MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 8 • ČÍSLO 3

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1976

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA.

OBSAH — CONTENTS

Ján Ilavský — Vladimír Sattran: Náčrt metalogenézy Československa — Sketch of metallogeny of Czechoslovakia 193
Bedrich Gaža — Milena Beinhauerová: Príspevok ku geológii zlatomoravského zálivu — Of the geologie of the Zlaté Moravce bay (Danube Basin) . . . 221
Vojtech Zorkovský: Petrograficko-chemická povaha valúnov bázických hornín v upohlavských zlepencoch — Beitrag zur Kenntnis des petrographischen Charakters der als Gerölle in den Upohlav-Konglomeraten der Klippenzone der Westkarpaten verkommenden basischen Gesteine 241
Ladislav Varga: K výskumu filtračných porúch na Dunaji — Remarks to the investigation of filtration disturbances at the Danube 263
Eduard Ralbovský: Ďalšie výskyty chalkostibitu v severozápadnej časti Nízkych Tatier — Aditional occurrences of chalcostibite in the nortwestern part of the Nízke Tatry Mts. 273

METODIKA VÝSKUMU

M. V. Čebotarev: Zdokonalenie metodiky vyhľadávania a hodnotenia ložísk cínu — dôležitý faktor zvyšovania efektívnosti prác 279

KONFERENCIE

Medzinárodné sympózium o kaolíne v NDR *(I. Kraus)* 287

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Michal Kaličiak et al: Vulkanizmus a metalogenéza Slanských vrchov . . . 240

MINERALIA SLOVACA

Vol. 8
(1976)
No 3
193—288

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

NÁČRT METALOGENÉZY ČESKOSLOVENSKA

(12 obr. v texte)

J. ILAVSKÝ — V. SATTRAN*

Sur la métallogénie de la Tchécoslovaquie

Contribution présentée ici est en principe note explicative de la Carte métallogénique de la Tchécoslovaque en échalle 2,5000.000 laquelle a été faite par les auteurs en 1966, et qui est en train d'etre publiée par UNESCO-BRGM à Paris.

Príspevok je vysvetľujúcim textom k metalogenetickej mape Európy v mierke 1 : 2 500 000, ktorú v ostatných rokoch vydáva tlačou UNESCO v Paríži.

Text a mapky k nemu sú zostavené na základe princípov francúzskej metalogenetickej školy, ktoré kodifikoval P. Laffitte (1966). Ako základ sa používajú kritériá členenia na metalogenetické oblasti (aires) s metalotektmi, t. j. podmienkami vzniku a lokalizácie ložísk. Oblasť (aire) v zmysle P. Laffitta zaberá časť zemského povrchu, ktorého rozsah presahuje 100 km^2 a na ktorom sa prejavujú rovnaké metalogenetické procesy. V istej metalogenetickej oblasti existuje jeden, dva, príp. aj viac regionálnych metalotektov, t. j. procesov sedimentácie či magmatickej činnosti alebo tektonickej aktivity, ktoré vyúsťujú v tvorbe určitého typu ložísk nerastných surovín. V prípade, že sú rozmery príslušného teritória menšie ako 100 km^2, ide o rudný dištrikt (rajón). V určitom zmysle je takéto členenie blízke poňatiu „petrometalogenetických provincií", ktoré bolo už skôr rozpracované aj u nás (V. Sattran — J. Klomínský 1970).

* RNDr. Ján Ilavský, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

RNDr. Vladimír Sattran, CSc., Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1.

Všeobecná geologická charakteristika územia

Územie Československa možno rozčleniť na dve veľké geologickoštruktúrne jednotky:

1. Český masív v širšom slova zmysle a
2. Západné Karpaty ako časť zvrásnenej geosynklinálnej alpínskej sústavy Európy.

Každá z týchto dvoch jednotiek má svoj osobitný stavebný štýl a nezávislý geologicko-tektonický vývoj. Mladohercýnska kratogénna oblasť, ktorá sa skladá z posthercýnskych sedimentárnych formácií, tvorí polygonálny blok nazvaný pevné jadro Českého masívu. Táto platforma svojím rozsahom presahuje územie Čiech a Moravy a pokračuje do okolitých susedných krajín. Budujú ju kryštalické komplexy rozličného veku, a to: moldanubikum, ktorého najstaršie prvky boli zastihnuté v oblasti bruníd, kde granitoidy vykazujú izotopický vek až 1000 mil. rokov, oblasť Teplej a barandienskeho bazénu, saxoturingikum, sudetikum, silezikum a moravikum. Takmer všetky uvedené oblasti majú v stredných hĺbkach granitoidné intrúzie, ktoré vychádzajú na povrch v podobe izolovaných plutónov (Krušné hory — Erzgebirge, Stredočeský masív, moldanubikum, brnenská vyvrenina — vulkanického typu, Krkonoše, Železné hory a Sliezsko). Na tomto podklade ležia v zóne rieky Ohře (Eger) a pohoria České stredohorie v zóne povodia rieky Labe (Elbe) a Lužice (Lusace) sedimenty kriedy a terciéru ako pokryvy platformy. V tejto oblasti sa rozvinul aj intenzívny platformový vulkanizmus, a to najmä v oblastiach Doupovských hôr a Českého stredohoria.

V oblasti zvrásnených alpínskych pohorí na území Západných Karpát sa rozlišuje značný počet pozdĺžnych zón, z ktorých každá sa vyznačuje rozličnou geologickou stavbou (D. Andrusov 1968). Ide o externé zóny (vonkajšie), ktoré ležia na sever od bradlového pásma, centrálne zóny, ktoré ležia na juh od bradlového pásma, a vnútorné zóny, ktoré ohraničujú Karpaty na južnej strane voči panónskemu masívu. V detailoch ide o nasledujúce geotektonické zóny:

— Zónu predkarpatského neogénu, ktorý má jednak autochtónny ráz a tiež zvrásnený charakter a leží na rozlámanej predhlbni Českého masívu na východnej Morave.
— Flyšovú zónu, ktorú budujú formácie mezozoika a najmä paleogénu.
— Bradlovú zónu, veľmi úzku a lineárne vytiahnutú pozdĺž Karpát, ktorá reprezentuje pozdĺžny hlbinný lineament a hranicu medzi Karpatmi a severoeurópskymi platformami (včítane Českého masívu). Táto zóna sa skladá hlavne z mezozoických a paleogénnych formácií.
— Zónu fatrotatríd, ktorú budujú jednak masívy kryštalických a granitoidných hornín variského a predvariského veku, ako aj z karbonátových hornín mezozoika. Malé vnútorné bazény vypĺňajú útvary paleogénu.
— Zónu veporíd, ktorú budujú kryštalické bridlice paleozoického veku, ako aj masívy granitoidných variských hornín. Malé vnútorné bazény vypĺňajú útvary paleogénu a miocénu.
— Zónu gemeríd, ktorá má osobitný ráz, pretože sa skladá zo slabo metamorfovaných vulkanosedimentárnych formácií kambrického až jurského a kriedového veku. Okrajové časti tejto zóny pokrývajú sedimentárne alebo vulkanogénne formácie terciérneho veku.

— Vnútornú alebo neovulkanickú zónu, ktorá ohraničuje Západné Karpaty voči panónskemu masívu. Tá je charakteristická sedimentmi oligocénu, miocénu až kvartéru, ktoré sa striedajú s početnými obzormi vulkanických hornín v miopliocéne až kvartéri.

Základné črty geologickej stavby teritoriálnych jednotiek

A. Český masív

V oblasti moldanubika sa prejavila výrazne predkambrická orogenéza významná metamorfózou, ako aj magmatizmom (ultrabázické horniny na okrajoch granulitových telies južných Čiech a južnej Moravy). Časové vzťahy medzi predkambrickou orogenézou moldanubika a asyntskou orogenézou, ktorá postihla proterozoické sedimenty stredných Čiech, Železných hôr, Krušných hôr, sudetika, silezika, nie sú však ešte celkom objasnené (T. B u d a y et al. 1960). Okrem toho sa do asyntskej (prípadne až do kaledónskej) orogenézy začleňujú aj komplexy eruptívnych hornín bázického a intermediárneho zloženia brnenskej vyvreniny, masív povodia rieky Dyje, ortoruly Krušných hôr a okrajové časti moldanubika. Asyntské vrásnenie postihlo uvedené horninové komplexy počas viacerých fáz (spodnoalgonkická, vnútroalgonkická až bajkalská).

Na Morave v oblasti starého bloku označovaného ako brunnia sa vyskytujú doteraz najstaršie horniny Českého masívu. Izotopický vek tunajších granitov je 1000 až 1050 miliónov rokov. Aj keď sú výsledky izotopických výskumov zatiaľ iba predbežné, je viac-menej isté, že okolie brnenskej vyvreniny patrí k najstaršej časti Českého masívu (stredné prekambrium).

V Českom masíve sú prejavy kaledónskej orogenézy len slabo zastúpené a obmedzili sa iba na jeho severovýchodnú časť (sudetikum a silezikum), avšak napriek tomu sú i v týchto regiónoch prejavy kaledónskych orogénnych procesov dokázateľné.

Variská orogenéza hrala veľmi dôležitú úlohu vo všeobecnej konfigurácii Českého masívu. Tieto orogénne procesy sa prejavili v celom rozsahu Českého masívu a spôsobili jeho konsolidáciu do podoby pevného bloku. Jadro Českého masívu sa často pokladá za vnútornú zónu variscíd (variská zóna moldanubika), najmä pre magmatizmus tonalitov, ktoré bývajú typickými v axiálnych zónach (Narbenzone). Z tohto hľadiska sú potom saxoturingikum a sudetikum externými zónami, vyznačujúcimi sa intenzívnou metamorfózou a intrúziami kyslých anatektických adamelitov a granitov. Po ukončení variskej stabilizácie sa na Český masív usadili komplexy karbónu a permu a neskôr sedimenty cenomanu a senónu. Neskoršie sa usadili v izolovaných bazénoch na rozličných miestach sedimenty eocénu až pliocénu.

Permokarbónske sedimenty obsahujú polohy čierneho uhlia, čo je typické najmä pre saxothuringikum, silezikum a sudetikum. Miogeosynklinálne podmienky boli charakteristické pre uhoľné poľsko-sliezske bazény, kde prebehlo mediotypné vrásnenie. Naproti tomu v Čechách ide v perme a karbóne o limnické sedimenty, ktoré neboli neskoršie zvrásnené. V moldanubiku a moraviku sa perm a karbón uložili len v priekopách pozdĺž blanickej alebo boskovickej brázdy, ktorých smery sú okolo 1—2 h.

Rozloženie kriedy v Čechách ovplyvnila predispozícia dvoch labilných zón v pevnom bloku Českého masívu: a to v zóne Ohře — České středohoří a v zóne Labe — Lužica.

Účinky alpínskej orogenézy v epivarískej platforme Českého masívu sa prejavili saxonskými pohybmi v období krieda — paleogén — miocén. Bola to veľmi intenzívna zlomová tektonika s flexúrami v sedimentoch spodnej kriedy.

Treťohorné bazény majú veľmi mocné sloje lignitov a nachádzajú sa hlavne na južných okrajoch Krušných hôr v zóne Ohře — České středohoří. Alkalický vulkanizmus platformového typu má mladotreťohorný vek a i on sa viaže na saxonskú tektoniku a pohyby.

B. Západné Karpaty

Geotektonický vývoj karpatskej sústavy sa odohrával odlišným spôsobom. Najstaršie formácie, ktoré patria najpravdepodobnejšie k predkambrickým epochám, sú skryté v metamorfovaných horninách kryštalických jadier fatrotatríd. Ide o ruly a migmatity so zriedkavými polohami amfibolitov, ktoré boli viackrát regionálne metamorfované, a to do fácií amfibolitov a rúl, hlavne počas najstarších epoch, zatiaľ čo v alpínskej epoche tieto horniny postihla slabá retrográdna metamorfóza či diaftoréza (Vysoké Tatry, Malá a Veľká Fatra, Považský Inovec, Tríbeč atď. — D. Andrusov 1968; A. Klinec 1973).

Eopaleozoické formácie (kambrium — silúr) zastupuje gelnická séria v zóne gemeríd, kde bola niekoľkokrát slabo metamorfovaná do fácie chloritických bridlíc. V zóne veporíd ide o granatické svory až ruly a migmatity, ktoré na základe palinologických štúdií a izotopických analýz síry patria do kambrio-silúru (J. Kantor — A. Klinec 1972).

Primárne išlo o morské staropaleozoické sedimenty typu bridlíc, pieskovcov, kvarcitov, grafitických bridlíc, vápencov, dolomitov, ktoré sa striedajú s lávovými výlevmi kyslého zloženia (porfýry, kremité porfýry), ako aj bázickými vulkanitmi (dolerity, diabázy až porfyrity). Ako sa zdá, primárnymi členmi morských sedimentov sú aj sideritové a magnezitové horniny, zatiaľ čo ložiská a zrudnenia sulfidických rúd, ktoré sú stratiformného typu, v tejto sérii súviseli s bázickým vulkanizmom, ktorý sa opakoval v celkovom stratigrafickom profile gelnickej série tri až štyrikrát (J. Ilavský 1974). V dôsledku varískej a neskôr alpínskej metamorfózy, ktoré sa však v zóne gemeríd odohrali slabšou intenzitou než v zóne veporíd, je dnešný vzhľad a charakter hornín týchto dvoch zón veľmi rozdielny.

Formácie kambricko-silúrskeho veku sú známe aj zo zóny fatrotatríd (Malé Karpaty, Tríbeč), avšak tu bol charakter primárnych (predmetamorfných) sedimentov o niečo odlišnejší. Grafitické a chloritické bridlice sú tu častejšie, pretože sa intenzívnejšie rozvinul bázický vulkanizmus (A. Klinec 1973).

Zdá sa, že silúrsku sedimentáciu prerušila takonská fáza kaledónskej orogenézy. To je doložené miestami diskordantnou a transgresívnou pozíciou devónu na kambrio-silúre, ktorý je zvrásnený oveľa intenzívnejšie. Avšak kaledónsky cyklus nebol kompletný, pretože nie je zastúpené ani orogénne štádium s plutonitmi, ani finálne štádiá s molasami (O. Fusán 1957).

Varísky cyklus sa začal v zóne gemeríd fylitovo-diabázovou sériou (rakoveckou), ktorej vek je devónsky (D. Andrusov 1968). Táto séria je slabo metamorfovaná (facies chloritických bridlíc až facies amfibolických bridlíc).

Avšak v zóne veporíd dosiahla metamorfóza stupeň rúl a granatických svorov až migmatitov. V zóne fatrotatríd sú fácie devónu úplne odlišné. Ide o karbonátové a bridličnaté horniny, kým v gemeridách a veporidách sú zastúpené gabrá, diabázy, porfyrity s polohami tufov, tufitov a sedimentov typu bridlíc, pieskovcov, kvarcitov, dolomitov, sideritov, magnezitov a vápencov.

Sedimentácia a ofiolitový vulkanizmus variskej eugeosynklinály boli prerušené variským vrásnením (sudetská až bretónska fáza), ktoré sprevádzali synorogénne až serorogénne intrúzie granitoidov prenikajúce do kryštalických bridlíc vo všetkých jadrových pohoriach fatrotatríd a veporíd (izotopický vek granitoidov je 380—320 mil. rokov — J. Kantor 1961). Zdá sa, že v tejto epoche existovali v Západných Karpatoch lineárne karpatské smery štruktúr (SV — JZ, V — Z).

Vrchný karbón spočíva s uhlovou diskordanciou na starších sériách a má detritický, postorogénny (molasový) charakter vo všetkých centrálnych zónach fatrotatríd, veporíd, gemeríd. Prvá výrazná inverzia reliéfu, zdvihy kryštalických jadier spôsobili vznik hlbokých pozdĺžnych zlomov na ich okrajoch, po ktorých došlo k bázickému až ultrabázickému vulkanizmu submarinného typu (D. Andrusov 1968, M. Maheľ et al. 1967).

Sedimentáciu vrchného karbónu Karpát prerušili vrásnivé pochody saalskej fázy, čo viedlo k vynoreniu paleokarpát, hlavne ich centrálnych zón. V dôsledku toho spočíva perm s uhlovou diskordanciou na karbóne alebo na kryštaliniku a granitoidoch. Vývoj permu bol detritický, suchozemský a má niekoľko obzorov bázických až intermidiárnych a kyslých efuzív, ako aj vnútroformačné skryté diskordancie (orogenetické fázy neskorosaalské, prefalcké).

Treba povedať, že sa v tomto štádiu ukončievali aj procesy konsolidácie granitoidných masívov centrálnych zón Karpát, čo dokazujú izotopický vek pegmatitových žíl so sulfidmi Mo, Sb, Pb, Zn, Cu atď. (220 — 180 mil. rokov — J. Kantor 1961).

Zatým nasledoval vývoj alpínskej geosynklinály, najmä v centrálnych zónach Karpát. Vidíme v nej kompletný stratigrafický sled od spodného triasu po strednú kriedu (alb.) Prevládajú karbonátové fácie. Malé detritické polohy a úseky vidno vo vrchnom triase a v spodnej jure (labynská a salairská vrásnivá fáza). Poklesnutie dna geosynklinály v Karpatoch viedlo k vzniku hlbokých trhlín v kôre na jej okrajoch a po nich k bázickému až ultrabázickému vulkanizmu v spodnom triase, potom v strednom triase, ako aj v jure, a to najmä v okrajových zónach karpatskej geosynklinály (gemeridy na juhu, externé zóny na severe).

V priebehu strednej a vrchnej kriedy sa odohrali hlavné alpínske orogénne fázy (austrická, subhercýnska, laramická) a v centrálnych zónach vznikli príkrovy a presunuli sa na sever. V tom istom čase v externých zónach pokračovala karbonátová a flyšová sedimentácia, prerušovaná občas vulkanizmom alkalických bázik, ako sú tešinity, pikrity, limburgity (D. Andrusov 1968).

Orogenetické procesy a zdvihy centrálnych zón sprevádzala reaktivácia plutonizmu, ako aj metamorfóza, čo viedlo k rekryštalizácii v jadrách a regenerácii metalogenetických procesov. Tak došlo k druhej významnej inverzii reliéfu a zdvihu mezokarpát, a to hlavne pod vplyvom laramskej a pyrenejskej fázy alpínskeho orogénu. Preto paleogén spočíva transgresívne na príkrovoch okolo všetkých jadrových pohorí centrálnych zón a má detriticko-flyšové fácie.

Neoalpínske fázy vrásnenia (sávska) zapríčinili zdvih centrálnych Karpát

do formy alpského pohoria a v dôsledku toho ustúpilo more na okraje neokarpát. Miocén bol už vyvinutý na severe a juhu centrálnych zón, a to buď v podobe sedimentov alebo vulkanických hornín (okrajové poruchy pozdĺž južných hraníc Karpát).

V priebehu pliocénu nadobudla konfigurácia Karpát približne dnešný ráz. More paratethydy zmizlo definitívne, dôrazne zdvihy pohorí trvajú až dodnes, čo sa prejavuje javmi slabej seizmicity v okrajových zónach (lineamenty bradlového pásma, rábsko-dunajská línia — O. Fusán et al. 1971).

Metalogenetické jednotky

Rozdelenie metalogenetických jednotiek na provincie, oblasti a dištrikty (J. Koutek 1964; J. Ilavský — V. Sattran 1966) dovoľuje na území Československa rozoznávať:

1. metalogenetickú provinciu Českého masívu,
2. metalogenetickú provinciu Západných Karpát.

Tieto provincie pokrývajú nielen naše územie, lež aj okolité krajiny. Zo stanoviska geológie a jej vývoja ide o komplexné jednotky polycyklického vývoja a zo stanoviska pôvodu kovov sú heterogénneho charakteru.

V úsilí vydeliť jednotky monoparagenetického typu alebo jednotky polyparagenetického charakteru, ale závislé od jednotného aktu plutonizmu či vulkanizmu alebo sedimentárnych procesov, vyčleňujeme na území Československa 19 oblastí. Ich zoznam uvádzame v tab. 1. Metalogenetické procesy, ktorých výsledkom bol vznik týchto 19 oblastí, boli pod vplyvom rozličných druhov metalotektov, ktoré uvedieme nižšie.

A. *Metalotekty viažúce sa na magmatizmus, metamorfizmus a tektoniku predvaríských cyklov* (predvaríska endogénna metalogenéza) (oblasti 1, 2 a čiastočne 3 a 4 B; obr. 1 a 9)

Predvarískemu magmatizmu, metamorfóze a tektonike možno pripísať len malú časť zrudnení, hoci rozsah a účinky asyntskej (až kaledónskej?) metamorfózy a intrúzií sú značne veľké. Tieto relácie sa ukazujú najmä pri vulkanických bázických a ultrabázických horninách (oblasť 1). V 1. oblasti sa vyskytujú malé zrudnenia niklonosného pyrhotínu, ako aj mineralizácie medi a kobaltu (lokalita Ransko v Železných horách, J. Pokorný (1969), ako aj koncentrácie ilmenitu (vrch Špičák v Orlických horách).

K tomuto ultrabázickému zrudneniu možno pričleniť aj koncentrácie Ni, ktoré vznikli lateritickým rozkladom predvarískych peridotitov moldanubika (typ Křemže).

V moldanubiku, ako aj v Krušných horách možno pričleniť k syntektonickým, prípadne až neskorotektonickým predvarískym granitoidom železnaté skarny (V. Zemánek 1957).

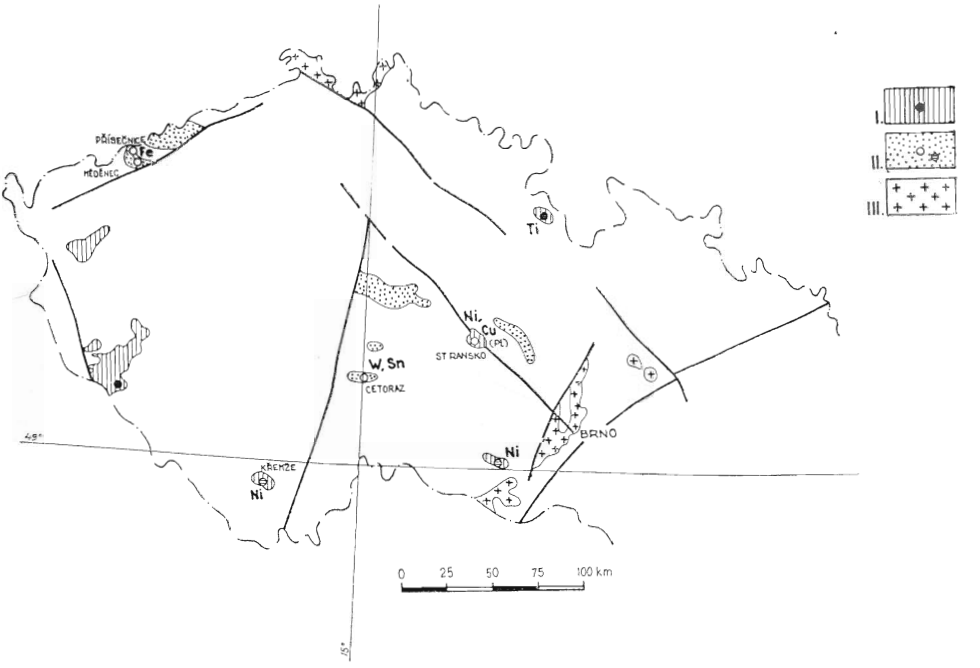
Železité skarny, ktorých genéza je veľmi zložitá, záviseli jednak od litológie a jednak od metamorfózy. Pozícia impregnácií kasiteritu pri Novom Městě pod Smrkem je síce jasná geologicky, ale nie vekom. Môžu súvisieť s mladšími derivátmi ortorúl Jizerských hôr.

Vo fylitovej sérii Krušných hôr kambro-ordovického veku ležia v pruhu metabazitov slabo metamorfované ložiská Cu rud takmer konkordantného tvaru s čiastočne regenerovanými sulfidmi (Kraslice, Klingenthal v NDR).

V oblasti Západných Karpát možno do predvaríských epoch začleniť geosynklinálne formácie kambria až silúru v zónach fatrotatríd (Malé Karpaty, Vysoké Tatry, Inovec ap.), veporíd aj gemeríd (B. Cambel 1967; J. Kantor 1962, 1970, 1972; J. Ilavský 1968, 1974).

V súvislosti s bázickými vulkanitmi spomenutých sérií sa vyskytujú nasledujúce typy a druhy zrudnení:

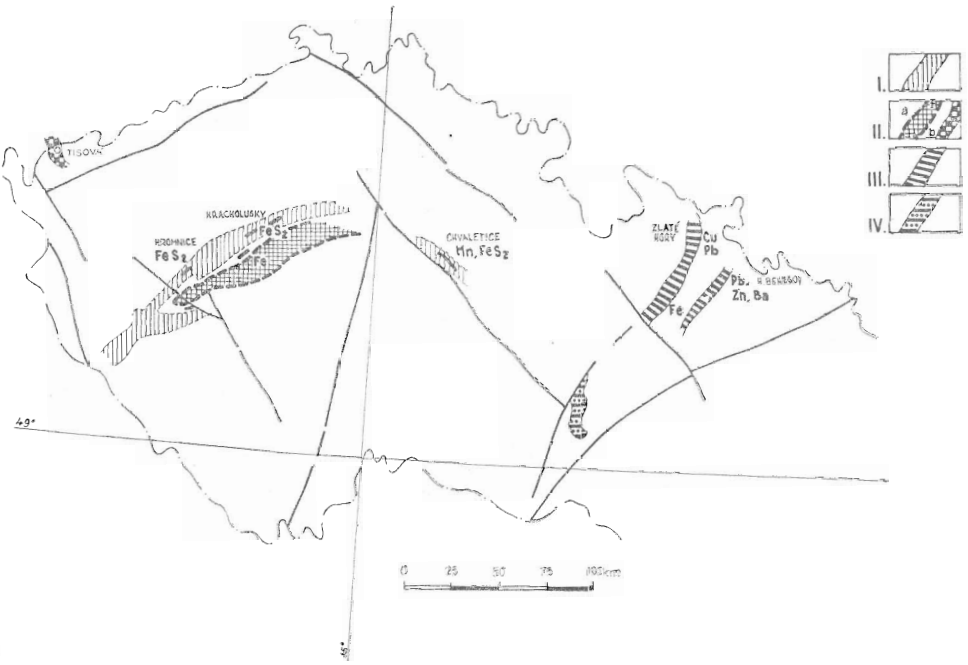
— ložiská pyritu a pyrhotínu (Pezinok v Malých Karpatoch, Helpa v Nízkych Tatrách, Smolník a ďalšie v gemeridách);
— pyrito-meďnaté ložiská (zóna gemeríd: Smolník, Mníšek nad Hnilcom);
— polymetalické ložiská a zrudnenia s rudami Pb, Zn, Cu, pyritom (zóna gemeríd: Alžbeta v Bystrom potoku, Mníšek nad Hnilcom);
— ložiská rúd antimónu (s W a Au), ktoré pozostávajú z antimonitu, berthie-



Obr. 1. Oblasť 1. Predvaríske ultrabázické a bázické horniny so zrudnením Ti, Ni, Fe.
I — masívy bázických a ultrabázických hornín so zrudneniami Ti, Ni, Fe.
Oblasť 2. Granitoidné horniny predvarískeho veku s indíciami W, Sn a Fe-skarnami.
II — žuloruly s Fe-skarnami, III — masív predvarískych granitoidov.

Fig. 1. Area 1. Pre-Hercynian ultrabasic and basic rocks with Ti, Ni, Fe mineralisation.
I — Massifs of basic and ultrabasic rocks with Ti, Ni, Fe mineralisation.
Area 2. Pre-Hercynian granitoids with W, Sn indications and with ferruginous skarns.
II — Granite-gneisses with ferruginous skarns. III — Massifs of Pre-Hercynian granitoids.

ritu, gudmunditu, scheelitu, hübneritu ap. (Malé Karpaty: Pezinok, veporidy: Chyžné (?), gemeridy: Čučma (?), Bystrý potok (?);
— ložiská a zrudnenia ortuti (?) s cinabarytom, tetraedritom a rýdzou ortuťou, ktoré majú vzhľad žilníkov až impregnácií (disseminated ore) v čiernych bridliciach paleozoika (gemeridy: Nižná Slaná, Gelnica — Zenderling);
— ložiská siderítu tzv. metasomatického typu, ktoré ležia v karbonátoch (vá-



Obr. 2. Oblasť 3. Sedimenty a bázické vulkanity proterozoika so zrudneniami pyrítu a mangánu. I — zóny proterozoických spilitov s Mn a pyritom.
Oblasť 4A. Sedimenty staršieho paleozoika barandienu:
IIa — epiasyntská sedimentárna pokrývka so železorudnými ložiskami ordovického veku.
Rudný rajón 4B. Sedimenty a bázické vulkanity západných Krušných hôr so sulfidickým zrudnením Cu: IIb — Kraslická fylitová séria s metabazitmi so zrudnením Cu.
Oblasť 5. Eovarisky vulkanizmus so zrudneniami Fe, Pb, Zn, Cu, Ba.
III — vulkanické formácie typu Lahn Dill (diabázy a keratofýry devónu), IV — diabázy a iné bázické horniny brnenskej vyvreniny.

Fig. 2. Area 3. Sediments and basic volcanites of the Proterozoic with pyrite and manganese mineralisations.
I — zone of Proterozoic spillites with pyrite and manganese mineralisations.
Area 4A. Early Paleozoic sediments in the Barrandian.
IIa — Epiassyntian sedimentary cover with ferruginous ore deposits of Ordovician age.
Area 4B. Sediments and basic volcanites of the western Krušné Hory (Erzgebirge) Mts. with sulphidic copper mineralisation.
IIb — Phyllite series of Kraslice with metabasites holding copper mineralisation.
Area 5. Early Hercynian volcanism with mineralisation of Fe, Pb, Zn, Cu, Ba.
III — Volcanic formations of Lahn-Dill type (diabases and keratophyres of the Devonian), IV — diabases and other basic rocks of the Brno eruptive massif.

pencoch) združených s grafitickými bridlicami a polohami porfyroidových hornín (gemeridy: Železník, Štítnik — Hrádok, Nižná Slaná);
— mineralizácie a ložiská kryštalického magnezitu v karbonátoch kambria gelnickej série (Vlachovo) alebo podoby magnezitomastkových ložísk v silnejšie metamorfovaných komplexoch granatických svorov veporíd (Hnúšťa, Kokava nad Rimavicou);
— mineralizácie mangánových rúd karbonátového až silikátového zloženia (rodonit, rodochrozit, bementit, silfbergit atď.) v zóne gemeríd, združené s diabázovým vulkanizmom a karbonátovými horninami.

Uvedené zrudnenia a ložiská sú stratiformné a ovplyvnila ich niekoľkokrát metamorfóza, a to buď regionálneho alebo kontaktno-metasomatického charakteru. V dôsledku toho majú často metasomatický ráz a hojné epigenetické žily. Avšak v mnohých prípadoch ich sedimentárny alebo vulkanosedimentárny pôvod dokumentujú vrstvovité asymetrické štruktúry a textúry, izotopické zloženie olova a síry, ako aj petrogenetické a vulkanologické kritériá (J. Kantor 1953, 1960—1973; J. Ilavský 1957—1974). Avšak i napriek tomu časť geológov hovorí o epigenetickom pôvode a alpínskom veku značného počtu uvedených ložísk hlavne v zóne gemeríd (C. Varček 1959, 1967).

B. Metalotekty viažúce sa na paleogeografiu a litológiu preterozoika a staršieho paleozoika (exogénna predkarbónska metalogenéza) (oblasti 3 a 4; obr. 2 a 9)

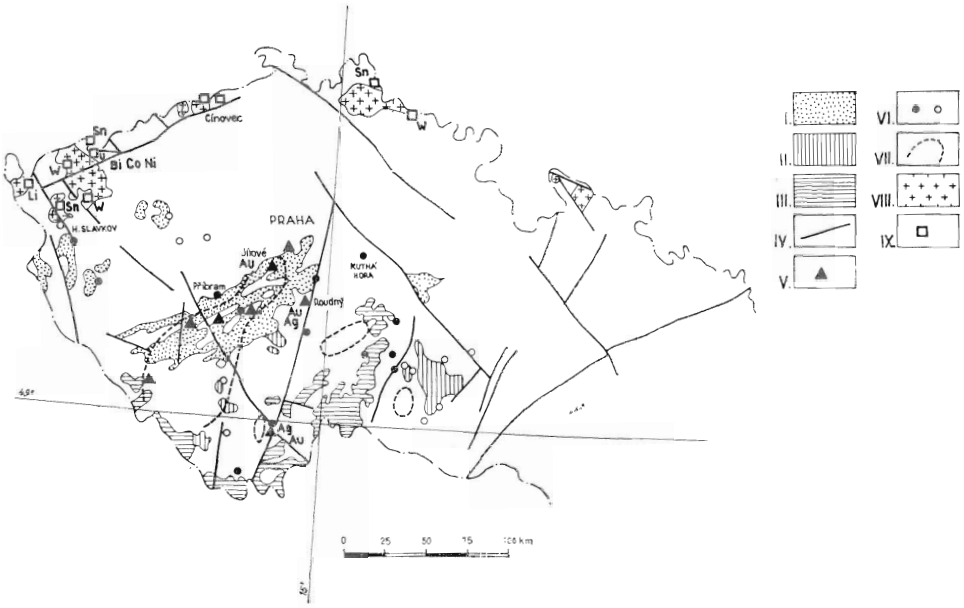
Sedimentácia proterozoika (algonkia) má vo svojej strednej časti (t. j. vo vrchnej časti spilitového oddielu) charakter uložením alunitických bridlíc, teda produktov, ktoré vznikli pod vplyvom rozkladu pyritu, ako aj drobných slojov hematitu.

V rudnom obvode Chvaletíc obsahuje komplex stredného algonkia stratiformné ložiská pyritu a karbonátových rúd mangánu.

Oolitické železné rudy s konkréciami fosfátov sú charakteristické pre ordovik panvy barandienu, kde tvoria viac obzorov (J. Petránek 1964). Malé ložiská takýchto rúd sa nachádzajú v obzoroch arenigu (klabovská formácia), a to na báze transgresných súvrství spočívajúcich na starom fundamente algonkického alebo kambrického veku. Najdôležitejšie z nich sú horizonty železných rúd llanvirnu na Šárke, ktoré ležia vo fácii pobrežných sedimentov. Menšie akumulácie Fe rúd sú v obzore llandeilu, zatiaľ čo bazálne súvrstvia karadoku sú zo stanoviska Fe rúd najdôležitejšie (ložiská Nučice, Chrustenice, Zdice). Počas sedimentácie karadoku a ašgilu sa objavili len nepatrné polohy pelosideritov. Časť týchto rúd, hlavne v obzore llanvirnu, sa priestorovo viaže na diabázový typ vulkanizmu.

V Sliezsku (pohorie Jeseníky) sa vyskytujú malé plástové telesá páskovaných magnetito-hematitových rúd proterozoického veku (typ Sydvaranger — Z. Pouba 1970).

V Západných Karpatoch možno do tejto skupiny začleniť stratiformné ložiská v paleozoických sériách, pri ktorých nie sú relácie k synchrónnym vulkanickým horninám isté a jasné. Ide napr. o tzv. metasomatické siderity alebo magnezity od Vlachova v gelnickej sérii gemeríd. Pri nich mohli byť z genetického hľadiska dôležitými paleogeografické a litofaciálne kritériá (J. Ilavský 1974). Boli už spomenuté v predchádzajúcej kapitole.



Obr. 3. Oblasť 6. Varisky báziský intermediárny až kyslý magmatizmus so zrudneniami Au, Sb, U, Li, Pb, Zn, ako aj zlomová postorogénna tektonika moldanubickej zóny s rudami Pb, Zn, Ba, F.
I — variské plutonity stredných a západných Čiech; II — masívy syenitov, III — granitoidné masívy moldanubika, IV — dôležité zlomy, V — ložiská a indície zlata VI — ložiská Pb, Zn, Ag, U, Sb, Hg a indície Li, U, VII — zlatonosné ryžoviská.
Oblasť 7. Kyslý varisky magmatizmus zón saxoturingika, sudetika a silezika s Sn, W, Li, U, ako aj ich neskorej tektoniky s U, Ag, Pb, Zn, Ba, F, Bi, Co, Ni rudami.
VIII — granitoidné masívy; IX — ložiská Sn, W, Li.

Fig. 3. Area 6. Hercynian basic, intermediate to acid magmatism with mineralisations of Au, Sb, U, Li, Pb, Zn and postoorogenic fault-tectonics of the Moldanubian zone with ores of Pb, Zn, Ba, F.
I — Hercynian plutonites of Central and Western Bohemia, II — Massifs of syenites, III — granitoide massifs of the Moldanubicum, IV — important faults, V — deposits and indications of gold mineralisation, VI — deposits of Pb, Zn, Ag, U, Sb, Hg and indications of Li, U, VII — gold-bearing placers.
Area 7. Acid Hercynian magmatism of the Saxothuringicum, Sudeticum and Silezicum with Sn, W, Li, U and their late tectonics with U, Ag, Pb, Zn, Ba, F, Bi, Co, Ni ores.
VIII — granitoide massifs, IX — deposits of Sn, W, Li.

C. *Metalotekty viažúce sa na varisky magmatizmus, metamorfózu a tektoniku* (variska endogénna metalogenéza) (oblasti 5, 6, 7, 15; obr. 3 a 10)

Varisky magmatizmus predstavuje najdôležitejšiu etapu v metalogenetických procesoch endogénneho typu v Českom masíve. Ide zväčša o ložiská Au, Sb, As, W, Si, U, Pb, Zn, Cu, Ag, ktoré sa viažu na neskoroorogénne plutóny zloženia granitoidov až intermediárnych intruzív.

Iniciálny vulkanizmus stredného devónu, ktorý prechádza pozvoľne a bez prerušenia do sedimentov spodného karbónu, reprezentuje spilito-diabázo-keratofýrová formácia Jeseníkov (oblasť 5; V. Barth 1960). Železité formácie lahn-dillského typu sú vyvinuté v podobe magneticko-hematito-chloritových rúd v eifele, pričom tvoria dve významné zóny: vrbenskú a šternbersko-hornobenešovskú. Súvisia s bázickými vulkanitmi (diabázmi) uvedenej formácie. V tejto zóne sa vyskytuje hlavná časť stratiformných aj žilných ložísk Cu, Pb, Zn (Au, Ba), o ktorých genéze sa diskutuje (ide o ložiská Zlaté Hory, Horní Benešov, Nové Město). Pokladajú sa alebo za epigenetické variské zrudnenia, alebo za eovariské zrudnenia viažúce sa na kyslý (keratofýrový) vulkanizmus vrchného devónu.

Iniciálny variský vulkanizmus je vyvinutý aj v Západných Karpatoch, a to v zóne gemerid. Ide o tzv. rakoveckú sériu (fylito-diabázovú). V dolleritoch a hrubozrnných diabázoch tejto série ležia ložiská Ni-Co arzenidov v Dobšinej, ako aj stratiformné ložiská sideritov pokladané za metasomatické a malé polohy hematito-magnetitových rúd typu Lahn-Dill.

Berúc do úvahy fakt, že tieto ložiská ležia vo vulkanických horninách, treba pri nich počítať s inou genetickou interpretáciou. Epigenetický a hydrotermálny vznik, ako aj ich závislosť od granitoidného alpínskeho plutonizmu nie sú možné (Št. Bajaník et al. 1975).

Neskoroorogénne plutóny granitoidov v stredných Čechách podmienili vznik žilných ložísk zlata (P. Morávek 1971). Ide pravdepodobne o veľmi zložitý komplex, ktorý vznikol miešaním bázických vulkanických hornín predvariského veku s variskými granitmi. Aj polymetalické žily okolia Příbramu s Pb-Zn-Au rudami ležia v týchto granitoidných plutónoch (M. Píša 1966). Antimonitové a ortuťnaté žily a žilky, ktoré presekávajú ordovické železné rudy barandienu, sa pokladajú za nízkoteplotné formácie tejto metalogenézy. Zlatonosné žily uzatvárajú zriedkavo minerály telúru a volfrámu. V rudnom obvode Krásná Hora — Sedlčany sú žilné zrudnenia zlata a antimonitu.

V okolí moldanubického plutónu možno zasa vidieť polymetalické žily s Pb, Zn, Ag rudami, ako aj deriváty kyslejších dvojsľudových granitov, ktoré majú značný obsah Sn, Mo a W. Neskorovariská tektonika, obnovená na staršom predvariskom štruktúrnom pláne, má vyvinuté žily s Pb, Zn, Ag a elektrom (Blanicka brázda — oblasť 6 c) (J. H. Bernard — A. Dudek 1967; J. H. Bernard — H. J. Rösler — L. Baumann 1968; J. Chrt et al. 1968).

V blízkosti jihlavského a třebíčskeho syenitového masívu sa nachádzajú pegmatity a žily s Li a U (Vl. Sattran — J. Klomínsky 1970). Na tektonickú líniu Železných hôr sa viažu indície Cu rúd a Se.

Oblasť Krušných hôr (Erzgebirge) a Slavkovského lesa (Kaiserwald), ako aj v severných a severovýchodných Čechách sú rozšírené cínonosné granity, v ktorých ležia ložiská Sn, Li, W (J. Janečka — M. Štemprok 1967). Granitoidný plutón Krušných hôr vznikol pravdepodobne anatexiou starších granitov, ktoré boli primárne bohatšie na cín. Vyskytujú sa v nich v podobe žíl paragenézy Bi-Co-Ni-Ag-U jáchymovského typu (Joachimstal) (F. Mrňa — D. Pavlů 1967). O ich veku a genéze sa vedú diskusie. Treba totiž pripomenúť, že izotopické veky uraninitov varírujú v rozmedzí 280—230 až 180 mil. rokov (J. M. Dymkov 1960). Sú aj hodnoty ešte nižšie. Vek neskorovariských granitov varíruje medzi 280 a 260 mil. rokov. Možno teda predpokladať, že časť

uvedených mineralizácií má triasový vek, resp. vznikla ako dôsledok saxonskej tektoniky (J. Legierski 1973).

Aj niektoré barytovo-fluoritové žily majú buď mladovarísky alebo saxonský vek. Okrem toho existujú žily, ktorých vek je až mladosaxonský (teda terciérny): ide o impregnácie fluoritu, baryt a urán (opíšeme ich v skupine metalotektov saxonskej metalogenézy).

V Západných Karpatoch sa v kryštalických pohoriach fatrotatríd nachádzajú v granitoidných horninách a kryštalických bridliciach početné hydrotermálne žily postvarískeho veku, ktoré majú veľmi pestrú paragenézu. Typ sideritových žíl je veľmi rozšírený (Nízke Tatry, Veporské pohorie). Typ Fe-Cu rúd so sideritom, chalkopyritom, tetraedritom atď. je častý v Nízkych Tatrách, Vysokých Tatrách, Malej Fatre a Veporskom pohorí. Zriedkavejší je typ Pb, Zn, Cu (Au-Ag) rúd, a to v Nízkych Tatrách, Malej Fatre, Žiari — Malej Magure a vo Veporskom pohorí. Antimonitové žily sú rozšírené v Nízkych Tatrách. Tam sú najdôležitejšie ložiská Magurka, Liptovská Dúbrava, Medzibrodu, Jasenie atď. Granitoidné horniny majú podľa izotopických výskumov vek 380 — 320 — 300 mil. rokov, zatiaľ čo pegmatity v asociácii s rudami Mo a Sb majú izotopicky vek 280 — 220 mil. rokov. Izotopy olova z galenitov početných žíl vykazujú absolútny vek od 320 do 220 mil. rokov (J. Kantor 1961, 1964; J. Ilavský 1957, 1968; J. Slávik et al. 1967; B. Cambel 1967 etc.).

Osobitná situácia sa v tomto smere ukazuje v zóne gemeríd, kde je veľké množstvo hydrotermálnych žíl totožného alebo obdobného zloženia s rudami Fe, Cu, Sb, Hg, Ba, Pb, Zn, Ni, Co, Bi atď. Avšak v tejto oblasti sú len veľmi malé telesá variských granitoidov (Sirk, Turčok). Naproti tomu sú rozšírenejšie vo východoch malé telesá tzv. gemeridných granitov, ktoré sa podľa izotopických výskumov jedinej lokality v Betliari pokladajú za kriedové (J. Kantor 1959).

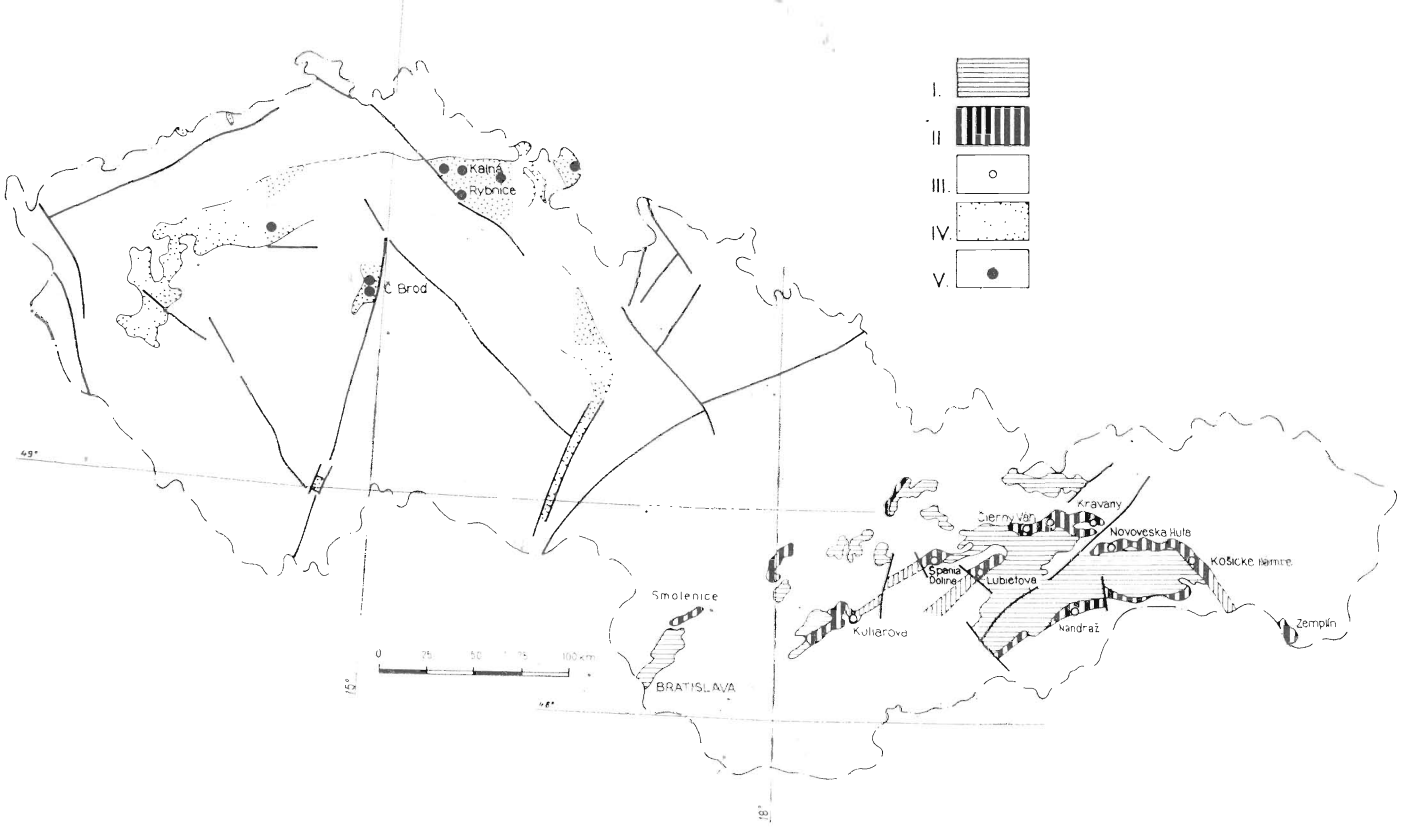
Na základe toho sa viacerí geológovia domnievajú, že všetky uvedené zrudnenia gemeríd sú alpínskeho veku, epigenetické a závislé od kriedových gemeridných žúl. K tomuto problému sa ešte vrátime v kapitole G.

D. Metalotekty viažúce sa na postvarísky tardicinematický vulkanizmus
(postvariska endogénna metalogenéza)
(oblasti 8A, 9; obr. 5 a 4)

Ložiská a zrudnenia tejto skupiny sa vyskytujú len v Západných Karpatoch, a to v dvoch formáciách: v karbóne a v perme. Každá z nich má však svoje geologické a metalogenetické osobitosti.

Vo vrchnom karbóne (namur až stefan) sa v zóne gemeríd (Spišsko-gemerské rudohorie) vyskytujú horniny bázického až ultrabázického submarinného vulkanizmu v detritickej sérii zlepencov, pieskovcov, bridlíc, grafitických bridlíc, vápencov a dolomitov. V karbonátových obzoroch, najmä v dolomitoch ležia šošovky, stratiformné telesá, ako aj hniezda kryštalického magnezitu typu Veitsch. Najdôležitejšie ložiská sú Podrečany, Burda — Poproč, Jelšava a Košice.

Novšie sedimentologické výskumy, paragenézy, geochémia, ako aj vulkanologické a izotopické štúdium galenitov pochádzajúcich z magnezitových ložísk ukazujú, že vznik ložísk je zložitý. Na začiatku išlo o sedimentárne alebo vulkanosedimentárne ložiská, ktoré boli neskôr (v alpínskej ére) slabo metamor-



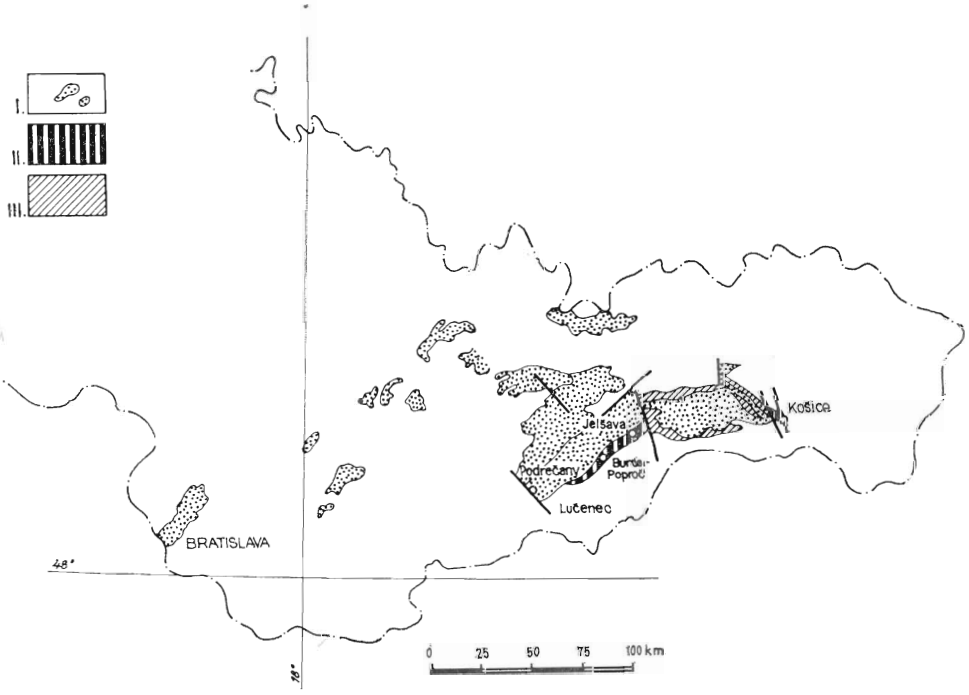
Obr. 4. Oblasť 8A. Koncentrácie Cu a U v perme Západných Karpát.
I — predpermské kryštalické masívy; II — perm; III — mineralizácie Cu, U v perme.
Oblasť 8B. Sedimenty karbónu a permu v českom masíve.
IV — sedimentárne a vulkanické horniny vrchného karbónu a permu; V — indície U, Cu v perme.

Fig. 4. Area 8A. Concentrations of Cu and U in the Permian of the Carpathians.
I — Pre-Permian crystalline massifs, II — Permian, III — mineralisations of Cu, U in the Permian.
Area 8B. Sediments of Carboniferous and Permian in the Bohemian Mass.
IV — sedimentary and volcanic rocks of the Upper Carboniferous and Permian, V — indications of U, Cu in the Permian.

fované a rekryštalizované (V. Zorkovský 1955; J. Ilavský 1957, 1968; O. Abonyi 1974).

V perme sa odohrala perióda finálneho variského vulkanizmu, ktorý mal v rozličných zónach Západných Karpát rozličný charakter (J. Vozár 1967—1974). V zóne fatrotatríd išlo o melafýry a porfyrity, s ktorými priestorovo a geneticky súvisia drobné zrudnenia U-Cu rúd. Sú vulkanosedimentárneho pôvodu. Občas sú v nich barytové žily, avšak v zóne veporíd je charakter vulkanizmu permu kyslý až intermediárny a nachádzajú sa tu stratiformné ložiská medi veľkých rozmerov — Špania Dolina (Herrengrund) a Ľubietová (Liebethen). Zatiaľ v zóne gemeríd bol charakter permského vulkanizmu kyslý a idú s ním stratiformné zrudnenia U-Mo-Cu rúd a hematitu.

Vzhľadom na to, že sú ložiská tejto skupiny dosť silne tektonicky rozlámané, metamorfované a remobilizované, pokladali sa dlhý čas za epigenetické, hydrotermálne a alpínske. Avšak prospekčné kritériá sú výlučne stratigraficko-litologického charakteru. Aj izotopy olova galenitov pochádzajúcich z týchto ložísk dávajú značne rozdielne čísla izotopického veku, t. z. raz permské, inokedy mladšie. Napokon textúry a štruktúry rúd, ako aj vulkanologický a geoche-



Obr. 5. Oblasť 9. Vrchný karbón s kryštalickými magnezitmi v Západných Karpatoch. I — masívy kryštalinika a granitoidov predvrchnokarbónskeho veku, II — vrchný karbón s magnezitmi; III — vrchný karbón iných fácií.

Fig. 5. Area 9. Upper Carboniferous with crystalline magnesites of the West Carpathians.
I — crystalline massifs and granitoids of the Pre-Upper Carboniferous age, II — Upper Carboniferous with magnesites, III — Upper Carboniferous of other facies.

mický výskum ukazujú na priame priestorové a genetické vzťahy k permským vulkanitom. Dodatočné javy mladšej metamorfózy, remobilizácie a kontaminácie sú rozšírené (J. Ilavský 1957; J. Kantor 1959; I. Rojkovič 1965, 1969; E. Drnzík 1965 atď.).

E. Metalotekty viažúce sa na paleografiu a litológiu mladšieho paleozoika (oblasť č. 8A, 8B; obr. 5 a 4)

Treba povedať, že počas stefanu a permu sa akumulovala meď aj v bitúminóznych horizontoch na úpätiach Krkonôš a v okolí Českého Brodu. Indície medi v týchto oblastiach v perme poukazujú na staršie Cu zrudnenia v predpermskom podklade (V. Sattran et al. 1966).

V sedimentoch karbónu miestami vidieť slabé slojky s obsahom uránu a germánia. Na viacerých lokalitách boli v minulosti pokusy získavať zlato z karbónskych zlepencov. Boli to najmä lokality Manětín (západné Čechy), Stupná (úpätia Krkonôš), kde ide o fosílne rozsypy so zlatom, ktoré pochádza zrejme z kremenno-zlatých žíl predpermského veku.

V Západných Karpatoch boli podobné metalotekty v perme, keď došlo miestami k pozoruhodným koncentráciám hematitu situovaných v blízkosti východov sideritových žíl v podložných predpermských sériách (zóna gemerid). Niektoré uránové zrudnenia v pieskovcoch permu poukazujú aj na možnú redepozíciu uránu zo starších ložísk v starších útvaroch (zóna veporid). Zlatonosné pieskovce v perme veporidnej zóny a inde poukazujú aj na existenciu zlatonosných zrudnení v predpermských útvaroch, z ktorých boli redeponované (fosílne rozsypy).

Evaporitové formácie vrchného permu majú občas vrstvičky meďnatých rúd (Šankovce — zóna gemerid) a dajú sa odvodiť od špeciálnych sedimentárnych podmienok plytkého mora až lagún v aridnej klíme (J. Slávik et al. 1967).

F. Metalotekty geosynklinálneho štádia alpínskej epochy (vulkanosedimentárna eoalpínska metalogenéza) (oblasť 16; obr. 11)

Metalogenéza viažúca sa na sedimentáciu a vulkanizmus geosynklinálneho alpínskeho štádia je typická len pre Západné Karpaty (J. Ilavský 1968).

Napriek tomu, že mineralizácie, ktoré patria k tomuto štádiu, sú rozmermi malé, veľmi dobre korelujú s veľkými a dôležitými ložiskami okolitých krajín.

V spodnom triase gemerid ležia stratiformné vulkanosedimentárne zrudnenia hematitu a medi. V strednom triase sú známe indície metasomatických alebo stratiformných zrudnení Pb, Zn, Cu rúd, ktoré dobre korelujú s Bleibergom v Alpách. Ide o lokality Poniky, Ardovo a Pohorelská Maša (v gemeridnom mezozoiku).

V ultrabázických horninách triasu sú známe drobné magmatické zrudnenia chromitu (Tiba v zóne gemerid).

V jure bradlového pásma a fatrotatrid stretávame sedimentárne rudy mangánu, ktoré geotektonicky, stratigraficky a zložením korelujú s vulkanosedimentárnymi mangánovými rudami Severných Vápencových Álp.

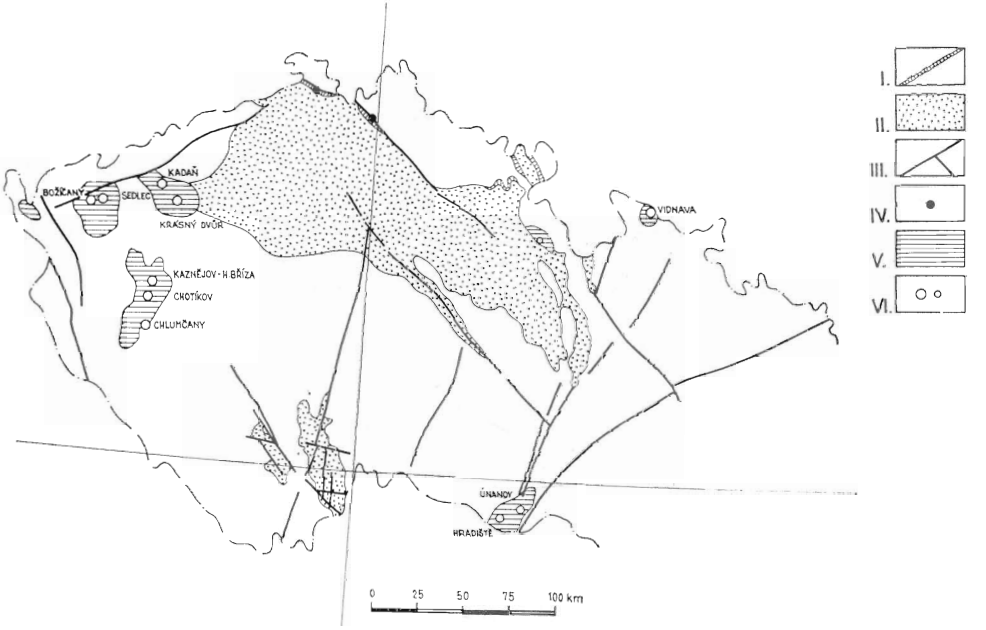
V spodnej a strednej kriede externých zón Karpát sa sloje pelosideritov

vo viacerých obzoroch priestorovo veľmi úzko viažu na nadložnú stranu alkalických vulkanitov typu tešinitov, pikritov, limburgitov (Z. Roth 1974).

G. Metalotekty viažúce sa na magmatizmus, metamorfizmus a tektoniku orogénneho alpínskeho štádia, ako aj na saxonskú tektoniku a vulkanizmus
(oblasti 9, 10; obr. 6, 7 a 12)

V Západných Karpatoch sa v tejto etape odohrávali hlavné orogenetické procesy (vznik príkrovov), čo viedlo k obnoveniu magmatickej aktivity a metamorfózy, a to najmä v centrálnych a v interných zónach (J. Slávik et al. 1967).

V zóne fatrotatríd, ako aj veporíd bol regionálny metamorfizmus stredného stupňa, čo spôsobilo vznik významných ložísk mastenca, a to v už existujúcich ložiskách magnezitu vo veporidnom paleozoiku. Aj indície grafitu v zóne ge-



Obr. 6. Oblasť 10. Epihercýnska pokrývka Českého masívu transgresívneho typu a jej zlomová tektonika.
I — trias a jura; II — vrchná krieda; III — zlomové poruchy aktívne v mezozoiku; IV — indície Pb, Zn, Cu, Ba, F.
Oblasť 12. Zóny lateritického zvetrávania kriedového veku.
V — oblasti laterítov kriedového veku, VI — ložiská kaolínu a indície bauxitu.

Fig. 6. Area 10. Epihercynian cover of the Bohemian Mass (transgressional type) and its fault-tectonics.
I — Triassic and Jurassic, II — Upper Cretaceous, III — active faults in the Mesocoic, IV — indications of Pb, Zn, Cu, Ba, F.
Area 12. Lateritic weathering zones of Cretaceous age.
V — areas of Cretaceous laterites, VI — kaolin deposits and bauxite indications.

meríd sú metamorfogénneho pôvodu na úkor grafitických bridlíc staršieho paleozoika.

Tento metamorfizmus zapríčinil aj slabú remobilizáciu sulfidických rúd zo spodnejších etáží do vyšších častí kôry, a to azda sčasti „pseudohydrotermálnymi" roztokmi metamorfného pôvodu. Je prekvapujúce, že v zóne veporíd nie sú doteraz na povrchu známe prejavy kriedového plutonizmu, hoci slabá regionálna metamorfóza postihla v niektorých častiach centrálnych zón aj mezozoické formácie (M. Maheľ et al. 1967).

Teraz je v zóne gemeríd preukázaný okrem vrásnenia a alpínskej metamorfózy aj plutonizmus granitoidov, ktoré vychádzajú na viacerých miestach svojimi kyslými derivátmi až greisenmi, čo viedlo k vzniku cínových a uránových zrudnení. Ich izotopický vek sa pohybuje v rozmedzí 180—150 mil. rokov (J. Kantor 1959).

Túto rejuvenizáciu plutonizmu sprevádza vo všetkých centrálnych zónach Karpát slabý metamorfizmus, ktorý postihol rekryštalizáciou nielen všetky predkriedové série, ale aj všetky staršie ložiská. Remobilizované boli hlavne ložiská sulfidov Cu, Pb, Zn, Sb, Hg atď., kým výplne oxidov, karbonátov, silikátov ap. boli len zmenené alebo rekryštalizované na paragenézy s hematitom, ankeritom, rodonitom ap. Paragenézy a výplne s karbonátmi a pyritmi boli rekryštalizované alebo dislokované, zvrásnené ap. (F. Novák 1962).

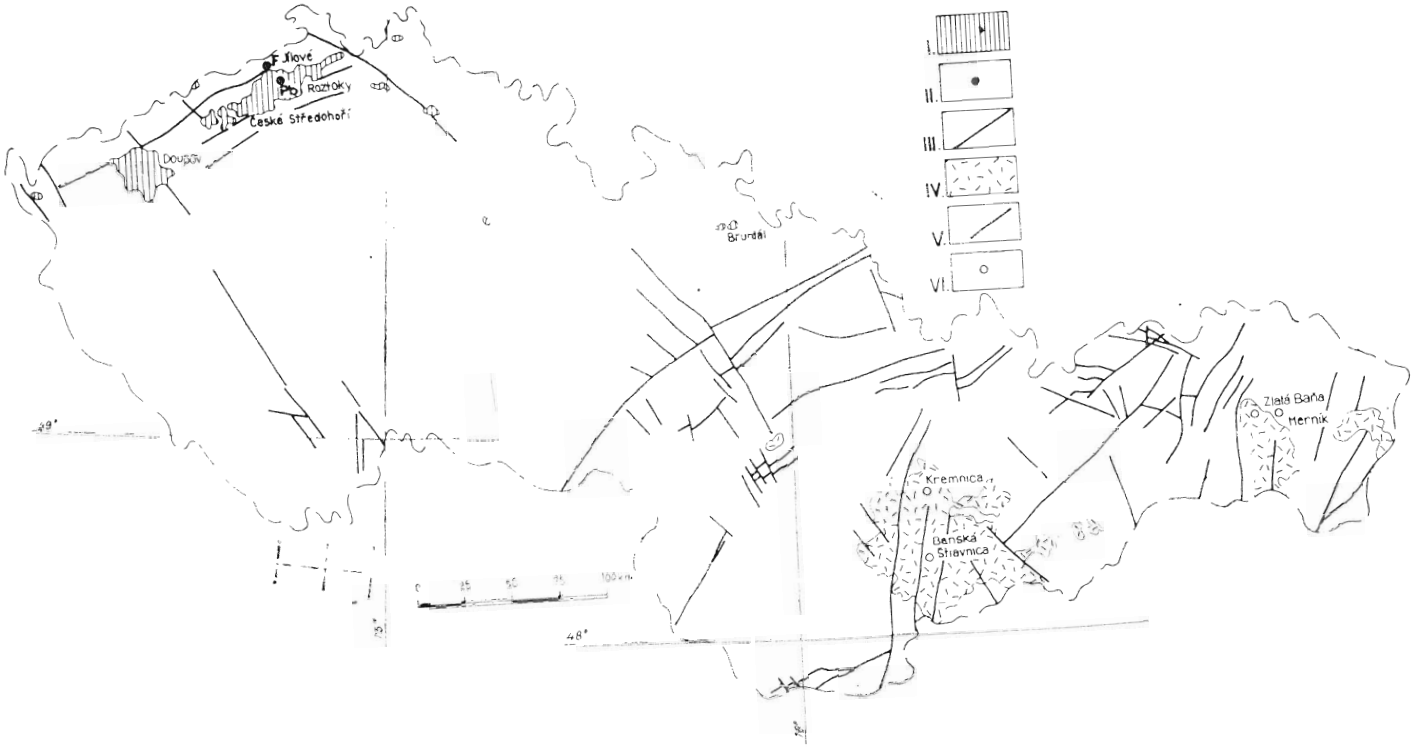
Alpínske orogénne fázy sa v pevnom bloku Českého masívu prejavili pozitívnou radiálnou tektonikou podoby zlomov, ktoré dislokovali povariské sedimeny (krieda, terciér), čo viedlo tiež k vulkanizmu terciérneho veku.

Najväčší počet saxonských indícií podoby epigenetických žiliek je v okolí Ústí nad Labem (fluority, baryt, Pb, Zn, Cu) a pozdĺž veľkých dislokačných pásiem Lužice v jurských sedimentoch (J. Losert — J. Chrt 1962). Je tiež možné, že aj časť žíl fluoritu a barytu v kryštaliniku Krušných hôr a Krkonôš je saxonského veku. Možno predpokladať určité vzťahy medzi saxonskou tektonikou a hydrotermálnou aktivitou, ktorá sa na ňu viaže, a medzi supergénnou migráciou U, Pb, Zn, Ba, F zo starších žíl s takýmito rudami, čoho dokladom by mohol byť rozličný izotopický vek uraninitov z Jáchymova (J. Čadek — V. Sattran 1967). Išlo by teda aj tu o remobilizačné a regeneračné procesy, ako sme už uviedli v predchádzajúcich častiach.

H. Metalotekty viažúce sa na paleogeografiu a litológiu kriedy až miocénu (oblasti 12, 13, 16, 19; obr. 8 a 11)

Počas kriedy a miocénu dochádzalo v exponovaných častiach Českého masívu a v hrasťových pohoriach saxoturingika, sudetika a silezika k intenzívnemu rozkladu a povrchovému vetraniu. Dôsledkom toho boli hlboko siahajúce premeny starého podkladu. Tak vznikali limonitové rudy vo fylitoch sudetika, mangánové rudy v moraviku, boli zmenené na rozsiahle železné klobúky železorudné variské ložiská, a tak vznikali aj ložiská kaolínu na kyslých granitoch (Karlové Vary, Vindava v Sliezsku a p.), na rulách (Kadaň — Krušné hory), alebo na karbónskych arkózach (Plzeň — Kaznějov).

Sladkovodné a brakické vody ukladali v izolovaných kontinentálnych bazénoch sedimentárnou cestou limonity, pyrity a titanitové íly, ktorých vznik súvisí s ložiskami lignitov alebo iných vulkanodetritických súvrství. V tejto


I.
II.
III.
IV.
V.
VI.
Slavé
Roztoky
České Středohoří
Doupov
Brandýs
Kremnica
Banská Štiavnica
Zlatá Baňa
Hermik
48°
49°
100 km

etape vznikali aj kasiteritové rozsypy (Krušné hory — severne od Jáchymova) alebo zlata v stredných Čechách (V. Sattran et al. 1966).

V Západných Karpatoch možno do tohto štádia začleniť malé indície bauxitu na karbonátových horninách mezozoika, najmä v gosauskej fácii kriedy strednej až vrchnej v zóne fatrotatríd a gemeríd (V. Zorkovský 1952).

Fosílne rozsypy zlata v paleogéne externých flyšových zón vznikli azda len eróziou neznámeho kryštalického pohoria, v ktorom boli primárne zlatonosné ložiská, ktoré dnes zakrýva flyš externíd (J. Slávik 1970).

Železné klobúky početných sideritových ložísk v jadrových kryštalických pohoriach centrálnych zón poskytovali v tomto štádiu materiál pre sedimentárne ložiská mangánových rúd v paleogéne (Švábovce — Kišovce). Periódy rýchleho splavovania do sedimentárnych bazénov sa striedali s pokojným usádzaním, čo sa odráža na rytmickosti, granulometrii, paleoprúdoch a podmorských sklzoch (turbiditoch) paleogénnych sedimentov. Možné vplyvy termominerálnej vody a vylúhovanie bázických vulkanických hornín v hlbokom podloží, ako aj povrchové vetranie bázických hornín permu v blízkych pohoriach mohli mať na koncentrácie mangánu značný vplyv (J. Ilavský 1952, 1957, 1968).

V niektorých bazénoch s lignitmi sa zaznamenali koncentrácie germánia. Iné časti miocénnych bazénov mali evaporitový charakter so soľnými ložiskami (J. Slávik et al. 1967).

Drobné sloje limonitov, markazitu, pyritu ap. sú uložené buď v detritických (štrk, piesok) alebo bitúminóznych fáciách miocénnej molasy, alebo majú súvis so synchrónnym miocénnym vulkanizmom.

I. Metalotekty tardicinematického alpínskeho vulkanizmu (oblasť 17; obr. 7)

Vo vnútornej zóne Karpát, situovanej pozdĺž ich hraníc s panónskym masívom, sa vyvinul tardicinematický alebo subsekventný vulkanizmus, ktorý má polyfázový charakter a vyvíja sa oscilačne z početných vulkanických centier.

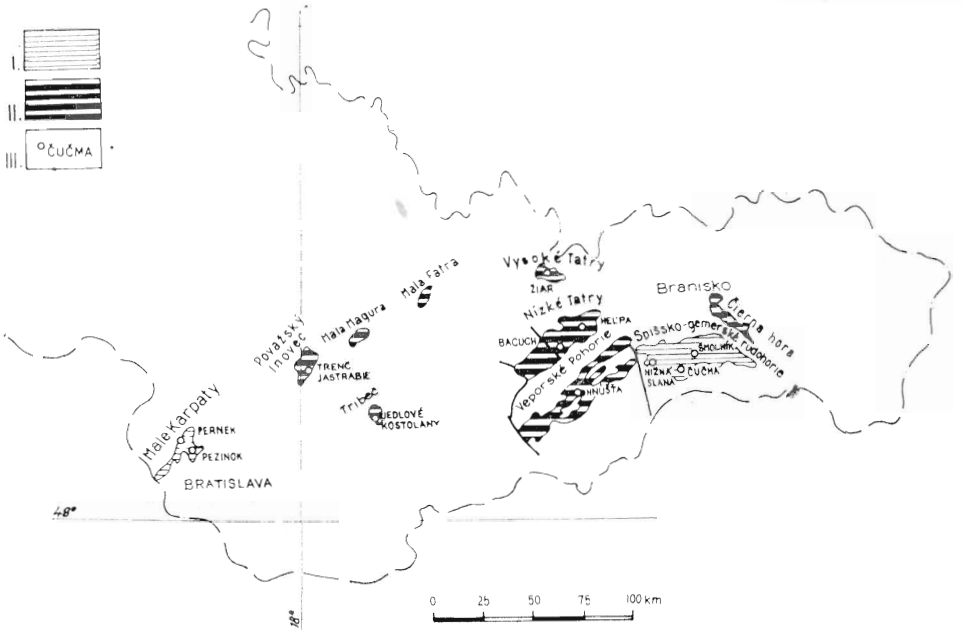
◀

Obr. 7. Oblasť 11. Zrudnenia viažúce sa na saxonský platformový vulkanizmus, terciérnu tektoniku a supergénnu migráciu v Českom masíve.
I — alkalické vulkanity mio-pliocénneho veku; II — indície Pb, Zn, Ba, F, (Ti), U, Ge; III — zlomy terciérneho veku.
Oblasť 18. Alpínsky subsekventný (tardicinematický a finálny) vulkanizmus mio-pliocénneho veku v Západných Karpatoch so zrudneniami Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Hg, Sb atď.
IV — neovulkanické horniny (andezity, ryolity, dacity, bazalty, dajky dioritov atď.), V — najdôležitejšie zlomy mio-pliocénneho veku. VI — rudné ložiska rúd Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb.
Fig. 7. Area 11. Mineralisations connected with Saxonian platform volcanism, tertiary tectonics and supergene migrations in the Bohemian Mass.
I — alkaline volcanites of Miocene — Pliocene age, II — indications of Pb, Zn, Ba, F, (Ti), U, Ge, III — faults of tertiary age.
Area 18. Alpide subsequent ("tardicinematique" and final) volcanism of Miocene — Pliocene age in the West Carpathians with mineralisations of Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Hg, Sb, etc.
IV — neovolcanic rocks (andesites, rhyolites, dacites, basalts, diorite dikes etc.), V — main faults of Miocene-Pliocene age. VI — main ore deposits of Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb.


Teplice
Chomutov
Most
Sokolov
Cheb
Mydlovary
49°
Dubňany
Gbely
Vysoká
Nováky
Handlová
BRATISLAVA
Modrý Kameň
48°
Prešov
Košice
Michalovce
I
II
III
IV
Vysoká
0
25
50
75
100 km

Význačná je pritom jeho migrácia v priestore a čase (M. Kuthan 1948, 1959).

Tento vulkanizmus sa začal ako andezity už v eocéne (Recsk — Maďarsko), kde s ním idú významné ložiská medi a Pb, Zn (Au, Ag). Vulkanizmus sa predĺžil do karpatu a eggenburgu vo forme ryolitov, na ktoré sa viažu ortuť-



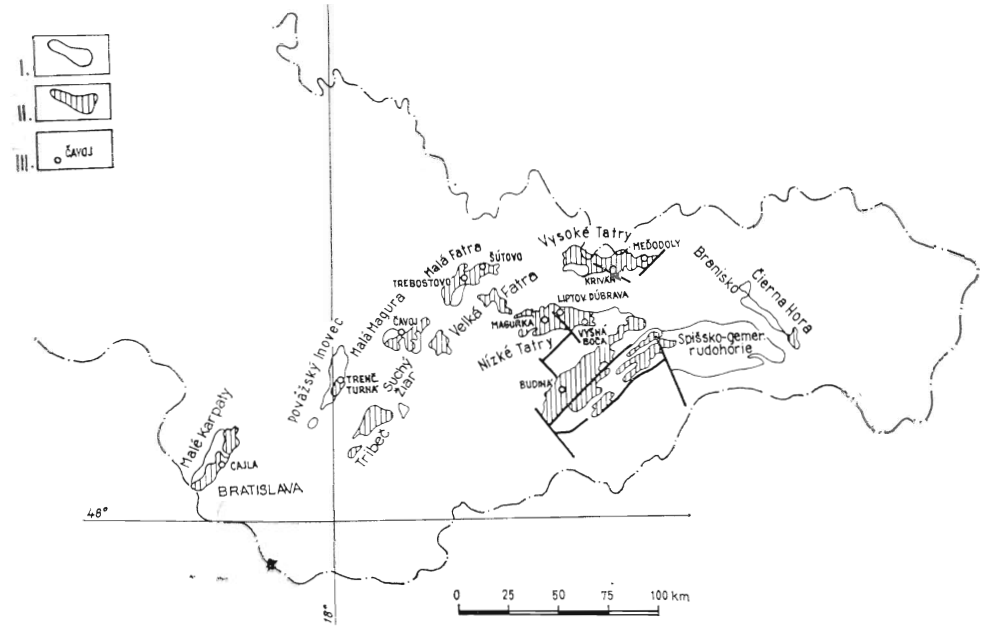
Obr. 9. Oblasť 14. Proterozoické až staropaleozoické sedimenty Západných Karpát s kyslým aj bázickým vulkanizmom a zrudneniami pyritu, Fe, Mg, Sb, Cu, Pb, Zn, Hg (?), As, Mn atď.
I — kryštalické horniny slabo metamorfované (fylity), II — kryštalické horniny silno metamorfované (svory, ruly amfibolity, migmatity). III — najdôležitejšie ložiská Fe, Mg, Sb, Cu, Pb, Zn, Hg (?), As, Mn rúd.

Fig. 9. Area 14. Proterozoic to Early Paleozoic sediments of the West Carpathians with acid and basic volcanism and with mineralisations of pyrite, Fe, Mg, Sb, Cu, Pb, Zn, Hg (?), As, Mn, etc.
I — weakly metamorphosed crystalline rocks, II — strongly metamorphosed crystalline rocks (mica-schists, gneisses, amphibolites, migmatites). III — important localities of ores.

◄

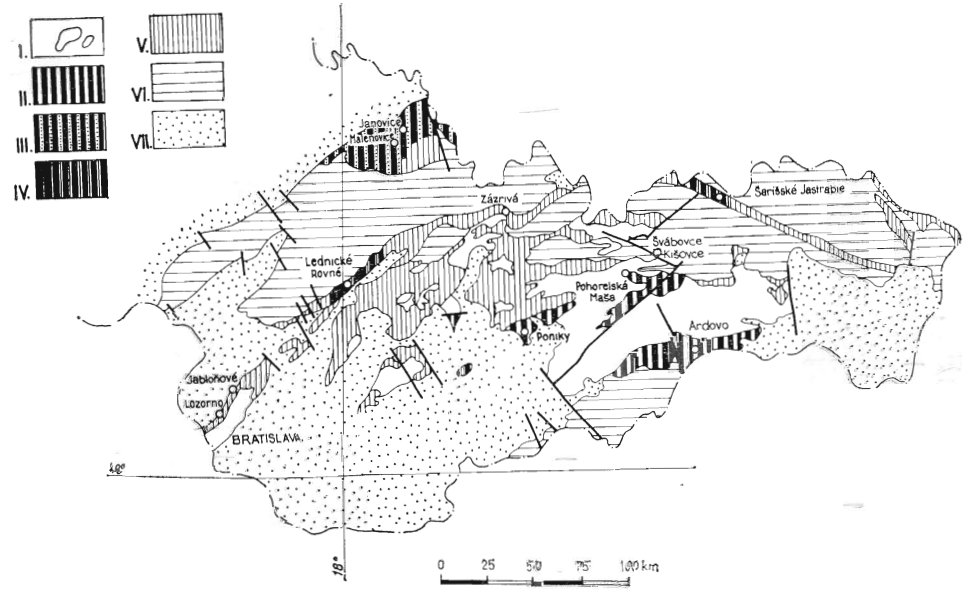
Obr. 8. Oblasť 13. Bazény oligocénu až miocénu s lignitmi v Českom masíve.
I — sedimenty oligo-miocénu s lignitmi, II — vulkanické horniny terciéru.
Oblasť 19. Sedimenty mio-pliocénu Západných Karpát.
III — sedimenty miopliocénu s lokalitami soli, lignitu, pelosideritov, bentonitov atď.
IV — najdôležitejšie ložiská lignitov, plynu, nafty, soli.

Fig. 8. Area 13. Oligocene to Miocene basins with brown coal (lignite) in the Bohemian Mass.
I — sediments of the Oligocene — Miocene with lignites, II — tertiary volcanic rocks.
Area 19. — Miocene — Pliocene sediments of the West Carpathians.
III — Miocene to Pliocene sediments with localities of salt, lignite, pelosiderite, bentonite, etc. IV important localities of salt, lignite, siderite, bentonite, etc.



Obr. 10. Oblasť 15. Granitoidy jadrových pohorí Západných Karpát so zrudneniami Fe, Cu, Sb, Au, Ag, Ba, Pb, Zn, SiO_2 variského veku so zrudneniami. I — predvariské kryštalické masívy, II — granitoidy jadrových pohorí a ich mená, III — najdôležitejšie ložiská rúd.

Fig. 10. Area 15. Granitoides of core mountains in the West Carpathians with mineralisations of Fe, Cu, Sb, Au, Hg, Ba, Pb, Zn and quartz of Hercynian age. I — pre-granitic formations, II — massifs of granitoids with mineralisations of Hercynian age. III — important localities of ores.



naté zrudnenia (Merník). Baden bol typický rozsiahlymi výlevmi andezitov vo viacerých fázach, a to spoločne s trachytmi, dacitmi a ryolitmi. Sú známe aj hypoabysálne fácie až plutonity. Majú podobu dioritov a granodioritov. V takýchto horninách ležia všetky rudné dištrikty neovulkanitov. Z nich je najznámejší banskoštiavnický a kremnický dištrikt. Ide o nasledujúce typy a druhy zrudnení (M. Böhmer 1967; Št. Bajaník et al. 1975):

— železité skarny s magnetitom (Vyhne, Tisovec);
— polymetalické skarny s Pb-Zn-Cu rudami (Au, Ag, Mo, W — Hodruša);
— hydrotermálne subvulkanické žily s polymetálmi (Pb, Zn, Cu, Au, Ag) v ložiskách Banská Štiavnica, Zlatá Baňa;
— zlatonosné kremenné žily (dištrikt Kremnice), ležiace v ryolitoch a andezitoch;
— impregnácie a žily s ortuťonosnými minerálmi (Hg, As atď.). Ložiská: Tajov, Malachov — v kremnickom dištrikte;
— mineralizácie s oxidmi mangánu, podoby žíl a impregnácií v andezitoch (Hriňová, Čelovce);
— impregnácie a zhluky síry vulkanogénneho pôvodu v andezitových tufoch (dištrikt Javorie — Poľana s ložiskom Detvianska Huta).

V mesiniane ležia dištrikty na východnom Slovensku (prešovsko-tokajský), kde sú rozšírené mineralizácie s Pb, Zn, Au, Ag, ako aj s Sb, Hg. Z nich sú najvýznamnejšie ortuťnaté ložiská v Dubníku a PbZn ložisko v Zlatej Bani.

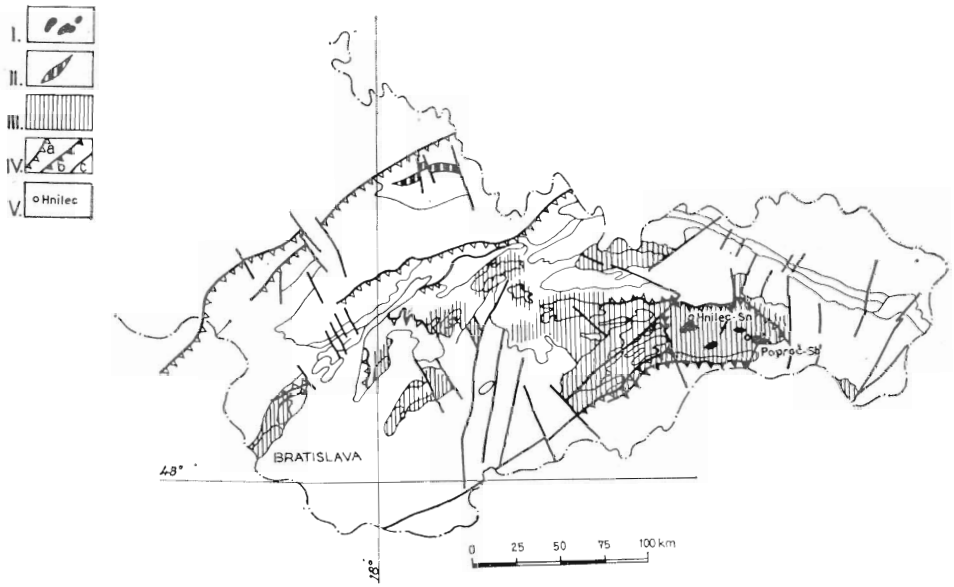
Finálne etapy tohto vulkanizmu idú až do villafranchienu, hlavne vo vihorlatskom dištrikte, a to v podobe výlevov andezitov s ortuťnatými, železitými (pelosideritovými) zrudneniami a indíciami Bi a F (J. Slávik 1973).

J. Metalotekty recentných a subrecentných geologických procesov

Počas kvartéru sa erózia v Českom masíve dostala do štádia zrelosti, čo viedlo k nahromadeniu recentných ryžovísk zlata v alúviách riek (stredné Čechy — silezikum), avšak ani jedno z nich nie je bohaté. Zlato sa koncentrovalo z kremeňo-zlatonosných žíl alebo zo starých fosílnych rozsypov (napr. zo zlepencov permokarbónu).

◄

Obr. 11. Oblasť 16. Sedimentárne a vulkanosedimentárne formácie mezozoika až paleogénu so zrudneniami Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Al, Cr.
I — predmezozoické formácie, II — sedimenty mezozoika s bázickým vulkanizmom v triase a so zrudneniami Pb, Zn, Cu, Cr, Al; III — sedimenty mezozoika s alkalickým vulkanizmom v kriede a pelosideritmi; IV — sedimenty mezozoika s ultrabázickým vulkanizmom v jure (?) s Mn; V — sedimenty mezozoika bez vulkanizmu s Fe, Mn, Al; VI — paleogénny flyš s ložiskami Mn; VII — formácie miocénu až kvartéru.
Fig. 11. Area 16. Sedimentary and volcanosedimentary formations of the Mesozoic to Paleogene with mineralisations of Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Al, Cr.
I — pre-Mesozoic formations II — sediments of the Mesozoic with basic volcanism in the Triassic and with mineralisations of Pb, Zn, Cu, Cr, Al, III — sediments of the Mesozoic with alkaline volcanism in the Cretaceous and with pelosiderites, IV — sediments of the Mesosoic with ultrabasic volcanism in the Jurassic (?) with Mn, V — Mesozoic sediments without volcanism and with Fe, Mn, Al, VI — paleogene flysch with deposits of Mn, VII — formations of the Miocene to Quarternary.



Obr. 12. Oblasť 17. Metamorfóza, plutonizmus, vulkanizmus a metalogenéza alpínskeho orogénneho štádia (krieda) s Fe, Cu, Sb, Hg, Pb, Zn, Sn, W, Mo, U atď.
I — gemeridné granity s Sn, W, Mo, U, Sb, Fe, Cu atď.; II — vulkanizmus tešinitov externých zón s Fe atď.; III — oblasti postihnuté alpínskou metamorfózou (krieda); IV — príkrovy, prešmyky a dôležité zlomy alpínskeho veku; V — najdôležitejšie ložiská.

Fig. 12. Area 17. Metamorphism, plutonites, volcanics and metallogenesis of the Alpine orogenetic stage (Cretaceous) with Fe, Cu, Sb, Hg, Pb, Zn, Sn, W, Mo, U, etc.
I — Gemeride granites with Sn, W, Mo, U, Sb, Fe, Cu, etc., II — volcanism of teschenites in the external zones with Fe, etc., III — areas affected by alpine metamorphism (Cretaceous), IV — nappes, overthrusts and main faults of the alpine age. V — important localities of ores.

Cín (kasiterit) sa objavuje v rozsypoch v okolí Krušných hôr, kde sú rozšírené greiseny. V stredoveku sa aj exploatovali.

Možno spomenúť aj akumulácie zirkónu a monazitu v alúviách rieky Otava (juhozápadné Čechy) alebo ilmenitu v okolí telies bázik v západných Čechách.

Priestory s vulkanickými komplexmi terciérneho veku a s radiálnou saxonskou tektonikou sa vyznačujú prameňmi termominerálnej vody (Karlove Vary, Františkovy Lázně, Mariánské Lázně, Teplice v Čechách, Teplice nad Bečvou ap.).

V Západných Karpatoch, ktoré boli koncom pliocénu už úplne vynorené, sa začala intenzívna raná erózia vo všetkých zónach a trvá dodnes. Procesy akumulácie a redepozície sú časté len na dolných častiach riek a potokov. Známe sú aluviálne rozsypy zlata v riečnych sedimentoch Dunaja u nás a v hornom Maďarsku, ako i v početných riečkach a potokoch horských rudných oblastí: Spišsko-gemerské rudohorie, Nízke Tatry, Vysoké Tatry, Žiar — Malá Magura, Kremnicko-štiavnické rudohorie ap. (J. Slávik et al. 1967).

Iný typ reprezentujú eluviálne sute s obsahom zlata v Považskom Inovci zóny fatrotatríd (S. Polák 1968).

Alpínska a postalpínska zlomová tektonika je veľmi dobre viditeľná na početných pozdĺžnych a priečnych zlomoch, ktoré sú vyznačené prítomnosťou termominerálnych prameňov. Mnohé z nich majú dobrú medzinárodnú povesť ako liečebné a kúpeľné strediská: Piešťany, Trenčianske Teplice, Turčianske Teplice, Rajecké Teplice, Korytnica, Bojnice, Brusno, Číž, Lúčky, Bardejov ap. (J. Slávik et al. 1967).

Doručené 13. XII. 1974
Odporučil Zdeněk Pouba

Zoznam oblastí Tab. 1

1. Oblasti predvariských ultrabázik a bázik v Českom masíve (Ni, Cu, Ti, Cr)
2. Oblasti predvariských granitoidov (Sn, skarny s Fe)
3. Oblasti proterozoických sedimentov a bázických vulkanitov (pyrit, Mn)
4. Oblasti staršieho paleozoika: a) epiasyntská pokrývka sedimentov stredných Čiech (Fe), b) rajón sedimentov s metabazitmi západných Krušných hôr (Cu)
5. Oblasti eovariského vulkanizmu v Čechách (Fe, Pb, Cu?)
6. Oblasti variských syntektonických magmatitov bázického a intermediárneho charakteru (Au, Sb, U, Li, Pb, Zn), ako aj neskorotektonických magmatitov moldanubika (Pb, Zn, Ba, F)
7. Oblasti kyslého variského magmatizmu saxonthurinskej, sudetskej a silezskej zóny (Sn, W, Li), ako aj posthumnej tektoniky (U) Bi, Co, Ni ? (Ag, Pb, Zn, Ba, F)
8. Oblasti koncentrácií Cu a U v permokarbóne a) Čiech, b) Západných Karpát
9. Oblasti vrchného karbónu Západných Karpát s ložiskami magnezitu a Pb, Zn
10. Oblasti epihercýnskej transgresie a tektoniky v Českom masíve (trias, jura — Cu, Pb)
11. Oblasti platformového saxonského vulkanizmu a tektoniky (Pb, Zn, F, Ba, Ti), ako aj terciérno-recentných migračných procesov (U, F, Ge)
12. Oblasti lateritického zvetrávania v kriede (bauxit, kaolín, Fe)
13. Oblasti oligocénno-miocénnych bazénov s lignitmi (lignit, pyrit, $CaSO_4$, Ti, Al, Mn)
14. Oblasti proterozoických a staropaleozoických sedimentov so synchrónnym kyslým a bázickým vulkanizmom v Západných Karpatoch (pyrit, siderit, Sb, Cu, Pb, Zn, Hg)
15. Oblasti granitoidných plutonitov jadrových pohorí Západných Karpát (Fe, Cu, Sb, Au, Ag, Ba, Pb, Zn, SiO_2)
16. Oblasti vulkanosedimentárnych a sedimentárnych formácií mezozoika až paleogénu Západných Karpát (Mn, Fe, Al, Pb, Zn, Cu, Sb).
17. Oblasti kriedových granitoidov, ako aj alpínskej tektoniky a metamorfizmu (Fe, Sb, Cu, Hg, Sn, U)
18. Oblasti subsekventného tardicinematického až finálneho alpínskeho vulkanizmu (Ag, Pb, Zn, Au, Hg, Fe, Cu, Sb atď.)
19. Oblasti miocénnej sedimentácie Západných Karpát (soľ, lignit, pelosiderity)

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Westkarpaten. 1. vyd. Bratislava, Vydavateľstvo SAV 1968. 304 s.

Bajaník, Š. — Ilavský, J. — Štohl, J. — Vozár, J. 1975: Vulkanizmus a metalogenéza v Západných Karpatoch. Geol. práce, Spr. 65 (Bratislava).

Barth, V. 1960: The Devonian volcanism of the zone Šternberk — Horní Benešov in the Low Jeseník Mountains. Olomouc, Acta Univ. Palackianae Olomoucensis 1, s. 1—131.

Bernard, J. H. — Dudek, A. 1967: Sur le magmatisme et les minéralisations hydrothermales du Massif de Bohême. Mineralium Deposita (Berlin), 2. s. 63—79.

Bernard, J. H. — Rösler, H. J. — Baumann, L. 1968: Hydrothermal ore deposits of the Bohemian Massif. Guide to Excursion 22 AC, Inter. Geol. Congr. XXIII. Sess. Praha.
Böhmer, M. — Štohl, J. 1967: Obzor metallogenetičeskich uslovij srednoslovackogo neovulkaničeskogo kompleksa. Nekotoryje problemy geologii i metallogenii Zapadnych Karpat, Bratislava, s. 110—123.
Buday, T. et al. 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha, V ČSAV. 228 p.
Cambel, B. 1967: Metallogenija Zapadnych Karpat. Nekotoryje problemy geologii i metalogenii Zapadnych Karpat, Bratislava, s. 100—110.
Cambel, B. — Jarkovský, J. 1971: Der Mikrochemizmus von Chalkopyriten. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 22, s. 281—298.
Cambel, B. — Kantor, J. 1972: Sravnenije izotopnogo i geochimičeskogo issledovanija sulfidov singenetičeskich koľčedannych mestoroždenij Zapadnych Karpat. Očerki sovremennoj geochimii i analitičeskoj chimii. Moskva, Izd. Nauka, s. 377 až 389.
Čadek, J. — Sattran, V. 1967: Zur räumlichen Verbreitung varistischer, saxonischer und noch jüngerer Mineralisationen im Böhmischen Massiv. Leipzig, Freiberger Forschungshefte C 209 (Mineralogie — Lagerstättenlehre), S. 65—71.
Dymkov, J. M. 1960: Uranovaja mineralizacija rudnych gor. Moskva, Izd. Nedra.
Fusán, O. — Plančár, J. — Slávik, J. 1971: Geologická stavba podložia v južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15.
Chrt, J. et al. 1968: Räumliche und zeitliche Beziehungen der endogenen Mineralisation der Böhmischen Masse zu Magmatismus und Bruchtektonik. Z. angew. Geol., 14, 7, S. 362—376.
Ilavský, J. 1958: Geologie der Erzlagerstätten des Zips-Gömorer Erzgebiges (Tschechoslovakei). Geologie, Jhg. 1958. H. 1. Berlin.
Ilavský, J. 1964: Smolník gisement stratiforme polymetamorphisé de minérais sulphurés. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 15, 1962, 2, pp. 299—310.
Ilavský, J. — Sattran, V. 1966: Metallogenetic Map of Czechoslovakia 1 : 1 000 000. Praha.
Ilavský, J. 1968: Zur Metallogenetischen Karte der Westkarpaten 1 : 1 000 000. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), S. 51—72.
Ilavský, J. 1974: Príspevok ku paleogeografii gelnickej série gemerid na základe stratiformných zrudnení. Zbor. geol. vied, rad ZK, 1, s. 51—98.
Janečka, J. — Štemprok, M. 1967: Endogenous tin mineralization in the Bohemian Massif. Rep. Inter. Tin Council, London, p. 3—19.
Kantor, J. 1957: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. práce, Spr. 11 (Bratislava), s. 188—197.
Kantor, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. Geol. práce, Zoš. 60 (Bratislava), s. 303—318.
Kantor, J. 1962: Izotopy „obyčajného" olova na niektorých západokarpatských ložiskách. Geol. práce, Zoš. 61 (Bratislava), s. 175—194.
Kantor, J. — Rybár, M. 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathian cristalline. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 15. 2, pp. 285—298.
Kantor, J. 1965: Tungsten in the West Carpathian metallogenetic province. Geol. práce, Spr. 36 (Bratislava), pp. 199—217.
Kantor, J. — Rybár, M. 1970: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom sulphide deposits of the cambro-silurian series, Spiš — Gemer ore Mts. Czechoslovakia. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 21, pp. 3—41.
Klinec, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? Geol. práce, Spr. 60 (Bratislava), s. 121—128.
Koutek, J. 1964: Geologie československých rudních ložisek. I. Ložiska Českého jádra. [Učební texty VŠ] Praha, Karlova Universita. 120 s.
Kuthan, M. 1959: Produkty neogénneho vulkanizmu vo vzťahu k nerastným surovinám na Slovensku. Geol. práce k 15. výročiu SNP a oslobodeniu ČSSR, s. 135—143.
Laffitte, P. 1966: La métallogénie de la France. Bull. Soc. géol. France, 7, pp. 52—72.
Legierski, J. 1973: Model ages and isotopic composition of ore leads of the Bohemian Massif. Čas. mineral. geol., 18, 1—22.

Losert, J. — Chrt, J. 1962: Neodic platform metallogenetic province in the Bohemian Massif. Věst. Ústř. úst. geol., 37, pp. 201—204.
Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, diel II. Západné Karpaty, sv. 1. ÚÚG, Praha Academia.
Moravek, P. 1971: Ore deposits stucture and mineralization of the Jílové Gold-mining district. Sbor. geol. věd, ř. LG, 13, pp. 1—170.
Mrňa, E. — Pavlů, D. 1967: Lagerstätten der Ag-Bi-Co-Ni-As Formation im Böhmischen Massiv. Sbor. geol. věd, ř. LG, 9, s. 7—104.
Novák, Fr. 1962: Kritéria alpínskych regeneračních procesů na hydrotermálních ložiskách gemerid. Geol. práce, Zoš. 62, (Bratislava), s. 113—126.
Petránek, J. 1964: Gemeinsame Merkmale der Eisenerzlager im böhmischen und thüringischen Ordovicium. Abh. Deutsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen u. Montangeologie, Berlin 2, s. 79—95.
Píša, M. 1966: Minerogenesis of the Pb-Zn deposit at Bohutín near Příbram. Sbor. geol. věd, ř. LG, 7, pp. 1—164.
Pokorný, J. 1969: Sulphide ore deposits in the Ransko basic massif. Sbor. geol. věd, ř. LG, 10, pp. 111—155.
Pouba, Z. 1970: Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. Sbor. geol. věd, ř. LG, 12, pp. 7—64.
Raguin, E. 1957: Les convergences dans la classification métallogénique. Neues Jahrbuch für Miner. Abhandl., 91, p. 271—277.
Sattran, V. et al. 1966: Problémy metalogenéze Českého masívu. (Problems of metallogeny of the Bohemian Massif). Sbor. geol. věd, ř. LG, 8, pp. 7—112.
Sattran, V. — Klomínský, J. 1970: Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. Sbor. geol. věd, ř. LG, 12, pp. 65—154.
Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Aktuality geol. průzk., 510 s.
Varček, C. 1959: Metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 2, s. 123—144.
Varček, C. 1967: Überblick der Metalogenese der Westkarpaten. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, s. 3—10.
Zemánek, V. 1957: Skarny v širokém okolí Přísečnice a Měděnce. Sbor. Ústř. úst. geol., 24, 2, odd. geol., s. 241—312.
Zorkovský, V. 1952: Slovenské boksity a ich genéza. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 3, č. 1—2.

SKETCH OF METALLOGENY OF CZECHOSLOVAKIA

(Explanations to metallogenic map of Czechoslovakia in scale 1 : 2,500.000)

J. ILAVSKÝ — VL. SATTRAN

The paper represents explanatory text to the metallogenic map of Europe to a scale 2,500.000 published by UNESCO — Paris.

It is based on the principle of the French metallogeny school, i. e. on metallotects — conditions of genesis and localization of deposits.

In the introduction, general geological characteristics of the Czechoslovak territory is given: separately for the Bohemian Massif and the Carpathians.

The Bohemian Massif consists of the Moldanubic whose age was evidenced as the oldest one (1000 m. y.) in Czechoslovakia, in the area of the Brumides; of the units Teplá and Barrandien, of Saxothuringic, Sudetic, Silesic and Moravic — in the form of Proterozoic and Paleozoic blocks. They are overlain by the Bohemian Cretaceous and by Tertiary sediments through neovolcanites.

The West Carpathians belong to Alpine-folded Europe and they comprise

light parallel east-western zones. Beginning with the external zones (northern) they are as follows: the zone of fore deep Carpathian Neogene, the flysch zone, the Klippen Belt, the Fatro-Tatride zone, the zones of the Veporides than of the Gemerides and the inner zone of neovolcanites through Neogene sediments. They comprise a relatively complete sequence of formations of the Paleozoic, Mesozoic and Tertiary.

Metallogenic units

The Czechoslovak territory consists of two metallogenic provinces:
- the metallogenic province of the Bohemian Massif and
- the metallogenic province of the West Carpathians. They have polycyclic and polyparagenetic character.

Nineteen areas with diverse sorts of metallotects may be distinguished there. They are arranged chronologically from the oldest to the youngest:

A. Metallotects associated with magmatism, metamorphosis and tectonics of pre-Variscian cycles (pre-Variscian endogene metallogeny — areas 1, 2, and partially 3 and 4). It is concerned with Ni-pyrrhotines, Cu, Co, Fe, Sn, Pb, Zn, Sb (W, Au), Hg, magnesites, Mn ores. (Fig. 1, 9)

B. Metallotects associated with paleogeography and lithology of the Proterozoic and Early Paleozoic (exogene pre-Carboniferous metallogeny). Ore mineralizations: pyrite, Mn, Fe (areas 3, 4). (Fig. 2, 9)

C. Metallotects associated with the Variscian magmatism, metamorphosis and tectonics (Variscian endogene metallogeny). Ore-mineralizations: Au, Sb, As, Sn, W, Si, U, Pb, Zn, Cu, Ag, Fe, Ba, Bi, Ni-Co-As, Fe-Ti, Bi (areas 5, 6, 7, 15). (Fig. 3, 10)

D. Metallotects associated with post-Variscian tardikinematic volcanism (post-Variscian endogene metallogeny — areas 8, 9): ore-mineralizations: magnesite, Pb, Zn, U — Cu, Ba, Cu, U — Mo — Cu, Fe. (Fig. 4, 5)

E. Metallotects, associated with paleogeography and lithology of Late Paleozoic (area Nr. 8). — Ore-mineralizations: Cu, U — Ge, Au, Fe, U. (Fig. 4, 5)

F. Metallotects of the geosynclinal stage of the Alpine epoch (volcano-sedimentary eoalpine metallogeny — area 16). Ore-mineralizations: Fe, Cu, Pb, Zn, Cr, Mn. (Fig. 10)

G. Metallotects associated with magmatism, metamorphism and tectonics of the orogene alpine stage as well as with Saxon tectonics and volcanism (areas 9, 10). Ore-mineralizations: talc, graphite, Sn, U, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Fe, Ba, F. (Fig. 6, 7, 12)

H. Metallotects associated with paleogeography and lithology of the Cretaceous through the Miocene (areas 12, 13, 16, 19). Ore-mineralizations: Fe, Mn, kaolin, Ti-clays, Sn-placers, Au-placers, bauxites, lignites with Ge, salts, pyrite-marcasite. (Fig. 8, 11)

I. Metallotects of tardikinematic — alpine volcanism (area 17). Ore-mineralizations: Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Fe, Mo, W, Si, As, Mn, S, Sb, Bi, F). (Fig. 7)

J. Metallotects of recent and subrecent geologic processes. Ore-mineralizations: Au-placers, Sn-placers, zircon, monasite, mineral waters.

In the original Slovak text, in the respective paragraphs, are the main ore-districts and deposits of the individual sorts of ores and the most important bibliographical data.

Mineralia slovaca, 8 1976 3, 221—240

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII ZLATOMORAVSKÉHO ZÁLIVU

(3 obr. a 2 tab. v texte)

BEDRICH GAŽA — MILENA BEINHAUEROVÁ*

Sur la géologie de la baie de Zlatomoravský záliv

Dans la région de la baie de Zlatomoravský záliv on a effectué la recherche du pétrole exécutée par les méthodes géophysiques aussi que par les forages au cours duquel on a étudié la structure du relief de mur et du remplissage néogènique. On a obtenu quelques connaissances nouvelles sur la distribution des formations pré-néogèniques aussi que sur le profil stratigraphique et lithologique du Néogène — sur la distribution du Badenien et des roches néovolcaniques. L'article décrit aussi le cours et la fonction des systèmes de failles dans les parties marginales de la baie aussi que les zones d'élévation remarquable et de l'accumulation du gaz naturel se trouvant en marge occidentale de cette baie.

Zlatomoravský záliv je najvýchodnejším zo severných výbežkov podunajskej panvy. Jeho pozdĺžna os má smer JZ — SV. Na severozápadnej strane ho ohraničujú predterciérne útvary pohoria Tríbeč, ktoré, ponárajúc sa pod neogén juhozápadným smerom, tvoria fundament nitrianskej hraste; na východnej strane sú to neovulkanity Hronského Inovca. Prieskum zameraný na uhľovodíky sa sústredil približne do stredu zálivu, na územie ohraničené zhruba spojnicou Nitra — Mojmírovce — Pozba — Zlaté Moravce — Nitra.

Na prieskum sme použili viaceré geofyzikálne a vrtné metódy, ktoré priniesli rad nových poznatkov o geologickej stavbe územia. Systematický prieskum sa začal v roku 1966. Využila sa predovšetkým reflexná seizmika. Interpretácia geofyzikálnych podkladov sa opierala o stredne hlboké a hlboké vrty.

Celé opisované územie pokryla geomagnetika a gravimetria v regionálnom i v detailnom meradle, reflexná seizmika prevažne regionálne (spolu 450 km profilov), ďalej sa urobil pozdĺžny refrakčnoseizmický profil dlhý 15 km a v menšom objeme bola využitá geoelektrika. Vyhĺbilo sa 86 stredne hlbokých štruktúrnych vrtov do priemernej hĺbky 600 m a 5 hlbokých vrtov do maximálnej hĺbky 2572 m.

Tieto prieskumné disciplíny, najmä reflexná seizmika, a vrty, poskytli na riešenie geologickej stavby skúmaného územia a jeho naftogeologických po-

* Ing. Bedrich Gaža, Nafta, 908 45 Gbely, okr. Senica.
RNDr. Milena Beinhauerová, Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 600 00 Brno.

merov veľmi dobré podklady. V seizmike sa použila nová metóda registrácie do časových rezov, ktoré umožnili lepšiu kvalitatívnu a kvantitatívnu interpretáciu. Seizmicky a vrtmi bol zmapovaný reliéf podložia. Prispela k tomu najmä skutočnosť, že sa hranica neogén — podložie väčšinou prejavovala ako výrazný reflexno-seizmický horizont. Okrem celého radu litologických rozhraní v neogéne, ktoré sa indikujú na seizmických materiáloch, je význačný horizont odrážajúci hranicu neovulkanitov, ktorý umožnil určiť ich západné rozšírenie v neogénnej výplni. Vrty okrem toho spresnili plošné rozšírenie predneogénnych útvarov.

Na základe seizmických materiálov doplnených vrtmi sa riešila zlomová tektonika na úrovni povrchu podložia a v neogéne. Boli identifikované elevačné a depresné pásma a opísaný priebeh, funkcia a vek zlomových systémov na okrajoch zálivu, ako aj ich význam pre akumuláciu živíc. Vrt Ivanka 2 objavil plynové ložisko.

Prehľad histórie naftového prieskumu

Najstaršie gravimetrické a magnetické merania sa v zlatomoravskom zálive robili v rámci regionálnych meraní celej oblasti podunajskej panvy. Najstaršie je tiažové meranie z rokov 1942—1943, ktoré urobila nemecká firma GFPL z Berlína. Gravimetrické merania pokračovali v rokoch 1947—1948 (SGÚ Bratislava) a 1948—1949 (ÚÚG Praha). Všetky merania spojil R. Běhounek (1952) do mapy tiažových izanomál v mierke 1 : 200 000. Regionálne merania potom pokračovali v rokoch 1954—1958 (ČND Brno, ÚÚG Praha). Komplexne boli ich výsledky pre celú podunajskú panvu spracované v roku 1960 (J. Ibrmajer — L. Mottlová 1960) na mape Bouguerových izanomál v mierke 1 : 200 000.

Najdôležitejší prínos gravimetrie v oblasti zlatomoravského zálivu je v zistení tiažového minima na spojnici Vráble — Komjatice, elevačného vyklenutia severozápadne od Ivanky a severovýchodne od Golianova a ďalej v zistení vysokého tiažového gradientu pri severozápadnom okraji zálivu, odrážajúceho prudké upadanie reliéfu podložia zvýrazneného zlomovou tektonikou. Naopak na východnom okraji zálivu sa poruchové pásma v tiažových mapách nedajú vôbec určiť.

Z magnetických meraní sú ako prvé prakticky dôležité merania z rokov 1947—1948, ktoré robil GÚDŠ Bratislava a ÚÚG Praha. Ich výsledky využil K. Müller (1948) a zostavil mapu izanomál Z-zložky s krokom po 25 γ pre celú panvu. V období 1959—1961 sa vykonali ďalšie magnetické merania, ktoré vo forme jednotnej mapy vertikálnej magnetickej intenzity spracoval O. Man (1962). Aeromagnetické merania z rokov 1957—1959, spracované v práci J. Ibrmajera — L. Mottlovej (1960), nemajú pre veľkú strednú chybu pri vyhľadávacom prieskume na uhľovodíky význam a nedali sa použiť.

Význam geomagnetických meraní je v konštatovaní, že aj keď sa z ich údajov nedá sledovať podložie panvy, možno stanoviť rozšírenie vulkanických telies a sedimentov s obsahom vulkanického materiálu v neogénnej výplni. Zlatomoravský záliv a jeho severovýchodný okraj patria do oblasti silne porušeného magnetického poľa. Podiel vulkanického materiálu v jeho neogénnej výplni, najmä vo východnej a severovýchodnej časti, je značný.

Okrajový význam majú geoelektrické merania, ktoré do opisovaného územia zasahujú zo susedných oblastí len sčasti. V regionálnej mierke sú premerané plochy priliehajúce k východnému okraju zálivu v oblasti šurianskej magnetickej elevácie (r. 1959). Geoelektrické merania v podunajskej panve komplexne spracovala L. Pavlíčková (1963) a V. Hašek (1968). Isté úspechy sa dosiahli pri určovaní reliéfu podložia neogénu v menších hĺbkach, príp. pri sledovaní výrazných zlomových porúch.

K začiatkom systematického prieskumu na živice v zlatomoravskom zálive patrí už detailné gravimetrické meranie stotinovým gravimetrom z r. 1967 (E. Klašková et al. 1968) a orientačné reflexnoseizmické profily urobené v rokoch 1966 a 1967. Seizmické práce pokračovali potom až do roku 1971, teda až do úplného pokrytia územia regionálnou, príp. v miestach zistených elevácií aj detailnou sieťou profilov. Súčasne so seizmickými meraniami prebiehali vrtné práce. V období 1967—1968 boli vyvŕtané hlboké štruktúrne vrty Vráble 1 do hĺbky 2572 m, Zlaté Moravce 1 do hĺbky 2095 m a Mojmírovce 1 do hĺbky 2129 m. Od druhej polovice roku 1969 sa do konca roku 1972 urobilo na západnom okraji zálivu 83 stredne hlbokých štruktúrnych vrtov označených Cf 600 Mojmírovce a tri vrty Cf 600 KD na východnom okraji na predĺženom profile vrtov N (Nemčičany), ktoré robil Geologický ústav D. Štúra Bratislava v rokoch 1957—1964 (E. Brestenská 1964).

Reflexná seizmika a štruktúrne vrty poskytli najviac podkladov z hľadiska riešenia geologickej stavby oblasti. Získali sa pri nich aj dôležité geologické údaje o nafte. Na objavených štruktúrnych eleváciách pri západnom okraji zálivu sa na základe toho začal pionierský prieskum, najprv vrtom Ivanka 1 v r. 1971 (hĺbka 2395 m) a potom vrtom Ivanka 2 v r. 1972 (hĺbka 2150 m). Vrt Ivanka 2 dosiahol vo vrchnom sarmate v intervale 1718—1850 m plynonosné horizonty.

Geologické pomery skúmanej oblasti

Zlatomoravský záliv je priekopová prepadlina vyplnená mladotreťohornými sedimentmi nie staršími ako stredný baden. Východný a juhovýchodný okraj zálivu susedí s oblasťou charakteristickou bohatou vulkanickou činnosťou v neogéne, a preto aj jeho sedimenty majú hojnú vulkanickú prímes.

Centrálna depresia zálivu je pri Komjaticiach a leží v južnom pokračovaní mobilnej zóny hronského synklinória. Z depresie pri Komjaticiach prechádza na juhozápad do ústrednej pliocénnej depresie podunajskej panvy.

Stratigrafia a litológia

Podložie neogénu

Predneogénne útvary vychádzajúce na povrch na západnom a severnom okraji zlatomoravského zálivu v pohorí Tríbeč spracovali v r. 1956—1959 A. Biely a E. Krist. Prvú predstavu o ich rozšírení v podloží neogénu v zálive publikovali T. Buday — V. Špička (1967). Na sever od línie Vráble — Ivanka pri Nitre predpokladali mezozoikum, a to v severozápadnej časti mezozoikum obalových jednotiek a krížňanského príkrovu, vo východnej časti jednotky hronského synklinória. Hranicu medzi nimi vedú približne po

spojnici Zlaté Moravce — Ivanka pri Nitre. Na juh od uvedenej línie, ktorú stotožňujú s tzv. ludínskou líniou, predpokladali kryštalinikum jadrových pohorí.

O. Fusán et al. (1971) spresnili podľa niekoľkých dovtedy urobených naftárskych vrtov a výsledkov geofyzikálnych meraní hranicu obalových jednotiek a hronského synklinória, interpretovali pruh kryštalinika na západnom okraji zálivu, ale predovšetkým podstatne rozšírili rozsah jednotiek hronského synklinória smerom na juh až do oblasti Pozby.

Ukázalo sa, že rozšírenie mezozoika na východnom ponorenom svahu Tríbeča nie je také veľké, ako sa predpokladalo. Z dvanástich naftárskych vrtov, ktoré dosiahli podložie, sa v jedenástich zistilo kryštalinikum. Vrty sú rozmiestnené v priestore od Mojmírovce po Zlaté Moravce v dĺžke 30 km. Vo vysokých kryhách veľmi blízko pri okraji zálivu bolo zistené kryštalinikum pri Dolných Sľažanoch (vrt Cf Moj. 76, žula od 292 m), západne od Hosťovej (vrt Cf Moj. 79, žula od 325,5 m), ďalej západne od Dolných Obdokoviec (stredne zrnitá svetlosivá žula s vysokým obsahom kremeňa, vrty Cf Moj. 65, od 480 m, Cf Moj. 56, od 390 m a Cf Moj. 57, žula od 273 m), pri Dolných Krškanoch (fylitické bridlice, vrt Cf Moj. 30, od 288 m) a juhozápadne od obce Cabaj (vrt Cf Moj. 7, metamorfované pieskovce a bridlice v hĺbke 444—585 m).

V hlbších kryhách sa navŕtalo kryštalinikum v hlbokých vrtoch Mojmírovce 1, Ivanka 1 a 2. Vo vrte Mojmírovce 1 bola svetlosivá stredne zrnitá muskovitická žula v jadrách z hĺbky 2095—2100 m a z 2126,2—2127,3 m. Svetlosivá leukokratná žula s vysokým obsahom kremeňa a s rovnomernou strednou zrnitosťou tvorila v tomto vrte jadro z hĺbky 2127,3—2129,1 m. Podľa elektrickej karotáže nastupuje kryštalinikum v hĺbke 2099 m.

Vrt Ivanka 1 dosiahol, ako ukázal EK diagram, podložie neogénu v hĺbke 2350 m. Vrtné jadro z hĺbky 2355—2358 m obsahovalo zelenkavosivý seritický fylit a z hĺbky 2389—2392 m tmavozelený chloritický fylit.

Vo vrte Ivanka 2 sa podľa EK kladie hranica neogén — kryštalinikum do hĺbky 2078 m. V hĺbke 2094—2097 m a 2148—2150 m sú tmavosivozelené premenené fylity s vyšším obsahom chloritu.

Tieto údaje dokazujú, že východný ponorený svah Tríbeča je budovaný prevažne kryštalinikom. Vo veľkej miere sú zastúpené granity, ktoré sa sem tiahnu v úzkom pásme zo západného svahu Tríbeča, kde ich zistil vrt Veľké Záluzie 1, cez južný svah Zobora, kde vychádzajú na povrch, a cez vrt AS-54 východne od Nitry v Chrenovej, kde boli zastihnuté v malej hĺbke pod povrchom. Granity na východnom svahu Tríbeča tvoria úzky pruh tiahnúci sa južne od Mojmíroviec do priestoru západne od Zlatých Moraviec, kde sa ponárajú pod jednotky hronského synklinória. Zo severozápadu ich lemuje úzky pás metamorfitov. Usudzuje sa tak podľa vrtu AS-45 pri Jelenci, ktorý navŕtal svory. Metamorfované paleozoické horniny sú rozšírené aj na juhu a juhovýchode.

Mezozoikum, ktoré v oblasti Tríbeča patrí obalovým jednotkám, je na jeho východnom svahu plošne veľmi obmedzené. Pri geologickom mapovaní sa na povrchu zistili len menšie ostrovy mezozoika. Pod neogénom je pravdepodobne len úzky pás tesne pri okraji. Okrem staršieho vrtu Cf Nitra 3 novšie vrty dosiahli mezozoikum preukázateľne len vo vrte Cf Mojmírovce 8. V hĺbke 313—370 m tu boli prevŕtané sivé až tmavosivé vápnité dolomity. To značí, že aj na južnom ponorenom svahu Tríbeča je mezozoikum vyvinuté na menšej ploche, ako sa doteraz predpokladalo.

Západnú hranicu jednotiek hronského synklinória v priestore zlatomoravského zálivu spresnili vrty Vráble 1 a Zlaté Moravce 1, ktoré tieto jednotky zastihli v najzápadnejšej pozícii vôbec. Vo vrte Vráble 1 sa prešlo z neogénu do mezozoika v hĺbke 2460 m. Bolo prevŕtaných 20 m ružovkastých metamorfovaných kremitých pieskovcov a červenohnedých, fialkastých ílovcov a 92 m sivých až tmavosivých, bieložilkovaných dolomitov s 12 a 7 m mocnými polohami čiernych grafitických bridlíc. Súvrstvie sa pokladá za vrchnotriasové. Z tektonickej stránky patrí do chočského alebo do vyšších príkrovov (O. Fusán et al. 1971). Vo vrte Zlaté Moravce 1 sú podľa EK vyvinuté pod neogénom od hĺbky 1590 m 100 m mocné tehlovočervené, fialkasté a žltohnedé arkózové pieskovce, pod nimi sivé arkózové a drobové pieskovce mocné okolo 250 m a konečne tmavosivé, bieložilkované slabo metamorfované arkózové pieskovce. Pestré pieskovce sú permské, sivé a tmavosivé vrstvy pod nimi, s najväčšou pravdepodobnosťou vrchnokarbónske. Predpokladá sa, že patria k chočskému príkrovu.

Rozšírenie tektonických jednotiek v podloží neogénu sa dá čiastočne posúdiť aj podľa seizmických materiálov. Najvýraznejšie sa na nich prejavuje rozhranie neogén — kryštalinikum. Kým v neogéne sú seizmické rozhrania pozorovateľné na dlhých úsekoch, v kryštaliniku sú nápadne kvalitatívne i kvantitatívne redukované. Platí to najmä o profiloch zo západnej časti územia. Rozhranie neogén — mezozoikum je v priestore hronského synklinória menej výrazné, ale dá sa ešte pomerne dobre sledovať. Rozhranie neogén — podložie v okolí vrtu Zlaté Moravce 1 (tam, kde sa zistili, resp. sa predpokladajú mladopaleozoické horniny) nie je seizmicky výrazné. Litologický rozdiel bazálnych vrstiev neogénu (stredný baden) a podložných permských a karbónskych drobových a arkózových pieskovcov je pomerne malý a geofyzikálne sa neprejavuje. Z porovnania refrakčnoseizmického profilu 486 R/68 a reflexnoseizmického profilu 468/66 vedených cez vrty Vráble 1 a Zlaté Moravce 1 vyplýva, že uvedené súvrstvia budujú povrch neogénneho podložia v dĺžke asi 4 km v južnom smere od Zlatých Moraviec.

Neogén

Sedimentácia hornín vlastnej výplne zlatomoravského zálivu trvala od stredného badenu cez sarmat, panón, pont, dák a ruman až do kvartéru. Ako depresia sa záliv vytvoril po vyvrásnení Západných Karpát až v období medzi spodným a stredným badenom, pretože staršie sedimenty neogénu v tejto oblasti nie sú. Mocnosť neogénnej výplne v centrálnej depresii zálivu je viac ako 3700 m.

Zo seizmických materiálov podľa priebehu výrazných korelačných horizontov v neogéne vidieť, že transgresia neogénnych súvrství prebiehala v zlatomoravskom zálive postupne. Podobné pomery sú aj na západnej strane Tribeča v topoľčianskom zálive. Vrty to potvrdili, pretože v najvyšších kryhách prechádzali stredne hlboké štruktúrne vrty do podložia neogénu z dáku alebo panónu. Hlboké vrty Ivanka 1 a 2 dosiahli v podstatne väčšej hĺbke sarmat transgredujúci na kryštalinikum. Stredný baden navŕtali hlboké vrty Vráble 1 a Zlaté Moravce 1 už na východnom okraji zálivu. Vrt Mojmírovce 1 vošiel do kryštalinika z pestrých vrstiev brakického vrchného badenu.

Smerom na ponorenú hrasť Tríbeča transgreduje teda neogén stále mladšími sedimentmi. Postupnú transgresiu komplikuje prítomnosť abrazívnych plošín s hiátmi medzi badenom a sarmatom alebo sarmatom a panónom a zložitú stavbu doplňa aj zlomová tektonika.

Baden nie je vyvinutý v celom zálive. Zistilo sa jeho rozšírenie v priestore od najhlbších partií zálivu smerom na východ. Vo vyšších kryhách mojmírovských zlomov na západnom okraji zálivu sa jeho prítomnosť nezistila.

Rozšírenie badenu možno sčasti určiť aj podľa seizmického materiálu. Prítomnosť vulkanických sedimentov sa v seizmických rezoch prejavuje ako komplex maximálne výrazných niekoľkofázových seizmických rozhraní. V ich podloží a často aj nadloží nastáva úplný útlm seizmickej energie. Tento úkaz sa dá dobre pozorovať najmä na priečnych seizmických rezoch v severnej časti skúmaného územia. Pretože v neogéne tejto oblasti je na vulkanický materiál bohatý najmä baden, možno podľa uvedených znakov konštatovať jeho prítomnosť a rozšírenie.

Mikropaleontologický dôkaz o prítomnosti stredného a vrchného badenu je z vrtu Zlaté Moravce 1 z vrtných vzoriek (B. Jandová in B. Gaža et al. 1973). Celkove sa tu prevŕtalo 660 m badenu, z čoho asi 450 m pripadá na zónu aglutinancií (stredný baden) a zvyšok na zónu bolivinovo-buliminovú (vrchný baden). Vo vrtoch Vráble 1 a Mojmírovce 1 sa pod paleontologicky preukázaným spodným sarmatom (R. Jiříček 1973) prevŕtalo asi 100 m brakického súvrstvia s chudobnou, netypickou mikrofaunou, ktoré zaraďujeme do vrchného badenu. Vo vrte Vráble 1 je pod týmito vrstvami faunisticky sterilné súvrstvie vulkanických sedimentov v hĺbke 1880—2300 m. Prevláda v nich ryolitový a ryodacitový tufit.

Zaradenie týchto vrstiev do stredného až vrchného badenu zodpovedá schéme eruptívnych fáz M. Kuthana (1963). Ide o 2. ryolitovú fázu.

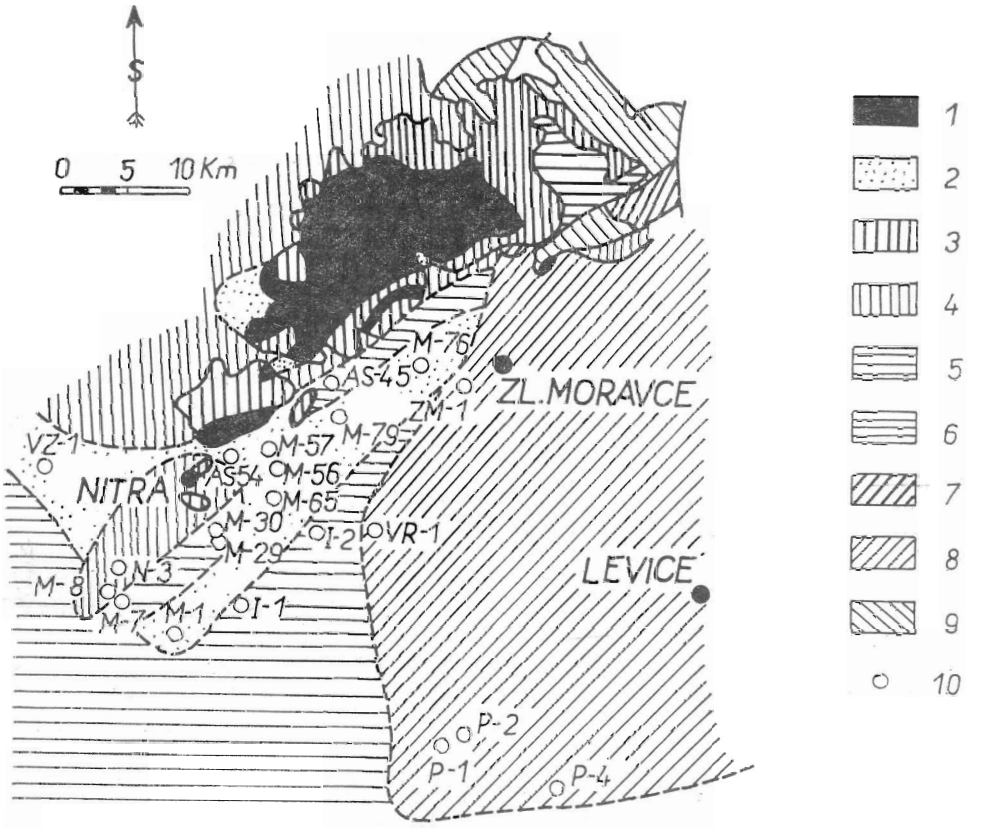
Na báze stredného badenu je vo vrte Vráble 1 vyvinutý 160 m mocný horizont klastík, svedok transgresie strednobadenského mora do nových sedimentačných priestorov. Celkove je tu baden mocný 680 m. Bližšia zonácia badenu je pre nedostatok fauny v tomto vrte nemožná. Vo vrte Zlaté Moravce 1 sa vulkanický materiál vyskytuje ako v strednom, tak aj vo vrchnom badene. Od predchádzajúceho vrtu sa vulkanický materiál v badene sčasti odlišuje, pretože ho v hojnej miere tvoria produkty bázickejšieho vulkanizmu. M. Zádrapa (in B. Gaža et al. 1973) tu určuje andezitové, ale aj zmiešané tufity, a to tam, kde kyslú zložku reprezentujú úlomky ryolitov, príp. ryodacitov.

Litologicky možno vcelku baden v zlatomoravskom zálive charakterizovať ako prevažne psamitické súvrstvie, na báze až psefitické, s prevládajúcou vulkanickou zložkou v sedimentoch, najmä v strednej časti, kde sa čisté pelity prakticky nevyskytujú. Na tvorbe sedimentov sa takmer vždy zúčastňuje psamitická vulkanická zložka. V intervale bazálnych klastík však vulkanický materiál nie je. Vo vrte Vráble 1 je 160 m mocný komplex bazálnych zlepencov s nevýznamnými zložkami a polohami pieskovcov, najčastejšie jemne až stredne zrnitých, rytmicky sa striedajúcich s ílovcom, prípadne prachovcom. Charakteristické pre tieto zlepence je pestré zafarbenie — svetlozelenkasté, ružové, fialkasté, sivé, ako aj slabá epizonálna metamorfóza uplatňujúca sa najzreteľnejšie v jemnejšie zrnitých sedimentoch. Zlepence sa vyznačujú nie príliš vysokým stupňom opracovania valúnikov, ktorých zrnitosť je drobná až stredná. Maximálna veľkosť valúnov je 3 cm. Materiál je rôznorodý: kremeň,

kremence, sericitické fylity, bridlice, siltovce, ílovce a pieskovce. Tmel, pôvodne ílovitý, je často výrazne usmernený.

Litologický charakter 150 m mocného komplexu na báze badenu vo vrte Zlaté Moravce 1 je odlišný. Je to jemne až stredne zrnitý vápnitý piesok s polohami vápnitého ílu a s vložkami drobnozrnných zlepencov. Prítomná je uhoľná hmota. Farba je svetlosivá a zelenkastá.

O ústupe mora a jeho splytčení koncom badenu svedčí prítomnosť brakického súvrstvia v najvyššom intervale badenu vo vrtoch Vráble 1 a Mojmírovce 1. Litologicky ho tvorí prevažne svetlosivý rozlične zrnitý vápnitý piesok



Obr. 1. Geologická mapa povrchu podložia neogénu v zlatomoravskom zálive, zostrojená na podkladoch geologickej mapy O. Fusána (1971) a naftárskych vrtov. Vysvetlivky: 1, 2 — granitoidy na povrchu a v podloží; 3, 4 — obalové série na povrchu a v podloží; 5, 6 — kryštalické bridlice na povrchu a v podloží; 7, 8 — chočský príkrov na povrchu a v podloží; 9 — krížňanský príkrov na povrchu; 10 — vrt.

Fig. 1. Geological map of the substratum of the Neogene in the Zlaté Moravce bay compiled on the basis of the map of O. Fusán (1971) and oil drillings.
1, 2 —Granitoids at the surface and in the substratum; 3, 4 — Envelope unit at the surface and in the substratum; 5, 6 — crystalline schists at the surface and in the substratum; 7, 8 — Choč nappe at the surface and in the substratum; 9 — Krížna nappe at the surface; 10 — borehole.

až pieskovec striedajúci sa so zelenavosivým rozlične piesčitým vápnitým ílom. V hojnej miere je prítomná uhoľná hmota. Charakteristické je rýchle striedanie pelitov a psamitov v niekoľkodecimetrových, ojedinele 1 až 3-metrových vrstvách.

Sarmat. V hlbších partiách zálivu pokračovala sedimentácia bez prerušenia do spodného sarmatu (ekvivalent zóny veľkých elfídií), ktorý je vyvinutý vo vrte Vráble 1 v hĺbke 1705—1780 m a vo vrte Mojmírovce 1 v hĺbke 1800—1998 m. Litologicky sa spodný a tiež stredný sarmat od brakického vrchného badenu neodlišujú.

Stredný sarmat (zóna Elphidium hauerinum) určil R. Jiříček (1973) vo vrte Vráble 1 v intervale 1650—1705 m. Vrchný sarmat (zóna s Protelphidium subgranosum Egger) je mikropaleontologicky potvrdený vo vrtoch Ivanka 1, 2 a Vráble 1.

Mocnosť sarmatu v zlatomoravskom zálive je najväčšia, aká sa doteraz zistila v celej podunajskej panve — 200 m spodného a stredného sarmatu vo vrte Mojmírovce 1 a 580 m vrchného sarmatu vo vrtoch Vráble 1 a Ivanka 2, t. j. spolu 780 m.

Charakter sedimentov vo vrchnom sarmate sa oproti spodnému sarmatu prakticky nemení, okrem bazálnych polôh, kde sa usadili enormne mocné klastiká.

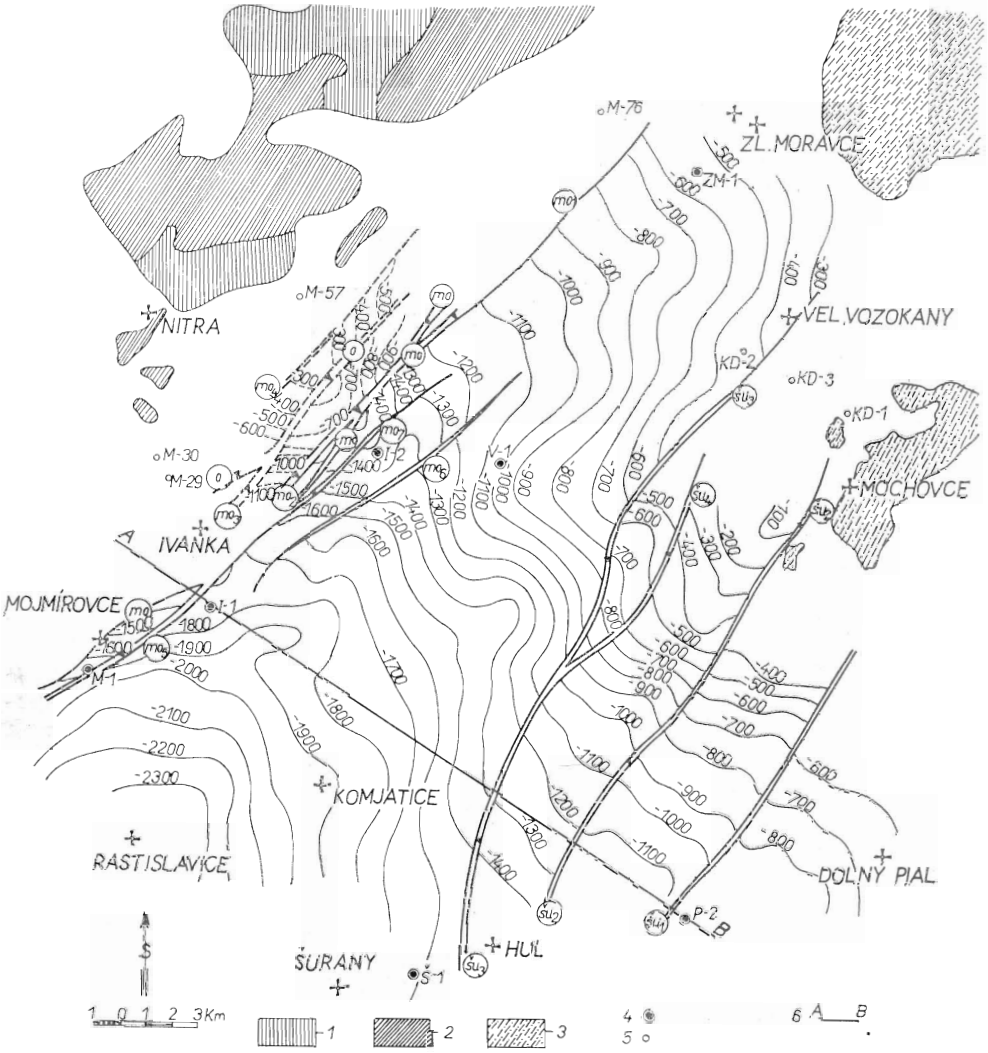
Vysladzovanie prostredia naďalej pokračuje, čo sa prejavuje na druhovom ochudobnení mikrofauny a nástupom kaspibrakických jedincov. Oscilácia vodnej hladiny v bazálnej časti vrchného sarmatu nie je taká rýchla. Je tu zjavná veľká subsidencia, najmä v okrajových častiach zálivu. Vo vrchnej časti vrchného sarmatu opäť badať rýchle striedanie pieskových a vápnito-ílovitých polôh.

Bázu *vrchného sarmatu* charakterizuje pieskový a štrkopieskový vývoj. Viac ako 300 m mocné súvrstvie spevneného piesku a štrku sa prevŕtalo na báze vrchného sarmatu vo vrte Ivanka 2 v hĺbke 1775—2080 m. Vo vrtoch Ivanka 1, Mojmírovce 1 a Zlaté Moravce 1 je tento komplex mocný 200 m. Vápnitý piesok až pieskovec sú prevažne hrubšie zrnité, smerom do nadložia sa stávajú jemnozrnnejšími. Farba je svetlo- až bielosivá. V spodnej časti tohto súvrstvia je vyvinutý štrk až zlepenec s pomerne dobre opracovanými valúnmi veľkosti maximálne 6—8 cm, najčastejšie do 2 cm. Materiál je rôznorodý, netriedený: vápence, dolomity (zväčša prevládajú), slabo vápnité pieskovce, kremence, žilný kremeň, ílovce, siltovce a fylity. Vo vrte Zlaté Moravce 1 tvoria valúnový materiál prevažne paleozoické horniny. Sú to tmavé metamorfované ílovce, sivé kremence, chloritizovaná žula, červená živcová droba, svetlozelené kremence a muskovitický granodiorit.

Panón je známy z celého spracovaného územia s výnimkou priestoru severozápadne od obce Svätoplukovo, kde súvrstvie pestrých pelitov dáku leží priamo na mezozoiku.

Pre panónske sedimenty je charakteristický silne piesčitý vývoj. V najvyššej časti panónu, resp. v ponte, je zastúpený svetlozelenosivý vápnitý íl, žltohnedo škvrnitý, obsahujúci zuhoľnatené zvyšky rastlín, nižšie potom svetlosivý až sivý silne piesčitý slienitý íl s hojným obsahom lignitu alebo zemitého hnedého uhlia. Časté sú vložky tmavohnedosivého až čierneho uhoľného ílu. Sú to tiež časté 1—2 m mocné polohy piesku a pieskovca, ktoré miestami dosahujú mocnosť až 25 m. Toto súvrstvie sa zaraďuje do pontu, do tzv. uhoľnej série, ktorá

zaberá časť zóny E a zónu F bývalého vrchného panónu. Zóna E je v opisovanej oblasti v pestrom vývoji a od pontu sa v týchto podmienkach nedá oddeliť. V typickom sivom vývoji sa zistil stredný panón (zóna D) a vrchná časť spodného panónu (zóna C). Tvorí ich svetlosivý a sivý, miestami aj



Obr. 2. Štruktúrna mapa na bázu panónu. Okraj panvy:
1 kryštalinikum, 2 — mezozoikum, 3 — neovulkanity, 4 — hlboký vrt, 5 — plytký štruktúrny vrt, 6 — priebeh geologického rezu.

Fig. 2. Structural map of the base of the Pannonian. Margin of the basin:
1 — Crystallime complex, 2 — Mesozoic, 3 — neovolcanic rocks. 4 — deep borehole, 5 — shallow structural borehole, 6 — course of geological section.

zelenkastý slabo piesčitý íl, ktorý je pri báze silnejšie piesčitý. Miestami prechádza do niekoľko desiatok metrov mocných polôh hrubozrnného piesku a štrku. Hlboké vrty prevŕtali aj najnižšiu časť spodného panónu, zónu B a A. Litologicky tvoria zónu B sivé pelity, zatiaľ čo sa zóna A viaže na niekoľkometrový interval bazálneho piesku. Podrobné zónovanie panónu podľa mikrofauny tu urobil R. Jiříček (1973).

Mocnosť panónu sa zmenšuje smerom z centrálnej depresie zálivu k jeho okrajom. Maximálna mocnosť včítane pontu sa zistila vo vrte Ivanka 1, a to 1300 m. V oblasti centrálnej depresie sa dá predpokladať okolo 1500 m panónu.

Vodný režim z obdobia ukladania panónskych sedimentov sa charakterizuje ako kaspibrakický. Smerom do nadložia je evidentné postupné znižovanie salinity, čo je viditeľné aj z rozborov vrstvovej vody v hlbinných vrtoch. Záliv sa počas vrchného panónu a v ponte menil na výbežok sladkovodného jazera, v ktorom sa usadilo pomerne mocné súvrstvie pestrých jazerných sedimentov aj v nasledujúcom období, v dáku.

Dák je vyvinutý v celej skúmanej oblasti a tvoria ho striedajúce sa polohy svetlozelenosivého vápnitého ílu a rozlične piesčitého ílu, ktorý je hrdzavo a žltohnedo škvrnitý. Častejšie sa vyskytujú aj polohy jemnozrnného vápnitého piesku s mocnosťou 5—10 m, ktorý je litologicky dosť nestály. Ojedinele sú v piesčito-ílovitých polohách aj vložky uhoľného ílu, lignitu alebo zemitého hnedého uhlia.

Oblasť maximálnej mocnosti dáku sa prakticky zhoduje s panónom (v území poklesnutých krýh popri mojmírovských zlomoch pri západnom okraji zálivu sa prevŕtalo 600—700 m dáku).

Hranica *pont* — dák sa podľa mikrofauny určovala ťažko, pretože zámena kaspibrakických fáun za limnické sa odohrala už v priebehu sedimentácie uhoľnej série. Preto je hranica nepresná a na jej určenie sa použili hlavne litologické a karotážne koreláty.

Ruman. V priestore obcí Dolné Krškany — Ivanka pri Nitre — Čechynce zistili stredne hlboké vrty v nadloží pestrých vrstiev piesčito-ílovitý štrk so sporadickými vložkami piesku alebo piesčitého ílu. Mocnosť tohto súvrstvia sa pohybovala od 30 do 50 m. Valúny štrku sú väčšinou netriedené a bližšie k okraju panvy (pri Dolných Krškanoch) sú väčšie a menej opracované ako v oblastiach vzdialenejších od okraja. Na základe mapovacích prác zaradila E. Brestenská (in M. Kuthan et al. 1963) analogický štrk na okrajoch do levantu (teraz ruman).

Kvartér

Pri naftárskych vrtoch sa najmladšiemu prevŕtanému súvrstviu do hĺbky 20—30 m pod povrchom venuje veľmi malá pozornosť. Len pri stredne hlbokých štruktúrnych vrtoch sa v počiatočnej fáze hĺbenia vrtu, keď sa robí priamym výplachom, berú vzorky z výplachu na orientačný opis litológie kvartéru. Na základe získaných podkladov sa dospelo k záveru, že kvartér v severovýchodnej časti skúmaného územia je tvorený odhora dole prevažne hnedosivou až tmavohnedosivou piesčitou ornicou a žltohnedou humusovou hlinou až piesčitou sprašou, prechádzajúcou do častých polôh žltkastého jem-

nozrnného piesku. Mocnosť kvartéru je vzhľadom na pomerne členitý terén rozdielna a nerovnomerná. Pohybuje sa od 5 do 20 m.

V juhovýchodnej časti územia zastupuje kvartérne uloženiny spraš, piesok a miestami aj štrk. Pokryv spraše dosahuje často pomerne veľkú mocnosť, až 30 m.

Tektonické pomery

Severné výbežky podunajskej panvy majú tvar priekopových prepadlín. Terajší tektonický ráz im vtisli mladotreťohorné pohyby v regióne karpatského oblúka, keď sa úplne alebo sčasti zasedimentované pásmové pohoria vynárali a neogénne sedimenty na ich svahoch poklesávali schodkovite v úzkych pozdĺžne pretiahnutých kryhách. Kryhy sú vymedzené systémami zlomov regionálne karpatského, t. j. juhozápadno-juhovýchodného smeru, sú uklonené na západných svahoch na juhovýchod a na východných svahoch na severozápad. Zlomy s väčšou výškou skoku sú často sprevádzané menšími protiklonnými zlomami, ktoré vznikli v dôsledku vyrovnávacích pohybov pri nerovnováhe niektorých krýh.

Zlomy prebiehajúce po severozápadnom okraji zlatomoravského zálivu boli pomenované mojmírovské a na juhovýchodnom okraji šurianske (M. Dlabač — Z. Adam 1959).

Mojmírovský poruchový systém je pomerne zložitý. Rozvetvuje sa na rad zlomov, ktoré často neprebiehajú paralelne, ale sa od hlavného zlomu odštiepujú, vzájomne sa na seba napájajú a niektoré v ďalšom priebehu vyznievajú. Oproti hlavnému systému sa protiklonné na severozápad uklonené zlomy zistili stredne hlbokými vrtmi v priestore medzi Zlatými Moravcami a Dolnými Obdokovcami. Porušujú len najmladšie súvrstvia — dák, pont a najvyššiu časť panónu; do väčšej hĺbky nepokračujú a na hlavných poruchových líniách väčšinou zanikajú. Majú výšku skoro okolo 100 m. Protiklonný zlom s výškou skoku 100 m interpretovala seizmika na báze panónu v priestore medzi vrtmi Ivanka 2 a Vráble 1 v dĺžke asi 13 km.

Všetky zlomy mojmírovského systému sa dajú veľmi dobre sledovať v priečnych rezoch seizmických profilov. Výrazne sa prejavujú najmä na profiloch z oblasti, kde sa pod neogénom nachádza kryštalinikum, ktorého povrch je výrazným seizmickým rozhraním.

Spomedzi mojmírovských zlomov sa najvýraznejšie prejavuje zlom s indexom mo, ktorý bol určený ako hlavný. Zistili ho vrty a seizmika v dĺžke okolo 23 km. Výška jeho skoku narastá na úrovni povrchu podložia neogénu z 300 m na juhozápade až na 850 m v priestore severne od Golianova. Smerom do mladších súvrství sa výška skoku zmenšuje tak ako pri všetkých ostatných zlomoch. Na báze panónu je maximálna výška skoku 700 m a v dáku 120 m. Z ostatných zlomov mojmírovského systému dosahujú väčšiu výšku skoku zlomy mo_2 (250 m) a mo_3 (300 m).

Zo šurianskeho systému sa interpretovali štyri zlomy. Juhovýchodné ohraničenie centrálnej depresie zálivu tvorí zlom $šu_3$, zistený od vrtu Šurany 1 až po Veľké Vozokany v dĺžke 30 km. Výška jeho skoku na úrovni povrchu podložia sa pohybuje okolo 100—150 m. K nemu sa pripája východnejší $šu_4$. Východne od obcí Veľká Maňa a Čifáre prebieha zlom $šu_2$, ktorý má na juhu výšku skoku 350 m. Smerom na sever sa amplitúda znižuje až na 200 m. Naj-

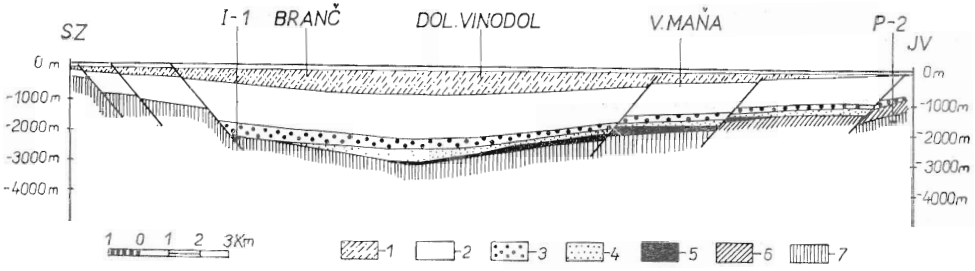
východnejší zlom šu, smeruje z priestoru západne od obce Beša po Horný Ďur. Má priemernú výšku skoku 100 m.

Pokles západnej časti priekopovej prepadliny zlatomoravského zálivu je prudší ako na východe. Skoky mojmírovských zlomov sú podstatne väčšie a zlomy sú nahustené na pomerne úzkom území. Záliv tak dostáva asymetrický tvar s najhlbšími partiami pri západnom okraji. Pozdĺž mojmírovských zlomov poklesávalo územie veľmi intenzívne najmä v sarmate a v spodnom panóne, keď sa usadili pomerne veľmi mocné súvrstvia. Je pravdepodobné, že zlomové ohraničenie sedimentačného priestoru na západnom okraji zálivu existovalo už v badene, ale činnosť zlomu počas badenu stagnovala. Tektonické oživenie poklesov nastalo v spodnom sarmate a maximálnu intenzitu dosiahlo vo vrchnom sarmate a spodnom panóne.

Výsledky poklesovej činnosti v sarmate a v spodnom panóne možno pozorovať aj v ostatných severných výbežkoch podunajskej panvy. V trnavskom zálive je najlepší príklad z oblasti Suchej nad Parnou, kde sú pri vištuckom zlome viac ako dvojnásobné rozdiely v mocnosti sarmatu. V topoľčianskom zálive pri hlavnom majcichovskom zlome v priestore vrtov Sereď narastá v poklesnutých kryhách mocnosť panónu 3—4-násobne. Ešte výraznejšie poklesy sú v priestore Ripnian, kde v tesnej blízkosti západného okraja zálivu má sarmat a panón mocnosť 2350 m.

Je pozoruhodné, že veľké poklesy sú na západných okrajoch zálivov, zatiaľ čo na východných okrajoch je poklesávanie pozvoľnejšie, skoky zlomov sú menšie a zlomy sú rozložené na väčšom priestore. To vytvára dojem, akoby bola zlomová činnosť odrazom oživených pohybov niekoľkých veľkých blokov predneogénneho podložia, ktoré vynárajú svoje východné hrany (Malé Karpaty, Považský Inovec, Tríbeč) a ponárajú západné hrany v hlbokých depresiách centrálnych častí zálivov.

Mojmírovský zlom je porucha starého založenia, majúca pôvod na styku tektonických jednotiek v podloží, ktorá obnovila v neogéne svoju činnosť. Prebieha približne v priestore, kde kladieme hranicu styku granitoidov jadra Tríbeča a mezozoika jednotiek hronského synklinória.



Obr. 3. Geologický rez A—B cez vrty Ivanka 1 a Pozba 2.
1 — dák, 2 — panón, 3 — sarmat, 4 — baden, 5 — neovulkanity, 6 — mezozoikum, 7 — kryštalinikum.

Fig. 3. Geological section A—B through the Ivanka 1 and Pozba 2 boreholes.
1 — Dacian, 2 — Pannonian, 3 — Sarmatian, 4 — Badenian, 5 — neovolcanic rocks, 6 — Mesozoic, 7 — crystalline complex.

Poruchové pásmo na východnom úbočí Tríbeča pokladali už starší autori (V. Scheffer, K. Kontás, E. Vadasz, L. Körössy in T. Buday — V. Špička, 1967) za pokračovanie rábskej línie, ktorá v maďarskej časti podunajskej panvy predstavuje rozhranie medzi kryštalinikom a paleozoikom na severozápade a mezozoikom na juhovýchode. T. Buday — V. Špička (1967) kladú do priestoru mojmírovského zlomu hranicu medzi obalovými jednotkami Tríbeča a jednotkami hronského synklinória. O. Fusán et al. (1971) na základe spracovania gravimetrických meraní interpretujú v oblasti mojmírovského zlomového systému poruchu starého založenia, ktorá v juhozápadnom pokračovaní naberá smer rábskej línie.

Ludínska línia, ktorú interpretujú T. Buday — V. Špička (1967) v južnej časti skúmaného územia v podloží neogénu ako starú poruchu severozápadného — juhovýchodného smeru, sa na seizmických materiáloch neprejavila.

Reliéf predneogénneho podložia je na opisovanom území pomerne členitý. Poruchové systémy ho rozdeľujú na rozsiahle územie centrálnej depresie a rad vyšších krýh pri jeho okrajoch. Najväčšia hĺbka bola zistená v priestore obce Rastislavice, a to 3700 m. Ďalšie depresné pásmo s najhlbšou hodnotou 2550 m je na severovýchode medzi obcami Paňa a Klasov. Je pretiahnutá severovýchodným smerom na Veľké Vozokany.

Výrazné elevačné pásma pretiahnuté smerom severozápad — juhovýchod sa zistili na západnom okraji zálivu pri Ivanke a Golianove, menej výrazné pásmo sa interpretuje na východnom okraji zálivu pri Mojzesove. Zlomové systémy rozčleňujú tieto pásma na viacero poloklenbovitých elevácií.

Nerovnosť reliéfu podložia sa odráža aj vo vrstvovej tektonike neogénnej výplne. Neogénne vrstvy generálne stúpajú z depresií k okrajom, t. j. na západ, východ a sever. Na morfologických chrbtoch v priestore Golianova a Ivanky sa elevačné prebnutia prejavujú v sarmate a na báze panónu, pri Golianove dokonca až v báku. Na východnom okraji zálivu sú morfologické nerovnosti zahladené už na báze panónu. Pri postupnej transgresii neogénnych súvrství sedimenty zarovnávali podložné nerovnosti, pričom pohyby po zlomoch postupne ustávali.

Úklon vrstiev podľa vrtných vzoriek sa pohybuje v strednom badene (v súvrství vulkanických sedimentov na vrte Vráble 1) v hodnotách 20—30°. Vo vrchnom badene až sarmate na vrtoch v oblasti mojmírovských zlomov boli namerané hodnoty 10—15°, v panóne 5—8° a v báku okolo 2—3°.

Geologické poznatky o ložiskách nafty

V zlatomoravskom zálive nie sú na vznik uhľovodíkov priaznivé podmienky. V neogéne sa nezistila dostatočná mocnosť materských hornín. Čisté polity v badene a v sarmate sa na litologickom profile zúčastňujú v nepodstatnej miere. Panón a mladšie stupne sa všeobecne nepokladajú za materské a vzhľadom na ich litológiu to v zlatomoravskom zálive treba akceptovať.

Napriek tomu sa však akumulácie uhľovodíkov v skúmanej oblasti po štruktúrnych vrtoch dali predpokladať a neskôr sa aj dokázali.

Kvalita vrstvovej vody získanej pri čerpacích skúškach svedčí o tom, že do celej oblasti migrovala voda zo susedných území, že voda zo starších súvrství ovplyvnila zloženie vody v mladších súvrstviach. Z tab. 2, ktorá obsahuje

Stratigrafia hlbokých vrtov v zlatomoravskom zálive Tab. 1

Vrt	Dák	Pont	Panón		Sarmat			Baden		Podložie panvy
		vrchný	stredný	spodný	vrchný	stredný	spodný	stredný	vrchný	
Vráble 1	—110 m	—680 m	—780 m	—1165 m	—1645 m	—1705 m	—1780 m	—2460 m		—2572 m mezozoikum
Zlaté Moravce 1	—	—305 m	—450 m	—735 m	—930 m	—	—	—1190 m	—	—2095 m perm + karb.
Mojmírovce 1	—770 m	—1050 m	—1195 m	—1625 m	—1800 m		—1998 m	—2099 m	—1590 m	—2129,1 m kryšt.
Ivanka 1	—620 m	—970 m	—1085 m	—1900 m	—2350 m	—	—	—	—	—2395 m kryšt.
Ivanka 2	—395 m	—730 m	—840 m	—1500 m	—2078 m		—	—	—	—2150 m kryšt.

hodnoty mineralizácie vrstvovej vody, vidieť, že voda všetkých stratigrafických stupňov je až dvakrát viac mineralizovaná ako prostredie, v ktorom sa ukladali sedimenty. Z toho vychodí, že migračné cesty z oblasti, kde sa dajú predpokladať materské horniny, boli otvorené. Kvalita plynu rozpusteného vo vode svedčila o migrácii uhľovodíkových plynov, pričom priaznivým zistením bolo, že vysoké percento uhľovodíkov bolo aj v spodnom panóne pri západnom okraji zálivu. Preukázal sa tým tesniaci charakter mojmírovského zlomového systému a otázka prítomnosti akumulácií uhľovodíkov bola len otázkou prítomnosti vhodných pascí.

Podmienky na vznik pascí sa hodnotili predovšetkým na základe poznatkov o tektonickej stavbe územia. Akumulácie viažúce sa na reliéf podložia neogénu sú vylúšené, pretože elevácie v tvare uzavretých antiklinál sme v zlatomoravskom zálive nezistili. Na riešenie problému existencie akumulácií uhľovodíkov viažúcich sa na vnútornú stavbu podložných jednotiek je síce veľmi málo podkladov, avšak niektoré súčasné údaje veľkú časť územia z perspektív už vylučujú. Tak napr. podložie v západnej časti zálivu budované granitoidmi nemá kolektory. Ďalej sa v mezozoiku juhovýchodnej časti územia zistil vo vode plyn s nízkym obsahom uhľovodíkov — prevažne CO_2 (vrty Vráble 1, Pozba 1, 2). Voda naftového typu získaná z vrtu Zlaté Moravce 1 z permu a karbónu by síce mohla ukazovať na určitú nádejnosť týchto súvrství, avšak jej kvalita svedčí skôr o bočnej migrácii z badenu. Prípadné akumulácie by bolo možno spájať len s pásmom styku súvrství s neogénom.

Na akumulácie v neogéne sú vhodné podmienky najmä v oblasti elevačných pásiem ivanského a golianskeho na západnej strane zálivu napriek tomu, že

Mineralizácia a obsah chloridov vo vrstvových vodách oblasti zlatomoravského zálivu podľa stratigrafických stupňov Tab. 2

Stratigr. stupeň	Hĺbka vrstvy m	Vrt	Celková mineralizácia mg/l	Obsah chloridov mg/l
Karbón	1750,0—2095,0	Zl. Moravce 1	50 160,1	29 919,8
	1693,0—1697,0	„	51 925,4	31 266,9
Perm	1594,0—1616,0	„	44 495,1	26 020,0
Trias	2537,0—2572,0	Vráble 1	71 786,6	40 058,5
	2526,0—2550,5	„	82 226,9	46 510,0
	2481,0—2493,0	„	56 959,9	32 507,7
Stred. baden	2105,0—2115,0	„	39 382,4	22 688,0
	1442,5—1447,0	Zl. Moravce 1	25 565,2	14 534,5
	1363,5—1374,0	„	44 391,7	26 126,7
Spod. sarmat	1598,0—1608,0	Vráble 1	65 000,6	38 995,0
Vrch. sarmat	2184,0—2195,0	Ivanka 1	37 566,6	21 199,1
	2150,0—2153,0	„	31 171,7	17 725,0
	1981,0—1985,0	Mojmírovce 1	24 281,1	11 961,2
	1879,0—2150,0	Ivanka 2	28 197,7	13 300,0
	1840,0—1850,0	„	27 675,4	10 776,8
	1803,0—1807,0	Mojmírovce 1	27 294,0	13 754,6
	1655,0—1670,0	„	23 137,0	11 769,4
	1632,0—1637,5	„	24 236,4	12 513,9
Spod. panón	1779,0—1785,5	Ivanka 1	18 465,2	9 926,0
	1518,5—1531,5	Mojmírovce 1	18 914,8	10 422,3
	1425,0—1452,0	Ivanka 1	4 857,3	1 914,3
	1228,0—1240,0	Ivanka 2	5 409,7	2 658,8
	1194,0—1197,0	„	5 634,3	2 836,0
	1064,0—1081,0	„	5 788,3	2 658,7

Chemické rozbory sa robili v laboratóriu MND, n. p., v Hodoníne.

tu nie je rozšírený baden, ktorý sa na uhľovodíky zdá najnádejnejší. Elevačné vyklenutia pokračujúce do sarmatu a spodného panónu a veľké skoky mojmírovských zlomov, ako aj skutočnosť, že podložím neogénu sú nepriepustné granitoidy, ktoré môžu utesniť sarmatský a panónsky piesok aj pri súklonných zlomoch, kladú oblasť západného okraja z hľadiska perspektív pred oblasť východného okraja zálivu. Tu sú naopak nevýrazné poloklenby v badene, ktoré vo vyšších súvrstviach zanikajú. Malé skoky šurianskych zlomov a mezozoikum v podloží nezaručujú tesnenie hlavného horizontu na báze badenu. Okrem toho je ten nepriaznivo vyvinutý litologicky, pretože obsahuje veľa tufitických sedimentov, ktoré nemajú dobré kolektorské vlastnosti. Možná je však prítomnosť litologicky ohraničených pascí.

Ďalším faktorom hovoriacim v prospech západného okraja zálivu je prítomnosť protiklonných zlomov. 90 % pozitívnych štruktúr v Podunajskej nížine sa totiž viaže na protiklonné zlomy. Pri nich môže skôr dôjsť k utesneniu najvyšších partií mocnejšieho piesčitého intervalu, v ktorého nadloží sú vyvinuté

pelity. Aj menší pokles stačí na to, aby sa v susednej kryhe časť piesku dostala do styku s pelitmi a utesnila sa. Vo vrte Ivanka 2 sa plynové horizonty nachádzajú vo vrchnej časti piesčitého komplexu na báze vrchného sarmatu v hĺbke 1718—1850 m. Pri postupnom otváraní jednotlivých pieskov (dovedna 8 horizontov) sa ani v jednom prípade neprejavila ložisková voda. Celý interval teda možno pokladať za plynonosný. Na jeho utesnenie bol potrebný pokles minimálne 135 m v prípade, ak by bolo išlo o protiklonný zlom a 400 m, ak by sa bola akumulácia viazala na súklonný zlom. Obidve alternatívy sú možné a riešenie prinesie ďalší prieskum.

Dôležitým poznatkom z hľadiska uhľovodíkov v zlatomoravskom zálive je, že sa tu prítomnosť ropy, rovnako ako na ostatnom území Podunajskej nížiny ani v stopách nezistila a že sa teda aj naďalej očakávajú len akumulácie zemného plynu. Ten bude pravdepodobne v súvrstviach mladších ako stredný baden znehodnocovať prítomnosť neuhľovodíkových plynov, pretože vo vrte Ivanka 2 obsahoval v priemere len 50 % metánu.

Záver

Doterajší prieskum na uhľovodíky v zlatomoravskom zálive priniesol kladné výsledky tým, že sa objavilo ložisko zemného plynu. Vo veľkej miere pomohol lepšie poznať geologické pomery oblasti, spresniť staršie náhľady všeobecnej a naftovej geológie a poskytol mnohé nové údaje a poznatky.

Viaceré použité prieskumné disciplíny sa vhodne dopĺňali a postupne získané poznatky potvrdzovali reálnosť starších interpretácií. Správnosť interpretácie gravimetrických meraní potvrdila reflexná seizmika, prítomnosť neovulkanitov a ich rozšírenie interpretované zhruba z magnetometrických meraní potvrdili vrty práve tak ako hlavné tektonické línie, zachytené miestami geoelektrickými meraniami, ako aj reliéf podložia interpretovaný touto metódou a tiež reflexnou seizmikou.

Vrty tiež potvrdili a spresnili priebeh tektonických línií a stratigrafických rozhraní, ktoré boli interpretované zo seizmických materiálov.

Mnohé otázky geologickej stavby i vo vzťahu k naftovej geológii zostávajú však nevyriešené. Pretože ide o oblasť nádejnú na uhľovodíky, bude sa vo vrtnom prieskume pokračovať, a mnohé problémy sa vyriešia. Vrtná činnosť sa zameria predovšetkým na najbližšie okolie pozitívneho vrtu a ďalej na ostatné štruktúry v oblasti mojmírovských zlomov.

Doručené 23. 10. 1974
Odporučila E. Brestenská

LITERATÚRA

Beinhauerová, M. 1972: Komplexní interpretace geofysikálních měření v komjatické depresi. Manuskript — Geofond, Bratislava, 95 s.

Běhounek, R. 1952: Tíhové isonomály Malé dunajské nížiny a oblastí přilehlých. Ústř. ústav geol., 19, s. 273—284.

Brestenská, E. 1964: Základný geologický výskum pliocénu a vrchného miocénu sv. časti Podunajskej nížiny. Spr. geol. v r. 1963 — Slovensko, Bratislava, 2, s. 140—142.
Buday, T. — Špička, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Zbor. geol. vied, rad ZK, 7, s. 153—187.
Dlabač, M. — Adam, Z. 1959: Geologická interpretace reflexněseizmického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. Manuskript — Geofond, Bratislava, 473 s.
Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, 173 s.
Gaža, B. — Beinhauerová, M. — Čermák, D. 1973: Vyhľadávací prieskum v komjatickej depresii. [Záverečná správa.] Manuskript — Geofond, Bratislava, 86 s.
Hašek, V. — Paulík, J. — Vejrostová, M. 1964: Přehodnocení geofyzikálních materiálů v Podunajské nížině — oblast Pozba. Manuskript — Geofond, Bratislava, 55 s.
Hašek, V. 1967: Zpráva o geoelektrickém měření v Podunajské nížině — oblast topoľčanský záliv. Manuskript — Geofond, Bratislava, 43 s.
Ibrmajer, J. — Mottlová, L. 1960: Zhodnocení gravimetrických a magnetických materiálů MDN. Manuskript — Geofond, Bratislava, 111 s.
Jiříček, R. 1973: Biostratigrafia pliocénu komjatickej depresie. Manuskript — Geofond, Bratislava, 21 s.
Klašková, E. — Odstrčil, J. — Paulík, J. 1968: Detailní tíhový průzkum komjatické deprese v roku 1967. Manuskript — Geofond, Bratislava, 21 s.
Kuthan, M. 1963: Tectonic Deformations of the Central Slovakia Neovulkanics Region and the Relations Between the Volcanism and Tectonics. Geol. práce, Spr. 28 (Bratislava), s. 52—60.
Kuthan, M. — Biely, A. — Brestenská, E. — Krist, E. — Kulman, E. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, M-34-XXXI Nitra, Geofond, redakcia Bratislava, 170 s.
Man, O. 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině v roku 1961. Manuskript — Geofond, Bratislava, 44 s.
Müller, K. 1958: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba Malé dunajské nížiny a oblastí přilehnutých. Manuskript — archív Geofyziky, Brno, 55 s.
Pavlíčková, L. 1963: Zpráva o komplexním zpracování geoelektrických měření v Podunajské nížině. Manuskript — Geofond, Bratislava, 26 s.

ON THE GEOLOGY OF THE ZLATÉ MORAVCE BAY (DANUBE BASIN)

BEDRICH GAŽA — MILENA BEINHAUEROVÁ

The Zlaté Moravce bay is a northeastern extension of the Danube Basin between the Tríbeč mountain range on the W and the Pohronský Inovec Mts. on the E. In the central part of the bay prospecting for bitumen means of geophysics and drillings has been carried out. Systematic explorations started in 1966. The entire region under consideration has been covered by both regional and detail geomagnetic and gravimetric surveys (total length of profiles 450 km). Moreover, a 15 km-long refraction profile and a smaller volume of geoelectrical measurements have been carried out. Altogether 86 shallow wells up to the depth of 600 m and 5 deep wells, maximum depth 2,572 m have been drilled.

These works provided additional knowledge of the geological and petroleum-geological conditions in this region.

Contrary to the previous assumptions (T. Buday — V. Špička 1967, O. Fusán et al. 1971) it has been ascertained that on the eastern slope of Tríbeč the Mesozoic is far less distributed. The slope is build up for the most part of granites extending here in a narrow belt from the western side of Tríbeč, from Mojmírovce to Zlaté Moravce, where they submerge under the units of the Hron synclinorium. On the NW the granitoids are bordered by a belt of metamorphic rocks which are also distributed on the S and SE. The Mesozoic which in the area of Tríbeč belongs to the Envelope units, forms beneath the Neogene only a narrow belt directly at the western border of the bay and/or in the southern termination of the submerged slope of Tríbeč.

The western boundary of the Hron synclinorium units has been established by the Vráble 1 borehole, which from the depth of 2,460 m penetrated the Upper Triassic of the Choč nappe or higher nappes, and by the Zlaté Moravce 1 borehole which beneath the Neogene, from the depth of 1,590 m penetrated the Permian and Carboniferous presumably also belonging to the Choč unit. The distribution of the underlying units in the Zlaté Moravce bay is shown on fig. 1.

The deposition of rocks of the Neogene filling of the Zlaté Moravce bay lasted from the Middle Badenian through the Sarmatian, Pannonian, Pontian, Dacian, Rumanian until the Quaternary. Results of seismic explorations and borehole data indicate a gradual transgression of the Neogene into the region of the bay.

The Middle and Upper Badenian occurs in the deepest parts of the bay towards the east. It has not been determined in the area of the Mojmírovce block at the western border of the bay. As its sediments abound in the volcanic component, a fact characteristically apparent on the seismic material, its distribution may also be interpreted on the basis of the seismic measurements. The Badenian has been drilled up to 680 m maximum thickness, of which 450 m belong to the Middle Badenian and the rest to Upper Badenian formations. The Badenian is characteristically represented by a 160 m-thick complex of basal clastics and numerous tuffaceous layers in the central part of the formation.

The regression and shallowing of the sea at the close of the Badenian is indicated by the presence of a brackish complex in the uppermost Badenian interval in the Vráble 1 and Mojmírovce 1 boreholes. In the deeper parts of the bay deposition continued without interruption until the Lower Sarmatian, which has been determined in the Mojmírovce 1 and Vráble 1 boreholes. The Middle Sarmatian has been evidenced micropalaeontologically in the Vráble 1 borehole. The Upper Sarmation has been ascertained in the Vráble 1 and Ivanka 1 and 2 boreholes. The total thickness of the Sarmatian penetrated is 780 m, which represents the maximum thickness of this complex in the entire Danube basin. The Sarmatian is a pronouncedly sandy formation. Remarkable are the 200 to 300 m-thick strata of clastics at the base of the Upper Sarmatian.

The Pannonian and Pontian cannot be separated (differentiated) in this region. The lithologically uniform and faunistically impoverished Variegated Beds of the Upper Pannonian Zone E passe into the coal series — Zone F

presently ranged to the Pontian. The Pannonian has a strongly sandy development. Its maximum thickness 1,300 m has been established in the Ivanka 1 borehole. Detailed zoning of the Pannonian in this region has been made by R. Jiříček (1973) on the basis of microfauna. In the shallow boreholes, he has established the Middle Pannonian — Zone D and the Lower Pannonian — Zone C. In the deep boreholes, even Zones B and A have been determined.

During the Upper Pannonian and Pontian the bay gradually changed into a salient of a freshwater lake, in which a 600 to 700 m-thick formation of variegated lacustrine sediments were laid down also in the subsequent Dacian period.

On the basis of shallow drillings it has been ascertained that in the area of Dolné Krškany — Ivanka — Čechynce the Dacian is overlain by sandy-clayey gravel with intercalations of sand and sandy clay of 30 to 50 m thickness, which are ranged to the Rumanian.

The Quaternary in the region studied has been penetrated to a depth of 5 to 20 m. It mostly consists of sandy topsoil or humus loam up to sandy loess, which frequently passes into yellowish sand.

Tectonically the Zlaté Moravce bay has the shape of a graben bounded on the NW by the system of the Mojmírovce faults and on the SE by the system of Šuriany faults. The Mojmírovce faults of a SE dip, are frequently accompanied by antithetic faults. These faults usually do not extend into the deeper Neogene, but they terminate on the main faults. The throw of the main Mojmírovce fault is 300 to 850 m, the others do not exceed 300 m. In the direction of the younger formations the throw diminish. Many faults die out in the Upper Pliocene. In the Šuriany system four faults with the maximum throws of 350 m, on the average 100, have been interpreted.

The subsidence of the western part of the Zlaté Moravce bay is more pronounced than in the east. The Mojmírovce faults have appreciably larger throws and they are crowded in a relatively narrow area. The bay thus acquires an asymmetrical shape with the deepest parts at the western border. The subsidences are especially pronounced in the Sarmatian and the Lower Pannonian, during the Badenian the activity of the faults stagnated even though the western border of the bay was already bounded by faults. The Mojmírovce fault was initiated in a very early period at the contact of the granitoids of the Tríbeč core with the Mesozoic of the Hron synclinorium. Presumably it is a continuation of the Ráb line.

The relief of the Neogene substratum is relatively dissected. The maximum repression of 3,700 m has been determined near Rastislavice. Another depression belt with the maximum value of 2,550 m occurs between the villages of Paňa and Klasov and extends NE towards Veľké Vozokany. Conspicuous elevation belts have been mainly ascertained at the western border of the bay near Ivanka and Golianov. The unevennesses in the relief of the substratum are also reflected in the bedding tectonics of the Neogene. Generally the Neogene strata rise from the depressions towards their borders. The bending of the strata over the morphological elevations of the substratum near Golianov and Ivanka is not manifested before the Dacian. The fault system dissects the elevation belt into several semiarched elevations.

The conditions for the origin of hydrocarbons are not favourable in the

Zlaté Moravce bay. Source rocks of adequate thickness have not been determined in the Neogene. The quality of stratal waters (table 2) indicates that water and hydrocarbons migrated from adjacent areas into the region in question. The composition of water of the Sarmatian and Pannonian is here affected by water from older Neogene formations. The sealing character of the Mojmírovce fault system and favourable conditions for the accumulation of hydrocarbons in the Neogene, in particular at the western border of the bay, have been demonstrated. A gas-bearing structure in which the upper part of Sarmatian basal clastics is positive, has been ascertained by the Ivanka 2 borehole near Golianovo.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Kaličiak — R. Ďuďa — P. Burda — E. Kaličiaková: **Vulkanizmus a metalogenéza Slanských vrchov** (Košice 17. 12. 1975)

Vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu prejavuje úzku priestorovú závislosť od významných tektonických zón. Ide najmä o zlomový systém paralelný s priečnym hornádskym ulomením špecifického charakteru na rozhraní tzv. slovenského bloku a zemplinika, ako aj o zlomový systém paralelný s priútesovým lineamentom. Tieto tektonické zóny sa v priebehu miocénu rejuvenizovali a pozdĺž nich dochádzalo k diferencovaným vertikálnym pohybom blokov a preniku vulkanických hornín na povrch.

Vulkanizmus sa začal kyslými ryolitovými explóziami, ktoré prenikli na povrch v období eggenburgu až spodného badenu a podľa J. Slávika je ich pôvod sialický. Magmatické krby sú teda vnútrokôrové, a nie sú bezprostrednými produktmi hlbinnej magmatickej diferenciácie.

Intermediárny andezitoidný vulkanizmus sa začal v badene, avšak hlavná masa vulkanitov budujúca vlastné pohorie prenikla na povrch v období stredného sarmatu. Vulkanická činnosť sa podľa najnovších výsledkov rádiometrického merania vulkanických hornín skončila v spodnom panóne.

Z tektonickej analýzy pohoria vychodí, že dominantnými tektonickými prvkami sú zlomy smeru SZ — JV ako vekove staršie a zlomy priečne ako mladšie. V menšej miere sú zastúpené zlomy smeru S — J.

Hlavné zlomy podmienili aj vznik hrasťovo-blokovej stavby. Pozdĺžnu tektonickú hrasť smeru SZ — JV na viacerých miestach segmentovali priečne zlomy na čiastkové bloky. Túto hrasť indikovala aj geofyzika.

Z metalogenetického hľadiska je rudný rajón Slanských vrchov charakteristický asociáciou prvkov Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Sb, Hg, As, Fe. Najvýznamnejším rudným revírom je zlatobanský s asociáciou prvkov Zn, Pb, Cu, Ag, Sb, podradne Hg a As vo forme žilných a žilníkovo-impregnačných rudných telies.

Druhým rudným revírom je dubnícky s charakteristickou žilníkovo-impregnačnou mineralizáciou Hg, Sb, As a s inými sprievodnými minerálmi.

Okrem toho sa šlichovou prospekciou, zistili ďalšie indície rumelky a polymetálov. Štruktúrne a geneticky sú späté intrúziami, ktoré indikuje geofyzika, a s výraznými tektonickými zónami, resp. s ich vzájomným krížením.

Mineralia slovaca, 8 1976 3, 241—262

PETROGRAFICKO-CHEMICKÁ POVAHA VALÚNOV BÁZICKÝCH HORNÍN V UPOHLAVSKÝCH ZLEPENCOCH

(10 tab. a 5 obr. v texte)

VOJTECH ZORKOVSKÝ*

Contribution à la connaissance de la pétrographie des roches basiques provenant des galets conglomératiques du type Upohlav de la zone des klippes des Carpates Occidentales

L'article traite les résultats de la recherche pétrographique-chimique des roches basiques formant les galets conglomeratiques du type Upohlav dans la zone des klippes des Carpates Occidentales, et cela: dans la région de Púchov (Považská Teplá, Hvoznica, Hričov, Mariková), aux environs de Žilina (Divinka, Stupné, Benjovo) et en Orava (Oravský Podzámok, Podbiel, Krivá, Zemianska Dedina et d'autres). Figure No. 1.

Les conglomérats d'Upohlav forment un membre des couches d'Upohlav lesquelles représentent le Santonien et le Campanien. Les roches basiques formant des galets conglomératiques du type Upohlav peuvent être rangées aux magmes dioritiques et rarement aussi silico-dioritiques. La composition chimique démontre que la partie prédominante des roches représente l'équivalent effusif des magmes gabbro-dioritiques, seulement la minorité des roches peut être clasée dans le groupe des magmes gabbroïdes.

Pri petrograficko-chemickom výskume bázických hornín v mezozoiku Západných Karpát (1949, 1950, 1956, 1958, 1959) nás zaujali valúny týchto hornín, ktoré sa v našej literatúre označujú ako melafýry a zúčastňujú sa na zložení tzv. upohlavských zlepencov.

Upohlavské zlepence sú členom tzv. upohlavských vrstiev (D. Andrusov 1931 b, 1938, 1945, 1959), ktoré sa zúčastňujú na geologickej stavbe bradlového pásma a reprezentujú santón a kampan. Ide v podstate o flyšové súvrstvie zložené okrem spomenutých zlepencov prevažne z jemnozrnných a hrubozrnných pieskovcov, ktoré sa v rozličnom pomere striedajú so sivými slieňmi. V zložení upohlavských vrstiev možno badať mnohé zmeny, najmä pokiaľ ide o pomer zlepencov k ostatným zložkám. Zlepence maximálne prevládajú na Považí medzi Púchovom a Terchovou. V ostatných častiach bradlového pásma sú zlepence zastúpené v rozličnom pomere. Zlepencové polohy upohlavských

* Prof. RNDr. Vojtech Zorkovský, Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, 040 01 Košice.

vrstiev — ako laterárne i vertikálne — veľmi často prechádzajú do hrubozrnných až jemnozrnných pieskovcov a striedajú sa v rozličnom pomere s polohami slieňov. V zlepencoch sú na mnohých miestach neveľké biohermy guľovitého tvaru skladajúce sa z čistých vápencov s množstvom zvyškov rudistov, koralov a vápenatých rias. Najpozoruhodnejšou vlastnosťou upohlavských zlepencov je petrografická pestrosť ich valúnov, ktorých veľkosť kolíše od priemeru niekoľko cm až do priemeru 1 m. Medzi valúnmi boli odlíšené hlavne tieto horniny (D. Andrusov 1938, 1959): pravé ortoruly, okaté ruly, fylity, zelené žuly tatranského typu, tmavé bridlice, červené ílovité bridlice, zelené a červené výlevné kremité porfýry, hľuznaté ružové vápence, žulové porfýry, čierne kremence, dolomity, tmavé a svetlé vápence, špongiové vápence, rádiolarity, ružové krinoidové vápence, gravelové vápence, vápenité pieskovce, úlomky uhlia, melafýrové mandľovce a porfyrity a i. Zlepence s čiastočne pieskovcovo-vápenitým tmelom sú pevné, so slienitým tmelom rozpadavé.

Ako vidno z uvedeného zoznamu, prevažnú časť valúnov tvoria sedimentárne horniny, v menšej miere sú zastúpené eruptívne a metamorfované horniny. Štúdiom valúnov sedimentárnych hornín sa zaoberal D. Andrusov a V. Kantorová (1931b, 1944, 1945, 1958, 1959), petrografickým štúdiom valúnov eruptívnych a metamorfovaných hornín V. Zoubek (1931) a M. Kuthan (1944).

Výsledky štúdia valúnového materiálu ukázali, že sa v upohlavských zlepencoch okrem valúnov hornín známych v povrchových odkryvoch bradlového pásma vyskytuje pomerne veľké množstvo valúnov hornín, ktoré nie sú známe



Obr. 1. Schematická mapka výskytov upohlavských zlepencov v bradlovom pásme

Abb. 1. Schematische Karte der Vodkommnisse der Upohlav-Konglomerate in der Klippenzone

ani z povrchových odkryvov v bradlovom pásme, ba často ani z ostatných území Západných Karpát. Tieto valúny (tzv. exotické) sú tvorené horninami, ktoré by mohli reprezentovať staršie útvary podložia jednotlivých sérií bradlového pásma a ktoré mohli byť po opakovaných tektonických pochodoch zatlačené do hĺbky.

Predmetom nášho laboratórneho petrograficko-chemického štúdia boli valúny bázických hornín tzv. melafýrov vyskytujúce sa v upohlavských zlepencoch, ktoré boli nazbierané z rozličných lokalít v oblasti západne od Púchova (Považská Teplá, Nimnica, Upohlav, Maríková a i.), v oblasti západne od Žiliny (Divinka, Kysuca, Stupné, Benjovo) a v oblasti Oravy (Oravský Podzámok — Široká, Krivá, Podbiel, Zemianska Dedina, obr. 1).

Petrografický charakter bázických hornín

Na základe výsledkov laboratórneho petrografického štúdia možno medzi študovanými bázickými horninami rozlíšiť tri základné typy: 1. jemnozrnné až celistvé, 2. porfyrické a 3. mandľovcové.

1. Jemnozrnné typy

Jemnozrnné typy zahŕňajú horniny, v ktorých podľa J. Vozára (1967) jednotlivé minerálne komponenty nepresahujú veľkosť 0,8 mm. Vyskytujú sa na všetkých uvedených lokalitách.

Jemnozrnné typy bázických hornín sa vyznačujú nepriehľadnosťou výrastlíc a mandlí. Z minerálov sú najviac zastúpené plagioklasy, ktoré podľahli intenzívnej premene, hlavne sericitizácii, chloritizácii, sausuritizácii, karbonatizácii, kaolinizácii a pod., čo bránilo podrobne ich opticky preskúmať. Sericit, chlority, kalcit, kremeň, leukoxén nielenže sú vtrúsené v plagioklasoch a nahrádzajú ich pôvodnú substanciu, ale tieto sekundárne produkty vypĺňajú medzery medzi drobnými lištami premenených plagioklasov. Vo výbrusoch z niektorých vzoriek (napr. Oravský Podzámok, Široká, Podbiel, Krivá) pozorovať veľmi jemné žilky vyplnené kalcitom. Na iných výbrusoch (napr. z lokality Krivá) možno vidieť žilku hrubú 0,15 mm. Na jej stenách sa vylúčili kryštáliky albitu siahajúce do vnútra voľnými koncami, ostatná časť žilky je vyplnená prevažne kremeňom, zriedkavejšie vypĺňa celú svetlosť žilky albit. Na jednom mieste na stene žilky vidieť najprv kalcit, potom albit a napokon kremeň. Trhliny sa vyplnili za hydrotermálnej periódy. Chlority majú najčastejšie anomálne zelenú, zriedkavejšie modrastú farbu a svetlosivomodrý, zeleno-svetložltý pleochroizmus. Na základe týchto diagnostických znakov sa dá usúdiť, že ide o pennín. V niektorých výbrusoch (napr. z oblasti Krivá, Oravský Podzámok, Široká a i.) miestami badať popri sekundárnych produktoch vzniknutých premenou plagioklasov albitickú hmotu, ako aj malé zrnečka rúd (hematitu, príp. ilmenitu).

Štruktúra jemnozrnných typov býva pilotaxitová, príp. hyalopilitová, často s fluidálnym usporiadaním jemných ihličiek plagioklasov. Podľa uvedených štruktúr možno usúdiť, že kryštalizácia bola rýchla a rovnomerná, miestami však vzniklo aj vulkanické sklo.

Bázické horniny tohto typu majú rozličnú farbu: tmavo a svetlozelenú, zelenosivú, sivú až tmavosivú.

2. *Porfyrické typy*

Porfyrické typy bázických hornín sa vyznačujú holokryštalicko-perfyrickou, zriedkavejšie aj hypokryštalicko-porfyrickou štruktúrou. Ako porfytické vyrastlice vystupujú prevažne zmenené plagioklasy, v ojedinelých prípadoch (Krivá, Kysuca, Stupné) sa k nim pridružuje aj olivín, lepšie povedané pseudomorfózy po olivíne. Podľa kritérií J. Vozára (1967) možno medzi porfyrickými typmi rozlíšiť drobno-, stredno- a hruboporfyrické variety.

Medzi drobnoporfyrické variety patria horniny s veľmi jemnozrnnou základnou hmotou a s porfyrickými výrastlicami, ktorých veľkosť nepresahuje 2 mm. Strednoporfyrické variety sa vyznačujú výrastlicami, ktorých veľkosť sa pohybuje od 2—8 mm. Ak majú porfyrické výrastlice veľkosť väčšiu ako 8 mm, potom horniny patria medzi hruboporfyrické variety.

Základná hmota všetkých uvedených variet sa skladá prevažne z drobných zrniečok, ihličiek silne premenených (sericitizovaných, chloritizovaných, kaolinizovaných, sausuritizovaných, albitizovaných) plagioklasov. Okrem produktov rozkladu živcov sú v základnej hmote v podobe drobných zrniečok, príp. ihličiek alebo prášku roztrúsené rudy. Vo väčšine prípadov ide o magnetit a hematit, ktoré sú často limonitizované, zriedkavejšie o leukoxenizovaný ilmenit a v ojedinelých prípadoch sa vyskytuje aj pyrit a chalkopyrit (Krivá). Ďalej býva prítomný karbonát, ako aj drobné zrniečka kremeňa, epidotu a apatitu. Chlority sú pleochroické (zelenkavé, sivé, žltozelené, žlté). Prevažná časť chloritov má anomálne modrastú farbu a podľa nej možno predpokladať, že ide o pennín.

Štruktúra základnej hmoty je prevažne holokryštalická, príp. intersertálna. Porfyrické výrastlice, ako sme už uviedli, tvoria prevažne plagioklasy, ktoré sú vo väčšine prípadov silne premenené, čo sťažuje presne ich určiť. Najviac boli postihnuté sericitizáciou, v menšej miere chloritizáciou a sausuritizáciou.

Plagioklasy sú idiomorfne, hypidiomorfne, ale aj alotriomorfne vyvinuté a majú prevažne lištovitý tvar, avšak nechýba ani štvorcový tvar (rezy rovnobežné s 100). Charakteristickým znakom málo zmenených indivíduí je polysyntetické lamelovanie podľa albitového zákona. Jednotlivé lamely nie sú vždy po celej svojej dĺžke rovnako široké; niekedy vykliňujú. Na základe relatívneho určenia indexov lomu, ako aj na základe merania uhlov zhášania plagioklasových lamiel v rezoch kolmých na plochu M (010) sa dá usudzovať, že ich reprezentujú plagioklasy nachádzajúce sa v medziach bázického andezínu a kyslého labradoru.

Výrastlice plagioklasov sú prestúpené početnými puklinami, pozdĺž ktorých došlo k intenzívnejším premenám, a to k seritizácii, chloritizácii, kaolinizácii, sausuritizácii a pod., takže v pôvodnej albitickej hmote ostali len nepatrné relikty.

Druhá porfyrická výrastlica (olivín) sa vyskytuje, aj to len veľmi zriedkavo (napr. Kysuca, Nimnica), prevažne len vo forme pseudomorfóz. Má drsný povrch a jasne vystupujúci reliéf. Býva značne rozpukaný. Plagioklasy aj olivín podľahli veľmi intenzívnej premene, najmä serpentinizácii. Na štiepnych puklinách a na okraji sa vytvorili zrniečka rúd, často limonitizované, karbonáty a iddingsit.

Pri celistvých i porfyrických typoch študovaných hornín vidieť najčastejšie žilky hrubé do 1 mm vyplnené vo väčšine prípadov kremeňom, ku ktorému sa

niekedy pridružuje aj pennín so slabou anomálne modrou farbou (Krivá, Stupná) alebo karbonát (Oravský Podzámok). V niektorých prípadoch badať vo výbrusoch (Považská Teplá, Kysuca) žilky hrubé až 2 mm, ktoré vypĺňa albit s charakteristickým nepravidelným lamelovaním, najmä pri okrajoch. Stred žilky je z veľkej časti vyplnený kremeňom.

Porfyrické typy majú sivozelenú, tmavozelenú až tmavú farbu. Pri hruboporfyrických varietách vynikajú uprostred tmavšej základnej hmoty špinavobiele plagioklasy.

3. Mandľovcový typ

Mandľovcové typy bázických hornín sú prevažne sivozelenej alebo tmavozelenej až tmavej farby. Minerálne zloženie je podobné ako pri predchádzajúcom porfyrickom type, avšak namiesto porfyrických výrastlíc sa vyznačujú prítomnosťou mandlí s rozličnou minerálnou výplňou. Na základe veľkosti mandlí možno v nich podľa J. Vozára (1957) vymedziť len 2 variety, a to drobnomadľovcovú (veľkosť mandlí do 2,0 mm) a strednomandľovcovú (veľkosť mandlí 2—10 mm). Tvar mandlí je rozmanitý: šošovkovitý, kvapkovitý, izometrický a nepravidelný. Prevažne ich vypĺňa chlorit a kalcit, zriedkavejšie kremeň (Podbiel, Krivá) a chalcedón (Krivá).

Ojedinele (Krivá) sa v mandliach vyskytuje hematit, ktorý tvorí zrniečka uprostred chalcedónových vejárikov. Uvedené minerály sú v mandliach usporiadané zonárne, pričom pri väčšine mandlí tvorí vonkajšiu zónu chlorit, vnútro mandle zas karbonát (napr. Oravský Podzámok). Zriedkavejšie je na okraji mandle kalcit a vo vnútri chlorit. Nájdu sa však aj monominerálne mandle vyplnená len chloritom alebo kalcitom, príp. len granulovaným kremeňom. V niektorých mandliach s kremennou výplňou kremeň rastie do vnútra lúčovite, vytvárajúc rozetu (Nimnica). Z chloritov sa na výplni mandlí zúčastňuje pennín a delessit, ktoré často vytvárajú rozdielne usporiadané agregáty rozširujúce sa do stredu mandle (Nimnica). V niektorých výbrusoch (napr. Stupné) vystupujú v mandliach vyplnených pennínom idiomorfné kryštály epidotu.

Základná hmota sa prevažne skladá z veľmi jemných zrniečok alebo ihličiek, vo väčšine prípadov intenzívne rozložených plagioklasov. Zriedkavejšie pozorovať aj pomerne číre plagioklasy s optickým rázom albitov. Ako produkty rozkladu plagioklasov sú najviac zastúpené sericit a chlorit. Okrem uvedených minerálov sa na stavbe základnej hmoty zúčastňujú drobné zrniečka hematitu, limonit, karbonáty a leukoxén. Ako akcesorický minerál sa vo všetkých typoch bázických hornín vyskytuje apatit, ktorý má výrazný reliéf a tvorí idiomorfné izometrické šesťuholníkové rezy orientované kolmo na vertikálu alebo pretiahnuté prierezy rovnobežné s vertikálou.

Štruktúra základnej hmoty je pilotaxitová, často s fluidálnym usporiadaním jemných ihličiek živcov, v niektorých prípadoch nadobúda podobu hyalopilitovej štruktúry.

Pre úplnosť treba sa ešte zmieniť o postamygdaloidných žilkách, ktoré postupujú horninou a často i mandľami. Vypĺňa ich kremeň, kalcit alebo oba.

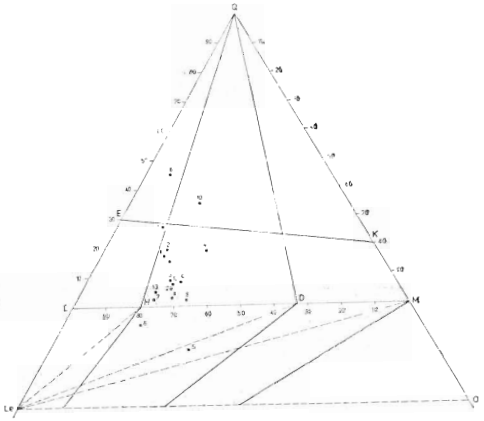
Okrem troch základných typov bázických hornín sa veľmi často vyskytujú aj prechodné typy, najmä medzi typom porfyrickým a mandľovcovým. Ide o porfyricko-mandľovcový a mandľovcovo-porfyrický typ. Pri nich sa okrem mandlí vyskytujú aj porfyrické výrastlice plagioklasov. Pokiaľ ide o petro-

grafickú charakteristiku, tá sa úplne zhoduje s petrografickým rázom už uvedených troch základných typov.

Pre úplnosť sa treba ešte zmieniť o tzv. kataklastických varietách, ktoré sú najmä v oblasti Považia (napr. Nimnica, Stupné, Divinka, Kysuca), najčastejšie pri porfyricko-mandľovcových typoch. Ide o variety, ktoré vznikli kataklastickým porušením horniny, pričom došlo jednak k ohybu, polámaniu, ba miestami aj k rozdrveniu minerálnych zŕn, hlavne plagioklasov, jednak k porušeniu amygdaloidných útvarov. Posuny, ktoré miestami nastali podľa trhliniek, však nepresahujú veľkosť 0,1 mm. Trhlinky prevažne vypĺňa karbonát, albit a kremeň, zriedkavejšie sú v nich aj chlority a ojedinele aj epidot (napr. Kysuca). Vznik výplne týchto trhliniek súvisí s tými istými hydrotermálnymi procesmi, pri ktorých sa vytvorila aj minerálna výplň mandlí.

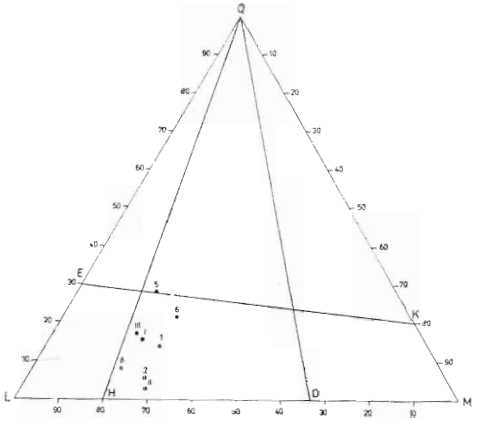
Chemizmus bázických hornín

Na štúdium chemizmu bázických hornín nachádzajúcich sa v upohlavských zlepencoch bolo urobených 14 chemických analýz, a to z oblasti Púchova 2,



Obr. 2. Grafické znázornenie chemizmu bázických hornín tvoriacich valúny v upohlavských vrstvách podľa F. v. Wolffa

Abb. 2. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der basischen Gesteine, welche Gerölle in den Upohlav-Schichten bilden, nach F. v. Wolff



Obr. 4. Grafické znázornenie chemizmu melafýrových hornín vyskytujúcich sa v Západných Karpatoch podľa F. v. Wolfa

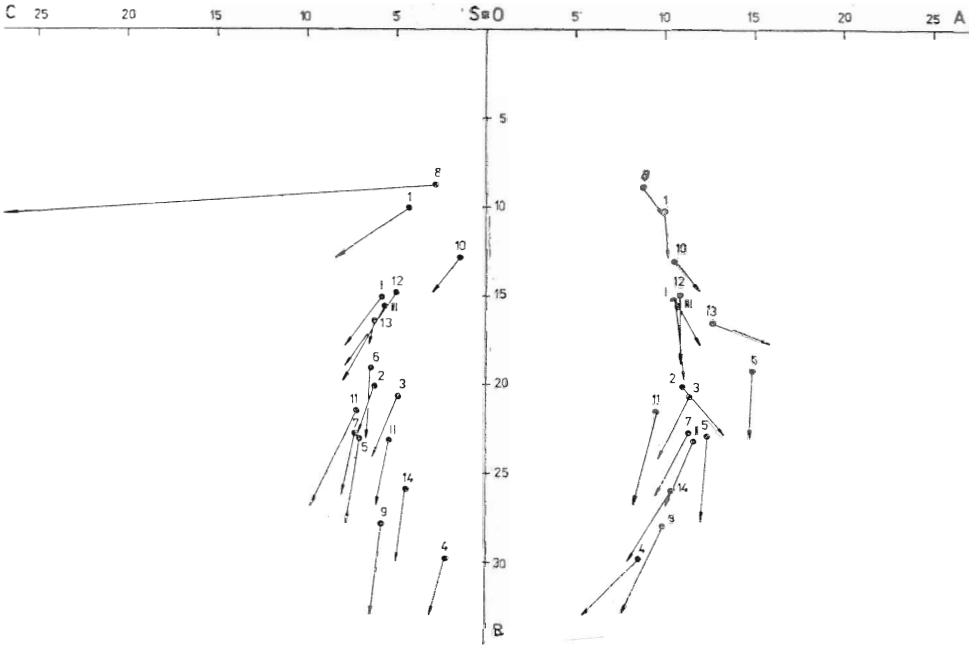
Abb. 4. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der in den Westkapaten vorkommenden Melaphyrgesteine, nach F. v. Wolff

Obr. 2
1 — Upohlav, 2 — Nimnica, — I — Púchov, 3 — Žilina — Kysuca, 4 — Žilina — Kysuca, 5 — Žilina — Benjovo, 6 — Žilina — Kysuca, II — Žilina, 8 — Zemianska Dedina, 9 — Podbiel, 10 — Krivá, 11 — Podbiel, 12 — Podbiel, 13 — Oravský Podzámok — Široká, 14 — Oravský Podzámok — Široká, III — Orava.

Obr. 4.
I — Púchov, II — Žilina, III — Orava, 1 — Nízke Tatry, 2 — Malé Karpaty, 5 — Horná Nitra, 6 — Šálková, 8 — Inovec.

Žiliny 5 a Oravy 7. Ich výsledky sú v tab. I, II, III, IV, V a graficky znázornené na diagramoch podľa F. V. Wolffa a A. N. Zavarického (obr. 2, 3).

Na porovnanie chemizmu študovaných hornín s chemizmom bázických hornín — melafýrov vystupujúcich v iných oblastiach Západných Karpát boli zhotovené tab. VI a VII, v ktorých sú priemerné hodnoty a molekulárne kvocienty chemických analýz melafýrových hornín z jednotlivých oblastí Slovenska, z ktorých sa urobili prepočty, Niggliho, Wolffove a Zavarického hodnoty (tab. VIII, IX a X). Wolffove a Zavarického hodnoty boli znázornené aj graficky (obr. 2, 3, 4, 5).



Obr. 3. Grafické znázornenie chemizmu bázických hornín tvoriacich valúny v upohlavských vrstvách podľa A. N. Zavarického

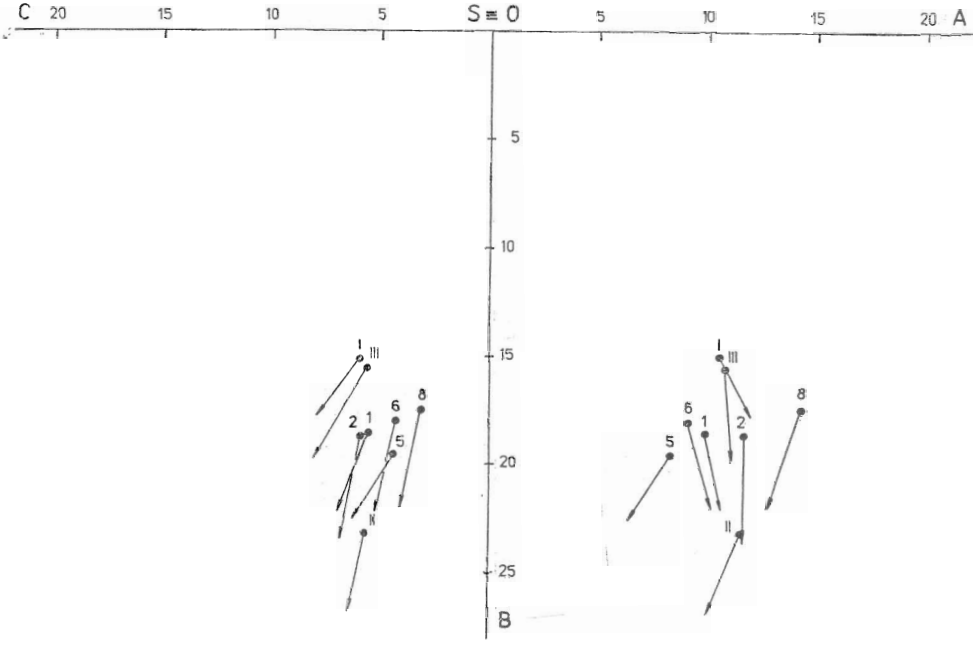
Abb. 3. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der basischen Gesteine, welche Gerölle in den Upohlav-Schichten bilden, nach A. N. Zavaricki

1 — Upohlav, 2 — Nimnica, I — Púchov, 3 — Žilina — Kysuca, 4 — Žilina — Kysuca, 5 — Žilina — Benjovo, 6 — Žilina — Kysuca, 7 — Žilina — Kysuca, II — Žilina, 8 — Zemianska Dedina, 9 — Podbiel, 10 — Krivá, 11 — Podbiel, 12 — Podbiel, 13 — Oravsky Podzámok — Široká, 14 — Oravský Podzámok — Široká, III — Orava.

Priemerné hodnoty chemických analýz melafýrových hornín z jednotlivých oblastí Slovenska boli vypočítané z týchto analýz: Nízke Tatry z 54 analýz, Malé Karpaty z 29, Horná Nitra zo 4, Šalková z 3 a Inovec (Modrová) z 2 analýz. Prevažná časť výsledkov chemických analýz melafýrových hornín z oblasti Nízkych Tatier a Malých Karpát je prevzatá z literatúry (1967, 1972);

na výpočet priemerných hodnôt chemických analýz melafýrových hornín z oblasti Hornej Nitry, Šalkovej a Inovca sme použili naše chemické analýzy (1949, 1950, 1958 a 1958a).

Na základe výsledkov chemických analýz a ich prepočtov na Niggliho hodnoty (tab. III) možno študované horniny bázických hornín tvoriace valúny v upohlavských zlepencoch zaradiť k viacerým magmatickým typom (1936). Tak napr. niektoré horniny z oblasti Púchova (anal. č. 1) a z oblasti Oravy (anal. č. 8, 10) patria k magme kremitodioritového typu, naproti tomu prevažná časť hornín má väčšiu bazicitu a patrí k dioritovej a gabrodioritovej, zriedkavejšie k gabroidnej magme (anal. č. 5).



Obr. 5. Grafické znázornenie chemizmu melafýrových hornín vyskytujúcich sa v Západných Karpatoch podľa A. N. Zavarického

Abb. 5. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der in den Westkarpaten vorkommenden Melaphyrgesteine, nach A. N. Zavaricki

I — Púchov, II — Žilina, III — Orava, 1 — Nízke Tatry, 2 — Malé Karpaty, 5 — Horná Nitra, 6 — Šálková, 8 — Inovec.

Aj z prepočtov chemických analýz podľa F. V. Wolffa (1951) (tab. IV), ako aj z ich grafického znázornenia (obr. 2) vyplýva, že študované bázické horniny majú rozličnú aciditu. Prevažná časť hornín zapadá do blízkosti základnej línie L — M, a to do oblasti andezito-bazaltických až bazaltických hornín (anal. č. 5, 6), v zriedkavejších prípadoch aj do poľa ryolitov a trachytov (anal. č. 9, 1) a do poľa dacitov a andezitov (anal. č. 10, 4, 12).

Konečne aj hodnoty A. N. Zavarického svedčia o rozličnom indexe bazicity

študovaných hornín (tab. V a obr. 3). Tak napr. vz. č. 1, 8, 10 možno podľa A. N. Zavarického klasifikačnej schémy (1950) zaradiť do II. triedy, t. j. medzi horniny presýtené SiO_2 — teda k výlevným ekvivalentom kremitodioritovej magmy. Prevažnú časť hornín možno zaradiť do V. triedy (k slabonasýteným) až VI. triedy (nenasýteným horninám). V tomto prípade ide o výlevné ekvivalenty dioritovej, gabrodioritovej až gabroidnej magmy patriace k rozličným andezito-bazaltickým až bazaltickým typom výlevných hornín.

Ak porovnáme študované horniny s bázickými horninami vystupujúcimi v iných oblastiach Západných Karpát označovanými najčastejšie ako melafýry (B. Hejtman 1957 ich označuje ako mezozoické čadiče) (tab. VI, VII, VIII, IX, X), vidíme, že sa ich chemizmus v priemere podstatne neodlišuje od priemerného chemizmu melafýrových hornín vystupujúcich v iných oblastiach Slovenska (obr. 2, 3, 4, 5). Len v zriedkavejších prípadoch majú niektoré bázické horniny bradlového pásma zvýšený index acidity až na úroveň kremitodioritovej magmy (vz. č. 1, 8, 10), čo možno vysvetliť obohatením o SiO_2 pri pôsobení hydrotermálnej fázy, pri ktorej sa vytvorila jednak výplň trhlinie k a mandlí vo forme jemnozrnného kremeňa a chalcedónu, jednak nastala, najmä pri niektorých celistvých typoch, aj značná premena (silicifikácia) základnej hmoty. Takto druhotné obohatenie o SiO_2, vyvolané hydrotermálnou fázou, značne ovplyvnilo chemizmus pôvodných hornín. Preto možno tieto horniny zaradiť do skupiny dioritových v ojedinelých prípadoch aj kremitodioritových magiem. Prevažnú časť hornín však možno na základe ich chemického charakteru pokladať za efuzívny ekvivalent gabrodioritových magiem, len malú časť hornín možno zaradiť do skupiny gabroidných magiem.

Záver

Bázické horniny vyskytujúce sa ako valúnový materiál v upohlavských zlepencoch v jednotlivých oblastiach bradlového pásma Západných Karpát sa svojím petrografickým charakterom a chemizmom ako celok podstatne neodlišujú od bázických hornín — melafýrov vystupujúcich v ostatných oblastiach Západných Karpát. Ak sa však neberú do úvahy priemerné hodnoty chemických analýz, potom treba konštatovať, že prevažnú časť študovaných hornín možno na základe zvýšeného indexu acidity zaradiť medzi efuzívne ekvivalenty gabrodioritových až dioritových magiem, len v zriedkavejších prípadoch medzi ekvivalenty kremitodioritových a gabroidných magiem, zatiaľ čo prevažná časť čadičových hornín — melafýrov z ostatných oblastí Západných Karpát sa zaraďuje do gabroidnej, len v menšej miere do gabrodioritovej magmatickej skupiny.

Napokon treba poznamenať, že aj keď výsledky petrograficko-chemického štúdia bázických hornín v upohlavských zlepencoch svedčia o tom, že tieto horniny ako celok majú podobný petrograficko-chemický charakter ako melafýrové horniny z iných oblastí Slovenska, ich celkový vzhľad, ktorý sa veľmi často podstatne odlišuje od vzhľadu melafýrových hornín z iných oblastí Slovenska, ako aj zvýšený index acidity pri väčšine valúnového materiálu nepotvrdzujú, že by valúnový materiál pochádzal z oblastí dnešných výskytov melafýrových hornín v Západných Karpatoch. Ide teda o exotický materiál pochádzajúci zo starších útvarov podložia jednotlivých sérií bradlového pásma.

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Záp. Karpatoch I, II. Rozpr. St. geol. úst. Čs. republ., 6.

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západných Karpatoch III. Tektonika. Rozpr. St. geol. úst. Čs. republ., 9.

Andrusov, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Záp. Karpatoch IV—V. Práce Št. geol. úst. (Bratislava), 13.

Andrusov, D. 1959: Geológia Československých Karpát II. Bratislava, V SAV.

Andrusov, D. — Kuthan, M. 1944: Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska List Žilina (4361/2). Práce Št. geol. úst. (Bratislava), 10.

Andrusov, D. — Scheibner, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov v geológii bradlového pásma medzi Vlarou a Tvrdošínom. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 12.

Andrusov, D. — Kantorová, 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 9.

Čechovič, V. — Ulricht, F. 1937: Výskyt melafýrových hornín v povodí Nitry. Zbor. Št. ban. múzea D. Štúra v B. Štiavnici, 1.

Hanuš, I. — Höfer, W. 1871: Die Melaphyre der Niederen Tatra in Ungarn. Neues Jahrbuch für Min. geol. und Paleont. Stuttgard.

Hejtman B. 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornín. Praha, N ČSAV.

Hovorka, D. 1972: Katalóg chemických analýz. Náuka o Zemi, 6, sér. geol., 2.

Niggli, P. 1923: Gesteins und Mineraprovinsen. Berlin.

Niggli, P. 1936: Die Magmentypen. Schweiz MPM, 16.

Roth, Zd. 1938: Geologické pomery okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. Čes. akad. věd, 48, tř. 2.

Stein, Q. E. 1881: Die Melaphyre der Kl. Karpathen. Min. und Petr. Mitteilungen G. Tschermaks.

Šťastný, V., 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkych Tatrách na Slovensku. Rozpr. Čes. akad. věd, 2. tř.

Vozár, J. 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. práce, Spr. 41 (Bratislava).

Wolf, F. 1951: Gesteinskunde Die Eruptivgesteine. Pössneck.

Zavarickij, A. N. 1950: Vvedenije v petrochimiju izveržennych gornych porod. Moskva — Leningrad. Izd. AN SSSR.

Zorkovský, V. 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západ. a stred. Slovenska. Geol. práce, zoš. 26 (Bratislava).

Zorkovský, V. 1950: Melafýrové horniny v povodí Hornej Nitry. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, č. 2—4.

Zorkovský, V. 1958: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrových hornín z lokality obce Modrová v oblasti Inovca na Považí. Geol. práce, Spr. 14 (Bratislava).

Zorkovský, V. 1958a: Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka" sev. od Šalkovej. Geol. práce, Spr. 13 (Bratislava).

Zorkovský, V. 1959: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne v okolí Veľkej Stošky, na západnom okraji Muráňskej plošiny. Geol. práce, Spr. 16 (Bratislava).

Zorkovský, V. 1959a: Zpráva o petrochemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo verféne severne od Švermova. Geol. práce, Spr. 16 (Bratislava).

Zoubek, V. 1931: Caractéristique de quelques cristallophylliennes et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogénes des Carpathies occidentales. Praha, Knihovna SGÚ 13.

Doručené 25. 11. 1974
Odporučil L. Kamenický

BEITRAG ZUR KENNTNIS DES PETROGRAPHISCHEN CHARAKTERS DIER ALS GERÖLLE IN DEN ÚPOHLAV-KONGLOMERATEN DER KLIPPENZONE DER WESTKARPATEN VORKOMMENDEN BASISCHEN GESTEINE

VOJTECH ZORKOVSKÝ

Der vorgelegte Artikel behandelt die Ergebnisse der petrographisch-chemischen Untersuchung der basischen Gesteine, welche in den Upohlav-Konglomeraten in der Klippenzone Gerölle bilden, und zwar in den Gebieten von Púchov (Považská Teplá, Hvoznica, Hričov, Mariková), Žilina (Divinka, Stupné, Benjovo) und im Gebiete der Orava (Orovský Podzámok, Podbiel, Krivá, Zemianska Dedina u. a. (Abb. 1).

Die Upohlav-Konglomerate sind ein Glied der sog. Upohlav-Schichten, welche am geologischen Aufbau der Klippenzone beteiligt sind und Santon und Campan vertreten.

Die meist bemerkenswerte Eigenschaft der Upohlav-Konglomerate ist die petrographische Verschiedenartigkeit deren Gerölle. Den überwiegenden Teil der Gerölle bilden verschiedene Typen von Sedimentgesteinen, in geringerem Masse sind eruptive und metamorphierte Gesteine vertreten. Mit der Untersuchung der Gerölle von Sedimentgesteinen befassten sich D. Andrusov und V. Kantorová (1931b, 1944, 1945, 1958, 1959), mit der petrographischen Untersuchung der Gerölle der eruptiven und metamorphierten Gesteine V. Zoubek (1931) und M. Kuthan (1944).

Der Gegenstand meiner petrographisch-chemischen Untersuchung waren Gerölle der basischen Gesteine- der sog. Melaphyre, welche ältere Formationen des Untergrundes der einzelnen Serien der Klippenzone repräsentieren könnten, und nach sich wiederholenden tektonischen Vorgängen in die Tiefe hinabgedrückt sein konnten.

Petrographischer Charakter

Auf Grund der Ergebnisse des petrographischen Studiums können unter den basischen Gesteinen (Melaphyren) die folgenden drei Grundtypen unterschieden werden:

Feinkörnige bis kompakte Typen

Die feinkörnigen Typen schliessen Gesteine ein, bei welchen die einzelnen Mineralkomponente nicht die Grösse von 0,8 mm übersteigen. Sie zeichnen sich durch die Abwesenheit von Einsprenglingen und Mandeln aus. Von den Mineralen sind meist vertreten Plagioklase, die einer intensiven Umwandlung unterzogen wurden, hauptsächlich der Serizitisierung, Chloritisierung, Saussuritisierung, Karbonatisierung, Kaolinisierung u. a., was uns daran hinderte diese eingehend optisch zu untersuchen. Stellenweise können neben den sekundären Produkten, welche durch eine Umwandlung von Plagioklasen entstanden sind, auch kleine Körner von Erzen beobachtet werden.

Die Struktur der feinkörnigen Melaphyre ist gewöhnlich pilotaxitisch event. hyalopilitisch, oftmals mit fluidaler Anordnung von feinen Plagioklas-Nadelchen.

Porphyrische Typen

Die porphyrischen Typen der Melaphyre sind durch eine holokristallin-porphyrische, seltener auch durch eine hypokristallin-porphyrische Struktur gekennzeichnet. Als porphyrische Einsprenglinge treten vorwiegend umgewandelte Plagioklase auf, zu welchen sich in vereinzelnen Fällen auch Olivin gesellt, besser gesagt seine Pseudomorphosen. Unter den porphyrischen Typen kann man fein-, mittel- und grobporphyrische Varietäten unterscheiden. Bei feinporphyrischen Varietäten reicht die Grösse der Einsprenglinge nicht über 2 mm hinaus, bei den mittelporphyrischen bewegt sie sich zwischen 2—8 mm, bei den grobporphyrischen Varietäten haben die Einsprenglinge eine Grösse über 2 mm.

Die Grundmasse besteht bei allen Varietäten überwiegend aus feinen Nadelchen von stark umgewandelten Plagioklasen, zu welchen sich noch feine Körner von Erzen gesellen (Haematit, Magnetit, leuxenisierter Ilmenit). Weiter sind Chlorite, Karbonate, feine Quarz-, Epidot- und Apatitkörner vohanden.

Die Struktur der Grundmasse ist überwiegend holokristallin, event. intersertal.

Mandelsteintypen

Der Mineralbestand der Mandelsteintypen von basichen Gesteinen ist ähnlich wie beim vorhergehenden Type aber anstatt der porphyrischen Einsprenglinge sind sie durch die Anwesenheit von Mandeln mit verschiedener Mineralausfüllung gekennzeichnet. Auf Grund der Grösse der Mandeln kann man bei ihnen zwei Varietäten unterscheiden: die feinmandelsteinige (Mandelgrösse 2,0 mm) und mittelmandelsteinige (Mandelgrösse 2—10 mm). Die Form der Mandeln ist verschieden: lisenförmig, tropfenförmig, isometrisch und unregelmässig.

Meistens sind sie durch Chlorit und Kalzit, seltener durch Quarz oder Chalzedon ausgefüllt. In vereinzelten Fällen kommt in den Mandeln auch Haematit vor, welcher kleine Körner inmitten der Chalzedonfächer bildet. Die erwähnten Minerale sind in den Mandeln zonar angeordnet, wobei bei der Mehrzahl der Mandeln die äussere Zone von Chlorit, das Innere der Mandeln wieder von Karbonat gebildet ist; seltener ist am Rande der Mandel Kalzit und im Inneren Chlorit. Von den Chloriten beteiligt sich an der Mandelausfüllung Pennin und Delessit. Manchmal treten in von Pennin ausgefüllten Mandeln idiomorphe Epidotkristalle auf.

Die Grundmasse besteht überwiegend aus sehr feinen Körnerchen oder Nadeln von in den meisten Fällen intensiv zersetzten Plagioklasen. Seltener können auch verhältnismässig reine Plagioklase, mit dem optischen Charakter von Albiten, beobachtet werden. Als Zersetzungsprodukte der Plagioklase sind meistens Serizit und Chlorit vertreten. Ausser der erwähnten Minerale sind am Aufbau der Grundmasse kleine Körner von Erzen, Karbonate und Apatit beteiligt.

Die Struktur der Grundmasse ist pilotaxitisch, oftmals mit fluidaler Anordnung der feinen Feldspatnadeln.

Der Vollständigkeit halber sind die postamygdaloiden Äderchen zu erwähnen, welche das Gestein und oftmals auch die Mandeln durchdringen. Sie sind von Quarz, Kalzit oder von beiden ausgefüllt.

Chemische Zusammensetzung der basischen Gesteine

Ein Bild über die chemische Zusammensetzung der untersuchten basischen Gesteine kann man sich nach den Resultaten der chemischen Analysen und deren Umrechnungen auf die Werte Niggli's, Zavariski's und Wolff's, welche in den beigefügten Tabellen I, II, III, IV, V, angeführt sind, sowie auch von den Graphen Abb. 2, 3 machen.

Wenn wir die chemische Zusammensetzung der untersuchten Gesteine mit jener der basischen Gesteine aus anderen Gebieten der Westkarpaten, am häufigsten als Melaphyre bezeichnet (B. Hejtman 1957 — bezeichnet sie als mesozoische Basalte) (Tab. VI, VII, VIII, IX, X), vergleichen, so sehen wir, dass sich diese in ihrem Durschnitt nicht wesentlich von der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der Melaphyrgesteine, die in anderen Gebieten der Slowakei vorkommen, unterscheidet. (Abb. 2, 3, 4, 5). Nur in selteneren Fällen weisen einige basische Gesteine der Klippenzone einen erhöhten Azidi-tätsindex, bis auf das Neveau von Quarzdioritmagma (Proben Nr. 1, 8, 10), auf, was durch eine Anreicherung von SiO_2 bei der Wirkung der hydrothermalen Phase erklärt werden kann, während der sich einerseits die Ausfüllung von kleinen Rissen und Mandeln in der Form von feinkörnigen Quarz und Chal-zedon bildete, andererseits, hauptsächlich bei einigen kompakten Typen, kam es auch zu einer bedeutenden Umwandlung (Silizifizierung) der Grundmasse. Eine solche sekundäre Anreicherung von SiO_2, hervorgerufen durch die hydro-thermale Phase, übte einen beträchtlichen Einfluss auf die chemische Zusam-mensetzung der ursprünglichen Gesteine, infolgedessen diese Gesteine in die Gruppe der Diorit-, in vereinzelten Fällen auch der Quarzdioritmagmen gereiht werden können. Den überwiegenden Teil der Gesteine kann man aber auf Grund ihres chemischen Charakters als einen effusiven Äquivalent der Gabbro-dioritmagmen betrachten, nur ein kleiner Teil der Gesteine kann in die Gruppe der gabbroiden Magmen gereiht werden.

Preložil J. Pevný

Zoznam lokalít chemicky analyzovaných bázických hornín melafýrov

1. Upohlav — jemnozrnný až drobnoporfyrický, prekremenený a sericitizovaný typ
2. Nimnica — drobnomandľový typ
3. Žilina — Kysusa: drobnoporfytický typ
4. Žilina — Kysuca: drobnoporfyricko-mandľovcový typ
5. Žilina — Benjovo: hruboporfyrický typ
6. Žilina — Kysuca: drobnoporfyrický typ
7. Žilina — Kysuca: jemnozrnný až drobnoporfyrický typ
8. Zemianska Dedina: jemnozrnný prekremenený typ, sericitizovaný
9. Podbiel — porfyricko-mandľovcový typ
10. Krivá — porfyricko-strednomandľový typ
11. Podbiel — stredno-porfyricko-mandľovcový typ
12. Podbiel — drobnomandľovcový typ
13. Oravský Podzámok — Široká — strednoporfyricko-mandľovcový typ
14. Oravský Podzámok — Široká — hruboporfyrický typ

Tabuľky chemických analýz bázických hornín nachádzajúcich sa v upohlavných zlepencoch (váhové percentá)

Chemische Analysen der basischen Gesteine in den Upohlav — Konglomeraten
(Gewichtsanteil in %)

Tab. I

	PÚCHOV			ŽILINA						ORAVA							
Analyzoval	Chyba	Gažová	priemer	Činčárová	Činčárová	Chyba	Zorkovský	Zorkovský	Priemer	Gažová	Zorkovský	Gažová	Zorkovský	Gažová	Gažová	Zorkovský	Priemer
č. analýzy	1	2	I	3	4	5	6	7	II	8	9	10	11	12	13	14	III
SiO_2	60,53	47,68	54,11	51,63	51,9	44,53	46,52	45,54	48,04	68,53	47,50	67,84	50,10	57,79	49,30	49,35	55,77
TiO_2	1,42	2,44	1,93	0,66	1,31	1,83	0,09	0,07	0,79	—	0,21	—	0,24	0,45	2,52	0,19	0,52
Al_2O_3	14,62	15,96	15,30	17,16	16,95	18,52	18,67	19,67	18,19	10,90	20,21	8,11	18,48	14,92	16,88	18,53	15,43
Fe_2O_3	3,28	6,56	4,92	5,16	7,16	—	7,35	7,51	5,44	5,76	5,48	7,84	6,79	5,19	5,10	6,83	6,22
FeO	3,97	3,95	3,96	5,38	5,22	10,53	4,32	3,32	5,75	1,54	3,32	3,94	1,04	2,96	3,76	2,91	2,78
MnO	0,11	0,17	0,14	0,14	0,11	0,10	0,30	0,18	0,17	0,06	0,21	0,18	0,19	0,72	0,09	0,14	0,23
MgO	1,53	2,75	2,14	3,96	5,61	5,83	3,75	4,07	4,64	0,73	7,61	1,41	6,08	3,35	1,02	5,76	3,70
CaO	4,40	7,98	6,19	3,79	1,92	5,28	4,77	5,34	4,22	3,14	4,70	1,51	5,50	4,01	8,71	3,58	4,45
Na_2O	1,71	3,35	2,53	3,46	3,08	4,42	5,71	3,79	4,09	0,21	3,87	3,18	2,75	2,79	4,29	3,93	3,00
K_2O	3,84	1,75	2,80	2,11	1,21	1,00	0,53	1,12	1,19	5,70	0,72	3,70	1,89	2,91	1,34	0,85	2,44
P_2O_5	0,15	0,20	0,18	0,17	0,11	0,37	0,09	0,19	0,19	0,13	0,28	0,12	0,13	0,18	0,22	0,31	0,20
S	0,49	—	0,25	0,07	—	0,38	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O+	0,60	0,44	0,52	2,58	0,48	—	4,80	7,56	3,08	3,10	4,76	0,53	6,20	3,00	0,19	6,02	3,40
H_2O-	3,53	6,69	5,11	3,37	4,49	7,67	2,30	1,00	3,77	0,32	0,45	1,53	0,56	1,63	7,13	0,91	1,79
Cr_2O_3	0,03	—	0,02	—	0,06	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,22	99,92		99,64	99,64	100,52	99,20	99,36		100,12	99,32	99,89	99,95	100,42	100,55	99,31	

Tabuľka chemických analýz bázických hornín v upohlavských zlepencoch (molekulárne kvocienty)

Mittelwerte der chemischen Analysen der Melaphyre in den Westkarpaten (Molekularquotiente)

Tab. II

	PÚCHOV			ŽILINA						ORAVA							
Analyzoval	Chyba	Gažová	Priemer	Činčárová	Činčárová	Chyba	Zorkovský	Zorkovský	Priemer	Gažová	Zorkovský	Gažová	Zorkovský	Gažová	Gažová	Zorkovský	Priemer
č. analýzy	1	2	I	3	4	5	6	7	II	8	9	10	11	12	13	14	III
SiO_2	1007,83	793,87	900,93	859,64	865,63	741,43	774,56	758,24	799,87	1141,00	790,88	1129,54	834,17	962,20	820,85	821,68	926,57
TiO_2	17,77	30,54	24,16	5,26	16,40	22,90	1,13	0,88	9,89	—	2,63	—	3,00	5,63	31,54	2,38	6,51
Al_2O_3	143,52	156,56	150,09	168,33	166,27	181,68	183,15	192,96	178,44	106,93	198,25	79,56	181,28	146,36	165,59	181,77	151,36
Fe_2O_3	20,54	41,08	35,81	32,32	44,84	—	46,03	47,03	34,07	36,07	34,32	49,10	42,52	35,76	31,94	42,77	38,95
FeO	55,26	54,98	55,12	74,89	72,66	146,58	10,13	46,21	80,04	21,44	46,21	54,84	14,48	41,20	52,34	40,51	38,70
MnO	1,55	2,40	1,97	1,97	1,55	1,41	4,23	2,54	2,40	0,85	2,96	2,54	150,79	10,15	1,27	1,97	3,24
MgO	37,95	68,20	53,08	98,21	139,14	144,59	93,01	100,94	115,08	18,11	188,74	34,97	2,68	83,09	25,30	142,86	92,01
CaO	78,46	142,30	110,38	6,58	34,24	94,15	85,06	95,22	75,25	55,99	83,81	26,93	98,07	71,50	155,31	63,84	79,35
Na_2O	27,58	54,03	40,81	55,81	49,68	71,29	92,10	61,13	65,97	3,39	62,42	51,29	44,35	45,00	69,19	63,39	48,39
K_2O	40,76	18,58	29,72	22,40	12,85	10,62	5,63	11,89	12,63	60,51	7,64	39,28	20,06	30,89	14,23	9,02	25,90
P_2O_5	1,06	1,41	1,27	1,20	0,77	2,60	0,63	1,34	1,34	0,92	1,97	0,84	0,92	1,27	1,55	2,18	1,41
H_2O^+	—	24,42	—	—	26,64	—	266,37	419,53	—	172,03	264,15	29,41	344,06	—	10,54	334,07	—
H_2O^-	15,28	371,25	—	2,18	249,17	425,64	127,64	55,49	—	—	24,97	84,91	31,08	—	395,67	50,50	—
Cr_2O_3	0,20	—	0,13	—	—	0,39	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	7,80	—	—	11,85	—	—	2,81	17,76	—	—	—	—	—	—	—

Tabuľka chemických analýz bázických hornín v upohlavských zlepencoch (Niggliho hodnoty)

Chemische Analysen der basischen Gesteine in den Upohlav — Konglomeraten (Werte von Niggli)

Tab. III

	PÚCHOV			ŽILINA						ORAVA							
Analyzoval	Chyba	Gažová	Priemer	Činčárová	Činčárová	Chyba	Zorkovský	Zorkovský	Priemer	Gažová	Zorkovský	Gažová	Zorkovský	Gažová	Gažová	Zorkovský	Priemer
č. analýzy	1	2	I	3	4	5	6	7	II	8	9	10	11	12	13	14	29,47
al	33,80	27,14	29,97	30,50	29,45	28,00	29,97	32,03	29,96	31,59	30,23	20,66	30,51	29,90	30,34	30,97	40,62
fm	31,63	35,60	33,91	43,08	53,41	44,87	40,12	40,04	44,20	32,99	46,30	48,83	42,13	40,00	25,93	45,82	15,45
c	18,48	24,67	22,04	12,25	6,06	14,51	13,92	15,81	12,64	16,54	12,78	6,98	16,51	14,61	28,45	10,88	14,46
alk	16,10	12,59	14,08	14,17	11,08	12,62	15,99	12,12	13,20	18,88	10,68	23,52	10,84	15,50	15,28	12,34	9,35
k	0,60	0,26	0,42	0,29	0,21	0,13	0,06	0,16	0,16	0,95	0,11	0,43	0,31	0,41	0,17	0,12	0,44
mg	0,28	0,33	0,31	0,41	0,46	0,50	0,38	0,42	0,44	0,16	0,62	0,19	0,60	0,42	0,18	0,53	180,79
si	237,35	137,63	179,89	155,77	153,34	114,26	126,74	125,87	134,31	337,08	120,61	293,34	40,41	196,54	150,38	140,00	22,93
qz	72,97	−12,72	23,56	—	9,04	−36,23	−37,22	−22,62	−18,48	161,58	−22,13	107,84	−2,96	34,54	−10,75	−9,35	0,38
c/fm	0,58	0,69	0,65	0,28	0,11	0,32	0,35	0,39	0,29	0,50	0,28	0,14	0,39	0,37	1,10	0,24	

Tabuľka chemických analýz bázických hornín v upohlavských zlepencoch (hodnoty podľa Wolffa)

Chemische Analysen der basischen Gesteine in den Upohlav — Konglomeraten (Werte von Wolff)

Tab. IV

	PÚCHOV			ŽILINA						ORAVA							
Analyzoval	Chyba	Gažová	Priemer	Činčárová	Činčárová	Chyba	Zorkovský	Zorkovský	Priemer	Gažová	Zorkovský	Gažová	Zorkovský	Gažová	Gažová	Zorkovský	Priemer
č. analýzy	1	2	I	3	4	5	6	7	II	8	9	10	11	12	13	14	III
L	59,16	67,21	63,10	66,05	50,33	73,18	83,41	75,07	69,41	47,28	66,21	43,33	66,54	62,04	72,75	64,13	63,82
M	13,69	26,97	20,16	25,18	30,39	41,28	23,39	22,71	28,73	8,34	33,51	20,74	25,95	18,91	22,21	27,03	19,26
Q	27,15	5,82	16,73	8,77	19,28	—14,46	—6,80	2,22	1,86	44,38	0,27	35,93	7,51	19,66	5,04	8,83	16,92
A	4,77	5,32	5,04	5,62	4,45	5,78	7,26	5,54	5,72	4,42	4,93	5,42	4,63	5,30	6,09	5,28	5,25
C	5,25	6,16	5,69	4,86	2,44	6,64	6,32	7,22	5,47	2,98	5,90	—0,75	7,04	4,92	6,00	4.65	5,45
K_2O	2,85	1,36	2,13	1,61	0,91	0,75	0,42	0,90	0,92	4,19	0,54	2,67	1,44	2,16	1,04	0,66	1,83
MgO	2,65	5,00	3,80	7,06	9,91	10,20	6,91	7,66	8,37	1,25	13,29	2,38	10,83	5,86	1,04	10,41	6,51
C′	0,23	4,23	2,20	—	—	—	—	—	—	0,90	—	1,83	—	0,07	1,85	—	0,76
Fe″	2,52	1,19	1,87	3,10	2,07	10,41	1,36	0,13	3,51	—	1,05	1,31	—	1,09	5,34	—	0,21
Mt	2,90	6,02	4,43	4,65	6,39	0,06	6,84	7,13	4,96	3,08	4,83	5,19	2,46	4,99	1,58	6,19	5,51
T	—	—	—	1,61	4,95	0,40	0,03	1,87	1,79	—	3,13	—	1,35	—	4,67	3,32	—

Tabuľka chemických analýz bázických hornín v upohlavských zlepencoch (Zavarického hodnoty)

Chemische Analysen der basischen Gesteine in den Upohlav — konglomeraten (Werte von Zavarickij)

Tab. V

	PÚCHOV			ŽILINA						ORAVA							
Analyzoval	Chyba	Gažová	Priemer	Činčárová	Činčárová	Chyba	Zorkovský	Zorkovský	Priemer	Gažová	Zorkovský	Gažová	Zorkovský	Gažová	Gažová	Zorkovský	Priemer
č. analýzy	1	2	I	3	4	5	6	7	II	8	9	10	11	12	13	14	III
a	9,93	11,00	10,46	11,36	8,43	12,35	14,96	11,29	11,58	8,89	9,22	10,56	9,51	10,86	12,66	10,38	10,81
c	5,46	6,36	5,90	4,91	2,31	7,10	6,51	7,36	5,55	2,99	5,93	1,46	7,24	5,04	6,24	4,58	5,61
b	10,11	20,16	15,03	20,69	29,80	22,91	19,15	22,67	23,20	8,73	27,98	12,98	21,45	14,82	16,39	25,95	15,58
s	74,50	62,47	68,61	63,04	59,46	57,64	59,38	58,68	59,67	79,38	56,17	75,00	61,80	69,28	64,71	59,09	68,01
n	27,27	74,41	57,86	71,36	79,46	87,04	94,24	83,72	83,93	5,30	89,09	64,47	68,85	59,30	82,95	87,54	65,13
f′	70,36	52,44	58,59	49,68	37,07	48,71	62,5[illegible]	32,08	47,83	75,24	29,80	68,33	35,17	59,36	54,41	35,37	55,97
m′	27,27	25,63	26,20	34,49	31,47	47,59	37,18	16,86	36,55	14,43	47,74	17,89	51,89	40,14	11,72	39,47	42,97
c′	2,36	21,93	15,21	—	—	—	—	48,71	—	10,33	—	13,78	—	0,50	33,87	—	1,06
a′	—	—	—	15,83	31,45	3,70	0,29	34,43	15,62	—	22,45	—	12,93	—	—	25,16	—
α	29,53	30,88	30,41	22,69	20,29	—	36,80	—	21,64	57,49	17,36	50,24	29,27	34,55	29,58	23,64	36,38
t	1,73	3,70	2,61	0,95	1,86	3,00	0,15	0,12	1,22	—	0,33	27,—	0,36	0,58	3,70	0,29	0,70
Q	23,69	—3,43	10,40	—1,55	—0,25	—16,53	—17,68	—12,57	—9,37	37,99	—13,44	27,40	—2,66	11,78	—2,16	—7,17	8,81
a : c	1,82	1,73	1,77	2,31	3,65	1,74	2,30	1,53	2,09	2,97	1,67	7,22	1,31	2,15	2,03	2,27	1,93

Tabuľka priemerných hodnôt chemických analýz melafýrov Západných Karpát (váhové percentá)

Mittelwerte der chemischen Analysen der Melaphyre in den Westkarpaten (Gewichtsanteil in %)

Tab. VI

	PÚCHOV	ŽILINA	ORAVA	NÍZKE TATRY	MALÉ KARPATY	HORNÁ NITRA	ŠÁLKOVÁ	INOVEC
SiO_2	54,11	48,04	55,77	53,37	51,01	58,06	56,59	54,43
TiO_2	1,93	0,79	0,52	0,66	0,09	1,14	1,42	2,27
Al_2O_3	15,30	18,19	15,43	17,16	15,43	12,69	14,63	17,15
Fe_2O_3	4,92	5,44	6,22	5,16	9,91	5,84	3,28	5,48
FeO	3,96	5,75	2,78	5,38	1,51	2,15	3,97	2,84
MnO	0,14	0,17	0,23	0,14	0,01	0,02	0,11	0,08
MgO	2,14	4,64	3,71	3,96	3,45	4,22	1,53	4,24
CaO	6,19	4,22	4,45	3,79	3,69	5,93	4,49	2,59
Na_2O	2,53	4,09	3,00	3,46	2,24	3,28	1,71	5,41
K_2O	2,80	1,19	2,44	2,11	2,25	1,02	3,84	1,51
P_2O_5	0,18	0,19	0,20	0,17	0,31	0,05	0,15	0,16
CO_2	—	—	—	—	1,47	—	—	—
H_2O^+	0,25	0,09	—	0,07	—	—	0,49	—
S	0,52	3,08	3,40	2,58	1,37	6,97	0,60	3,32
H_2O^-	5,11	3,77	1,79	3,37	0,34	0,32	3,53	0,30
SO_3/Cr_2O_3	0,02	0,01	—	—	—	—	0,03	—
				99,64	100,13	100,22	100,22	100,31

Tabuľka priemerných hodnôt chemických analýz melafýrov Západných Karpát (molekulárne kvocienty)

Chemische Analysen der basischen Gesteine in den Upohlav — Konglomeraten (Molekularquotiente)

Tab. VII

	PÚCHOV	ŽILINA	ORAVA	NÍZKE TATRY	MALÉ KARPATY	HORNÁ NITRA	ŠÁLKOVÁ	INOVEC
SiO_2	900,93	799,87	928,57	888,61	849,32	936,70	942,22	906,26
TiO_2	24,16	9,89	6,51	13,14	20,15	1,13	14,27	28,41
Al_2O_3	150,09	179,44	151,36	145,58	161,47	151,36	124,48	188,24
Fe_2O_3	35,81	34,07	38,95	36,45	33,13	62,06	36,575	34,32
FeO	55,12	80,04	38,70	65,84	57,21	21,02	29,93	39,53
MnO	1,97	2,40	3,24	1,55	2,26	0,14	0,28	1,13
MgO	53,08	115,08	92,01	98,46	129,46	85,50	104,66	105,16
CaO	110,38	75,25	79,35	94,51	82,56	65,80	105,74	46,01
Na_2O	40,81	63,97	48,39	49,68	66,77	36,13	52,90	87,26
K_2O	29,72	12,63	25,90	18,79	13,27	23,89	10,83	16,03
P_2O_5	1,27	1,34	1,41	1,62	1,69	2,18	0,35	0,70
S	7,80	2,81	—	0,31	0,31	—	—	—
CO_2	Cr_2O_3 0,13	0,07	—	19,54	43,17	33,40	—	—

Tabuľka priemerných hodnôt chemických analýz melafýrov Západných Karpát (Niggliho hodnoty)

Mittelwerte der chemischen Analysen der Melaphyre in den Westkarpaten (Werte von Niggli)

Tab. VIII.

al	29,97	29,96	29,47	26,67	27,98	29,80	24,81	31,69
fm	33,91	44,20	40,62	43,46	43,84	45,43	41,41	40,19

Pokračovanie tab. VIII

c	22,04	12,64	15,45	17,32	14,31	12,96	21,08	8,67
alk	14,08	13,20	14,46	12,55	13,87	11,82	12,70	19,46
k	0,42	0,16	0,35	0,27	0,17	0,40	0,17	0,16
mg	0,31	0,44	0,44	0,42	0,51	0,37	0,50	0,49
Si	179,89	134,31	180,79	162,82	147,19	190,34	187,81	170,22
qz	23,56	—18,48	22,93	12,64	—8,29	—	37,90	—
c/fm	0,65	0,29	0,38	0,40	0,33	0,29	0,51	0,22

Tabuľka priemerných hodnôt chemických analýz melafýrov Západných Karpát (hodnoty podľa Wolffa)
Mittelwerte der chemischen Analysen der Melaphyre in den Westkarpaten (Werte von Wolff)

Tab. X

	PÚCHOV I.	ŽILINA II.	ORAVA III.	NÍZKE TATRY	MALÉ KARPATY	HORNÁ NITRA	ŠÁLKOVÁ	INOVEC
L	63,10	69,41	63,82	60,54	68,16	54,30	51,93	71,82
M	20,16	28,73	19,26	25,91	26,82	17,96	25,74	20,35
Q	16,73	1,86	16,92	13,54	5,02	27,74	21,33	7,83
A	5,04	5,72	5,25	4,84	5,65	4,24	4,48	7,21
C	5,69	5,47	5,45	5,45	5,74	4,65	4,27	3,21
K_2O	2,13	0,92	1,83	1,33	0,94	1,69	0,76	1,12
MgO	3,80	8,37	6,51	6,96	9,13	6,04	7,36	7,34
C″	2,20	—	0,16	1,23	0,08	—	3,16	—
Fe″	1,87	3,51	0,21	2,19	1,86	—	—	0,44
Mt	4,43	4,96	5,31	5,15	4,60	2,99	4,25	4,79
T	—	1,79	—	—	—	1,80	—	1,32

Tabuľka priemerných hodnôt chemických analýz melafýrov Západných Karpát (Zavarického hodnoty)

Mittelwerte der chemischen Analysen Melaphyre in den Westkarpaten (Werte von Zavarickij).

Tab. IX

	PÚCHOV I.	ŽILINA II.	ORAVA III.	NÍZKE TATRY	MALÉ KARPATY	HORNÁ NITRA	ŠÁLKOVÁ	INOVEC
a	10,46	11,58	10,81	9,98	11,71	8,36	9,12	14,35
c	5,90	5,55	5,61	5,62	5,96	4,58	4,35	3,20
b	15,03	23,20	15,58	18,67	18,75	19,64	18,10	17,53
s	68,61	59,67	68,01	65,73	63,59	67,42	68,43	64,93
n	57,86	83,93	65,13	72,56	83,42	60,20	83,01	84,48
f′	58,59	47,83	55,97	54,77	49,05	51,53	40,85	43,31
m′	26,20	36,55	42,97	38,44	50,51	30,35	41,37	41,67
c′	15,21	—	1,06	6,79	0,44	—	17,78	—
a′	—	15,62	—	—	—	18,12	—	15,01
α	30,41	21,64	36,38	28,46	25,85	44,02	28,91	27,20
t	2,61	1,22	0,70	1,46	2,32	0,12	1,49	3,04
Q	10,40	—9,37	8,81	5,87	—2,19	13,53	14,28	—2,04
a : c	1,77	2,09	1,93	1,78	1,97	1,82	2,10	4,49

Mineralia slovaca, 8 1976 3, 263—272

K VÝSKUMU FILTRAČNÝCH PORÚCH NA DUNAJI

(3 foto v texte)

LADISLAV VARGA*

Remarques sur la recherche des défaillances de filtration dans le Danube

La contribution décrit les méthodes utilisées dans le bassin d'expérience à Medveďov pour vérifier les causes des défaillances de filtration des digues du Danube. On a fait expérimentalement le haut niveau correspondant à celui du Danube. Les essais sur terrain et l'expérimentation au laboratoire se passaient pendant 12 semaines. Les résultats de cette expérience à long terme ont rendu possible de préciser les causes de l'instabilité des fractions sableuses et celles de la destruction progressive du substratum des digues de protection.

Pri zisťovaní príčin katastrofálneho účinku povodne na Dunaji v roku 1965 sa ukázalo, že doterajšie hodnotenie filtračných porúch nemá ešte všetky podkladové údaje na stanovenie ich vzniku.

Vznik týchto porúch, ako aj ich pokračujúci vývoj v podloží ochranných hrádzí má vplyv na stabilitu hrádzových telies a ich podložia a v konečnom dôsledku môže viesť aj k celkovej deštrukcii.

V rokoch 1969—1972 riešila sa na IGHP, n. p., Žilina štátna výskumná úloha Výskum filtračných porúch z hľadiska stability dunajských hrádzí. Výskumná úloha mala širšie zameranie, v tejto práci sa zaoberáme prieskumnými metódami poznania fitračných porúch.

V konkrétnych terénnych podmienkach sa

1. z filtračných deformácií zemín overili príčiny porušenia stability dunajských hrádzí, prelomenia povrchu, kontaktnej a vnútornej sufózie vrátane dôsledkov pre tvorbu privilegovaných ciest;
2. z výskumu hydrauliky podzemnej vody sa uskutočnili výskumné práce pre poznanie zákonitostí nestacionárneho prúdenia, posúdila sa hydraulická funkcia prvkov ochrany a preskúmali sa otázky hydrauliky podložia, najmä z hľadiska tvorby privilegovaných ciest a transportability materiálov na pokusnom úseku a v jeho okolí.

* P. g. Ladislav Varga, IGHP, n. p., Žilina, závod Bratislava, 812 23 Bratislava-Prievoz.

2. Koncepcia pokusu

Na pochopenie účelu výskumných prác načrtneme stručne celkový priebeh pokusu.

Podunajská nížina svojou geologickou stavbou, a najmä filtračnou heterogenitou kvartérnych sedimentov ako v horizontálnom, tak i vertikálnom smere predstavuje prostredie, ktoré má predpoklady na vznik filtračných porúch. Tie za vysokého vodného stavu možno registrovať vizuálne vo forme výverov. Čo však nevidieť, to sú privilegované cesty vytvorené v podloží hrádzí, ktorých rozsah nie je známy.

Na štúdium týchto javov sme potrebovali vytvoriť také hydraulické podmienky, ktoré by vyvolali obdobný proces. Technická koncepcia pokusu spočívala v tom, že na vytvorenie „povodňového stavu" sme vybudovali bazén, v ktorom sme reguláciou hladín vytvárali potrebné stavy. Na vytvorenie dostatočne veľkého prúdenia pod telesom hrádze sme čerpali vodu z 20 širokopriemerových studní vybudovaných v predpolí hrádze. V priebehu čerpania (pri priemernom odbere 700 l/s) sme vytvorili prúdenie, ktorého účinok bol o $^1/_3$ nižší ako za 100-ročnej vody.

Na zabezpečenie proti deštrukcii podložia hrádzí boli na pokusnom úseku vybudované pasívne prvky protipovodňovej ochrany — predložený koberec, zaťažovacia berma a zberný kanál v zmysle Smernic 1966 prof. Bažanta a doc. Hálka. (Tie na základe modelovania a matematických výpočtov stanovujú výpočtové schémy pre projektovanie ochranných opatrení.) Pokus v Medveďove mal všeobecné a špeciálne ciele. Vo všeobecnosti mal overiť správnosť podmienok, z ktorých vychádzajú Smernice 1966. Išlo najmä o zásadu kriteriálneho gradientu a jeho vzťahu k priemernému gradientu. V danom heterogénnom prostredí, obsahujúcom privilegované horizonty, sme napríklad zisťovali, ako sa mení veľkosť gradientu vo vertikálnom smere. Prostriedkom na tieto zistenia boli pozorovania v piezomeroch. Tieto výsledky spolu s výsledkami presnej nivelácie boli prostriedkom na analýzu nestacionárnych procesov.

Zisťovaniu, resp. sledovaniu vzniku a šírenia privilegovaných ciest počas čerpania boli usmernené pozorovania televíznou sondou.

Na overovanie výskytu privilegovaných horizontov (na rozdiel od privilegovaných ciest majú plošný rozsah) sa použilo reometrovanie širokopriemerných studní. Doplňujúce informácie mali poskytnúť aj merania filtračných rýchlostí, rádioizotopové merania, merania objemových tiaží, geoelektrické merania, výskum vzniku chemickej sufózie a i.

Medzi špeciálne ciele pokusu patrila predovšetkým previerka funkcie studňového systému. Hlavným parametrom bol vývoj zníženia hladín v pozorovacích objektoch, medzi nimi a pred nimi, údaje o časovom vývoji hladín v zázemí, a to i v najväčších hĺbkach. Na presnejšiu analýzu nám poslúžili údaje sond, domových studní a kanálov v širšom okolí pokusného poľa v polomere 500—1000 m.

Na pokusnom poli boli vybudované studne, ktorých priemer bol menší ako priemer odporúčaný Smernicami 1966. Preto boli studne zaťažené dvojnásobne ako pri uvažovanom zaťažení. Z toho dôvodu sme venovali zvýšenú pozornosť filtračným deformáciám (pieskovaniu, poklesom terénu ap.). Ďalším špeciálnym cieľom bolo preveriť tvar zaťažovacej bermy a predloženého koberca.

Jedným z podstatných faktorov vplývajúcich na previerku celého chodu programu pokusu bol čas. Preto sa pri zostavení manipulačného poriadku vyslovila požiadavka, aby čerpacia skúška nebola časovo obmedzená a aby sa počítalo so skúšobnou dobou, počas ktorej sa priblížime časovým dimenziám povodne.

3. Rozsah prác potrebný na vybudovanie pokusného úseku v Medveďove

Na realizáciu plánovaného programu bolo treba riadiť a organizovať stavebné, vrtné a ostatné práce.

Stavebné práce pozostávali z vybudovania priečnej hrádze, čím sme medzi starou a novou (už predtým vybudovanou) hrádzou dostali medzidrž, čiže náš hlavný a vedľajší bazén. Ďalej to bolo vybudovanie prvkov ochrany — zberného kanála, zaťažovacej bermy a predloženého koberca. Na dotáciu hlavného bazénu vodou boli vybudované čerpacie stanice s výdatnosťou Q 200 l/s, Q 300 l/s a Q 600 l/s spolu s výtlačnými radmi.

Vrtné práce sa skladali z vybudovania

— 20 ks odľahčovacích širokopriemerových studní hlbokých a' 30 m. Zabudované boli priemerom 820, 630 a 530 mm a 590 a 500 m. Perforovaná časť bola dlhá v priemere 24 m, ukončená 2 m kalovacím priestorom. Obsyp bol dvojitý, a to 8—16 a 2—6 mm.
K odľahčovacím studniam bola vybudovaná pozorovacia sieť v 9 profiloch. V nej sa vybudovali piezometrické a filtračné objekty.
— Piezometrické objekty zachytávali tlakové zmeny v hĺbkach 6, 16 a 35 m. Boli vŕtané v trojiciach a zabudované novodurom (ten zabezpečoval možnosť meraní filtračných rýchlostí ap.) s 1,0 m perforovanou časťou. Spolu bolo vybudovaných 135 objektov.
— Filtračné objekty sa budovali len v párnych profiloch (t. j. 2, 4, 6, 8). Rovnako na zistenie realizácie geofyzikálnych meraní v objektoch boli zabudované novodurom. Perforovaná časť bola však daná na celú mocnosť štrkopiesčitých materiálov. Hĺbka vrtov sa pohybovala od 8—20 m. Spolu bolo vybudovaných 135 objektov.
— Na meranie deformácií hrádzového telesa a jeho podložia bolo v troch merných profiloch zabudovaných 33 merných hĺbkových bodov vo vrtoch. Merné taniere sa osádzali na stykových plochách hlina — piesok (hĺbka asi 4,0 m), piesok — štrk (hĺbka asi 7,0 m) a v štrku v hĺbke 15,0 m.
— Na zabezpečenie pozorovaní televíznou sondou sa vybudovali dva objekty do hĺbky 20,0 m. Zabudované boli plexisklenou výpažnicou ∅ 200 mm.
— Na zaistenie merania objemových zmien zeminy pomocou rádioizotopov boli zarazené dve pozorovacie rúrky.
— Na pozorovanie kolísania hladiny podzemnej vody v blízkosti pokusného úseku sa vyvŕtali pozorovacie objekty.
— Na pozorovanie v okruhu 500—1000 m boli zarazené pozorovacie rúrky.
— Na sledovanie tlakových zmien vo väčšej hĺbke bol vybudovaný 141,0 m hlboký piezometrický objekt.
— Na sledovanie kolísania hladiny povrchovej vody bola osadená v kanáloch a blízkych ramenách sieť vodočtov.

Ostatné práce spočívali v prvom rade vo vybudovaní primárnej a sekundárnej siete energetickej základne, zabezpečujúcej chod veľkopokusu. Ďalej to bola príprava čerpadiel (UBX, 150 G, 100 F, UBN a PLEUGER), montáž odpadových potrubí, merných nádob a prietokomerov.

Na vybraných pozorovacích objektoch boli osadené číslicové hladinomery a na vybranom profile limnigrafy.

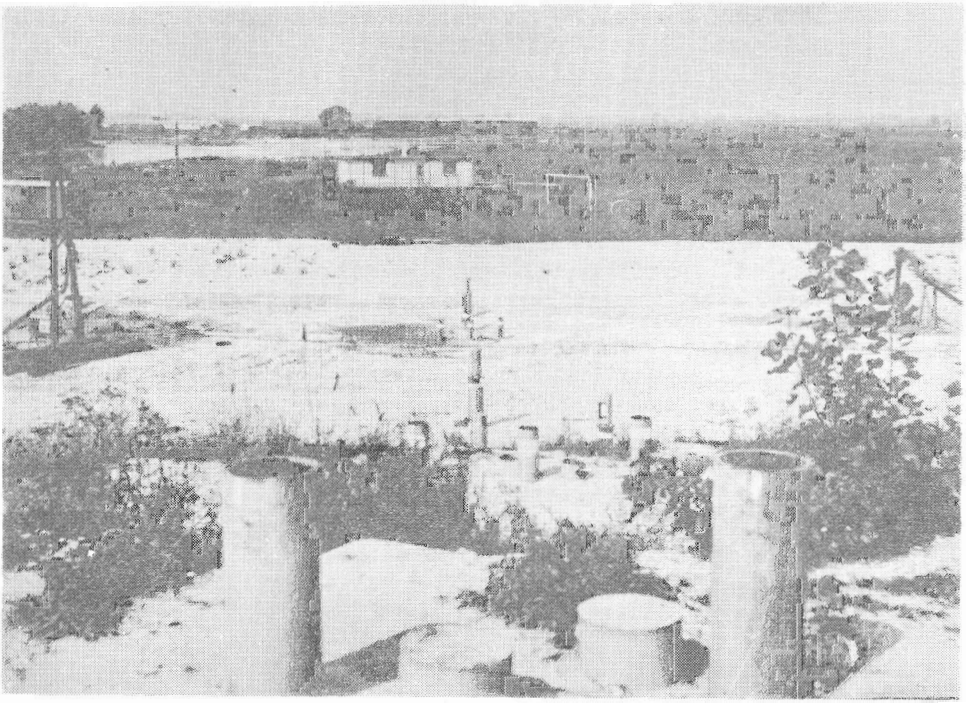


Foto 1. Celkový pohľad na pozorovací profil. Limnigrafy na filtračných objektoch.

Photo 1. General view of the observation profile. Water stage recorders on filtration objects.

Nemenej dôležité bolo vybudovať poľné laboratórium a stálu základňu v Medveďove, z ktorej sa v priebehu budovania pokusného úseku a v priebehu 12-týždňovej čerpacej skúšky riadil jej chod podľa vopred vypracovaného programu.

4. Organizácia pokusu

Program pokusu bol vypracovaný po viacerých konzultáciách medzi pracovníkmi VÚVSVH v Brne a IGHP Bratislava vo forme manipulačného poriadku. Bol rozvrhnutý do prevádzkovej a výskumnej fázy.

Objekty pokusného úseku predstavovali pokusné zariadenie, ktoré „pracuje" v prúde podzemnej vody. Určujúcim faktorom pre vývoj je infiltrácia z Dunaja a jeho ramien. Pri vyššom vodnom stave sa uplatňuje priesak pokryvom

v predhrádzí ochrannej línie. V priebehu pokusu sa k nemu pripája priesak z bazéna.

Prevádzková fáza teda nadväzovala na hladinu Dunaja. Od nej boli technicky závislé aj hladiny v bazéne. Manipulačný poriadok načrtol prevádzkovanie v troch alternatívach závislých od vodného stavu Dunaja.

Výskumné práce a ich organizácia záviseli od momentálnej situácie hladiny Dunaja a okrem toho od časového rozvrhu priebehu čerpacej skúšky.

Celý program trval 12 týždňov. Plnenie programu bolo v krátkosti takéto:

I.—IV. týždeň — bežné pozorovania zmien hladín vo všetkých objektoch, čerpanie 35 l/s na objekt.

Program počítal s tým, že za obdobie 4 týždňov sa vytvorí pod hrádzou také prúdenie, ktoré bude zodpovedať zhruba prúdeniu počas 100-ročnej vody. (Čerpané množstvo bolo priemerne 700 l/s na celom úseku.)

V. týždeň — Ten istý program ako predtým rozšírený a reometrovanie v studniach. Urobila sa aj prvá séria meraní pomocou rádioizotopov, merania filtračných rýchlostí, pozorovania televíznou sondou a pomocou iných špeciálnych metód.

VI. týždeň — Bežný program meraní hladín, čerpanie 35 l/s pokračovalo, prečistenie studní.

VII. týždeň — Bežný program rozšírený o vypínanie z chodu každej druhej a potom každej tretej studne.

Dôvodom vypínania studní bol pokus vytvoriť kritické, prípadne nadkritické zaťažovacie podmienky. Chceli sme aj overiť polomer depresie studní na väčšiu vzdialenosť a zachytiť tento stav v pozorovacích objektoch.

VIII. týždeň — Bežný program pozorovaní a čerpania.

IX. týždeň — Ten istý program rozšírený o opakovanú sériu meraní.

X. týždeň — Bežný program a príprava na zvýšený (50 l/s) odber vo vybraných studniach.

XI. týždeň — Bežný program a odber 50 l/s vo vybraných studniach.

Zvýšený odber bol druhou formou vytvárania kritických až nadkritických zaťažovacích podmienok.

XII. týždeň — bežný program a reometrovanie.

Pojem bežný program znie príliš jednoducho, ale skrýva sa za ním nepretržité pozorovanie kolísania hladín v 6-hodinových intervaloch, kontrola a meranie výdatnosti studní na prietokomeroch a v merných nádobách, ako aj prípadného pieskovania studní.

Čerpaciu skúšku ukončila spoločná 48-hodinová stúpacia skúška.

V priebehu čerpacej skúšky sme na úseku urobili pravidelné odbery vody na chemické analýzy. Tie boli podkladom na štúdium chemickej sufózie.

Urobila sa aj séria geodetických meraní stability hrádzového telesa a jeho podložia.

5. Inžinierskogeologické podmienky na pokusnom úseku

Vybudovaniu pokusného úseku predchádzal predbežný geologický prieskum. Na základe jeho výsledkov bol potom navrhnutý rozsah prieskumných diel na vybudovanie úseku.

Široké záujmové územie začleňujeme do Podunajskej nížiny. Tú z geologickej

stránky budujú sedimenty kvartéru a neogénu — pontu. Uvedené sedimenty budujú aj študované územie pokusného úseku.

Kvartér v nadloží pontských sedimentov je zastúpený hlinitopiesčitým a štrkopiesčitým komplexom. Hlinitopiesčitý komplex je mocný 2—7 m. Tvoria ho sedimenty nivnej fácie (M. Matula 1964 — hliny, hliny piesčité, prachovité, ílovité, ílovité piesky) a fáciou mŕtvych ramien (piesky mŕtvych ramien, hnilokalové hliny, organické íly a organické ílovité hliny). Čisté piesky pričleňujeme do fácie riečneho koryta.

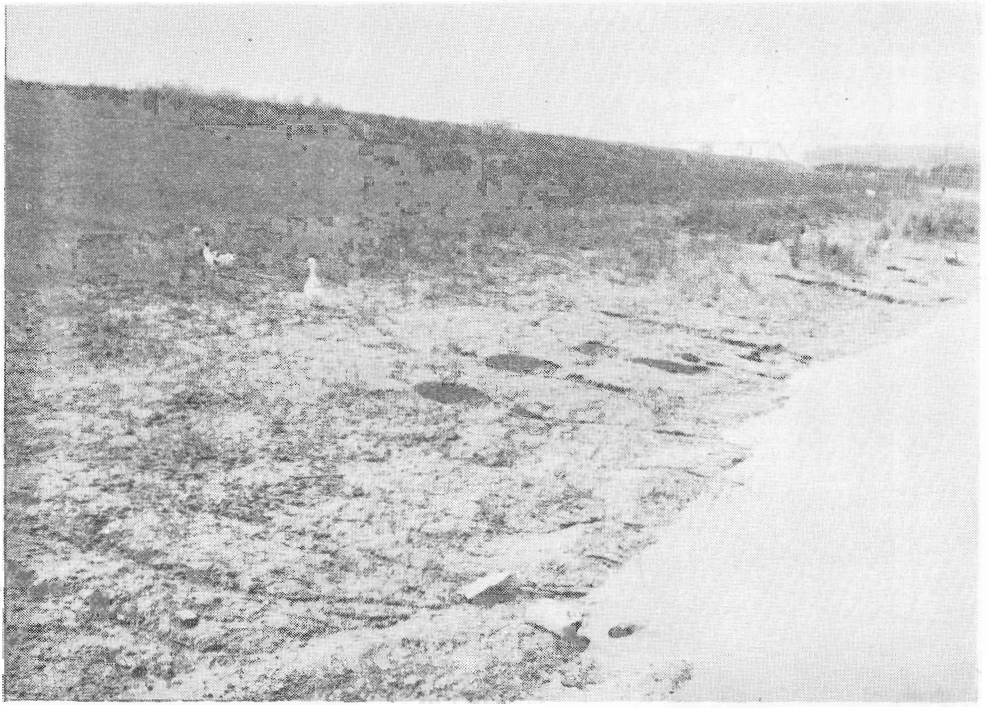


Foto 2. Pohľad na vývery vo vedľajšom bazene.

Photo 2. View of issues in the side-basin.

Štrkopiesčitý komplex dunajských štrkov pričlenených ku kvartéru (J. Jaček 1967) tvorí priame podložie hlinitopiesčitých sedimentov pokryvu. V celom jeho komplexe sú zastúpené v pestrom slede všetky granulometrické typy od štrku po čistý piesok. Variabilnosť sedimentácie v horizontálnom a vertikálnom smere sa prejavuje značne, a ani na malú vzdialenosť medzi vrtmi nebolo možno vykresliť v profiloch hranice jednotlivých typov zemín.

Štrkopiesčité súvrstvie je tvorené prevažne drobnou štrkopiesčitou frakciou (∅ valúnov 1,5—3,0 cm), veľmi sporadicky strednou (∅ 3—6 cm). Ojedinele sme navŕtali vápnité a ílovité konkrécie, závalky alebo úlomky dreva.

Variabilita sedimentácie sa prejavila i v tom, že sa zhruba jedna polovica pokusného úseku vyznačuje prevahou štrkovitej frakcie a druhá zasa prevahou piesčitej frakcie. Tento fakt sa prejavil neskôr pri sériách meraní a pozorovaní.

Piesčito-štrkovité súvrstvie nachádzajúce sa v podloží dunajských štrkov opísal J. Janáček (1967) ako gabčíkovské piesky a pričleňuje ich levantu. Charakteristikou tohto súvrstvia je prevaha piesčitej frakcie nad štrkovitou a výskyt ojedinelých, zato však mocných polôh vápnitých ílov.

Pri vrtných prácach na lokalite sme vo vrte IČS-1 v hĺbke 138,0 m našli faunu, ktorá (Z. Schmidt 1970) ako Cf. Aegopinella nitens (Michaud) začleňuje toto súvrstvie do pleistocénu. Aj toto zistenie prisudzuje teda súvrstviu gabčíkovských pieskov kvartérny vek.

Pre súvrstvie gabčíkovských pieskov je ďalej charakteristické typické tmavosivé zafarbenie a prítomnosť valúnov kremeňa.

Podložie gabčíkovských pieskov tvoria pontské sedimenty vo vývoji uhoľnej série pričom predpokladané vrstvové rozhranie je v hĺbke asi 300 m (J. Janáček 1967).

6. Použité metódy a výsledky

Opisom geologických podmienok na pokusnom úseku sme sa zaoberali úmyselne až v tejto časti príspevku, pretože spolu s rozsahom danej problematiky boli spoluurčujúcim faktorom pri výbere metód riešenia.

Merania pohybu vody vo vrte

a) Vertikálny pohyb sa meral rádioizotopmi vo filtračných objektoch. Riešitelia rozborom výsledkov upozorňujú, že podložie dunajských hrádzí ukazuje nestabilitu nielen počas povodní, ale aj pri relatívne „nevinných" výkyvoch hladiny. Vertikálny pohyb vody na pokusnom úseku vzniká najmä z dôvodov prepojenia rozličných tlakových horizontov. Rozmanité tlakové horizonty v štrkopiesčitých zeminách spôsobuje vrstvovité uloženie týchto zemín s rozdielnou priepustnosťou s rozličnými podmienkami napájania jednotlivých vrstiev.

b) Filtračné rýchlosti sa zrieďovacou metódou merali v piezometrických objektoch. Rozborom výsledkov jednotlivých sérií meraní riešitelia zistili, že čerpanie na pokusnom úseku ovplyvnilo najmä pohyb podzemnej vody v hĺbkovom intervale 10—22 m pod povrchom terénu.

c) Komunikačné merania sa použili na zistenie smeru prúdenia podzemnej vody na pokusnom úseku.

Výskum prúdenia reometrovaním

Účelom merania reometrom bolo zistiť rozdelenie prítokov do odľahčovacích studní pozdĺž vertikálnej osi a overiť prípadný výskyt privilegovaných horizontov.

Na základe výsledkov boli studne rozdelené do dvoch skupín. Prvá bola charakteristická existenciou 2—3 výrazných zón prítokov do studní, druhá viac-menej rovnomerným prítokom pozdĺž celej perforovanej časti.

Prežarovanie zeminy

Účelom bolo zisťovať objemovú hmotnosť zeminy s prirodzenou vlhkosťou.

Zmeny sa v priebehu čerpania neregistrovali. Autori predpokladajú, že registrovateľné zmeny môžu nastať pri vyšších zaťažovacích podmienkach.

Geodetické merania stability dunajských hrádzí a ich podložia

Predmetné merania sa vo vopred vybudovaných objektoch v priebehu „povodne" urobili po prvýkrát.

Z tohto dôvodu bolo nevyhnutné posúdiť uplatnenie dvoch metód merania, ktoré prichádzali do úvahy. Bola to metóda presnej nivelácie, ktorá sa ukázala ako rýchla a na daný účel presná, a druhá metóda — metóda pozemnej stereofotogrametrie, ktorá však bola veľmi zdĺhavá a ani jej presnosť nebola pri daných meraniach dostatočná.

Dosiahnuté výsledky nám umožnili posúdiť mieru pružnej a plastickej deformácie a stanoviť ich konkrétne hodnoty.

Kontrola uľahnutosti hrádzového telesa

Na detailné poznanie zloženia hrádzového telesa, jeho uľahnutosti, ako aj skladby predpolia hrádze sme použili metódy na určenie pružnej vodivosti, dynamické penetračné sondovanie, metódu spontánnej polarizácie a odporové sondovanie a profilovanie.

Zhodnotenie ukázalo, že použité metódy sú na zisťovanie potrebných veličín správne a riešiteľia odporúčajú na kontrolu zemných telies používať najmä seizmické a dynamické metódy.

Pozorovania televíznou sondou

Použitie televíznej sondy na pozorovania vo vrtoch malo v daných podmienkach svoje opodstatnenie. Umožnilo prehliadku vrtu cez výpažnicu z plexiskla, a to najmä navrstvenie, sledovanie pohybu pevných častíc počas čerpania. Bol urobený pokus vysledovať tvorbu privilegovaných ciest, urobili sme farbiacu skúšku na stanovenie smeru prúdenia a i.

Výskum chemickej sufózie

Počas čerpania sme zo všetkých odľahčovacích studní odoberali vzorky vody na chemickú analýzu. Z výsledkov analýz sme zistili že vo všetkých studniach nastali podmienky, ktoré zintenzívňujú proces vylúhovania a rozpúšťania pevnej fázy priesakovou vodou prostredia. Tento proces podporovali aj hodnoty pH (7,1—7,5), ktoré svedčia o prítomnosti rozpusteného CO_2 vo vode. Prejavilo sa to miernym zvyšovaním celkovej mineralizácie vody, a to najmä zložiek Ca^{2+}, Mg^{2+} a HCO . Pripisovať dané zistenia jednoznačne chemickej sufózii nemožno, pretože sa nedá vylúčiť prípadný vplyv sezónneho kolísania zmien chemizmu podzemnej vody.

Výskum sufózie dunajských štrkov

Rozsiahlosť a dôležitosť výskumu podčiarkuje fakt, že i v tejto jeho etape

pokračovali laboratórne výskumy, ktoré sa potom overovali priamo v podmienkach pokusného úseku v Medveďove a na ďalších lokalitách. Išlo najmä o stanovenie sufóznych rýchlostí a charakteristických priemerov zŕn náchylných na vyplavovanie.

Zhodnotením výsledkov pozorovaní a meraní na pokusnom úseku bol urobený rozbor nestacionárneho prúdenia v podloží ochranných hrádzí z hľadiska účinku na privilegované cesty. Tiež sa globálne posúdila funkcia ochranných opatrení.

7. Záver

a) Formuláciou nestacionárneho prúdenia sme dokázali, že intervenčný odber umožňuje stabilizáciu prúdenia v zázemí hrádze tak, aby nevznikali vývery.
b) Na rade riešených príkladov sa dokázalo, že veľkosť vztlaku pozdĺž privilegovanej cesty je závislá od celkovej koncepcie ochrany a že významnú úlohu majú prvky v predpolí hrádze.
c) Na obryse aktívnych prvkov nemožno stanoviť skutočné gradienty prúdenia. Preto sa počíta so vznikom filtračných deformácií a celková koncepcia ochrany musí zabezpečiť lokálny dosah týchto porúch.
d) Pokusný úsek v Medveďove bol budovaný s alternatívou výskytu povodne na Dunaji i s alternatívou, že povodeň nebude. V roku 1972, keď pokus prebiehal, nebol v Dunaji významne zvýšený prietok. Z tohto dôvodu boli kriteriálne sklony nižšie ako za povodne a nebola možnosť preveriť vplyv vztlaku na vnikanie piesku do privilegovaných ciest.
e) Podľa dosiahnutých výsledkov meraní nebolo pozorované porušenie podložia skúšanej hrádze, ani porušenia pozdĺž línie styku pokryvu a podložia pod bazénom.
f) Studne zabudované priemerom 500 a 600 mm boli zaťažené vyšším odberom, aby zodpovedal ich záchytnej schopnosti. Preto sa v ich okolí prejavila nestabilita. Tá sa však nešírila do podložia hrádze. Studne zabudované väčším priemerom vydržali aj zvýšené namáhanie. Tieto skúsenosti potvrdzujú správnosť voľby priemeru studní podľa Smerníc 1966.
g) Účinkom práce studňového radu sa v Medveďove značne znížila hladina podzemnej vody. V danom prípade k tomu prispievala malá priepustnosť dna bazéna. Preto sme urobili modelové skúšky, ktoré ukázali, že pri zvýšení priepustnosti dna by sa dosiahlo zníženie, ktoré je blízke hodnotám vypočítaným podľa Smerníc 1966.
h) Pokus bol organizovaný na základe manipulačného poriadku, ktorý okrem iného vymedzoval organizáciu poľného výskumu a jeho nadväznosti. Získané skúsenosti potvrdili správnosť tohto prístupu, a to ako s ohľadom na potreby a priania jednotlivých riešiteľov, tak aj s ohľadom na špecifické bezpečnostné podmienky vyvolané stavom hrádzí a ich konfiguráciou.

Doručené 3. 2. 1975
Odporučil L. Jakubec

LITERATÚRA

Bažant, Z. — Hálek, V. 1960: Směrnice 1966 pro návrh opatření proti vlivu průsaků ze zdrží a říčních tratí při výstavbě vodních děl na Dunaji. Manuskript — archiv IGHP Bratislava, 102 s.

Cabala, D. — Jalč, D. 1967: Lohoť — Kameničná, vybudovanie odľahčovacích studní a piezometrických trubiek. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 34 s.
Cabala, D. — Jalč, D. 1967: Lohoť — Viničné, vybudovanie odľahčovacích studní. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 47 s.
Gyalokay, D. et. al. 1966: Hc Gabčíkovo — terénny veľkopokus — čerpanie zo širokoprofilových vrtov. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 134 s.
Hálek, V. 1972: Manipulační a zkušební řád pokusu na ochranné hrázi Dunaje u Medveďova. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 14 s.
Jakubec, L. et. a al. 1960: Iža — terénny pokus. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 120 s.
Jakubec, L. — Porubský, A. 1962: Dunaj čsl. úsek. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 118 s.
Jakubec, L. et. al. 1971: Výskum filtračných porúch z hľadiska stability dunajských hrádzí — I. etapa. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 638 s.
Janáček, J. 1967: Tektonický výskum v oblasti vodného diela Dunaj. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 138 s.
Matula, M. 1964: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. Sborník geologických vied, rada HIG, Praha.
Varga, L. et. al. 1973: Výskum filtračných porúch z hľadiska stability dunajských hrádzí — súhrnné spracovanie I. a II. etapy. Manuskript — archív IGHP Bratislava, 447 s.

REMARKS TO THE INVESTIGATION OF FILTRATION DISTURBANCES AT THE DANUBE

LADISLAV VARGA

The particular development of Quaternary sediments in the Danube lowland and their filtration inhomogeneity form favourable conditions for the origin of filtration disturbances in the basement of protective Danube dams. For knowing the critical conditions of forming privileged ways in Quaternary sediments an experimental water basin in Medveďov was constructed, in which the situation arising with high water levels in the inner zones of the Danube protective dams was articificially created.

Special field tests and measurements during the time of 12 weeks were completed with laboratory soil-mechanical and chemical earths analyses. The achieved results of exploration in the experimental section:

— The magnitude of buoyancy along privileged ways depends on the general conception of protection and mainly the elements in the dam forefield play a significant role;
— artificial lowering of buoyancies on the aerial side of dams makes possible to stabilize streaming to such a degree that no issues arise;
— during the test neither disturbing of the basement of the tested dam nor degradation of earths properties along the contact line of the cover and basement below the water basin have been established;
— instability of earths has proved itself only near the wells due to extraordinary pumping of groundwater and high water level gradients in proximity of drillings.

Preložil J. Pevný

Mineralia slovaca, 8 1976 3, 273—278

Ďalšie výskyty chalkostibitu v severozápadnej časti Nízkych Tatier

(3 obr. a 5 tab. v texte)

EDUARD RALBOVSKÝ*

Новые находки халкостибиту в северо-западной части Низких Татер

В работе описаны новые находки очень редкого халкостибиту Минералогическим изучением в северо-западной части Низняк Татер на месторождении Дубрава кроме известного халкостибита на участке Предпекелна был определён и на участке Дехтарка, а также Любельска и на недобываемых месторождениях Магурка и Ришянка. Оптические свойства, величины микротвёрдости и междуплощадные растояния соответствуют литературным данным. Химический состав определён квантитативным и спектральным анализом.

Chalkostibit je ako pomerne zriedkavý minerál zo skupiny sulfosolí známy len z niekoľkých ložísk Západných Karpát. Z antimonitových ložísk Nízkych Tatier ho prvýkrát opísali J. Hak a Z. Johan (1959). V rámci tejto ložiskovej oblasti je vzácnym minerálom a našiel sa v dvoch ložiskách (Dúbrava—Predpekelná, Dve vody). Z dobšinského revíru uvádza chalkostibit G. Halahyjová-Andrusová (1964). Mineralogicko-chemicky sa nízkotatranský chalkostibit skúmal na materiáli z ložiska Dúbrava—Predpekelná (J. Hak — M. Kvaček — Z. Johan 1964).

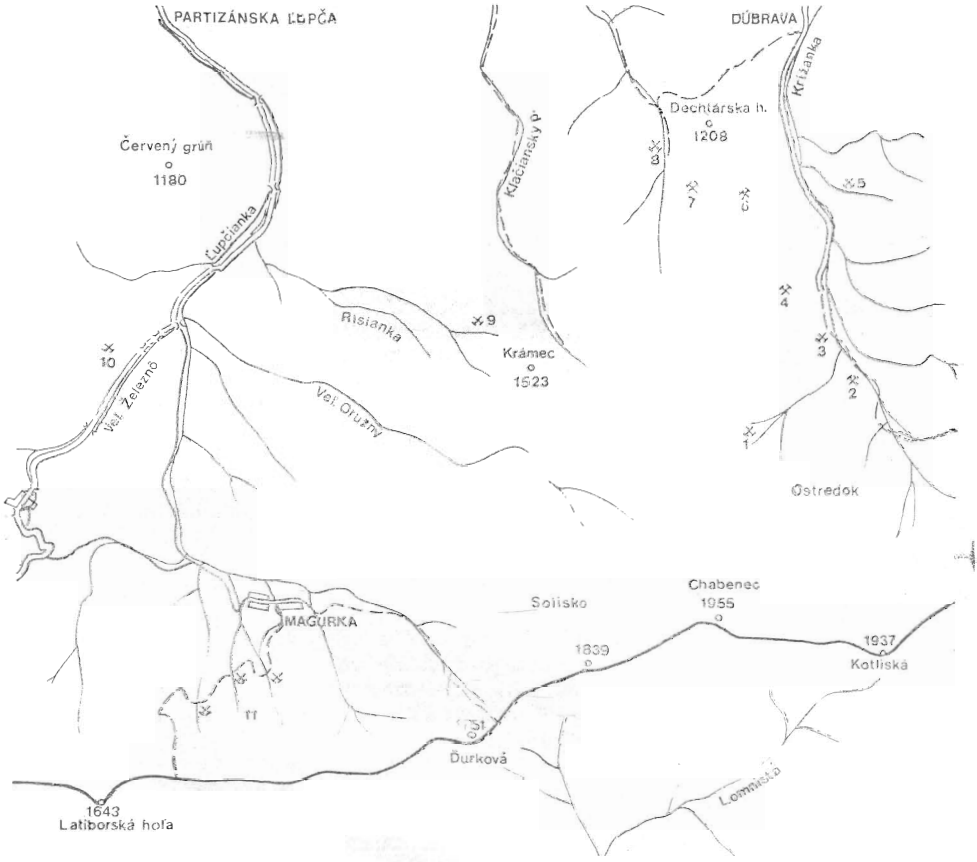
Pri mineralogicko-geochemickom výskume antimonitovej mineralizácie v severozápadnej časti Nízkych Tatier sme chalkostibit zistili v ďalších ložiskách tejto oblasti. V makroskopickej forme sa zriedkavo vyskytuje v ložisku Dúbrava-Ľubeľská. Chalkostibit mikroskopických rozmerov bol zistený v ložisku Dúbrava-Dechtárka a v nedobývaných ložiskách Rišianka a Magurka. Uvedené ložiská ležia v severozápadnej časti Nízkych Tatier. Južnú časť územia budujú horniny kryštalinika, reprezentované hlbinnými intrúziami granitov, migmatitmi a pararulami s vložkami amfibolitov. Na severe je to mezozoický obal a mladšie pokryvné útvary. Antimonitové ložiská sa viažu na dva významné tektonické smery v granitoidnom jadre. Je to smer V — Z (magurský) a smer S — J (dúbravský). Lokalizácia ložísk je na obr. 1.

Dobývané ložisko Dúbrava má výrazný žilníkový charakter a patrí k antimonitovej formácii Nízkych Tatier. Je vyvinuté v dĺžke 4 km, pričom v celom rozsahu vystupuje generálna žilná štruktúra smeru S — J. Jej segmenty v rozličných tektonických blokoch boli pomenované rozlične. V smere S — J sú to ložiskové úseky Ľubeľská, Dechtárka, Predpekelná, Matošovec, Ostredok, Chabenec. Odlišnú tektonickú pozíciu na druhej strane údolia Križianky má nevýznamný ložiskový úsek Kamenisté. Podrobne je preskúmaná centrálna časť ložiska (Dechtárka, Predpekelná). Mineralogické pomery ložiska naposledy študoval P. Jakeš (1963). Okrem známych minerálov opísal zo žily Nová nádej bournonit. J. Hak (1936) v rám-

* RNDr. Eduard Ralbovský, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

ci mineralogicko-geochemického bádania nízkotatranských antimonitových ložísk spracoval južnú časť ložiska, úsek Ostredok a Matošovec. Výskyt senarmontitu endogénneho pôvodu z ložiska opísal J. Michalenko (1967). Hlavným rudným minerálom je antimonit, zatiaľ čo ostatné minerály (hematit, pyrit, arzenopyrit, sfalerit, tetraedrit, chalkopyrit, chalkostibit, bournonit, boulangerit, zinkenit, rýdze Au, Sb) sú zastúpené podradne až akcesoricky. Z nerudných minerálov v žilách prevláda kremeň nad karbonátmi (Fe-dolomit, siderit, kalcit) a barytom. Okrem toho autor zistil na úseku Lubeľská (štôlňa Alexander) molybdenit a v šlichoch Križianky scheelit. Najnovšie bol v ložisku zistený doteraz u nás neopísaný minerál bizmutín-antimonitového radu horobetsuit (E. Ralbovský — J. Krištín 1975).

Smerom na juhozápad od ložiska Dúbrava leží veľké nedobývané ložisko Magurka. Jeho hlavnou časťou bola Magurská žila — vlastné žilné pásmo, ktoré má zhruba



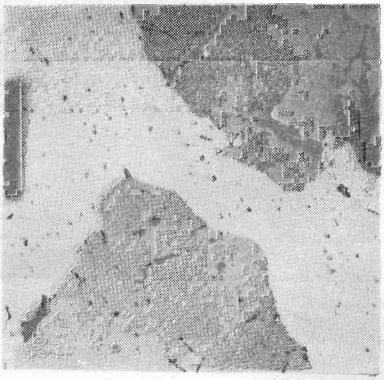
Obr. 1. Geografická situácia antimonitových ložísk 1—8 — úseky ložiska Dúbrava, 1 — Chabenec, 2 — Ostredok, 3 — Matošovec, 4 — Predpekelná, 5 — Kamenisté, 6 — Dechtárka, 7, 8 — Ľubeľská, 9 — Rišianka, 10 — Malé Železné, 11 — Magurka.

Fig. 1. Geographical situation of the antimonite deposits 1—8 — Sections of the Dúbrava deposit, 1 — Chabanec, 2 — Ostredok, 3 — Matošovec, 4 — Predpekelná, 5 — Kamenisté, 6 — Dechtárka, 7, 8 — Ľubeľská, 9 — Rišianka, 10 — Malé Železné, 11 — Magurka

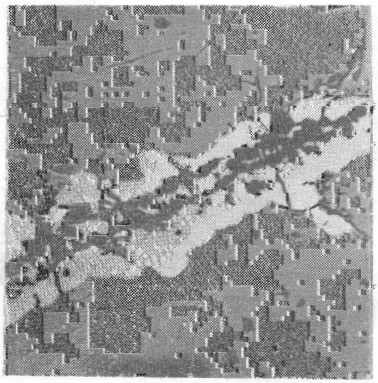
smer V — Z. O. Hašlar (1956) opísal z ložiska bournonit. Mineralogicko-geologické pomery ložiska naposledy študoval J. Koutek a Z. Pouba (1957). V žilnej výplni podľa nich prevláda kremeň s antimonitom, v menšom množstve je zastúpený Fe-dolomit a pyrit. Okrem nich uvádzajú zlato, galenit, sfalerit, tetraedrit, chalkopyrit, jamesonit, malachit, azurit, ankerit, kalcit. Mineralogickým štúdiom rozsiahleho haldového materiálu (štôlňa Kilian, František, Ruseger, Leopold) autor v nízkotatranských antimonitových ložiskách zistil ďalšie bežne sa vyskytujúce minerály. Pri odbere študijného materiálu sa zistil s okrovo vetrajúcim Fe-dolomitom baryt. V nábrusovom materiáli sa často pozoroval arzenopyrit. Zo sulfosolí Pb-Sb, typických pre Sb-ložiská Nízkych Tatier, okrem známeho jamesonitu určila mineralografická a röntgenografická analýza boulangerit a zinkenit. V jednej vzorke (štôlňa Kilian) sa v tetraedrite zistil minerál s optickými vlastnosťami zodpovedajúcimi chalkostibitu.

Medzi ložiskom Dúbrava a Magurka leží staré opustené ložisko Rišianka (700 m na severozápad od kóty Krámec 1523,0 m). Geologická stavba, smer žíl, ako aj minerálna výplň je podobná dúbravskému ložisku. Minerálny obsah bol študovaný na vzorkách háld dnes neprístupných banských diel (štôlňa Strieborná, Tisovská, Tittrich). Podstatnými minerálmi žilnej výplne sú antimonit a kremeň. V podradnom množstve sa vyskytuje hematit, Fe-dolomit, pyrit, arzenopyrit, tetraedrit a chalkostibit.

Makroskopický chalkostibit tvorí neveľké koncentrácie v tetraedrite v žilách v ložiskovom úseku Ľubeľská. Vyskytuje sa v podobe hrubozrnných až steblovitých agregátov. Má oceľovosivú farbu s modrým odtieňom, kovový lesk, čierny vryp a dobrú štiepateľnosť podľa (001). Na tomto úseku pristupuje k bežným sprievodným minerálom chalkostibitu, ako je tetraedrit, pyrit, kremeň, aj jemnozrnný biely baryt. V ostatných výskytoch bol pozorovaný len chalkostibit mikroskopických rozmerov. Vždy sa vyskytuje v tesnej asociácii s tetraedritom, ktorý často intenzívne zatláča. Opticky sa pozorovali všetky stupne zatláčania tetraedritu chalkostibitom. Začiatočné štádium sa vyznačuje zriedkavými inklúziami a žilkami (obr. 3) chalkostibitu v teraedrite. Pri strednom štádiu sú obidva v rovnováhe (obr. 2). Vo vzorkách s konečným štádiom zatláčania sa v chalkostibite vyskytujú len silne zatlačené zvyšky tetraedritu.



◀ Obr. 2



Obr. 3 ▶

V odrazenom svetle je sivobiely a má modrý odtieň. V porovnaní s tetraedritom má vysoký odrazivosť. Dvojodraz je dobre pozorovateľný hlavne pri väčších agregátoch. Je silne anizotropný. Diagnostické leptanie činidlami v štandardnej koncentrácii dalo tieto výsledky: HNO_3 — vzniká irizujúci povlak, ktorý neskôr hnedne. HCl, $HgCl_2$, $FeCl_3$, KCN, KOH nepôsobia.

Mikrotvrdosť meraná na mikrotvrdomere PMT-3 pri závaží 20 g (aretácia 15 s, expozícia 15 s, 20—30 meraní na jednej vzorke) sa pohybuje od 195,7 do 306,6 kg/mm^2.

Mikrotvrdosť študovaného chalkostibitu (kg/mm²) Tab

vz. č.	H^{min}	H_{max}	H_{str}
1	227,6	291,6	259,6
2	198,4	262,8	230,6
3	250,4	306,0	278,2
4	186,7	262,8	224,7
5	227,6	291,6	259,6

Vzorka 1 Dúbrava—Predpekelná, žila Elena, hlavný dopravný prekop
Vzorka 2 Dúbrava—Dechtárka, žila Bielopotocká podložná, Bielopotocká II. štôlňa
Vzorka 3 Dúbrava—Ľubeľská, spodná štôlňa Ignác, sledná chodba S-7
Vzorka 4 Dúbrava—Ľubeľská, prekop P-2, sledná chodba S-7J
Vzorka 5 Rišianka, štôlňa Strieborná

Namerané hodnoty mikrotvrdosti (tab. 1) sú v dvoch vzorkách zhodné. Najvyššia mikrotvrdosť zodpovedá mikroskopickému chalkostibitu. Pri porovnaní mikrotvrdosti študovaného chalkostibitu s údajmi z literatúry (tab. 2) vidieť dobrú zhodu.

Porovnanie mikrostvrdosti chalkostibitu Tab. 2

	H_{min}	H_{max}
Bowie S .H. V. — Taylor K. (1958)	193	285
Uytenbogaardt W. — Burke E. A. J. (1971)	212	249
Borodajev J. S. — Mozgova N. N. Senderova V. M. (1968)	183	287
Autor	187	306

Chemické zloženie sa sledovalo na mikrosonde JXA-5A (analytik J. Krištín). Kvantitatívna analýza zistila prítomnosť Bi, Cu, Sb, Fe, Zn, S. Koncentračné krivky a röntgenové obrazy rozdelenia jednotlivých prvkov potvrdili rovnomerné rozdelenie prítomných prvkov.

Kvantitatívne analýzy sa vykonali pri prúde 25 kV. Ako štandardy boli použité: Sb — Sb_2S_3, Bi — Bi_2S_3, (Bi), Cu — $CuFeS_2$, Zn — Zn, Fe — Fe — FeS_2, S — Sb_2S_3, (Bi_2S_3). Priemerná analýza sa vypočítala z troch bodových analýz jednotlivých zŕn minerálu. Pri prepočte analýz podľa programu SONDA 03 na počítači CDC 3300 boli použité korekcie na: absorpciu, mŕtvy chod detektora, atómové číslo, fluorescenciu a výstupný uhol.

Priemerné analýzy chalkostibitu Tab. 3

vz. č.	1	2	3	4	5
Bi	2,60	2,10	2,14	—	—
Cu	23,70	22,60	26,31	27,41	25,90
Sb	47,60	50,10	45,89	48,96	49,05
Fe	—	—	—	0,05	0,15
Zn	—	—	—	0,18	0,20
S	24,70	24,30	25,51	25,21	24,92
Suma	98,60	99,10	99,85	101,81	100,22

Prepočtom analýz sme dostali tieto kryštalochemické vzorky chalkostibitu:

1 $Cu_{0.96}(Sb_{1.00}Bi_{0.03})_{1.03}S_2$
$Cu_{0.93}(Sb_{1.08}Bi_{0.0?})$?

4 $(Cu_{1.09}Fe_{0.002}Zn_{0.003})_{1.09}Sb_{1.02}S_2$
5 $(Cu_{1.0}Fe_{0.00?}Z_{.008})_{1.06}Sb_{.04}S_2$

Tieto vzorce sa veľmi blížia teoretickému vzorcu chalkostibitu. Prítomnosť Bi sa zistila v troch vzorkách. Z doterajšieho štúdia vychodí, že ak mikrosonda v chalkostibite zaznamená Bi, vo vzorke je prítomný aj horobetsuit. Naopak v chalkostibite be Bi bolo zaznamenané Fe a Zn. Fe v chalkostibite zistil aj J. Hak (1964). M. S. Sacharova a N. N. Krivickaja (1970) uvádzajú okrem Fe aj As. V chalkostibite toho istého typu ložiska, ako je dúbravské, zistil J. S. Borodajev et al. (1968) Bi a Ag.

Chemizmus zistený kvantitatívnou analýzou na mikrosonde veľmi dobre doplňajú dve semikvantitatívne spektrochemické analýzy (tab. 4). Zhoda chemizmu medzi

Semikvantitatívne spektrochemické analýzy chalkostibitu Tab. 4

vz. č.	3	4
10^{1}	Sb, Cu	Sb, Cu
10^{0}	Bi	
10^{-1}	Al, Ca, Si	Bi, Fe, Si, Zn
10^{-2}	Ag, As, Fe, Pb	Ag, Al, As, Ca, Hg, Pb, Ti
10^{-3}	Au? B, Mg, Ti, Zn	Au? Mg, Mo

anal. Dr. G. Kupčo, CSc., GÚDŠ

analýzami je nápadná pri Bi, Fe, Zn. Ako sme už uviedli, chalkostibit je zriedkavý minerál, a preto aj základné údaje o mikrochemizme v literatúre sú zatiaľ neúplné. Prvky Ag, As, Bi, Hg, Zn možno pokladať za izomorfné prímesi. Tieto prvky sa vo vyšších koncentráciách bežne vyskytujú v tetraedrite, na ktorý sa v našom prípade tesne viaže chalkostibit. Za izominerálny prvok možno pokladať Pb. Ostatné prvky majú charakter heterogénnej prímesi.

Dostatok čistého materiálu na práškovú röntgenografickú analýzu bol získaný veľmi ťažkou separáciou z dvoch vzoriek. Namerané hodnoty medzirovinových vzdialeností a ich intenzity sa dobre zhodujú s údajmi z literatúry (tab. 5).

Röntgenogramy chalkostibitu Tab. 5

1		2		3		4	
I	d	I	d	I	d	I	d
5	3,59	5	3,63	1	3,65		
9	3,11	9	3,12	10	3,13	9	3,14
10	2,96	10	2,99	9	3,00	10	3,00
3	2,77			0,5	2,79		
3	2,54	4	2,54	1	2,56		
7	2,29	9	2,309	4	2,31	3	2,33
3	2,23	4	2,245	2	2,24	3	2,22
3	2,10	5	2,122	3	2,12	5	2,14
4	1,89	7	1,902	3	1,895	2	1,921
3	1,82			4	1,831	4	1,835
8	1,81	8	1,812	0,5	1,817		
5	1,757	8	1,761	5	1,762	6	1,764
2	1,738			0,5	1,743		
2	1,685			1	1,687		
2	1,617			2	1,621	2	1,628
				1	1,603	2	1,616
2	1,548			1	1,554	1	1,563
1	1,473	4	1,440	3	1,441		

1 — vz. 3, 2 — vz. 4, 3 — L. G. Berry — R. M. Thompson (1962), 4 — M. S. Sacharova — N. N. Krivickaja (1970).

Chalkostibit vzniká v hlavnej sulfidickej etape (J. Hak 1966) v stádiu sulfidov Cu (tetraedrit, bournonit, chalkopyrit). V rámci pozorovanej asociácie k jeho vylúčeniu došlo hneď po vzniku tetraedritu, keď sa začali výraznejšie uplatňovať roztoky bohaté na Sb.

Chemické zloženie opticky určeného chalkostibitu z Magurky sme nesledovali a malé rozmery nedovolili zmerať mikrotvrdosť.

Doručené 26. 9. 1974
Odporučil Cyril Varček

LITERATÚRA

Berry, L. G. — Thompson, R. M. 1962: X-Ray Powder Data for Ore Minerals — The Peacock Atlas. New York.

Borodajev, J. S. — Mozgova, N. N. — Senderova, V. M. 1968: O chalkostibite iz Tereksaja (Kirgizskaja SSR). Dokl. AN SSSR (Moskva), 178, 3, s. 675—678.

Bowie, S. H. V. — Taylor, K. 1958: A system of ore mineral identification. Mining Mag., 99, p. 265—277 and 337—345.

Hak, J. 1966: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonitových ložisek. Sbor. geol. věd. (Praha), ř. TG, 7, s. 71—144.

Hak, J. — Johan, Z. 1959: Výskyt chalkostibitu v Nízkych Tatrách. Věstník ÚÚG (Praha), 34, s. 455—457.

Hak, J. — Kvaček, M. — Johan, Z. 1964: Chemical-mineralogical investigation of chalkostibite from the Nízke Tatry Mts. Sbor. Nár. múzea v Praze, Acta Mus. nat., vol. 20 B, No 4, p. 241—259.

Halahyjová-Andrusová, G. 1964: O genéze dobšinských rudných žíl. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 33, s. 53—69.

Hašlar, O. 1956: Výskyt bournonitu na ložisku Magurka v Nízkych Tatrách. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 1, 4, s. 369—370.

Jakeš, P. 1963: Příspěvek k poznání antimonitových žíl na sz. svahu Nízkych Tater v oblasti lokality Dúbrava. Acta Univ. Carol. (Praha), Geol., 3, s. 159—178.

Michalenko, J. 1967: Výskyt senarmontitu endogénneho pôvodu na antimonitovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. Zbor. Slov. banského múzea (Bratislava), 3, s. 23—40.

Sacharova, M. S. — Krivickaja, N. N. 1970: O chalkostibite Darasunskogo zolotorudnogo mestoroždenija. Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč. (Leningrad), ser. 2, vyp. 3, s. 340—344.

Uytenbogaardt, V. — Burke, E. A. J. 1971: Tables for mikroskopic identification of ore minerals. Amsterdam, London, New York, Elsevier publishing Company. 430 p.

Additional occurrences of chalcostibite in the northwestern part of the Nízke Tatry Mts.

EDUARD RALBOVSKÝ

Additional occurrences of chalcostibite in the northwestern part of the Nízke Tatry Mts. have been determined by mineralogical-geochemical researches. Apart from the already known occurrence at the Dúbrava deposit, section Predpekelná, chalcostibite has been determined at Dechtárka, Ľubeľská, and at the unworked Rišianka and Magurka deposits. The optical properties and the microhardness values are in agreement with the literary data. The ascertained changes in the chemical composition (presence of Bi or Fe, Zn) are not very rpresentative with respect to the small number of samples analyzed. On the basis of the present-day studies, occurrence of chalcostibite may be presumed in all antimonite deposits in the Nízke Tatry Mts., where the main sulphide phase accompanied by the stage of the Cu sulphide origin, are manifested.

Preložila E. Česánková

Mineralia slovaca, 8 1976 3, 279—286

METODIKA VÝSKUMU A PRIESKUMU

ZDOKONALENIE METODIKY VYHĽADÁVANIA A HODNOTENIA LOŽÍSK CÍNU — DÔLEŽITÝ FAKTOR ZVYŠOVANIA EFEKTÍVNOSTI PRÁC

M. V. ČEBOTAREV*

Efektívnosť vyhľadávacích a prieskumných prác v rozhodujúcej miere závisí od použitej metodiky.

Na vyhľadávanie mineralizovaných zón, vyčleňovanie zrudnených úsekov týchto zón, stanovenie stupňa erózie rudných polí a rudných telies a na určenie hĺbky zrudnenia sú rozpracované a rozpracúvajú sa rozličné metódy. Súčasne s geologickými metódami sa stále vo väčšej miere začínajú používať geochemické, mineralogické a geofyzikálne metódy. Tak sa pri hodnotení zrudnenia využíva mineralogicko-geochemická zonálnosť, kryštalomorfologické osobitosti kasiteritu, vzájomný pomer stopových prvkov v kasiterite, elektrofyzikálne vlastnosti sulfidov, dokonalejšie matematické metódy interpretácie aureol rozptylu a iné metódy umožňujúce už v počiatočných štádiách prieskumu rudných polí vierohodne ich zhodnocovať.

Z nových geologických metód sa ukazuje ako spoľahlivá morfologickoštruktúrna analýza, ktorú rozpracoval P. F. Ivankin (V. N. Akčurina et al. 1973, P. F. Ivankin 1970). Tento autor roztriedil rudné polia na základe ich objemovej analýzy a morfologickoštruktúrnych odlišností. Vyčlenil ďalej rozličné modely rudných polí: koreňové, viackoreňové a aureolové (bezkoreňové). Pre koreňové rudné polia stanovil zákonitosti ich zonálnosti (zonálnosť podľa tvaru a vnútornej stavby) na základe zmeny intenzity zrudnenia s hĺbkou, zmeny geochemických korelácií kovov a fyzikálnych vlastností minerálov a charakteru prirodzeného elektrického poľa. Súčasne sa rozpracúvajú spôsoby určovania vertikálneho rozmeru rudného poľa a stanovenia prognóznych zásob.

Metodika a postupnosť prác pri prieskume rudných polí sa určujú podľa morfologickoštruktúrnych vlastností konkrétneho rajónu. Najdôležitejším faktorom pri štúdiu rudných polí je ich trojrozmerné mapovanie.

Morfologickoštruktúrna analýza rudných polí umožňuje operatívne usmerňovať prieskumné práce a prognózne oceňovať produktívne úseky so slepým zrudnením. Tak napríklad morfologickoštruktúrna analýza cínového rudného poľa v Kirgizsku, pri ktorej sa vychádzalo z údajov získaných pri podrobnom

* M. V. Čebotarev, Min. geológie ZSSR, Gruzinskaja 4/6, 123 242 Moskva.

prieskume centrálneho úseku tohto rudného poľa, umožnila prognózovať priemyselnú perspektívnosť severovýchodného úseku rudného poľa v hĺbke. V súčasnosti je na tomto úseku priemyselné zrudnenie overené a robí sa podrobný prieskum.

V hypergénnej zóne je pri vyhľadávaní ložísk cínu hlavnou geochemickou metódou využitie druhotných aureol rozptylu, rozptylových zón a čiastočne hydrochemických aureol rozptylu.

Mineralizované zóny a rudné telesá sa totiž výrazne prejavujú aureolami rozptylu cínu a iných kovov. Preto je vyhľadávanie na základe druhotných aureol veľmi rozšírené.

Hydrochemické vyhľadávanie s využitím riečnej siete má väčší hĺbkový dosah ako litochémia druhotných aureol rozptylu. Cínonosné telesá sú zvyčajne sprevádzané hydrochemickými anomáliami cínu a iných kovov. Avšak táto metodika má ohraničený význam a môže sa použiť len na vyčleňovanie perspektívnych úsekov pri vyhľadávacom prieskume a na orientačné stanovenie látkového zloženia zrudnenia.

Pracovníci Vysokej školy banskej v Leningrade E. M. Kvjatkovskij a V. A. Kirjuchin vypracovali metodiku hodnotenia cínovo-polymetalických ložísk na základe komplexnej interpretácie výsledkov litochémie a hydrochémie v podmienkach uzatvorených mikrobazénov.

Podstata komplexnej interpretácie je v nasledujúcom. Na základe zistených litochemických aureol rozptylu určených v hraniciach mikrobazénu možno určiť charakter ložiska, jeho formu, rozmery a látkové zloženie rudných telies. Hydrochemické aureoly rozptylu v rámci toho istého mikrobazénu umožňujú vytvoriť si predstavu o lokalizácii a látkovom zložení rudných telies v hĺbke. To značí, že litochemické aureoly rozptylu zvyčajne charakterizujú len najvrchnejšie časti rudných telies, zatiaľ čo hydrochemické aureoly dávajú údaje o najhlbších častiach týchto telies.

Litochemické vyhľadávanie na základe prvotných aureol rozptylu má väčší hĺbkový dosah a dovoľuje s väčším stupňom hodnovernosti určovať nielen lokalizáciu rudných telies, vrátane tých, ktoré nevychádzajú na povrch, ale aj ich rozmery. Stanovenie zonálnosti prvotných geochemických aureol (S. V. Grigorian — L. N. Ovčinikov 1972, N. Z. Grigorian 1973, L. N. Ovčinikov — at. al. 1971) má veľký praktický význam, pretože umožňuje určiť stupeň erózie častí geochemických anomálií a v prípade vyhľadávania slepého zrudnenia odlíšiť nadrudné aureoly (perspektívne z hľadiska zrudnenia) od podrudných.

Na tento účel sa zvyčajne používa hodnota multiplikatívneho koeficienta zonálnosti, ktorý sa určuje vzťahom nadrudných a podrudných chemických prvkov-indikátorov (N. Z. Grigorian 1973, L. N. Ovčinikov at al. 1971) Ag, Pb, Zn, Su, Cu, As, Ca, Bi, W vybraných na základe radov zonálnosti prvkov hydrotermálnych ložísk (S. V. Grigorian — L. N. Ovčinikov 1972, N. Z. Grigorian 1973). Čím je hodnota koeficienta vyššia, tým väčšia je pravdepodobnosť nájsť skryté rudné telesá v hĺbke.

Ak usporiadame prvky-indikátory ložísk cínu v poradí ubúdania ich strednoanomálnych obsahov (vyjadrených v jednotkách fónu), dostaneme nasledujúce rady: Sn-Cu-Ag-Zn-Pb-As-W — rad pre sulfidicko-kasiteritovú formáciu a As-W-Ag-Sn-Cu-Zn-Pb — rad pre kremeňovo-kasiteritovú formáciu (S. V. Grigorian).

sť prvkov-indikátorov kremeňovo-kasiteritového ložiska určitého cínového rajónu východnej časti ZSSR je (od povrchu do hĺbky alebo od periférie k centru) Sb-Pb-In-Ag-Zn-Cu-As-Bi-Sn-W.

Zo všetkých vymenovaných typomorfných prvkov sú najlepšími indikátormi skrytého zrudnenia Zn, Pb, Ag a Sb, ktoré sa väčšinou nachádzajú vo vrchných častiach rudných zón. Rozmery ich prvotných aureol sú 300—350 m, avšak najkonkrétnejšie sú aureoly vo vzdialenosti 100—150 m od okraja cínonosného rudného telesa. Antimón sa koncentruje prevažne v najvrchnejších častiach rudných zón a vytvára lokálne aureoly vo vzťahu k olovu a cínu. Do hĺbky v smere úklonu zón sa súčasne s uvedenými prvkami objavuje meď, ktorá býva priestorovo tesne spätá s cínovou mineralizáciou alebo sa koncentruje vo vzdialenosti 50—70 m nad rudným telesom. V centrálnych častiach cínonosných telies je vo zvýšenej koncentrácii prítomný bizmut. Arzén je všeobecne rozšíreným prvkom, mení sa len jeho koncentrácia. Možno to zrejme objasniť tým, že je v rudných zónach arzenopyrit vo viacerých generáciách: prvá — v kasiteritovo-kremennom štádiu, druhá — v kremeňovo-sulfidickom štádiu. Prvá generácia arzenopyritu sa koncentruje v spodných a stredných častiach cínonosných telies a druhá vo vrchných častiach spoločne s chalkopyritom, sfaleritom a galenitom.

Tieto osobitosti zonálnosti typomorfných prvkov v ložiskách cínu možno vo veľkej miere využiť na interpretáciu prvotných aureol rozptylu, stanovenie stupňa erózie mineralizovaných zón a vyčlenenie najperspektívnejších úsekov v nich.

Originálna metodika na rozlišovanie falošných anomálií a výber perspektívnych úsekov v hĺbke sa rozpracúva v GEOCHI AN ZSSR pod vedením V. L. Barsukova (1967). Metodika vychádza z objavených zákonitostí vzniku ložísk kasiteritovo-sulfidickej formácie. Realizované pokusné práce ukázali, že pri vzniku kasiteritovo-sulfidických ložísk cínu je cín prinášaný vo forme fluór-hydroxylového komplexu typu $\{Sn(F, OH)_6\}^{-2}$. Pri hydrolýze tohto komplexného iontu sa cín vylučuje vo forme kasiteritu, pohyblivý fluór prechádza do iontovej formy a premiestňuje sa vyššie do okolorudných hornín pozdĺž rudnej zóny. Množstvo iontov fluóru v roztoku je priamo závislé od množstva kasiteritu, ktorý sa vylúčil v spodnej časti zóny. Spomenutý kolektív pracovníkov analyzoval duplikáty zásekových vzoriek reprezentujúcich mineralizované zóny a okolné horniny v smere kolmom na zrudnenie. Pri využití termodynamických rovníc vyrátal koeficient distribúcie fluóru a zostavil vzorce na určenie relatívneho množstva cínu v hĺbke.

Doteraz sa táto metodika preverila v jednom z rudných rajónov, a to na 24 zónach, kde bolo ovzorkovaných 72 profilov. Z nich vyčlenili 57 ako perspektívne a priamo preverili 40. V 20 prípadoch zodpovedala previerka stanoveným prognózam, z čoho sa v 17 prípadoch potvrdili negatívne prognózy zrudnenia v hĺbke, v 3 prípadoch sa potvrdila pozitívna prognóza. V 20 prípadoch boli značné rozdiely medzi prognóznymi a skutočne zistenými zásobami. Z toho sa nepotvrdilo 16 pozitívnych prognóz a naopak v 4 prípadoch bolo overené priemyselné zrudnenie v hĺbke tam, kde boli prognózy negatívne.

Treba upozorniť, že metóda nedáva spoľahlivé výsledky tam, kde nie je mineralizácia typu žilnej výplne a sú prítomné len metasomatity, napr. propylity alebo kremenno-sericitické horniny. To je slabé miesto uvedenej metodiky, pretože mnohé málo erodované rudné zóny sa na povrchu prejavujú len zónami propylitizácie alebo sericitizácie. Ďalším nedostatkom metódy je, že v mi-

ných zónach sú prítomné minerály obsahujúce fluór, ako napr. fluorit čo výrazne ovplyvňuje formu distribúcie fluóru v profile. Navyše treba konštatovať, že doteraz nie je rozpracovaná metodika na presné určovanie malého obsahu fluóru vo vzorkách, čo ohraničuje využívanie tejto metódy na kvantitatívne hodnotenie očakávaných zásob.

Pomocou metódy V. L. Barsukova možno prognózne určovať kvalitatívne zloženie rúd. Je to nesporne perspektívna metóda, ale treba ju zdokonaliť, najmä spresniť empirické koeficienty vzorcov.

Niektoré ložiská cínu vykazujú krivkovú korelačnú závislosť obsahu bóru a cínu, ako aj parabolickú formu zmien obsahu týchto prvkov s hĺbkou. Podľa J. I. Bakulina a N. N. Nikulina (1963) možno na základe toho využiť obsah bóru a vzťahu obsahu bór—cín na stanovenie stupňa erózie a hĺbkového dosahu zrudnenia.

Uvedení autori vypracovali diagram v polylogaritmickom meradle, kde x — logaritmické koncentrácie bóru a vzťahu bór—cín; y — absolútna výška v metroch. Tento diagram bol použitý na určenie vertikálneho intervalu zrudnenia pri prieskume krídiel ložiska a prieskume hlbinných zón ložiska kasiteritovo-silikátovej formácie.

Diagram bol experimentálne overený na údajoch z 54 vrtov lokalizovaných na rozličnej hĺbkovej úrovni rudných zón ložiska.

Podľa obsahu bóru a vzťahu bór—cín bolo spoľahlivo určené miesto prevŕtania rudnej zóny v 50 z 54 vrtov. V 4 vrtoch bolo prevŕtané rudné teleso blízko jeho vyklinenia (podľa geologických údajov). Podľa diagramu pokračuje teleso do hĺbky. Celkové výsledky experimentálneho preskúšania ukázali, že je metodika perspektívna a možno ju odporúčať na vyhľadávanie plytko uložených rudných telies.

N. Z. Jevzikova (1972) vypracovala metódu na určovanie hĺbky erózie cínonosných telies, pričom vychádzala z kryštalomorfologických osobitostí kasiteritu. Závislosť tvaru kryštálov kasiteritu od hĺbky erózie stanovil pre viaceré ložiská už skôr A. M. Kokorin (1971).

N. Z. Jevzikova na základe goniometrických meraní vyčlenila 5 kryštalomorfologických typov kasiteritu, pričom smerom od spodných častí k vrchným častiam rudných telies nastáva omladzovanie habitu kryštálových plôch.

V hlbokých častiach rudných telies štatisticky prevláda kasiterit izometrickej (I. typ) a sudovitej (II. typ) formy; pre stredné hĺbky je typický kasiterit stĺpcovitej formy (III. typ formy); vo vrchných častiach je kasiterit pyramidálno-prizmatický (IV. typ) a ihličkovitej (V. typ) formy. Značí to, že čím je tvar kryštálov zložitejší, tým neskoršie kryštály vznikali. Táto zákonitosť umožňuje už pri šlichovaní určovať hĺbku erózie zdrojových oblastí minerálov.

N. Z. Jevzikova navrhuje takýto spôsob hodnotenia vzťahu kryštalomorfologických typov vo vzorke: Percentuálny obsah kryštálov I. a II. typu, vyskytujúcich sa prevažne v koreňových častiach rudného telesa a ukazujúci na malú perspektívnosť vývoja zrudnenia v hĺbke, sa hodnotí záporným znakom. Percentuálny obsah kryštálov IV. a V. typu, ktoré sa vyskytujú prevažne vo vrchných častiach rudných telies a ukazujú na priaznivý vývoj zrudnenia do hĺbky, sa hodnotí kladným znakom. Obsah kryštálov typu III, ktoré sa vyskytujú v stredných častiach rudných telies, sa hodnotí neutrálne. Potom sa obsahy sčítajú a ich súčet dáva percentuálne prevládanie starších alebo mladších typov. Pri tomto spôsobe sa hodnoty vzťahov rozličných kryštalomorfo-

typov kasiteritu vo vzorkách budú pohybovať od 100 (vo vzorke je prítomný len IV. a V. typ) do —100 (vo vzorke je prítomný len I. a II. typ). modeli vertikálnej kryštalomorfologickej zonálnosti cínonosných telies zodpovedá hodnota 100 vrchnej a hodnota —100 spodnej hranici cínového zrudnenia.

N. N. Nikulin (1966, 1967) určil zákonité znižovanie obsahu india v kasiteritoch v smere od vrchných k spodným horizontom, a opačne, zvyšovanie obsahu nióbu a skandia s hĺbkou, čo podľa tohto autora umožňuje využiť vzťahy medzi obsahom In, Nb a Sc na určenie hĺbky erózie rudných telies a na kvalitatívne ocenenie vertikálneho rozsahu zrudnenia.

Malý rozsah overenia metódy N. N. Nikulina zatiaľ ukazuje, že metodiku treba zdokonaľovať, ale výsledky už teraz dobre zodpovedajú vertikálnej zonálnosti rozličných kryštalomorfologických typov kasiteritu podľa N. Z. Jevzikovej a nadväznosti typomorfných prvkov — prímesí v kasiterite na určité zóny rastu kryštálov, čo dovoľuje predpokladať, že sa tieto dve navzájom sa doplňajúce metódy budú využívať pri prieskumných prácach s cieľom určiť hĺbku erózie a vertikálny rozsah zrudnenia.

Perspektívnym smerom určovania príznakov zrudnenia je analýza osobitostí distribúcie rádioaktívnych prvkov K^{40} a Th.

Zonálnosť distribúcie rádioaktívnych prvkov umožňuje rozlišovať vrchné a spodné časti zóny. Spodné zóny sú ochudobnené rádioaktívnymi prvkami.

Je známe, že ložiská cínu sú veľmi zložitými objektmi na prieskum geofyzikálnymi metódami. Konkrétne povedané, vlastné cínové zrudnenie nemožno zistiť terénnymi geofyzikálnymi metódami. Prítomnosť sulfidických minerálov v ložiskách cínu však umožňuje použiť elektrické a magnetické metódy.

Rudné telesá so sulfidmi sa prejavujú elektrickými anomáliami s vysokou vodivosťou a polarizovateľnosťou. Úseky žilníkovo-impregnačného zrudnenia s pyrhotínom sa prejavujú kladnými magnetickými anomáliami s intenzitou do 700 gama a viac.

Z elektrických metód sa používa metóda prirodzeného elektrického poľa (EP), vybudenej polarizácie (VP) a dipólového elektroprofilovania (DEP).

Anomálie prirodzeného elektrického poľa s intenzitou od 50 do 500 mV zodpovedajú lineárnym mineralizovaným štruktúram. Touto metódou doplnenou o metódy VP a VEZ VP bolo v jednom z cínonosných rajónov lokalizovaných 80 % zo známych rudných telies lineárneho typu. Metóda dipólového elektroprofilovania sa dá využiť pri mapovaní zlomov, určovaní rohovcových a prekremenených zón. Pri doplnení magnetometriou a metódou prirodzeného elektrického poľa sa údaje dipólového profilovania môžu použiť na vyhľadávanie mineralizovaných zón, ktoré sa prejavujú anomáliami zníženého alebo zvýšeného odporu.

Pri štúdiu zakrytých granitoidných masívov a najmä rudonosných kupol sa dá efektívne využiť gravimetria.

Metódami terénnej geofyziky možno určovať predovšetkým nepriame príznaky cínového zrudnenia, ukazujúce na priaznivé alebo nepriaznivé okolnosti pre zrudnenie. Oveľa širšie možnosti má geofyzika pri zhodnocovaní a prieskume už známych ložísk. Pomocou rozličných modifikácií karotáže sa vyčleňujú rudné zóny. Pri použití rádiového presvecovania, metódou nabitého telesa, EP, metódou piezoelektrického efektu sa spresňujú kontúry rudných telies medzi jednotlivými vrtmi, medzi jamami, určuje sa hĺbkový dosah zrudnenia a pod.

V súčasnosti, keď sa práce v najdôležitejších rajónoch zameriavajú vyhľadávanie skrytého a nejasne sa prejavujúceho zrudnenia, sa tradičný komplex metodík stáva málo efektívnym. Preto vedeckovýskumné ústavy spolu s prieskumnými organizáciami rozpracúvajú nové metódy geofyzikálneho hodnotenia a vyhľadávania ložísk cínu.

V ostatnom období nadobúda pri vyhľadávaní ložísk cínu veľký význam gamaspektrometria na povrchu a v atmosfére (F. R. Apeľcin et al. 1967). Na základe jej údajov sa veľmi dobre vyčleňujú zóny draselnej metasomatózy, na ktoré sa často viaže cínové zrudnenie. Touto metódou sa dosahujú dobré výsledky v odkrytých oblastiach, kde mocnosť pôdneho pokryvu nie je väčšia ako 2—3 m.

Začali sa aj práce zamerané na využitie seizmiky na ohraničenie povrchu fundamentu pod príkrovmi efuzív, ktoré vytvárajú clonu, a tak sa stávajú priaznivým faktorom lokalizácie zrudnenia v mnohých rajónoch Ďalekého Východu.

Na hodnotenie stupňa erózie a hĺbkového dosahu zrudnenia je vypracovaná a už sa aj používa metodika založená na sledovaní elektrických vlastností sulfidov a najmä termoelektrických vlastností arzenopyritu. Bolo zistené, že sa vodivosť tohto minerálu mení od dierkovej (P-typ) pri vysokotermálnych asociáciách do elektrónnej (n-typ) pri nízkotermálnych asociáciách. Pre úseky, kde je arzenopyrit P-typu vodivosti, je charakteristická hlboká erózia. Tu možno očakávať priemyselné zrudnenie v hĺbke. Naopak, v tých úsekoch, kde je arzenopyrit s n-typom vodivosti, je erózia slabá, a preto sú z hľadiska zrudnenia v hĺbke perspektívnejšie.

Vo vzťahu k ložiskám cínu stále rastie význam metód jadrovej geofyziky. Röntgenorádiometrická karotáž a analýza vrtných jadier na cín a iné prvky úspešne nahrádzajú geologické vzorkovanie. Dobré výsledky sa týmto spôsobom získali na jednom z rudných polí Prímoria, kde sa využili výsledky röntgenorádiometrie druhotných aureol s citlivosťou stanovenia cínu 0,002 %. Metodika merania je založená na registrácii intenzívnosti charakteristického röntgenového žiarenia cínu zo sypkých hornín v jamkách (zákopuškách) v hĺbke 20—25 cm. V ostatnom čase sa úspešne využíva aj piezoelektrická metóda na lokalizáciu a sledovanie kremeňovo-kasiteritových a kremeňovo-turmalínovo-kasiteritových rudných telies v priestoroch medzi vrtmi alebo jamami.

Rozpracované sú aj nové metódy — kontaktný spôsob polarizačných kriviek (KSPK) a metóda čiastkového získavania kovov (ČIM), ktoré umožňujú určiť rozmery a štruktúrnolátkový typ kasiteritovo-sulfidických ložísk. V Prímorskom geologickoprieskumnom podniku úspešne používajú komplex metód VEZ VP a ČIM na selekciu rudných a bezrudných polarizačných anomálií.

Začali sa výskumné práce s kombináciami geochemických a geofyzikálnych metód na hodnotenie priemyselného významu úsekov mineralizovaných zón, ktoré sú založené na zonálnosti zrudnenia a na fyzikálnych vlastnostiach rúd, minerálov a okolných hornín.

Uvedené smery sú na rozličnom stupni rozpracovanosti a praktického používania. Avšak už doteraz dosiahnuté výsledky umožňujú predpokladať, že používanie týchto nových metód podstatne zvýši efektívnosť geofyzikálnych prác.

Je prirodzené, že racionálna kombinácia geologických, geochemických a geofyzikálnych metodík musí vychádzať z konkrétnych geologických podmienok. Domnievame sa, že efektívnosť prác možno zvýšiť vypracovaním typových geo-

rickoštruktúrnych, geofyzikálnych a geochemických modelov cínonosných rajónov, uzlov a polí.

Skúsenosti organizácií, ktoré vykonávajú vyhľadávacie a prieskumné práce na ložiská cínu, umožňujú určiť optimálny komplex metodík a spôsobov vedenia prieskumnovyhľadávacích prác na cín.

Pri vyhľadávaní (mierka 1 : 50 000) v rajónoch perspektívnych na ložiská cínu sa odporúča vykonať komplex prác:

a) aeromagnetické a aerogamaspektrometrické mapovanie v mierke 1 : 50 000—1 : 25 000,
b) gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 50 000,
c) mapovanie metódou prirodzeného elektrického poľa v mierke 1 : 50 000,
d) geologické mapovanie v mierke 1 : 50 000—1 : 25 000 so stanovením magmatických, štruktúrnych a litologických zákonitostí lokalizácie cínového zrudnenia,
e) šlichovanie alúvia v sieti zodpovedajúcej mierke mapovacích a vyhľadávacích prác,
f) vzorkovanie riečištných sedimentov s cieľom lokalizovať rozptylové prúdy a sprevádzajúce komponenty,
g) vzorkovanie hydrotermálne premenených hornín z delúvia a alúvia,
h) hydrochemické vzorkovanie malých vodných tokov,
ch) štúdium kryštalomorfologických vlastností kasiteritu a stopových prvkov v kasiterite,
i) kvantitatívna komplexná interpretácia geologických, geofyzikálnych a geochemických údajov s využitím počítača.

Pri podrobnom vyhľadávaní (mierka 1 : 10 000 a viac) na plochách, kde sú príznaky cínového zrudnenia, je výhodné realizovať tieto práce:

a) geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000 a podrobnejšie; ciele tohto mapovania sa stanovia podľa miestnych geologických podmienok, pričom sa komplexne využívajú údaje gravimetrie, magnetometrie, aerogamaspektrometrie na spresnenie lokalizácie zakrytých kupol intrúzií;
b) plošná litochémia na lokalizáciu druhotných aureol rozptylu cínu a sprievodných komponentov;
c) stanovenie prvotných aureol rozptylu;
d) šlichovanie delúvia na sklonoch v hraniciach lokálnych perspektívnych úsekov;
e) vzorkovanie hydrotermálne premenených hornín;
f) plošná magnetometria a rozličné elektrofyzikálne metódy; v hraniciach mineralizovaných zón použitie hlbinných metód (VP, VEZ VP);
g) preverenie geochemických a geofyzikálnych anomálií ovzorkovaním a povrchovými banskými prácami v hraniciach lokalizovaných zón hydrotermálnej mineralizácie;
h) stanovenie perspektívnosti a hĺbky erózie rudných zón kryštalomorfologickou metódou, štúdiom elektrofyzikálnych vlastností sulfidických minerálov a stopových prvkov v rudných mineráloch;
ch) preverenie perspektívnych rudných zón do hĺbky s použitím jadrového vŕtania a v jednotlivých prípadoch i podzemnými banskými prácami.

Pri prieskume ložísk cínu je výhodné ako doplnok k bežným metódam

a) geofyzikálny výskum vo vrtoch a štôlňach (EP, metóda náboja, PPK, metóda elektrickej korelácie, metóda piezoelektrického efektu);
b) jadrovo-geofyzikálne metódy analýzy;
c) určovanie objemovej váhy metódou oslabenia gamažiarenia;
d) mechanizovaný odber zásekových vzoriek v podzemných banských prácach;
e) fotodokumentácia podzemných prác;
f) mineralogickotechnologické mapovanie rudných telies.

Doručené 19. 11. 1974
Z ruštiny preložil L. Konečný

LITERATÚRA

Akčurina, V. N. — Bulynnikov, V. A. — Ivankin, P. F. et al. 1973: Atlas morfostruktur rudnych polej. Leningrad, Izd. Nedra.
Apeľcin, F. R. — Lugov, S. F. — Ostrovskij, E. Ja. 1967: Aerogammaspektrometrija pri poiskach olovorudnych mestoroždenij. Sov. geol., No 12.
Barsukov, V. L. — Volosova, A. G. 1967: Geochimičeskij metod prognoza orudenija na glubinu i obnaruženija slepych rudnych tel na sulfidno-kassiteritovych mestoroždenijach. Geochimija, No 2.
Bogoľubov, A. N. — Vorošilov, N. A. — Jevzikova, N. Z. 1972: Puti povyšenija effektivnosti geochemičeskich poiskov mestoroždenij olova v gorno-faježnych rajonoch Ďalnogo Vostoka. In: Problemy rudnoj geofiziky, vyp. 19, Izd. Leningradskogo gosuniversiteta.
Grigorian, S. V. — Ovčinnikov, L. N. 1972: K voprosu ob interpretacii geochimičeskich anomalij. In: Litochimičeskije poisky rudnych mestoroždenij. Alma-Ata, Izd. Nauka v Kazachskoj SSR.
Grigorian, N. Z. 1973: Pervičnyje geochemičeskije areoly pri poiskach i razvedke gidrotermaľnych mestoroždenij Sov. geol., No 1.
Jevzikova, N. Z. 1972: Praktičeskije aspekty kristallomorfologii kassiterita. Zapiski Vsesojuznogo mineraľnogo obščestva, č. 101, vyp. 2.
Ivankin, P. F. 1970: Morfologija glubokovskrytych magmatogennych rudnych polej. Moskva, Izd. Nedra.
Kokorin, A. M. 1971: Formy kristallov kassiterita kak indikatory glubinnosti orudenija. Mat. sympózia Glubinnosť i zonaľnosť orudenija v Tichookeanskom rudnom pojase. Vladivostok.
Kondrašov, S. N.: Pezoelektričeskij metod razvedki. Moskva, Izd. Nedra.
Nikulin, N. N. 1966: K voprosu ob opredelenii glubiny formirovanija olovorudnych tel po koncentracii indija v kassiteritach. In: Genetičeskije tipy, uslovija obrazovanija i zakonomernosti razmeščenija olova i volframa SZ sektora Tichookeanskogo rudnogo pojasa. Vladivistok.
Nikulin, N. N. 1967: Raspredelenije indija, niobija i skandija v kassiteritach chinganskogo mestoroždenija. Vestnik LGU, vyp. 1.
Nikulin, N. N. — Bakulin In. I. — Seleznev, P. N. 1963: O sviazi meždu koncentracijej bora i olova na olovorudnych mestoroždenijach Priamuria. In: Kriterii rudonosnosti metasomatitov. Alma-Ata.
Nikulin, N. N. 1972: Sposob ocenki olovorudnych objektov kassiterito-silikatnoj formacii po elementam-primesiam v kassiterite. In: Prognozirovanije skrytogo orudenija na osnove zonaľnosti gidrotermaľnych mestoroždenij. Moskva.
Ovčinnikov, L. N. — Grigorian, S. V. et al. 1971: Zakonodarnosti strojenija i formirovanija pervičnych geochemičeskich oreolov nekotorych tipov rudnych mestoroždenij Tichookeanskogo rudnogo pojasa. Vladivostok.
Razmachin, Ju. N. — Razmachina, E. M. 1973: Sistematika, zonaľnosť i metallogeničeskoje značenije metasomatitov olovonosnych polej Sichota — Aliňa. Geol. rudn. mestoroždenij, No 1.

Medzinárodné sympózium o kaolíne v NDR

Medzinárodné sympózium o kaolíne v NDR sa konalo 14.—20. septembra 1975. Na vysokej odbornej úrovni ho pripravili pracovníci univerzity v Greifswalde pod vedením doc. dr. M. Störra.

Ústrednou témou boli otázky veku a procesov kaolinizácie v Českom masíve (ČSR, NDR, NSR, Rakúsko) v porovnaní s ostatnými geologickými oblasťami Európy — hlavne baltického štítu, Západných Karpát, ukrajinského štítu a Dolného Sliezska. Potvrdilo sa, že sa v oblasti Českého masívu uplatňovali procesy kaolinického zvetrávania v štyroch etapách, a to v ordoviku, karbóne — spodnom perme, vrchnom triase — spodnej jure a v kriede — terciéri.

Z nich je najvýznamnejšia posledná etapa, do ktorej patria procesy lateritizácie a kaolinizácie od kriedy až do pliocénu. Tejto problematiky sa dotýkal aj referát o procesoch a veku kaolinizácie v Západných Karpatoch. Reziduálne kaolínové ložiská sa na Slovensku formovali v troch etapách. Predneogénna etapa, ktorú situujeme do paleogénu, reprezentuje doznievanie lateritického zvetrávania, pričom pre formovanie kaolínovej kôry zvetrávania v Západných Karpatoch nemala rozhodujúci význam. Najdôležitejšia bola vrchnomiocénna etapa kaolinizácie, počas ktorej sa formovali najvýznamnejšie kaolínové ložiská v Lučenskej kotline a vo východoslovenskej panve. Poslednou bola etapa kaolinizácie v pliocéne, ktorá je lokalizovaná len na oblasť východného Slovenska a nemá väčší praktický význam.

Z referátov o druhom okruhu problémov vyplynulo, že sa pri vzniku kaolínov v Českom masíve uplatňovali predovšetkým zvetrávacie procesy. Hydrotermálne roztoky mali pri kaolinizácii len lokálny význam. Pri vzniku reziduálnych ložísk spolupôsobili viaceré priaznivé faktory, najmä vhodné materské horniny, priaznivý geotektonický vývoj, paleoklimatické a paleomorfologické podmienky.

Referáty poslednej skupiny vychádzali zo štúdia procesov kaolinizácie v Českom masíve, ako aj z ostatných oblastí Európy, predovšetkým ZSSR, SSR, PLR, RLR, Juhoslávie, Belgicka, Španielska, ďalej Japonska a USA. Venovali pozornosť otázke syntetického vzniku ílových minerálov zo skupiny kaolinitu, distribúcii makro- a mikroprvkov v kaolínoch, štúdiu minerálov so zmiešanou štruktúrou, ktoré sú v kaolínových ložiskách prítomné relatívne často. Sledovala sa i možnosť riešiť niektoré otázky vzniku kaolínov pomocou tzv. scanovej elektrónovej mikroskopie. Značná pozornosť sa sústredila na otázky vertikálnej zonálnosti kaolínových ložísk, ako aj na samotný vznik kaolinitu z jednotlivých horninotvorných minerálov. Veľký ohlas mali najmä vystúpenia účastníkov sympózia zo ZSSR, ktorí na základe najmodernejších metód štúdia (elektrónová difrakcia, metóda dekorácií pomocou elektrónovej mikroskopie) dokumentovali jednotlivé štádiá premeny živcov na kaolinit. Z referátov vyplynulo, že sa pri riešení otázok mineralógie s ohľadom na vznik kaolínových ložísk musí venovať pozornosť najmä detailnému röntgenografickému, elektrónkovo-mikroskopickému a geochemickému štúdiu. Osobitne dôležité je modelovať procesy prebiehajúce v prírode v laboratórnych podmienkach a venovať pri procesoch kaolinizácie veľkú pozornosť minerálom, ktorých premenou kaolinit vzniká. Potvrdilo sa, že premenou K-živcov vzniká kaolín najlepších technologických vlastností. Ako prvé podliehajú premene plagioklasy, potom K-živce a napokon muskovit.

Terénne štúdium bolo zamerané na kôru zvetrávania zachovanú na rozličných petrografických typoch hornín. Navštívili sa najvýznamnejšie kaolínové ložiská NDR v oblasti lužického granodioritového masívu (CAMINAU, WIESA), meissenského syenodioritového masívu (SEILITZ, OCKRILLA, RADEBURG) a v oblasti kemmlitzského porfýrového vulkanizmu (GLÜCKAUF, GRÖPPENDORF, FRIEDEN). Poznanie geologickej stavby, genézy a minerálogického zloženia kaolínových [illegible] NDR

má pre procesy kaolinizácie v Západných Karpatoch význam hlavne z dvoch hľadísk.

1. Ukazuje sa, že pri kaolinizačných procesoch v strednej Európe má na mineralogicko-technologické vlastnosti konečných produktov rozkladu rozhodujúci vplyv chavlastností premenou kyslého porfýrového vulkanizmu mladopaleozoického veku. Je pozoruhodné, že v Západných Karpatoch vzniklo prvé ekonomicky významné ložisko kaolínu Horná Prievrana premenou kremitých porfýrov a ich tufov, pravdepodobne rakter materských hornín. Na území NDR vzniká kaolín najlepších technologických permského veku, ktoré boli počas alpínskeho orogénu epizonálne metamorfované na porfyroidy. Po otvorení ložiska v roku 1976 bude treba znovu detailne mineralogicky prebádať všetky základné typy, ktoré podľahli kaolinizácii, a najmä zistiť zastúpenie pyroklastického materiálu pri porfýrovom vulkanizme. Dôležitým znakom kaolínov v NDR, ktoré vznikli premenou hornín porfýrového vulkanizmu, je prítomnosť trojvrstvových ílových minerálov so zmiešanou štruktúrou. Jednoznačne sa potvrdilo, že vznikajú premenou vulkanického skla. Jedna z príčin, pre ktorú nie sú v ložisku Horná Prievrana zastúpené trojvrstvové silikáty so zmiešanou štruktúrou, môže súvisieť s rekryštalizáciou a premenou vulkanického skla pri metamorfóze, ktorá sa v Západných Karpatoch uplatňovala pred kaolinizáciou.

2. Pri zvetrávaní intruzívnych hornín granodioritového typu vzniká v NDR veľmi často tzv. dvojzložkový profil. V spodnej zóne sú zvyčajne minerály zo skupiny montmorillonitu a vo vrchnej zóne má prevahu kaolinit. V Západných Karpatoch sa rozsiahlejšia kôra zvetrávania na granodioritoch jadrových pohorí Centrálnych Západných Karpát doteraz nezistila. Rozhodujúcou príčinou je pravdepodobne málo priaznivý reliéf týchto masívov. Napriek tomu bude treba venovať zvýšenú pozornosť štúdiu zvetraninovej kôry na granitoidných horninách najmä vo veporidách a na styku veporíd s gemeridami. Predbežné výsledky štúdia ílových minerálov v mylonitizovaných pásmach granitoidov Malých Karpát potvrdzujú, že tu vznikajú prevažne trojvrstvové ílové minerály zo skupiny montmorillonitu a ílových sľúd. Tie by mohli zodpovedať spodnej zóne málo intenzívneho procesu zvetrávania, s ktorou sa v kaolinizovaných granodioritových masívoch v NDR stretáme veľmi často.

Ivan Kraus

MINERALIA SLOVACA, roč. 8, č. 3 (33)

Vydal: Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32
Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice
Rukopis zadaný 3. 2. 1976, vytlačené v júni 1976, 8,14 AH, 8,22 VH
Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11
Cena jedného čísla 15 Kčs
Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subcritions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava
The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1976

49 374

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

