiny) sú pod terciérom kryštallické bridlice a granitoidy veporika a na juh od tohto zlomu, na severnom okraji komárňanskej kryhy sú nemetamorfované sedimenty paleozoika a mezozoika, ktoré už patria do Maďarského stredohoria a predstavujú vlastne poklesnutý svah pohoria Gerecse.

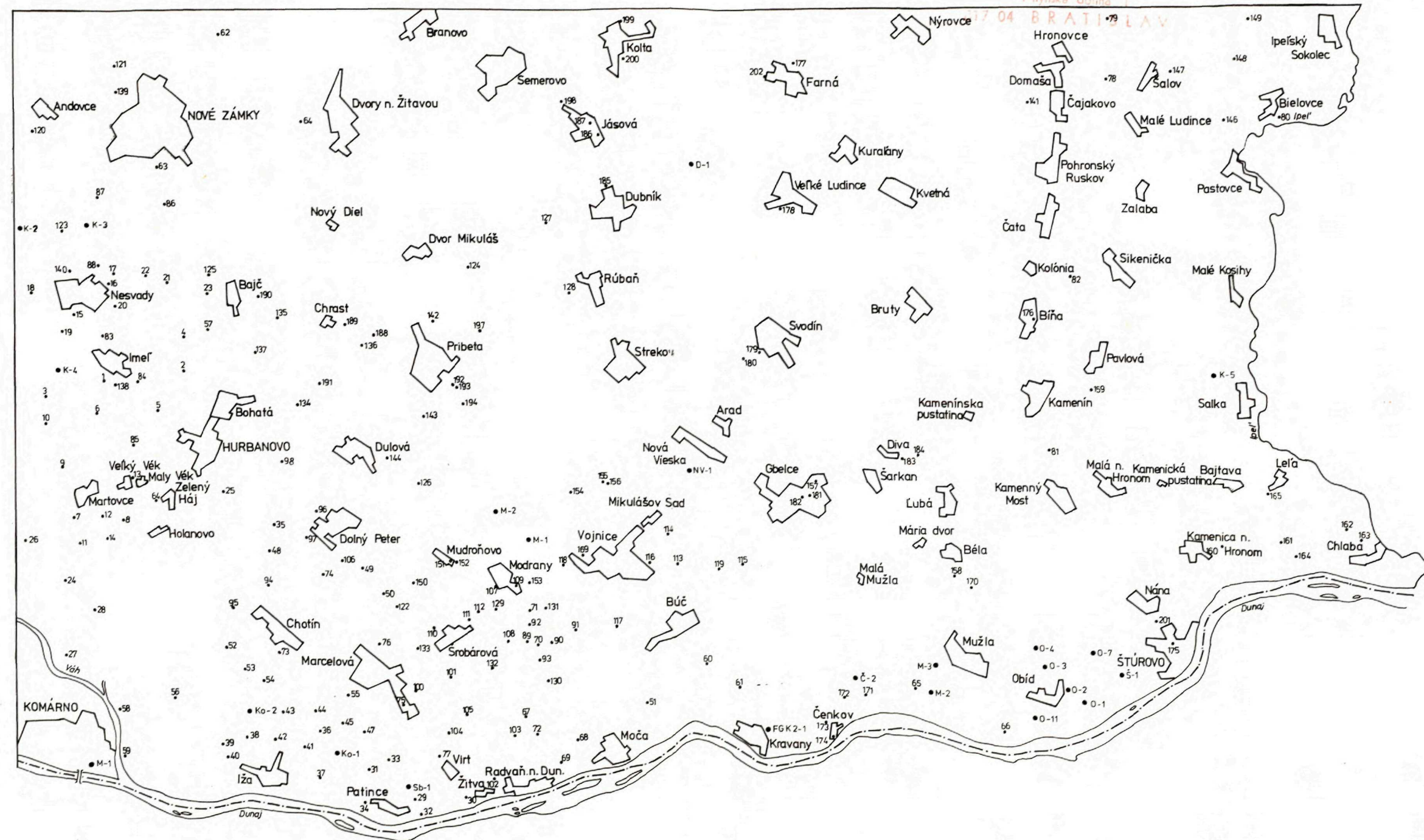
Charakteristika terciéru

Na predterciérnom podloží skúmaného územia je vyvinutý komplex trefohorných sedimentov, vyznačujúci sa premenlivými hrúbkami (obr. 2). Pri Patinčiach bolo vo vrte SB-1 podložie zastihnuté v hĺbke 129 m. Odtiaľ smerom na V k Štúrovu je hrúbka výplne nerovnomerná (pri Kravanoch v hĺbke 326 m, v okolí Obidu je v rôznych hĺbkach 354—736 m, v Štúrove 77 m). Na Z od Patiniec ku Komárnu hrúbka výplne náhle narastá asi na 1700 m. K podobnému narastaniu hrúbok výplne dochádza aj smerom k hurbanovskému zlomu (zhruba do 3000 m). Nielen hrúbka sedimentárnej výplne je rozdielna, ale aj litofaciálne zloženie sedimentov výplne je pestré. Výrazné rozmedzie v tomto smere vytvára tzv. kravianska tektonická porucha identifikovaná J. SENEŠOM et al. (1962), od ktorej z. a s. smerom majú väčšie priestorové rozšírenie aj hrúbky pliocénnych sedimentov, avšak v. a jv. smerom od tejto línie sa vyskytujú sedimenty paleogénu a miocénu.



Obr. 2 Grafické znázornenie stratigrafického rozčlenenia hĺbkových vrtov v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Mierka 1:10 000. Zostavil I. VAŠKOVSKÝ 1986

Fig. 2 Graphical representation of stratigraphical division of deep boreholes in the southeastern part of the Danube lowland. Scale: 1:10 000. Compiled by I. VAŠKOVSKÝ 1986



Obr. 3 Lokality odberov vzoriek na stanovenie chemického zloženia a stanovenia minerálnej sily pôdnych substrátov v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Mierka: 1:100 000. Zostavil I. VAŠKOVSKÝ — Z. BEDRNA — E. VAŠKOVSKÁ 1986.

Fig. 3 Localities of sampling for establishing of chemical composition and of the mineral force of soil substrata in the southeastern part of the Danube lowland. Scale: 1:100 000. Compiled by I. VAŠKOVSKÝ — Z. BEDRNA — E. VAŠKOVSKÁ 1986.

Paleogén

Paleogénne súvrstvia na skúmanom území patria budínskemu vývoju paleogénu, ich výskyty sa sústreďujú najmä do priestoru Kravany—Štúrovo, kde sú vlastne pokračovaním výplne ostrihomskej priekopy z Maďarska. Podrobnejšie informácie o paleogénnych súvrstviach sú v prácach B. GAŽA—M. BEINHAUEROVÁ (1977), J. SENEŠ (1960), J. SENEŠ et al. (1962), J. GAŠPARIK (1959), P. GROSS in O. FRANKO et al. (1979) atď. Na našom území je paleogén zastúpený súvrstviami eocénu a oligocénu.

Súvrstvia eocénu sú stratigraficky rozčlenené na spodný eocén (ypres), pozostávajúci zo štyroch výraznejších vrstiev (do 150 m) zložených z ílov, podradne z pieskovcov a sladkovodných vápencov. Ďalej je stredný eocén (lutét) charakterizovaný opakovanou transgresiou spojenou s mohutnou sedimentáciou piesčitých slieňov, pieskov s numulitmi a koralmi, potom s pestrofarebnými sladkovodnými a brakickými ílovcami, uhoľnými ílovcami striedajúcimi sa s organogénnymi vápencami, glaukonitickými pieskovecami. Vrchný eocén (priabón) predstavuje pokračovanie sedimentačného cyklu, vo vrchných častiach sú regresívne sedimenty (biotitické pieskovce až tufity, vápenité ílovce).

Oligocén je na skúmanom území zastúpený súvrstviami pestrého litologického zloženia ílov, tenkých slojok uhlia, sladkovodných vápencov, pieskovcov, piesčitých slienitých obzorov s pieskovecami, zlepenkami, slieňmi; sú začleňované do rupelu.

Oligo-miocén

Na súvrstviach rupelu sú uložené sedimenty egeru (pieskovce), pieskovce s vložkami štrkov a zlepenčov, nad ktorými sú uložené prevažne pelity.

Miocén

Na egeri leží súvrstvie dosahujúce asi 100 m; nie je presne stratigraficky doložené, môže ísť o najvyšší sladkovodný eger, ale aj o sladkovodnú sedimentáciu v egenburgu až karpate alebo o začiatok bádenu pred začatím vulkanickej činnosti. Tvoria ho štrky odlišujúce sa od nadložených bádenských neprítomnosťou andezitových valúnov, ďalej sa nachádzajú zelené íly so sladkovodnou faunou. Ich výskyty sa sústreďujú do okolia Štúrova.

Báden

Báden leží transgresívne buď na egeri (prípadne na kontinentálnych vrstvách neistého stratigrafického postavenia), na paleogéne alebo predterciálnom podloží. Budovaný je sedimentárnymi a vulkanickosedimentárnymi horninami, ktoré vystupujú na povrch v pohorí Burda a sz. od neho, kde tvoria pôdny substrát, na ostatnej časti územia sú zväčša zakryté kvartérnymi sedimentmi.

Báden je nerovnako hrubý, biostratigraficky sa delí na podstupne — spodný, stredný a vrchný.

Spodný báden — moravan

Spodný báden v pohorí Burda (Kováčovské kopce) budujú vulkanoklastické andezity pozostávajúce z rôznych epiklastických brekcií, zlepcov, tufov, potom vulkanoklastík pozostávajúcich z prúdov amfibolických, hypersténovo-amfibolických a hyperstenických andezitov. Uprostred vulkanoklastík sa nachádzajú litotamniové vápence a piesky s amfisteginami a s ďalšou bohatou faunou.

Smerom do panvy i vo vertikálnom smere prechádza vyššie opisovaný horninový komplex do piesčitých slieňov, pieskov s tufitickou prímiesou. Na báze panvovej časti sú piesky, pieskovce a zlepenca, vyššie piesčité sliene. Tiež možno predpokladať v poklesnutej pozícii v centrálnej časti panvy vulkanoklastický, resp. vulkanogénny materiál, podobný ako na Burde.

V spodnobádenských sedimentoch sa nachádza hojná makro- i mikrofauna. Mikrofauna má charakter lagenidových zón. Rádiometrický vek fragmentu andezitu z vulkanoklastík pri Kamenici n/Hronom je $15,7 \pm 1,4$ mil. rokov (I. REPČOK 1978, fission track), $15,2 \pm 1,4$ mil. rokov (I. REPČOK 1978, fission track) a $15,2 \pm 1,2$ mil. rokov (G. P. BAGDASARJAN in D. VASS 1979). Hrúbka spodného bádenu na Burde dosahuje asi 400 m, smerom do panvy (na JZ) hrúbka narastá okolo 1100 m.

Stredný báden — vieličkan

Súvrstvia okrajovej časti panvy ležia transgresívne na podloží, nie je vylúčené, že pred stredným bádénom došlo najmä v okrajových častiach panvy k vynoreniu. Bazálne vrstvy stredného bádenu sú zastúpené organogénno-piesčitými vápencami s hojnou faunou mäkkýšov, ležiacimi na vulkanoklastikách j. od Bajtavy; litotamniové piesky a vápence sú na Belianskych kopcoch. Bazálne sedimenty prechádzajú do slieňov a slienitých ílov. Hrúbka stredného bádenu kolíše v rozmedzí 400—600 m.

Vrchný báden — kosov

Vrchný báden sa postupne vyvíja zo stredného bádenu. Tvoria ho piesčité sliene, miestami s lavicami pieskovcov. Vo vrchných obzoroch vrchného bádenu sa nachádzajú polohy andezitových tuftov, pieskov a zlepcov. Vrchný báden dosahuje hrúbku 200—300 m, nie je však vyvinutý v celej panve.

Sarmat

Sarmat leží transgresívne na rôznych obzoroch bádenu, v okolí Kolárova na predterciérnom podloží. Podľa tohto sa dá súdiť, že pred sarmatom došlo

k vynoreniu územia a jeho nerovnomernej denudácii. Na skúmanom území je vyvinutý spodný a stredný sarmat. Súvrstvia sarmatu vystupujú na povrch na Ipeľskej pahorkatine.

Spodný sarmat je litologicky veľmi pestrý. Tvoria ho štrky, zlepenec, pieskovce, organogénne vápence, sliene a slienité íly. V okrajových častiach panvy je zastúpený hrubodetritickými materiálmi a v panvovej časti zasa viac slienitými ílmi. Hrúbka spodného sarmatu je 150—300 m.

Stredný sarmat sa postupne vyvíja z podložného spodného sarmatu, alebo miestami leží transgresívne na bádene. Tvoria ho piesky a piesčité sliene. Hrúbka stredného sarmatu je malá (do 100 m), väčšinou chýba.

Panón

Transgresívne na sarmate leží panón. Chýba na území na V a JV od kraviansko-hronských zlomov. Na ostatnom území je zväčša prikrýty mladšími sedimentmi neogénu. Tvoria ho piesčito-ílovité súvrstvie, smerom na V ho nahrádzajú íly. Sedimenty panónu obsahujú preplavený vulkanogénny, najskôr bádenský materiál. Hrúbka panónu je 500—600 m, najviac v okolí Kolárova okolo 1000 m.

Pont

K pontu sú zaraďované vrstvy tzv. uhoľnej série. Ich rozšírenie je totožné s rozšírením panónu. Pont vystupuje k povrchu (ale je zakrytý kvartérnymi sedimentmi). Tvoria ho piesčité slienité íly a zelenosivé íly s polohami uhoľných ílov a sloje, resp. šošovky lignitu. Výskyty fauny sú zriedkavé. Hrúbka pontu je okolo 400 m.

Pliocén

Dák

K dáku zaraďujeme tzv. pestré vrstvy považované v minulosti za vrchnopanónske alebo pontské (J. SENEŠ et al. 1962). Sú rozšírené všade tam kde pont, s výnimkou miest, kde leží v bezprostrednom podloží kvartéru. Denudačné zvyšky dáku sú i v okolí Mužle, Obidu a z. od Štúrova, kde ležia na egeri, prípadne na paleogéne.

Dák tvoria piesčité a ílovité sedimenty s polohami štrku. Štrkové polohy uprostred piesku sú na báze dáku, vyššie sa striedajú piesky a zelenosivé, modrosivé, príp. škvrnité íly, slienité íly, ojedinele sa vyskytujú slojky lignitu. Hrúbka sedimentov dáku dosahuje až 1200 m.

Ruman

K rumanu sú začleňované kolárovske vrstvy — kolárovska formácia. Jej hlavné rozšírenie je v centrálnej časti depresie Podunajskej nížiny, na skúmané územie

zasahuje do širšieho okolia Komárna, zhruba na čiare Iža—Chotín—Dolný Peter—Príbeta. Súvrstvia majú pestré litologické zloženie — piesky, štrky, íly, ktoré majú rôzne zastúpenie. Hrúbka týchto sedimentov je okolo 100—150 m.

Kvartér

Územie jv. časti Podunajskej nížiny je väčšinou pokryté kvartérnymi sedimentmi, ktoré vytvárajú súvislejšie pokryvy predovšetkým v riečnych dolinách pozdĺž tokov Dunaja, Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa. V ostatných častiach územia tieto sedimenty pokrývajú rôzne plochy, tvoriac najčastejšie pôdny substrát. Zo sedimentogenetických aspektov vyčleňujeme nasledujúce genetické typy týchto sedimentov: fluviálne, viate piesky, fluviálno-eolické piesky, spraše (eolické, močiarové, eolicko-deluviálne), svahové sedimenty, eluviálne (fosilne pôdy) atď.

Fluviálne sedimenty

Pri vývoji reliéfu predmetného územia sa významne uplatnila riečna činnosť Dunaja s pobočkami Váh, Nitra, Žitava, Hron a Ipľa, najmä ich erózna a akumuláčna aktivita. Fluviálne sedimenty tvoria riečne terasové stupne vysoké, stredné a nízke; sú zachované na rôznych vzdialenostiach. Iba v časti medziriečisk Váhu, Nitry a Žitavy sú uložené superpozične. Ich stavba je tu zložitá, komplikuje ju okolnosť, že ide prakticky o sútokovú oblasť a tiež zjavne o uplatňovanie poklesových tektonických pohybov. Riečne terasové stupne sú vzájomne výškove diferencované, ich výskyty sa sústreďujú na Hronskú pahorkatinu, potom do doliny Hrona, Ipľa a Dunaja (medzi Komárnom a Štúrovom). Podľa rôznych autorov je vyčleňovaných 5—6 riečnych kvartérnych terasových stupňov.

1. vysoká terasa (pregünz ? — danub) je najlepšie zachovaná v širšom okolí medzi Svodínom a Strekovom, odkiaľ jej povrch smerom na JV pozvoľne klesá do doliny Hrona. J. HARČÁR (1967) jej dal názov strekovsko-svodínska úroveň. Morfológicky je táto úroveň viditeľná najmä východne od Strekova. Výška bázy 1. vysokej terasy v. od Strekova je 65—67 m nad úrovňou Žitavy, smerom na JV sa však mierne zvyšuje na 70—72 m a na J od Svodína klesá na 50—55 m. Terasa je teraz značne rozčlenená a až na nepatrné výnimky je zakrytá do 40 m hrubým pokryvom spraší. V miestach nepokrytých sprašami vystupujú na povrch reziduálne drobné hrdzavočerveno až čokoládovohnedo sfarbené štrky so železitými konkréciami. Teraz túto úroveň predstavujú niekoľké plošinky zrezávajúce neogénne podložie. Podobné plošiny pozorovať aj na svahoch okolia Kamenice n/Hronom.

2. vysoká terasa (günz) — jej zvyšky sú zachované po pravej strane doliny potoka Paríž medzi Strekovom a Novou Vieskou. V doline Hrona sa nachádza v okolí Ludiniec. Aj tento terasový zvyšok reprezentujú reziduálne štrky pokry-

té sprašovými pokryvmi. Výška bázy akumulácie tejto terasy je veľmi kolísavá. Južne od Strekova má asi 30 m nad úroveň Žitavy, avšak jv. smerom stúpa (napr. z. od Novej Viesky 50, potom 55—57 m). Akumuláciu terasy tvoria drobné štrčky a rôznozrné piesky s časťami polohami hlín. Akumulácia tejto terasy bola odkrytá v štrkovni JRD Strekov, asi 2 km j. od Strekova, po ľavej strane hradskej vedúcej z Nových Zámkov do Štúrova. V akumulácii boli zaznamenané pomerne bohaté nálezy kostí vertebrátov.

3. vysoká terasa (mindel) bola identifikovaná v „pradoline“ rieky Žitavy na Hronskej pahorkatine (J. HARČÁR 1967), v doline rieky Hron je označovaná ako lužansko-brutská terasa (R. HALOUZKA 1973); v podobe úzkeho pásu (150—250 m), sa tiahne sz.—jv. smerom od Dolného Petra a sv. od Šrobárovej (I. VAŠKOVSKÝ 1971, 1977). Stupeň má rovný povrch vo výške asi 25—29 m nad úrovňou Dunaja. Akumuláciu tohto stupňa zastupujú, podobne ako u predchádzajúcich stupňov, roztrúsené štrky obyčajne zakryté sprašovými pokryvmi.

Stredné terasové stupne sú na sledovanom území lepšie zachované a vyznačujú sa aj väčším priestorovým rozšírením. Vyskytujú sa na Hronskej pahorkatine ako izolované zvyšky (napr. pri železničnej stanici v Rubáni), ďalej ich stretávame po oboch stranách toku rieky Hron a na dolnom toku Ipfa. Morfológicky výraznejšie sú zachované v doline Dunaja po jeho ľavej strane v priestore medzi Komárnom a Štúrovom. V podstate sú tu zahrnuté dva terasové stupne, začlenené do staršieho a mladšieho risu. Tieto stupne na mnohých miestach tvoria spoločnú (zdvojenú) akumuláciu. Takúto zdvojenú akumuláciu pozorovať v doline Dunaja v priestore Komárno—Štúrovo. Agradačný povrch stupňa tu vystupuje zhruba 16 m nad úrovňou hladiny Dunaja. Pre západnú časť tohto stupňa (t. j. zhruba z. od čiar Šrobárová—Moča) je charakteristické väčšie kolísanie hypsometrických výšok spôsobené prítomnosťou viatych pieskov. Naproti tomu vyrovnanejší a hladší povrch tohto stupňa je východne od uvádzanej čiar; tu je pokrytý hlavne sprašami mladého pleistocénu. Hrúbka fluvialnej akumulácie stupňa je takmer rovnaká (7—10 m), v jej podloží sú terciérne sedimenty, s ktorými kontakt nie je rovný a má charakter erózneho rozmyvu. Najhrubší materiál fluvialnej akumulácie je zastúpený stredno- a drobnozrnnými piesčitými štrkami s ojedinelými výskytmi dobre opracovaných balvanov (priemer 20—30 cm). Tieto balvany sa nachádzajú na spodku akumulácie. Spodný horizont fluvialnych sedimentov nie je vytriedený, alebo je vytriedený len slabo, dobre premytý, hrdzavej farby, miestami spevnený železitým alebo vápnitým tmelom, bezvrstvnatý alebo s náznakmi nepravidelnej šošovkovitej textúry (šošovky tvoria hrubozrnné piesky), prípadne s náznakmi šikmého zvrstvenia. Štrkový materiál je dobre opracovaný, svedčiaci o dlhom transporte, smerom nahor sa materiál akumulácie zjemňuje a zvyrazňuje sa šikmé zvrstvenie. Na spodku tejto druhej časti akumulácie prevládajú strednozrnné, prípadne jemnozrnné piesky s ojedinelými rozptýlenými drobnými štrkami, s čerinovitou šikmou vrstvnatosťou; vyššie sú uložené sfudnaté jemnozrnné, čiastočne prachovité piesky. Faciálna spätosť akumulácie tohto stupňa na niektorých miestach (napr. v Jurskom Chlme a štrkovni vo Virte) spôsobuje zdvojenie akumulácie.

Na sedimentoch nivnej fácie a fácie mŕtvych ramien stredného terasového stupňa Dunaja, najmä vo východnej časti v priestore Šrobárová—Štúrovo, je v podloží sprášového pokryvu zachovaná pomerne hrubá fosilná pôda typu lužnej černoze.

Fluviálne sedimenty nízkych terasových stupňov a poriečnych nív Dunaja, Hrona a Ipľa vytvárajú stupne formujúce oproti poriečnym nivám zreteľný vyšší stupeň s hranou 2—3 m vysokou, ktorá nie je v celej dĺžke rovnako výrazná. Výraznejšie ohraničenie pozorujeme oproti stredným terasovým stupňom Nízke terasové stupne môžeme pomerne dobre pozorovať v priestore Pavlovej pusty—Chotína—Marcelovej, potom v okolí Moče—Búču—Mužle—Kravian a východne od Štúrova k Náne. Fluviálna akumulácia nízkych terasových stupňov a poriečnych nív všetkých tokov má spoločnú eróznú bázu. Hrúbka akumulácie je nerovnaká (6—13 m). Na báze akumulácie sa obyčajne nachádzajú drobná až strednozrná štrky (s ojedinelými výskytmi dobre opracovaných balvanov \varnothing do 25 cm). Bazálna časť je obyčajne slabo triedená, dobre premytá. Smerom nahor sa materiál akumulácie zjemňuje, prechádza prevažne do stredno- až jemnozrnných pieskov s ojedinelými štrčkami. Nad nimi sú uložené sivé piesky. Fluviálny cyklus je na povrchu ukončený nivnými sedimentmi nerovnej hrúbky. V sedimentoch nivnej fácie sú uložené často mŕtve ramená alebo opustené meandre v rôznych štádiách zrelosti, so sedimentmi humolitov a ílov.

Zvlášť sa treba zmieniť o fluviálnych sedimentoch na medziriečisku Váhu, Nitry a Žitavy. Hrúbka fluviálnych sedimentov je tu nerovnaká, v okolí Kolárova asi 37 m, pri Komárne 8—12 m. Hrúbka ich akumulácie sa znižuje aj východným smerom k z. okraju Hronskej pahorkatiny. V okolí Kolárova dochádza k vertikálnemu naloženiu najmenej dvoch fluviálnych cyklov, a to prvého od 0 do 24 m, druhého od 24 do 37, 4 m. Fluviálne sedimenty v tomto priestore sú uložené pravdepodobne na sedimentoch vrchnopliocénnych (kolárovej formácie), avšak táto otázka zatiaľ nie je tu uspokojivo zodpovedaná.

Viate piesky a fluviálno-eolické piesky

Viate piesky na skúmanom území pokrývajú riečne terasové stupne (najmä stredný a nízky) Dunaja a čiastočne aj svahy Hronskej pahorkatiny. Podľa morfológických a litologických kritérií (I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ 1970) boli v podstate vyčlenené dve skupiny viatych pieskov.

Do prvej skupiny boli začlenené viate piesky nachádzajúce sa v dolnej časti medziriečisk Nitry a Žitavy (v priestore; Nesvady; STS Kotelnica, Imeľ), kde tvoria niekoľko radov pozdĺžnych presypov sz.—jv. smeru. Hrúbka týchto presypov je kolísavá (3—14 m, Abov kopec). Zrnitosť sú to najčastejšie jemnozrné bidisperzné piesky, v ktorých prevládajú frakcie 0,25—0,1 mm (53—70 %) a 0,5—0,25 mm (25—35 %). Častice rozmerov nad 0,5 mm sú vzácné. Piesky tejto skupiny sa vyznačujú veľkou vytriedenosťou ($S_o = 1,30—1,55$, $S_k = 0,90—1,25$), pričom $M_o = S$ a pohybuje sa od 0,15 do 0,30. V ich mineralogickom zložení prevláda kremeň, menej kalcit a živce. Vo frakcii ťažkých

minerálov majú hojné zastúpenie granáty, kolísavé zastúpenie má pyroxén a hyperstény.

Do druhej skupiny sú začleňované viate piesky v priestore medzi Hurbanovom a Radvaňou nad Dunajom. Tento úsek označil Š. JANŠÁK (1950) už skôr ako „vlastnú dunovú oblasť“. V tomto priestore presypy pieskov majú pravidelnejšie tvary, vytvárajú súvislejšie (do 6 km) pozdĺžne pásma, zriedkavejšie izolované kopce. Hrúbka presypov je kolísavá 3—25 m (Bašov kopec). Zrnitosťne sú piesky rôznozrnité, bidisperzné. Všeobecne v nich prevláda frakcia 0,5—0,25 mm (16—50 %) a 0,25—0,1 mm (16—74 %), taktiež pomerne časté a značné zastúpenie má aj frakcia nad 0,5 mm (až do 30 %). Koefficienty granulometrických hodnôt sú nasledovné: $S_o = 1,20—10$, $S_k = 0,90—1,10$, $M_d = 0,13—0,37$. Podobne ako v predchádzajúcej prvej skupine, aj v tejto skupine je mineralogické zloženie podobné, až na kalcit, ktorý miestami chýba a v ťažkých mineráloch prevláda zasa hyperstén a nepriesvitné minerály.

Fluviálno-eolické piesky sa tu nachádzajú na najnižšom terasovom stupni Dunaja v priestore Čenkovského lesa. Sú to v podstate piesky prikorytových valov migrujúceho Dunaja, ktoré boli v podmienkach suchšej klímy previate na kratšie vzdialenosti (vyznačujú sa krátkym eolickým vývojom). Podľa I. VAŠKOVSKÉHO—E. VAŠKOVskej (1970) tvoria tzv. III. skupinu. Sú to piesky prevažne veľmi jemnozrnité, monodisperzné, prevláda frakcia 0,25—0,1 mm (64—90 %), ich zrnitosťne hodnoty sú: $S_o = 1,0—1,26$, $S_k = 0,78—1,0$, $M_d = 0,16—0,19$.

Sprašové pokryvy (spraše a fosílné pôdy)

Okrem vyššie opísaných kvartérnych fluviálnych sedimentov, viatych pieskov a fluviálno-eolických pieskov na území predkladanej štúdie zaberajú značné plochy pokryvy spraší, ktoré tvoria menšie izolované ostrovy (napr. na medzieriečisku Nitry a Žitavy) alebo súvislejšie na pahorkatinách (Hronskej a Ipeľskej), prípadne na vyšších a stredných terasových stupňoch Hrona, Ipeľa, Dunaja, ako aj na Kováčovských kopcoch (Burda), napr. v okolí Chľaby, Kamenice nad Hronom, na Belianskych kopcoch atď. Ich výskyt sú súčasťou mohutnej „európskej“ sprašovej zóny, tiahnucej sa od západu na východ stredom Európy.

O priestorovom rozšírení sprašových pokryvov na sledovanom území a tiež aj o ich niektorých vlastnostiach nachádzame zmienku u viacerých autorov (B. INKEY 1896, H. HORUSITZKY 1900—1912, I. TIMKÓ 1901—1903, J. PETRBOK 1924, M. LUKNIŠ—Š. BUČKO 1953, J. HARČÁR 1967, 1971, J. HARČÁR—Z. SCHMIDT 1985, V. LOŽEK 1952—1973, J. HRAŠKO—D. MINAŘÍKOVÁ—J. ŠAJGALÍK 1968, M. MATULA 1964, E. VAŠKOVSKÁ 1980, 1984, 1985, 1986a, I. VAŠKOVSKÝ 1972, 1977, J. ŠAJGALÍK—I. MODLITBA 1983 a ďalší).

Najväčším rozšírením sa na skúmanom území vyznačujú sprašové pokryvy posledného glaciálu (würmu), ktoré sú prakticky rozšírené na všetkých vyššie uvedených elementoch reliéfu. Staršie sprašové pokryvy, pochádzajúce z riského a mindelského glaciálu, sa vyznačujú najkomplikovanejšou stavbou (ich výskyt sa sústreďuje hlavne na Hronskú pahorkatinu do širšieho okolia Svodí-

na). Na Hronskej pahorkatine sú takmer zákonite zachované sprašové pokryvy na južných a juhovýchodných až východných svahoch. Na ostatných svahoch orientovaných na sever, severozápad a západ sú sprašové pokryvy len ojedinelé, s malými plošnými rozsahmi a hrúbkami.

Hrúbka sprašových pokryvov nie je rovnaká. Vzhľadom na morfológickú pozíciu ich podložia pozorujeme, že najväčšie hrúbky dosahujú pokryvy v príušných častiach svahov pahorkatín, Kováčovských kopcov, Belianskych kopcov. Avšak najväčšia hrúbka pokryvov je zaznamenaná na Hronskej pahorkatine v okolí Svodína (okolo 30 m), potom na stykoch svahov pahorkatiny a stredného terasového stupňa Dunaja (napr. pri Šrobárovej 25 m), menšie hrúbky (do 4 m) sú v priestore medziriečisk Nitra—Žitava a sv. od Hurbanova. Rozdielnosť hrúbok pokryvov sa odzrkadľuje aj v ich vnútornej stavbe.

Na stavbe sprašových pokryvov sa na sledovanom území zúčastňujú popri rôzne hrubých horizontoch spraši bez výraznejších makroskopických znakov aj polohy rytmicky zvrstvených pieskov s polohami hĺn (napr. odkryv Búč—turecký cintorín alebo okolie Vojnic) a s polohami svahových sedimentov s textúrnymi znakmi soliflukčnej činnosti (napr. v okolí Svodína). Takéto striedanie polôh spraši a opisovaných sedimentov sa odzrkadľuje v ich zrnitostnom zložení a ďalších vlastnostiach. V zrnitostnom zložení spraši majú vedúce postavenie prachovité častice (frakcia 0,05—0,002 mm) do 70 %; frakcia pieskov (nad 0,05 mm) má kolísavý obsah 18—50 % a frakcie (menej než 0,002 mm) sú zastúpené 4—20 %. Sprašové sedimenty sa vyznačujú nízkym a stredným stupňom mikroagregácie; $M_d = 0,011—0,089$ sú dobre, stredne až zle vytriedené ($S_o = 1,7—4,0$); obsah humusu je 0,18—0,39 %; sú vápnité s obsahom $CaCO_3$ do 20 %.

Doterajšími výskumami tu boli rozšírené medzi sprašovými sedimentmi spraše eolické, močiarné a eolicko-deluviálne.

Prvý typ spraši (eolické spraše) je na území najviac rozšírený. Sú to spraše masívne, bez náznakov zvrstvenia, iba zriedkavo v nich pozorovať náznaky laminácie. Staršie sú uľahnutejšie. Sú obyčajne rozpukané pozdĺž vertikálnych puklín, dosahujúcich často niekoľko metrov. V odkrytoch držia kolmé až previsnuté steny konkrécie $CaCO_3$ rôzneho obsahu. Konkrécie sú buď rozptýlené, alebo sústredené do horizontov.

So sprašami druhého typu (močiarné spraše) sa na sledovanom území stretávame menej, známe sú z okolia Nových Zámkov, Hurbanova, Mužle, Štúrova, Bíne atď. Ich rozšírenie je nerovnomerné, ani hrúbky horizontov nie sú značné. Obyčajne sú uložené na fluviálnych sedimentoch na báze sprašových pokryvov. Pozorovať v nich zvrstvenie vyjadrené vrstvičkami veľmi jemnozrnných pieskov. Obsahujú močiarnu malakofaunu i drobné konkrécie, prípadne železité hrdzavohnedé šmuhy. V porovnaní s eolickými sprašami sú menej vytriedené.

Tretí typ spraši (eolicko-deluviálne spraše) sa nachádza najčastejšie v príušných častiach svahov, v dnách úvalín atď. Na svahoch v nich pozorovať zreteľné zvrstvenie prebiehajúce v smere svahov.

V sprašových pokryvoch na sledovanom území okrem horizontov spraši, prípadne horizontov svahových sedimentov, sa nachádzajú aj horizonty alebo

pôdne komplexy fosílnych pôd. Stupeň zachovania, ich hrúbka a priebeh na vzdialenosti sú rôzne. Zatiaľ je najväčší počet pôdných horizontov zaznamenaný v sprašových pokryvoch v okolí Svodína a Farnej. Všeobecne ich môžeme rozdeliť do troch skupín: iniciálne pôdy, humusové pôdy, nehumusové pôdy (hnedozeme) s rôznym stupňom rubefikácie. Tiež ich môžeme podľa podmienok formovania rozčleniť na pôdy vzniknuté v automorfných a hydromorfných podmienkach, tieto skupiny sa potom ďalej členia na typy atď.

Tvorba sprašových pokryvov prebiehala počas glaciálov mindel, ris a würm, tvorba pôd počas interglaciálov a interštadiálov.

Svahové deluviálne sedimenty

Tieto sedimenty nachádzame predovšetkým na svahoch Hronskej pahorkatiny v okolí Hurbanova, potom v Belianskych a Kováčovských kopcoch (Burda). Ich hrúbky sú závislé od strmosti svahov a litologickej stavby podložia svahov. Na strmších svahoch dosahujú hrúbku okolo 2 m, na úpätiach svahov sú ich hrúbky väčšie, 5—8 m. V litologickom zložení svahových sedimentov prevláda na Hronskej pahorkatine hlinitý a piesčitý materiál, avšak na svahoch Burdy je materiál hrubší, pochádzajúci zo zvetralých aglomerátov a andezitov, teda ide o hlinito-kamenitý až kamenito-hlinitý materiál. Tieto sedimenty vznikali najčastejšie počas posledného glaciálu, avšak aj v súčasnosti môžeme najmä v jar-ných mesiacoch počas topenia snehu pozorovať pôsobenie plošného zmyvu (napr. v okolí Šrobárovej, Vojnic atď.).

Eluviálne fosílné pôdy

Eluviálne pôdne sedimenty zaberajú na sledovanom území nevelké plochy a ich výskyty sú viazané predovšetkým na Hronskú pahorkatinu, kde sa nachádzajú na troch výškove rozdielnych úrovniach a tiež na svahoch. Najvyššie položené výskyty sú vo výške 210 m, potom vo výške 192 m. V obidvoch prípadoch ide skôr o torzá horizontov fosílnych pôd, ktorých vývoj mohol prebiehať koncom vrchného pliocénu a snáď aj starého pleistocénu, preto ich možno považovať za reliktné pôdy. Ich hrúbky nie sú veľké, 0,5—1,1 m. Najčastejšie sa s nimi stretávame v okolí Bohatej pri Hurbanove, potom okolo Príbety, Svodína atď.

Geologický vývoj územia

Doterajšie poznatky o sedimentačnej výplni Podunajskej nížiny a jej vzťah k podložiu i ohraničeniu ukazujú, že ide v podstate o medzihorskú panvu, ktorej sedimentačné priestory obdobia terciéru sa niekoľkokrát sťahovali. Sledované územie tvorí súčasť tejto panvy, zaberajúcej jv. a centrálnu časť. Tieto skutočnosti nás nútia posudzovať geologický vývoj územia v širšom kontexte s vývojom celej Podunajskej nížiny.

Počas vrchnej kriedy a paleocénu bolo územie mapy i oblasť ďalej na Z súšou. Tento charakter si zachovala časť územia budovaného kryštalinikom takmer po pliocén. Naproti tomu južnejšia a juhovýchodnejšia časť územia s mezozoickým podkladom postupne poklesávala už od spodného eocénu. Na poklesávajúcej časti územia sa počas paleogénu (J. SENEŠ 1960, J. SENEŠ et al. 1962) odohrali tri sedimentačné cykly: prvý — ypres — spodný lutét, druhý — lutét — priabón a tretí, zahŕňajúci rupel a siahajúci až do miocénu.

Po egeri (v období egenburgu, otnangu a karpátu) bola aj j. a jv. časť územia panvy vyzdvihnutá pohybmi sávskej fázy a došlo ku kontinentálnemu vývoju územia, ktoré sa vyznačovalo najmä denudačnými procesmi.

Počas bádenu došlo k najpodstatnejším zmenám vo vývoji panvy a jej konfigurácii. Na území najprv poklesla jeho jv. časť budovná mezozoikom, neskoršie čiastočne aj z. kryštalickej masív. Začiatok tejto zmeny súvisí so značnou subsidenciou a vulkanickou činnosťou. Sedimenty spodného bádenu sú známe iba v jv. časti územia, stredný a vrchný bádenu je rozšírený takmer po celom území, aj po celom území Podunajskej nížiny vôbec. More siahalo na severe po kryštalinikum a andezitové ostrovy stredného Slovenska, smerom na SZ pozdĺž severného okraja kryštalickej masívu bolo spojenie s viedenskou panvou. Na J a V siahalo až k mezozoiku pohoria Pilis a Gerece a kryštalickejmu jadrú pohoria Börzsöny.

Počas sarmatu bola na tomto území v podstate taká istá paleogeografická situácia ako v bádene. Prerušovanie sedimentácie medzi bádénom a sarmatom pozorujeme iba v okrajových častiach panvy (aj v okrajovej časti mapy). V sarmate došlo mimo územia mapy k ryolitovému vulkanizmu. Nevylučujú sa ani výlevy andezitov, najmä v jeho spodných zónach.

K významnejším zmenám v tvárnosti a rozložení sedimentačných priestorov v Podunajskej nížine (aj na skúmanom území) došlo na rozhraní sarmatu a panónu. Okrajové pohoria karpatského oblúka zaznamenali ďalšie vyzdvihnutie a zároveň došlo k poklesu kryštalickej masívu. Počnúc panónom sa vytvorila nová sedimentačná oblasť s jadrom z. od Komárna. Pri jej vzniku sa miestami uplatnili zlomy sv. smeru. Vytvorená panónska záplava, ako uvádza J. SENEŠ et al. (1962), zasahovala na skúmanom území na V ku kravianskej poruche. Na J splývala s panónskou sedimentáciou v Malej maďarskej nížine.

V období pontu až dáku sa subsidencia panvy udržala a zachovala, ako ukazujú denudačné reliktý týchto sedimentov na okolí Štúrova aj za kraviansku poruchu. Mimo jej dosah bola j. časť územia v okolí Patiniec, Marcelovej a Šrobárovej.

Vo vrchnom pliocéne (ruman) nastáva aktivizácia nerovnomerných tektonických pohybov v panve, čo vedie k značnému skráteniu jazerných sedimentačných priestorov (regresii jazier). Zároveň dochádza k dost zreteľnému ohraničeniu základných elementov súčasného reliéfu (rovinného a pahorkatinného stupňa) na Podunajskej nížine. Súčasne sa už vo vrchnom pliocéne začína formovať riečna sieť. Riečna činnosť sa počas kvartéru stáva významným reliéfovým činiteľom. Vývoj riečno-jazerných sedimentov na skúmanom území sa obmedzil najmä na jeho z. časť a len vo forme zálivov (v okolí Dvorov n/Žitavou

a Príbety) prenikal na územie Pohronskej pahorkatiny. Ich vývoj v ostatných riečnych dolinách na tomto území nie je istý. Vo vrcholových častiach pahorkatín Pohronskej, Ipeľskej a Belianskych kopcov prebiehala tvorba silno rubifikovaných pôd. Od obdobia vrchného pliocénu zaznamenávame na území kontinentálny vývoj.

Geologický vývoj na sledovanom území počas kvartéru veľmi úzko súvisí s vývojom počas terciéru, nadväzuje najmä na kontinentálny vývoj počas vrchného pliocénu, kedy sa dosť výrazne ohraničili základné morfológické elementy (celky). Sedimentačné a morfogenetické procesy na vyčlenených celkoch počas kvartéru prebiehali pri všeobecnej tendencii ochladzovania klímy, počas cyklického striedania teplejších a periglaciálnych období, odohrávajúceho sa na pozadí nerovnomerných tektonických pohybov určitých celkov. Vzhľadom na rôznu intenzitu pôsobenia endogénnych a exogénnych činiteľov prejavila sa aj prevládajúca kompetentnosť morfogenetických, sedimento-genetických a pedogenetických procesov na určitom elemente reliéfu.

Rekonštrukcia geologického vývoja územia počas najstaršieho kvartéru je vzhľadom na nedostatok faktografického materiálu neúplná. V plio-pleistocénnom prechodnom období i vo fáze najstaršieho kvartéru sú na území iba náznaky o prietoku väčších tokov ?pra-Hrona, ?pra-Ipľa v dolnej časti Pohronia. Výraznejšie je dokumentovaná prítomnosť ?pra-Žitavy v starej doline Žitavy na Pohronskej pahorkatine, kde pozostatky (J. HARČÁR 1967) tvoria tzv. 1. terasu s pomerne bohatými nálezmi fauny vertebrátov (Z. SCHMIDT—R. HALOUZKA 1970). Rozbor tejto fauny poukazuje na rovinaté územie, s vlhkými mokraďovými až barinatými lesmi a nesúvisle zalesnené, so stanovišťami a vegetáciou teplých lesostepí, prípadne zmiešaných lesov, často vlhkých a zamokrených. Ďalej sa toto obdobie (až po mindel) vyznačovalo tvorbou jazerných, resp. jazerno-riečnych sedimentov na Žitnom ostrove, ktoré majú svoje pokračovanie aj na území v medziriečiskách Váhu—Nitry—Žitavy s. od Komárna (kde boli pôvodne označované názvom „kolárovska formácia“). Fakty poukazujú na absenciu Dunaja (I. VAŠKOVSKÝ 1964—1977, J. VAŠKOVSKÝ et al. 1982) v doline Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo, ba aj v z. časti Podunajskej nížiny až po obdobie mindelu. Doliny tokov boli slabo vrezané, toky tiekli na širokých plochách.

Obdobie günzu (R. HALOUZKA 1964) je doložené prietokom Hrona v jv. smere v j. častiach Dolnohronskej roviny, na s. svahoch Belianskych kopcov (ludinsko-brutská terasa a jej ekvivalenty). Z terajšieho bazénu Ipľa možno predpokladať komunikáciu toku cez terajší zarovnaný povrch Ipeľskej pahorkatiny. V starej doline Žitavy sú zachované zvyšky 2. terasy Žitavy (J. HARČÁR 1967).

Napokon z celého obdobia najstaršieho kvartéru treba ešte spomenúť tvorbu silne rubifikovaných pôd (často resedimentovaných) na pahorkatinách, najmä na Hronskej.

Nástup mindelu bol na území sprevádzaný aktivizáciou tektonických pohybov, ktoré sa na úsekoch pahorkatín vyznačovali zdvihovou tendenciou a v západnej časti zasa poklesávaním. Vo vývoji riečnej siete nedošlo k podstatnejším

zmenám. Hron si formoval zhruba dnešnú dolinu, Ipeľ ešte pokračoval naprieč Ipeľskou pahorkatinou (?stará dolina v mieste tzv. zalabského prahu), v j. časti Ipeľskej pahorkatiny bola asi samostatná riečna sieť zo svahov Börszöny. Žitava pretekala starou dolinou. Na územie v súčasnej doline Dunaja začal od západu prenikať Dunaj. Ďalej je pre toto obdobie charakteristická tvorba prvých spraší na pahorkatinách a v riečnych dolinách, potom je tu pomerne silná svahová modelácia (plošná soliflukcia) najmä na exponovaných svahoch pahorkatín.

Po predchádzajúcom glaciálnom období nastalo aj na skúmanom území oteplenie a zvlhčenie klímy, zvlášť je pre toto obdobie charakteristická tvorba pôd hnedozemného typu ešte pomerne výrazne rubifikovaných, vyvinutých na sprašiach v okolí Svodína.

Na začiatku glaciálu risu na tomto území si rieka Ipeľ vytvára terajšiu dolinu, Dunaj taktiež preteká terajšou dolinou na úseku Komárno—Chľaba, podobne terajšou dolinou preteká Hron. Žitava tečie ešte starou dolinou, avšak koncom risu začína meniť smer toku jz. smerom. Toky si v svojich dolinách formujú veľmi výrazné a morfológicky nápadné stredné terasové stupne, ktoré tvoria buď zdvojené akumulácie alebo dva samostatné terasové stupne. Na pahorkatinách územia a napokon aj v širšom okolí a na starších terasových stupňoch dochádza k tvorbe sprašových pokrytov, ktoré s dosť výraznou zachovanou slabou rubifikovanou fosílnou pôdou rozčleňujú sprašový pokryv na dva horizonty. Na svahoch pahorkatín prebieha plošná soliflukcia.

Počas interglaciálu ris/würm dochádza na sledovanom území, podobne ako na územiach jeho širšieho okolia, k opätovnému postupnému otepľovaniu a zvlhčovaniu klímy. Zmena klímy sa odráža aj v zmene exogénnych procesov, zintenzívňuje sa plošný zmyv. Podľa E. VAŠKOVSEJ (1980, 1984, 1985, 1986a) sa tvoria dvojaké typy fosílnych pôd, a to v automorfných a hydromorfných podmienkach. Medzi automorfnými pôdami sa vyčleňujú dva typy. Prvý typ pôdy illimerizované (Parabraunerde) a hnedozemné (Braunerde). Hydromorfné pôdy R/W sú menej rozšírené a vytvárali sa na fluvialných sedimentoch (typickou lokalitou je Kamenica n/Hronom). V tomto období tiež dochádzalo k tvorbe nívnych sedimentov a sedimentov mŕtvych ramien.

Komplikovanejšia paleogeografická situácia bola na skúmanom území a jeho okolí počas poslednej doby ľadovej — würmu. Podrobnejšie sú tieto okolnosti opísané v článku E. VAŠKOVSEJ (1984, 1985).

Na začiatku würmského glaciálu (prvého staršieho štádiálu v rámci skorého würmu — W_{1st}) došlo všeobecne k celoplanetárnemu ochladnutiu klímy, ktoré sa aj na sledovanom území vyjadriло v sprašových pokryvoch tvorbou tenkej polohy sprašovitých alebo splachových sedimentov (napr. Kamenica n/Hronom). Po tomto krátkom, avšak veľmi výraznom ochladení klímy, nastalo prvé oteplenie v rámci würmského glaciálu, vyznačujúce sa charakteristickou stepnou klímou počas interštádiálu amersfort (Am)-PKII₁, ktorý sa vyznačoval tvorbou fosílnych pôd černozemného typu (odkryv Modrany). Štádiál W_1 mladší (W_{1ml}) sa zachoval vo forme splachových a soliflukčných sedimentov (odkryv Diva, Kamenica n/Hronom, Veľké Lovce atď.). Interštádiál $W_{1/2}$ — brörup (Br) — PK II₂ zanechal na sledovanom území v sprašových pokryvoch

fosilne pôdy hnedozemného typu, ktoré sú spravidla menej humózne (Veľké Lovce, Búč atď.). Štadiál W_2 sa na skúmanom území vyznačuje intenzívnou sedimentáciou spraší. Interštadiál $W_{2/3}$ —PK I je zachovaný iniciálnou pôdou hnedozemného typu (Veľké Lovce, Štúrovo, Jurský Chlm, Kamenica n/ Hronom). Štadiál W_3 sa vyznačuje pomerne hrubým horizontom spraší.

Okrem zložitej tvorby sprašových pokryvov počas posledného glaciálu došlo na sledovanom území k zaštrkovaniu dnovej výplne v riečnych dolinách tokov Ipľa, Hrona, Žitavy a Dunaja. Žitava definitívne tečie jz. smerom. Na väčších plochách terasových stupňov dochádza k tvorbe eolických pieskov. Na svahoch Burdy a na pahorkatinách dochádza k tvorbe svahových sedimentov.

Holocénne obdobie sa vyznačuje tvorbou rôznych typov pôd (lužných černoziemí, pararendzín, černoziemí, mačínových pôd, hnedozemí atď.). Utíchnutie veternej činnosti a tvorba viatych pieskov má len lokálny charakter. Ďalej prebieha tvorba nivných sedimentov na poriečnych nivách tokov, tvorba slatín v mŕtvych ramenách tokov, všeobecne sú zoslabené svahové procesy, nastáva zmena v prírodných podmienkach. Významné je aj pôsobenie človeka na osvojovaní si prírody, jeho zásahy sú často negatívne. Západná časť skúmaného územia, najmä medziriečiská Váhu, Nitry, Žitavy, si zachováva tendenciu poklesávania, naproti tomu ostatné územie sa vyznačuje skôr tendenciou nerovnomerných zdvihov pozdĺž zlomov sz.—jv. a karpatského smeru. Najväčšia seizmicita sa zaznamenáva v okolí Komárna.

Charakteristika pôd a ich rozšírenie

Na skúmanom území sú rozšírené pôdy nasledujúcich typov: mačínová pôda (regozem arenická), rendzina, černozem, hnedozem, hnedá pôda (kambizem), nivná pôda (fluizem), lužná pôda (čiernica), močiarová pôda (glej) a slanec. Z jednotlivých subtypov a variet treba spomenúť najmä karbonátové, lužné, glejové, slancové, slaniskové a hnedé, ktoré sa vyskytujú v týchto kombináciách: mačínová pôda karbonátová (regozem karbonátová), nivná a lužná pôda karbonátová (fluizem a čiernica karbonátová), rendzina hnedá (kambizemná), černozem hnedá (kambizemná), černozem slancová, černozem lužná (čiernicová), nivná pôda černozemná (fluizem černozemná), lužná pôda glejová (čiernica glejová), lužná pôda slancová (čiernica slancová) a slanisková, slanec lužný.

Z jednotlivých pôdných druhov (granulotypov) prevládajú pôdy hlinité. Značné rozšírenie majú ale aj piesčité pôdy a ilovité pôdy. Kamenitých a štrkovitých pôd je veľmi málo.

Ďalej opíšeme charakteristiku pôd a ich rozšírenie vo vzťahu k reliéfu (obr. 1), a to zvlášť na jeho vyšších stupňoch (pahorkatinách) a zvlášť na nižších stupňoch (rovinách).

Na vyšších stupňoch reliéfu sa na skúmanom území najčastejšie vyskytujú černoze a hnedoze, potom hnedé pôdy (kambizeme), rendziny, mačínové pôdy (regozeme arenické).

Černozeme sú najrozšírenejším pôdnym typom. Najčastejšie sú to typické hlinité a hnedé (kambizemné) černozeme na spraši a jej podobných substrátoch. Menej je karbonátových černozemí a lužných černozemí (černozem čiernicová), ktoré sa vyskytujú častejšie na starších riečnych sedimentoch. Ojedinele sa stretávame aj s černozemou slancovou, v ktorej prebytok sodíka v sorpčnom komplexe vytvára nepriaznivé fyzikálne a chemické vlastnosti. Celkovo sú černozeme úrodné pôdy s obsahom humusu v povrchových vrstvách 2—3 %. Štruktúra je kvalitná, vodná a vzdušná kapacita optimálna pre rast koreňov rastlín. Pôdy majú hlboký pôdny profil vyznačujúci sa značným pútaním minerálnych látok. Okrem lužných černozemí (černozem čiernicová) majú všetky ostatné subtypy v priebehu vegetačného obdobia nedostatok vlhky pre pestovanie rastlín. Pestujú sa na nich poľné plodiny a zelenina.

Hnedozeme sú rozšírené na vyšších miestach Hronskej a Ipeľskej pahorkatiny. Pôdotvorným substrátom sú spraše, im podobné horniny a miestami aj horniny neogénne. Prevládajú hlinité hnedozeme s hlbokým pôdnym profilom. V oblasti Chrbta sú značne rozšírené aj hnedozeme s hlbokým humusovým horizontom (hnedozeme černoziemné—černozeme hnedé—kambizemné), ktorý vznikol akumuláciou jemných humusových častíc veternou eróziou. Vo všeobecnosti majú hnedozeme humusový horizont iba 0,2—0,3 m hrubý, s 1,5—2,5 % obsahom humusu. Pôdy majú dostatočnú vodnú kapacitu a spravidla dostatok vody pre rastliny. Pútacia schopnosť je dostatočná. Pestujú sa na nich poľné plodiny, prípadne aj zelenina a trvalé kultúry.

Mačínové piesočnaté karbonátové pôdy (regozem karbonátová arenická) sú rozšírené vo východnej a južnej časti územia na viatych pieskoch a riečnych piesočnatých agradačných valoch. Majú málo humusu (1 %) v 0,3 m vrstve pôdneho substrátu. Miestami obsahujú aj viac humusových látok v dôsledku veternej akumulácie jemných pôdných častíc z prilahlých pôd. Pôdy majú nízku pútačnú schopnosť, nedostatok vlhky a nepriaznivú štruktúru. V období sucha majú tuhú konzistenciu, vlhké sú kypré a ľahko priepustné pre vodu. Na niektorých miestach sa vyskytujú prekryté pôdy (černozeme, lužné pôdy—čiernice) pod vrstvou piesku s regozemami arenickými. Pestuje sa na nich vinič hroznorodý, alebo sú porastené agátovými lesmi.

Rendzina sa vyskytuje na malej lokalite pri Štúrove (Modrý vrch). Predstavuje komplex rendziny a rendziny hnedej (rendzina kambizemná) hlinitej s plytkým a stredne hlbokým pôdnym profilom. Pôdy majú 2 % humusu dobrej kvality, pričom humusový horizont je iba 0,2—0,3 m hrubý. V pôdnom profile je veľa štrku a kameňov. Pôdy sú vysušené, s nízkou vodnou kapacitou, značne prevzdušnené. Majú nízku pútačnú schopnosť pre vodu aj pre minerálne látky. Pestuje sa na nich vinič hroznorodý, časť je porastená preriedeným trávnyim porastom.

Hnedá zem (kambizem) sa nachádza na menšej výmere iba na Burde a južnej časti Ipeľskej pahorkatiny. Ide o nasýtené hnedé pôdy (eutrofné kambizeme) na zvetralinách andezitov, ktoré majú stredne hlboký pôdny profil. Na Burde sa vyskytujú spolu s rankrami (plytkými hnedými pôdami), v ktorých je pevné skalné podložie v hĺbke 30 cm. Hnedé pôdy (kambizeme) majú hlinitú

zrornosť a sú značne štrkovité a kamenisté. Pokryté sú lesmi alebo horším trávny porastom. V pôde je plytký hnedý humusový horizont (0,3 m) s 2—3 % humusu. Pútacia schopnosť je dobrá.

Na poriečnych nivách (rovinách) Dunaja, Nitry, Váhu, Žitavy, Hrona a Ipla sa vyvinuli najmä nívne (fluvizeme) a lužné pôdy (čiernice), potom močiarne pôdy (gleje) a slance typické (často slaniskované).

Nívne pôdy (fluvizeme) sa vyskytujú v blízkosti riek a potokov, najviac je ich v nive Hrona. V nive Dunaja a Žitavy sa vyskytujú iba na menších plochách. Pôdy sú miestami glejové, t.j. zamokrované podzemnou vodou. Prevláda hlinitý pôdny druh. Humusový horizont je 0,3—0,5 m hrubý, obsahuje 1—2 % humusu. V poriečnej nive Hrona sú nívne pôdy (fluvizeme) nekarbonátové, s vysokou vodnou kapacitou. Čiastočne slancované nívne pôdy (fluvizem slancová) sú pri Komárne. Na nívnych pôdach (fluvizemiach) sa pestujú poľné plodiny, miestami sú tieto pôdy využívané aj ako veľmi úrodné lúky.

Lužné pôdy (čiernice) sú rozšírené na starších náplavoch rieky Nitry, Žitavy a Dunaja. Zrnitostne sú to hlinité až ílovité pôdy. Hrubý (0,5—1,0 m) horizont obsahuje 3—4 % humusu čiernej, tmavej farby. Štruktúra je dobrá, konzistencia ílovitých pôd nepriaznivá. Pútacia schopnosť pôd je vysoká, vodná kapacita veľká. Najúrodnejšie sú hlinité lužné černoziemné pôdy (čiernice černoziemné) s hladinou podzemnej vody v hĺbke 2—3 m. Glejové lužné pôdy (čiernice glejové) sú zamokrené a majú trvalý prebytok vody v pôdnom profile. Vyskytujú sa najmä v depresiách vyplnených fluviaálnymi sedimentmi. Tam sú sústredené aj lužné pôdy slancované a slaniskované (čiernice slancové a solončakové). Tieto zasolené pôdy obsahujú karbonáty a bikarbonáty sodíka, ktoré nepriaznivo pôsobia na zloženie pôdneho roztoku a pôdneho sorpčného komplexu.

Močiarové pôdy (gleje) sa vyskytujú na malých plochách v okolí starých ramien Žitavy, Nitry a Dunaja. Ide o trvale zamokrené pôdy s porastom vlhkomilných rastlín.

Slanec typický (často slaniskovaný) sa vyskytuje v niektorých lokalitách pri Patinciach a Iži. V sorpčnom komplexe je viac než 20 % sodíka z pútaných katiónov, čo výrazne zhoršuje chemické a fyzikálne vlastnosti pôdy. Pôdy sú ílovité s nízkym obsahom humusu a nepriaznivou štruktúrou. V lete povrch pôdy vysychá a tvoria sa pukliny, ktorými sa vyparuje voda z pôdy. Podzemná voda je silne mineralizovaná (3—4 g solí v 1 litre vody). Porast tvoria slanomilné byliny. Pre slabú pokrývnosť sa tieto pôdy zreteľne vynímajú najmä na lúkach, ale aj pod poľnými plodinami. Tvoria ostrovčeky bez porastu, svetlejšej farby.

Charakteristika minerálnej sily pôdotvorných substrátov

Na skúmanom území sme vydělili sedem základných skupín pôdotvorných substrátov. Na základe analytických údajov a zostavenej mapy minerálnej sily

Poznámka: V zátvorke uvedené názvy pôdnych typov sú podľa novej čl. bazálnej klasifikácie pôd.

budeme teraz podrobnejšie charakterizovať minerálnu silu jednotlivých pôdotvorných substrátov, s ohľadom na ich geomorfologické miesto výskytu a genetický pôvod.

Fluviálne sedimenty poriečnych nív

Dunaja, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa (analytické údaje v tab. 1—8)

Ako vyplýva z charakteristiky fluvialných sedimentov, môžeme ich diferencovať podľa jednotlivých povodí. Spoločným znakom všetkých uvedených skupín fluvialných sedimentov je značná rôznorodosť ich minerálnej sily. Podmienená je ich prirodzenou granulometrickou a petrografickou heterogenitou, a to vo vertikálnom i v horizontálnom smere. Rôzny pôvod a materiál, z ktorého sa vytvárali fluvialne sedimenty, podmienili aj rozdielne potenciálne zásoby živín. Jedno však majú v rámci minerálnej sily spoločné. Sú to prevažne nadbytočné zásoby vápnika a spravidla aj horčíka. Tieto živiny sú obsiahnuté predovšetkým v zlúčeninách typu karbonátov. Najčastejšie obsahujú 2—30 % uhličitanov v prepočte na CaCO_3 . Preto majú sorpčnú kapacitu plne nasýtenú bázickými kationmi a pôdnu reakciu vyjadrenú v pH 7,6—7,8. Lokálne sa vyskytuje v týchto sedimentoch aj vyšší obsah sodíka, vtedy stúpa pH na 8,0—9,0 (Iža, Patince, Marcelová). Púťacia schopnosť sedimentov úzko súvisí s granulometrickým zložením. Nakoľko prevládajú hliny a íly, je maximálna sorpčná kapacita pomerne vysoká ($T = 150\text{—}300 \text{ mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ v chemických ekvivalentoch), čo umožňuje vysoké púťanie živín uvoľňovaných zvetrávaním z potenciálnych zásob minerálnej sily.

Fluviálne sedimenty patria medzi minerálne bohatšie pôdotvorné substráty.

Fluviálne sedimenty Dunaja majú rôznorodú minerálnu silu v rozsahu tried $\text{II}_4\text{—IV}_3$. Najväčšie plochy zaberajú fluvialne sedimenty s minerálnou silou vyjadrenou jednou nedostatkovou živinou na úrovni veľmi malého (–2) a malého (–1) obsahu živiny, a teda typov II_4 a III_4 . V nedostatku je najmä P a čiastočne aj K, zatiaľ čo Ca a Mg sú v nadbytku (+3, +2). Fluvialne sedimenty Dunaja sa vyznačujú nadbytočným množstvom vápnika, nadbytočným a veľmi dobrým obsahom horčíka, dobrým, normálnym a malým obsahom draslíka, malým a veľmi malým obsahom fosforu.

Fluviálne sedimenty rieky Nitry sa vyznačujú veľmi pestrou minerálnou silou tried $\text{I}_4\text{—IV}_4$. Granulometricky piesočnaté sedimenty majú nižšiu minerálnu silu než sedimenty hlinité a ílovité. Minerálne najbohatšie sú ílovité fluvialne sedimenty. Fluvialne sedimenty rieky Nitry môžeme začleniť väčšinou do triedy a skupiny II_4 , t. j. s jednou nedostatočnou živinou na úrovni veľmi malého obsahu, zatiaľ čo ďalšie majú normálny až nadbytočný obsah (Ca + 3, Mg + 3, K + 3 až 0, P – 2). V tejto nive je veľká plocha fluvialných sedimentov s minerálnou silou vyjadrenou triedou a skupinou III_4 , t. j. s malým obsahom jednej živiny, zatiaľ čo ostatné živiny majú vyšší obsah (Ca + 3, Mg + 1 až + 3, K 0 až + 1, P – 1). Ojedinelé vzorky fluvialných sedimentov boli podľa údajov chemických rozborov začlenené aj do iných tried a skupín minerálnej sily (I_4 , II_3 , IV_4).

Tab. 1 Chemické zloženie a minerálna sila fluviaľných (nivných a mŕtvych ramien) sedimentov na poriečnych nivách Dunaja, Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipeľ

Tab. 1 Chemical composition and mineral force of fluvial (food-plain, dead arms) sediments on the riverine plains of the Danube, Váh, Nitra, Žitava, Hron and Ipeľ

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		Mg		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Imeľ	1,3-1,4	Hp	2,47	+3	0,60	+1	0,06	-2	0,03	-2	II ₃	Nitra
2	Imeľ	0,9-1,0	Hp	1,60	+3	2,18	+3	0,65	+3	0,01	-3	I ₄	Žitava
3	Imeľ	1,2-1,3	Ip	10,88	+3	0,65	+1	0,19	0	0,07	-1	III ₄	Nitra
4	Imeľ	1,2-1,3	Hpp	2,88	+3	11,13	+3	0,30	+1	0,04	-2	II ₄	Žitava
5	Imeľ	0,8-0,9	Hpp	1,21	+3	0,36	0	0,11	-1	0,05	-2	I ₄	Žitava
6	Imeľ	0,7-0,8	Hpp	5,86	+3	2,53	+3	0,53	+3	0,03	-2	II ₄	Nitra
7	Martovce	1,2-1,3	Ip	11,74	+3	4,38	+3	0,47	+2	0,11	0	IV ₄	Nitra
8	Martovce	1,1-1,2	Hp	18,79	+3	2,82	+3	0,28	+1	0,05	-2	I ₄	Nitra
9	Martovce	0,7-0,8	Hpp	1,76	+3	1,64	+3	0,82	+3	0,03	-2	II ₄	Nitra
10	Martovce	1,0-1,1	Hi	1,26	+3	0,82	+2	0,54	+3	0,03	-2	II ₄	Nitra
11	Martovce	1,0-1,0	Ip	9,61	+3	9,61	+3	0,25	0	0,08	-1	III ₄	Nitra
12	Martovce	0,9-1,0	H	8,40	+3	1,54	+3	0,33	+1	0,04	-2	II ₄	Nitra
13	Martovce	0,8-0,9	Hpp	6,22	+3	2,76	+3	0,36	+1	0,02	-3	I ₄	Žitava
14	Martovce	1,1-1,2	Ip	0,93	+3	0,89	+2	0,36	+1	0,04	-2	II ₄	Nitra
15	Nesvady	1,3-1,4	Hpp	15,64	+3	2,74	+3	0,19	0	0,07	-1	III ₄	Nitra
16	Nesvady	1,1-1,2	Hsp	5,35	+3	1,27	+3	0,05	-2	0,02	-3	I ₄	Nitra
17	Nesvady	0,6-0,7	Hsp	1,27	+3	1,70	+3	0,81	+3	0,02	-3	I ₄	Nitra
18	Nesvady	1,0-1,1	Ip	2,38	+3	2,28	+3	0,45	+2	0,04	-2	II ₄	Nitra
19	Nesvady	1,2-1,3	Ip	14,00	+3	2,12	+3	0,13	0	0,05	-2	II ₄	Nitra
20	Nesvady	0,8-0,9	Hpp	10,52	+3	1,19	+3	0,19	0	0,05	-2	II ₄	Nitra
21	Nesvady	0,9-1,0	H	13,82	+3	2,69	+3	0,35	+1	0,07	-1	III ₄	Žitava
22	Nesvady	0,4-0,5	Hpp	14,08	+3	2,18	+3	0,13	-1	0,05	-2	II ₄	Žitava

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		Mg		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
23	Bajč	0,9—1,0	Hi	1,76	+3	1,60	+3	0,56	+3	0,10	-1	III ₄	Žitava
24	Landorf	1,3—1,4	I	14,67	+3	3,52	+3	0,23	0	0,07	-1	III ₄	Nitra
26	Hliník	1,0—1,1	Ip	4,30	+3	1,30	+3	0,38	+1	0,10	-1	III ₄	Nitra
27	Landorf	0,9—1,0	Hi	4,96	+3	2,36	+3	0,08	-2	0,06	-2	II ₃	Váh
28	Landorf	0,7—0,8	Hi	4,32	+3	0,40	+3	0,06	-2	0,05	-2	II ₃	Váh
29	Patince	1,1—1,2	Ip	15,70	+3	7,76	+3	0,15	0	0,08	-1	III ₄	Dunaj
30	Patince	0,9—1,0	H	9,10	+3	2,42	+3	0,12	-1	0,04	-2	II ₄	Žitava
31	Patince	1,4—1,5	Hi	12,89	+3	3,53	+3	0,15	0	0,06	-1	III ₄	Dunaj
32	Patince	1,0—1,1	Ip	8,83	+3	3,43	+3	0,13	-1	0,07	-1	III ₃	Dunaj
33	Patince	0,9—1,0	Ip	10,79	+3	6,17	+3	0,17	0	0,11	0	IV ₃	Dunaj
34	Patince	0,8—0,9	H	10,95	+3	5,54	+3	0,30	0	0,10	-1	III ₄	Dunaj
36	Iža	1,1—1,2	H	14,20	+3	2,12	+3	0,08	-1	0,01	-3	III ₄	Dunaj
37	Iža	1,2—1,3	Hi	20,61	+3	7,66	+3	0,28	+1	0,06	-1	III ₄	Dunaj
38	Iža	1,2—1,3	H	14,46	+3	7,06	+3	0,31	+1	0,10	-1	III ₄	Dunaj
39	Iža	1,1—1,2	H	12,80	+3	5,80	+3	0,15	0	0,10	-1	III ₄	Dunaj
40	Iža	1,2—1,3	Hi	8,66	+3	6,46	+3	0,17	0	0,08	-1	III ₄	Dunaj
41	Iža	1,2—1,3	H	7,85	+3	3,93	+3	0,17	0	0,08	-1	III ₄	Dunaj
42	Iža	0,9—1,0	Hi	11,20	+3	3,22	+3	0,19	0	0,05	-2	II ₄	Dunaj
43	Iža	0,9—1,0	Hi	16,26	+3	5,14	+3	0,25	0	0,05	-2	II ₄	Žitava
44	Iža	0,9—1,0	H	16,25	+3	6,75	+3	0,30	+1	0,05	-2	II ₄	Žitava
45	Iža	1,0—1,1	Hi	21,90	+3	7,04	+3	0,14	-1	0,08	-1	III ₃	Žitava
46	Iža	0,8—0,9	H	17,10	+3	5,37	+3	0,19	0	0,08	-1	III ₄	Žitava
47	Iža	0,9—0,1	Hi	21,52	+3	8,26	+3	0,14	-1	0,08	-1	III ₃	Žitava
52	Chotín	1,0—1,1	Hpp	9,25	+3	2,92	+3	0,17	0	0,08	-1	III ₄	Žitava
53	Chotín	0,8—0,9	H	2,18	+3	1,19	+2	0,20	0	0,09	-1	III ₄	Žitava

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutrient								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		Mg		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
				1	2	3	4	5	6	7	8		
54	Chotín	0,9—1,1	Hpp	2,52	+3	0,90	+2	0,18	0	0,10	-1	III ₄	Žitava
55	Marcelová	0,8—0,9	Hi	12,52	+3	2,32	+2	0,12	-1	0,05	-2	II ₄	Žitava
56	Ďulov Dvor	1,1—1,2	H	17,10	+3	0,86	+2	0,37	+1	0,06	-1	III ₄	Žitava
57	Bajč	0,9—1,0	H	9,11	+3	2,46	+3	0,07	-2	0,06	-1	II ₄	Žitava
59	Komárno	1,2—1,3	H	5,10	+3	1,69	+3	0,10	-1	0,06	-1	III ₃	Váh
61	Búč	1,1—1,2	H	13,48	+3	5,64	+3	0,36	+1	0,05	-2	II ₄	Dunaj
62	N. Zámky	1,0—1,1	Hi	15,30*	+3	3,18*	0	1,70*	-1	0,06*	-3	I ₄	Nitra
63	N. Zámky	0,5—0,6	Hi	1,27*	-1	1,62*	0	2,84*	0	0,10*	-2	II ₄	Nitra
64	Dvory	1,1—1,2	Hi	16,65	+3	2,95	0	1,60	-1	0,08	-2	II ₄	Žitava
65	Mužľa	0,7—0,8	H	17,49	+3	7,51	+2	1,52	-1	0,07	-2	II ₄	Dunaj
66	Obid	1,0—1,1	H	15,21	+3	6,42	+2	0,09	-1	0,09	-1	III ₃	Dunaj
68	Radvaň n. D.	0,7—0,8	Hp	12,60	+3	1,62	+3	0,08	-1	0,04	-2	II ₄	Dunaj
69	Radvaň n. D.	0,8—1,0	Hp	9,50	+3	1,86	+3	0,08	-1	0,04	-2	I ₄	Dunaj
70	Modrany	1,6—1,7	H	5,88	+3	1,18	+2	0,15	-1	0,09	-1	III ₃	Modran- ský p.
72	Bystrička	0,9—1,0	Hpp	10,23	+3	4,29	+3	0,14	-1	0,04	-2	II ₄	Dunaj
78	Domaša	1,0—1,2	H	2,56*	0	2,24*	0	0,10*	-2	1,60*	0	II ₄	Hron
79	Hronovce	1,1—1,2	Hi	2,46*	0	1,94*	0	0,10*	-2	1,47*	-1	II ₄	Hron
80	Bielovce	1,3—1,5	H	2,76*	0	2,08*	0	0,10*	-2	1,40*	-2	II ₄	Ipeľ
81	Kamenín	1,1—1,2	Ip	16,65*	+3	2,95*	0	1,60*	-1	0,08*	-2	II ₄	Hron
82	Čata	1,0—1,1	H	2,82*	+3	2,61*	0	0,12*	-2	0,10*	-2	II ₃	Hron
201	Štúrovo	0,9—1,0	H	8,01*	+2	2,15*	0	1,59*	-1	0,20*	-1	III ₃	Hron

Ako vidíme, spomínané fluválne sedimenty majú nadbytočný obsah vápnika, väčšinou nadbytočný, menej veľmi dobrý, dobrý až normálny obsah horčíka, väčšinou dobrý až nadbytočný obsah draslíka (menej veľmi malý až normálny) a len fosforu obsahujú prevažne veľmi málo, zriedkavajšie i málo, nedostatočné a normálne množstvo z hľadiska potenciálnych zásob pre rastliny. Ide teda o sedimenty, ktoré majú okrem fosforu značné zásoby ostatných sledovaných minerálnych živín.

Aj fluválne sedimenty nivy Žitavy majú veľmi rôznorodú minerálnu silu (I_4 — III_3). Na rozdiel od predchádzajúcich sú trochu bohatšie na živiny; polovicu z nich môžeme začleniť do triedy a skupiny III_4 a III_3 , t. j. s jednou alebo dvomi živinami, s najnižším obsahom na úrovni malej (-1) zásoby ($Ca + 3, Mg + 2$ až $+3, K - 1$ až $+3, P - 1$). Súčasne však stále ešte značnú časť plochy zaberajú fluválne sedimenty s minerálnou silou vyjadrenou veľmi malým obsahom jednej živiny (II_4), prípadne nedostatočným obsahom jednej živiny (I_4). Na nive Žitavy obsahujú teda fluválne sedimenty nadbytočné množstvo vápnika a horčíka, väčšinou normálne a zriedkavejšie malé alebo dobré množstvo draslíka a prevažne malé a veľmi malé rezervy fosforu.

Fluválne sedimenty Vážskeho Dunaja, Hrona, Ipľa a Modranského potoka sú reprezentované menším počtom vzoriek. Podľa minerálnej sily ich môžeme začleniť väčšinou do triedy a skupiny II_3 a II_4 , t. j. s jednou až dvoma živinami, ktorých najnižší obsah je na úrovni veľmi malého množstva (-2). Spravidla to je draslík a fosfor, zatiaľ čo vápnik a horčík obsahujú sedimenty v dostatočnom množstve. Fluválne sedimenty Hrona a Ipľa majú zásoby vápnika a horčíka na úrovni normálneho a iba zriedkavejšie prebytočného množstva (0 , menej $+3$), čo je v porovnaní s predchádzajúcimi fluválnymi sedimentmi nižší obsah týchto bázických dvojmocných prvkov.

Celkove treba zdôrazniť, že minerálna sila holocénnych sedimentov v juhozápadnej časti Podunajskej nížiny je rôznorodá, pričom jej hodnota závisí predovšetkým od granulometrického zloženia sedimentov, keď ílovité sedimenty sú najbohatšie a piesočnaté najchudobnejšie. Vápnik a horčík je v prebytku. Draslíka sú spravidla dostatočné zásoby. Nedostatkovou živinou je fosfor, ktorého sú veľmi malé zásoby. Najviac sú rozšírené fluválne sedimenty minerálnej sily III_3 , III_4 a II_4 .

Fluviálne sedimenty terasových stupňov Dunaja a jeho prítokov (analytické údaje v tab. 2)

Rôznorodé granulometrické a petrografické zloženie vekove starších a polohove vyššie uložených fluválnych sedimentov sa plne odráža na ich chemických a fyzikálno-chemických vlastnostiach. Hoci všetky obsahujú uhličitan vápnika a horčíka (1 — 20% v prepočte na $CaCO_3$), variabilita týchto živín v pôdotvorných substrátoch je oveľa väčšia než v holocénnych fluválnych sedimentoch. Pri pH $7,2$ — $7,6$ je sorpčná kapacita plne nasýtená bázickými kationmi. Nakoľko prevládajú hlinité a hlinitopiesočnaté sedimenty, ich maximálna sorpčná kapacita je na úrovni 100 — 200 mmol \cdot kg $^{-1}$ (v chemických ekvivalentoch).

Tab. 2 Chemické zloženie a minerálna sila fluvialných nívnych sedimentov na nízkych a stredných terasových stupňoch
 Tab. 2 Chemical composition and mineral force of fluvial food-plain sediments at the low and middle terrace benches

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		Mg		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
				1	2	3	4	5	6	7	8		
25	Hurbanovo	0,9—1,0	Hpp	9,11	+3	2,46	+3	0,07	-2	0,05	-2	II ₃	nízky stupeň
35	Dol. Peter	0,7—0,8	Hp	0,82	+2	0,85	+2	0,20	0	0,06	-1	III ₄	stredný stupeň
48	Dol. Peter	1,0—1,1	Hp	11,92	+2	5,04	+3	0,27	+1	0,05	-2	II ₄	stredný stupeň
51	Búč	0,8—0,9	H	17,67	+3	6,75	+3	0,13	-1	0,07	-1	III ₃	nízky stupeň
60	Búč	1,2—1,3	Hi	8,93	+3	1,27	+3	0,15	-1	0,11	0	III ₄	nízky stupeň
64	Zelený Háj	0,5—0,6	H	16,65	+3	2,95	0	0,07	-2	0,05	-2	II ₃	nízky stupeň
67	Radvaň n. D.	0,3—0,4	Hsp	9,11	+3	2,46	+3	0,07	-2	0,05	-2	II ₃	nízky stupeň
73	Chotín	0,8—0,9	Hp	9,53	+3	0,40	0	0,08	-1	0,05	-2	II ₄	nízky stupeň
74	Chotín	1,0—1,2	Hpp	6,72	+3	5,02	+3	0,10	-1	0,04	-2	II ₄	stredný stupeň
76	Marcelová	1,0—1,3	Hpp	0,27	0	0,28	0	0,66	+3	0,05	-2	II ₄	stredný stupeň
75	Marcelová	1,0—1,2	Hsp	15,23	+3	2,40	+3	0,05	-2	0,02	-3	I ₄	stredný stupeň
77	Virt	0,8—1,0	Hpp	5,04	+3	3,02	+3	0,26	+1	0,17	+1	V ₃	stredný stupeň

Fluviálne sedimenty na terasových stupňoch Dunaja a jeho prítokov patria medzi minerálne chudobnejšie pôdotvorné substráty. Vzorok z katastrov obcí Chotín, Búč, Marcelová, Vír, Zelený Háj, Hurbanovo, Dolný Peter a Radvaň n/Dunajom vykazovali nižšie obsahy fosforu a draslíka a dostatočne vysoké obsahy vápnika a horčíka. Väčšinu z nich sme podľa zistených rezerv živín zaradili do triedy a skupiny minerálnej sily II₄ a II₃ (veľmi malý obsah jednej až dvoch živín), niekoľko do III₃ a III₄ (malý obsah jednej až dvoch živín) a do I₄ (nedostatočný obsah jednej živiny, t. j. fosforu). Dokonca jedna vzorka bola podľa obsahu živín zaradená do V₃ (najmenší bol dobrý obsah dvoch živín). Popri nadbytočných, dobrých a normálnych rezervách vápnika a horčíka majú tieto sedimenty len malý až veľmi malý (ojedinele dobrý a normálny) obsah draslíka a najčastejšie veľmi malý (ojedinele nedostatočný, malý, dobrý) obsah fosforu (Ca +3 až 0, Mg +3 až 0, K +3 až -2, P +3 až -3). Rozdiely v minerálnej sile medzi riskými a wümskými fluviálnymi sedimentmi neboli evidentne zaznamenané. Ide teda o pôdotvorné substráty, ktoré majú pre rastliny dostatočné zásoby vápnika a horčíka, avšak draslíka a najmä fosforu je v nich len veľmi málo (najviac minerálna sila II₃ a II₄).

Spraše (analytické údaje v tab. 3 a 9)

Na skúmanom území poznáme dve skupiny spraší, ktoré sa od seba odlišujú aj svojou minerálnou silou. Sú to eolicko-deluviálne spraše a eolické spraše.

Eolicko-deluviálne a eolické spraše sa vyznačujú vysokým obsahom karbonátov: 2—40 % v prepočte na CaCO₃. Pôdna reakcia je slabo alkalická s pH 7,6. Sorpčný komplex je plne nasýtený bázickými kationmi vyznačujúcimi sa značnou pútačou schopnosťou; ich sorpčná kapacita sa najčastejšie pohybuje v rozsahu 110—150 mmol . kg⁻¹ (v chemických ekvivalentoch).

Eolické spraše sú o niečo minerálne bohatšie než eolicko-deluviálne spraše. Súvisí to zrejme s ich lepšou vytriedenosťou, s vyšším zastúpením draselných živcov (ortoklasy). Zatiaľ čo sme prevažnú väčšinu eolických spraší klasifikovali podľa minerálnej sily ako III₄ (ojedinele II₂, II₃ a III₃), väčšina eolicko-deluviálnych spraší patrí do III₃ (ojedinele III₄ a II₄). Ako ukazujú výsledky rozborov (tab. 3), majú eolické spraše oveľa viac draslíka (rozbor 20 % HCl = 0,12—2,0 %, totálny = 0,80—3,58 % K₂O) v porovnaní s obsahom tohto prvku v eolicko-deluviálnych sprašiach (rozbor 20 % HCl = 0,08—0,16 %, totálny = 1,0—1,55 % K₂O).

Eolické spraše mali normálne až nadbytočné zásoby Ca (0 až +3), malé až nadbytočné zásoby Mg (-1 až +3), veľmi malé až dobré zásoby K (-2 až +1) a prevažne malé a dobré, menej veľmi malé a veľmi dobré a normálne zásoby P (-2 až +2).

Eolicko-deluviálne spraše sa vyznačovali veľmi dobrým až nadbytočným obsahom Ca (+2 až +3), normálnym až nadbytočným obsahom Mg (0 až +3), malým obsahom K (-1) a veľmi malým až veľmi dobrým obsahom P (-2 až

Tab. 3 Chemické zloženie a minerálna sila spraší E = eolických, DE = deluviálno-eolických

Tab. 3 Chemical composition and mineral force of loesses E = eolian, DE = deluvial-eolian

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutrient								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		MgO		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
49	Dol. Peter	0,1-1,0	H	14,29	+3	2,13	+3	0,11	-1	0,08	-1	III ₃	DE
50	Dol. Peter	0,9-1,0	H	8,38	+3	3,02	+3	0,11	-1	0,06	-1	III ₃	DE
107	Modrany	1,0-1,2	H	14,51	+3	1,33	+3	0,14	-1	0,09	-1	III ₃	DE
108	Modrany	1,0-1,3	H	11,56	+3	3,55	+3	0,12	-1	0,13	0	III ₄	E
109	Modrany	1,0-1,2	H	10,51	+3	1,93	+3	0,16	-1	0,08	-1	III ₃	DE
110	Šrobárová	1,1-1,3	H	8,30	+3	1,40	+3	0,08	-1	0,06	-1	III ₃	DE
111	Šrobárová	1,1-1,2	H	1,23	+3	2,91	+3	0,14	-1	0,07	-1	III ₃	DE
113	Vojnice	1,5-1,7	H	15,03*	+3	4,18*	+1	1,40*	-1	0,12*	-1	III ₃	DE
115	Vojnice	1,2-1,4	Hpp	15,95*	+3	6,20*	+2	1,50*	-1	0,12*	-1	III ₃	DE
116	Vojnice	1,0-1,4	Hpp	7,53*	+2	3,21*	+1	1,00*	-1	0,09*	-2	II ₄	DE
117	Vojnice	1,4-1,6	H	7,70*	+2	3,24*	+1	1,85*	0	0,18*	-1	III ₄	E
118	Vojnice	1,2-1,4	H	19,73*	+3	3,80*	+1	1,05*	-1	0,13*	-1	III ₃	DE
119	Vojnice	0,7-0,8	H	6,38*	+1	4,21*	+1	2,00*	0	0,15*	-1	III ₄	E
122	Marcelová	1,0-1,1	H	11,97*	+3	3,95*	+1	1,52*	-1	0,13*	-1	III ₃	DE
123	Aňalov	0,6-0,8	Hpp	9,45*	+2	4,83*	+1	0,85*	-2	0,07*	-2	II ₂	E
125	Bajč	0,8-1,0	Hp	1,25*	-1	1,27*	-1	0,80*	-2	0,07*	-2	II ₃	E
126	Dubník	0,9-1,3	H	12,25*	+3	5,18*	+1	1,32*	-1	0,12*	-1	III ₃	E
127	Imeľ	1,3-1,4	Hpp	12,47*	+3	4,68	+1	0,08	-2	0,06	-2	II ₂	E
129	Modrany	0,8-1,0	Hpp	10,51	+3	1,11	+2	0,11	-1	0,06	-1	III ₃	DE
130	Modrany	1,0-1,2	H	16,82	+3	2,12	+3	0,16	0	0,09	-1	III ₄	E
131	Modrany	0,8-1,0	H	14,72	+3	2,60	+3	0,30	+1	0,07	-1	III ₄	E
132	Šrobárová	1,0-1,2	H	6,05	+3	1,64	+3	0,27	+1	0,07	-1	III ₄	E
133	Marcelová	1,0-1,1	Hi	7,14	+3	2,30	+3	0,24	0	0,08	-1	III ₄	E
137	Pavlov Dvor	1,1-1,2	Hpp	10,80	+3	2,69	+3	0,21	0	0,06	-1	III ₄	E

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		MgO		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
				1	2	3	4	5	6	7	8		
138	Imeľ	1,3—1,4	Hpp	12,47	+3	4,68	+1	0,08	-2	0,04	-2	II ₃	E
139	Nové Zámky	1,0—1,1	Hpp	16,32*	+3	3,12*	+1	0,69*	-2	0,11*	-2	II ₃	E
140	Nesvady	0,8—1,0	Hpp	9,08	+3	2,39	+3	0,08	-2	0,05	-2	II ₃	E
141	Pohr. Ruskov	1,1—1,2	H	8,91*	+3	4,25*	+1	1,12*	-1	0,18*	-1	III ₃	E
169	Vojnice	0,9—1,0	H	8,15*	+2	2,28*	0	1,40*	-1	0,55*	+2	III ₄	DE
170	Belá	0,9—1,0	H	11,11*	+3	3,13*	0	1,55*	-1	0,40*	+1	III ₄	DE
175	Štúrovo	0,9—1,0	H	4,34*	+1	1,20*	-1	1,26*	-1	0,45*	+2	III ₃	E
176	Bíňa	0,9—1,0	H	7,10*	+2	2,84*	0	2,02*	-1	0,39*	+1	IV ₃	E
177	Farna	0,9—1,0	H	5,17*	+1	1,67*	-1	1,83*	0	0,46*	+2	III ₄	E
178	V. Ludnice	0,9—1,0	H	12,39*	+3	2,09*	0	1,59*	-1	0,40*	+1	III ₄	E
179	Svodín	0,9—1,0	H	6,68*	+2	2,62*	0	3,58*	+1	0,44*	+1	IV ₄	E
180	Svodín	0,9—1,0	H	7,24*	+2	2,67*	0	1,67*	-1	0,38*	+1	III ₄	E
183	Ľuba	0,9—1,0	H	5,64*	+2	3,35*	0	1,74*	-1	0,36*	+1	III ₄	E
184	Ľuba	0,9—1,0	H	2,64*	0	2,01*	0	1,63*	-1	0,43*	+1	III ₄	E
185	Dubník	0,9—1,0	H	17,24*	+3	1,74*	+1	1,86*	0	0,34*	+1	III ₄	E
186	Jasová	0,9—1,0	H	11,34*	+3	2,68*	0	1,57*	-1	0,35*	+1	III ₄	E
187	Jasová	0,9—1,0	H	14,68*	+3	2,70*	0	1,34*	-1	0,38*	+1	III ₄	E
192	Príbeta	0,9—1,0	H	10,38*	+3	2,50*	0	1,15*	-1	0,42*	+1	III ₄	E
193	Príbeta	0,9—1,0	H	7,15*	+2	1,43*	-1	1,22*	-1	0,20*	-1	III ₂	E
194	Príbeta	0,9—1,0	H	12,96*	+3	2,09*	0	1,10*	-1	0,20*	-1	III ₃	E
195	ŠM-Štefan	0,9—1,0	H	3,73*	+1	1,42*	-1	1,42*	-1	0,20*	-1	III ₂	E
196	Príbeta	0,9—1,0	H	20,78*	+3	1,57*	-1	1,02*	-1	0,29*	0	III ₃	E
197	Príbeta-Jasová	0,9—1,0	H	9,74*	+3	2,04*	3	1,33*	-1	0,19*	-1	III ₃	E
198	Jasová	0,9—1,0	H	6,32*	+2	1,97*	0	1,51*	-1	0,27*	0	III ₄	E
199	Kolta	0,9—1,0	H	5,88*	+2	2,02*	0	1,58*	-1	0,24*	0	III ₄	E
200	Kolta	0,9—1,0	H	8,03*	+2	2,12*	0	1,60*	-1	0,20*	-1	III ₃	E
202	Farna	0,9—1,0	H	9,52*	+3	2,15*	0	1,48*	-1	0,21*	-1	III ₃	E

+2). Z hľadiska zásob rastlinných živín majú eolicko-deluviálne sprae dobré zásoby vápnika a horčíka a malé až dobré zásoby fosforu a draslíka.

Záverom konštatujeme, že sprae patria medzi minerálne bohatšie pôdotvorné substráty, v ktorých je z minerálnych živín dostatok až nadbytok vápnika a horčíka, zatiaľ čo zásoby fosforu a draslíka sú nízke až dobré (minerálna sila III₃ a III₄).

Viate piesky

(analytické údaje v tab. 4 a 10)

Viate piesky záujmového územia sme rozdelili do dvoch hlavných skupín, ktoré sa odlišujú aj svojou minerálnou silou:

viate piesky dolnej časti medziriečiska Nitra—Žitava (nižší stupeň terasový),

viate piesky na strednom terasovom stupni v priestore medzi Hurbanovom a Radvaňou n/Dunajom.

Viate piesky medziriečiska Nitra—Žitava sú veľmi jemnozrné až jemné veľmi jemnozrné bidisperzné zeminy, v ktorých prevláda frakcia 0,25—0,1 mm a 0,5—0,25 mm. Častice s rozmermi nad 0,5 mm sú vzácné. Z hľadiska minerálov prevláda podľa práce I. VAŠKOVSKÉHO—Z. BEDRNU (1971) kremeň, menej je kalcitu, živcov, plagioklasov a iných zvetralých minerálov. Z ťažkých minerálov sú zastúpené granáty a veľmi rozdielne pyroxény a hyperstény. V súlade s mineralogickým rozborom poukazuje chemický rozbor vzoriek na pomerne vysoký obsah CaO v rozsahu 0,85—11,76 %, určený vo výluhu horúcej 20 % HCl (trieda minerálnej sily +3, ojedinele +2 a +1). Obsah MgO sa značne mení, a to od 0,20 do 3,03 % (+3, +2, +1, 0, -1), zatiaľ čo K₂O sa vyskytuje iba s malým a ojedinele dobrým a normálnym obsahom (-1, ojedinele +1 a 0) v rozsahu 0,08—1,24 %. Fosforu je vo viatych pieskoch málo, pričom vo viatych pieskoch prvej skupiny je veľmi malý obsah (-2), v rozsahu 0,03—0,07 %. Piesky prvej skupiny môžeme podľa sedemtriednej Stejskalovej klasifikácie zaradiť výlučne do triedy II₄, t. j. s veľmi malým obsahom jednej zo živín (CaO +1 až +3, MgO -1 až +3, K₂O 0 až -1, P₂O₅ -2).

Viate piesky v druhej skupine predstavujú presypové akumulácie vlastnej dunovej oblasti najnižšieho a stredného terasového stupňa podľa tokov Žitavy a Dunaja, ďalej stredného terasového stupňa a na svahoch Hronskej pahorkatiny. Zrnitosť sú piesky tejto skupiny rôznorodé. Stretávame sa tu s práškovitými, veľmi jemnozrnými, jemnými, veľmi jemnozrnými bidisperznými pieskami. Prevládajú frakcie 0,5—0,25 mm a 0,25—0,1 mm, ale značné zastúpenie má často aj frakcia nad 0,5 mm. V ľahkej frakcii sú minerály zastúpené podobne ako v prvej skupine viatych pieskov, až na kalcit, ktorý v niektorých vzorkách chýba. V ťažkej frakcii prevládajú hyperstén a nepriesvitné minerály. V súlade s mineralogickým rozborom majú niektoré vzorky nižší obsah CaO (až 0,11 %), a preto sa mení obsah tejto živiny od nadbytočného až po malý (+3 až -1). Podobne je tomu aj pri MgO (0,10—1,83 % v 20 % HCl), pri ktorom sme zaznamenali tiež nadbytočný až malý obsah (+3 až -1). Obsah K₂O je podľa

Tab. 4 Chemické zloženie a minerálna sila viatych pieskov
 Tab. 4 Chemical composition and mineral force of drift sands

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		MgO		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
				1	2	3	4	5	6	7	8		
83	Imeľ	1,0-1,2	Hsp	0,85	+2	0,48	+1	0,08	-1	0,03	-2	II ₄	M
84	Imeľ	1,1-1,2	Hp	1,74	+3	0,12	-1	0,12	-1	0,06	-2	II ₄	M
85	Imeľ	1,0-1,2	Hsp	1,42	+3	1,10	+2	0,36	+1	0,04	-2	II ₄	M
86	Bajč	1,0-1,1	Hp	8,32	+3	1,42	+3	0,12	-1	0,06	-2	II ₄	M
87	Bajč-Aňala	0,4-0,5	Hp	0,49	+1	0,20	-1	0,19	0	0,06	-2	II ₄	M
88	Nesvady	0,7-0,9	Hp	10,45	+3	3,03	+3	0,11	-1	0,03	-2	II ₄	M
89	Modrany	1,1-1,3	Hsp	0,24	0	0,42	0	0,08	-1	0,02	-3	I ₄	T
90	Modrany	0,8-1,0	Hp	0,20	0	0,16	-1	0,06	-2	0,04	-2	II ₃	T
91	Modrany	0,8-1,0	Hsp	2,99	+3	0,72	+1	0,04	-3	0,03	-3	I ₃	T
92	Modrany	1,3-1,4	Hsp	0,28	0	0,37	0	0,10	-1	0,05	-2	II ₄	T
93	Modrany	1,1-1,3	Hp	1,99	+3	1,13	+2	0,31	+1	0,01	-3	I ₄	T
94	Chotín	0,8-1,0	Hp	9,67	+3	0,71	+1	0,06	-2	0,04	-2	II ₃	T
95	Chotín	0,8-1,0	Hsp	0,22	0	0,17	-1	0,07	-2	0,02	-3	I ₄	T
96	Dolný Peter	1,2-1,3	Hp	0,25	0	0,26	0	0,07	-2	0,06	-2	II ₃	T
97	Dolný Peter	0,9-1,0	Hsp	8,85	+3	1,83	+3	0,05	-3	0,05	-2	I ₄	T
98	Hurbanovo	0,9-1,0	Hsp	4,93	+3	0,85	+2	0,05	-3	0,03	-2	I ₄	T
99	Marcelová	1,1-1,2	Hp	0,11	-1	0,16	-1	0,07	-2	0,04	-2	II ₃	T
100	Marcelová	1,1-1,2	Hsp	0,24	0	0,11	-1	0,01	-3	0,05	-2	I ₄	T
101	Marcelová	0,9-1,0	Hsp	0,19	0	0,10	-1	0,03	-3	0,04	-2	I ₄	T
102	Marcelová	1,0-1,1	Hp	3,36	+3	0,30	0	0,13	-1	0,04	-2	II ₄	T
103	Radvaň n/D.	1,2-1,3	Hp	5,61	+3	1,71	+3	0,13	-1	0,06	-2	II ₄	T
104	Virt	1,1-1,2	Hsp	3,60	+3	2,17	+3	0,05	-2	0,02	-3	I ₄	T
105	Virt	1,1-1,2	Hsp	1,00	+2	1,16	+2	0,16	0	0,03	-3	I ₄	T
106	Mudroňovo	0,8-0,9	Hsp	0,66	+2	0,91	+2	0,20	0	0,02	-3	I ₄	T
120	Andovce	0,7-0,8	Hp	9,24	+3	1,82	0	1,23	-1	0,07	-2	I ₄	M
121	Nové Zámky	0,8-1,0	Hp	11,76	+3	1,81	0	1,24	-1	0,07	-2	II ₄	M

rozboru v horúcej 20 % HCl v druhej skupine viatych pieskov nižší (0,01—0,31 %) než v prvej skupine (zatriedenie +1 až -3), podobne ako obsah P_2O_5 (0,02—0,06 % = -2 až -3). Piesky druhej skupiny patria do tried minerálnej sily I₄, I₃, II₃ a II₄, teda s nedostatčným obsahom živín a jednou alebo dvoma nedostatčnými živinami, prípadne s malým obsahom živín a jednou alebo nedostatčnými živinami (CaO -1 až +3, MgO -1 až +3, K₂O -3 až +1, P₂O₅ -3 až -2).

Viate piesky jv. časti Podunajskej nížiny sú podľa všeobecných chemických analýz karbonátové pôdotvorné substráty s obsahom karbonátov v prepočte na CaCO₃ v rozpätí 0,1—17,5 % (tab. 10). Ich sorpčný komplex je plne nasýtený bázičnými elementmi. Pôdnu reakciu majú alebo alkalickú s pH = 7,6. Nakoľko majú menej jemnozrnných častíc, ich pútacia schopnosť je nízka s maximálnou sorpčnou kapacitou 12—96 mmol . kg⁻¹ (v chemických ekvivalentoch).

Na záver hodnotenia minerálnej sily viatych pieskov juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny treba zvýrazniť skutočnosť, že sú to minerálne slabšie pôdotvorné substráty. Viate piesky prvej skupiny sú trochu minerálne bohatšie než viate piesky skupiny druhej. Popri dobrej zásobe Ca a Mg majú viate piesky nedostatčný obsah K a P, ktorý sa veľmi často vyskytuje najmä v druhej skupine viatych pieskov.

Fluviálno-eolické piesky (analytické údaje v tab. 5)

Akumulácia riečno-viatych pieskov sa vyskytuje v priestore Čenkovského lesa. Piesky sú uložené na nižšom stupni Dunaja a čiastočne aj na povrchu jeho poriečnej nivy. Ide o jemnozrnné zeminy s dostatočným obsahom karbonátov vápnika a horčika. Pôdnu reakciu majú slabo alkalickú a pútáciu schopnosť nízku.

Minerálna sila fluviálno-eolických pieskov sa vyznačuje nadbytočným až normálnym obsahom vápnika (0 až +3), malým až dobrým obsahom horčika (-1 až +1), malým obsahom draslíka (-1) a dobrým až veľmi dobrým obsahom fosforu (+1 až +2). Prekvapujúca je dobrá zásoba P₂O₅ v pieskoch, ktoré sú zvyčajne na fosfor chudobnejšie. Takto sa skúmané fluviálno-eolické piesky zaradili do tried minerálnej sily III₃ a III₄, a teda medzi minerálne bohatšie pôdotvorné substráty.

Deluviálne sedimenty (analytické údaje v tab. 6)

Rozšírenie týchto pôdotvorných substrátov na skúmanom území sa sústreďuje najmä do okolia obcí Príbeta, Bajč a Bohatá. Granulometricky ide o piesčité a hlinité svahoviny, ktoré sa svojím mineralogickým zložením veľmi podobajú sprašiam a viatym pieskom. Na rozdiel od týchto predstavujú menej vytriedené zeminy. Obsah karbonátov vápnika a horčika je vysoký (2—30 % v prepočte na

Tab. 5 Chemické zloženie a minerálna sila fluvialno-eolických pieskov
 Tab. 5 Chemical composition and mineral force of fluvial-eolian sands

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		MgO		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
171	Čenkov	0,9-1,0	Hsp	7,18*	+2	2,65*	0	1,23*	-1	0,38*	+1	III ₄	
172	Čenkov-posed	0,9-1,0	Hsp	2,87*	0	1,18*	-1	1,27*	-1	0,48*	+2	III ₃	
173	Čenkov-obch.	0,9-1,0	Hsp	3,61*	+1	1,03*	-1	1,29*	-1	0,40*	+1	III ₃	
174	Čenkov-obch.	0,9-1,0	Hsp	8,99*	+3	3,75*	+1	1,57*	-1	0,37*	+1	III ₄	

Tab. 6 Chemické zloženie a minerálna sila svahových sedimentov
 Tab. 6 Chemical composition and mineral force of slope sediments

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
112	Šrobárová	0,8-0,9	H	13,50	+3	2,17	+2	0,17	0	0,04	-2	II ₄	
114	Vojnice	0,7-0,8	H	16,68*	+3	2,68*	0	1,20*	-1	0,12*	-1	III ₃	
124	Príbета	0,8-1,0	Hpp	5,75*	+1	3,93*	+1	1,05*	-1	0,12*	-1	III ₃	
126	Dulovce	0,5-0,7	Hpp	13,58*	+3	2,85*	0	2,00*	0	0,11*	-1	III ₄	
128	Rúbaň	1,2-1,3	H	2,24*	0	2,19*	0	1,74*	-1	0,15*	-1	III ₃	
134	Bohatá	0,7-0,8	Hpp	0,48	+1	0,70	+1	0,22	0	0,08	-1	III ₄	
136	Bajč	0,8-0,9	Hpp	12,50	+3	2,00	+3	0,18	0	0,09	-1	III ₄	
142	Príbета	1,0-1,1	Hpp	13,67	+3	3,20	+3	0,20	0	0,07	-1	III ₄	
143	Príbета	0,7-0,8	H	10,40	+3	4,32	+3	0,12	-1	0,06	-1	III ₃	
188	Príbета-Bohatá	0,9-1,0		9,22*	+3	1,94*	0	1,42*	-1	0,37*	+1	III ₄	
189	Príbета-Bohatá	0,9-1,0		3,87*	+1	1,05*	-1	1,51*	-1	0,32*	+1	III ₃	
190	Príbета-Bajč	0,9-1,0		10,16*	+3	2,47*	0	1,10*	-1	0,37*	+1	III ₄	
191	Chrasť	0,9-1,0		4,86*	+1	1,47*	-1	1,59*	-1	0,42*	+1	III ₃	

CaCO₃), a preto pH je 7,6, čo znamená slabo alkalickú reakciu. Podľa obsahu frakcií mechanických elementov svahovín môžu mať nízku alebo dobrú pútaciú schopnosť. Ich fyzikálno-chemické vlastnosti sa vyznačujú plným nasýtením sorpčného komplexu bázickými kationmi. Maximálna sorpčná kapacita je v rozsahu 50—150 mmol . kg⁻¹ (v chemických ekvivalentoch).

Chemické rozborov vzoriek prevažne hlinitých deluviálnych sedimentov ukázali, že patria medzi minerálne bohatšie pôdotvorné substráty. Nedostatkovou živinou je K a P, čo je už pre väčšinu hornín jz. časti Podunajskej nížiny aj typické. Vo vzorkách sme určili nadbytočný až normálny obsah CaO (+3 až 0), nadbytočný až malý obsah MgO (+3 až -1), normálny až malý obsah K₂O (0 až -1) a dobrý až veľmi malý obsah P₂O₅ (+1 až -2). Väčšina vzoriek bola zatriedená do minerálnej sily III₄ a III₄ (v jednom prípade II₄), keď sa rozhodujúcou živinou v minime ukazuje striedavo fosfor alebo draslík, prípadne obidve živiny spolu.

Predkvartérne útvary (sedimenty a horniny) (analytické údaje v tab. 7)

Z predkvartérnych útvarov sa vyskytujú na záujmovom území amfibolicko-pyroxenické andezity a neogénne sedimenty.

Andezity nachádzame predovšetkým na Kováčovských kopcoch, kde vytvárajú hrubé a pevné súvrstvia, na ktorých sa tvoria zvetraliny rôznej hrúbky. Na prudkých svahoch stretávame plytšie zvetraliny s častejším výskytom úlomkov pevných hornín — andezitov. Dolné časti svahov budujú hrubšie súvrstvia zvetralín. Mineralogicky a chemicky sú to veľmi rôznorodé zeminy. Sorpčná schopnosť je dobrá, pričom koloidný komplex je najčastejšie dostatočne nasýtený bázickými kationmi Ca a Mg. Reakcia je neutrálna až slabo kyslá, keď zvetraliny neobsahujú voľné karbonáty.

V súlade s mineralogickým zložením majú zvetraliny andezitov pomerne rôznorodé chemické zloženie a obsah minerálnych živín. Nedostatkovou živinou je najčastejšie fosfor a horčík. Draslík a vápnik sa nachádzajú v dostatočnom množstve. Podľa minerálnej sily predstavujú zvetraliny amfibolicko-pyroxenických andezitov minerálne chudobné, ale aj minerálne bohatšie pôdotvorné substráty. Ich minerálna sila je v rámci siedmych tried podľa nedostatkových živín hodnotená triedami a skupinami I₄, II₄ a III₄. Z jednotlivých živín je obsah CaO normálny (0), obsah MgO nedostatočný až normálny (-3 až 0), obsah K₂O normálny (0) a obsah P₂O₅ nedostatočný až malý (-3 až +1).

Neogénne sedimenty sú minerálne, granulometricky, a teda aj chemicky veľmi rôznorodé zeminy. Na skúmanom území predstavujú pôdotvorné substráty vytvorené zvetralinami pevných hornín (zlepencov, vápencov a pieskocov), častejšie však sypkých hornín (piesky, piesočnaté slieňe, štrkopiesky a slieňité íly). Granulometrické zloženie v neogénnych sedimentoch nevlýva na hodnotu minerálnej sily tak ako v prípade fluviálnych a deluviálnych sedimentov. Hrubozrnnejšie piesočnaté sedimenty majú v porovnaní s jemnozrnnejšími

Tab. 7 Chemické zloženie a minerálna sila predkvartérnych útvarov
(amfibolicko-pyroxenické andezity = A, neogénne sedimenty: P = pliocén, M = miocén)
Tab. 7 Chemical composition and mineral force of pre-Quaternary formations
(amphibole-pyroxene andezites = A, Neogene sediments: P = Pliocene, M = Miocene)

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulo- metrický typ Granulo- metric type	Chemické zloženie rozboru 20 % HCl a tavením* (v %) a zatriedenie (t) podľa obsahu živiny Chemical composition of analysis of 20 % HCl and by melting* (in %) and ranging (t) according to the content of nutriment								Zatriedenie podľa mine- rálnej sily Ranging according to mineral force	Poznámka Remarks
Čís. No.	Názov Name			CaO		MgO		K ₂ O		P ₂ O ₅			
				%	t	%	t	%	t	%	t		
				1	2	3	4	5	6	7	8		
144	Dulovce	1,2-1,3	Hi	0,31	0	0,38	0	0,11	-1	0,85	+3	III ₄	P
145	Mudroňovo	1,2-1,3	Hi	5,91	+3	3,50	+3	0,24	0	0,12	0	IV ₃	P
146	Bielovce	1,2-1,3	Hi	1,12*	-1	1,28*	-1	1,92*	0	0,06*	-2	II ₄	M
147	Šalov	1,0-1,1	Ip	2,72*	0	2,15*	0	1,52*	-1	0,07*	-2	II ₄	M
148	Ipeľ. Sokolec	1,2-1,3	Ip	4,36*	+1	1,52*	-1	1,58*	-1	0,08*	-2	II ₄	M
149	Ipeľ. Sokolec	1,2-1,3	Hi	3,12*	0	1,27*	-1	2,26*	0	0,04*	-3	I ₄	M
150	Šrobárová	0,6-0,8	Hp	3,35*	+3	0,77*	0	1,53*	-1	1,67*	+3	III ₄	P
151	Mudroňovo	3,2-3,4	Hp	5,22*	+3	2,36*	+3	1,42*	-1	1,64*	+3	III ₄	P
152	Mudroňovo	2,5-2,7	Hp	6,84*	+3	1,62*	+3	1,36*	-1	1,72*	+3	III ₄	P
153	Modrany	2,6-2,8	Ip	12,81*	+3	3,72*	+3	1,65*	-1	1,30*	+3	III ₄	P
154	Vojnice	0,4-0,5	Hp	10,02*	+3	2,47*	+3	1,54*	-1	1,48*	+3	III ₄	P
155	Vojnice	0,7-0,8	Ip	20,11*	+3	2,78*	+3	1,42*	0	1,37*	+3	IV ₄	P
156	Vojnice	0,9-1,0	I	12,57*	+3	2,97*	+3	1,64*	0	1,32*	+3	IV ₄	P
157	Gbelce	1,8-2,0	I	1,05*	+2	2,20*	+3	1,35*	0	1,43*	+3	IV ₄	P
158	Belá	0,6-0,8	Ip	12,13*	+3	1,54*	+3	1,55*	0	1,32*	+3	IV ₄	M
159	Pavlova	0,4-0,6	Ip	14,94*	+2	1,24*	+2	0,81*	-1	1,14*	+3	III ₄	M
181	Gbelce	0,9-1,0	-	8,50*	+2	2,69*	0	1,80*	0	0,42*	+1	IV ₃	P
182	Gbelce	0,9-1,0	-	6,13*	+2	2,03*	0	1,36*	-1	0,28*	0	III ₄	P
160	Kamenín	0,0-0,2	-	6,13*	0	0,83*	-2	2,26*	0	0,43*	+1	II ₄	A
161	Kováčová	0,0-0,2	-	6,52*	0	2,76*	0	1,96*	0	0,21*	-1	III ₄	A
162	Chľaba	0,0-0,2	-	9,45*	0	0,11*	-3	1,97*	0	0,16*	-1	I ₄	A
163	Chľaba	0,0-0,2	-	8,14*	0	3,24*	0	1,29*	0	0,02*	-3	I ₄	A
164	Kováčová	0,0-0,2	-	8,43*	0	2,61*	0	1,35*	0	0,14*	-2	II ₄	A
165	Leľa	0,0-0,2	-	6,31*	0	2,10*	-1	2,12*	0	0,28*	0	III ₄	A

Tab. 8 Niektoré chemické vlastnosti a zrnitostné zloženie fluvialných sedimentov poriečnych nív Dunaja, Váhu, Nitry a Žitavy
 Tab. 8 Some chemical properties and grain size composition of fluvial sediments of the riverine plaine of the Danube, Váh, Nitra and Žitava

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulometrický rozbor častíc v mm a v % Granulometric analysis of particles in mm and %				Sorpčný komplex v mol.kg ⁻¹ % Sorptions compl. in mol.kg ⁻¹ %			pH v KCl H ₂ O pH in KCl H ₂ O		Obsah CaCO ₃ % Content CaCO ₃ %	Poznámka Remarks
Čís. vz. Sample No.	Názov Name		0,01	0,01-0,05	0,05-0,25	0,25	S	T	V	11	12		
			4	5	6	7	8	9	10				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Imeľ	1,3-1,4	12,2	18,8	13,0	57,0	67	67	100	7,6	7,8	7,8	Nitra
3	Imeľ	1,2-1,3	63,3	28,2	7,2	1,0	335	335	100	7,8	7,8	12,2	Nitra
5	Imeľ	0,8-0,9	27,3	17,8	0,3	0,6	268	268	100	7,6	7,8	0,2	Žitava
7	Martovce	1,2-1,3	60,8	30,0	5,4	3,8	215	215	100	7,8	7,8	25,5	Nitra
8	Martovce	1,1-1,2	18,4	29,8	50,8	1,0	152	152	100	7,8	7,8	32,4	Nitra
10	Martovce	1,0-1,1	46,0	11,8	29,6	12,6	162	162	100	7,6	7,8	0,3	Nitra
12	Martovce	1,9-1,0	44,9	37,9	15,9	1,3	181	181	100	7,8	7,8	17,4	Nitra
18	Nesvady	1,0-1,1	65,8	9,6	7,8	16,8	293	293	100	7,8	7,8	6,5	Nitra
19	Nesvady	1,2-1,3	61,8	19,0	12,8	6,4	305	305	100	7,8	7,8	28,0	Nitra
21	Nesvady	0,9-1,0	41,8	25,0	29,4	3,8	260	260	100	7,8	7,8	26,0	Žitava
23	Bajč	0,9-1,0	53,6	38,2	6,4	1,8	285	285	100	7,8	7,8	4,0	Žitava
27	Landorf	0,9-1,0	55,2	27,8	14,2	2,8	291	291	100	7,8	7,8	8,2	Váh
29	Patince	1,1-1,2	68,2	13,7	5,6	12,1	334	334	100	7,8	7,8	43,0	Dunaj
31	Patince	1,4-1,5	46,6	19,8	25,6	8,0	172	172	100	7,8	7,8	25,2	Dunaj
34	Patince	0,8-0,9	38,0	30,6	21,8	9,6	154	154	100	7,8	7,8	18,1	Dunaj
36	Iža	1,1-1,2	33,2	11,2	11,0	44,6	142	142	100	7,8	7,8	28,3	Dunaj
37	Iža	1,2-1,3	58,0	16,8	13,8	11,4	302	302	100	7,8	9,0	30,6	Dunaj
41	Iža	1,2-1,3	32,2	39,2	16,4	12,2	208	208	100	7,8	7,8	10,3	Dunaj
44	Iža	0,9-1,0	38,2	30,8	12,1	18,9	189	189	100	7,8	7,8	26,3	Žitava
52	Chotín	1,0-1,2	21,0	19,8	18,2	41,0	148	148	100	7,8	7,8	17,6	Žitava
54	Chotín	0,8-1,1	22,2	19,4	46,0	12,4	153	153	100	7,8	7,8	2,5	Žitava
55	Marcelová	0,8-0,9	48,0	13,8	25,4	12,8	188	188	100	7,8	7,8	17,3	Žitava
58	Komárno	0,7-0,8	38,7	33,5	25,0	2,8	358	358	100	7,8	8,2	18,0	Váh
59	Komárno	1,2-1,3	44,6	41,6	9,0	0,8	236	236	100	7,2	7,8	15,0	Váh
63	N. Zámky	0,5-0,6	52,3	6,9	25,7	15,1	296	296	100	7,0	7,7	0,2	Nitra
65	Mužla	0,7-0,8	33,0	13,0	53,7	0,3	110	110	100	7,8	7,9	18,0	Dunaj
69	Radvaň n/D.	0,7-0,8	17,4	4,8	7,0	70,8	103	103	100	7,8	7,8	14,2	Dunaj
72	Bystrička	0,9-1,0	25,8	14,2	8,0	52,0	169	169	100	7,8	7,8	12,1	Dunaj

Tab. 9 Niektoré chemické vlastnosti a zrnitosťné zloženie spraší na JV časti územia Podunajskej nížiny

Tab. 9 Some chemical properties and grain size composition of losses in the SE part of the Danube lowland region

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulometrický rozbor častíc v mm a v % Granulometric analysis of particles in mm, in %				Sorpčný komplex v mol.kg ⁻¹ % Sorptional compl. in mol.kg ⁻¹ %			pH v KCl H ₂ O ph in KCl H ₂ O		Obsah CaCO ₃ % Content CaCO ₃ %	Poznámka Remarks
Čís. vz. Sample No.	Názov Name		0,01	0,01-0,05	0,05-0,25	0,25	S	T	V	11	12		
49	D. Peter	1,1-1,0	33,1	52,2	14,2	0,5	122	122	100	7,6	7,8	29,0	
50	D. Peter	0,9-1,0	34,4	50,7	14,5	0,4	152	152	100	7,3	7,8	17,0	
107	Modrany	1,0-1,2	33,8	44,3	21,6	0,3	154	154	100	7,6	7,8	24,0	
109	Modrany	1,0-1,2	35,0	48,8	15,6	0,6	159	159	100	7,4	7,8	21,0	
110	Šrobárová	1,1-1,3	39,9	47,4	12,3	0,4	120	120	100	7,2	7,8	16,0	
111	Šrobárová	1,1-1,2	45,7	41,9	10,1	0,3	180	180	100	7,6	7,8	5,0	
108	Modrany	1,0-1,3	37,6	47,3	14,9	0,2	162	162	100	7,6	7,8	15,7	
127	Imeľ	1,3-1,4	25,4	49,5	19,3	5,8	110	110	100	7,6	7,8	20,0	
129	Modrany	0,8-1,0	28,8	22,6	24,6	24,0	196	196	100	7,2	7,8	13,0	
130	Modrany	1,0-1,2	33,2	50,4	15,8	0,6	146	146	100	7,6	7,8	28,0	
139	N. Zámky	1,0-1,1	28,9	54,6	16,1	0,4	120	120	100	7,8	7,8	38,0	
141	Pohron. Ruskov	1,1-1,2	41,4	43,4	15,0	0,2	130	130	100	7,8	7,8	20,0	

Tab. 10 Niektoré chemické vlastnosti a zrnitostné zloženie viatych pieskov JV časti územia Podunajskej nížiny
 Tab. 10 Some chemical properties and grain size composition of drift sands in the SE part of the Danube lowland region

Lokalita Locality		Hĺbka v m Depth in m	Granulometrický rozbor častíc v mm a v % Granulometric analysis of particles in mm, in %				Sorpčný komplex v mol.kg ⁻¹ % Sorptional compl. in mol.kg ⁻¹ %			pH v KCl H ₂ O ph in KCl H ₂ O		Obsah CaCO ₃ % Content CaCO ₃ %	Poznámka Remarks
Čís. vz. Sample No.	Názov Name		0,01	0,01-0,05	0,05-0,25	0,25	S	T	V	11	12		
			4	5	6	7	8	9	10				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
83	Imeľ	1,0-1,2	5,2	9,5	38,9	51,4	68	70	98	7,2	7,3	0,1	
84	Imeľ	1,1-1,2	10,4	6,4	42,2	41,0	63	68	93	6,7	6,9	0,4	
85	Imeľ	1,0-1,2	8,1	2,1	19,1	70,7	45	45	100	7,8	7,8	1,0	
86	Bajč	1,0-1,1	12,0	1,6	23,3	51,6	104	104	100	7,8	7,8	8,0	
87	Bajč-Aňala	0,4-0,5	12,6	11,7	29,7	46,0	69	69	100	7,1	7,4	0,2	
88	Nesvady	0,7-0,9	18,6	10,4	9,6	70,8	96	96	100	7,8	7,8	17,5	
89	Modrany	1,1-1,3	1,8	1,3	7,3	89,6	31	31	100	7,6	7,8	0,3	
90	Modrany	0,8-1,0	15,1	19,0	38,5	27,4	70	86	81	7,4	7,6	0,2	
91	Modrany	0,8-1,0	1,0	0,9	50,7	47,4	12	12	100	7,8	7,8	4,0	
92	Modrany	1,3-1,4	7,4	3,4	6,3	82,9	78	78	100	7,8	7,8	0,3	
93	Modrany	1,1-1,3	16,2	12,8	8,9	62,1	48	48	100	7,8	7,8	4,5	
94	Chotín	0,8-1,0	14,9	1,8	20,1	63,2	80	80	100	7,8	7,8	16,3	
95	Chotín	0,8-1,0	2,6	2,7	48,5	46,2	32	32	100	7,6	7,8	0,2	
96	D. Peter	1,2-1,3	13,2	13,3	12,7	60,8	17	17	100	7,6	7,8	0,5	
97	D. Peter	0,9-1,0	6,5	6,0	42,8	44,7	42	42	100	7,8	7,8	14,2	
98	Hurbanovo	0,9-1,0	8,9	5,2	22,9	63,0	37	37	100	7,8	7,8	8,6	
99	Marcelová	1,1-1,2	12,5	0,7	12,3	74,5	53	53	100	7,6	7,8	0,6	
100	Marcelová	1,1-1,2	8,0	0,4	8,5	83,1	58	58	100	7,6	7,8	0,8	
101	Marcelová	0,9-1,0	5,6	8,6	7,2	78,6	52	52	100	7,3	7,6	0,4	
102	Marcelová	1,0-1,1	11,4	6,3	42,7	39,6	40	40	100	7,8	7,8	6,2	
103	Radvaň n/D.	1,2-1,3	18,1	27,0	15,3	38,7	48	48	100	7,8	7,8	8,9	
104	Virt	1,1-1,2	4,2	2,5	19,7	73,6	50	50	100	7,8	7,8	5,3	
105	Virt	1,1-1,2	4,2	4,8	23,0	68,0	42	42	100	7,8	7,8	2,0	
106	Mudroňovo	0,8-0,9	4,8	5,5	12,7	77,0	48	48	100	7,6	7,8	0,8	

Tab. 11 Minerálna sila pôdotvorných substrátov juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny
 Tab. 11 Mineral force of soil-forming substrata of the south-eastern part of the Danube lowland

Skupina Group	Genetické typy sedimentov Genetic types of sediments	Zatriedené do triedy a skupiny minerálnej sily Assignment into class and group of mineral force	
		väčšinou mostly	zriedkavejšie more rarely
1	neogénne sedimenty pliocénu Neogene sediments of the Pliocene	III ₄	IV ₄ , IV ₃
	eolické spraše eolian loess	III ₄	II ₃ , II ₂ , III ₂ , IV ₃
	fluviálne sedimenty Dunaja fluvial sediments of the Danube	III ₄	II ₄ , III ₃ , IV ₃
2	fluviálne sedimenty Žitavy fluvial sediments of the Žitava river	III ₄ –II ₄	III ₃ , I ₄
	deluviálne sedimenty hlinité loamy deluvial sediments	III ₄ –III ₃	II ₄
	fluviálno-eolické piesky fluvial-eolian sands	III ₄ –III ₃	–
	eolicko-deluviálne spraše eolian-deluvial loess	III ₃	II ₄ , III ₄
3	amfibolicko-pyroxenické andezity amphibole-pyroxene andesites	II ₄ –III ₄ –I ₄	–
	neogénne sedimenty miocénu neogene sediments of the Miocene	II ₄	III ₄ , IV ₄ , I ₄
	fluviálne sedimenty Nitry fluvial sediments of the Nitra river	II ₄	III ₄ , I ₄ , IV ₄ , II ₃
	fluviálne sedimenty Hrona fluvial sediments of the Hron river	II ₄	II ₃
	fluviálne sedimenty Ipľa fluvial sediments of the Ipeľ river	II ₄	–
	viate piesky medziriečska Nitra–Žitava drift sands of the Nitra and Žitava interfluve	II ₄	–
	fluviálne sedimenty vyšších terasových stupňov Dunaja fluvial sediments of the higher Danube terrace benches	II ₄	II ₃ , I ₄ , III ₃ , V ₃ , III ₄
	fluviálne sedimenty vážskeho Dunaja fluvial sediments of the Váh Danube	II ₃	II ₄ , III ₃
4	viate piesky stredného terasového stupňa drift sands of the middle terrace bench	I ₄	II ₃ , II ₄ , I ₃

ílovitými sedimentmi (prípadne zvetralinami) rovnakú (niekedy aj väčšiu) minerálnu silu. Nakoľko väčšina neogénnych sedimentov skúmaného územia jv. časti Podunajskej nížiny obsahuje uhličitan, ide o zeminy s neutrálnou až slabou alkalickou reakciou. Sorpčný komplex je spravidla nasýtený bázickými kationmi Mg a Ca. Sorpčná schopnosť je nízka (piesčité sedimenty) až vysoká (ílovité sedimenty).

Neogénne sedimenty pliocénu majú podľa rozboru skúmaných vzoriek vyššiu minerálnu silu než neogénne sedimenty miocénu. Spravidla obsahujú veľmi dobré až nadbytočné množstvá vápnika (+3), nadbytočný obsah horčíka (+3), nadbytočný obsah fosforu (+3) a iba pri draslíku je obsah malý alebo normálny (0 a -1). Nedostatkovou živinou je teda draslík, ktorý limituje zatriedenie týchto pôdotvorných hornín do triedy príslušnej minerálnej sily. Táto je v doteraz hodnotených pôdotvorných substrátoch skúmaného územia najvyššia — III₄ a IV₄.

Neogénne sedimenty miocénu predstavujú prevažne minerálne chudobnejšie pôdotvorné substráty. Limitujúcou živinou je fosfor, ale tieto pôdotvorné substráty obsahujú pomerne málo aj draslíka a horčíka a ojedinele aj vápnika.

Podľa analytických údajov (tab. 7) majú nadbytočný až malý obsah Ca (+3 až -1), nadbytočný až malý obsah Mg (+3 až -1), normálny až malý obsah K (0 až -1) a nadbytočný až nedostatočný obsah P (-3 až +3). Klasifikácia do tried a skupín minerálnej sily: I₄, II₄, III₄ a IV₄ (najčastejšie II₄).

V závere hodnotenia minerálnej sily predkvartérnych útvarov treba zdôrazniť, že v rámci týchto sa nachádzajú minerálne najsilnejšie, a teda z hľadiska potenciálnych zásob minerálnych živín najbohatšie pôdotvorné substráty skúmaného územia. V tejto skupine útvarov prevládajú však pôdotvorné substráty, ktorých minerálna sila je veľmi rôznorodá, klasifikovaná veľmi nízkou (I₄), ale aj pomerne vysokou (IV₄) hodnotou minerálnej sily.

Záver a praktické odporúčania

Skúmanie minerálnej sily pôdotvorných substrátov jv. časti Podunajskej nížiny ukázalo, že rezervy živín v predkvartérnych a kvartérnych materských horninách pôd (pôdných substrátoch) nie sú rovnaké. Všeobecne sú v tejto oblasti horniny dostatočne bohaté na vápnik a horčík, avšak dve ďalšie minerálne živiny rastlín, a to fosfor a draslík, sú často v minime a limitujú potenciálnu silu minerálnej výživy rastlín. Obsah jednotlivých živín sa menil často podľa granulometrického zloženia zemín a ich genetického pôvodu. Jednoznačne sa preukázal význam skúmania pôvodu zeminy na heterogenitu a homogenitu minerálnej sily jednotlivých skupín pôdotvorných substrátov. Najväčšiu homogenitu minerálnej sily vykazovali sprae a viate piesky, zatiaľ čo najväčšia heterogenita minerálnej sily sa prejavila v predkvartérnych útvaroch a fluvialných sedimentoch.

Množstvo potenciálnych zásob živín ukázalo, že najväčšiu minerálnu silu majú neogénne pliocénne sedimenty a eolické sprae. Najmenšiu minerálnu silu

majú viate piesky stredného terasového stupňa. V tab. 12 sme všetky skúmané kvartérne sedimenty rozdelili podľa minerálnej sily do 4 skupín, postupne od najbohatších k najchudobnejším. Z tabuľky jednoznačne vyplýva aj rôznorodá minerálna sila jednotlivých typov pôdotvorných substrátov.

V prvej skupine sú neogénne sedimenty pliocénu, eolické spraše a fluvialne sedimenty Dunaja, ktorých minerálna sila bola podľa výsledkov chemických rozborov jednotlivých vzoriek najčastejšie zatriedená do III₄ (malý obsah nedostatkovvej živiny fosforu alebo draslíka).

V druhej skupine sú fluvialne sedimenty Žitavy, fluvialno-eolické piesky, deluvialne hlinité sedimenty a eolicko-deluvialne spraše. V týchto pôdotvorných substrátoch bola najčastejšie minerálna sila III₄ a III₃ (prípadne II₄), t. j. s jednou a dvoma nedostatkovými živinami (spravidla draslík a fosfor) na úrovni malej zásoby.

Najpočetnejšia je tretia skupina, v ktorej sú fluvialne sedimenty Nitry, Hrona, Žitavy, Ipľa a Vážskeho Dunaja, amfibolicko-pyroxenické andezity, neogénne sedimenty miocénu, fluvialne sedimenty vyšších terasových stupňov Dunaja a viate piesky medziriečiska Nitra—Žitava. V nich prevládajú triedy a skupiny II₄ a II₃, ktoré majú v minime fosfor (alebo draslík) s malým obsahom v zemine.

Vo štvrtej skupine sa nachádzajú iba viate piesky stredného terasového stupňa Dunaja, ktoré predstavujú presypové akumulácie vlastnej dunovej oblasti. Zatriedené sú predovšetkým do I₄ (nedostatková živina fosfor). Ani tieto pôdotvorné substráty nehodnotíme z hľadiska rezerv rastlinných živín ako najhoršie a na živiny najchudobnejšie zeminy. Obsahujú totiž nadbytočné alebo značné množstvo vápnika a horčíka a dostatočné množstvo draslíka.

Zo štúdie vyplýva, že sú v skúmanej oblasti minerálne bohatšie neogénne sedimenty a spraše, chudobnejšie fluvialne sedimenty a najchudobnejšie piesky.

Získané poznatky prispievajú k riešeniu problematiky minerálnej výživy rastlín. Predstavujú potenciálnu zásobu živín nielen pre hlboko koreniace rastliny (kriky, stromy), ale aj pre bylinné spoločenstvá prirodzeného a antropogénneho pôvodu. Na skúmanom území sa vyskytujú vinice a lesy, pre ktoré má celkový obsah minerálnych živín nesmierny význam z hľadiska regulácie výživy vôbec. Ako sme uviedli, územie vyznačujúce sa vyššími elementmi reliéfu je postihované veternou a vodnou eróziou, a rastliny potom zakoreňujú priamo v pôdnych substrátoch. Poľnohospodárske plodiny pestované na pôdach tiež citlivo reagujú na minerálnu silu pôdneho substrátu. Celkove zásoby živín zisťované v pôdnych substrátoch prispievajú k riešeniu otázok výživy rastlín najmä z hľadiska vytvárania rezerv minerálnych živín. Preto na pôdach minerálne chudobných treba vynakladať väčšie prostriedky na ich obohatenie než na pôdach, ktoré sa vyvinuli z minerálne bohatších substrátov. Treba preto z hľadiska ekonomickej efektívnosti diferencovať riadenie dodávania živín pre rastliny.

Interdisciplinárne riešenie tejto problematiky poukázalo, v intenciách súčasného a budúceho vedeckotechnického pokroku, na účinné spôsoby zefektívňovania a zvyšovania rastlinnej výroby a napokon priamo na zabezpečovanie výživy ľudu.

Na základe získaných poznatkov a možností okamžite vysoko efektívne využívať výsledky výskumu pri aplikácii intenzifikácie poľnohospodárskej rastlinnej veľkovýroby žiadalo by sa výskum minerálnej sily pôdných substrátov rozšíriť postupne na celé územie SSR a ČSSR vôbec, čím by sa získal prehľad o zastúpení substrátov a o rôznej minerálnej sile.

Pri ďalšej práci by sa mala porovnať minerálna sila pôdných substrátov s vlastným obsahom (resp. minerálnou silou pôdy na nich vyvinutej). Tento výskum by poukázal na stupeň skultúrnene (vplyvu človeka na skultúrnene určitých pôdných typov), čo má veľký význam nielen z hľadiska zvyšovania rastlinnej produkcie, ale aj z hľadiska regulácie životného prostredia.

Ďalší perspektívny rozvoj v rámci tejto problematiky by spočíval v zisťovaní rýchlosti uvoľňovania živín (zvetrávaním) z potenciálnych zásob v pôde a pôdnom substráte.

Napokon by sa tiež v rámci tejto problematiky mohli zisťovať stupne prístupnosti prírodných živín z potenciálnych zásob.

Literatúra

- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální neogenní pánve. ČSAV, Praha, 1—649
- ČEPEK, L. 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sborník SGÚ, 12, Praha, 1—64.
- DLABAČ, M. 1960: Poznámky ke vzťahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. Geol. Práce, SAV, 59, Bratislava, 69—101.
- FRANKO, O.—REMŠÍK, A.—GAZDA, S.—BIELY, O. 1979: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGKr-1. Čiastková záv. správa za r. 1979. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. slava.
- FUSÁN, O.—PLANČÁR, J.—IBRMAJER, J. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti Západných Karpát. Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—173.
- FUSÁN, O.—BIELY, A.—PLANČÁR, J. 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—200.
- GAŠPARIK, J. 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 279—293.
- GAŽA, B.—BEINHAUEROVÁ, M. 1977: Tektonika neogénu jv. časti Podunajskej panvy. Mineralia slov., 9, 4, Bratislava, 259—274.
- HALOUZKA, R. 1964: Správy o mapovaní kvartérnych usadenín v Podunajskej nížine. Správy o geol. výskume. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 210—211.
- HARČÁR, J. 1967: Čiastková záverečná správa za roky 1960—1967. Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1971: Spráše v okolí Svodína na Hronskej pahorkatine. Časopis min. geol., 16, 3, Praha, 263—274.
- HARČÁR, J. 1975: Podiel tektoniky na kvartérno-geologickom a morfológickom vývoji Pohronskej pahorkatiny a dolnej Žitavy. Geogr. čas., 27, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 25—29.
- HARČÁR, J.—SCHMIDT, Z. 1985: Geológia spraší Hronskej pahorkatiny. Záp. Karpaty, Sér. Geol. 10, Bratislava, 109—172.
- HORUSITZKY, H. 1900: Die agrogeologischen Verhältnisse der Gemeinden Kőbőkút, Bátorkesz und Duna-Mócs im Comitate Esztergom. Jahresbericht d. k. ung. G. A. Budapest, f. 1897. Blatt Z. 14, Kol. XIX. SW Budapest, 177—194.
- HORUSITZKY, H. 1901: Agrogeologische Verhältnisse der Umgebung von Nagy-Surány. Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1900, Budapest, 162—173.

- HORUSITZKY, H. 1903: Komját és Tótmegyer környékének agrogeológiai viszonyai. A Magyar kir. földt. Intéz. évi Jelent. 1901-ről, Budapest, 129—136.
- HORUSITZKY, H. 1904: A nyitrai környék Tornócz és Ürmény környéke. A Magyar kir. földt. Intéz. évi Jelent. 1903-ről. Budapest, 233—269.
- HORUSITZKY, H. 1912: Vágyelyle, Nagysurány, Szenc és Tallós—Magy (Talajt. M. 75 000), Budapest, 1—32.
- HRAŠKO, K.—MINAŘIKOVÁ, D.—ŠAJGALÍK, J. 1968: Zloženie a vlastnosti spraší údolí veľkých nížinných riek. Ved. práce lab. pôdoznalectva, 3, Výskumný ústav pôdoznalectva a výživy rastlín, Bratislava, 231—283.
- HROMÁDKA, J. 1931: Povrchové formy Slovenska a jejich výzkum. Čas. úč. spol. P. J. Šafárika, Bratislava, V, 3, Praha. 1—26.
- HROMÁDKA, J. 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slovenská vlastiveda, 1, Bratislava, 83—332.
- HÚSENICA, J. 1964: Minerálna sila materských hornín lesných pôd na Slovensku. Slov. Akad. vied, Bratislava, 1, 245.
- INKEY, B. 1896: Bericht über die im Jahre 1896 in der Umgebung von Párkány bewerkstelligte geologische Aufnahme. Jahresbericht, Budapest, 165—187.
- ISPAITS, F. 1943: Terraszmorfológiai megfigyelések a Garam mentém Zsarnócatól a torkolatig. Földrajzi Közlemények, LXXI, Budapest.
- JANŠÁK, Š. 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemepisný sbor. Slov. Akad. vied, Bratislava, 1—2, 5—47, 3—4, 7—31.
- KÉZ, A. 1934: Über Entstehung und Entwicklung des Donauabschnittes zwischen Győr und Budapest. Földrajzi Közlemények, LXII, Budapest.
- KÉZ, A. 1939: A Duna balparti terraszaí Komárom és Szob között. Földrajzi Közlemények LXVII, Budapest.
- KOLESIK, M. 1949: Záverečná správa o štruktúrnych vrstvách v oblasti Kolárova. Geofond, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J.—LUKNIŠ, M.—MAZÚR, E. 1956: Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. Geogr. čas., 8, Slov. Akad. vied, Bratislava, 101—106.
- LOŽEK, V. 1952: Zpráva o paleontologickém výskumu kvartéru v okolí Štúrova. Věst. Ústř. Úst. geol., 27, 3—4, Praha, 174—179.
- LOŽEK, V. 1955: Měkkýší československého kvartéru. Rozpravy Ústř. Úst. geologického, XVII, Praha, 1—510.
- LOŽEK, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy Ústř. Úst. geol., 31, Praha, 1—374.
- LOŽEK, V. 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Praha, 1—372.
- LUKNIŠ, M.—BUČKO, Š. 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geograf. čas., 5, 3—4, Bratislava, 131—163.
- LUKNIŠ, M.—MAZÚR, E. 1959: Geomorfologické regióny Žitného ostrova. Geogr. čas., 11, 3, Bratislava, 161—206.
- MATULA, M. 1964: Faciálna analýza v inžinierskogeologickom výskume riečnych náplavov. Sborn. geol. věd, řada HIG, A. Ústř. Úst. geol., Praha, 133—161.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie. Mapa 1:500 000, SAV, Bratislava.
- PÉCSI, M. 1956: Ujabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Dunavölgy Pozsony (Bratislava). Budapest, 1—346.
- PETRBOK, J. 1924: Stratigrafie a měkkýší pleistocénní terasy Dunaje u Parkáně. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Praha,
- REPČOK, I. 1978: Vek niektorých stredoslovenských vulkanitov zistených metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Správy, 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—76.
- ŘÍKOVSKÝ, F. 1936: K otázce aluvia na Vel. Žitném Ostrově. Sborník Čsl. společ. zeměpisné, XLII, 1/2, 30—31.
- SENEŠ, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zošit 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—43.
- SENEŠ, J.—BUDAY, T. s kol. autorov 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200 000, list Nové Zámky—Čalovo. Bratislava, 1—151.

- STEJSKAL, J. 1962: Minerální síla matečních hornin zemědělských půd. Sborník VŠZ, Praha.
- ŠAJGALÍK, J.—MODLITBA, I. 1983: Spráše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—204.
- TIMKÓ, E. 1900: Agrogeologische Verhältnisse der Gemarkung von Udvard, Perbete, Bagota, Imely, Naszvad, Bajcs (Comitat Komárom) und der Umgebung der Stadt Érsekújvár (Comitat Nyitra). Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. 1900, Budapest, 174—183.
- TIMKÓ, I. 1901: Szimő, Kamocsa, Gúta és Szt. Péter községek (Komárom) környékének agrogeológiai viszonyai. A. m. földt. ent. évi jel. 1901, Budapest, 137—145.
- TIMKÓ, E. 1903: Agrogeologische Verhältnisse i. d. Umgebung der Gemeinden Köszégfalva, Nemesócsa, Aranyos, Marcellház, Martos (Kom. Komárom). Jahresber. d. königl. ung. Geol. Anst. 1902, Budapest, 192—199.
- VASS, D. 1979: Review of activity — Working Group for Radiometric age and Paleomagnetism (1975—1978). Ann. Géol. Pays Hellén., T. hors serie III, Labor. Geol. Univ. Athènes, 1427—1441.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1977: Litologicko-geochemický výskum kvartérnych sedimentov Žitného ostrova, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1980: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika sprašových sedimentov a fosilných pôd regiónov bajtavsko-kamenickej depresie dolného Pohronia a Szobskej kotliny Dunaja. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—130.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1984: New stratigraphic subdivision and typology of soil of the Late Pleistocene in loess series of the Danube Lowland in Czechoslovakia. Lithology and stratigraphy of loess and paleosoils. Geographical Research Inst. A. of Sc., Budapest, 39—47.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1985: Stratigrafia, typológia fosilných pôd mladého pleistocénu v sprašových pokrvoch na Podunajskej nížine. Geol. Práce, Správy 82, Bratislava, 23—66.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1986a: Loess sediments and fossil soils (Loess-soil provinces, subprovinces) of Slovakia. Reg. Geol. Záp. Karpat. Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139—150.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1986b: Litogeochemická charakteristika fluvialných sedimentov a pôd holocénu v Podunajskej nížine. Reg. Geol. Záp. Karpat. Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—137.
- VAŠKOVSKÁ, E.—VAŠKOVSKÝ, I.—SCHMIDT, Z. 1979: Formation, structure and composition of Holocene sediments of the Žitný ostrov, Danube lowland, Czechoslovakia. Acta Univ. Oulensis, Ser. A, Scient. natur., 82, Geologia, Oulu.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1964: Správa o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Správy o geol. výsk. za rok 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 148—149.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1970: Čiastková záver. správa „Kvartérno-geologický výskum územia JV časti Podunajskej nížiny na listoch Kamoča, Nové Zámky, Zlatá Osada, Hurbanovo, Kameničná, Komárno, Szöny, Marcelová, Radvaň n/Dunajom, Vojnice, Mužľa, Štúrovo v mierke 1:25 000“. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1971: The central terrace step of the river Danube between the towns Komárno and Štúrovo. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43—57.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1972: O litológii, genéze a veku spraší v doline Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo. Geol. Práce, Správy 58, Bratislava, 149—168.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1977: Kvartér Slovenska (Quaternary of Slovakia). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—247.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E. 1970: Poznámky ku genéze a litologickému zloženiu viatych pieskov v jv. časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63—83.
- VAŠKOVSKÝ, I.—BEDRNA, Z. 1971: Minerálna síla viatych pieskov ako pôdneho substrátu v juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Ved. Práce, Výsk. Úst. Pôdoznal. výž., Bratislava, 7—20.
- VAŠKOVSKÝ, I.—BEDRNA, Z. 1973: Minerálna síla pôdnych substrátov medzi Komárnom, Nesvadami a Radvaňou nad Dunajom (juhovýchodná časť Podunajskej nížiny). Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 267—289.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E. 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava,

VAŠKOVSKÝ, I. et al. 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—115.

VAŠKOVSKÝ, I.—BEDRNA, Z.—VAŠKOVSKÁ, E. 1985: Mineral force of soil substrata in the SE part of the Danube Lowland. Proceeding reports of the XIII-th Congress of KBGA, Poland, Cracow.

Eugénia Vaškovská — Imrich Vaškovský — Zoltán Bedrna

Mineral force soil substrata in the SE part of the Danube lowland

Summary

The area under study extends in the SE part of the Danube lowland. The territory belongs hydrographically to the Danube river basin with the left — sided tributaries, the Váh (the Nitra with the Žitava river flows into it), Hron and Ipel rivers. Besides the mentioned streams there are still several smaller or larger streams or artificially deepened channels. The essential part of the area is intensely tilled agriculturally.

In the survey of up to present and present — day state of the problem of valuation of application of the mineral force of soil substrata with intensification of agriculture the survey of literature is mainly restricted to the works from geological and pedological investigations in the area of the SE part of the Danube lowland and its vicinity carried out so far, which were more or less used as bases in tracing of the given problem, also the literature valuating the own mineral force is mentioned. It is evident from the analysis of up to present investigations in the studied area and its close vicinity that these were essentially carried out in three time sections. The first section is to the end of World War I. the second to liberation in the year 1945 and the third from liberation to nowadays.

The first more known studies about the area are coming from the boundary of the XIX th and XX th century. The majority of these works bring many data about the geological structure, mainly Tertiary and Quaternary sediments, extension of soils etc. The authors of these works are: B. INKEY, H. HORUSZITSKY, J. TIMKO.

During the second time section the majority of the works about the studied area and its vicinity were mainly focused on solution of questions of geomorphology and hydrography by J. HROMÁDKA, A. KÉZ, F. ISPAITS, F. ŘÍKOVSKÝ, J. PETRBOK, L. ČEPEK.

The third time section (from the year 1945 up to present) should be considered as most successful, not only from the viewpoint of the amount of investigations, but also from the viewpoint of gradual permanent improvement of quality of these works with application of complex methods, in field investigation as well as laboratory treatment by various specialists. The authors of the works during the third time section, concerning the study of pre — Quaternary formations are: A. MATĚJKA, M. KOLESÍK, L. IVAN, J. SENEŠ, R. GABČO, T. BUDAY, J. GAŠPARÍK, D. VASS etc. A more summarily survey of these works and their results is mentioned in the "Explanations to the synoptical geological map of Czechoslovakia 1:200 000 Nové Zámky—Čalovo" from the year 1962, then by T. BUDAY et al. (1967). With more systematic study mainly the members of the Quaternary Department of the GÚDŠ (Dionýz Štúr Institute of Geology) were dealing: I. VAŠKOVSKÝ, J. HARČÁR, R. HALOUZKA, D. MINAŘIKOVÁ, E. KRIPPEL, E. VAŠKOVSKÁ, Z. SCHMIDT, J. PRISTAŠ and other. The results of the works are included in the explanations to the "Geological map of the region of the SE part of the Danube lowland", I. VAŠKOVSKÝ et al. (1982). As for the original cover, its investigation was carried out intensely by members of the Research Institute of Pedology and Plant Nutrition in Bratislava, Z. BEDRNA, J. HRAŠKO, F. ZRUBEC, J. KÚDELKA, A. ŠÍŠKA, V. PESTŮR etc. Besides these works there are many in form of various reports about the individual localities or larger territorial wholes by members of the Geological — Exploratory organizations of the IGHP (Engineering — Geological and Hydrogeological Exploration), national enterprise Žilina, Geological Exploration, national enterprise, Spišská Nová Ves and other.

The investigation of the mineral force of the soil substratum was preceded by detailed geological mapping of the area under study. On the basis of this mapping the "Geological map of the SE part

of the Danube lowland 1 : 50 000" from the whole region, also a map of soils in various scales was compiled by members of the Research Institute of Pedology and Plant Nutrition in Bratislava. In the geological map mainly stratigraphical — genetic types of Quaternary sediments are distinguished, which form the soil substratum in the prevailing part of the area. We completed the comprehensive description of lithological — mineralogical composition of sediments forming the soil substrata by total chemical analyses.

In evaluation itself of the mineral force of the individual types of sediments as soil substrata we set out from the experience, obtained in the work with the mineral force of drift sands as soil substrata in the SE part of the Danube lowland. We have found that from the applied methods of investigation and valuation of the mineral force the method of J. STEJSKAL (1962) is most applicable to agricultural utilization. In assignment of the individual classes and groups of the mineral force we set out from the data of the quantity of potential reserves of the individual nutriments (Mg, Ca, K and P), established in the extract of leaching by hot 20 % HCl and from the total analysis by melting of 202 samples of the individual sediments. By the mentioned classification the reserves of nutriments in sediments are valued as excessive (+3), very good (+2), good (+1), normal (0), small (-1), very small (-2), insufficient (-3), in 7 classes according to insufficient nutriments. The individual classes are distinguished according to the number of nutriments with the lowest content. So, for instance, the class I₂ implies that 3 nutriments have the content of -3 and 1 nutriment is found with greater content (+3 to -2). In class II₄ only one nutriment has the content of -2 and all other are found in greater amount etc.

The above mentioned data were the fundamental base material also for compiling of the map of the mineral force of sediments of the soil substratum of the studied area. We established the boundaries between the individual districts more precisely according to the types of sediments mentioned in the geological map and also according to the soil map.

In the area under study in the sense of regional geomorphological subdivision of E. MAZÚR — M. LUKNIŠ (1980) three morphological wholes are distinctly distinguished: 1 — Danube plain, 2 — Danube upland and, 3 — Burda, in the frame of which subwholes and parts are distinguished (Fig. 1).

The Danube plain reaches the area under study only with its easternmost narrow strip, extending roughly in the tract between Komárno—Kolárovo—Nové Zámky—Hurbanovo and the village Žitava. The lower part of the Žitný ostrov island and the lower parts of the Váh—Nitra and Žitava interfluves belong here. There is actually a young structural plain.

The second morphological whole, forming a higher level above the Danube plain in the relief of the traced area, is the Danube upland, which is divided into the following subwholes (Fig. 1): Hron upland (7.), Hron flood — plain (8.), Čenkovo flood — plain (9.), Ipeľ upland (10.), and Ipeľ flood — plain (11.). The character and dissection of the relief of the individual parts of the upland are various, depending on local tectonic conditions. The uplands proper are characterized by dissection of the relief to 120 m. The occurrence of smooth — modelled elements, separated from one another by a variously dense system of valleys, is prevailing. Some ridges have preserved remnants of a flat pre — Quaternary relief in the top parts. They are found within the range of 230—280 m a. s. l.

The Hron upland (7.) reaches the studied area with its southwestern and southern part only. Its area is distinctly bordered by fault in many places. Characteristic fault scarps are. e. g. to the Hron and Danube river valleys. In the area proper of the upland the influence of unequal activity of fault tectonics is quite distinct in its dissection into several geomorphological parts: the Bešianska rhorkatina upland (1.), Chrbát (2.), Belianske kopce hills (3.), Búč terraces (4.), Hurbanovo terraces (5.), Hron tableland (6.), Strekov terraces (7.) — Fig. 1.

The Hron flood — plain (8.) forms a geomorphological subwhole in the studied area, which is contiguous to the Hron upland on the right side and to the Ipeľ upland on the left side and to Burda in a shorter section. The flood — plain forms an unequally wide strip, extending almost in N—S direction.

The Čenkovo flood — plain (9.) as a morphological subwhole is bordered by the distinct edge of the Búč terrace in the NW and W in the studied area, which is turning arch-shaped from Moča on the Danube to Búč and Boží kopec hill near Štúrovo and by the Danube stream in the south. The flood — plain area is not homogeneous, essentially in our opinion we may distinguish three parts here.

The Ipeľ upland (10.), as a geomorphological subwhole, is of a similar character as the Hron upland. It is stretched in N—S direction, distinctly narrowing to the S as far as Zálaba where it reaches a width of 3 km. It is bordered tectonically and differentiated internally. In the area under study two parts are distinguished: the Bajtava Gate (1.) and Zálaba ridge (2.) — Fig. 1. The Ipeľ flood — plain (11.) is bordered in the W by the Ipeľ upland and also by the Burda mountains in a shorter section and by the state frontier in the E, which also continues on the Hungarian side. This flood — plain builds up a small structural plain, which is formed by the Ipeľ river.

Burda (1.) belongs to the Mátra—Slaná area. In the studied area it forms actually an exit in the Danube lowland. It is of cupola shape, the heights of which reach around 399 m in the centre (Burdov 388,3 m, Kráľová hora 373,2 m) and 217—190 m at the margins. They are built up of andesite agglomerates and loess sheets are found at the marginal slopes. The whole area belongs to a state reservation.

At the distinguished geomorphological wholes different relief forming factors are active also at present. At the uplands erosional processes (downwash, wind erosion), in the plains accumulation processes are prevailing. The erosional processes influence mechanical degradation of soils on uplands, very often we are witnesses to plants vegetating on soil substrata or on remnants of soil profiles (horizons). At the plains is more intense formation of soils, greater variability of soil substrata.

Regarding to the purpose of work, in the description of the geological conditions we pay more attention to characterization of Quaternary and Neogene sediments, so far as they form the soil substratum. The other older formations, including the pre — Tertiary basement, are described in rough features, only to create a general picture of the geological structure and geological development of the area.

In the observed area the pre — Tertiary basement is formed by two particular wholes, characterized by a different geological structure. The boundary between both wholes is formed by a tectonic line striking east — west — the Hurbanovo fault, which is approximately running at the line Hurbanovo—Salka. To the north from the mentioned fault line (in the area of Kolárovo and at the southern slopes of the Dubnická plošina flat) below the Tertiary are crystalline schists and granitoids of the Veporicum and to the south from this fault, at the northern margin of the Komárno block are non — metamorphosed Paleozoic and Mesozoic sediments, which already belong to the Hungarian Central Mountains and essentially represent actually the sunken block of the Gerecse Mountains.

On the pre — Tertiary basement in the studied area a complex of Tertiary sediments, characterized by variable thicknesses, is developed (Fig. 2). An important limit in this sense is the so called Kravany tectonic fracture, indentified by J. SENEŠ (1962), to the W and NW from which also thicknesses of Pliocene sediments are of larger areal extension, however, in E and SE direction from this line Paleogene and Miocene sediments are found.

The Paleogene sequences in the studied area belong to the Budín development and their occurrences are mainly concentrated to the area of Kravany—Štúrovo where they are actually the continuation of the Esztergom graben filling from Hungary.

The Eocene sequences are divided stratigraphically into the Lower Eocene (Ypresian). Middle Eocene (Lutetian) and Upper Eocene (Priabonian).

The Oligocene is represented by sequences of variegated lithological composition, assigned to the Rupelian. On the Rupelian sequences Egerian sediments are deposited.

On the Egerian a sequence attaining about 100 m thickness is resting, which is not precisely proved stratigraphically, the presence of the uppermost freshwater-Egerian, but also freshwater sedimentation in the Eggenburgian to Karpatian or the beginning of the Badenian before the beginning of volcanic activity are not excluded.

The Badenian is either lying transgressively on the Egerian (or on continental beds of uncertain stratigraphic position), on the Paleogene or on the pre — Tertiary basement.

The Sarmatian is lying transgressively on various Badenian horizons, near Kolárovo on the pre — Tertiary basement.

The Pannonian is resting transgressively on the Sarmatian. It is missing E and SE from the Kravany—Hron faults. In the remaining area it is mostly covered with younger Neogene sediments. It is formed by a sandy — clayey sequence, replaced by clays to the E. The Pannonian sediments

contain redeposited volcanogenic, most likely Badenian material. Thickness of the Pannonian is 500 — 600 m, maximum around 1000 m near Kolárovo.

To the Pontian the beds of the so called coal series are ranged. Their extension is identical with that of the Pannonian. The Pontian is cropping out (but is covered with Quaternary sediments). The Pontian is formed by sandy marly clays and greenishgrey clays with layers of coal clays and seams or lenticles of lignite. The occurrences of fauna are rare. Thickness of the Pontian is around 400 m.

To the Dacian we range the so called variegated beds considered as Upper Pannonian or Pontian in the past (J. SENEŠ 1962). They are spread in all places where the Pontian, with the exception of the places, in which they are immediately underlying the Quaternary. Dacian denudation remnants are also near Mužla, Obid and W of Štúrovo where they are lying on the Egerian or Paleogene. The Dacian is formed by sandy and clayey sediments with layers of gravel. The gravelous layers amidst sand are at the base of the Dacian, higher up sands and greenishgrey, bluishgrey or spotted clays, marly clays alternate, seldom lignite seams are found. Thickness of Dacian sediments attains up to 1200 m.

To the Rumanian the Kolárovo beds (Kolárovo formation) are ranged. Their main extension is in the central part of the depression of the Danube lowland, they reach the studied area in the wider surroundings of Komárno, roughly at the line Iža—Chotín—Dolný Peter—Pribeta. The sequences are of variegated lithological composition, there are sands, gravels and clays, of various representation. Thickness of these sediments is around 100 — 150 m.

The area of the SE part of the Danube lowland is mostly covered with Quaternary sediments, which form more continuous covers mainly in river valleys along the Danube, Váh, Nitra, Žitava, Hron and Ipeľ streams. In other parts of the area these sediments cover various surfaces, most often forming the soil substratum. The sedimentogenic aspects make us possible to distinguish the following genetic types of these sediments: fluvial, drift sands, fluvial — eolian, loess (eolian, swamp, eolian — deluvial), slope sediments, eluvial (fossil soils) etc.

Fluvial sediments. In development of the relief of the area under study the fluvial activity of the Danube with the tributaries Váh, Nitra, Žitava, Hron and Ipeľ was significantly evident, mainly their erosion and accumulation activity. The fluvial sediments form high, middle and low river terrace benches, which are preserved at various distances. Only in the part of the Váh, Nitra and Žitava interfluvies they are deposited by superposition. Their structure is complicated here, by the circumstance that there is practically a confluence area and also apparently manifestation of sinking tectonic movements. The river terrace benches are mutually differentiated in height, their occurrences are concentrated to the Hron upland, then to the Hron, Ipeľ and Danube river valleys (between Komárno and Štúrovo). According to various authors 5 — 6 Quaternary river terrace benches are distinguished.

The 1st high terrace (Pregünz? — Danubian) is best preserved in the wider area between Svodín and Strekov, from where its surface is gradually sinking towards SE to the Hron valley. The height of the 1st high terrace E of Strekov is 65 — 67 m above the Žitava river level, in direction to SE, however, it rises moderately to 70 — 72 m and S of Svodín it sinks to 50 — 55 m. The terrace is considerably dissected now and apart from insignificant exceptions it is covered with a loess sheet up to 40 m thick.

The 2nd high terrace (Günz) — its remnants are on the right side of the Paríž brook valley between Strekov and Nová Vieska. In the Hron valley it is found near Ludnice. This terrace remnant is also represented by residual gravels, which are covered with loess sheets. The height of the base of accumulation of this terrace is very variable. South of Strekov it is about 30 m above the Žitava river level, however, in SE direction its height rises (e. g. W of Nová Vieska 50 m, then 55—57 m).

The 3rd high terrace (Mindel) was identified in the "prevalley" of the Žitava river in the Hron upland, then in the Hron river valley it is designated as the Lužany—Bruty terrace and also in form of a narrow strip (150 — 250 m), extending in NW — SE direction from Dolný Peter and NE of Šrobárová. The surface of the bench is even, about 25 — 29 m above the Danube level. The accumulation of this bench is represented, similarly as of the preceding benches, by scattered gravels, which are usually covered with loess sheets.

In the studied area the middle terrace benches are better preserved and also characterized by larger areal extension. They are found in the Hron upland in form of isolated remnants (e. g. near the railway — station in Rubáň), further we meet them on both sides of the Hron river and at the

lower Ipeľ river. They are preserved most distinctly morphologically in the Danube valley on the left side in the area between Komárno and Štúrovo. Two terrace benches are essentially included here, assigned to the Early and Late Riss. In many places these benches form a common (double) accumulation. Such a double accumulation may be observed in the Danube valley in the area of Komárno—Štúrovo. The aggradation surface of the bench occurs here 16 m above the Danube level. The western part of this bench (i. e. roughly W of the line Šrobárová—Moča) is characterized by great variation of hypsometric heights, which is caused by the presence of drift sands. On the contrary, the more equalized surface of this bench is east of the mentioned line, mainly covered with Late Pleistocene loess here. Thickness of fluvial accumulation is almost equal 7—10 m, in its underlier are Tertiary sediments.

On sediments of the flood — plain and ox-bow facies of the middle terrace bench of the Danube, mainly in the eastern part, i. e. in the area of Šrobárová—Štúrovo, in the underlier of the loess sheet a relatively thick fossil soil of meadow chernozem type is preserved.

Fluvial sediments of low terrace benches and riverine plains of the Danube, Hron and Ipeľ. These benches form on the contrary to riverine plains a distinctly higher step with an edge 2—3 m high, which is equally distinct at whole length. We observe more distinct delimitation on the contrary to middle terrace benches. We may observe the low terrace benches relatively well in the area of Pavlova puszta—Chotina—Marcelová, then in the vicinity of Moča—Búč—Mužla—Kravany and east of Štúrovo to Nána. The fluvial accumulation of low terrace benches and riverine plains of all streams has a common base of erosion. Thickness of accumulation is unequal 6—13 m.

It is necessary to mention particularly fluvial sediments on the interfluvium of the Váh, Nitra and Žitava rivers. Thickness of fluvial sediments is unequal here, in the area of Kolárovo about 37 m, near Komárno 8—12 m. Thickness of their accumulation is decreasing also in eastern direction to the W margin of the Hron upland. In the vicinity of Kolárovo is vertical superposition of at least two fluvial cycles, the first from 0,0 m to 24 m, the second from 24 m to 37,4 m. Fluvial sediments in this area are probably deposited on Upper Pliocene sediments (the Kolárovo formation) however, this question has not been solved satisfactorily so far.

In the studied area drift sands cover river terrace benches (mainly the middle and lower) of the Danube and partly also the slopes of the Hron upland. According to morphological and lithological criteria two groups of drift sands were essentially distinguished.

To the first group drift sands found in the lower part of the Nitra and Žitavva interfluvium were assigned (in the area: Nesvady, N of STS) machine — tractor station (Kotelnica, Imeľ) where they form several rows of longitudinal dunes of NW — SE direction. Thickness of these dunes is variable (3 — 14 m above kopec hill). As to grain size, there are most often fine — grained bidispersive sands, in which the fractions 0,25 — 0,1 mm (53 — 70 %) and 0,5 — 0,25 mm (25 — 35 %) predominate. Particles of dimensions more than 0,5 mm are scarce. The sands of this group are characterized by great sorting ($S_o = 1,30 — 1,55$; $S_k = 0,90 — 1,25$), with $M_o = S$ and varies from 0,15 to 0,30. In their mineralogical composition quartz predominates, are less calcite and feldspars. In the fraction of heavy minerals garnets are abundant, pyroxene and hypersthene are of variable representation.

To the second group the drift sands in the area between Hurbanovo and Radvaň on the Danube are ranged. In this area of sands they are of more regular shapes, form more continuous (up to 6 km) longitudinal zones, more rarely isolated hills. Thickness of the dunes is variable, 3 — 25 m (Bašov kopec hill). As to grain size, the sands are varigrained, bidispersive. Generally, the fraction 0,5 — 0,25 mm (16 — 50 %) and 0,25—0,1 mm (16—74 %) predominates, also the fraction more than 0,5 mm is relatively frequent and considerably represented (up to 30 %). The coefficients of granulometrical values are as follows: $S_o = 1,20—1,10$; $S_k = 0,90—1,10$; $M_d = 0,13—0,37$. Similarly as in the preceding first group, also in this group the mineralogical composition is similar except calcite, which in places is missing and in heavy minerals hypersthene and opaque minerals predominate.

Fluvial — eolian sands are found here on the lowest terrace bench of the Danube in the area of Čenkovský les. They are essentially sands of near — stream bed ridges of the migrating Danube, which were reblown to shorter distances under conditions of a drier climate (they are characterized by short eolian development), form the so called III rd group. They are prevalingly very finegrained, monodispersive sands, the prevailing fraction 0,25—0,1 mm (64—90 %). Their grain size values are as follows: $S_o = 1,0—1,26$; $S_k = 0,78—1,0$; $M_d = 0,16—0,19$.

Besides the above mentioned Quaternary fluvial sediments, drift sand and fluvial — eolian sands, considerable surfaces are taken up by loess sheets in the area dealt with by the presented article, which form smaller isolated islands (eg. at the interfluvium of the Nitra and Žitava rivers), or more continuous on uplands (the Hron and Ipeľ uplands), or on higher and middle terrace benches of the Hron, Ipeľ, Danube rivers as well as on the Kováčovské kopce hills (Burda), for instance, in the vicinity of Chľaba, Kamenica nad Hronom, then in the Belianske kopce hills etc. Their occurrences are part of an extensive "European" loess zone, extending from the west to east through the centre of Europe.

Of largest extension in the studied area are loess sheets of the Last Glacial (Würm), practically spread on all the above mentioned relief elements. The older loess sheets, derived from the Riss and Mindel glacials, are characterized by the most complicated structure (their occurrence is concentrated mainly to the Hron upland, to the wider area of Svodín). At the Hron upland almost regularly the loess sheets are preserved on the southern and southeastern to eastern slopes. On other slopes oriented to the north, northwest and west the loess sheets are only sporadic with small areal extents and thicknesses.

Thickness of the loess sheets is not equal. Regarding to the morphological position of their underlier we observe greatest thicknesses attained at sheets in the foothill parts of upland slopes of the Kováčovské kopce hills, Belianske kopce hills. Greatest thickness of the loess sheets is, however, observed on the Hron upland near Svodín (around 30 m), then at the boundaries of the upland slopes and the middle terrace bench of the Danube (e. g. near Šrobárová 25 m), less thicknesses (up to 4 m) are in the area of the interfluvium of the Nitra — Žitava rivers and NE of Hurbanovo. The different thicknesses of the loess sheets are also reflected in their internal structure.

In the structure of the loess sheets in the observed area, besides variously thick loess horizons without more distinct macroscopic characters, also layers of rhythmically bedded sands with layers of loam (e. g. outcrop Búč — Turkish cemetery or surroundings of Vojnice) and with layer of slope sediments with structure marks of solifluction activity (e. g. near Svodín) are found. Such an alternation of layers of loess and the described sediments is reflected in their granulometric composition and further properties. In the granulometric composition of loesses aleuritic particles (fraction 0,05 — 0,002 mm) up to 70 % of dominating position, the fraction of sands (more than 0,05 mm) has a variable content of 18 — 50 % and the fractions (less than 0,002 mm) are represented 4 — 20 %. The loess sediments are characterized by a low and medium degree of microaggregation, $M_d = 0,011 — 0,089$ are well, medium to poorly sorted ($S_o = 1,7 — 4,0$); the content of humus 0,18 — 0,39; they are calcareous, content of $CaCO_3 =$ up to 28 %.

With up to present investigations in the studied area among loess sediments were distinguished: 1 — eolian loesses, 2 — swamp loesses, 3 — eolian — deluvial loesses.

The first type of loesses (eolian loesses) are mostly spread in the studied area. They are massive, without indications of stratification, indications of lamination are observed rarely only. The older are more settled. They are usually cracked along vertical joints, often reaching several metres. At outcrops they form vertical to overhanging walls, containing $CaCO_3$ concretions of various size. The concretions are either scattered or concentrated to horizons.

Loesses of the second type (swamp loesses) we see less in the observed area, they are known from the vicinity of Nové Zámky, Hurbanovo, Mužla, Štúrovo, Bina etc. Their extension is unequal, also the thicknesses of horizons are not considerable. They are usually deposited on fluvial sediments at the base of loess sheets. Stratification indicated by thin beds of very fine-grained sands is observed. They contain a swamp malacofauna, also minute concretions or ferric rusty — brown streaks. When compared with eolian loesses, they are less sorted.

The third type of loesses (eolian — deluvial loesses) is most often found in the near — foothill parts of slopes, in bottoms of denes etc. On slopes distinct stratification in the direction of slopes is observed.

In loess sheets, besides horizons of loess or horizons of slope sediments, also horizons or soil complexes of fossil soils are found. The degree of preservation, also their thicknesses and course at distances are various. So far the largest number of soil horizons is observed in loess sheets near Svodín and Farná. In general, we may divide them into three groups: initial soils, humus soils, non — humus soils, (brown earths) with various degree of rubefaction. We also may divide them according to the conditions of formation into soils originated under automorphic and hydromorphic conditions, these groups are then divided into types etc.

Formation of loess sheets was taking place during the glacials: Mindel, Riss, Würm, formation of soils during the interglacials and interstadials.

Slope (deluvial) sediments. We are finding these sediments mainly on the slopes of the Hron upland near Hurbanovo, then in the Belianske kopce and Kováčovské kopce (Burda) hills. Their thicknesses depend on steepness of slopes and also on lithological composition of the underlier of slopes. On steeper slopes they attain thickness around 2 m whereas at the foothills of slopes their thicknesses are more than 5 — 8 m. In lithological composition of slope sediments on the Hron upland loamy and sandy material is prevailing, however, on the slopes of Burda is coarser material, coming from weathered agglomerates and andesites, thus there is loamy — stony to stony — loamy material. These sediments mostly formed in the time of the Last Glacial, however, also at present we may observe the effect of downwash, mainly in the spring months during snow melting (e. g. near Šrobárová, Vojnice etc.).

Eluvial (fossil soils) sediments. The eluvial soil sediments take up not large surfaces in the studied area and their occurrences are mainly bound to the Hron upland where they are found at three levels of different height and also on slopes. The highest occurrences are at the altitude of 210 m, then at 192 m. In both cases there are rather fragments of horizons of fossil soils, development of which could have been taking place to the end of the Upper Pliocene and perhaps also of the Early Pleistocene, therefore they can also be understood as relict soils. Their thicknesses are not large 0,5 — 1,1 m. Most often we see them in area of Bohatá near Hurbanovo, then near Pribeta, Svodin etc.

The up to present knowledge on the sedimentary filling of the Danube lowland and its relation to the basement and delimitation show that essentially an intermontane basin is concerned, the sedimentation areas of which migrated several times during the Tertiary. The observed area is part of this basin, taking up the SE and central part.

The geological development in the observed area during the Quaternary is in very close connection with development during the Tertiary, is mainly linked with continental development during the Upper Pliocene when there was quite a distinct delimitation of the fundamental morphological elements (wholes). The sedimentation and morphogenetic processes in the distinguished whole during the Quaternary were taking place with a general tendency to cooling of the climate, cyclic alternation of warmer and periglacial periods, on the background of unequal tectonic movements of certain wholes. Regarding to the various intensity of the activity of endogenic and exogenic factors, also the prevailing competence of morphogenetic, sedimento-genetic and pedogenetic processes on certain element of the relief was shown.

The reconstruction of the geological development of the area during the earliest Quaternary is incomplete, regarding to lacking factual material. In the Pliocene — Pleistocene transitional period and also in the phase of the earliest Quaternary are only indications of the course of larger streams of the ? pre — Hron, ? pre — Ipeľ in the lower part of the Hron valley. The presence of the ? pre — Žitava in the old Žitava valley at the Hron upland is documented more distinctly, where the remnants from the so called 1st terrace with relatively rich finds of vertebrate fauna are found. The analysis of this fauna shows that the area was plain, with moist fen to marshy forests and discontinuously wooded, with occurrences and vegetation of warm steppe — forests or mixed forests, often moist and swampy. Further on, this period (and generally until the Mindel) was characterized by formation of lacustrine or lacustrine — fluvial sediments on the Žitný ostrov island, which have their continuation also in the area of the Váh — Nitra — Žitava interfluves N of Komárno (where they were originally designated as the "Kolárovo formation"). The facts indicate the absence of the Danube river in the Danube valley in the section Komárno — Štúrovo, even in the W part of the Danube lowland until the Mindel. The stream valleys were weakly incised, the streams were flowing on wide surfaces.

The Günz period is proved by the course of the Hron river in SE direction in the S parts of the Lower Hron plain, at the N slopes of the Belianske kopce hills (Ludín — Bruty terrace and its equivalents). On the basis of the present — day basin of the Ipeľ river the communication of the stream through the present — day levelled surface of the Ipeľ upland may be supposed. In the old Žitava valley the remnants of the 2nd Žitava terrace are preserved.

Finally from the whole period of the earliest Quaternary it is still necessary to mention formation of highly rubefied soils (often resedimented) on uplands, mainly on the Hron upland. The onset of the Mindel was accompanied by activation of tectonic movements, which were characterized by

upraisal in the section of uplands and by sinking in the western part. In development of the stream system no essential changes took place. The Hron river formed roughly the present — day valley, the Ipeľ river still continued in communication across the Ipeľ upland (? the old valley in the place of the so called Zalabie ridge), in the S part of the Ipeľ upland was perhaps a particular stream system from the slopes of the Börzsöny Mts. The Žitava river flowed through the old valley. In the present — day Danube valley the Danube river began to penetrate to the area from the west. Further on, this period was characterized by formation of the first loesses on uplands and in river valleys, then there was relatively strong slope modelling (planar solifluction), mainly on exposed slopes of uplands.

After the preceding glacial period the climate was warming up and moistening also in the studied area, formation of soils of brown earth type still relatively distinctly rubefied, developed on loesses near Svodín, is particularly characteristic of this period.

At the beginning of the Riss Glacial the Ipeľ river formed the present — day valley, the Danube also flowed through the present — day valley in the section Komárno—Chľaba, similarly the Hron river flowed through the present — day valley. The Žitava river still flowed through the old valley, however, began to change the stream direction to SW to the end of the Riss. The streams formed in their valleys very distinct and morphologically conspicuous middle terrace benches, which build up double accumulations and two particular terrace benches. At the uplands and then also in the wider area and on older terrace benches loess sheets formed, divided by quite a distinctly preserved fossil soil, weakly rubefied, into two horizons. On the upland slopes planar solifluction was taking place.

During the Riss/Würm Interglacial the climate was repeatedly gradually warming up and moistening in the studied area, similarly as in the areas of its wider surroundings. The change of the climate is also reflected in the change of exogenic processes, downwash was more intense. According to E. Vašková (1984 — 1985) two types of fossil soils formed, under automorphic and hydromorphic conditions. Among automorphic soils two types are distinguished. The first type are illimerzed (Parabraunerde) and brown earth (Braunerde) soils. The hydromorphic soils of the R/W are less spread and formed on fluvial sediments (the type locality is Kamenica n/Hronom). In this period also flood — plain sediments and sediments of ox — bows formed.

A more complicated paleogeographical situation in the studied area and its vicinity was during the Last, Würm Ice Age. These circumstances are described more in detail in the article by E. VAŠKOVSKÁ (1984, 1985).

At the beginning of the Würm Glacial (the first earlier stadial in the frame of the Early Würm — W_{1st}) was throughout — planetary cooling of the climate, expressed by formation of a thin layer of loess-like or sheet erosion sediments (e. g. Kamenica n/Hronom). After this short, however, very distinct cooling of the climate the first warming up within the Würm Glacial set in, indicated by the characteristic steppe climate during the Amersfort Interstadial (Am) — PK II₁, marked by formation of fossil soils of chernozem type (outcrop Modrany). The younger W_1 Stadial (W_{1ml}) has preserved in form of sheet erosion and solifluction sediments (outcrops Divá, Kamenica n/Hronom, Veľké Lovce etc.). The $W_{1/2}$ Interstadial — Brörup (Br) — PK II₂ has left fossil soils of brown earth type in loess sheets in the studied area, which are usually less humose (Veľké Lovce, Búč etc.). In the studied area the W_2 Stadial is characterized by intense sediments of loesses. The $W_{2/3}$ Interstadial — PK I is preserved by initial soil of brown earth type (Veľké Lovce, Štúrovo, Jurský Chlm, Kamenica n/Hronom). The W_3 Stadial is marked by a relatively thick horizon of loesses.

Besides complicated formation of loess sheets during the Last Glacial gravel was supplied to the bottom filling in river valleys of the Ipeľ, Hron, Žitava and Danube streams. The Žitava river was flowing definitively in SW direction. On larger surfaces of terrace benches eolian sands formed. On the slopes of Burda and uplands slope sediments formed.

The Holocene is characterized by formation of various types of soils (meadow chernozems, pararendzinas, chernozems, maquina soils, brown earths). Calming down of wind activity, formation of drift sands are of local character only. Further on, flood-plain sediments formed on riverine plains of streams, low-bogs in ox-bows, the slope processes are generally weakened, a change in the natural conditions sets in. The activity of man in taking possession of nature is also important, his impacts are often negative. The western part of the studied area, mainly the interfluves of the Váh,

Nitra, Žitava rivers preserves a tendency to sinking, on the contrary, the remaining area is rather characterized by a tendency of unequal upraising along faults of NW—SE and Carpathian directions. The greatest seismicity is observed in the area of Komárno.

In the studied area soils of the following types are widespread: maquina soil (arenic regozem), rendzina, chernozem, brown earth, brown soil (kambizem), flood-plain soil (fluvizem), meadow soil (black soil), swampy soil (gley) and salt soil. From the individual subtypes and varieties mainly the carbonate, meadow gley, salt and brown soils should be mentioned, which are found in the following combinations: carbonate maquina soil (carbonate regozem), carbonate flood-plain and meadow soil (fluvizem and carbonate black soil), brown (kambizem) rendzina, brown (kambizem) chernozem, salt chernozem, meadow (black soil) chernozem, chernozem flood-plain soil (chernozem fluvizem), gley meadow soil (gley black soil), salt meadow soil (salt black soil) and salt-affected type meadow salt soil.

From the individual kinds of soils (granulotypes) loamy soils predominate. Sandy and clayey soils, however, are also of considerable extension. There are very few stony and gravel soils.

On higher steps of the relief in the studied area most often chernozem and brown earths, then brown soils (kambizems), rendzinas, maquina soils (arenic regozems) are found.

On riverine plains (plains) of the Danube, Nitra, Váh, Žitava, Hron and Ipeľ rivers mainly flood-plain (fluvizems) and meadow soils (black soils), then swampy soils (gleys) and typical salt soils developed.

Meadow salt soil (often salt affected soil) is found at some localities near Patince and Iža. In the sorptional complex are more than 20 % sodium from exchange cations, distinctly deteriorating the chemical and physical properties of soil. The soils are clayey, with a low content of humus and unfavourable structure. In summer the surface of soil is drying up and cracks form, by which water from soil evaporates. The groundwater is highly mineralized (3—4 g of salts in 1 litre of water). The vegetation is formed by halophyllic herbs. For weak covering these soils are distinct, mainly at meadows, but also below field plants. They form islands without vegetation, of lighter colour.

In the studied area we distinguished seven fundamental groups of rock-forming substrata. On the basis of analytical data and the compiled map of the mineral force the more detailed characterization of the mineral force of the individual soil-forming substrata is as follows.

Fluvial sediments on the riverine plains
of the Danube, Nitra, Žitava, Hron and Ipeľ rivers. (Analytical data see in Tabs. Ia, b, c, d, a, Tab. 8.).

As it is evident from the characterization of fluvial sediments, we may differentiate them according to the individual river basins, a feature common of all the mentioned fluvial sediments is the considerable heterogeneity of their mineral force. It is conditioned by their natural granulometric and petrographic heterogeneity, in vertical and horizontal direction. The various origin and material, from which fluvial sediments formed, also conditioned the different potential reserves of nutriments. They, however, have one thing common in the frame of the mineral force. They are prevailingly excessive reserves of calcium and as a rule also magnesium. These nutriments are mainly included in compounds of carbonate type. They contain most often 2—30 % carbonates in conversion to CaCO_3 . Therefore they have sorptional capacity fully saturated with basic cations and the soil reaction expressed in pH 7,6—7,8. Locally a higher content of sodium is also found in these sediments and in this case pH increases to 8,0—9,0 (Iža, Patince, Marcelová). The binding capacity of sediments is in close connection with granulometric composition. As loams and clays predominate, the maximum sorptional capacity is relatively high ($T = 150\text{--}300 \text{ mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ in chemical equivalents), making possible high binding of nutriments released by weathering from potential reserves of the mineral force.

The fluvial sediments belong among mineral-richer soil-forming substrata.

The fluvial sediments of the Danube have a heterogeneous mineral force in the extent of classes II₄—IV₃. The largest surfaces are taken up by fluvial sediments with the mineral force expressed by

Remark: In the parentheses the names of soil types are according to the new Czechoslovak basal classification of soils.

one deficient nutriment at the level of very small (-2) and small (-1) content of nutriment and thus of the types II₄—III₄. In deficiency is mainly P and partly also K whereas Ca and Mg are in surplus (+3, +2). The fluvial sediments of the Danube are characterized by an excessive amount of calcium, excessive and very good content of magnesium, good normal and small content of potassium and small and very small content of phosphorus.

The fluvial sediments of the Nitra river are characterized by much variegated mineral force of classes I₄—IV₄. In granulometry, sandy sediments have a lower mineral force than loamy and clayey sediments. Clayey fluvial sediments are richer in minerals. We may assign fluvial sediments of the Nitra river mostly to class and group II₄, i. e. with one deficient nutriment at the level of very small content whereas other have a normal to excessive content (Ca + 3, Mg + 3, K + 3 to 0, P - 2). In this floodplain is a large surface of fluvial sediments with the mineral force expressed by class and group III₄, i. e. with small content of one nutriment whilst other nutriments have a higher content (Ca + 3, Mg + 1 to + 3, KO to + 1, B - 1). According to chemical analyses, sporadic samples of fluvial sediments were also ranged into other classes and groups of mineral force (I₄, II₃, IV₄). As we see, the mentioned fluvial sediments have an excessive content of calcium, mostly excessive, less very good, good to normal content of magnesium, mostly good to excessive content of potassium (less very small to normal) and contain prevalingly only very little phosphorus, more rarely little, an insufficient and normal amount from the viewpoint of potential reserves for plants. Thus there are sediments having considerable reserves of other traced mineral nutriments except phosphorus.

Fluvial sediments of the Žitava river flood-plain have a very heterogeneous mineral force (I₄—III₃). On the contrary to the preceding ones, they are a little richer in nutriments, when we may assign the half of them to class and group III₄ and III₃, i. e. with one or two nutriments, with the lowest content at the level of small (-1) reverse (Ca + 3, Mg + 2 to + 3, K - 1 to + 3, P - 1). At the same time, however, a considerable part of the surface is still taken up by fluvial sediments with the mineral force expressed by a very small content of one nutriment (II₄) or deficient content of one nutriment (I₄). On the Žitava river floodplain thus fluvial sediments contain an excessive amount of calcium and magnesium, mostly normal and rarely small or a good amount of potassium and prevalingly small and very small reserves of phosphorus.

The fluvial sediments of the Váh, Danube, Hron, Ipef rivers and Modranský potok brook are represented by a smaller number of samples. According to the mineral force we may range them mostly into class and group II₃ and II₄, i. e. with one to two nutriments, the lowest content of which is at the level of a very small amount (-2). They are as a rule potassium and phosphorus whereas calcium and magnesium are in sufficient amount in sediments. The fluvial sediments of the Hron and Ipef rivers have the reserves of calcium and magnesium at the level of normal and only more rarely of excessive amount (0, less +3), what is a lower content of these basic bivalent elements when compared with the preceding fluvial sediments.

Summarizing the mineral force of Holocene fluvial sediments in the southwestern part of the Danube lowland it is necessary to underline that this is heterogeneous, its value depends mainly on granulometric composition of sediments when clayey sediments are richest and sandy poorest. Calcium and magnesium are in surplus. There are usually sufficient reserves of potassium. A deficient nutriment is phosphorus, which is found at the level of very small and small reserve. Fluvial sediments of mineral force III₃, III₄, and II₄ are mostly spread.

Fluvial sediments at terrace benches
of the Danube and its tributaries (Analytical data see Tab. 2).

The heterogeneous granulometric and petrographic composition of fluvial sediments older in age and deposited in higher position is fully reflected in their chemical and physical-chemical properties. When also they all contain carbonates of calcium and magnesium (1—20% in conversion to CaCO₃), the variability of these nutriments in the soil-forming substrata is much greater than in Holocene fluvial sediments. At pH 7,2—7,6 the sorptional capacity is fully saturated with basic cations. As loamy and loamy-sandy sediments predominate, their maximum sorptional capacity is at level of 100—200 mmol . kg⁻¹ (in chemical equivalents).

Fluvial sediments on the terrace benches of the Danube and its tributaries belong among soil-forming substrata poorest in minerals. The samples from the cadastrs of the villages Chotín, Búč, Marcelová, Vrt, Zelený Háj, Hurbanovo, Dolný Peter a Radvaň on Danube showed lower phosphorus and potassium contents and sufficiently high calcium and magnesium contents. On the basis of the established reserves of nutriment we ranged most of them into the class and group of mineral force II_4 and II_3 (very small content of one to two nutriment), several into III_3 and III_4 (small content of one to two nutriment) and into I_4 (insufficient content of one nutriment, i.e. phosphorus). According to the content of nutriment one sample was even ranged into V_3 (the smallest was the good content of two nutriment). Besides excessive, good and normal reserves of calcium and magnesium these sediments have only a small to very small (scarcely good and normal) content of potassium and most often a very small (scarcely insufficient, small, good) content of phosphorus ($Ca + 3$ to 0, $Mg + 3$ to 0, $K + 3$ to -2 , $P + 3$ to -3). The differences in the mineral force between the Riss and Würm fluvial sediments were not evidently recorded and therefore we did not evaluate them particularly. Closing, thus there are soil-forming substrata, which have sufficient reserves of calcium and magnesium for the plants, however, only very little potassium and mainly phosphorus (mostly mineral force II_3 and II_4).

Loesses

(analytical data see in Tab. 3 and Tab. 9).

In the studied area we know two groups of loesses, which also differ from each other in their mineral force. They are: eolian — deluvial loesses and eolian loesses.

The eolian — deluvial and eolian loesses are characterized by a high content of carbonates: 2 — 40 in conversion to $CaCO_3$. The soil reaction is weakly alkalic with pH 7.6. The sorptional complex is fully saturated with basic cations, characterized by considerable binding capacity, when their sorptional capacity mostly varies within the range of 110 — 150 $mmol.kg^{-1}$ (in chemical equivalents).

Eolian loesses are somewhat richer in mineral substances than eolian — deluvial loesses. This is obviously connected with their better sorting, higher representation of potassium feldspars (orthoclases). Whereas we classified the major prevalence of eolian loesses according to the mineral force as III_4 (scarcely II_2 , II_3 and III_3), most eolian — deluvial loesses belong to III_3 (scarcely to III_4 and II_2). As the results of analyses show (Tab. 3), eolian loesses have much more potassium (analysis 20% HCl = 0,12 — 2,0%, total = 0,80 — 3,58% K_2O) when compared with the content of this element in eolian — deluvial loesses (analysis 20% HCl = 0,08 — 0,16%, total = 1,00 — 1,55% K_2O).

Eolian loesses had normal to excessive reserves of Ca (0 to +3), small to excessive reserves of Mg (-1 to +3), very small to good reserves of K (-2 to +1) and prevaillingly small and good, less very small and very good and normal reserves of P (-2 to +2).

Eolian — deluvial loesses were characterized by very good to excessive content of Ca (+2 to +3), normal to excessive content of Mg (0 to +3), small content of K (-1) and very small to very good content of P (-2 to +2). From the viewpoint of plant nutriment reserves eolian — deluvial loesses have good reserves of calcium and magnesium and small to good reserves of phosphorus and potassium.

Closing we state that loesses belong among mineral — richer soil-forming substrata, in which from mineral nutriment is sufficient to excessive calcium and magnesium whereas the reserves of phosphorus and potassium are low to good (mineral force III_3 and III_4).

Drift sands

(analytical data see in Tab. 4 and Tab. 10).

We divided the drift sands from the area under study into two main groups, differing also in their mineral force:

1. drift sands of the lower part of the Nitra—Žitava interflue (lower terrace bench)
2. drift sands of the middle terrace bench in the area between Hurbanovo and Radvaň/Dunajom

The drift sands of the Nitra—Žitava interflue are very fine-grained to fine, very fine bidispersive earths, with fractions 0,25 — 0,1 mm and 0,5 — 0,25 mm predominating. Particles with dimensions

more than 0,5 mm are scarce. From the viewpoint of minerals, according to the work by I. VAŠKOVSKÝ — Z. BEDRNA — 1971), quartz is prevalent, calcite, feldspars, plagioclases and other weathered minerals are less represented. From heavy minerals garnets and to a very different extent pyroxenes and hypersthene are represented. In agreement with the mineralogical analysis the chemical analysis of samples indicated a relatively high content of CaO in the extent of 0,85—11,76 % determined on the extract from hot 20 % HCl (class of mineral force +3, scarcely +2 and +1). The MgO content varies considerably, from 0,20 to 3,03 % (+3, +2, +1, 0, -1), whereas K₂O is found with small and sporadically good and normal content only (-1, sporadically +1 and 0) in the range of 0,08—1,24 %. There is little phosphorus in drift sands, a very little content (-2) within the range of 0,03 to 0,07 % in drift sands of the first group. The sands of the 1st group we may range exclusively into class II₄ i. e. with very small content of one of the nutrients (CaO +1 to +3, MgO -1 to +3, K₂O 0 to -1, P₂O₅ -2) according to the seven class classification of Stejskal.

Drift sands in the second group represent dune accumulations of the own dune area of the lowermost and middle terrace benches along the Žitava and Danube streams, further of the middle terrace bench and at the slopes of the Hron upland. In grain size the sands of this group are heterogeneous. We find here powdery, very fine-grained, fine, very fine-grained bidisperse sands. The fractions 0,5—0,25 mm and 0,25—0,1 mm predominate, but often also the fraction more than 0,5 mm is considerably represented. In the light fraction the minerals are represented similarly as in the first group of drift sands, except calcite, which is missing in some samples. In the heavy fraction hypersthene and opaque minerals predominate. In accordance with the mineralogical analysis some samples have a lower content of CaO (up to 0,11 %), and therefore the content of this nutrient varies from excessive to small (+3 to -1). This is also similarly the case with MgO (0,10—1,83 % in 20 % HCl), in which we also recorded an excessive to small content (+3 to -1). The content of K₂O is, according to the analysis in hot 20 % HCl, lower (0,01—0,31 %) in the 2nd group of drift sands than in the first group (classification +1 to -3), similarly as P₂O₅ content (0,02—0,06 % = -2 to -3). Sands of the 2nd group belong to classes of the mineral force I₄, I₃, II₃ and II₄, thus with insufficient content of nutrients and one or two deficient nutrients, or with a small content of nutrients and one or two deficient nutrients (CaO -1 to +3, MgO -1 to +3, K₂O -3 to +1, P₂O₅ -3 to -2).

Drift sands of the SE part of the Danube lowland are, according to general chemical analyses, carbonate soil-forming substrata with the content of carbonates in conversion to CaCO₃ within the range of 0,1—17,5 % (Tab. 10). Their sorptional complex is fully saturated with basic elements. They have a weakly alkalic soil reaction with pH = 7,6. As they have less fine-grained particles, their binding capacity is low with maximum sorptional capacity 12—96 mmol . kg⁻¹ (in chemical equivalents).

Closing valuation of the mineral force of drift sands of the southeastern part of the Danube lowland it is necessary to stress the fact that they are mineral-weaker soil-forming substrata. The drift sands of the 1st group are a little richer in minerals than the drift sands of the 2nd group. Besides a good reserve of Ca and Mg, drift sands have an insufficient content of K and P, which is very often found mainly in the 2nd group of drift sands.

Fluvial — eolian sands
(analytical data see in Tab. 5).

The accumulation of fluvial-drift sands occurs in the area of the Čenkovský les forest. The sands are deposited on the lower bench of the Danube and partly also on the surface of its riverine plain. They are fine-grained earths with sufficient content of calcium and magnesium carbonates. They have a weakly alkalic soil reaction and low binding capacity.

The mineral force of fluvial-eolian sands is characterized by an excessive to normal content of calcium (0 to +3), small to good content of magnesium (-1 to +1), small content of potassium (-1) and good to very good content of phosphorus (+1 to +2). The good reserve of P₂O₅ in sands, which are usually poorer in phosphorus, is surprising. So the investigated fluvial-eolian sands were ranged into the classes of the mineral force III₃ and III₄ and thus among mineral-richer soil-forming substrata.

Deluvial sediments (analytical data see in Tab. 6).

Extension of these soil-forming substrata in the studied area is mainly concentrated to the surroundings of the villages Pribeta, Bajč and Bohatá. In granulometry there are sandy and loamy colluvial deposits, which are very similar to loesses and drift sands in their mineralogical composition. On the contrary to these, they represent less sorted earths. The content of calcium and magnesium carbonates is high (2—30 % in conversion to CaCO_3) and therefore pH is 7,6, what implies a weakly alkalic reaction. According to the content of fractions of mechanic elements of colluvial deposits they may show a low or good binding capacity. Their physical-chemical properties are marked by full saturation of the sorptional complex with basic cations. The maximum sorptional capacity is within the range of 50—150 mmol. kg^{-1} (in chemical equivalents).

The chemical analyses of samples of prevailingly loamy deluvial sediments have shown that they belong among mineral-richer soil-forming substrata. A deficient nutriment are K and P, what is already also typical of the majority of rocks of the southeastern part of the Danube lowland. In the samples we determined an excessive to normal content of CaO (+3 to 0), an excessive to small content of MgO (+3 to -1), a normal to small content of K_2O (0 to -1) and a good to very small content of P_2O_5 (+1 to -2). The majority of samples were assigned to the mineral force III₃ and III₄ (in one case to II₄), when as the decisive nutriment in the minimum is shown alternating phosphorus or potassium, and/or both nutriments together.

Pre — Quaternary formations (analytical data see in Tab. 7).

From pre-Quaternary formations amphibole-pyroxene andesites and Neogene sediments are found in the studied area.

We are finding andesites mainly at the Kováčovské kopce hills where they build up thick and solid complexes, on which weathering products of various thickness form. On steep slope we find shallower weathering products with more frequent occurrence of fragments of solid rocks — andesites. The lower parts of the slopes are built up of thicker sequences of weathering products. Mineralogically and chemically there are very heterogeneous earths. The sorptional capacity is good, the colloidal complex is most often sufficiently saturated with basic cations of Ca and Mg. The reaction is neutral to weakly acid when the weathering products do not contain free carbonates.

In accordance with the mineralogical composition the weathering products of andesites have a relatively heterogeneous chemical composition and content of mineral nutriments. The deficient nutriment are most often phosphorus and magnesium. Potassium and calcium are found in sufficient amount. According to the mineral force, the weathering products of amphibole — pyroxene andesites represent mineral — poor, but also mineral — richer soil — forming substrata. Their mineral force is valued with the classes and groups I₄, II₄ and III₄ in the frame of seven classes on the basis of the deficient nutriments. From the individual nutriments CaO content is normal (0), MgO content insufficient to normal (-3 to 0), K_2O content normal (0) and P_2O_5 content insufficient to small (-3 to +1).

Neogene sediments are very heterogeneous earths minerally, granulometrically and consequently also chemically. In the investigated area they represent soil — forming substrata formed by weathering products of solid rocks (conglomerates, limestones and sandstones), more often, however, of loose rocks (sands, sandy marls, gravelous sands and marly clays).

In Neogene sediments granulometric composition does not influence the value of the mineral force as in the case of fluvial and deluvial sediments.

Coarser — grained sandy sediments show equal (sometimes also greater) mineral force when compared with finer — grained clayey sediments (or weathering products). As the most Neogene sediments of the studied area of the southeastern part of the Danube lowland contain carbonates, they are earths with neutral to weakly alkalic reaction. The sorptional complex is usually saturated with basic cations of Mg and Ca. The sorptional capacity is low (sandy sediments) to high (clayey sediments).

According to the analysis of the investigated samples Neogene sediments of the Pliocene have a higher mineral force than Miocene sediments. They contain as a rule very good to excessive amounts of calcium (+3), an excessive content of magnesium (+3), an excessive content of phosphorus (+3) and a small or normal content of potassium only (0 and -1). Thus the deficient nutriment is potassium, which limits assignment of these soil-forming rocks to the class of the competent mineral force. This is highest III₄ and IV₄ in the soil—forming substrata valued so far in the studied area.

Neogene sediments of the Miocene represent prevailingly mineral—poorer soil—forming substrata. The limiting nutriment is phosphorus, but these soil—forming substrata contain also relatively little potassium and magnesium and sporadically also calcium.

According to analytical data (Tab. 7) they have an excessive to small Ca content (+3 to -1), an excessive to small Mg content (+3 to -1), a normal to small K content (0 to -1) and an excessive to deficient P content (-3 to +3). Classification into classes and groups of mineral force: I₄, II₄, III₄ and IV₄ (most often II₄).

Closing valuation of the mineral force of pre-Quaternary formations it is necessary to stress that in the frame of these the mineral-strongest and thus richest soil-forming substrata from the viewpoint of potential mineral nutriment reserves of the studied area are found. In this group of formations, however, soil-forming substrata predominate, the mineral force of which is very heterogeneous, classified with very low (I₄), but also relatively high (IV₄) value of mineral force.

The study of the mineral force of soil-forming substrata of the southeastern part of the Danube lowland has shown that the reserves of nutriments in pre-Quaternary and Quaternary mother rocks of soils (soil substrata) are not equal. In general, the rocks in this area are sufficiently rich in calcium and magnesium, however, two further mineral nutriments of plants, phosphorus and potassium, are often in minimum and limiting the potential force of mineral nourishment of plants. The content of the individual nutriments often changed with granulometric composition of earths and their genetic origin. The importance of the study of the origin of earth for heterogeneity and homogeneity of the mineral force of the individual groups of soil-forming substrata has been proved unambiguously. Loesses and drift sands displayed greatest homogeneity of the mineral force whereas greatest heterogeneity was shown in pre-Quaternary formations and fluvial sediments.

The amounts of potential nutriment reserves have shown the greatest mineral force in Neogene Pliocene sediments and eolian loesses. Drift sands of the middle terrace bench have least mineral force. In Tab. 12 we divided all the investigated Quaternary sediments according to the mineral force into 4 groups, gradually from the richest to the poorest. From the table also the heterogeneous mineral force of the individual types of soil-forming substrata is evident unambiguously.

In the first group are Neogene sediments of the Pliocene, eolian loesses and fluvial sediments of the Danube river, the mineral force of which was most often ranged into III₄ according to the results of chemical analyses of the individual samples (small content of deficient nutriment of phosphorus or potassium).

In the second group are fluvial sediments of the Žitava river, fluvial-eolian sands, deluvial loamy sediments and eolian-deluvial loesses. In these soil-forming substrata was most often mineral force III₄ and III₃ (or II₄), i. e. with one and two deficient nutriments (as a rule potassium and phosphorus) at the level of small reserve.

Most frequent is the third group, in which are fluvial sediments of the Nitra, Hron, Žitava, Ipeľ and Váh, Danube rivers, amphibole-pyroxene andesites, Neogene sediments of the Miocene, fluvial sediments of higher Danube terrace benches and drift sands of the Nitra—Žitava interfluvium. In them the classes and groups II₄ and II₃ predominate, which have in the minimum phosphorus (or potassium) with a very small content in earth.

In the fourth group only drift sands of the middle terrace bench of the Danube are found, which represent dune accumulations of the own dune area. They are mainly classified into I₄ (deficient nutriment phosphorus). We do not value also these soil—forming substrata from the viewpoint of reserves of plant nutriment as worst and nutriment-poorest earths. They namely contain an excessive or considerable amount of calcium and magnesium and sufficient amount of potassium.

It results from the study that in the investigated area Neogene sediments and loesses are richer in minerals, fluvial sediments are poorer and sands poorest.

The obtained knowledge contributes to the problem of mineral nourishment of plants. It points to the potential reserve of nutriment not only for deep-rooted plants (bushes, trees), but also for herb associations of natural and anthropogenic origin. In the studied area are vineyards and forests, for which the total content of mineral nutriment is of immense importance from the viewpoint of regulation of mineral nourishment generally. As we mentioned, the area marked by higher elements of the relief is affected by wind and water erosion and the plants are then rooted directly in the soil substrata. The agricultural plants, which are cultivated on soils, also sensitively react to the mineral force of the soil substratum. The total reserves of nutriment established in soil substrata contribute to solution of plant nourishment, mainly from the viewpoint of formation of mineral nutriment reserves. Therefore on mineral-poor soils it is necessary to expend more means for their enrichment than on soils, which developed from mineral-richer substrata. For this reason the problem of differentiation (economic effectiveness) of nutriment supply management for plants arises.

The interdisciplinary approach of solution of this problem has been shown to be necessary in the intentions of present-day and future scientific-technical progress in the sphere of raising effectiveness and plant production.

On the basis of the obtained knowledge and possibilities of instantaneous highly effective utilization of the results in application of intensification of agricultural large-scale production in plant-production, it would be desirable to extend the investigation of the mineral force of soil substrata gradually to the whole territory of the Slovak Socialist Republic and Czechoslovak Socialist Republic generally, so a survey of representation of substrata of various mineral force would be obtained.

In further work it would be desirable to compare the mineral force of soil substrata with the own content (or mineral force) of soil developed on them. This investigation would indicate the degree of cultivation (influence of man on cultivation of certain types of soil), what is of great importance not only from the viewpoint of raising the plant production but also from the viewpoint of environment regulation.

The further perspective development of work in the frame of this problem would consist in establishing of the rate of releasing of nutriment (by weathering) from potential reserves in soil and soil substratum.

Of no less importance in the frame of the problem would also be establishing of the degree of availability of natural nutriment from potential reserves.

Aurel Brlay — Milan Gargulák — Karol Marsina

Geochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu BT-7 pri Pukanci a jeho metalogenetický význam

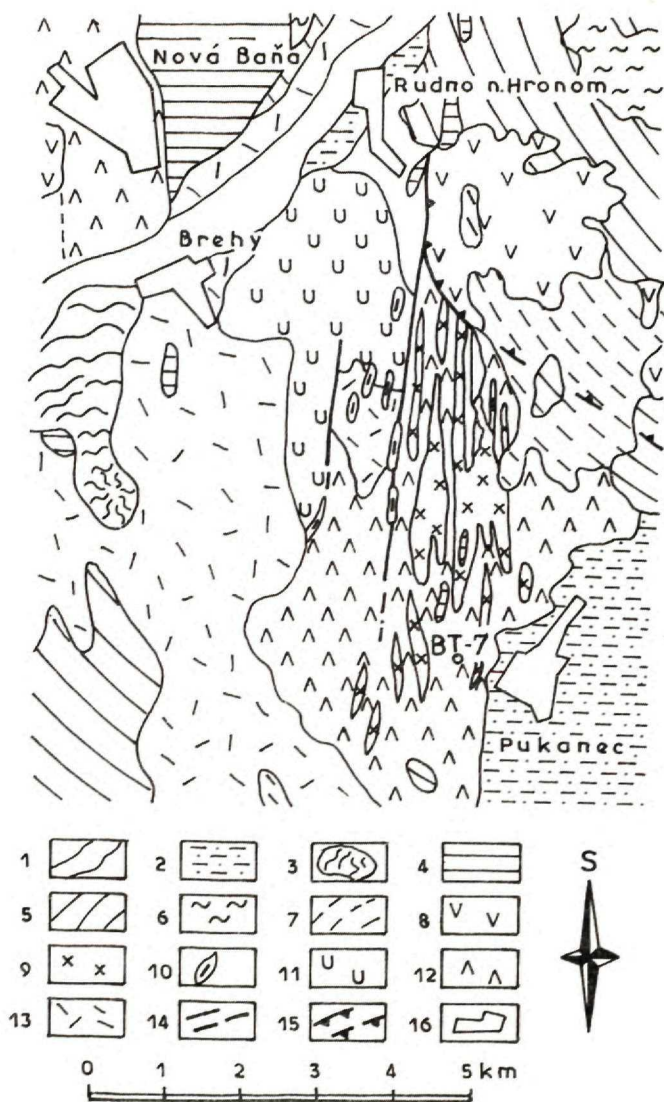
Abstrakt. Vrt BT-7 situovaný západne od obce Pukanec overil vulkanický extruzívno-intruzívny komplex andezitov, andezitových, dioritových a kremitodioritových porfýrov so sprievodnými intruzívnymi brekciami v nadloží paleozoických sedimentárnych hornín maluzinského súvrstvia a intruzívne teleso granodioritu až monzodioritu, v ktorom bol v hĺbke 1174 m ukončený. Vo vrte bola zistená epigenetická rudná mineralizácia Cu, Pb, Zn (Ag), viazaná na zóny intenzívnych hydrotermálnych premen. Na základe výsledkov dosiahnutých použitím viacerých matematických metód sa v príspevku vyjadrujeme k správaniu sa prvkov Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn a Mo vo vrte BT-7, ako aj k jeho prognóznemu významu.

Vrt BT-7 (obr. 1) situovaný západne od obce Pukanec v miestach pozitívnej magnetickej anomálie a zvýšených gravimetrických hodnôt v južnom ukončení pukanských rudných štruktúr overil vulkanický extruzívno-intruzívny komplex andezitov, andezitových, dioritových a kremitodioritových porfýrov so sprievodnými intruzívnymi brekciami (A. MIHALIKOVÁ in A. BRLAY et al. 1984) v nadloží paleozoických sedimentárnych hornín maluzinského súvrstvia (A. VOZÁROVÁ in A. BRLAY et al. 1984) a intruzívne teleso granodioritu-monzodioritu (A. MIHALIKOVÁ l. c.) s vysokým efektom magnetickej susceptibility, v ktorom bol v hĺbke 1174 m ukončený.

Geologické pomery širšieho okolia vrtu BT-7

Širšie okolie vrtu BT-7 budujú vulkanogénne horniny I. etapy (predkalderovej) a nasledujúce formácie spojené s aktivitou jz. okraja štiavnického stratovulkánu medzi západným okrajom kaldery a novobansko-klakovským sj. tektonickým systémom v hrasti, ktorej centrálnu časť tvorí tatiarsky intruzívny komplex granodioritových až kremitodioritových porfýrov.

Časť územia medzi kalderovým zlomom na SV a spojnicou Devičany—Brehy budujú vulkanity premenlivej hrúbky reprezentované propylitizovaným kom-



Obr. 1 Geologická situácia širšieho okolia vrtu BT-7

Vysvetlivky: 1 — recentné fluválne uloženiny Hrona (kvartér), 2 — pliocénne štrky, piesky a íly v údolí Hrona a v bátovskej depresii, 3 — nefelinický bazanit (relikty troskového kužeľa a prúdy), 4 — ryolity, 5 — efuzívny komplex formácie Priesil, 6 — ignimbrity a pemzové tufy formácie Drastvica, 7 — efuzívny komplex Humenica, 8 — amfibolicko-biotitické andezity studenskej formácie, 9 — tatarský intruzívny komplex, 10 — kremidioritový porfýr, 11 — extrúzia pyroxénovo-amfibolického andezitu (typ Chlm), 12 — propylitizovaný subvulkanický komplex andezitov a andezitových porfýrov, 13 — efuzívny komplex pyroxenických andezitov I. etapy, 14 — tektonické poruchy a) známe, b) predpokladané, 15 — hranica kalderového zlomu.

plexom andezitov a andezitových porfýrov. Intruzívne telesá sú väčšinou ložné, situované medzi paleozoické sedimentárne podložie a vulkanický komplex I. etapy.

Na okrajových častiach intruzívnych telies sú častým zjavom zóny typických intruzívnych brekcií. Do hornín I. etapy vnikali mladšie intrúzie v podobe sj. orientovaného dajkového roja dioritových, kremidioritových a granodioritových porfýrov tatiarskeho intruzívneho komplexu.

V profile vrtu BT-7 rozoznávame paleozoické sedimenty malužinského súvrstvia, do ktorých intrudovalo hlbinné teleso granodioritu až monzodioritu; jeho vek bol stanovený na 16 miliónov rokov (I. REPČOK 1984).

Geologické prostredie, zrudnenie a premeny vo vrte BT-7

Vrt BT-7 prenikol najprv augitovo-hyperstenickými andezitmi (0—26 m), intenzívne premenenými. V pripovrchových podmienkach ide najmä o limonitizáciu, argilitizáciu a kaolinizáciu.

V miestach s prejavmi hydrotermálnej aktivity sme zaznamenali časté kremenné a kalcitové žilky alebo zóny silifikácie. Okolné horniny sú chloritizované, sericitizované a impregnované pyritom.

Prechod do intenzívne argilitizovaných a limonitizovaných andezitových porfýrov s častým vývojom brekcií pozorujeme od hĺbky 28 m. V hĺbke 70 až 78 m je vyvinuté žilné pásmo s kremeňom a so sulfidmi (PbS, ZnS, FeS₂ a sporadicky CuFeS₂). Pásmo vytvára žila Weitenzeche, známa zo štôlne Juraj.

Nasledujú intruzívne brekcie s intenzívnou pyritizáciou, dajkové telesá kremidioritových porfýrov, v hĺbke 151 m pozorujeme občasnú impregnáciu PbS a ZnS v prostredí andezitových porfýrov. V podloží dajky kremidioritového porfýru sa v hĺbke 153 m vyskytujú žilky kremeňa so sulfidmi PbS a ZnS, makroskopicky výrazné. V hĺbke 280 až 338 m pokračujú brekcie s puklinami 60—70°, vyplnenými kalcitom a impregnáciami PbS a ZnS (311—313,5 m).

V úseku od 374 m sa objavujú v brekciách i v telesách dioritového porfýru úlomky z podložia (bridlice, arkózy a pod.).

Od hĺbky 405 m pozorujeme intenzívne hydrotermálne premenený kremenný diorit, ktorý má charakter metasomatitu.

V hĺbke 448 m nasleduje málo výrazný styk so sedimentmi paleozoika, ktoré svojim zložením zodpovedajú bazálnej časti prvého megacyklu malužinského súvrstvia, zaradeného do permu (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1981). Sedimenty spočiatku reprezentujú svetlosivé jemnozrnné prachovce a ílovitosericitické bridlice s diagenetickými konkréciami karbonátov, hydrotermálne premenené a intenzívne impregnované pyritom a chalkopyritom (455—465 m) s postupným prechodom do prachovcov, ílovitých prachovcov až arkóz.

Najvhodnejšie prostredie pre akumuláciu zrudnenia tvorili ílovitosericitické bridlice.

V spodnej časti sedimentárneho cyklu sú hrubšie sedimenty, ako arkózy, droby a zlepence až po styk s neogénnou intrúziou granodioritu až monzodiori-

tu (865,7 m), s úzkou zónou kontaktných zmien — silicifikáciou tmelu zlepencov, turmalinizáciou spolu so žilkami kremeňa a pyritu, najmä na bezprostrednom styku.

Od 865,7 m do konečnej hĺbky 1174 m nasleduje kompaktný sivozelený granodiorit až monzodiorit, postihnutý chloritizáciou, epidotizáciou a karbonatizáciou. V 1003 až 1015 m je zóna intenzívnej hydrotermálnej premeny so žilkami pyritu, hematitu a sporadického chalkopyritu.

Vzorkovanie a analytické spracovanie vzoriek

Vzorky na geochemický výskum boli z vrtu BT-7 odoberané združeným vzorkovaním v intervale 5 m (bodový otlk približne každých 35 cm) až do hĺbky 1165 m. Predmetné vzorky (233 ks) boli kvantitatívne spektrálne analyzované na prvky Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn, Mo a Bi v laboratóriách GÚDŠ, pričom však z technických príčin bolo urobených len 116 stanovení na Au (úsek od 0 do 580 m).

Po predbežnom geochemickom vyhodnotení vzoriek bolo vrtné jadro z úseku 450 až 465 m vzhľadom na zistené vyššie obsahy prvkov Cu, Pb a Zn rozpolené a kvantitatívne spektrálne analyzované v jednometrových úsekoch na prvky Cu, Pb, Zn a Ag v laboratóriách GP Turčianske Teplice.

Metodický prístup k vyhodnocovaniu analytických výsledkov

Keďže pri geochemickom vyhodnocovaní vzoriek je dôležité správne určiť fónové obsahy sledovaných prvkov, rozdelili sme vzorky na základe petrografického opisu vrtného jadra do troch oddelených súborov, ktoré sme matematicko-štatisticky spracovali a vyhodnotili samostatne. Sú to tieto súbory:

- Andezity (0—450 m, 90 vzoriek),
- Sedimenty (450—865 m, 83 vzoriek),
- Granodiorit (865—1165 m, 60 vzoriek).

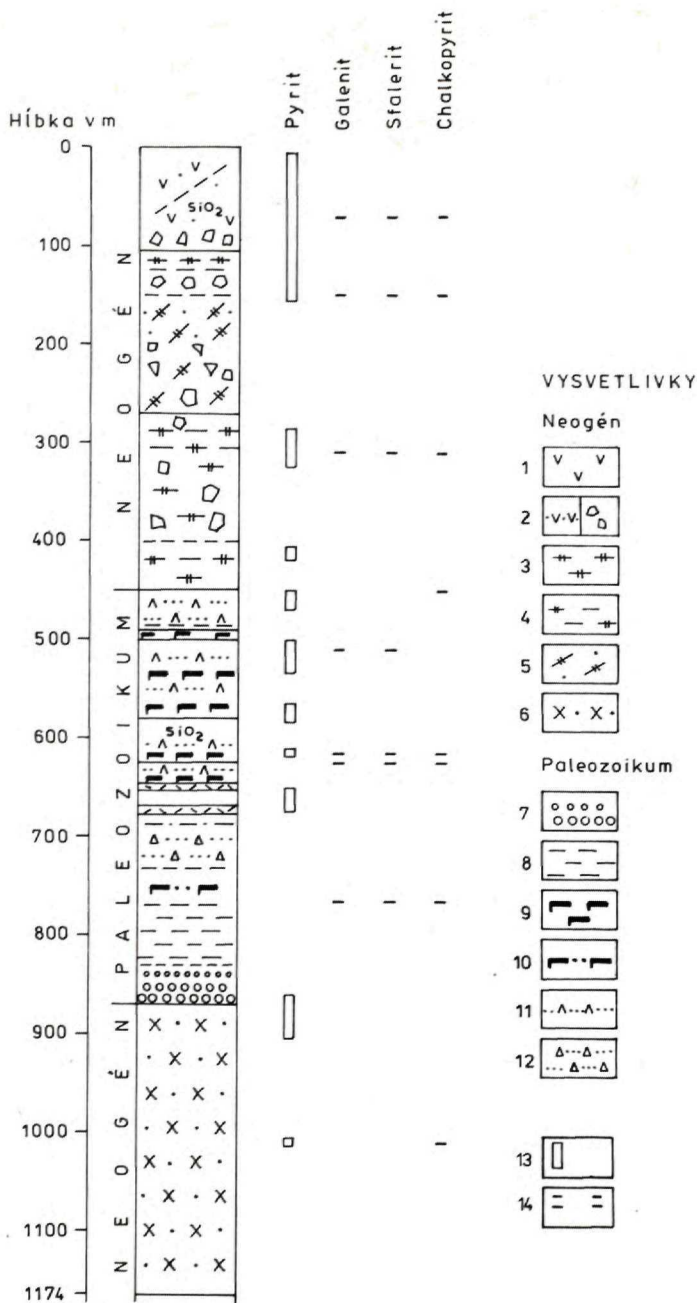
Súbor Andezity (ďalej len A) pozostáva z hornín: andezit, andezitový porfýr, brekcie dioritového a kemitodioritového porfýru s fragmentmi permských sedimentárnych hornín a andezitu.

Súbor Sedimenty (ďalej len S) tvoria horniny permu: jemno- a hrubozrnné pieskovce, prachovce, piesčité a ílovitopiesčité bridlice, arkózy a zlepence.

Súbor Granodiorit (ďalej len G) je predstavovaný len jedným typom horniny, a to granodioritom až monzodioritom.

Pre potreby korelačnej analýzy sme vzorky z celého vrtu rozdelili do 23 súborov (päťdesiatmetrové úseky reprezentované 10 vzorkami, len úsek 800—865 m bol reprezentovaný 13 vzorkami).

Z jednotlivých úsekov vrtu, použitých pri korelačnej analýze, sme vypočítali aritmetické priemery a zostrojili graf vertikálnej distribúcie sledovaných prvkov.



Obr. 2 Schematický geologický profil vrtu BT-7

Vysvetlivky: 1 — andezit, 2 — andezitový porfýr a brekcie, 3 — kremitý diorit, 4 — kremitodioritový porfýr, 5 — dioritový porfýr, 6 — granodiorit až monzdiorit (neogén), 7 — polymiktné zlepence, 8 — ilovitosericitické bridlice, 9 — arkózy, 10 — arkózové droby, 11 — prachovce, 12 — droba vulkanoklastická (paleozoikum-malužinské súvrstvie), 13 — úseky intenzívnej pyritizácie, 14 — prítomnosť sulfidov Cu, Pb, Zn.

Pri geochemickom vyhodnotení vzoriek vrtu BT-7 sme použili nasledovné matematické metódy:

- výpočet základných matematicko-štatistických charakteristík
- korelačnú analýzu,
- združovaciu analýzu,
- regresnú analýzu.

Všetky matematické výpočty boli urobené v Geologickom ústave Dionýza Štúra na programovateľnom stolnom kalkulátore WANG 2200B.

Distribúcia Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn, Mo a Bi vo vrte BT-7

Meď

Geochemické vystupovanie Cu vo vrte BT-7 je výrazne ovplyvnené horninovým prostredím a epigenetickou hydrotermálnou mineralizáciou. Aritmetické priemery obsahov Cu v jednotlivých súboroch sú výrazne rozdielne (tab. 1) a výborne dokumentujú rozdielne priemerné obsahy (fón) v rozličných typoch hornín.

V súbore A je priemerný obsah Cu 21,5 ppm, hodnotu prahu anomálie ($\bar{x} + 3$ s.o. = 55,5 ppm) výraznejšie presahujú len obsahy troch vzoriek z úsekov 290—295 m (350 ppm), 320—325 m (285 ppm) a 420—425 m (250 ppm).

Iný charakter distribúcie nadobúda Cu v prostredí sedimentárnych hornín. Priemerný obsah Cu v súbore S je oproti priemernému obsahu súboru A značne nižší ($\bar{x} = 12,0$ ppm), nachádza sa tu však veľký počet anomálnych obsahov, ktoré sú najvyššie v celom vrte (úsek 450—465 m, max. = 500 ppm Cu). Dynamický charakter distribúcie Cu v tomto súbore sa výrazne prejavil aj hodnotou štandardnej odchýlky (11,8 ppm), a tým aj hodnotou prahu anomálie (47,7 ppm). Výborne to dokumentuje hodnota variačného koeficientu (V. K. = 98,3 %), ktorá je až na jeden prípad (V. K. súboru S pri Mo) najvyššia spomedzi všetkých vypočítaných variačných koeficientov (tab. 1).

V súbore G dosahuje priemerný obsah Cu hodnotu 46,6 ppm a vypočítanú hodnotu prahu anomálie (82,0 ppm) presahuje o málo len obsah jednej vzorky z úseku 950—955 m (107 ppm), čo svedčí o vyrovnanej distribúcii Cu v prostredí intrúzie granodioritu až monzodioritu.

Histogramy distribúcie Cu v jednotlivých súboroch sú uvedené na obr. 3.

Olovo

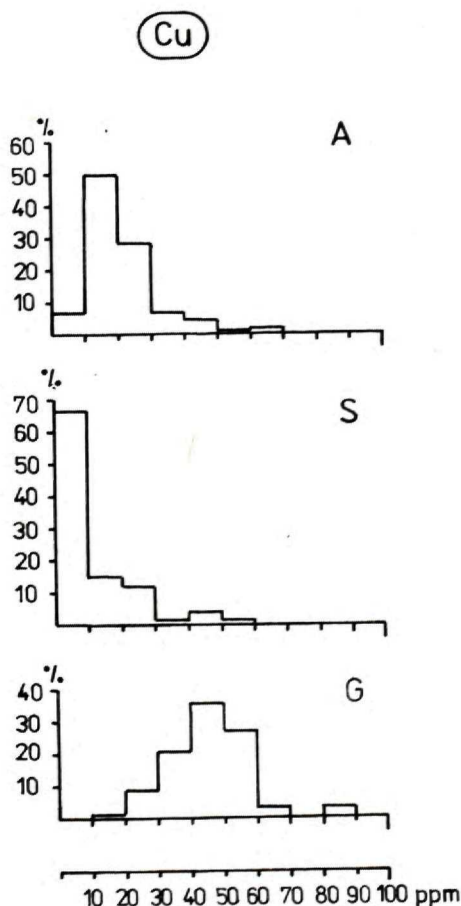
Rovnako ako u Cu, tak aj u Pb považujeme horninové prostredie a hydrotermálne mineralizované zóny za hlavné kritérium ovplyvňujúce distribúciu tohto prvku vo vrte BT-7.

Priemerný obsah Pb v súbore A je 23,1 ppm. Obsahy Pb, nadobúdajúce v tomto súbore anomálne hodnoty výraznejšie prevyšujúce hodnotu prahu anomálie (41 ppm), sa viažu na vzorky v hĺbkach 290—325 m (max. = 210 ppm) a 410—420 m (max. = 120 ppm).

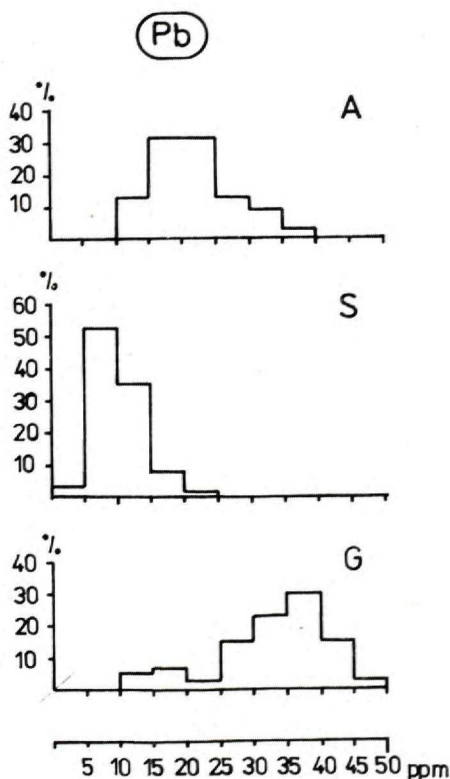
V súbore S dosahuje priemerný obsah Pb najnižšiu hodnotu spomedzi všetkých sledovaných súborov, a to 11,4 ppm (tab. 1). Množstvo hodnôt Pb tu však presahuje prah anomálie (22,2 ppm). Najväčšie geochemické anomálie sú v hĺbkach: 450—460 m (max. = 300 ppm), 540—550 m (max. = 225 ppm), 575—590 m (max. = 295 ppm), 635—650 m (max. = 385 ppm) a 660—670 m (max. = 540 ppm).

V súbore G dosahuje Pb najvyšší priemerný obsah, a to 34,1 ppm. Skutočnosť, že ani jeden obsah Pb neprekračuje hodnotu prahu anomálie (65,6 ppm), svedčí o homogenite tohto súboru.

Histogramy distribúcie Pb v jednotlivých súboroch sú uvedené na obr. 4.



Obr. 3 Histogramy distribúcie Cu v súboroch Andezity (A), Sedimenty (S) a Granodiorit (G) vrtu BT-7.



Obr. 4 Histogramy distribúcie Pb v súboroch Andezity (A), Sedimenty (S) a Granodiorit (G) vrtu BT-7.

Zinok

Aj tento prvok sa svojou distribúciou podobá dvom predchádzajúcim prvkom. Vplyv horninového prostredia a prítomnosť geochemických anomálií spôsobených epigenetickou hydrotermálnou mineralizáciou je u Zn taktiež zjavný.

Súbor A obsahuje priemerne 89,3 ppm Zn (tab. 1), pričom prah anomálie (144,3 ppm) tu presahuje len obsah jednej vzorky z hĺbky 290—295 m (225 ppm Zn).

V súbore S je charakter distribúcie Zn iný. Na jednej strane je aritmetický priemer obsahov Zn v tomto súbore najnižší zo všetkých sledovaných súborov a dosahuje hodnotu 49,2 ppm, ale na strane druhej tu obsahy Zn dosahujú pomerne veľa hodnôt presahujúcich prah anomálie (122,9 ppm); najvyššie sa nachádzajú v hĺbkach: 455—460 m (930 ppm), 515—520 m (225 ppm), 540—555 m (max. = 350 ppm), 580—590 m (max. = 320 ppm) a 660—670 m (max. = 540 ppm).

Súbor G je, tak ako pri Cu a Pb, aj pri Zn sterilný na geochemické anomálie a je charakterizovaný vcelku rovnomernými obsahmi Zn. Hodnota priemerného obsahu Zn v tomto súbore je 86,0 ppm.

Histogramy distribúcie Zn v jednotlivých súborech sú uvedené na obr. 5.

Striebro

Vplyv horninového prostredia a mineralizovaných zón je viditeľný aj u Ag, hoci jeho geochemické anomálie nie sú už také časté a výrazné, ako tomu bolo u prvkov Cu, Pb a Zn.

Aritmetický priemer obsahov Ag v súbore A nadobúda hodnotu 1,16 ppm. V tomto súbore bolo zachytených aj niekoľko obsahov Ag prekračujúcich prah anomálie (2,4 ppm); z nich najvýraznejšie sú viazané na hĺbky 215—220 m (4,5 ppm), 290—295 m (3,5 ppm) a 320—325 m (3,2 ppm).

V súbore S je priemerný obsah Ag vyjadrený hodnotou 0,6 ppm, čo je opäť najmenej spomedzi všetkých troch sledovaných súborov. Hodnoty väčšie než prah anomálie (1,4 ppm) sú viazané na hĺbky 450—465 m (max. = 2,7 ppm), 530—540 m (max. = 2,2 ppm) a 635—640 m (2,6 ppm).

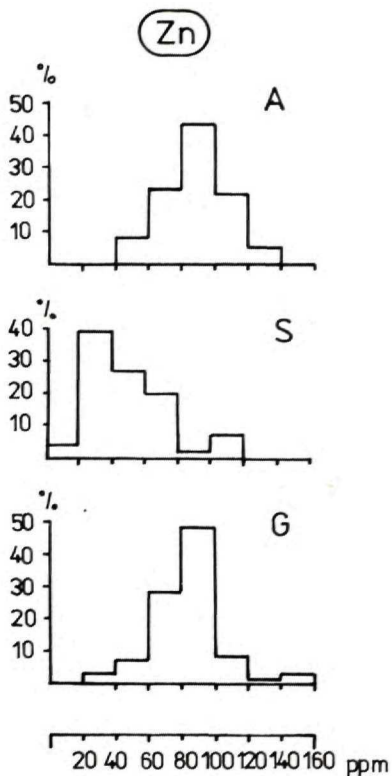
Hodnota aritmetického priemeru obsahov Ag v súbore G je 1,1 ppm. Prah anomálie (2,1 ppm) neprekračuje ani jedna hodnota obsahu Ag tohto súboru, čo je dokladom pomerne rovnomernej distribúcie Ag v súbore G.

Histogramy distribúcie Ag v jednotlivých súborech sú uvedené na obr. 6.

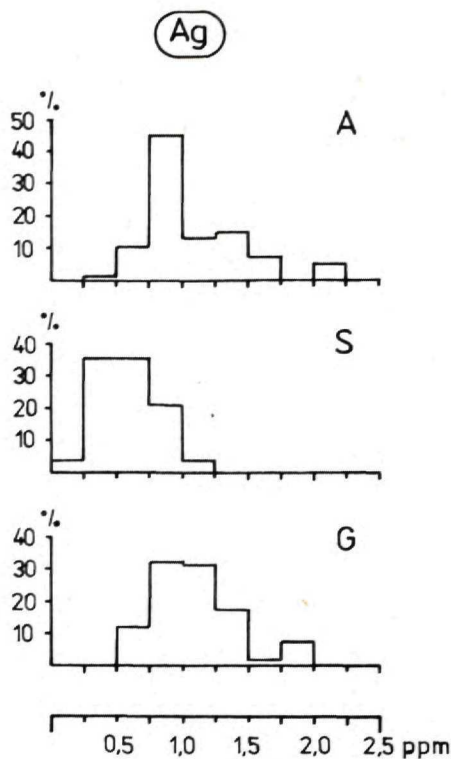
Zlato

Distribúciu Au vo vrte BT-7 sme nemohli sledovať komplexne, pretože na Au bolo analyzovaných len 116 vzoriek v úseku 0—580 m.

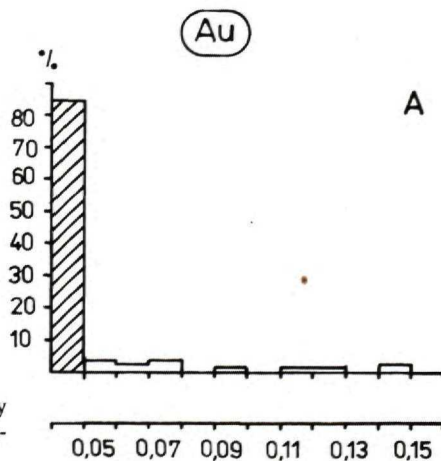
V súbore A dosahujú obsahy Au väčšinou hodnoty pod hranicou dôkazu



Obr. 5 Histogramy distribúcie Zn v súboroch Andezity (A), Sedimenty (S) a Granodiorit (G) vrtu BT-7.



Obr. 6 Histogramy distribúcie Ag v súboroch Andezity (A), Sedimenty (S) a Granodiorit (G) vrtu BT-7.



Obr. 7 Histogram distribúcie Au v súbore Andezity (A) vo vrtu BT-7 (šrafovaná časť reprezentuje hodnoty obsahov Au pod hranicou dôkazu)

(Au < 0,05 ppm), o čom svedčí aj priemerný obsah Au v tomto súbore (0,054 ppm). Prah anomálie (0,11 ppm) prekračujú obsahy Au vo vzorkách z hĺbky 65—70 m (0,15 ppm), 290—295 m (0,12 ppm), 320—325 m (0,13 ppm) a 340—345 m (0,15 ppm). Preto hovoriť o distribúcii Au nie je opodstatnené.

Histogram distribúcie Au v súbore A je uvedený na obr. 7.

Cín*

V distribúcii Sn pozorujeme oproti predchádzajúcim prvkom určité odlišnosti, najmä čo do výšky obsahov v súboroch A a G.

Priemerný obsah Sn v súbore A je 1,21 ppm. Prakticky vo všetkých vzorkách dosahuje Sn hodnoty nulové alebo hodnoty pod hranicou dôkazu (Sn < 3 ppm). Len vzorka z hĺbky 445—450 m obsahuje 5 ppm Sn, pričom tento obsah prekračuje aj prah anomálie (4,4 ppm).

Priemerný obsah Sn nadobúda v súbore S najvyššiu hodnotu spomedzi všetkých troch sledovaných súborov, a to 6,1 ppm. Najvyššie obsahy Sn, tesne pod prahom anomálie (18,4 ppm), sú sústredené v hĺbke 450—465 m (max. = 17 ppm).

Distribúcia Sn v súbore G je úplne rovnomerná, pričom temer všetky obsahy dosahujú hodnoty pod hranicou dôkazu (len vzorky z hĺbky 865—875 m majú vyššie obsahy Sn — max. = 5 ppm).

Histogram distribúcie Sn v súbore S je uvedený na obr. 8.

Molybdén

Distribúcia Mo sa v mnohom podobá distribúcii Sn.

V súbore A nadobúdajú všetky obsahy Mo nulové hodnoty, okrem vzorky z úseku 445—450 m, ktorá obsahuje menej než 3 ppm Mo.

V súbore S naproti tomu obsahy Mo stúpili. Priemerný obsah v tomto súbore je 1,6 ppm. Prah anomálie (9,5 ppm) prekračuje len hodnota obsahu jednej vzorky z úseku 455—460 m (13 ppm/Mo).

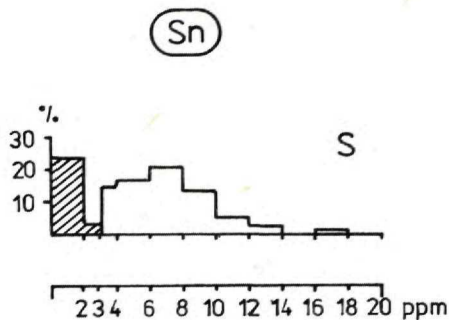
V súbore G je prevažná väčšina obsahov Mo nulová, len sporadicky sú prítomné obsahy rôzne od nuly; tieto sú viazané na hĺbky 865—900 m (max. = 7 ppm).

Histogram distribúcie Mo v súbore S je uvedený na obr. 9.

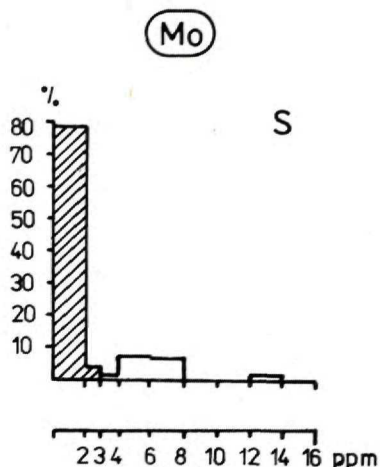
Bizmut

Obsahy Bi vykazujú vo všetkých vzorkách troch sledovaných súborov vrtu BT-7 nulové hodnoty.

* Vzhľadom na nízke obsahy Sn a Mo v skúmaných vzorkách (väčšinou blízko hranice dôkazu, alebo pod ňou) treba považovať zistené štatistické charakteristiky týchto prvkov za informatívne a nedostatočne potvrdené.



Obr. 8 Histogram distribúcie Sn v súbore Sedimenty (S) vo vrte BT-7 (šrafovaná časť reprezentuje hodnoty obsahov Sn pod hranicou dôkazu).



Obr. 9 Histogram distribúcie Mo v súbore Sedimenty (S) vo vrte BT-7 (šrafovaná časť reprezentuje hodnoty obsahov Mo pod hranicou dôkazu).

Distribúciu Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn a Mo vo vrte BT-7 môžeme zhrnúť nasledovne:

V súbore A dosahujú priemerné obsahy Ag a Zn najvyššie hodnoty zo všetkých troch súborov, Sn dosahuje najnižšie priemerné hodnoty z celého vrtu, obsahy Mo sú v tomto súbore až na obsah jednej vzorky nulové. Keďže obsah Au bol braný do úvahy len v tomto súbore, nemôžeme ho s inými súbormi porovnať.

V súbore S nadobúdajú obsahy prvkov Cu, Pb, Zn, Ag oproti ostatným súborom výrazne najnižšie hodnoty aritmetického priemeru, obsahy Sn a Mo naopak vykazujú oproti druhým dvom súborom najvyššie priemerné obsahy.

V súbore G je aritmetický priemer obsahov Cu a Pb najvyšší spomedzi všetkých súborov a hodnoty aritmetických priemerov obsahov Ag a Zn sú veľmi blízke hodnotám súboru A. Takmer všetky obsahy Sn a Mo sú pod hranicou dôkazu (menej než 3 ppm).

Čo sa týka geochemických anomálií sledovaných prvkov, tak v súbore G prakticky chýbajú, v súbore A sa vyskytujú väčšinou až v druhej polovici súboru, od 250 m (Ag a Au anomálie sa objavujú už od 60 m); v horninovom prostredí brekcie dioritového porfýru s úlomkami permských sedimentov a v prostredí intenzívne hydrotermálne premeneného kremitého dioritu. Vystupujú v nich najmä prvky Cu, Pb, Zn a Ag.

Súbor S obsahuje najviac geochemických anomálií, zvýšené hodnoty tu vykazuje najmä Cu, Pb, Zn, Ag, ale aj Sn a Mo. Tieto geochemické anomálie sú viazané na zóny epigenetickej hydrotermálnej mineralizácie, charakteristické prítomnosťou silicifikácie, pyritizácie a sulfidov Cu, Pb, Zn v horninovom prostredí permských sedimentov.

Tab. 1 Matematicko-štatistické charakteristiky sledovaných prvkov vo vyčlenených súboroch vrtu BT-7

		Cu	Pb	Zn	Ag	Sn	Mo
\bar{x} (ppm)	A	21,5	23,1	89,3	1,16	st.	st.
	S	12,0	11,0	49,2	0,60	6,1	1,6
	G	46,6	34,1	86,0	1,10	st.	st.
s. o. (ppm)	A	10,2	6,0	18,4	0,41		
	S	11,8	3,6	24,6	0,30	4,1	2,6
	G	11,8	10,5	22,6	0,30		
$\bar{x}+3s.o.$ (ppm)	A	55,5	41,0	144,3	2,39		
	S	47,7	22,2	122,9	1,40	18,4	9,5
	G	82,0	65,6	153,8	2,10		
V. K. (%)	A	47,4	26,0	20,6	35,3		
	S	98,3	32,7	50,0	50,0	64,1	162,5
	G	25,3	30,8	26,3	27,3		
Min. (ppm)	A	7,0	13,0	50,0	0,50	0,0	0,0
	S	2,0	2,5	18,0	0,20	st.	0,0
	G	19,0	12,5	35,0	0,60	st.	0,0
Max. (ppm)	A	65,0	38,0	128,0	2,30	5,0	st.
	S	55,0	23,0	110,0	1,10	17,0	13,0
	G	84,0	50,0	160,0	1,80	5,0	7,0
N	A	87	79	85	87	90	90
	S	75	63	71	75	83	82
	G	59	60	60	60	60	60

- \bar{x} – aritmetický priemer
s.o. – štandardná odchýlka
 $\bar{x}+3s.o.$ – prah anomálie
V. K. – variačný koeficient
Min. – minimálna hodnota súboru
Max. – Maximálna hodnota súboru
N – počet vzoriek súboru
A – súbor „andezity“
S – súbor „sedimenty“
G – súbor „granodiorit“

Vertikálna distribúcia sledovaných prvkov

Graf vertikálnej distribúcie prvkov Cu, Pb, Zn, Ag, Sn, Mo (obr. 10) sme zostavili tak, že sme geochemické vzorky z vrtu BT-7 rozdelili do 23 súborov. Každý súbor predstavoval 80 m dlhý úsek s 10 vzorkami (úsek 800—865 m predstavoval 65 m s 13 vzorkami). Pre každý takto vyčlenený úsek sme vypočítali všetky základné matematickoštatistické charakteristiky. Do grafického vyjadrenia sme však použili len hodnoty aritmetického priemeru, ktorý sa pre účely demonštrovania zmien obsahov prvkov s hĺbkou javil ako najvhodnejší. Výpočet aritmetického priemeru jednotlivých súborov sme urobili dvoma spôsobmi:

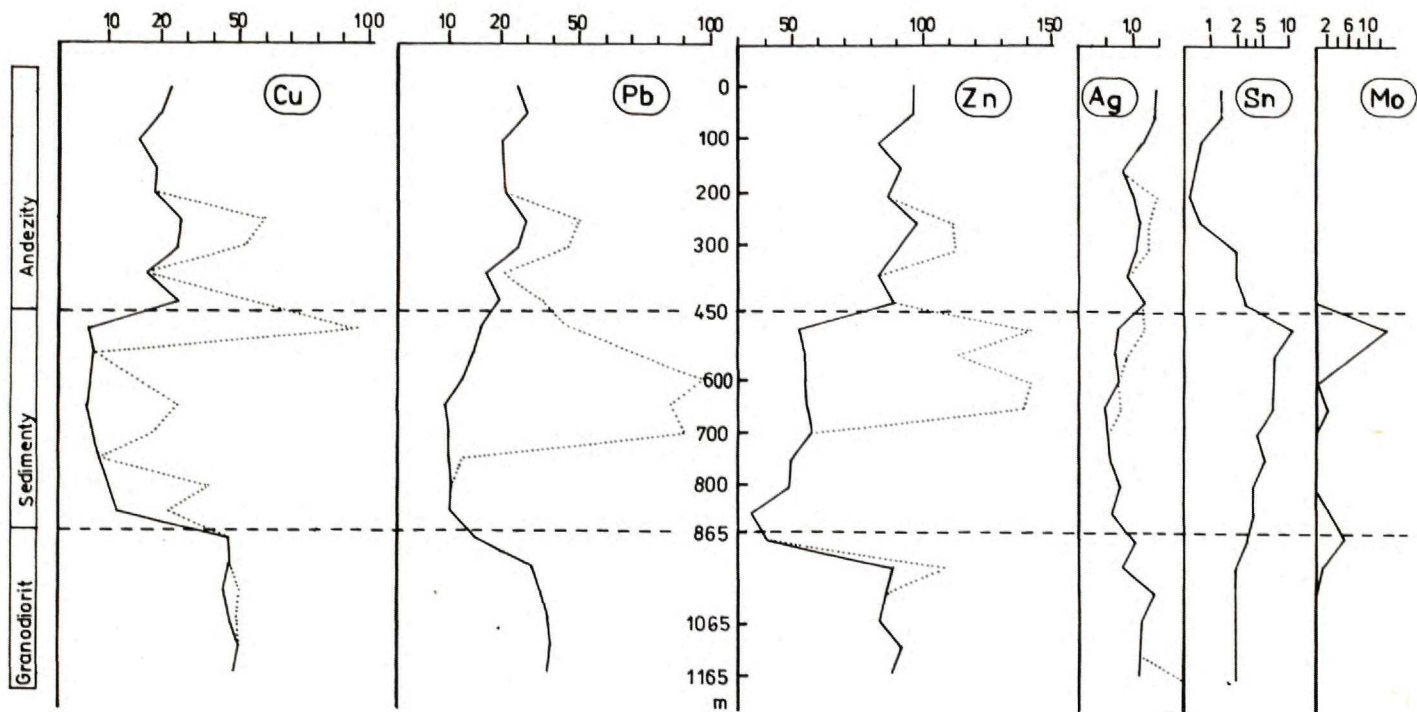
- a) bez hodnôt väčších než $\bar{x} + 3$ s.o. (plná čiara),
- b) všetky hodnoty súboru (bodkovaná čiara).

a) Grafické znázornenie aritmetických priemerov nám sledované prvky rozdeľuje do dvoch skupín. Prvú skupinu tvoria prvky Cu, Pb, Zn a Ag a druhú prvky Sn a Mo. Prvá skupina je charakteristická podobným až analogickým priebehom priemerných obsahov a prejavuje sa hlavne výraznou reakciou na horninové prostredie, v ktorom sa prvky nachádzajú. Najvyššie priemerné obsahy majú tieto prvky v prostredí granodioritu až monzodioritu, o niečo nižšie v prostredí andezitov a najnižšie v prostredí permských sedimentov (porov. tab. 1). Zmeny hodnôt obsahov v rámci jednotlivých súborov sú malé a prakticky zanedbateľné. Náznakom významnejšej zmeny je širší interval styku sedimentárnych hornín a granodioritom až monzodioritom. V prípade Cu pozorujeme stúpanie obsahov smerom od sedimentov ku granodioritu až monzodioritu (ešte v sedimentoch) a v prípade Pb a Zn klesanie obsahov smerom od granodioritu až monzodioritu k sedimentom (ešte v granodiorite až monzodiorite).

Druhá skupina prvkov, tvorená Sn a Mo, je charakteristická svojimi nízkymi obsahmi a opačnými pomermi v aritmetických priemeroch vyčlenených súborov. Najvyššie obsahy, a tým aj najvyššie aritmetické priemery, sú v súbore S. Ako bolo už povedané v predchádzajúcej časti pojednávajúcej o distribúcii jednotlivých prvkov, v súboroch A a G sú Sn aj Mo zastúpené väčšinou obsahmi na úrovni analytickej hranice dôkazuschopnosti. Preto hovoriť o významných zmenách v rámci jednotlivých súborov by bolo bezpredmetné.

b) Keď sme pri výpočte aritmetických priemerov a ich grafickom zobrazení použili všetky hodnoty, dostali sme podstatne zmenený obraz vertikálnej distribúcie obsahov sledovaných prvkov. Zmeny pozorujeme najmä u Cu, Pb, Zn, menej u Ag. Vzhľadom na vyššie spomenuté skutočnosti, pri prvkoch Sn a Mo zmeny nepozorujeme, alebo opačne povedané, ak považujeme za priemerné obsahy hodnoty blízko hranice dôkazuschopnosti analytickej metódy, tak akékoľvek stúpnutie obsahov Sn a Mo nad túto hodnotu môžeme považovať za zmenu.

V celom vrte BT-7 môžeme pozorovať niekoľko viac-menej výrazných anomálnych zón. Prvé dve sa nachádzajú v súbore A v hĺbkach 260—360 m (Cu,



Obr. 10 Grafy vertikálne distribúcie Cu, Pb, Zn, Ag, Sn a Mo vo vrte BT-7 (bodkovaná čiara — všetky hodnoty, plná čiara — bez hodnôt väčších než $\bar{x} + 3$ s.o.).

Pb, Zn, Ag) a 410—435 m (Cu, Pb). Obe sa nachádzajú v prostredí brekcie dioritového porfýru s fragmentmi permských sedimentárnych hornín.

Najväčšie zmeny vo vertikálnej distribúcii sme zaregistrovali v súbore S, a to u Cu v úsekoch 450—500 m, 550—700 m a 750—850 m, u Pb sa najväčšie zmeny dajú postrehnúť v hĺbke 450—700 m, u Zn a Ag je to v intervale 450—650 m. Tieto zmeny vo vertikálnej distribúcii súboru S sú spôsobené viacerými anomálnymi zónami, z ktorých najvýraznejšie sú v úsekoch 450—465 m (Cu, Pb, Zn, Ag), 540—555 m (Pb, Zn) a 635—670 m (Pb, Zn).

V súbore G pozorujeme najmenšie zmeny vo vertikálnej distribúcii prvkov oproti priemerným obsahom. Príčinou je veľmi rovnomerné obsahové zastúpenie sledovaných prvkov v celom súbore, prakticky bez anomálií.

V predchádzajúcej časti geochemického vyhodnocovania vrtu BT-7 sme sa zaoberali metódami, ktoré môžeme vo všeobecnosti nazvať klasickými geochemickými metódami. V posledných rokoch však do popredia významne vystupujú metódy, pomocou ktorých sa zisťujú rôzne vzťahové závislosti jednotlivých zložiek skúmaného geologického objektu. V mnohých prípadoch nám zistenie týchto závislostí pomôže objasniť a aj kvantifikovať určité hľadané geologické informácie. Preto sme aj my pri geochemickom vyhodnotení vrtu BT-7 niektoré z týchto metód použili. Ide o korelačnú, združovaciu a regresnú analýzu.

Korelačná analýza

Význam korelačnej analýzy spočíva v zisťovaní existencie, či neexistencie vzájomnej závislosti medzi rôznymi premennými (v našom prípade medzi obsahmi sledovaných prvkov).

Pri korelačnej analýze mierou závislosti je korelačný koeficient, ktorý môže nadobúdať hodnoty od 0 (medzi veličinami neexistuje žiadna závislosť) až po +1,0 (maximálna priama závislosť) alebo po -1,0 (maximálna nepriama závislosť). V prípade existencie závislosti korelačná analýza zisťuje stupeň tejto závislosti. Táto vlastnosť bola využitá aj pri spracovávaní vzoriek z vrtu BT-7.

Pri interpretácii výsledkov korelačnej analýzy je dôležité správne zohľadniť geologicko-geochemické faktory (otázky genézy, paragenézy, horninového prostredia a pod.) ako aj matematickoštatistické faktory (veľkosť súboru a z toho vyplývajúcu hodnovernosť získaných korelačných koeficientov).

Pri výpočte korelačných koeficientov sledovaných prvkov vo vrte BT-7 sme museli zohľadniť aj geologické prostredie. Celý vrt sme preto na základe litologickej charakteristiky hornín rozdelili na päťdesiatmetrové úseky, ktoré považujeme za dostatočne homogénne geologické súbory, vhodné pre výpočet korelačných koeficientov.

Na zisťovanie hodnovernosti — významnosti korelačných koeficientov sme použili test významnosti. Pri testovaní bol použitý Fischerov vzorec (in E. MITTENECKER 1968):

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \cdot \sqrt{N-2},$$

kde t = testovacia charakteristika,
 r = testovaný korelačný koeficient,
 $N - 2$ = počet stupňov voľnosti (keď N = počet vzoriek).

Pre výsledné hodnoty korelačných koeficientov boli zistené hodnoty korelačných koeficientov, ktoré pri určitej hladine významnosti môžeme považovať už za významné (tab. 2).

Tab. 2 Hodnoty už významného korelačného koeficientu pre súbor 10 vzoriek pri rôznych hladinách významnosti

Hladina významnosti	Hodnota už významného korelačného koeficientu pre súbor 10 vzoriek
50 % (0,5)	0,25
90 % (0,1)	0,55
95 % (0,05)	0,64
98 % (0,02)	0,72
99 % (0,01)	0,77

Vzájomné vzťahy medzi predmetnými prvkami, t. j. medzi Cu, Pb, Zn, Ag, Sn a Mo vo vrte BT-7, vyjadrené korelačnými koeficientmi nám znázorňuje obr. 11. V zásade ho môžeme komentovať nasledovným spôsobom: Všetky krivky vzájomných závislostí medzi dvoma prvkami boli zostrojené na základe použitia 23 hodnôt korelačných koeficientov z 23 súborov, z ktorých každý obsahoval 10 vzoriek a predstavoval päťdesiatmetrový úsek vrtnu, až na jeden (800—865 m s 13 vzorkami).

V našom prípade sme pri posudzovaní korelácií medzi jednotlivými prvkami zohľadňovali len korelačné koeficienty prevyšujúce hodnoty $\pm 0,55$ pri hladine významnosti 90 % (0,1), čo predstavuje nasledovné stupne korelácií:

0,55—0,7 — význačný stupeň,

0,71—0,9 — vysoký stupeň,

0,91 a viac — veľmi vysoký stupeň korelácie (V. SATTRAN — B. SOUKUP 1973).

Do úvahy sme nebrali značný počet korelačných koeficientov dosahujúcich hodnoty v intervale od $-0,54$ do $+0,54$, pretože pre desaťvzorkové súbory sa vzájomná závislosť prvkov s takýmito hodnotami korelačných koeficientov len náhodne líši od nuly.

Podľa počtu významných hodnôt korelačných koeficientov môžeme dvojice prvkov zoradiť do nasledovného radu: Pb—Zn, Ag—Zn, Cu—Ag, Pb—Ag, Zn—Cu, Zn—Sn, Cu—Pb a Ag—Sn. Ostatné dvojice prvkov majú už len malý počet významných hodnôt korelačných koeficientov, preto ich neuvádzame.

Keď sa pozrieme na grafy korelačných koeficientov sledovaných prvkov (obr. 11), zistíme, že väčšina pre nás zaujímavých korelačných koeficientov (s hodnotami $\pm 0,55$ a viac) sa koncentruje do určitých výrazných zón:

prvá zóna — 250—300 m,

druhá zóna — 450—500 m,

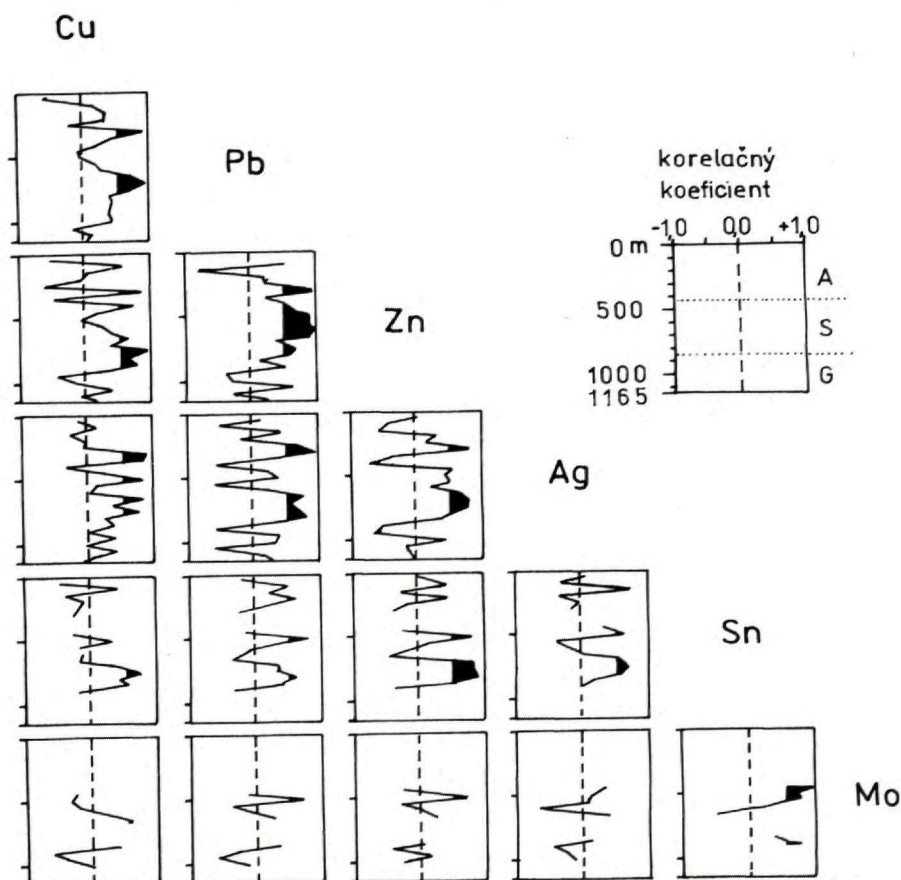
tretia zóna — 600—800 m.

Ak porovnáme tieto zóny s údajmi v predchádzajúcich častiach tohto príspev-

ku, zistíme, že vysoké hodnoty korelačných koeficientov sa viažu na geochemické anomálie. Naskytá sa nám opäť temer rovnaký obraz ako pri vertikálnej distribúcii, t. j. väčšina korelácií vysokých stupňov sa u sledovaných prvkov viaže na súbor S, s výnimkou anomálnej zóny v hĺbke 250—300 m, ktorá je v súbore A.

Združovacia analýza

Pri aplikácii združovacej analýzy sme použili metódu pár-skupinovú, ktorá pozostáva z postupného združovania do skupín, na základe matice koeficientov korelácií (tab. 3), s použitím Spearmanovho vzorca pre prepočet koeficientov podobnosti v cykloch nasledujúcich po sebe (V. SATTRAN—B. SOUKUP, l. c.).



Obr. 11 Grafické vyjadrenie zmien hodnôt korelačných koeficientov prvkov Cu, Pb, Zn, Ag, Sn a Mo vo vrte BT-7.

Tab. 3 Korelačné matice sledovaných prvkov vyčlenených súborov vrtnu BT-7

A							
Cu	1,00						
Pb	0,62	1,00					
Zn	0,32	0,66	1,00				
Ag	0,43	0,39	0,12	1,00			
Au	0,48	0,39	0,17	0,38	1,00		
Sn	0,00	0,04	-0,01	0,01	0,12	1,00	
Mo	-0,04	-0,04	-0,09	0,04	-0,03	0,37	1,00
S							
Cu	1,00						
Pb	0,10	1,00					
Zn	0,09	0,68	1,00				
Ag	0,61	0,22	0,38	1,00			
Sn	0,28	0,17	0,39	0,36	1,00		
Mo	0,13	0,09	0,37	0,40	0,64	1,00	
G							
Cu	1,00						
Pb	0,13	1,00					
Zn	-0,03	0,38	1,00				
Ag	0,04	0,16	-0,03	1,00			
Sn	-0,06	-0,43	-0,34	-0,05	1,00		
Mo	-0,24	-0,51	-0,35	-0,11	0,69	1,00	

A – súbor Andezity

S – súbor Sedimenty

G – súbor Granodiorit

Cieľom tohto postupu bolo rozdeliť sledované prvky do skupín, ktoré nám charakterizujú spoločné vystupovanie prvkov vo vyčlenených súboroch. Výsledkom tohto postupu sú dendrogramy prvkov v jednotlivých súboroch (obr. 12). Z diskusie o týchto dendrogramoch nám vyplývajú nasledovné závery:

Dendrogramy prvkov jednotlivých súborov sú vo všeobecnosti veľmi podobné. Charakteristické oddelenie dvojice prvkov Sn a Mo od skupiny prvkov Pb, Zn, Cu a Ag (Au) v súboroch A a G má svoju príčinu v genetickej príslušnosti týchto prvkov. Obsahy Sn a Mo v súboroch A a G, ktoré sú najmenej postihnuté epigenetickou rudnou mineralizáciou (pozri časť „Vertikálna distribúcia prvkov“), predstavujú pravdepodobne skutočne horninové obsahy neovplyvnené procesmi migrácie. Najvýraznejšie sa táto skutočnosť prejavila v súbore G, kde sa úroveň korelácie týchto dvoch skupín nachádza až v záporných hodnotách korelačných koeficientov. V procesoch hydrotermálnej aktivity dochádza k narušeniu týchto vzťahov, a prvky Sn a Mo vstupujú do asociácie prvkov (skupiny) typickej pre rudnú mineralizáciu zistenú vo vrte BT-7 (Cu, Pb, Zn). V akej forme do tejto asociácie vstupujú, nemôžeme presne určiť, pretože samostatné minerály, ani inklúzie minerálov Sn a Mo, neboli v iných rudných mineráloch mineralogickým výskumom zistené.

Druhou samostatnou skupinou je asociácia prvkov Pb, Zn, Cu a Ag (Au). V súboroch S a G vytvárajú spoločnú skupinu, pričom Pb a Zn vystupujú vždy

spoločne a k nim sa pripája Cu a Ag. O otázke vystupovania Au a jeho príslušnosti a väzbe k ostatným prvkom ťažko diskutovať, pretože, ako už bolo uvedené, analyticky bolo sledované len do hĺbky 580 m. Z jeho umiestnenia v denrograme prvkov súboru S sa však ukazuje väzba spolu s Ag a Cu.

Zaujímavá je väzba Ag s Cu. Samostatné minerály Ag neboli mineralogickým výskumom zistené, a tak môžeme predpokladať jeho väzbu na minerály iných rudných prvkov. Kladné korelácie Ag s Cu, Pb aj Zn (obr. 11) neumožňujú jednoznačne určiť nasilnejšiu väzbu Ag s tým alebo iným rudným prvkom. Jednoznačná väzba Pb so Zn v dendrogramoch všetkých troch súborov a spoločné vystupovanie Ag s Cu v súbore S, kde sú opísané najintenzívnejšie prejavy rudnej mineralizácie (tab. 4, 5), umožňujú prikloniť sa k názoru, že Ag je viazané na Cu-minerály, chalkopyrit a pravdepodobne minerály tetraedritovo-tenantitového radu i napriek tomu, že tieto neboli mineralogickým výskumom zistené. Keby bolo Ag viazané na galenit, prejavilo by sa to silnou a prednostnou väzbou Ag—Pb, podobne, ako to uvádza P. RYBÁR a R. ĎUĎA (1980) na ložisku Zlatá Baňa.

Regresná analýza

Poslednou matematickou metódou, využitou pri geochemickom zhodnotení vrtu BT-7, bola regresná analýza. Použili sme ju na charakterizovanie zmien

Tab. 4 Korelačná matica Cu, Pb, Zn, Ag súboru 15 vzoriek z úseku 450 – 465 m Vrtu BT-7

Cu	1,00			
Pb	-0,34	1,00		
Zn	-0,36	0,98	1,00	
AG	0,13	-0,30	-0,31	1,00

Tab. 5 Obsahy Cu, Pb, Zn, Ag z úseku 450–465 m (pólené jadro) vrtu BT-7

Por. číslo	Metráž	Obsahy prvkov (ppm)			
		Cu	Pb	Zn	Ag
1.	450–451	168	18	82	0,2
2.	451–452	42	16	54	0,2
3.	452–453	46	12	64	1,4
4.	453–454	16	16	72	1,6
5.	454–455	124	44	66	2,6
6.	455–456	146	36	74	1,2
7.	456–457	22	28	62	0,6
8.	457–458	20	275	495	0,4
9.	458–459	34	285	600	0,4
10.	459–460	18	300	575	0,6
11.	460–461	28	26	128	1,4
12.	461–462	20	44	102	0,6
13.	462–463	44	24	52	1,0
14.	463–464	122	26	46	0,6
15.	464–465	48	30	52	0,4

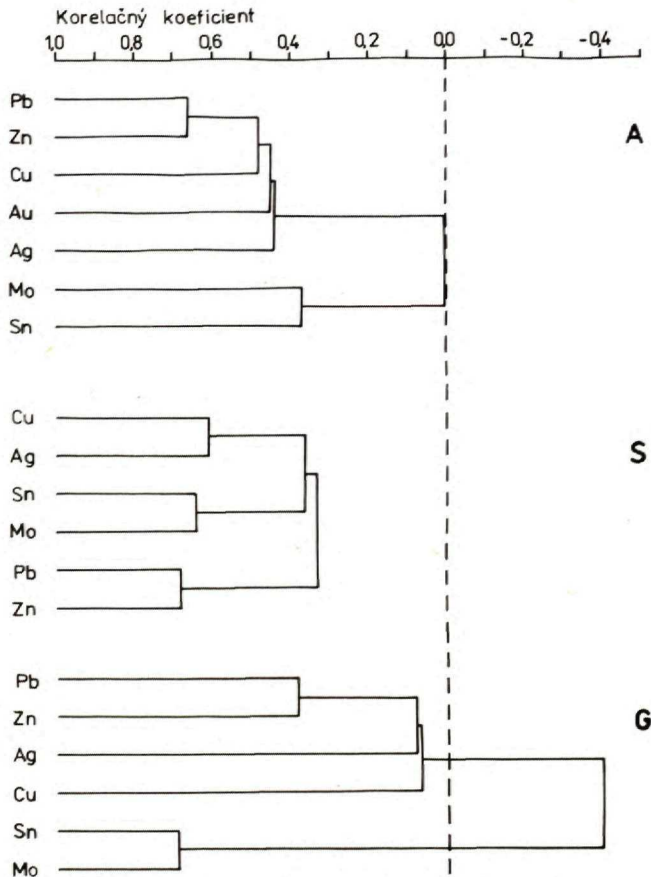
obsahov sledovaných prvkov v závislosti od hĺbky. Výpočet pre zostrojenie regresných priamok (obr. 13) sme vykonali dvoma spôsobmi, podobne ako pri vertikálnej distribúcii prvkov. V jednom prípade sme do výpočtu zahrnuli všetky hodnoty obsahov prvkov (plná čiara) a v druhom sme pri výpočte vylúčili všetky hodnoty vyššie než $\bar{x} + 3$ s.o. (bodkovaná čiara).

Sklon jednotlivých regresných priamok nám poskytol informáciu o tendencii stúpania, klesania alebo nemennosti obsahu daného prvku s hĺbkou.

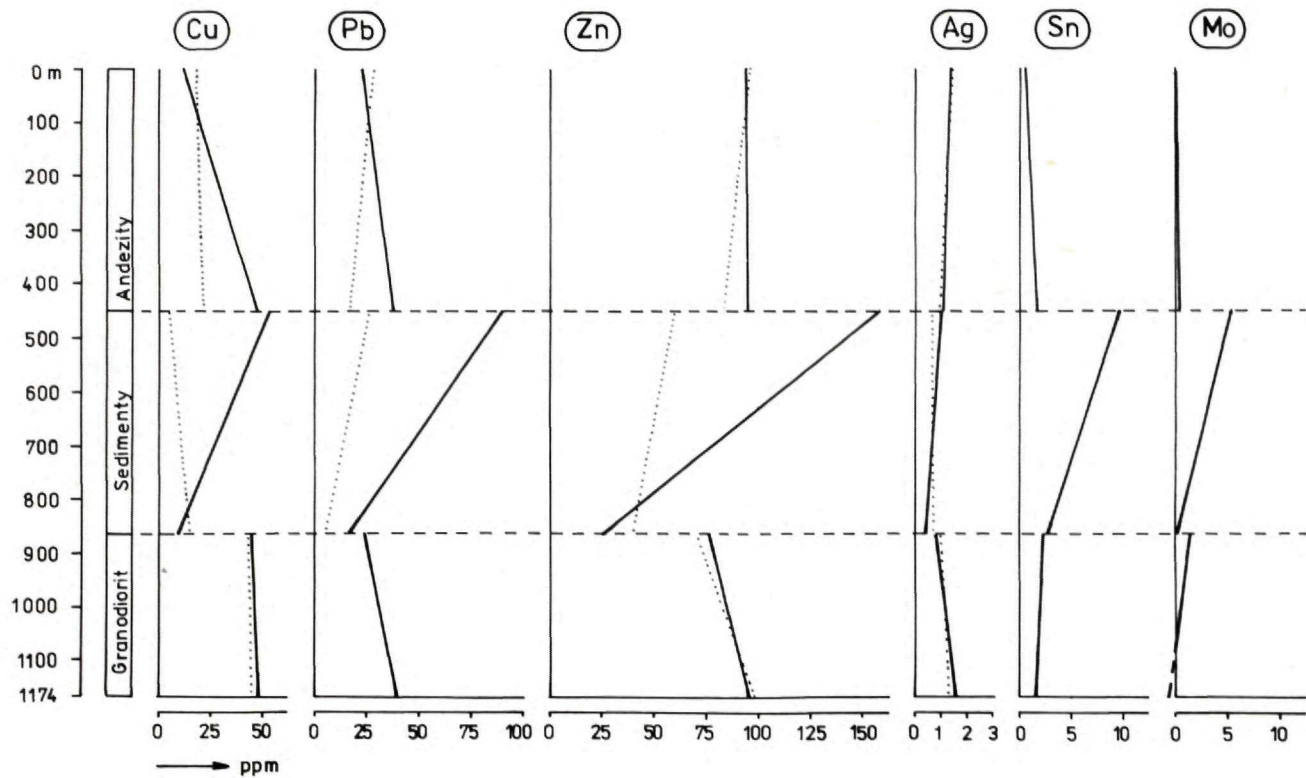
Výsledky regresnej analýzy pre jednotlivé súbory vrtnu BT-7 môžeme komentovať nasledovne:

a) Všetky hodnoty obsahov prvkov

V súbore A sme zaznamenali, okrem Ag, zvýšenie obsahov všetkých sledovaných prvkov s hĺbkou. U Cu je zvýšenie výraznejšie, menšie je u Pb, u Sn je malé a obsahy Zn, Mo sa v tomto súbore s hĺbkou prakticky nemenia.



Obr. 12 Dendrogramy prvkov Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn a Mo súborov Andezity (A), Sedimenty (S) a Granodiorit (G) vo vrte BT-7.



Obr. 13 Regresné priamky Cu, Pb, Zn, Ag, Sn a Mo vo vrte BT-7 (plná čiara — všetky hodnoty, bodkovaná čiara — bez hodnôt väčších než $\bar{x} + 3 \text{ s.o.}$).

V súbore S je situácia iná. Všetky sledované prvky, resp. ich obsahy, s hĺbkou klesajú. Táto tendencia je najvýraznejšia u Zn, výrazná je u prvkov Pb, Cu, Sn a Mo. Najmenšiu tendenciu poklesu obsahov v tomto súbore zaznamenávame u Ag.

Skľony regresných priamok v súbore G vo všeobecnosti znázorňujú iné pomery v správaní sa prvkov v závislosti od zmeny hĺbky než v predchádzajúcich súboroch. Obsahy väčšiny prvkov s hĺbkou mierne stúpajú, v poradí Zn, Pb, Ag, Cu. Obsahy Sn a Mo v tomto súbore zaznamenávajú s hĺbkou mierny pokles.

b) Bez hodnôt vyšších než $\bar{x} + 3$ s.o.

Podstatne zmenený obraz dostávame po zostrojení regresných priamok, keď sme zo súborov vylúčili hodnoty obsahov vyššie než vypočítaný prah anomálie. V niektorých prípadoch, keď v súbore neboli takéto hodnoty prítomné, priebeh regresných priamok zostal nezmenený (súbory A, S, G — prvky Sn, Mo, súbor G — prvok Pb). V iných prípadoch (Ag vo všetkých súboroch, Cu a Zn v súbore G) došlo len k minimálnym zmenám priebehu regresných priamok, čo je odrazom prítomnosti malého počtu anomálnych obsahov prvkov v týchto súboroch. Pri prvkoch (Cu, Pb, Zn) a súboroch (A, S), kde sme zaznamenali najvyšší počet anomálnych obsahov, pozorujeme najvýraznejšie rozdiely v priebehu regresných priamok. V niektorých prípadoch dochádza len k zmierneniu sklonu regresných priamok, ale niekde sa úplne mení charakter priebehu týchto priamok. Najvýraznejšie sa to prejavilo u Cu v súbore S a u Pb v súbore A, kde vylúčením anomálnych hodnôt došlo k opačnému sklonu regresných priamok.

Z porovnania týchto výsledkov s lokalizáciou jednotlivých anomálnych zón vo vrte BT-7 vyplýva, že zmeny obsahov prvkov v závislosti od hĺbky sú najvýraznejšie ovplyvňované existenciou epigeneticky hydrotermálne mineralizovaných zón.

Zhrnutie dosiahnutých výsledkov

Použitím vyššie uvedených matematických metód pri spracovaní geochemických vzoriek vrtu BT-7 sme zistili nasledovné skutočnosti:

— výpočtom základných matematickoštatistických charakteristík sme zistili rozdielnu distribúciu sledovaných prvkov vo vyčlenených súboroch.

Najvyššie priemerné obsahy dosahujú prvky Cu a Pb v súbore G, najnižšie v súbore S. Prvky Zn a Ag majú svoje najvyššie priemerné obsahy v súbore A, pričom sú však tieto veľmi blízke priemerným obsahom v súbore G. Najnižšie priemerné obsahy týchto prvkov sú opäť v súbore S. Prvky Sn a Mo majú najvyššie priemerné obsahy v súbore S, kým v súboroch A a G sa obsahy týchto prvkov nachádzajú väčšinou pod hranicou dôkazu. I v prípade súboru S však zistené priemerné obsahy prvkov Sn a Mo treba považovať vzhľadom na vyšší počet hodnôt pod hranicou dôkazu (najmä u Mo) za informatívne, skutočné priemerné obsahy týchto prvkov budú pravdepodobne nižšie.

Obsahy Bi sa v celom profile vrtu nachádzali pod hranicou dôkazu.

— V rámci jednotlivých vyčlenených súborov sme nepozorovali významnej-

šie zmeny v obsahoch prvkov okrem úseku širšieho okolia intruzívneho kontaktu granodioritu s permskými sedimentmi. Podľa obsahov prvkov Cu, Pb a Zn odhadujeme kontaktný vplyv do vzdialenosti asi 70 m do exokontaktu a 50 m do endokontaktu. Tieto skutočnosti plne korešpondujú so zistenými prejavmi intenzívnejšej turmalinizácie, ktorá bola spolu so silicifikáciou opísaná pri petrografickom výskume permských sedimentárnych hornín v úseku 800 až 865 m.

— Zo skúmania vertikálnej distribúcie sledovaných prvkov vyplýva, že sa prevažná väčšina geochemických anomálií koncentruje v intenzívne hydrotermálne premenených a mineralizovaných zónach, viazaných najmä na horninové prostredie permských sedimentov. Anomálne zóny sú tvorené prvkami Cu, Pb, Zn, menej prvkami Ag, Sn a Mo. Na základe asociácie prvkov v jednotlivých anomálnych zónach môžeme tieto rozdeliť na: anomálne zóny Pb—Zn—Cu, Pb—Zn a Cu (Ag). Prvky Sn a Mo nevytvárajú vlastné anomálne zóny, ale v niektorých prípadoch sprevádzajú svojimi zvýšenými obsahmi anomálne zóny vyššie uvedených prvkov.

— Korelačnou analýzou sme vyčlenili tri zóny (250—300 m, 450—500 m a 600—800 m), v ktorých sa koncentruje prevažná väčšina významných hodnôt korelačných koeficientov. Vyčlenené zóny významných a vysokých hodnôt korelačných koeficientov sa viažu na úseky vrty, v ktorých boli zistené geochemické anomálie. To dokazuje, že vzájomné korelačné vzťahy medzi prvkami sú v najväčšej miere určované epigenetickou hydrotermálnou rudnou mineralizáciou, ktorej prejavmi sú zistené geochemické anomálie.

— Výsledky združovacej analýzy ukázali, že sledované prvky môžeme rozdeliť do dvoch skupín: Pb, Zn, Cu, Ag a Sn, Mo. V súboroch A, ale najmä G, čiže v súboroch pomerne najmenej postihnutých hydrotermálnymi procesmi, sú vzťahy medzi prvkami znázornené zodpovedajúcimi dendrogramami odrazom len čiastočne narušených skutočných horninových obsahov prvkov.

— Z diskusie väzby Ag s ostatnými prvkami, na základe vzťahov vyjadrených v dendrogramoch, predpokladáme väzbu Ag na Cu minerály i napriek tomu, že takéto minerály neboli mineralogickým výskumom zistené (tetraedrit — tenantit).

— Z výsledkov regresnej analýzy vyplýva, že závislosť obsahov prvkov na hĺbke je najvýraznejšie ovplyvňovaná naloženou epigenetickou mineralizáciou. Tieto vplyvy sú natoľko intenzívne, že v niektorých prípadoch výrazne narušujú a prekrývajú všeobecný trend zodpovedajúci priebehu „horninových“ obsahov prvkov v závislosti od hĺbky.

Záver

Vrto BT-7 bola potvrdená existencia intruzívneho telesa charakteru granodiorit až monzodiorit, bola overená hrúbka a charakter vulkanického komplexu a bolo dosiahnuté jeho paleozoické podložie — perm maluzinského vývoja.

Vo vrte bola zistená rudná mineralizácia žilného a impregnačného typu s asociáciou prvkov Pb, Zn, Cu a Ag, Au.

Použitý komplex matematických metód pri geochemickom výskume ukázal, že za hlavné kritériá ovplyvňujúce distribúciu prvkov a ich vzájomné vzťahy môžeme považovať horninové prostredie, naloženú rudnú hydrotermálnu mineralizáciu, ale aj kontaktné účinky intrúzie granodioritu.

Vzhľadom na zistené nebilančné obsahy rudných prvkov v najvýraznejšej geochemickej anomálnej zóne (tab. 5) prognózný význam vrtu BT-7 spočíva v jeho využití pre komplexné poznanie geologickej stavby predmetného územia, v objasnení geochemickej charakteristiky horninového prostredia a rudnej mineralizácie a slúži tiež pre orientáciu nasledujúcich etáp prieskumu.

Prínos vrtu BT-7 pre metalogenézu v rudnom rajóne Pukanec—Rudno nad Hronom

1. Zistená rudná mineralizácia v súbore A (andezity) interval od 0—300 m má charakter žilnej hydrotermálnej — polymetalickej mineralizácie s prevahou sfaleritu, menej galenitu v typických kremenných a kremeno-karbonátových žilách. Uplatnila sa výrazná intermineralizačná tektonika s charakteristickou brekciovitou textúrou na žilách s úlomkami prostredia — andezitov a granodioritových porfýrov.

2. Rudná mineralizácia v prostredí paleozoických sedimentov (súbor S), hlavne v intervale 450—460 m má charakter prežilkovo-impregnačný. Agregáty pyritu v asociácii s chalkopyritom, sfaleritom a galenitom bývajú často nepravidelne rozmiestnené v premenených sedimentárnych horninách paleozoika a nepresahujú veľkosť 0,5 cm. Miestami je pyrit ztláčaný mladším chalkopyritom, galenitom, sfaleritom.

3. Intruzívne teleso (súbor G) granodioritu-monzodioritu neprejavuje známky zrudnenia, ani typu „porphyry copper“. Rudné minerály (magnetit, hematit, spekularit) sa pravdepodobne mobilizovali v magmatickom štádiu.

Vrt BT-7 limituje prognózne územie pukansko-brežských rudných výskytov, výsledky použitých petrografických, geochemických a mineralogických metód môžu slúžiť ako etalóny pre výklad mineralogicko-paragenetických a geologicko-geochemických vzťahov medzi prostredím a hydrotermálnou činnosťou v pukanskom rudnom rajóne, konkrétne v neprístupnej časti štôlne Juraj. Na základe získaných údajov môžeme považovať dajky kremeno-dioritových porfýrov za rudonosné a parageneticky súvisiace s polymetalickou mineralizáciou — podľa ich priestorového a časového vzťahu k prostrediu a podľa ich vlastnej geochemickej charakteristiky.

Literatúra

- BRLAY, A. et al. 1984: Vyhodnotenie výskumného vrtu BT-7 (Pukanec). Záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- MITTENECKER, E. 1968: Plánování a statistické hodnocení experimentů. Státní pedagog. Nakl., Praha.

- REPČOK, I. 1984: Vyhodnotenie výskumného vrtu BT-7 (Pukanec). Čiastk. záv. správa, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RYBÁR, P. — DUDA, R. 1980: Geochemická zonálnosť ložiska Zlatá Baňa. Mineralia slov., 12, 3, Bratislava, 241—254.
- SATTRAN, V. — SOUKUP, B. 1973: Použití matematických metod v geologii. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—153.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1981: Litostratigrafická klasifikácia mladšieho paleozoika hronika. Mineralia slov., 13, 5, Bratislava.

Aurel Brlay—Milan Gargulák—Karol Marsina

Geochemical Evaluation of the BT-7 Drillhole near Pukanec

Summary

The BT-7 drillhole west of the village of Pukanec proved the existence of a volcanic extrusive-intrusive complex of andesites, andesite-, diorite- and quartzdiorite-porphyrries with accompanying intrusive breccias in the overlier of the Paleozoic sedimentary rocks of the Malužina formation and an intrusive body of granodiorite to monzodiorite, in which, at the depth of 1174 m, it terminated. Epigenetic ore mineralization of Cu, Pb, Zn (Ag) associated with zones of intensive hydrothermal alterations was found in the drillhole.

Samples for geochemical research of the BT-7 drillhole were collected by grouped sampling in 5 m intervals and were quantitatively spectrally analysed for Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn and Mo (233 pieces). On the basis of petrographic exploration the samples were divided into three sets, that were processed by mathematic-statistical methods and were evaluated separately. The sets in question are:

- set of andesites (A), (0—450 m 90 samples)
- set of sediments (S), (450—865 m, 83 samples)
- set of granodiorite (G), (805—1165 m, 60 samples).

For the needs of correlation analysis and solution of vertical distribution of the followed sediments, the samples were further divided into 23 sets (50 m stretches represented by 10 samples).

By geochemical processing and evaluation of samples following mathematical methods were used:

- calculation of basic mathematic-statistical characteristics,
- correlation analysis,
- cluster analysis,
- regression analysis.

All the mathematical calculations were carried out in the Geological Institute of Dionýz Štúr (GÚDŠ) on a programmable calculator WANG 2200B.

The above-described mathematical methods applied by the evaluation of BT-7 geochemical samples discovered the following facts:

— By the calculation of basic mathematic-statistical characteristics we found different distributions of the followed elements in the sets applied. Cu and Pb exhibit the highest average contents in the G set and the lowest in the S set. Zn and Ag reach the highest average contents in the A set, but they are very near to those in the G set. Their lowest average contents are again in the G set. Elements Sn and Mo reach the highest average contents in the S set, while in the A and G sets their contents are usually under the limit of sensitivity of the analytical method used. As far as Sn and Mo contents observed in the S set are concerned, they are often under the limit of sensitivity, too (mainly Mo), their average contents given in the paper are not precise and in fact the contents are probably lower.

Bi contents in the whole profile of the drillhole were under the limit of sensitivity.

Within single sets we did not observe important changes in the element contents with the exception of the wider neighbourhood of the intrusive contact of granodiorite with Permian

sediments. According to Cu, Pb and Zn contents we estimate the contact effect to the distance of 70 m towards the exocontact and 50 m towards the endocontact. These facts fully correspond to the discovered showings of more intensive tourmalinization, that, together with silicification, was described by the petrographic research of Permian rocks in the stretch 800 to 865 m.

— From the study of vertical distribution of the followed elements it results that prevailing part of geochemical anomalies concentrates in intensive hydrothermally altered and mineralized zones associated mainly with the rock setting of Permian sedimentary rocks. Anomalous zones are represented by Cu, Pb and Zn in a lesser extend by Ag, Sn and Mo. According to element associations in single anomalous zones the latter can be divided into: anomalous zones of Pb, Zn, Cu, Pb, Zn and Cu (Ag). Sn and Mo do not form their own anomalous zones, but in some cases, their higher contents are present in anomalies of the above-mentioned elements.

— By means of correlation analysis we distinguished three zones (250 to 300 m, 450 to 500 m, 600 to 800 m) in which prevailing part of significant correlation coefficients takes place. The zones of significant and high correlation coefficients are associated with drillhole stretches in which geochemical anomalies were found. It proves that correlation relations among elements depend mainly on epigenetic ore mineralization, from which also the discovered geochemical anomalies result.

— Cluster analysis results showed that the followed elements can be divided into two groups: Pb, Zn, Cu, Ag and Sn, Mo. In the A, but mainly in the G, sets, that means in sets relatively less affected by hydrothermal processes, the relations among elements expressed by dendrograms reflect only partly changed original element contents in rocks.

— From the discussion of the association of Ag with other elements, on the basis of relations expressed in dendrograms, we assume that Ag is linked to Cu-minerals, despite the fact that such minerals (tetrahedrite-tennantite) were not discovered by mineralogical research.

— From the results of regression analysis it is clear that the dependence of element contents on the depth is influenced mainly by epigenetic mineralization. These effects are so intensive that in some cases they significantly destruct and cover the general trend corresponding to the pattern of "rock" element contents in the dependence on the depth.

Explanations of Figures

Fig. 1 Geological situation of the wider neighbourhood of the BT-7 drillhole

1—recent fluvial sediments of the Hron river (Quaternary), 2—Pliocene gravels, sands and clays in the Hron valley in the Bátovce depression, 3—nefelinic basanite (cinder cone relics and flows), 4—rhyolites, 5—effusive complex of the Priesil formation, 6—ignimbrites and pumice tuffs of the Drastvica formation, 7—effusive complex Humenica, 8—amphibole-biotite andesites of the Studenec formation, 9—Tatár intrusive complex, 10—quartzdiorite porphyry, 11—extrusion of pyroxene-amphibole andesite (Chlm type), 12—propylitized subvolcanic complex of andesites and andesite porphyries, 13—effusive complex of pyroxene andesites of the 1st stage, 14—tectonic dislocations a) known b) supposed, 15—caldera fault boundary.

Fig. 2 Schematic geological profile of the BT-7 drillhole 1—andesite, 2—andesite porphyry and breccias, 3—quartz diorite, 4—quartzdiorite porphyry, 5—diorite porphyry, 6—granodiorite to monzodiorite (Neogene), 7—polymict conglomerates, 8—clayey-sericite schists, 9—arcose, greywackes, 11—siltstones, 12—volcanoclastic greywacke (Paleozoic—Malužiná formation), 13—stretches of intensive pyritization, 14—presence of Cu, Pb, Zn sulphides.

Fig. 3 Histograms of Cu distribution in the following sets: Andesites (A), Sediments (S) and Granodiorite (G) of the BT-7 drillhole.

Fig. 4 Histograms of Pb distribution in the following sets: Andesites (A), Sediments (S) and Granodiorite (G) of the BT-7 drillhole.

Fig. 5 Histograms of Zn distribution in the following sets: Andesites (A), Sediments (S) and Granodiorite (G) of the BT-7 drillhole.

Fig 6 Histograms of Ag distribution in the following sets: Andesite (A), Sediments (S) and Granodiorite (G) of the BT-7 drillhole.

Fig. 7 Histograms of Au distribution in the Andesites (A) set in the BT-7 drillhole (striped part represents contents under the limit of sensitivity of the analytical method used).

Fig. 8 Histogram of Sn distribution in the Sediments (S) set in the BT-7 drillhole (striped part represents contents under the limit of sensitivity of the analytical method used).

Fig. 9 Histogram of Mo distribution in the Sediments (S) set in the BT-7 drillhole (striped part represents contents under the limit of sensitivity of the analytical method used).

Fig. 10 Graphs of Cu, Pb, Zn, Ag, Sn and Mo vertical distribution in the BT-7 drillhole (dotted curve—all values, full curve—without value over $\bar{x} + 3$ standard deviation).

Fig. 11 Graphic expression of Cu, Pb, Zn, Ag, Sn and Mo correlation coefficient value changes in the BT-7 drillhole.

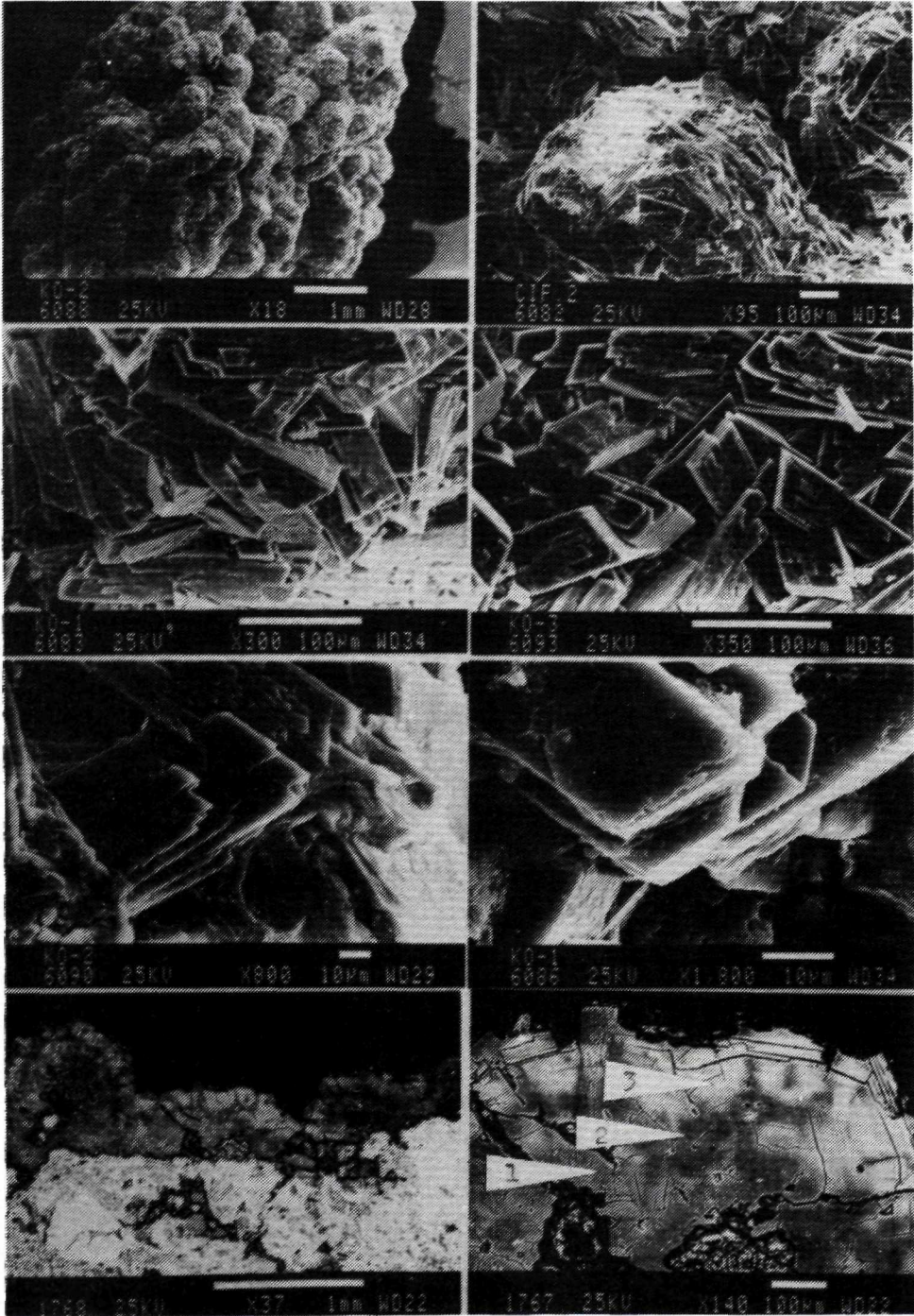
Fig. 12 Dendrograms of Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn and Mo of the following sets: Andesites (A), Sediments (S) and Granodiorite (G) in the BT-7 drillhole.

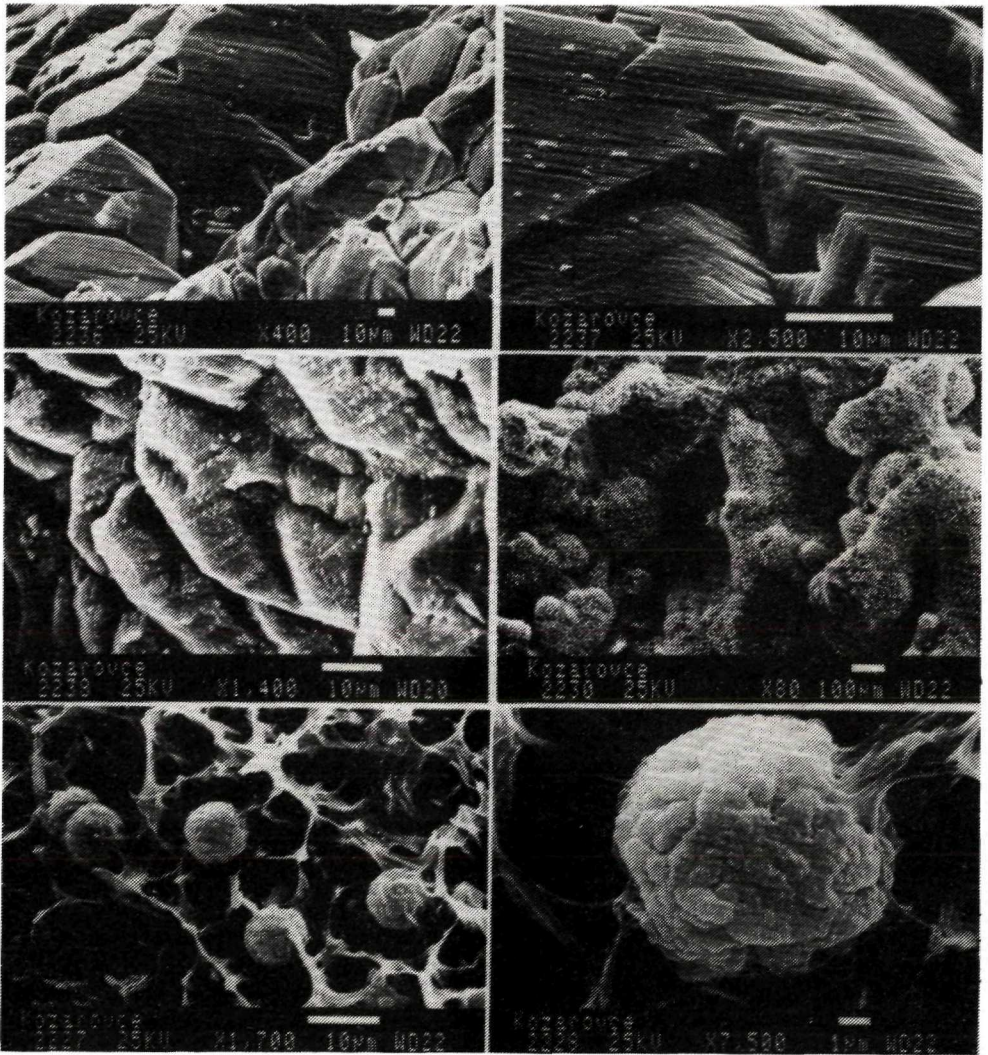
Fig. 13 Regression lines of Cu, Pb, Zn, Ag, Sn and Mo in the BT-7 drillhole (full line—all values, dotted line—without values over $\bar{x} + 3$ standard deviation).

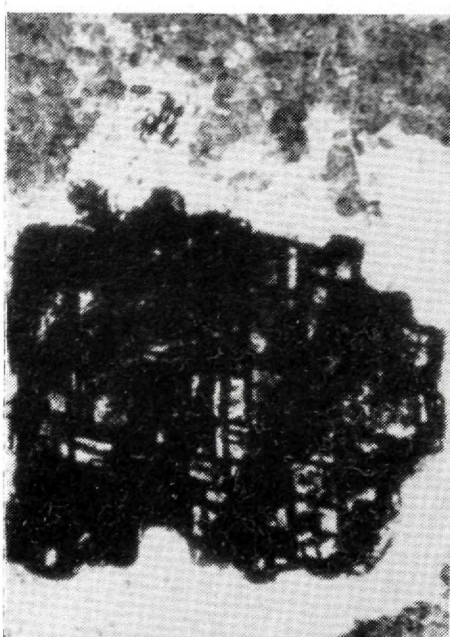
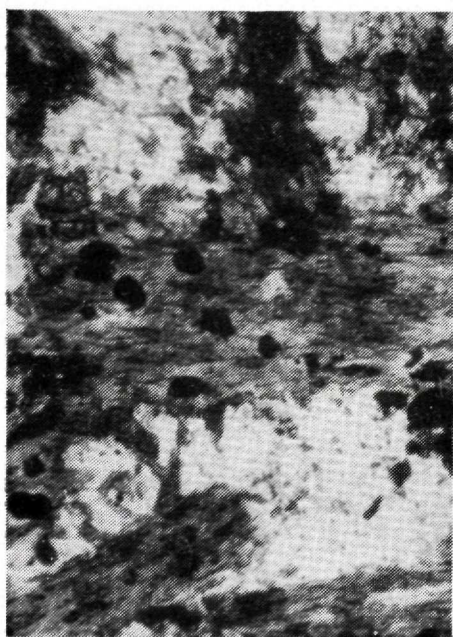
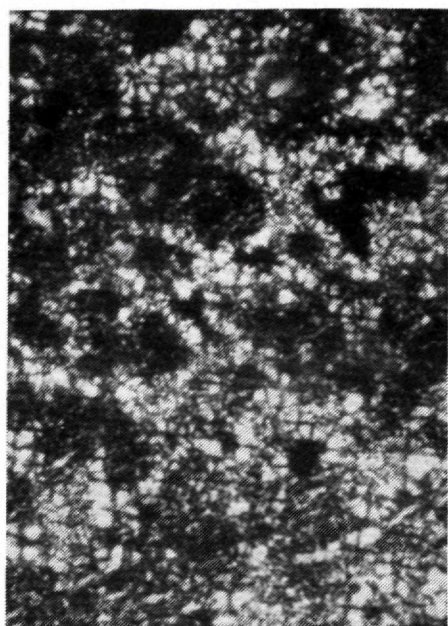
Translated by L. Böhmer

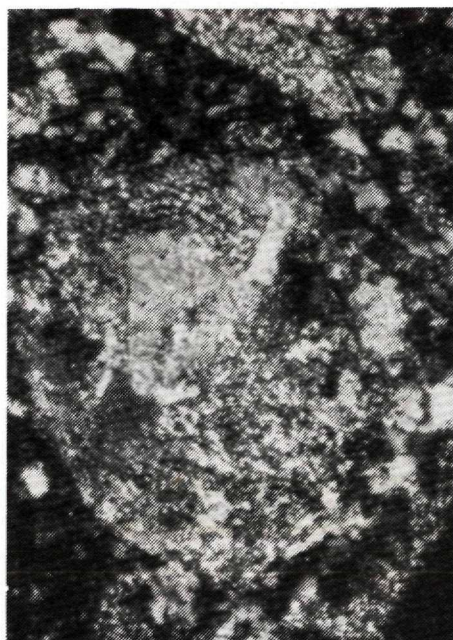
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—VIII

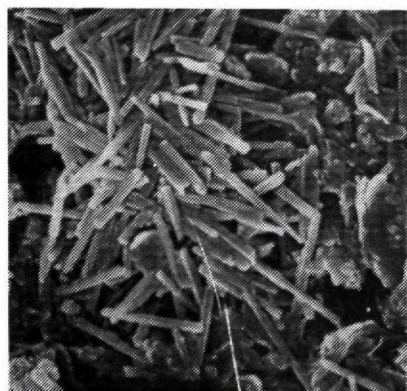
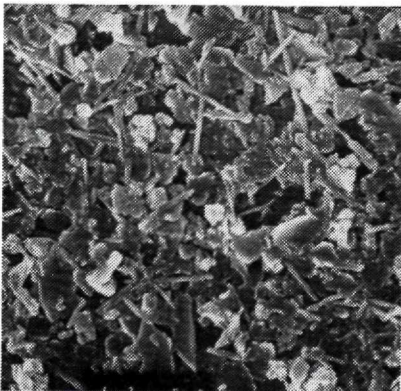
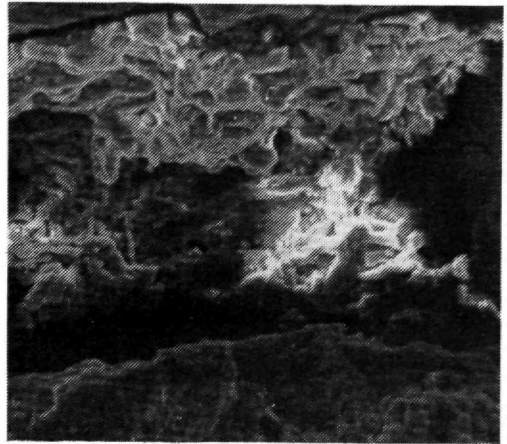
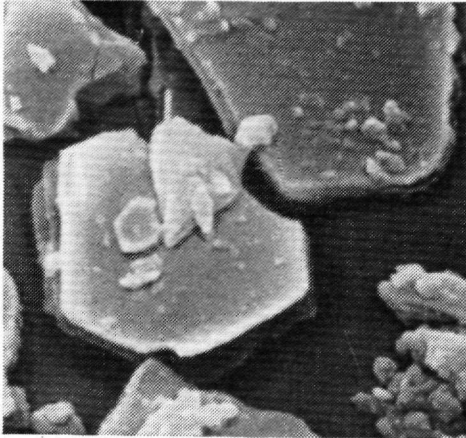
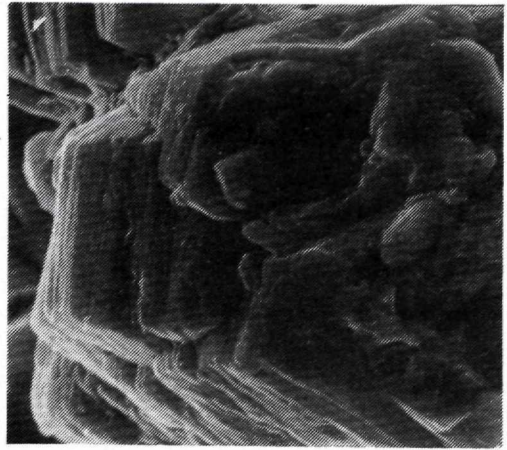
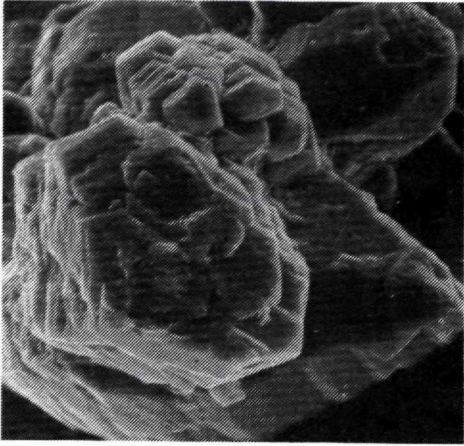
Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

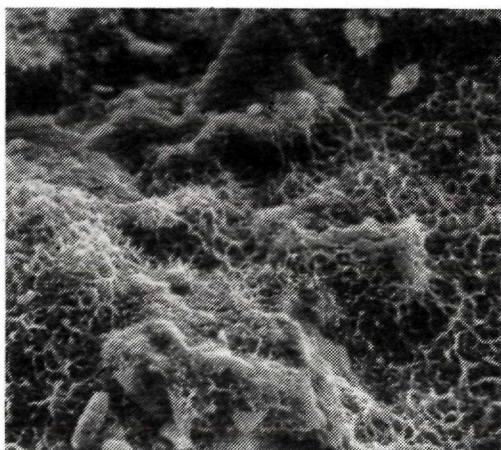
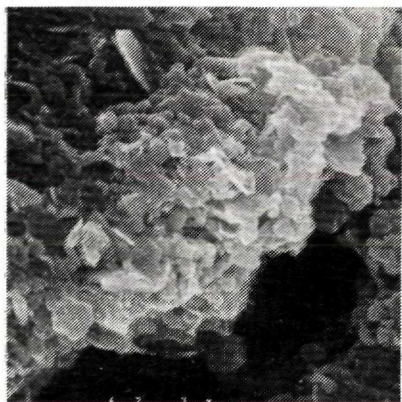
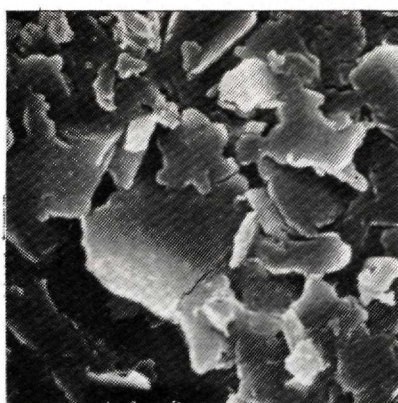
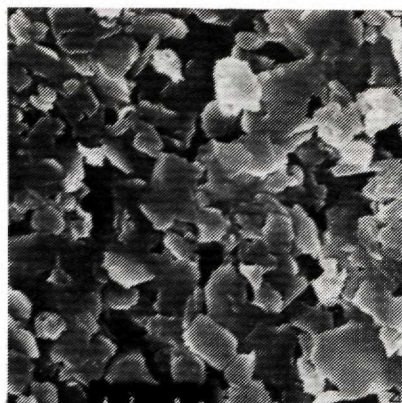


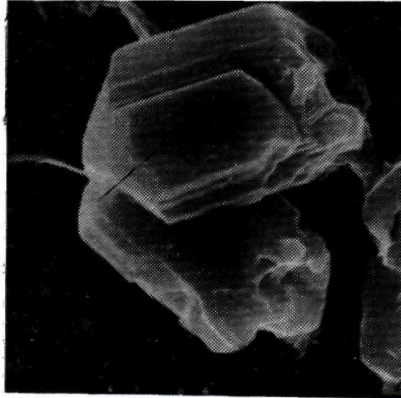
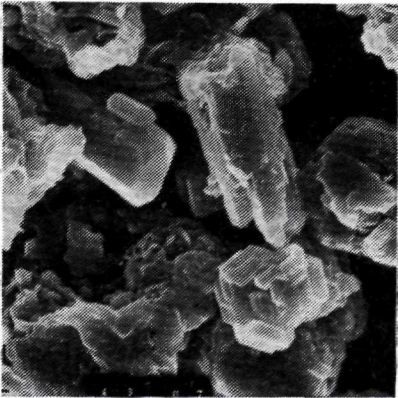
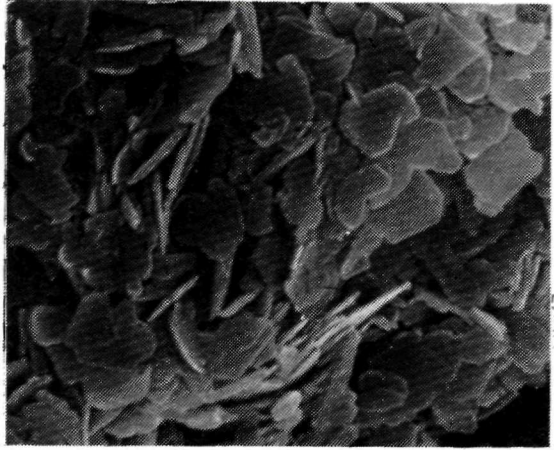
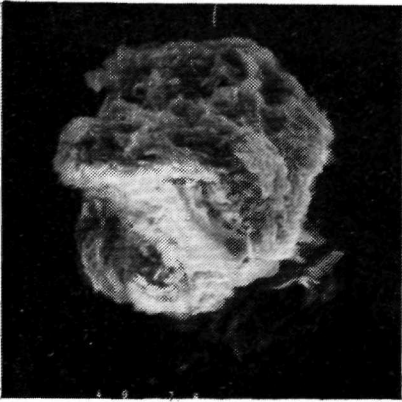
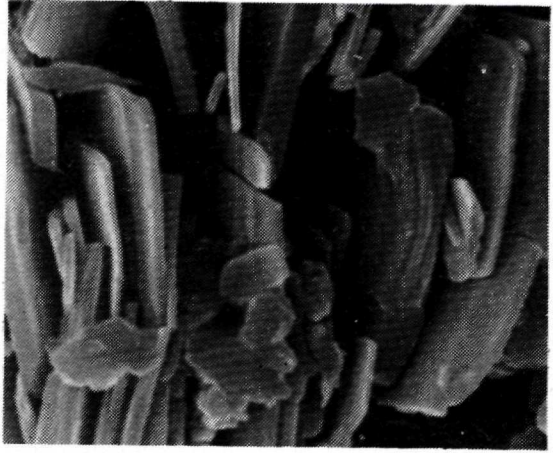
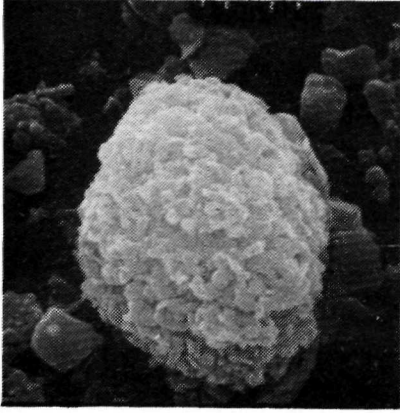


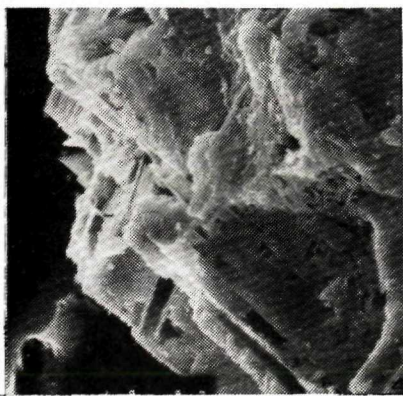
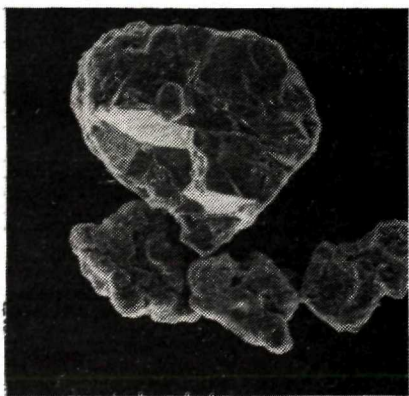
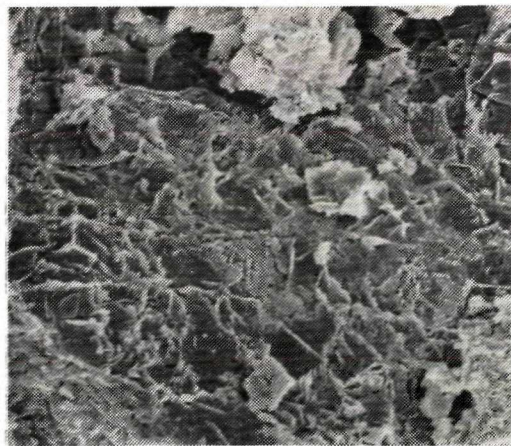
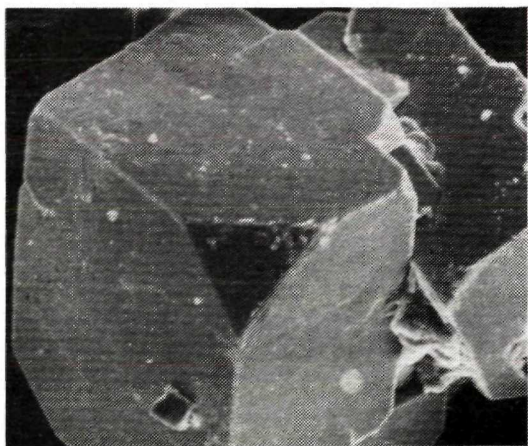
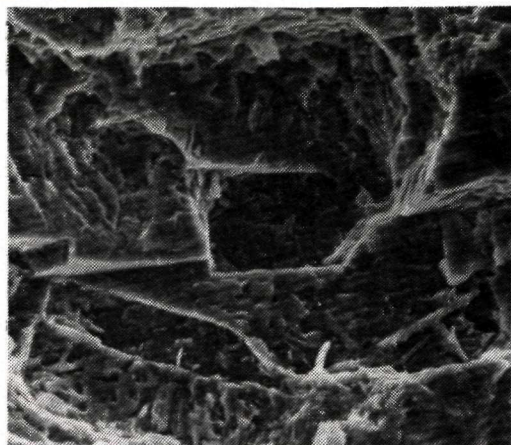
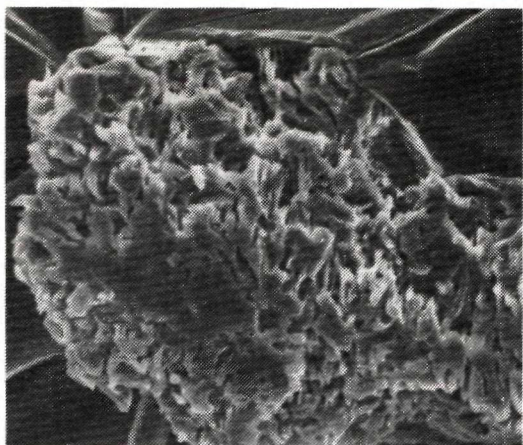










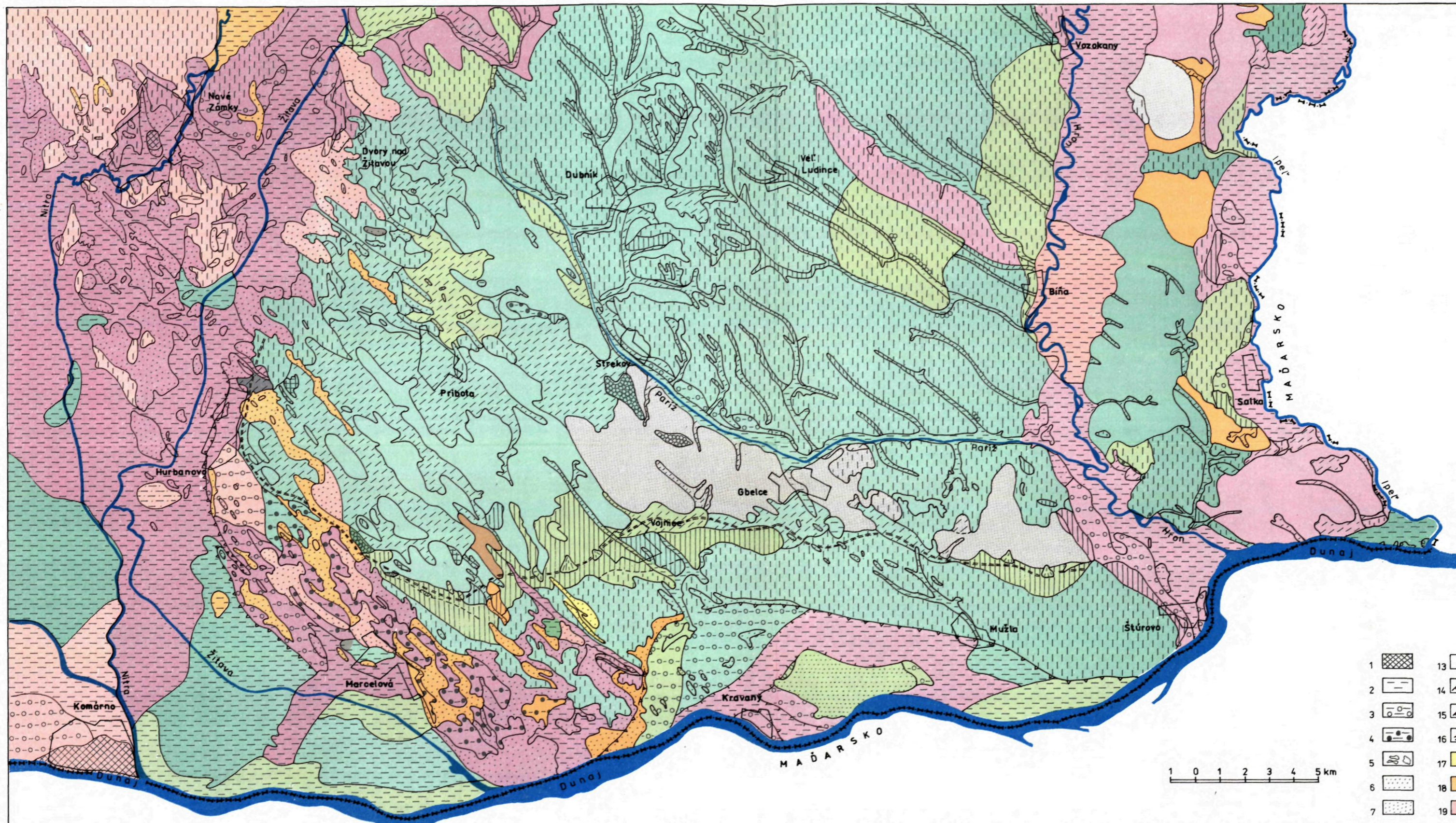


MAPA MINERÁLNEJ SILY PÔDNEHO SUBSTRÁTU JV ČASTI PODUNAJSKEJ NÍŽINY

1:100 000, Zostavil : I.Vaškovský - Z. Bedrna - E.Vaškovská, 1987

MAP OF MINERAL FORCE OF SOIL SUBSTRATUM OF THE SE PART OF THE DANUBE LOWLAND

1:100 000, Compiled by: I. Vaškovský - Z. Bedrna - E. Vaškovská, 1987



1. antropogénne umelé sedimenty (navážky); 2. holocéne fluvialne sedimenty poriečnych nív (vcelku). Prevládajú lužné, zriedkavo nivné a zasolené pôdy; 3. vrchnopleistocénne fluvialne sedimenty nižších terasových stupňov. Prevládajú lužné, zriedkavo nivné pôdy; 4. strednopleistocénne fluvialne sedimenty stredných terasových stupňov. Prevažne lužné, čiastočne černoze; 5. starokvartérne fluvialne sedimenty (vcelku). Prevažne lužné, čiastočne černoze; 6. fluvialno-eolické piesky, nivné pôdy; 7. viete piesky vápnité, prevažne mačínové pôdy; 8. spraše a sprasovité hliny, černoze, hnedozeme; 9. eolicko-deluviálne sedimenty. Prevažne černoze, zriedkavo hnedozeme; 10. deluviálne sedimenty (vcelku). Hnedozeme, černoze, hnedé pôdy; 11. reliktné (fosilné) rubifikované pôdy, hnedozeme; 12. plio-pleistocénne (prevažne jazerné sedimenty, vcelku); hnedozeme, zriedkavo rendziny; 13. predkvartérne útvary (vcelku). Hnedozeme, hnedé pôdy, rendziny; 14. zreteľná a predpokladaná hrana nižšieho terasového stupňa; 15. zreteľná a predpokladaná hrana stredného terasového stupňa; 16. predpokladané ohraničenie terasových stupňov;
Klasifikácia minerálnej sily pôdneho substrátu: 17. I₃ dve živiny (K,P) v nedostatočnom množstve; 18. I₄ jedna živina (P) v nedostatočnom množstve; 19. II₃ dve živiny (K,P) vo veľmi malom množstve; 20. II₄ jedna živina (P) vo veľmi malom množstve; 21. III₃ dve živiny (K,P) v malom množstve; 22. III₄ jedna živina (P) v malom množstve; 23. IV₃ dve živiny (K,P) v normálnom množstve; 24. IV₄ jedna živina (P) v normálnom množstve

1. anthropogenic sediments (overburdens); 2. Holocene fluvial sediments of riverine plains (on the whole). Meadow, rarely flood-plain and salt soils are predominating; 3. Upper Pleistocene fluvial sediments of lower terrace benches. Prevalingly meadow, rarely flood-plain soils; 4. Middle Pleistocene fluvial sediments of middle terrace benches. Prevalingly meadow soils, partly chernosems; 5. Early Quaternary fluvial sediments (generally). Prevalingly meadow soils, partly chernosems; 6. fluvial-eolian sands. Flood-plain soils; 7. calcareous drift sands. Prevalingly matchina soils; 8. loess (prevailing) and loess loams (rarely). Chernosems, brown earths; 9. eolian-deluvial sediments. Prevalingly chernosems, rarely brown earths; 10. deluvial sediments (generally). Brown earths chernosems, brown soils; 11. relict (fossil) rubefied soils, brown earths; 12. Pliocene-Pleistocene (prevailingly lacustrine) sediments (generally). Brown earths, rendzinas; 13. Pre-Quaternary formations (generally). Brown earths, brown soils, rendzinas; 14. distinct and supposed edge of the lower terrace bench; 15. distinct and supposed edge of the middle terrace bench; 16. supposed borders of terrace benches;
Classification of mineral force of soil substratum: 17. I₃ two nutrients (K, P) in insufficient amount; 18. I₄ one nutrient (P) in insufficient amount; 19. II₃ two nutrients (K, P) in very small amount; 20. II₄ one nutrient (P) in very small amount; 21. III₃ two nutrients (K, P) in small amount; 22. III₄ one nutrient (P) in small amount; 23. IV₃ two nutrients (K, P) in normal amount; 24. IV₄ one nutrient (P) in normal amount;

1 B 104a

Geologický ústav Dionýza Štúra
- NOVÉ INFORMÁCNE STREDISKO
Mlynská dolina 1
04 BRATISLAVA
l.č. 283/1988