

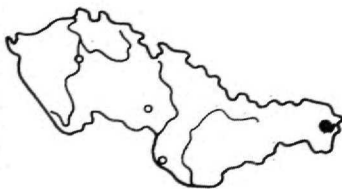
Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii

(10 obr. a 1 tab. v texte)

ZOLTÁN BACSÓ*¹

Неовулканические формации Вигорлата и их отношение к тектонике и эпигенетической минерализации

Формационный анализ продуктов неогенового вулканизма во Вигорлате позволяет вычлениить пять неовулканических формаций. Эти формации возникли от верхнего бадена до нижнего панона в течении четырёх этапов магматизма. Все проявления эпигенетической минерализации, которая возникла в связи с интермедиарным магматизмом, включая и тел секундарных кварцитов, связаны с третьей интермедиарной формацией Вигорлата (верхний сармат) и встречаются лишь в центральных вулканических зонах Вигорлата.



Врбницкая система нарушений сыграла главную роль в течении интермедиарного магматизма и образования эпигенетической минерализации во Вигорлате. Эта система нарушений является СВ продолжением регионального пояса дисконтинуит Загреб—Кулч (ЮЗ—СВ) направления) и представляет границу между Восточными и Западными Карпатами.

Геологическое и тектоническое положение гор Вигорлата на рубеже Западных и Восточных Карпат вероятно способствовало возникновению секундарных кварцитов с андалузитовыми, топасовыми и корундовыми метасоматитами, т. е. минералами, которые до сих пор в неогеновой минерализации Карпат имеют особое положение.

Вдоль врбницкой системы нарушений является возможным наличие материнских гранитоидных интрузий на глубине в почве алумометасоматитов.

Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia) and their relations to tectonics and to epigenetic mineralisation

A formational analysis of volcanic products of the Neogene revealed that volcanites in the Vihorlat Mts. may be subdivided into five neovolcanic formations. These are an introductory acidic formation and four intermediate ones. These formations originated during four stages of volcanic activity between the Upper Badenian and Lower Pannonian including. All occurrences of epigenetic mineralisation and bodies of high-silica rocks are related to the third intermediate formation (Upper Sarmatian) being located over internal volcanic zones of the mountain range.

¹ Venované nedožitým šesťdesiatinám prof. Jána Šaláta.

* RNDr. Zoltán Bacsó, CSc., Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

The Vrbnica fault system played outstanding role in the development of intermediate magmatism and in the generation of epigenetic mineralisation. The fault system, representing NE continuation of the Zagreb—Kulcs regional discontinuity belt forms the border between the Western and Eastern Carpathians. Location of the Vihorlat Mts. on this border, probably, influenced the generation of high-silica rocks containing andalusite and corundum metasomatites, i. e. all minerals until unknown among mineralisations of Carpathian neovolcanites. Presence of a parental granitoid intrusion in the depth beneath the alumometasomatite occurrences and along the Vrbnica fault system is highly probable.

Nové výsledky geologického mapovania, terénnej geofyziky (M. Filo et al. 1975) a stanovenia absolútneho veku magmatických hornín (J. Slávik et al. 1976, D. Ďurica et al. (1978 a D. Vass 1977) nás nútia čiastočne reinterpretovať doterajšie náhľady o vzťahoch tektoniky, magmatizmu a epigenetickej mineralizácie vo Vihorlate. Neudržateľnou sa stala predstava, podľa ktorej vo Vihorlate obdobne ako v Popričnom u nás alebo v Gutínskych vrchoch na Zakarpatskej Ukrajine hrali pri vývoji intermediárneho magmatizmu rozhodujúcu úlohu pozdĺžne štruktúry smeru SZ—JV, ako to znázorňujú schematické geologické mapy Vihorlatu (pozri O. Orlický et al. 1970, J. Slávik — V. Konečný 1972, J. Tözsér — R. Rudinec 1975). Podľa doterajších náhľadov (B. Leško — J. Slávik 1969, J. Slávik 1969, 1973) bol priečny vrbnický zlomový systém významný len z hľadiska formovania podvihorlatskej uhoľnej panvy a z hľadiska hydrotermálnych procesov. V otázke magmatizmu sa uznávala len spätosť roja drobných intrúzií bazaltandezitu južne od Ladomirova s priečnou ladomirovskou poruchovou líniou vrbnického zlomového systému.

Medzi nové poznatky našej práce patrí, že vo vlastnom Vihorlate (západne a severozápadne od potokov Okna a Barhalov) zohral rozhodujúcu úlohu vrbnický zlomový systém smeru SV—JZ aj z hľadiska neogénneho intermediárneho magmatizmu.

Novšie sa zistilo, že v susedných Slanských vrchoch má najmladší vulkanizmus priečnu orientáciu (J. Tözsér — R. Rudinec 1975).

Zmena chápania geologickej stavby Vihorlatu si vyžiadala odmietnuť členenie magmatitov pohoria na tzv. kyjovsko-orechovskú a valaškovskú formáciu (O. Orlický et al. 1970). Podľa novej formačnej analýzy, ktorú v príspevku predkladáme, pôvodným formáciám O. Orlického et al. (1970) zložením čiastočne zodpovedá prvá, tretia a štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu, pravda, s rozdielnym priestorovým rozšírením a časovým rozsahom.

Hlavné štruktúry Vihorlatu

Osobitné postavenie Vihorlatu oproti terénom Popričného, najmä však oproti Gutínskym vrchom na Zakarpatskej Ukrajine, spočíva v pozícii tejto časti vulkanickej štruktúry na priečnom vrbnickom zlomovom systéme smeru SV—JZ, ktorý je hraničnou geologickou zónou medzi Východnými Karpatmi a Západnými Karpatmi. Podľa našej mienky je vrbnické zlomové pásmo severovýchodným pokračovaním transkarpatského hlbinného zlomového pásma (línie Záhreb—Kulcs podľa Gy. Weina 1969). Z toho vychodí jeho prioritná úloha z hľadiska magmatizmu a epigenetickej mineralizácie v tomto území. Podobný

náhľad o vrbnickom zlomovom systéme vyjadril P. Grecula — M. Kaličiak — I. Varga (1977).

Spätosť podstatnej časti intermediárnych formácií neogénneho subsekventného magmatizmu vo Vihorlate s vrbnickými štruktúrnymi smermi (nie s pozlžnými zlomami sprevádzajúcimi bradlové pásma) je zrejmé z toho, že na týchto zlomoch sú všetky významnejšie aparáty a erupčné centrá magmatizmu, t. j. pri Morskom oku, v záveroch Porubského potoka, Sokolského potoka, na kóte Vihorlat (1075,4) a na kóte Kyjov (821). Aj anomálnu štruktúrne-geologickú a morfológickú pretiahnutosť Vihorlatu v smere JZ—SV (pootočenú o 90 stupňov oproti juhovýchodnejším a plošne oveľa rozsiahlejším častiam vulkanického pohoria najmä na Zakarpatskej Ukrajine) podmienila väzba podstatných magmatických mäs Vihorlatu na vrbnický zlomový systém.

Pretože ide o zásadnú otázku geologickej stavby Vihorlatu, uvedieme aj ďalšie dôkazy a pozorovania, ktoré tento záver potvrdzujú.

Vo všetkých vrtoch, ktoré južne a juhovýchodne od čiar kóty Kyjov (821) — kóty Vihorlat (1075,4) — kóty Veľká Trestia (950,9) prevrtali celý profil magmatitov Vihorlatu, sa medzi dvoma efuzívno-explozívny komplexmi vždy navráťal vulkanicko-sedimentárny komplex, pravdepodobne ekvivalent sarmatskej spodnej uhoľnej série (v zmysle M. Brodňana et al. 1959). Je to dôkaz o existencii dvoch vekom rozdielných formácií (prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu) vo vertikálnom profile týchto vrtoch. Ide o vrty RH-1, KL-1, VH-9 a VH-13 (obr. 1). Naopak vo vrtoch na sever od uvedenej línie sa pri prevrtaní celého profilu magmatitov vždy navráťal len jeden efuzívno-explozívny komplex zodpovedajúci geologickým a petrografickým charakterom prvej intermediárnej formácie Vihorlatu (vo vrtoch VH-11 a VH-14, obr. 1, 2, 3, 4, 5).

Pri úvahách o vzťahoch tektoniky, magmatizmu, epigenetickej mineralizácie vo Vihorlate a o priamom pokračovaní vulkanitov na Zakarpatskej Ukrajine v Gutínskych vrchoch je najdôležitejšou otázkou úloha bradlového pásma. Sovietski autori (S. S. Kruglov 1971, B. V. Merlič, S. M. Spitkovskaja 1974, V. G. Sviridenko 1976) ho pokladajú za hlbinný zlom a pri vzniku vulkanického pohoria mu pripisujú rozhodujúcu úlohu. Československí geológovia (J. Slávik 1969, 1974, R. Marschalko 1976, B. Leško et al. 1977 a i.) vidia v bradlovom pásme príkrovové alebo násunové línie, pozdĺž ktorých sa stýkajú tektonické jednotky vyššieho radu. V každom prípade je bradlové pásmo veľkou regionálnou zónou diskontinuity a pri vzniku neogénneho magmatizmu a epigenetickej mineralizácie Vihorlatu malo významnú, hoci v porovnaní s vrbnickým zlomovým pásmom predsa len menšiu úlohu. Hlavné na miestach prekríženia sa zóny diskontinuity bradlového pásma s priečnymi zlomovými pásmami sú hlavné subvulkanické magmatické telesá a týmito telesami spojené výskyty epigenetickej mineralizácie. Tak je to napr. pri Merniku, pri Morskom oku vo Vihorlate a na viacerých miestach na pokračovaní vulkanického pohoria na Zakarpatskej Ukrajine.

Neovulkanické formácie Vihorlatu

Nové členenie magmatitov Vihorlatu na formácie najlepšie odráža vzťahy k tektonickej stavbe a k epigenetickej mineralizácii pohoria. Prvé členenie pohoria vykonali O. Orlický et al. (1970), J. Slávik et al. (1976) a využili pri ňom paleomagnetické údaje a čiastočne aj rádiometrické K/Ar veki hornín.

Formačné členenie vulkanitov Vihorlatu — Formational subdivision of volcanites in the Vihorlat Mts.

Tab. 1

Strati- grafické začlenenie	Lokálne časové členenie	moc- nosť	Formácie Vihorlatu	Štruktúrne komplexy	Geologicko-petrografický opis
Spodný panón	4. etapa	300	Štvrtá intermediárna	Efuzívno-extruzívny komplex	Vrcholové kupolovité telesá, lávové prúdy, tuфы a tufo- brekcie pyroxenických ande- zitov a andezitbazaltov
Vrchný sarmat	3. etapa	500 m	Tretia intermediárna	Subvulkanický komplex Efuzívno-explozívny komplex Vulkanicko-sedimentárny komplex	Pňovité a kupolovité telesá pyroxenických dioritových porfyrítov a pyroxenických andezitov Tuфы, tufobrekcie, lávové prúdy pyroxenického ande- zitu Ekvivalent spodnej uhoľnej série (v zmysle M. Brodňana et al. 1959) s pyrox. andezi- tickými vulkanitmi
Stredný sarmat	2. etapa	200 m	Druhá intermediárna	Subvulkanický komplex Vulk.-sedimentárny a explozívny komplex	Dómy a kumulodómy amfi- bolicko-pyroxenického ande- zitu Aglomeraticko-tufitická séria séria (v zmysle M. Brodňa- na et al. 1959)
Spodný a stredný sarmat		800 m	Prvá intermediárna	Subvulkanický komplex Efuzívno-explozívny komplex	Kupolovité, pňovité a žilné telesá pyroxenických ande- zitov a andezitdacitov Lapilové tuфы, hruboulom- kovité pyroklastiká, lávové prúdy, lávobrekcie pyrox- enických andezitov až ande- zitbazaltov
Vrchný báden		200 m	Úvodná acidná	Subvulkanický komplex Explozívny komplex	Kukopolovité telesá ryoda- citu a pňovité telesá mikro- granodioritu Ryolitové (ryodacitové) pemzovité tuфы

Výsledky geologického mapovania však vyžadujú inú interpretáciu geologickej stavby Vihorlatu. Pomerne zriedkavé paleomagnetické údaje ešte neumožňujú presne rozčleniť magmatity Vihorlatu na formácie, lebo paleomagnetické rozhrania zvyčajne nie sú na zistiteľných geologických hraniciach. Naopak, zistené geologické hranice sú niekde vnútri paleomagneticky jednotnej formácie.

Geologická mapa prevažnej časti vlastného Vihorlatu (1970—1977) v mierke 1 : 25 000 umožňuje nanovo a oveľa presnejšie členiť magmatity Vihorlatu na formácie a komplexy a vypracovať aj správnu interpretáciu ich rádiometrických vekov. Koncepcia novej formačnej analýzy magmatitov Vihorlatu, ktorú podávame, je syntézou poznatkov z geologického mapovania, údajov o rádiometrických vekoch magmatitov, nových výsledkov terénnej geofyziky a všetkých vrtných prác, ktoré sa vo Vihorlate vykonali.

Vo Vihorlate rozlišujeme jednu acidnú formáciu a štyri intermediárne formácie magmatitov. Upustili sme od členenia komplexov Vihorlatu podľa lokalít, ktoré zaviedol J. Slávik (1969), ako aj od termínov koňušský komplex, choňkovsko-petrovský komplex, komplex Prikrej a pod. Namiesto toho formácie hornín delíme prirodzene a jednoducho na tzv. štruktúrne komplexy. Pri každej formácii rozlišujeme (v prípade úplného vývoja) vulkanicko-sedimentárny, efuzívno-explozívny a subvulkanický komplex, pričom vo Vihorlate platí, že v rámci každej formácie hornín je najstarším vulkanicko-sedimentárny komplex a najmladším subvulkanický komplex. Z hľadiska vyhľadávania epigenetickej mineralizácie majú mimoriadny význam subvulkanické komplexy. Im venujeme osobitnú pozornosť (tab. 1).

Úvodná — acidná formácia Vihorlatu (vrchný bádén)

Priamu pozíciu acidnej formácie Vihorlatu pod prvou intermediárnou formáciou poznáme z vrtu Petrovce 1 z Popričného. Všade tam, kde je známy vzťah acidnej formácie k intermediárnym magmatitom Vihorlatu a Popričného, sa ryolitové tuffy a ryodacity zistili v podloží intermediárnych vulkanitov, nikde nie opačne.

Acidná formácia je produktom prvej etapy magmatizmu. Skladá sa z explozívneho komplexu jemnozrnných ryolitových tufov uložených eolicky do morského prostredia a zo subvulkanického komplexu dómatických telies ryodacitu. Obidva komplexy sa priestorovo prekrývajú len čiastočne. V juhovýchodnom susedstve ryodacitových telies pri Merníku sú ryolitové pyroklastiká tzv. hrabovceckého tufu. Neďaleko ryodacitových telies pri kóte Hrádok (163,6), pri Lesnom, pri Bielej hore (159,0) a pri Veľkých Zalužiciach sú ryolitové tuffy na JV od Oreského a v okolí Trnavy pri Laborci. V blízkosti ryodacitových telies pri Beňatine sú zase ryolitové tuffy na severovýchodnom a juhovýchodnom úpätí masívu Borola v Popričnom.

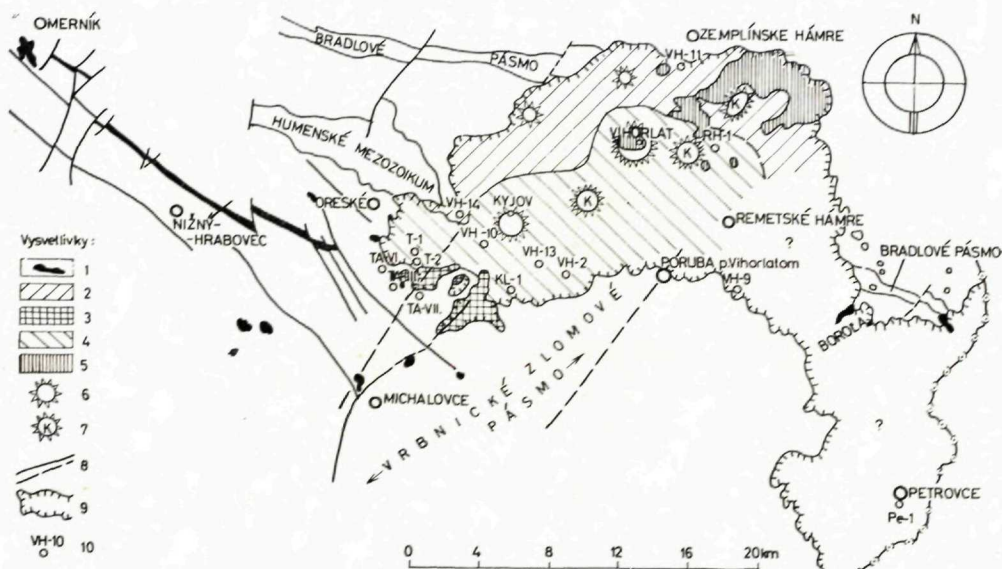
Podľa paleontologických kritérií J. Janáček (1959), J. Slávik (1964) a V. Gašparíková — J. Slávik (1967) zaraďujú komplex ryolitových tufov do spodnej zóny vrchného tortónu. Zistil sa takýto rádiometrický vek ryodacitových telies: $13 \pm 1,2$ mil. rokov pri vzorke M-1 od obce Merník (J. Repčok 1977, D. Vass 1977); 14,3 mil. rokov pri vzorke AV-36 z kameňolomu kóty Hrádok (167,6) v Michalovciach a 15,2 mil. rokov pri vzorke AV-37 z kameňolomu od obce Lesné (posledné dva rádiometrické údaje veku sú podľa G. P. Bagdasarjána et al. 1971, D. Vass 1977). Rádiometrický vek

vzoriek v tejto práci, okrem uvedených výnimiek, získali metódu K-Ar. Vek jednotne prepočítavali konštantou rozpadu

$$\lambda k = 0,584 \times 10^{-10} \text{ rok}^{-1}$$

Vek vzorky M-1, ktorý uvádza J. Repčok (1977), bol stanovený metódou fission track.

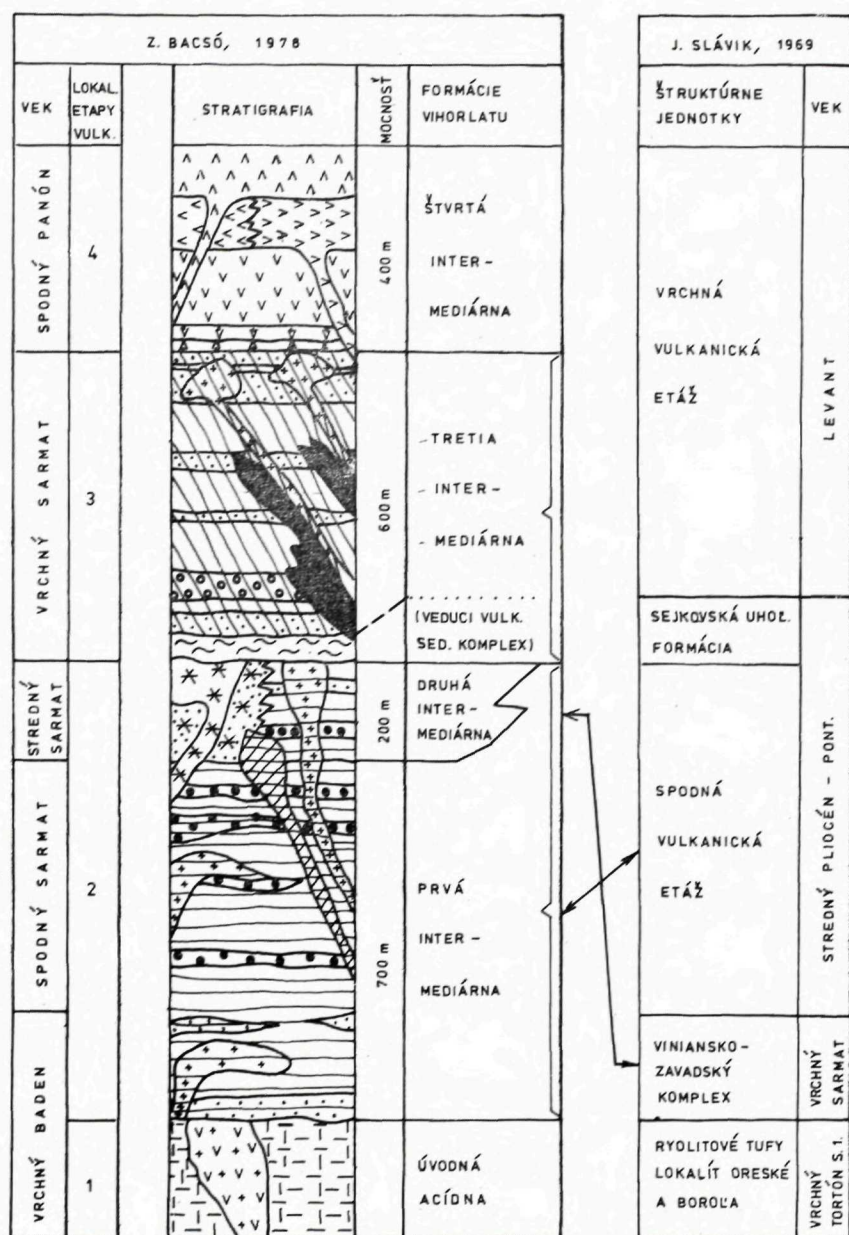
Produktom druhej intermediárnej etapy magmatizmu Vihorlatu je prvá a druhá intermediárna formácia. Obidve sú geologicky, petrograficky, priestorovo, čiastočne aj časovo zreteľne vyhranené. Podľa superpozičných vzťahov ležia obidve formácie v stratigrafickom podloží tretej intermediárnej formácie Vihorlatu a sú od nej staršie. Pri subvulkanických komplexoch prvej a druhej intermediárnej formácie sa zistil veľmi blízky rádiometrický vek. To nás vedie



Obr. 1. Členenie magmatitov Vihorlatu na formácie (orig.)

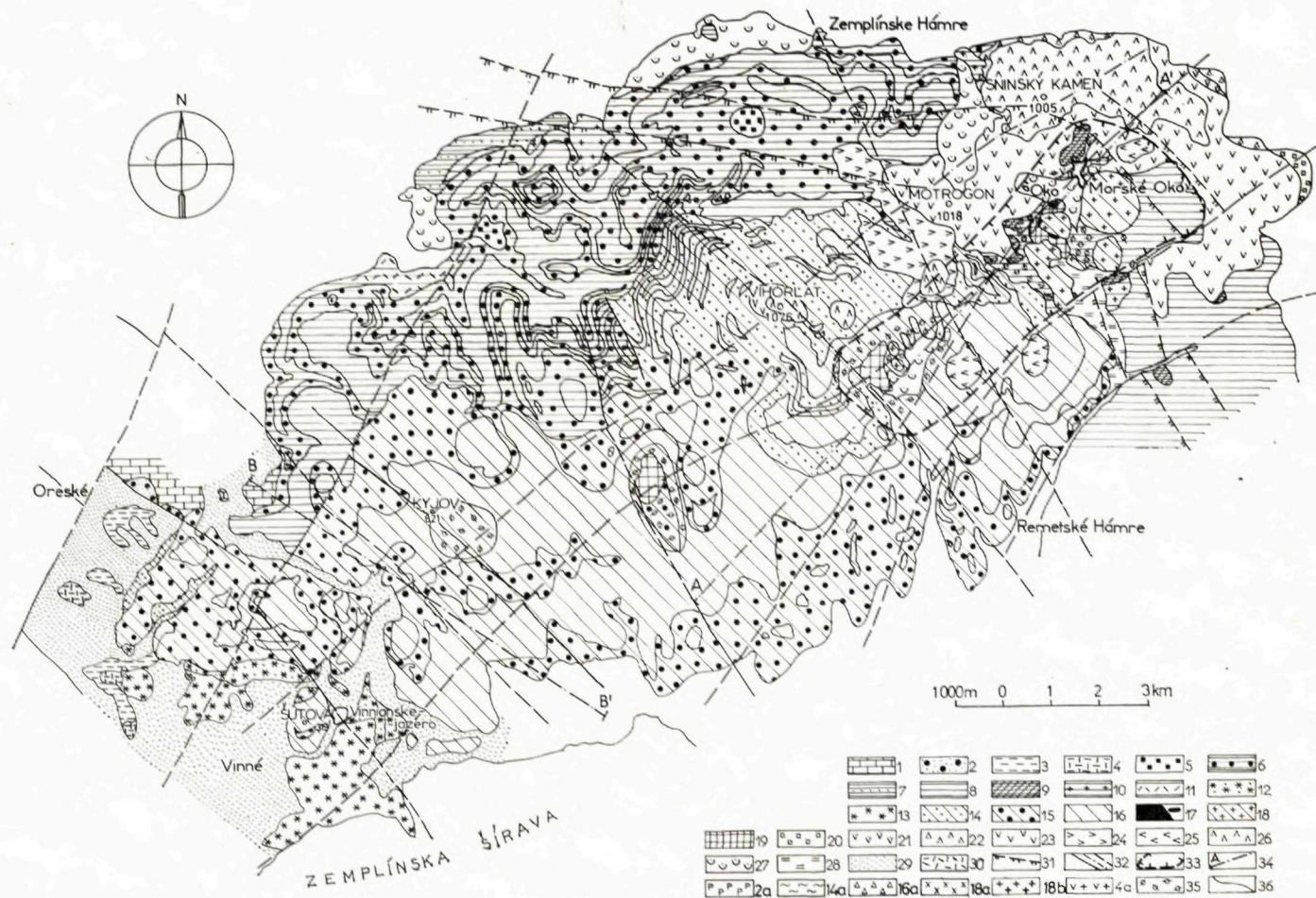
I. etapa magmatizmu: 1 — Úvodná — acidná formácia Vihorlatu (vrchný bádén), II. etapa magmatizmu: 2 — prvá intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný bádén až stredný sarmat), 3 — druhá intermediárna formácia Vihorlatu (stredný sarmat), III. etapa magmatizmu: 4 — tretia intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný sarmat), IV. etapa magmatizmu: 5 — štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu (spodný panón), 6 — centrum vulkanizmu, 7 — centrum vulkanizmu s výskytom telies sekundárnych kvarcitov, 8 — overené a predpokladané zlomy, 9 — hranica vulkanického pohoria, 10 — významné vrty z hľadiska formačnej analýzy

Fig. 1. Formational subdivision of magmatites in the Vihorlat Mts. (original). Explanations: First stage of volcanism: 1 — introductory acidic formation (Upper Badenian), Second stage of volcanism: 2 — first intermediate formation (Upper Badenian — Middle Sarmatian), 3 — second intermediate formation (Middle Sarmatian), Third stage of volcanism: 4 — third intermediate formation (Upper Sarmatian), Fourth stage of volcanism: 5 — fourth intermediate formation (Lower Pannonian), 6 — volcanic centre, 7 — volcanic centre containing high-silica rocks, 8 — fault ascertained, supposed, 9 — limits of the volcanic range, 10 — significant drill-holes from the viewpoint of the formational analysis



Obr. 2. Stratigrafická kolónka magmatitov Vihorlatu a litostratigrafická paralelizácia s členením J. Slávika (1969). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 2. Stratigraphical subdivision of magmatites in the Vihorlat Mts. and their lithological parallelisation with J. Slávik's (1969) subdivision. Explanations as in Fig. 3



Obr. 3. Geologická mapa vlastného Vihorlatu (autor Z. Bacsó, 1970—1977, interpretované aj podklady M. Kaličiaka, 1971—1972, a P. Burdu, 1973)

1 — mezozoikum Humenských hôr (anis—alb), 2 — piesčité paleogénne vápence s numulitmi, 2a — paleogén vcelku, 3 — sedimenty neogénu. *Úvodná — acidná formácia Vihorlatu a okolia* (vrchný bádén): 4 — rhyolitový tuf (explozívny komplex), 4a — ryodacitové kupolovité telesá (subvulkanický komplex). *Prvá intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný bádén až stredný sarmat): 5 — kráterové a prikráterové chaotické andezitové aglomeráty, 6 — hrubouškovité pyroklastiká pyroxenických andezitov a andezitbazaltov, 7 — lapilové tufy pyroxenických andezitov až andezitbazaltov, 8 — dvojpyroxenické andezity až andezitbazalty — lávové prúdy, 9 — leukokratný kyslý andezit až andezitdacit, pňovité, žilné a kupulovité telesá, 10 — augiticko-hyperstenický andezit, kupulovité telesá, 11 — lávobrekcie dvojpyroxenického andezitu (5—8 — efuzívno-explozívny komplex, 9—11 — subvulkanický komplex). *Druhá intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 12 — hrubé pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov až andezitdacitov (vulkanicko-sedimentárny a explozívny komplex), 13 — amfibolicko-pyroxenické andezity až andezitdacity, telesá tvaru domov a kumulodómov (subvulkanický komplex). *Tretia intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 14a — striedajúce sa polohy psamitických, pelitomorfných andezitových tufitov ($\pm$ s uhoľnou pigmentáciou, resp. úlomkami zuhoľnatenej flóry) a andezitových tufových brekcií, dacitových tufov, lávových prúdov pyroxenického andezitu (vulkanicko-sedimentárny komplex), 14 — lapilové a pemzové augiticko-hyperstenické andezitové tufy, 15 — augiticko-hyperstenické andezitové tufové brekcie až aglutinované pyroklastiká augiticko-hyperstenického andezitu, 16 — dvojpyroxenické andezity — lávové prúdy, 16a — kráterové brekcie pyroxenického andezitu $\pm$ silicifikácia, 17 — hyperstenicko-augitický dioritový porfýrit, pňovité telesá, 18 — augitický andezit, kupulovité telesá, 18a — predpokladané hlbšie subvulkanické teleso (na základe geofyziky), 18b — predpokladané plytšie subvulkanické teleso (porfýritové), 19 — sekundárne kvarcity, silicifikované kráterové brekcie a alumometasomaty, (14—16a — efuzívno-explozívny komplex, 17—19 — subvulkanický komplex). *Štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu* (spodný panón): 20 — brekcie pyroxenických andezitov, 21 — tufové aglomeráty hyperstenicko-augitických andezitov až andezitbazaltov, 22 — litoklastické a kryštaloklastické popolové tufy hyperstenicko-augitických andezitov, 23 — hyperstenicko-augitický andezit až andezitbazalt, lávové prúdy, 24 — augiticko-hyperstenický andezit, kupulovité teleso a krátky lávový prúd, 25 — dvojpyroxenický andezit, vrcholové kupulovité telesá, 26 — leukokratné nevaditické andezity, vrcholové kupulovité telesá, krátke lávové prúdy, (20—26 — efuzívno-extruzívny komplex). *Kvartér*: 27 — zosuvy, 28 — elúvia, delúvia a prolúvia, 29 — deluviálne sutiny, hĺina a alúvia, 30 — prolúviálne sedimenty. *Tektonika*: 31 — násunové línie v substráte, 32 — zistené a predpokladané zlomy (schematická zlomová stavba územia), 33 — hranica vulkanicko-tektonickej depresie. 33a — hranice erupčných centier. *Ostatné*: 34 — priebeh geologických rezov, 35 — propylitizované pyroxenické andezity, 36 — hranice geologických útvarov

Fig. 3. Geological map of the Vihorlat Mts. (designed by Z. Bacsó 1970—1977, earlier maps of M. Kaličiak 1971—1972 and P. Burda 1973 were interpreted). Explanations: 1 — Mesozoic of the Humenské pohorie range (Anisian to Albian), 2 — arenaceous Nummulite limestone (Paleogene), 2a — Paleogene in the whole, 3 — Neogene sediments in the whole. Introductory acidic formation: 4 — rhyolite tuff (explosive complex), 4a — domatic bodies of rhyodacite (subvolcanic complex). First intermediate formation: 5 — crater-vent and crater-near chaotic andesite agglomerate, 6 — coarse fragmental pyroclast of pyroxene andesite to andesite-basalt, 7 — lapilli tuff of pyroxene andesite to andesite-basalt, 8 — two-pyroxene andesite to andesite-basalt (lava flows), 9 — leucocratic acid andesite to andesite-dacite (necks, dykes and domatic bodies), 10 — augite-hypersthene andesite (domatic bodies), 11 — lava breccia of two-pyroxene andesite (5—8 effusive-explosive complex, 9—11 subvolcanic complex). Second intermediate formation (Upper Sarmatian): 12 — coarse pyroclastics of amphibole-pyroxene andesite to andesite-dacite (volcano-sedimentary and explosive complex), 13 — amphibole-pyroxene andesite to andesite-dacite (domes and cumulodomes of the subvolcanic complex). Third intermediate formation (Upper Sarmatian): 14 — lapilli tuff and pumiceous tuff of augite-hypersthene andesite composition, 14a — alternating layers of psammitic and pelitomorphous andesite tuff with or without coal pigmentation containing

k záveru, že patria do spoločnej etapy intermediárneho magmatizmu Vihorlatu (obr. 2).

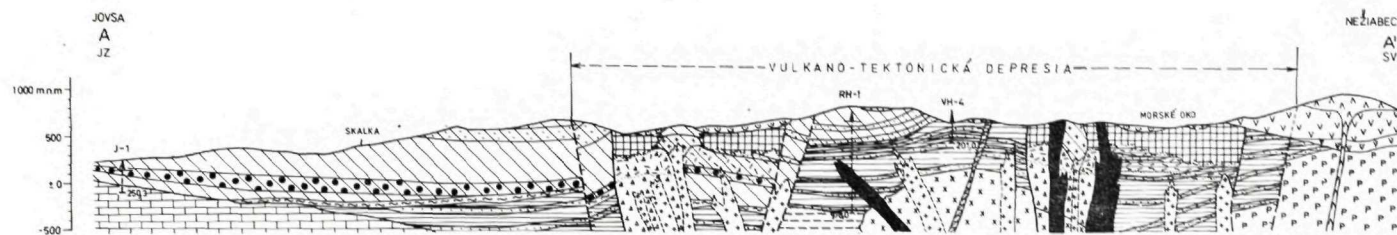
Prvá intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný bádén — stredný sarmat)

Vznik časti tejto objemovo najrozsiahlejšej formácie Vihorlatu spadá až do vrchného bádenu. Jej objemovú prevahu aj oproti pomerne rozsiahlej tretej intermediárnej formácii najlepšie ilustruje vrt RH-1 z centrálneho Vihorlatu (obr. 1, 4), v ktorom sa po sedimentárne podložie navrátila 658 m mocná poloha vulkanických hornín prvej intermediárnej formácie a len 314 m mocná poloha vulkanických hornín tretej intermediárnej formácie. Vrchnobádenský vek časti prvej intermediárnej formácie Vihorlatu potvrdzuje naša nová interpretácia rádiometrického veku vzoriek andezitov od Remetských Hámrov a od osady Močidlá pri Vyšnom Nemeckom. Zistený rádiometrický vek vzoriek: AAD-21 $17 \pm 0,6$ mil. rokov (J. Slávik et al. 1976, s. 328), ADD-27 $13 \pm 2,1$ mil. rokov a AAD-28 13,8 mil. rokov (D. Vass 1977). Vrchnobádenský intermediárny vulkanizmus sa prejavil vo všetkých hlavných vulkanických oblastiach východného Slovenska, teda v oblasti severne od zemplínskeho ostrova (územie Plešian, Zatina, Brehova a Nižného Žipova), v Slanských vrchoch (na okolí Zamutova) aj vo Vihorlate. Podľa G. P. Bagdasarjana — L. G. Daniloviča (1968) sa aj andezitový vulkanizmus na západe Zakarpatskej Ukrajiny (v oblasti najbližšej Vihorlatu) začal vo vrchnom bádene (pred 15,0 mil. rokmi).

Do vrchného bádenu až stredného sarmatu kladieme podľa výsledkov geologického mapovania a stanoveného absolútneho veku prvú intermediárnu formáciu Vihorlatu, ktorá sa v oblasti centrálneho Vihorlatu z veľkej časti priestorovo prekrýva s tzv. spodnou vulkanickou etážou Vihorlatu, ktorú vyčlenil J. Slávik (1969).

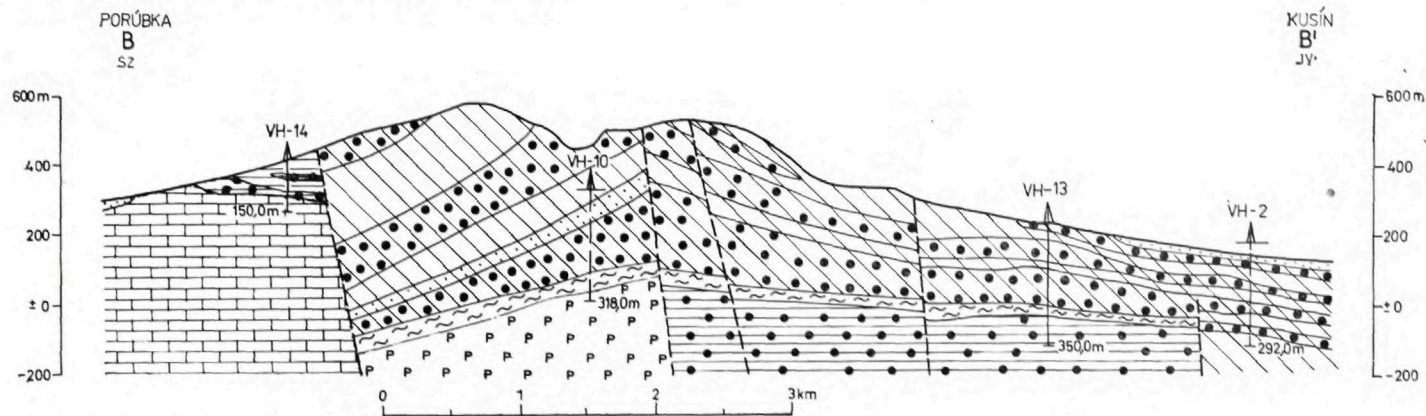
Prvá intermediárna formácia Vihorlatu je rozšírená takmer na celej ploche vulkanického pohoria (obr. 1, 2, 3, 4, 5). Na báze má horniny efuzívno-explozívneho komplexu, najčastejšie xenotufy. Nemá vyvinutý vulkanicko-sedimentárny ani sladkovodný sedimentárny komplex so zvyškami zuhoľnatenej flóry,

coalified plant fragments, andesite tuffaceous breccia, 15 — tuffaceous breccia of augite-hypersthene composition to agglutinated pyroclastics of augite-hypersthene andesite, 16 — two-pyroxene andesite (lava flows), 16a — crater breccia of pyroxene andesite with or without silification, 17 — hypersthene-augite diorite porphyrite (necks), 18 — augite andesite (domatic bodies), 18a — supposed deeper subvolcanic body (according to geophysical results), 19 — high-silica rocks, silicified crater breccia and alumometasomatite (14—16a effusive-explosive complex, 17—19 subvolcanic complex). Fourth intermediate formation (Lower Pannonian): 20 — pyroxene andesite breccia, 21 — tuffaceous agglomerate of hypersthene-augite andesite to andesite-basalt, 22 — lithoclastic and crystalloclastic ash tuff of hypersthene-augite andesite, 23 — hypersthene-augite andesite to andesite-basalt (lava flows), 24 — augite-hypersthene andesite, domatic body and short lava-flow, 25 — two-pyroxene andesite, "summit" domatic bodies, 26 — leucocrate andesite, (nevadite) in "summit" domatic bodies, and short lava flows (20—26 effusive-extrusive complex). Quarternary: 27 — landslide, 28 — eluvium, deluvium and proluvium, 29 — deluvial debris, loam and aluvium, 30 — proluvial sediment. Tectonics: 31 — thrust line in the basement, 32 — faults ascertained and supposed (schematic fault structure of the area), 33 — limits of the volcanotectonic depression, 33a — limits of eruption centres; 34 — geological section line, 35 — propylitized pyroxene andesite, 36 — geological border



Obr. 4. Geologický rez A — A' vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu (orig.). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 4. Geological section A — A' through the volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts. (original). Explanations as in Fig. 3



Obr. 5. Geologický rez B — B' západným Vihorlatom (orig.). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 5. Geological section B — B' crossing the western Vihorlat Mts. (original). Explanations as in Fig. 3

ktoré sú typické pre bázu tretej intermediárnej formácie Vihorlatu. Na základe uvedených znakov možno obidve tieto formácie presne odlíšiť. Rozdielny vývoj bazálnych častí obidvoch vekovo odlišných vihorlatských formácií možno vysvetliť takto: Staršia časť prvej intermediárnej formácie sa vytvorila v bádene ešte pred „veľkým vihorlatským ulomením“ (v zmysle J. Slávika 1969 a B. Lešku — J. Slávika 1969), ale tretia intermediárna formácia vznikla vo vrchnom sarmate, t. j. už po zaklesnutí juhovýchodnej časti Vihorlatu pozdĺž vrbnických zlomov, teda po vytvorení podvihorlatskej uhoľnej panvy.

Vo vyššej časti efuzívno-explozívneho komplexu sú lávové prúdy a spolu s nimi sa striedajúce lapilové tufy a hruboulomkovité pyroklastiká. Všetky tieto horniny prvej intermediárnej formácie majú charakter pyroxenických andezitov až andezitbazaltov. Pomerne slabo je zastúpený subvulkanický komplex, a to vo forme ojedinelých pňovitých a kupolovitých telies pyroxenického andezitu až dioritového porfyritu na periférii pohoria (pri Porúbke, pri Modre, pri Sninských Hámroch a v údolí potoka Kamenica). Ďalšiu skupinu subvulkanických telies formácie predstavujú hruboporfyrické andezitdacity tzv. choňkovsko-petrovského typu, ktoré vystupujú vo vnútri a pri okraji centrálnovihorlatskej vulkanotektonickej depresie. Sú zastúpené vo forme pňovitých a dajkovitých telies.

Zistený rádiometrický vek efuzívno-explozívneho komplexu prvej intermediárnej formácie začleneného do vrchného bádenu je zo vzorky AAD-21, AAD-28 a AAD-27. Subvulkanickému komplexu prvej intermediárnej formácie Vihorlatu prisudzujeme spodnosarmatský až strednosarmatský vek. Tento vulkanický komplex je relatívne mladší ako efuzívno-explozívny komplex, lebo ho preráža. Stanovený rádiometrický vek je: vzorka AAD-29 (andezitdacit tzv. choňkovsko-petrovského typu) $11,4 \pm 2,5$ mil. rokov (D. Vass 1977), vzorka 10-1073 (andezit z lomu pri Zemplinských Hámroch) 11,95 mil. rokov (D. Ďurica et al. 1978, D. Vass 1977).

Na možný vrchnobádenský (báden d) až strednosarmatský vek produktov intermediárneho magmatizmu, ktoré zaraďujeme do prvej intermediárnej formácie Vihorlatu, poukazuje aj zistenie, že na všetkých doteraz overených miestach sú v podloží tejto formácie sedimenty nie mladšie ako bádene b, väčšinou paleogénneho až mezozoického veku.

Druhá intermediárna formácia Vihorlatu (stredný sarmat)

Druhá intermediárna formácia je objemovo, plošne a časovo menšou formáciou Vihorlatu. Má amfibolicko-pyroxenické andezitové zloženie, viaže sa na juhozápadný cíp pohoria Vihorlat a v prípade aglomeraticko-tufitickej série (termín M. Brodňana et al. 1959) aj na priľahlé juhovýchodné územie. Jej explozívny až vulkanicko-sedimentárny komplex (t. j. aglomeraticko-tufitická séria) je jediným andezitickým komplexom v celej vihorlatskej oblasti, ktorého stratigrafickú pozíciu dostatočne biostratigraficky potvrdzujú viaceré vrtné práce. V podloží aglomerátovo-tufitickej série sa mikropaleontologicky dokázal spodný sarmat a v jej nadloží na základe makropaleontológie a mikropaleontológie brakický stredný sarmat (O. Jendrejáková — J. Senes — J. Slávik 1957). Podľa toho možno túto sériu zaradiť do najspodnejšej časti stredného sarmatu, čo je v úplnom súlade so stanoveným absolútnym vekom subvulkanického komplexu formácie. Zistený rádiometrický vek

kupolovitých telies amfibolicko-pyroxenického andezitu (subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie) je: vzorka 5-1068 z kóty Viniansky hrad (352,2) 11,95 mil. rokov, vzorka 3-1066 z kameňolomu východne od obce Vinné 11,9 mil. rokov, vzorka 2-1065 z lomu Lancoška 11,95 mil. rokov a vzorka 4-1067 z kameňolomu zo severného svahu kóty Šutová (319,2) 11,7 mil. rokov (D. Ďurica et al. 1978 a D. Vass 1977).

Relatívne mladší vek extruzívnych telies druhej intermediárnej formácie oproti aglomeratico-tufitickej sérii možno doložiť tým, že extruzíva jednak ležia na hrubých pyroklastikách amfibolicko-pyroxenických andezitov, jednak uzavierajú odtrhnuté časti pyroklastík (napr. v lome Šutová). Na základe poznatkov z geologického mapovania tieto pyroklastiká pričleňujeme k vrchnej časti aglomeratico-tufitickej série.

Tretia intermediárna formácia Vihorlatu (vrchný sarmat)

Má nepatrne zastúpený vulkanicko-sedimentárny komplex so zvyškami zuhoľnatej flóry. Poznáme ho z nadložia spodnej formácie Vihorlatu (z vrtovej RH-1, KL-1, VH-9, VH-13) a pokladáme ho za laterálny ekvivalent spodnej uhoľnej série (termín M. Brodňana et al. 1959). Pravdepodobne sedimentárny vývoj tohto vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia predstavuje sladkovodné uhľonosné súvrstvia (najmä tufického ílu, tufitu, piesčitého ílu a slieňa) z najzápadnejšej časti Vihorlatu, kde tieto sedimenty možno kontinuitne sledovať pod efuzívno-explozívny komplex pyroxenických andezitov. Zachytili sa vo vrtoch TA-I až TA-VII, pričom vrty TA-V a TA-VI severne od Trnavy pri Laborci navrtali v tom súvrství aj stopy po zuhoľnatej flóre (J. Harecek — I. Horváth 1965). Podľa J. Slávika (1969) v oblasti Trnavy nad Laborcom leží pyroklastický vulkanický komplex v nadloží sladkovodného uhľonosného súvrstvia v jarku Šargo.

Pozícia efuzívno-explozívneho komplexu v nadloží uhľonosného sladkovodného súvrstvia priamo dokazuje jeho príslušnosť do mladšej, tretej intermediárnej formácie Vihorlatu.

Efuzívno-explozívny komplex tretej intermediárnej formácie Vihorlatu má veľmi rozsiahle zastúpenie v celom Vihorlate a skladá sa z augiticko-hypersténických andezitov a ich pyroklastických ekvivalentov. Subvulkanický komplex, pňovitý a žilný telesá dioritového porfyritu až kremitého dioritu od potoka Kapka a kupolovité telesá pyroxenického andezitu z rozličných častí vulkanicko-tektonickej depresie a obidve skupiny telies z centrálneho Vihorlatu sú z hľadiska epigenetickej mineralizácie dôležitým komplexom.

Zistený rádiometrický vek efuzívno-explozívneho komplexu tretej intermediárnej formácie je: $11,4 \pm 0,7$ mil. rokov pri vzorke andezitu AAD-20 z kameňolomu severne od Klokočova (J. Slávik et al. 1976); 11,75 mil. rokov pri vzorke andezitu 6-1069 z tej istej lokality a 11,3 mil. rokov pri vzorke andezitu 7-1070 od obce Podhorod (posledné dva údaje o veku sú z práce D. Ďuricu et al. 1978 a D. Vassa 1977).

Na základe vrtného prieskumu a geologického mapovania stanovenej pozície tretej intermediárnej formácie Vihorlatu nad prvou intermediárnou formáciou Vihorlatu, v bezprostrednom nadloží vulkanicko-sedimentárneho komplexu často s odtlačkami zuhoľnatej flóry, a na základe už uvedených rádiometrických

kých kritérií zaraďujeme tretiu intermediárnu formáciu Vihorlatu do vrchného sarmatu (obr. 1, 2, 3, 4, 5).

Štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu (spodný panón)

Štvrtá intermediárna formácia sa neviaže ani na východokarpatské zlomové pásmo smeru SZ—JV, ani na západokarpatské zlomové pásmo smeru SV—JZ. Uvedené zlomy do produktov tohto vulkanizmu už nezasahujú, pretože táto vulkanická epizóda nastala už po základnom tektonickom konsolidovaní oblasti. Výlevy magmy boli v periférnej centrálnovihorlatskej zóne vulkanicko-tektonickej depresie, zrejme po lokálnych zlomových zónach vzniknúcich v súvislosti s konsolidačnými pohybmi predmetnej vulkano-tektonickej štruktúry. Štvrtú intermediárnu formáciu Vihorlatu zastupuje jediný efuzívny $\pm$ explozívny komplex, ktorý sa skladá z centroklinálne vyliatych prúdov, kupol a vrcholových telies pyroxenických andezitov až andezitbazaltov, ako aj z ich nepatrne zastúpených pyroklastík. Táto najmladšia formácia Vihorlatu leží v nadloží prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu (obr. 1, 2). Rádio-metrický vek vrcholovej časti pyroxenických andezitov kóty Vihorlat (1085) štvrtej intermediárnej formácie je $9,3 \pm 0,2$ mil. rokov a $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov (J. Slávik et al. 1976).

Etapy vulkanizmu a ich časový sled

Členenie vulkanického pohoria Vihorlat na formácie zodpovedá prirodzeným litologickým celkom vymedzeným podľa dostupných terénnych údajov. Vyčlenené formácie v podstate odrážajú magmatický a tektonický vývoj v tejto neovulkanickej oblasti, avšak jednotlivé formácie dokumentujú v rozličnej miere uplatňujúce sa regionálne pohyby neogénneho obdobia. Preto na koreláciu s ďalšími oblasťami neovulkanitov Karpát možno vymedzené formácie zoskupiť do etáp odrážajúcich tektonický vývoj orogénneho pásma.

Prvá etapa vulkanizmu

Tektonická korelácia vrchnobádenského ryolitovo-ryodacitového magmatizmu je pre slabú odkrytosť predsarmatských formácií veľmi ťažká. Z jeho geografického rozšírenia je zrejmé, že vrchnobádenský kyslý magmatizmus mal svoje centrá pozdĺž elevačnej štruktúry prebiehajúcej južnejšie, paralelne s bradlovým pásmom. Vo Vihorlate predstavuje prvú a nezávislú etapu vulkanizmu a siaha za hranice tohto horstva.

V predevaporitickom období vrchného bádenu sa na priútesovej elevácii vytvoril rad vulkanických aparátov, z ktorých sa pri opakovaných explóziách do sedimentačného priestoru pri Nižnom Hrabovci, Oreskom a Boroli prenieslo množstvo jemnozrnného a eolicky vytriedeného ryolitového tufu. Podľa V. Gašparíkovej — J. Slávika (1967) sa horizont ryolitového tufu nachoval v morských sedimentoch na hranici orbulínovej a spiroplektamínovej zóny (báden b, c). V záverečnej etape acidného magmatizmu prenikli do subvulkanických úrovní ryodacitové telesá (dómy a kumulodómy) pri Merníku, Lesnej, Hrádku, Bielej hore, Zalužiciach a pri Boroli. Ryolitovo-ryodacitový

magmatizmus vo vihorlatskej oblasti, podobne ako na zemplínskej elevácii (J. Slávik, 1972), pretrval až do morského vrchného bádenu (báden b, c, spiroplektamínová bolivinovo-buliminová zóna).

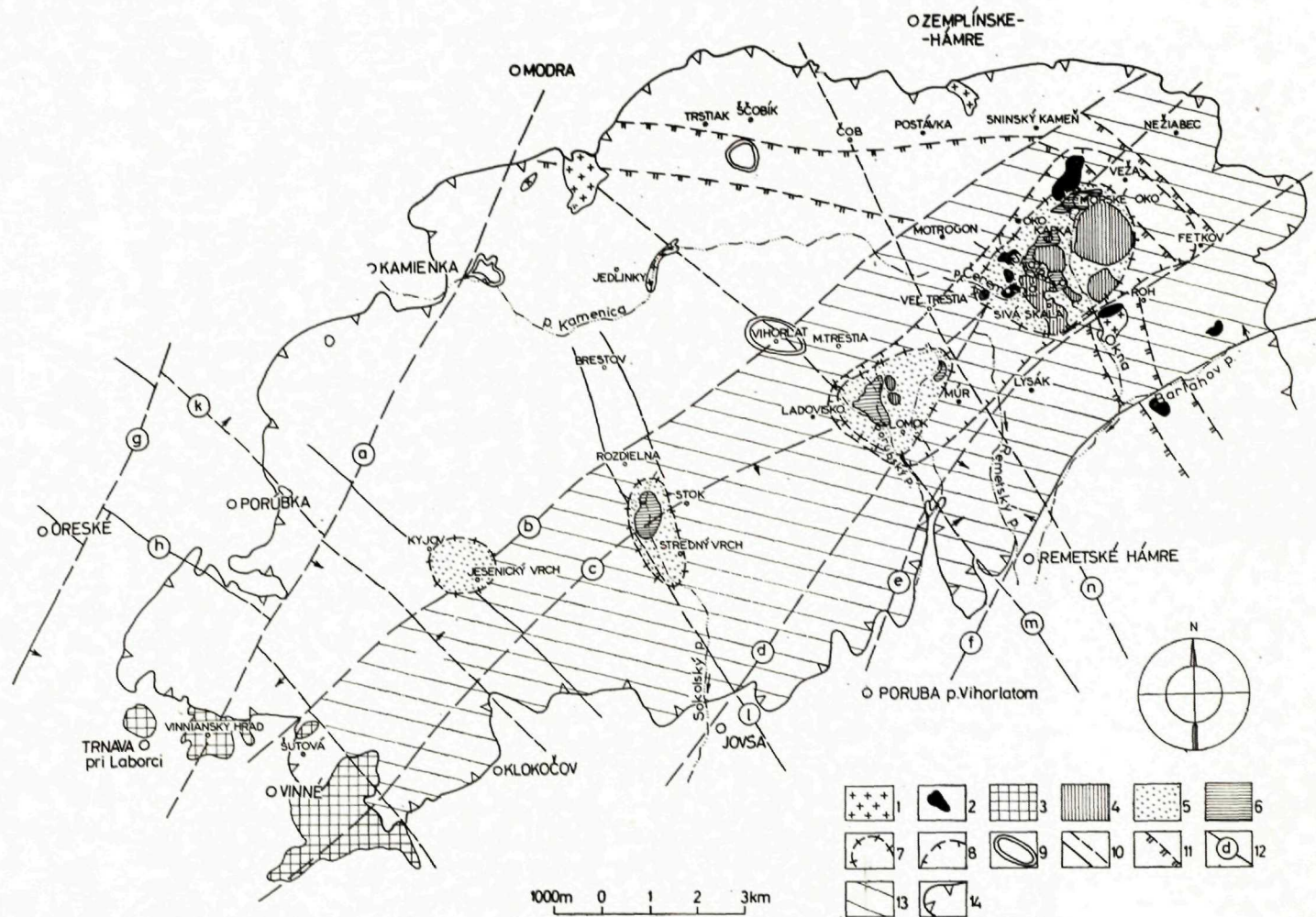
Druhá etapa vulkanizmu

Začiatok vzniku prvej intermediárnej formácie Vihorlatu spadá do rotálievej zóny vysladeného vrchného bádenu d. Explosívno-efuzívny komplex tejto formácie sa vytvoril v súvislosti so silnými orogenetickými pohybmi neskoroštorskej fázy, ktoré spôsobili významné stlačenie magurského priestoru, zvrásnenie čiastkových synklinál a pravdepodobne aj výzdvih flyšového sedimentárneho priestoru na sever od bradlového pásma a vznik humensko-užhorodskej hraste. Na druhej strane sa v súvislosti s veľkými subsidenčnými pohybmi neogénnej molasy vo vrchnom bádene a v spodnom sarmate rejuvenizovali staršie tektonické zóny a uvoľnilo sa bočné stláčanie, a tak vznikli diferencované vertikálne pohyby, zapríčiňujúce blokový rozpad územia. V miestach križovania sa hlavných pozdĺžnych zlomov smeru SZ—JV a priečných zlomov smeru JV—SV, ktoré museli zasahovať do podkôrových úrovní, vznikli magmatické krby a nadväzne na to rozsiahla vulkanická činnosť (vytvorenie efuzívno-explozívneho komplexu). Po staršom vulkanizme vznikol v strednom sarmate, v období dozvukov vrchnobádenských tektonických pohybov, subvulkanický komplex tejto formácie.

V spojitosti s prvou etapou tejto časti intermediárneho vulkanizmu Vihorlatu fungovali vo vrchnom bádene až strednom sarmate tieto vulkanické centrá: pri Morskom oku (pri potoku Kapka), v závere Porubského potoka, v závere Sokolského potoka a pod kótou Kyjov (821). Tieto centrá, ležiace v mobilnej zóne na vrbnickej hrastovitej štruktúre medzi vinianskym a porubským zlomom (termíny B. Leško — J. Slávik 1969), spôsobili vznik štyroch, z hľadiska metalogenézy najvýznamnejších, vzájomne sa prekrývajúcich vulkanických aparátov. Na severe územia sa pod kótou Šobík (780,3) pri Valaškovciach a východne od Kamiienky pod kótou Ostrá stráň (492,4) na základe mohutných kráterových vulkanických brekcií andezitu (v priemere 1,5—4,0 m) zistili dve ďalšie menšie vulkanické centrá tejto etapy vulkanizmu. Aparáty vytvorené okolo nich majú približne rovnaký stratovulkanický štýl stavby.

Druhá intermediárna formácia mala takúto dynamiku vzniku: Významné pohyby pozdĺž priečných vrbnicových zlomov smeru SV—JZ boli vo vyššom sarmate. Do pohybu sa dostal trnavský, klokočovský aj michalovsko-jovsiansky zlom. Na miestach, kde tieto zlomy prekrížili krivoštiansko-sejkovský zlom, južný obmedzujúci zlom humensko-užhorodskej hraste, prenikli na povrch magmatické produkty formácie (J. Slávik 1969). V prvej časti mal magmatizmus explozívno-efuzívny charakter, s veľkou prevahou pyroklastík (vznik aglomeratico-tufitickej série v zmysle M. Brodňana et al. 1959), a prejavil sa najmä v podvihorlatskej depresnej oblasti medzi obcami Vinné—Fekišovce a Hnojné. Subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie, t. j. pole kumulovaných dómatických telies a plytšie subvulkanické intruzíva, je na rozdiel od aglomeratico-tufitickej série rozšírený hlavne na vyzdvihnutom elevačnom bloku v priestore Medveďova, Vinného a Trnavy pri Laborci.

V zhode s J. Slávikom et al. (1969) a M. Kaličiakom (1972) kla-



dieme vulkanické centrum tejto etapy magmatizmu na severný okraj kupoly Šutová severozápadne od Vinianskeho jazera, kde možno na viacerých miestach vidieť výrazné vertikálne laminančné plochy a vertikálne orientované uzavreniny vulkanicko-klastických hornín. Podľa výsledkov granulometrického výskumu a mocnosti vulkanitov pod prikrývkou vrchnosarmatských sedimentov situoval J. Slávik (1969) ďalšie centrum tejto etapy vulkanizmu niekoľko km na JV od Vinného. V súčasnosti z produktov tejto formácie vystupujú na povrch len pozostatky veľmi erodovaného vulkanického aparátu s erupčným centrom na severnom okraji kupoly Šutová.

Predpokladáme, že sa v závere druhej etapy magmatizmu Vihorlatu na starších vrchnobádenských vulkanických centrách pri Morskom oku a potoku Kapka, v záveroch Porubského potoka a Sokoľského potoka uplatnila solfatárno-fumarolová a hydrotermálna činnosť a vznikli sekundárne kvarcity. Z týchto erupčných centier sa postupne vytvárali centrálné vulkanické zóny (obr. 1, 4 a 6).

Obr. 6. Centrálné vulkanické zóny Vihorlatu. Situačná mapa (orig.)

1 — augiticko-hyperstenický andezit, kupulovité telesá, 2 — leukokratický kyslý andezit až andezitdacit, pňovité, žilné a kupulovité telesá (1–2 — subvulkanický komplex prvej intermediárnej formácie), 3 — amfibolicko-pyroxenické andezity až andezitdacity, kupulovité telesá (subvulkanický komplex druhej intermediárnej formácie), 4 — augitický andezit, kupulovité telesá s výskytom malých pňovitých a žilných telies dioritového porfyritu, 5 — propylitizované andezitické horniny centrálnych vulkanických zón, 6 — sekundárne kvarcity, alumometasomatity (4–6 — tretia intermediárna formácia), 7 — hranice centrálnej vulkanickej zóny, 8 — hranice vulkanicko-tektonickej zóny, 9 — hranice erupčného centra, 10 — zistené a predpokladané zlomy, 11 — násunové línie bradlového pásma, 12 — označenie zlomov: *a* = trnavský zlom, *b* = viniansky zlom, *c* = klokočovský zlom, *d* = michalovsko-jovsianský zlom, *e* = porubský zlom, *f* = remetský zlom, *g* = oreský zlom, *h* = krivoštiansko-sejkovský zlom, *k* = humensko-sobrancecký zlom, *l* = horniansky zlom, *m* = choňkovský zlom, *n* = borolský zlom (*a–g* — priečne zlomy vrbnického systému, *h–n* — pozdĺžne zlomy), názvy zlomov podľa J. Slávika (1969), 13 — mobilné pásmo vrbnických zlomov, 14 — hranice vulkanického pohoria (vonkajšej vulkanickej zóny)

Fig. 6. Internal volcanic zones of the Vihorlat Mts., sketch map (original). Explanations: 1 — augite-hypersthene andesite (domatic bodies), 2 — leucocratic acid andesite to andesite-dacite (necks, dykes and domatic bodies). 1–2 — subvolcanic complex of the first intermediate formation, 3 — amphibole-pyroxene andesite to andesite-dacite (domatic bodies in the subvolcanic complex of the second intermediate formation), 4 — augite andesite (domatic bodies containing small necks and dykes of diorite porphyrite), 5 — propylitized andesite of internal volcanic zones, 6 — high-silica rock, alumometasomatite, 4–6 third intermediate formation, 7 — limits of the internal volcanic zone, 8 — limits of the internal volcanic zone, 8 — limits of the volcanotectonic zone, 9 — limits of the eruption centre, 10 — ascertained and supposed faults, 11 — thrust lines of the Pieniny klippen belt, 12 — faults: *a* — the Tarnava fault, *b* — Vinné fault, *c* — Klokočov fault, *d* — Michalovce–Jovsa fault, *e* — Poruba fault, *f* — Remetské Hámre fault, *g* — Oreské fault, *h* — Krivošťany–Sejkov fault, *k* — Humenné–Sobrance fault, *l* — Horná fault, *m* — Choňkovce fault, *n* — Borolfa fault (*a–g* transversal faults of the Vrbnica fault system, *h–n* longitudinal faults. Fault names according to J. Slávik 1969), 13 — mobile belt of the Vrbnica fault system, 14 — limits of the volcanic range (limits of external volcanic zone)

Tretia etapa vulkanizmu

Tretiu etapu magmatizmu Vihorlatu spájame s aktivitou atickej fázy, keď sa zlomy priečného vrbnického systému opäť dostali do pohybu a v miestach, kde prekrížili zlomy smeru SZ—JV, sa prejavila vulkanická aktivita. Vo vlastnom Vihorlate v podstate vznikli a vyvíjali sa dva mohutné vulkanické aparáty s vulkanickými centrami na kóte Vihorlat (1075,4) a pod kótou Kyjov (821). Okolo obidvoch vulkanických centier sú koncentricky rozmiestnené produkty efuzívno-explozívneho komplexu, striedajúce sa polohy andezitických láv a pyroklastik. V závere etapy vystúpili produkty subvulkanického komplexu, povrchové extrúzivne telesá, plytšie aj hlbínnejšie subvulkanické intruzíva. Produkty subvulkanického komplexu sa sústreďujú najmä vo vnútornej časti kolapsovanej centrálnej zóny Morského oka. S rozsiahlou hydrotermálnou činnosťou na konci tejto etapy magmatizmu súvisel ďalší vývoj a dotvorenie sa alumometasomatitov a sekundárnych kvarcitov pozdĺž vertikálnych štruktúr starých erupčných centier vrchnobádenského až strednosarmatského magmatizmu.

Štvrtá etapa vulkanizmu

Produkty štvrtej intermediárnej formácie Vihorlatu vystúpili v spodnom panóne, a to po veľkom časovom odstupe oproti produktom tretej etapy magmatizmu. Zatiaľ čo najmladšie členy tretej intermediárnej formácie Vihorlatu majú absolútny vek okolo 11 miliónov rokov, produkty štvrtej formácie majú okolo 9 miliónov rokov. Pre túto formáciu je charakteristické, že z nej rozsiahlejšie vulkanické aparáty nevznikli. Okolo mnohých malých erupčných centier, na kóte Vihorlat (1075,4), na kóte Veľká Trestia (950,9), na kóte Motrogon (1017,0), na kóte Čob (865,3), Veža (926,0) a inde, vznikli len veľmi malé vulkanické aparáty, resp. len ojedinelé vrcholové telesá tejto etapy vulkanizmu.

Vulkanicko-tektonická depresia a centrálne vulkanické zóny Vihorlatu

Vulkanicko-tektonická depresia centrálneho Vihorlatu sa vymedzila pri geologickom mapovaní a pri geofyzikálnom výskume medzi kótami Sninský kameň (1004,6), Roh (857,5), Lomok (590,4), Malá Trestia (965,4) a Motrogon (1017,9).

V záverečnej fáze vzniku prvej intermediárnej formácie Vihorlatu po oslabení magmatickej činnosti poklesli centrálne, prikráterové časti obidvoch priestorovo blízkych vulkanických aparátov s erupčnými centrami pri Morskom oku (pri potoku Kapka) a v závere Porubského potoka. Nad erupčnými centrami obidvoch vulkanických aparátov sa tak vytvorila spoločná vulkanicko-tektonická depresia pretiahnutá v smere SV—JZ. Pokles nastal pozdĺž starých, ale stále živých zlomových línií vrbnického priečného zlomového systému, a to na miestach ich prekríženia s pozdĺžnymi zlomami, ktoré sprevádzajú pieninské bradlové pásmo.

V priebehu vytvárania sa hlavne efuzívno-explozívnych komplexov tretej a štvrtej intermediárnej formácie Vihorlatu boli najmä okrajové časti vulkanicko-tektonickej depresie prekryté mladšími, nepremenými vulkanickými produktmi so stratovulkanickým štýlom stavby (obr. 3).

V prestávke medzi formovaním sa prvej intermediárnej formácie, najmä však v záverečnom štádiu vzniku tretej intermediárnej formácie, boli časti vulkanicko-tektonickej depresie, najmä v miestach pôvodných erupčných centier, pod intenzívnym vplyvom pneumatolyticko-hydrotermálnych agencií. Osobitne intenzívne boli tieto „postmagmatické procesy“ po vzniku subvulkanického komplexu tretej intermediárnej formácie, keď sa pod bariérou hornín tejto formácie, na miestach bývalých erupčných centier prvej intermediárnej formácie (pri Morskom oku a v závere Porubského potoka), uskutočnili metasomatické procesy, silifikácia a alumometasomatóza vertikálnych štruktúr. V priestore vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu sa tak vytvorili centrálne vulkanické zóny Morského oka a záveru Porubského potoka, obidve charakteristické prítomnosťou pneumatolytický a hydrotermálne premenených hornín a subvulkanických intruzívnych telies.

Pri výstupe subvulkanických telies v závere tretej etapy magmatizmu sa poklesnuté časti vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu opäť čiastočne vyzdvihli.

Okrem tejto vulkanicko-tektonickej depresie v závere Sokolského potoka a pod kótou Kyjov vznikli centrálne vulkanické zóny s podobnou geologickou charakteristikou. Azda najlepšiu predstavu o nich dáva geologická interpretácia magnetických izoanomál ΔT v oblasti západného Vihorlatu (obr. 9). Rozmiestnenie intenzívnych pozitívnych anomálií ΔT ($h = 300$ m) ukazuje, že obidve centrálne vulkanické zóny sú na vrbnických štruktúrach smeru SV—JZ na miestach prekríženia s pozdĺžnymi zlomami smeru SZ—JV. Tunajšie plošne rozsiahle intenzívne magnetické anomálie, aké vo Vihorlate nemajú obdobu, pravdepodobne indikujú rozsiahlejšie subvulkanické erupzívne telesá. Na detaile (obr. 10) z centrálnej vulkanickej zóny pod kótou Kyjov vidieť, že okolo tejto zóny, ktorú tvoria propylitizované a pyritizované andezity, je vonkajšia kruhová zóna čerstvých dvojpyroxenických andezitov a tufobrekcií týchto hornín. Lávové prúdy andezitov centroklinálne upadajú pod uhlom 8—45°.

Poznatky o bádaných štyroch centrálnych vulkanických zónach možno zhrnúť takto: Všetky sú umiestnené v mobilnej zóne štruktúry vrbnických zlomov smeru SV—JZ, pričom najmenej odkrytá je juhozápadná centrálna zóna pod kótou Kyjov, ktorá úroveň sekundárnych kvarcitov vôbec nedosahuje. Hlbšie sú odkryté centrálne vulkanické zóny v závere Sokolského potoka a Porubského potoka. V závere Sokolského potoka sú zastúpené sekundárne kvarcity s kremeňom, tridymitom, turmalínom a topásom. V závere Porubského potoka k nim pristupuje andaluzit, mullit a hematit a silicifikované a turmalinizované kráterové brekcie. V centrálnej vulkanickej zóne Porubského potoka sú aj extruzívne vulkanické telesá, ktoré sú v hĺbke, podľa interpretácie výsledkov geofyziky (M. Filo et al. 1975), reprezentované plutonickými telesami.

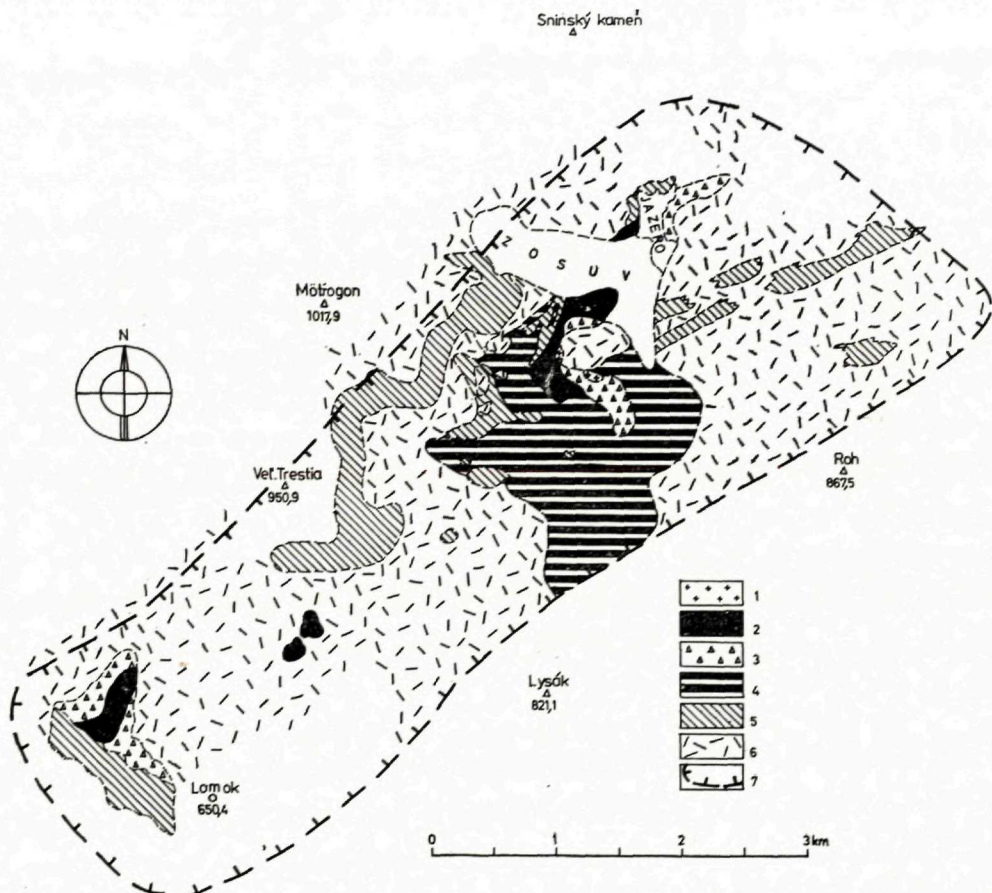
Podľa pestrosti minerálnej a horninovej asociácie najhlbšie je odkrytá centrálna vulkanická zóna Morského oka (obr. 6).

Epigenetická mineralizácia

Na pne a kupolovité subvulkanické telesá vrchnobádenských ryodacitov úvodnej, acidnej formácie sa viaže ortuťová mineralizácia pri Merníku a pri Dubriniči na Zakarpatskej Ukrajine v ZSSR. Z terénov od Dubriniči je známe,

že telesá ryodacitov v hĺbke prechádzajú do intruzívnych telies mikrogranodioritov (B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1974).

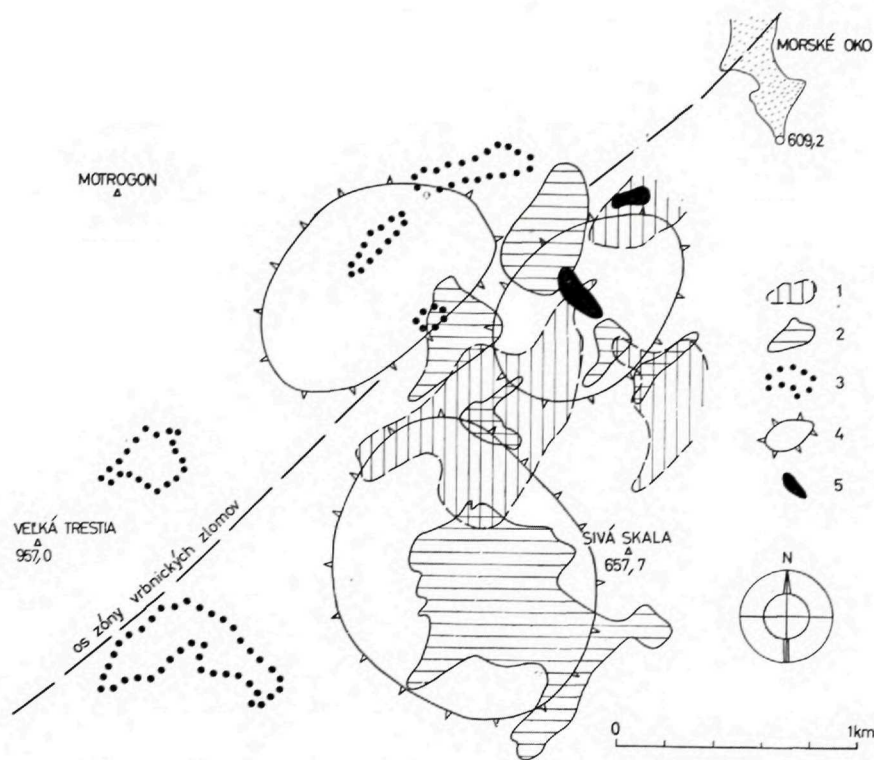
Vo vlastnom Vihorlate sú najvýznamnejšie indicie epigenetickej rudnej mineralizácie späté s trefou intermediárnou formáciou, situačne na JZ od jazera Morské oko, uprostred centrálnej vulkanickej zóny. Ich atraktivnosť zvyšuje fakt, že sa tu geofyzikálnymi metódami v priestore výskytov malých telies dioritových porfyrítov v hĺbke okolo 550 až 850 m vymedzilo veľmi pravdepodobné a rozsiahle intruzívne teleso s plochou okolo 3 km² (M. Filo et al.



Obr. 7. Premeny vo vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu (orig.)

1 — hyperstenicko-augitický dioritový porfyrít, pňovité telesá, 2 — sekundárne kvarcify, alumometasomatity (topás, andaluzit, korund), 3 — silicifikované kráterové brekcie, 4 — vysokoteplotná propylitizácia (kalcit, kremenn, pyrotín, pyrit), 5 — argilitizácia, 6 — chloritizácia ($\pm$ pyrit), 7 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie

Fig. 7. Alterations of the volcanotectonic depression in the central Vihorlat Mts. (original). Explanations: 1 — hypersthene-augite diorite porphyrite (necks), 2 — high-silica rock, alumometasomatite (topas, andalusite, corundum), 3 — silicified crater breccia, 4 — propylitization by elevated temperature (calcite, quartz, pyrrhotite, pyrite), 5 — argillitisation, 6 — chloritisation with or without pyrite, 7 — limits of the volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts.



Obr. 8 Anomálie geochemie a geofyziky vo vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu

1 — súhrnná anomália Mo—Bi—Sn (v pôde), 2 — súhrnná anomália Pb—Zn—Ag (v pôde), 3 — anomália Hg (v pôde), 4 — elevácia hlbšieho subvulkanického telesa (na základe geofyziky), 5 — povrchové východy plytších subvulkanických telies (porfyrítov)

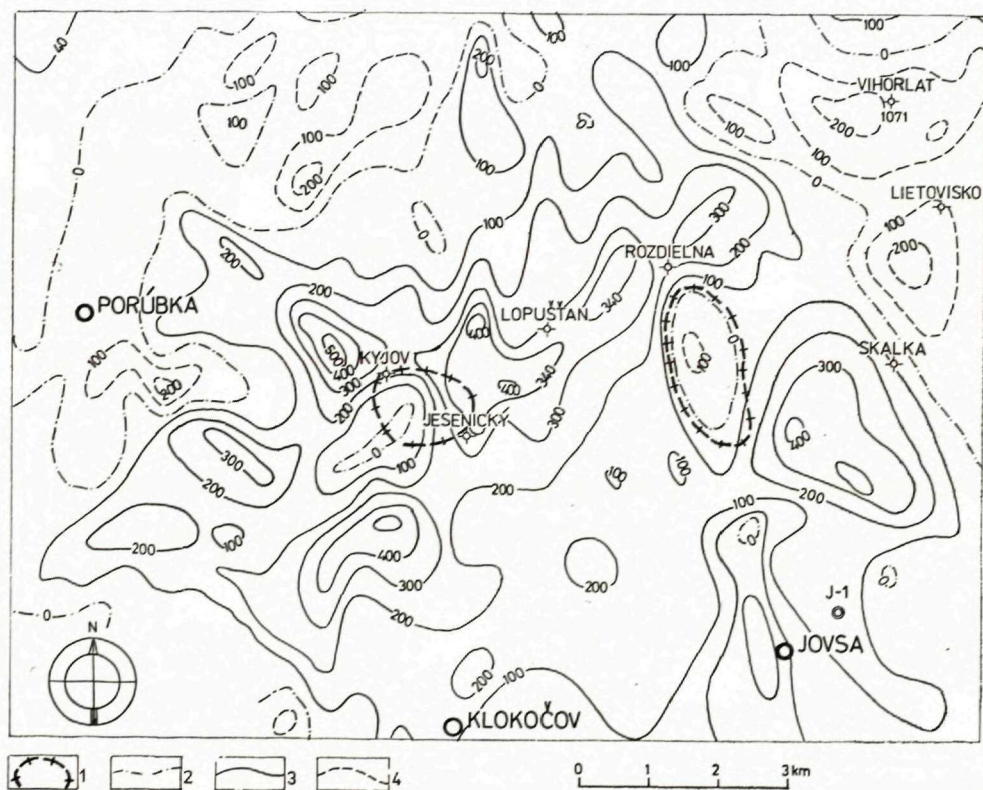
Fig. 8. Geochemical and geophysical anomalies in the volcanotectonic depression of central Vihorlat Mts. Explanations: 1 — cumulative anomaly of molybdenium—bismuth—tin in soils, 2 — cumulative anomaly of lead—zinc—silver in soils, 3 — mercury anomaly in soils, 4 — elevations of the deeper subvolcanic body according to geophysics, 5 — surficial outcrops of shallower subvolcanic bodies (porphyrite)

1975). Nad týmto možným plutonickým telesom prevráta hydrogeologický vrt VH-4 pri potoku Čeremošná po celom 201 m dlhom vertikálnom profile intenzívne karbonatizovanú a silicifikovanú efuzívno-explozívnu skupinu hornín pyroxenického andezitu s chudobnou, ale vytrvalou impregnačnou mineralizáciou pyrotínu, pyritu, sfaleritu, chalkopyritu a podľa mikroskopických výskumov (R. Ďuďa 1974) aj arzenopyritu a stanínu (obr. 3, 4, 6). Jadro centrálnej zóny je z kupolovitého telesa pyroxenického andezitu preniknutého žilnými a pňovitými telesami dioritového porfyrítu až do kremitého dioritu. Približne na kontaktoch dioritických hornín je okolo 100—200 m hrubá, viac-menej polkruhová zóna masívnych sekundárnych kvarcitov a silicifikovaných dutinkovitých kráterových brekcií. Hlavnými zložkami masívnych sekun-

dárnych kvarcitov sú: kremeň, topás, andaluzit, diaspor, böhmit, prírodný mullit a korund (Z. Bacsó, 1971, J. Derco et al. 1977). Z rudných minerálov sú tu podľa R. Ďuďu (1974) drobné výskyty Mo—Bi-minerálov, tetradymit a wehrilit. V silicifikovaných kráterových brekciách je z epigenetických minerálov zastúpený kremeň, ílovité minerály, hematit a turmalín. Ďalšiu, externejšiu, približne oválnu zónu aparátu tvoria propylitizované magmatické horniny s novovzniknutým kalcitom, kremeňom, chloritom, pyrotínom, pyritom, ílovitými minerálmi a miestami aj so sfaleritom (obr. 7).

Podľa mineralizácie predpokladáme pod vulkanitmi granitoidné teleso.

V pôde nad sekundárnymi kvarcitmi a nad vnútornou zónou propylitizovaných andezitoidných hornín sme zistili metalometrické anomálie Mo, Bi, Sn



Obr. 9. Geologická interpretácia magnetických izoanomálií ΔT v oblasti západného Vihorlatu (výška letu 300 m n. m., autor pôvodnej mapy izoanomálií ΔT L. Beneš, 1972)

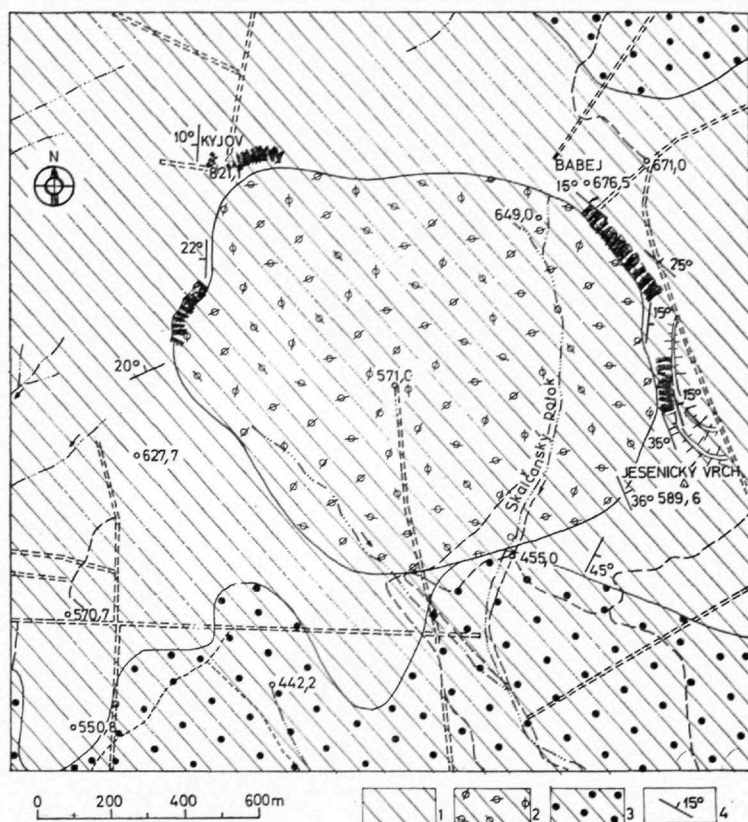
1 — približné ohraničenie centrálnej vulkanickej zóny, 2 — nulová izoanomália, 3 — kladná izoanomália, 4 — záporná izoanomália

Fig. 9. Geological interpretation of magnetic isoanomalies ΔT in the area of western Vihorlat Mts. (flight altitude 300 m. a. s. l., isoanomalies according to L. Beneš 1972). Explanations: 1 — approximate contour of the internal volcanic zone, 2 — zero isoanomaly, 3 — positive isoanomaly, 4 — negative isoanomaly

a F. Nad vonkajšou zónou propylitizovaných magmatitov (ďalej od telies sekundárnych kvarcitov), najmä v priestore Čeremošianskeho potoka a v hornej časti Skalného potoka, sú známe pôdne metalometrické anomálie Zn, Ag a Pb. V obidvoch skupinách prvkov dosahuje anomálny obsah trojnásobok až osemdesiatnásobok miestneho priemeru (obr. 8).

Periférne pásmo vplyvu opísanej centrálnej vulkanickej zóny budujú chloritizované a argilitizované horniny. V argilitizovaných vulkanitoch sme zistili šlichové i metalometrické anomálie Hg.

Na záver zdôrazňujeme, že rozšírenie centrálnych zón s prejavmi fluórovej



Obr. 10. Geologický detail centrálnej vulkanickej zóny pod kótou Kyjov (orig.)

1 — nepremenené lávové prúdy pyroxenických andezitov vo vonkajšej vulkanickej zóne, 2 — propylitizované pyroxenické andezitové horniny vnútri centrálnej vulkanickej zóny, 3 — nepremenené tufové brekcie vo vonkajšej vulkanickej zóne, 4 — smer a uhol sklonu lávových prúdov pyroxenických andezitov vonkajšej vulkanickej zóny

Fig. 10. Detail of the internal volcanic zone below the Kyjov elevational spot (821 m), original. zone, 1 — unaltered pyroxene andesite in lava flows of the external volcanic zone, 2 — propylitized pyroxene andesite inside of the internal volcanic zone, 3 — unaltered tuffaceous breccia in the external volcanic zone, 4 — strike and dip angles of pyroxene andesite lava flows in the external volcanic zone

a alumometasomatózy vymedzuje vihorlatskú metalotektonickú zónu, teda tú časť Vihorlatu, ktorá je podľa našich doterajších poznatkov na ekonomicky významnú koncentráciu rudných a nerudných epigenetických minerálov najperspektívnejšia.

Doručené 9. 9. 1978

Odporučil V. Konečný

LITERATÚRA

- Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. *Mineralia slov.*, 3, 16, s. 247–270.
- Bagdasarjan, G. P. — Danilovič, L. G. 1968: Novyje dannyje ob absoľutnom vozraste vulkaničeskich obrazovanij Zakarpatja. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.*, No. 9, s. 15–23.
- Bagdasarjan, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 87–96.
- Beneš, L. 1972: Letecké geofyzikálne merenia ve východoslovenských neovulkanitech. [Technická správa za rok 1971.] Manuskript — Geofyzika Brno.
- Brodňan, M. — Dobra, E. — Polášek, S. — Prokšová, D. — Račický, M. — Slávik, J. — Sýkorová, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhľovej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, s. 6–69.
- Derco, J. — Kozáč, J. — Očenáš, D. — 1977: Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárnych kvarcitov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate. *Mineralia slov.*, 9, s. 185–205.
- Đuđa, R. 1974: Opis rudných minerálov z lokality Remetské Hámre. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 14 s.
- Đurica, D. — Kaličiak, M. — Kreuzer, H. — Müller, P. — Orlický, O. — Slávik, J. — Tözsér, J. — Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. úst. geol.* 53, s. 75–88.
- Filo, M. — Medo, S. — Pospíšil, L. 1975: Remetské Hámre — Hg, geofyzikálny prieskum 1971–1973. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Gašparíková, V. — Slávik, J. 1967: Spodný tortón s. l. v SV časti Vihorlatu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 43, s. 1.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, 419–448.
- Harcek, J. — Horváth, I. 1965: Správa z vyhľadávacieho prieskumu Podvihorlatie — halloyzit so stavom I. V. 1965. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 97 s.
- Hejtman, B. 1956: Všeobecná petrografie vyvrelých hornin. Praha, Nakl. ČSAV, s. 51–52.
- Hejtman, B. 1957: Systematická petrografia vyvrelých hornin. Praha, Nakl. ČSAV, s. 102–116 a s. 152–220.
- Janáček, J. 1959: Stratigrafia, tektonika a paleografia neogénu východného Slovenska. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 52.
- Jendrejáková, O. — Seneš, J. — Slávik, J. 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn 14 v podvihorlatskej lignitovej panve. — *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 11, s. 42–49.
- Kaličiak, M. 1972: Základný geologický výskum neovulkanitov západnej časti Vihorlatu. Manuskript — Geofond Bratislava. 60 s.
- Kocák, A. — Čverčko, J. 1964: Zpráva o strukturním průzkumu v severo-východní části Potiské nížiny. *Spr. geol. výsk. (Bratislava)*, 2.
- Koptev, V. S. — Dvornikov, V. S. — Jefremo va S. V. 1972: Sovremennoje sostojanie terminologii i nomenklatury izveržennych porod. In: *Magmatizm, formacii kristaličeskich porod i glubiny Zemli*. Moskva, Nauka, s. 242–286.

- Kruglov, S. S. 1971: Geologičeskoje strojenije Karpat. Trudy UkrNIGRI, 25, s. 100—141.
- Leško, B. — Kullmanová, A. — Mořkovský, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? Mineralia slov., 9, s. 221—233.
- Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 47, s. 133—149.
- Marschalko, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpatského bloku v kriede a v paleogéne a ich geotektonický význam. Čs. geológia a globálna tektonika. Smolenice — Bratislava.
- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1974: Glubinnye razlomy, neogenovyj magmatizm i orudenije Zakarpatija. Lvov. Izd. Lvov. Universiteta. 173 s.
- Orlický, O. — Pagáč, P. — Slávik, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 21, 1, s. 153—166.
- Repčok, J. 1977: Stopy po delení uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, ser. min. petrogr. lož. geol., 3, s. 175—196.
- Slávik, J. 1964: Ryolitový tuf z lokality Oreské. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 33, s. 125—130.
- Slávik, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Bratislava. 214 s.
- Slávik, J. — Konečný, V. 1972: Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 59, s. 9—38.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Dizertačná práca DrSc.] Manuskript — Bratislava, 341 s.
- Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. 1976: Radiometrickie vzrasty vulkanických porod Vigorlata i Slanskich gor. Mineralia slov., 8, s. 319—334.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložja zakarpatskej prehlbeniny. Mineralia slov., 8, s. 395—406.
- Tolstoj, M. I. — Gasanov, J. L. — Moľjavko, I. M. — Ostafijčuk, I. M. — Prodajvoda, G. F. — Serga, A. J. — Suchorada, M. I. 1976: Geochimija, petrofizika i voprosy genezisa novějších vulkanitov sovetskich Karpat. Kiev, Izd. Kiev. Universiteta. 188 s.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložja. Mineralia slov., 7, s. 81—104.
- Vass, D. 1977: Radiometrický výskum neogénnych vulkanických hornín z východného Slovenska. Manuskript — Nafta Michalovce. 38 s.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the neogene covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, p. 399—436.

Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia) and their relations to tectonics and to epigenetic mineralisation

ZOLTÁN BACSÓ

New results of geological mapping, field geophysics (M. Filo et al. 1975) and new radiometric age determinations of magmatic rocks (J. Slávik et al. 1976, D. Ďurica et al. 1977, D. Vass 1977) yielded also new data on relations of tectonics, magmatism and epigenetic mineralisation in the Vihorlat Mts. It appeared, that the conception according to which only longitudinal structures may have played important role in the development of intermediate

volcanism during the Neogene even in the Vihorlat Mts. as it is accepted for Popričný and Gutin Mts. of Eastern Slovakia and Transcarpathian Ukraine, is not entirely correct. Such tectonic background was presented on schematic maps of the Vihorlat Mts. (O. Orlický et al. 1970, J. Slávik — V. Konečný 1972, J. Tözsér — R. Rudinec 1975). According to previous opinions (B. Leško — J. Slávik 1969, J. Slávik 1969, 1973), an important role was ascribed to the transversal Vrbnica fault system only in the generation of the Podvihorlatská coal basin or in the course of hydrothermal processes. During the neovolcanic activity in the Vihorlat Mts., only a minor neck swarm of basaltoandesite in the southern vicinity of Lodomírov village has been related to movements on the transversal Lodomírov fault belonging to the Vrbnica fault system.

Among new and important results of the present work is that the Vrbnica fault system running in SW—NE direction played the decisive role in the whole extent of Vihorlat Mts. (to the W—NW from Okna and Barlahov brooks) during the whole intermediate neovolcanic activity.

Presented new interpretation of the geological structure enforced to abandon the so far used subdivision of the Vihorlat Mts. edifice into the "Kyjov—Orechová" and "Valašková" formations (O. Orlický et al. 1970). According to the presented formational analysis, previously delimited volcanic formations (l. c.) belong partly to the newly defined first, third and fourth intermediate formation, however manifesting different spatial and chronological relations.

Main structures of the Vihorlat Mts. area

Peculiar position of the Vihorlat Mts., when compared with the Popričný Mts. but mainly with the Gutin Mts. in Transcarpathian Ukraine, results from its position on the transversal Vrbnica fault system regarding main structural elements of the Carpathians. This fault system represents the geological and structural boundary between Western and Eastern Carpathians (P. Grecula et al. 1977). The Vrbnica fault system is interpreted as NE continuation of the Transcarpathian deep-seated fault belt (the Zagreb—Kulcs line according to Gy. Wein 1969). This quality contributed to its priority role in localisation of magmatic and mineralisation features in the Vihorlat Mts.

The preponderant structural relation of intermediate neovolcanic formations in the Vihorlat Mts. to structures having SW—NE orientation (and not to faults running parallel with the Pieniny klippen belt) appears from the location of almost all important volcanic apparatuses or volcanic centres on faults of SW—NE strike. So it is near to Morské Oko lake, in the source area of Porubský and Sokolský brooks, around the Vihorlat peak and Kyjov elevational spot. The anomalous morphological and structural orientation of Vihorlat Mts. which is perpendicular to more southeasterly and areally more extended portions of the neovolcanic range mainly in Transcarpathian Ukraine, has been also caused by structural relations of magmatic masses in the Vihorlat Mts. to the Vrbnica fault system.

Considering that this question concerns fundamental feature of the Vihorlat Mts. structure, some other proofs should be mentioned. All drillings piercing the whole profile of magmatites (drill-holes RH-1, KL-1, VH-9 and VH-13,

fig. 1) in the area lying S—SE from the line Kyjov high elevational spot (821 m a. s. l.) — Vihorlat peak (1075 m) — Velká Trestia elevational spot (951 m), ascertained in all cases the presence of a volcano-sedimentary complex between effusive-explosive complexes composed solely by neovolcanites. This volcano-sedimentary complex is probably the equivalent of "Lower coal-bearing series" (according to M. Brodňan et al. 1959). The ascertained volcano-sedimentary complex is a proof for the existence of two temporally different formations of volcanites (the first and third intermediate ones) in this area. Contrarily, drill-holes located to the N from the indicatel boundary, ascertained a sole effusive-explosive complex of volcanic rocks (fig. 1—5), corresponding to the first intermediate formation of Vihorlat Mts. Detailed description of newly delimited formations is given in further parts of the paper.

Estimating relations between tectonics, magmatism and epigenetic mineralisation of the Vihorlat Mts., or in continuing neovolcanic structures of Gutin Mts. in the Transcarpathian Ukraine, the role of the Carpathian klippen belt represents a first-rate question. Soviet authors (S. S. Kruglov 1971, B. V. Merlich — S. M. Spitkovskaya 1974, V. G. Sviridenko 1976) ascribed features of a deep-seated fault of crucial importance to the klippen belt during the generation of the whole neovolcanic range. Others (J. Slávik 1969, R. Marschalko 1976, B. Leško et al. 1977 a. o.) considerer the klippen belt as surficial expression of nappe or thrust lines along which tectonic units of higher order became in contact (J. Slávik 1976). In any case, the Pieniny klippen belt is a regional discontinuity belt and movements along it co-operated in development of neovolcanites and related mineralisation, though in lesser extent as the Vrbnica fault system.

Subvolcanic magmatic bodies and related epigenetic mineralisation frequently occur on places where the klippen belt is crossed by perpendicular fault lines (near the Merník village and in the Morské Oko lake area of the Vihorlat Mts., as well as on several places in Transcarpathian Ukraine).

Neovolcanic formations of the Vihorlat Mts.

The new formational grouping of magmatites in the Vihorlat Mts. reflects in best manner their relations to the tectonic structure and to epigenetic mineralisation.

First attempt to delimit neovolcanic formations in the Vihorlat Mts. was made by O. Orlický et al. (1970) and accurated by J. Slávik (1976) using at that time existing paleomagnetic data and partly also radiometric K/Ar age determinations. However, results of new geological mapping in the area led to another interpretation of the geological structure. It seems, that results of so far relatively scarce paleomagnetic measurements do not allow a consistent regrouping of magmatites in the Vihorlat Mts. Paleomagnetic boundaries frequently do not follow ascertained geological limits. To the contrary, somewhere the ascertained geological boundary runs inside of a paleomagnetically unitary formation.

New results allowed to delimit one acidic and four intermediate formations of magmatites in the Vihorlat Mts.

Formations and complexes that form their parts are not named by so far used geographical names (J. Slávik 1969). Every formation has its name

according to magmatic rock type represented and further divided into structural complexes, namely (in case of full development) into a volcano-sedimentary, an effusive-explosive and into a subvolcanic complex. In frame of every formation, the volcano-sedimentary complex is the oldest whereas the subvolcanic complex is the youngest one. From the viewpoint of epigenetic mineralisation perspectives, the subvolcanic complexes have extraordinary importance, to which usually, also an extraordinary attention has been paid (Table 1).

Introductory acidic formation (Upper Badenian)

The position of this formation immediately below the first intermediate one is known from the Petrovce-1 borehole in the Popričný Mts. In every place, where relations of this acidic formation to younger intermediate ones has been ascertained, rhyolite tuff and rhyodacite occurs in the underlier of intermediate volcanites. The formation comprises of an explosive complex of rhyolite tuff and a subvolcanic complex represented by domatic bodies of rhyodacite composition.

The complex of the explosive rhyolite tuff outcrops in surroundings of Nižný Hrabovec, Oreské villages and on the Boroľa crest. According to paleontologic criteria, J. Janáček (1959) and V. Gašparíková — J. Slávik (1967) ranged the explosive complex of rhyolite tuff into the lower part of the Upper Badenian. Rocks of rhyodacite bodies forming the subvolcanic complex of the same formation yielded radiometric ages of 13 ± 1.2 m. y. (sample M-1, Merník village — J. Repčok 1977), 14.3 m. y. (sample AV-36 from a quarry on the Hrádok elevational point in Michalovce town) and 15.2 m. y. (sample AV-37 from quarry near the Lesné village). Both last data are according to G. P. Bagdasarian et al. (1971).

First intermediate formation (Upper Badenian — Middle Sarmatian)

The development of hugest neovolcanic formation in the Vihorlat Mts. begins already during the Upper Badenian. Such commencement prove radiometric ages of andesite samples from Remetské Hámre village or from the Močidlá settlement near Vyšné Nemecké having 17 ± 0.6 m. y. (sample AAD-21, J. Slávik et al. 1976, p. 328), 13 ± 2.1 m. y. (sample AAD-27) or 13.8 m. y. (sample AAD-28, cf. D. Vass 1977). These data testify that the volcanic activity producing intermediate magmatites was regionally wide-spread during the Upper Badenian in Eastern Slovakia and appeared simultaneously in the Slanské vrchy Mts. (Zamutov), in the area of Východoslovenská nížina lowland (Plešany, Zátin, Brehov and Žipov villages) and even in the Vihorlat Mts. According to G. P. Bagdasarian — L. G. Danilovich (1968), first appearance of andesite-producing volcanism on the west of Transcarpathian Ukraine may be placed also into the Upper Badenian (15 m. y. ago).

The first intermediate formation occurs almost in the whole extent of the Vihorlat neovolcanic range, except if its SW edge (fig. 1—5). Its base is formed by rocks of the effusive-explosive complex, most commonly by xenotuff layers. Upper portions of the effusive-explosive complex consist of lava flows alternating with lapilli tuff and coarse tuffaceous breccia. Produced magmatites are

represented by pyroxene andesite to andesite-basalt. The relatively feebly developed subvolcanic complex of the formation represent rare necks and domatic bodies of pyroxene andesite to diorite porphyrite on the periphery of the mountain range (near Porúbka, Modra, Sninské Hámre villages or in the Kamenica brook valley), but also necks and dykes of coarse porphyritic andesite-dacite to dacite (the so called "Choňkovce—Petrovice type" according to J. Slávik 1969) in the volcanotectonic depression of central Vihorlat Mts.

The subvolcanic complex of this formation is younger than the effusive-explosive one, since subvolcanic bodies penetrated layers of the former and radiometric ages of its rocks are also considerably younger. Ascertained ages are: 11.4 ± 2.5 m. y. for the andesite-dacite of "Choňkovce—Petrovice type" (sample AAD-29, cf. D. Wass 1977) and 11.95 m. y. for andesite from a quarry near Zemplínske Hámre village (sample 10-1073, D. Ďurica et al. 1978). The probable age of the subvolcanic complex is so Lower to Middle Sarmatian.

On the other hand, an older age of the effusive-explosive complex may be supposed also from the experience that in all proved areas the youngest sedimentary beds in its underlier have Lower Badenian age, mostly but Paleogene or even Mesozoic strata occur underneath volcanic rocks ranged into the effusive-explosive complex of the first intermediate formation.

Second intermediate formation (Middle Sarmatian)

Chronologically, the generation of second intermediate formation overlaps the time when the subvolcanic complex of the first one originated. Rocks of this, by volume tiny formation, have the composition of amphibole-pyroxene andesite. These broke out in the SW edge of the Vihorlat Mts. and partly even in SE neighbourhood of the range, where they form the "Agglomerate — tuffite series" (M. Brodňan et al. 1959). The series delimited as the explosive volcanosedimentary complex of the formation is the sole complex of andesitic rocks having sufficiently known biostratigraphical age relations by results from several drill-holes.

In the underlier of the explosive-volcanosedimentary complex, sediments of Lower Sarmatian age have been micropaleontologically ascertained, whereas in the overlier, macro- and micropaleontologically proved beds of the brackish Middle Sarmatian occur (O. Jendrejáková et al. 1957). Accordingly, the complex originated in lowermost parts of the Middle Sarmatian. The age is concordant with radiometric ages obtained from rock samples of the subvolcanic complex in the same formation. Amphibole-pyroxene andesite of domatic body forming the Vinné castle hill yielded 11.95 m. y. (sample 5-1068), the same from a quarry to the N from Vinné village 11.9 m. y. (sample 2-1065) and a similar rock sample (4-1067) from the quarry on Šutov hill northern slope 11.7 m. y. (all data from D. Ďurica et al. 1978).

An explanation for relatively younger age of extrusive bodies in the formation is given also by the experience that such extrusives lie either on coarse pyroclastics of amphibole—pyroxene composition or they enclose detached fragments of pyroclasts (Šutová quarry). These pyroclastics belong still to the upper part of explosive-volcanosedimentary complex as it is proved by results of geological mapping.

Fourth intermediate formation (Lower Pannonian)

The volcanosedimentary complex of this formation is developed only in tiny volume, nevertheless, it contains coalified plant remnants. The complex occurs in the overlier of the first intermediate formation (drill-holes KH-1, KL-1, VH-9 and VH-13) representing lateral equivalent of the "Lower coal-bearing series" in the Vihorlat Mts. foothill (M. Brodňan et al. 1959).

The effusive-explosive complex in the third intermediate formation has large extent in the whole Vihorlat Mts. The complex is built by augite-hypersthene andesite rock varieties and by its pyroclasts. The subvolcanic complex represent necks and dykes of diorite porphyrite to quartz diorite in the Kapka brook valley as well as domes of pyroxene andesite occurring in other portions of the central volcano-tectonic depression. The complex is very important carrier of epigenetic mineralisation.

Ascertained radiometric ages of the effusive-explosive complex are: 1.14 ± 0.7 m. y. (andesite sample taken from a quarry to the N from Klokočov village — AAD-20 in J. Slávik et al. 1976), 11.75 m. y. (andesite sample 6-1069 from the same locality) and 11.3 m. y. (andesite sample 7-1070 from Podhorod' village (both sample by D. Ďurica et al. 1978).

According to results of drilling and geological mapping, the effusive-explosive complex lies above the first intermediate formation and in most places also it covers the volcanosedimentary complex containing coalified plant remnants. Hence, and according to radiometric ages, the whole third intermediate formation may be ranged into the Upper Sarmatian (Fig. 1—5).

Fourth intermediate formation (Lower Pannonian)

The development of this formation is independent from fault zones of either West Carpathian or East Carpathian orientation. Volcanic masses of the formation originated already after tectonic consolidation of the neovolcanic area and movements along faults did not influence their localisation. Volcanic activity concentrated on the periphery of already existing volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts. As feeding channels of this volcanic episode, obviously local faults may have acted. Renewed activity along them may be explained by consolidating (subsidential ?) movements of the volcano-tectonic edifice. The formation represents a single effusive-explosive complex, which is built by centroclinal spreaded lava flows, domatic bodies and "summit" bodies of pyroxene andesite to andesite-basalt accompanied by subordinate amounts of pyroclasts. This youngest intermediate formation lies above the first and third ones (Fig. 1, 2). Radiometric ages obtained from rocks of the formation are 9.3 ± 0.2 m. y. and 8.7 ± 0.7 m. y. (pyroxene andesite samples from the Vihorlat peak according to J. Slávik et al. 1976).

Stages of volcanic events and their relation to the tectonic activity

Presented formational subdivision of volcanic products in the Vihorlat Mts. corresponds to natural lithological units delimited from available field experience. Delimited formations and the composing complexes reflect basically

magmatectonic development of this neovolcanic area. Nevertheless, single formations bear also evidence on regionally effective movements in the time of their generation during the Neogene in different degree. Therefore, for purposes of correlation towards other Carpathian neovolcanic areas, the delimited formations may be grouped into volcanic stages reflecting tectonic development of the whole orogenic belt.

According to achieved results, main volcanic events appeared almost synchronously in all neovolcanic regions of Eastern Slovakia. Besides the Vihorlat Mts., contemporaneous volcanic activity occurred also in the Slanské vrchy Mts. and in the basement of the Východoslovenská nížina lowland acting from the Upper Badenian till the Middle Pannonian. Similar duration of volcanic activity characterizes the development of neovolcanic edifices in the neighbour Transcarpathian Ukraine, where it started in the Upper Badenian (before 15 m. y.) and ended in the Pannonian (before 10.5 m. y.); G. P. Bagdasarjan — L. G. Danilovich (1968).

Tectonic correlation of the rhyolite to rhyodacite magmatism of Upper Badenian age encounters difficulties due to weakly exposed pre-Sarmatian formations. According to the geographical extent, the introductory acidic formation had to have its centres along an elevational structure in the Upper Badenian running parallel to the Pieniny klippen belt in its SW vicinity. The formation represents the first and independent stage of volcanism in the Vihorlat Mts., overlapping the limits of this volcanic range.

During the second stage of volcanism, the first and second intermediate formations originated. Both formations lie in stratigraphical underlier of the third intermediate formation, accordingly, they are older. Subvolcanic rocks of the first and second formation yielded also very near radiometric ages. Radiometric evidence proved that the appearance of the first intermediate formation may be placed into the *Rotalia* zone of the brackish Upper Badenian d. So, the development of the explosive-effusive complex ranged into the first intermediate formation may be deduced from orogenic movements of the late Styrian phase. Succeedingly, probably during the Middle Sarmatian, in time of latest Upper Badenian tectonic movements, the subvolcanic complex of the first intermediate formation intruded.

Main movements occurred in this stage of volcanism along faults belonging to the Vrbnica fault system (SW—NE). Activity of the Tarnava, Klokočov and Michalovce—Jovsa fault may be evidenced. In places where these faults crossed the Krivošfany—Sejkov fault or the fault limiting the Humenné—Uzhgorod horst from the SW, magmatic masses of the second intermediate formation pierced up (J. Slávik 1969).

The third stage of volcanism in the Vihorlat Mts. may be related to tectonic activity during the Attic phase, when movements renewed along the Vrbnica fault system. In places of crossing with faults accompanying the Pieniny klippen belt, relative centres of volcanic activity were located. Products of the third stage are represented by the huge third intermediate formation having regional extent and by important subvolcanic bodies.

The independent, fourth stage of volcanism occurred after tectonic consolidation of the area. Youngest volcanic products of the stage extending into the Lower Pannonian occur only on the peripheries of the central volcanotectonic depression.

The volcanotectonic depression and internal volcanic zones of the Vihorlat Mts.

The volcanotectonic depression of the central Vihorlat Mts. has been delimited in the course of geological mapping and by geophysical investigations (M. Filo et al. 1975). It occurs between elevational points of Sninský kameň (1005 m. a. s. l.), Roh (858 m), Lomok (590 m), Malá Trestia (965 m) and Motrogon (1018 m). In time of weakened volcanic activity after the accomplished first intermediate formation, the internal and crater-near portions of proximate volcanic apparatus collapsed. Such eruptional apparatus outcrop near the Morské Oko lake (in the Kapka brook valley) and in the Porubský brook source area. Over collapsed eruptional centres a single common volcanotectonic depression originated, elongated in SW—NE direction.

The collapse was controlled by older but continuously active faults of the Vrbnica fault system, over crossings with longitudinal Carpathian faults accompanying the klippen belt. The effusive-explosive complex of the third and fourth intermediate formation covered mainly peripheral portions of this volcanotectonic depression and gave apparent stratovolcanic style to the whole structure (Fig. 3).

In the pauses between the first, second and third intermediate formation, but mainly in time of finishing the third one, certain parts of the volcanotectonic depression have been intensively altered by pneumatolytic-hydrothermal agencies. Intense alterations are located around older volcanic centres. The most intensive postmagmatic alteration occurred after the emplacement of the subvolcanic complex closing the third intermediate formation. Then, below the rock-barrier of the effusive-explosive complex, strong pervasive metasomatic alteration, alumometasomatoses and silification affected the vertically oriented structures near the Morské Oko lake and in the Porubský brook source area. By these alterations, internal zones of the volcanic edifice became distinctly evident. In both mentioned areas, subvertical structures contain pneumatolytic and hydrothermally altered rocks originated in result of emplacement of subvolcanic magmatic bodies. These intrusions, though partially, again elevated the formerly collapsed portions in the central volcanotectonic depression.

Outside of this central volcanotectonic depression, further internal volcanic zones developed manifesting similar features in the Sokolský brook source area and below the Kyjov elevational spot.

The epigenetic mineralisation of the Vihorlat Mts.

Delimited neovolcanic formations are characterised also by independent types of epigenetic mineralisation.

Necks and domes of rhyodacite originated in the Upper Badenian are carriers of mercury mineralisation near Merník village and in the vicinity of Dubrinichi village in the Transcarpathian Ukraine. In the last area, rhyodacite bodies acquire characteristics of microgranodiorite towards their deeper portions (B. V. Merlich — S. M. Spitkovskaya 1974).

In the Vihorlat Mts., most important manifestations of epigenetic mineralisation are related to the third intermediate formation. This mineralisation

occurs in spatial relations to high-silica rocks (secondary quartzite), bodies of which are located along the Vrbnica fault system between the Morské Oko lake and Kyjov high. Peculiar significance of these mineralisation indices follows from the apparition of diorite porphyrite bodies delimited by geophysical measurements in areas where the indices occur. The main such area is to the SW from the Morské Oko lake. There, an extensive intrusive body of probably dioritic composition is probable in depths below 550—850 m having areal extent about 3 sq. km (M. Filo et al. 1975). Over this, probably sub-volcanic intrusive body, the hydrogeological drill-hole VH-4 has been located and it pierced in whole length (210 m) intensively carbonatised and silicified pyroxene andesite of the effusive-explosive complex. Altered rocks contain, though disseminated but enduring impregnations of pyrrhotite, pyrite, sfalerite and chalcopyrite as well as lesser amounts of arsenopyrite and stannite (R. Ďuďa 1974).

The best known internal volcanic zone of the Vihorlat Mts. is the one between Sninský kameň high (1005 m) — Roh (858 m) — Lysák (858 m) — Motrogon elevational spots (1018 m). In its central portions, a domatic body of pyroxene andesite occurs, pierced by necks and dyke swarm of diorite porphyrite to quartz diorite. In wallrocks of diorite-like rocks an about 100—200 m thick belt of massive high-silica rock occurs accompanied by cavernous crater breccia the latter girdling a group of subvolcanic diorite bodies. Main mineral contents of high-silica rocks are quartz, topas, andalusite, diaspore, böhmite, natural mullite and corundum (Z. Bacsó 1971, J. Derco et al. 1977). From ore minerals, tiny grains of molybdenum and bismuth sulphides, tetradyrite and wehrilite have been ascertained (R. Ďuďa 1974). The silicified crater breccia contains epigenetic quartz, clay minerals, hematite and tourmaline.

The second and more external zone of approximately oval surficial shape is formed by propylitized magmatites containing fresh calcite, quartz, chlorite, pyrrhotite, pyrite, clay minerals and locally sphalerite (Fig. 7).

Over the high-silica rock bodies and in internal portions of propylitized rocks of originally andesite composition, metallometric anomalies of molybdenum, bismuth, tin and fluorine were ascertained in covering soils. Anomalies of zinc, silver and lead occur more externally from high-silica rock bodies over external portions of propylitized rocks. Such anomalies have been found mainly in the Čeremošiansky brook valley and in upper parts of the Skalný brook valley. Anomalous values of element content are equal to three to eighty multiples of local clars in soils (Fig. 8).

The outer belt of altered rocks in the internal volcanic zone is formed by chloritized and argillitized rocks. Anomalies of mercury were ascertained here during metallometric and placer sampling of the area.

It must be stressed out finally, that the distribution of similar internal volcanic zones containing indices of fluorine mineralisation or alumometasomatic secondary rocks delimits the independent metallotectonic zone of the Vihorlat Mts. This metallotectonic zone represents parts of the mountain range, where perspectives to ascertain an economically important mineralisation are the highest, according to so far obtained results.