

Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice).

VLASTIMIL KONEČNÝ

Abstract.

Dans la région du volcanisme subséquent de la Slovaquie centrale, il y a un apparatus volcanique du type stratovolcan. Après l'achèvement de l'édification des stratovolcans, au cours du volcanisme intermédiaire andésitique, (après la période du repos volcanique passer et de la sédimentation dans les bassins intravolcaniques), suivent les extrusions des andésites à teneur de l'amphibole-biotite situées le long des ring-fractures. Les mouvements d'affaissement qui avaient lieu dans la zone volcanique centrale (formation de la structure en caldeira), étaient utilisés dans les parties marginales pour les intrusions des porphyres quartzeux-dioritiques (dacites) dans le sens du mécanisme ring-dykes. L'activation du volcanisme andésitique se déroula le long des fractures radiales de la région externe vers la région centrale. Pendant la phase finale, se produisit le soulèvement de la région volcanique centrale et la formation des structures en graben situées dans le banlieu de cette région. Les zones de dislocation et celles de destruction tectonique (NE-SW jusqu'au NNE-SSW) sont utilisées pour la sortie des solutions hydrothermales et pour la genèse des filons métallifères de Pb-Zn-Cu, les zones marginales de la partie centrale sont utilisées pour la genèse de la minéralisation d'Au-Ag. A cause des mouvements de soulèvement de la zone centrale, la région des stratovolcans est disloquée par les fractures radiales. Dans la zone centrale, les couches sous-jacentes antévolcaniques, les intrusions subsuperficielles de granodiorite et de diorite et les parties superficielles des filons étaient dénudées.

Úvod:

Vývoj vulkanických areálov je spätý s dynamickým tektonickým režimom. Pri založení vulkanických centier a pri vývoji konkrétnych vulkanických aparátov sa v tektonickom režime uplatňujú jednak faktory regionálneho charakteru, reprezentované mobilitou hlavných tektonických zón v súvislosti s vývojom megaštruktúr regionálnych rozmeroch (megaelevácie a megadepresie), jednak faktory lokálneho charakteru späté s vývojom jednotlivých vulkanických foriem.

Tektonické systémy regionálneho charakteru sa rozhodujúcou mierou uplatňujú predovšetkým v rozložení a migrácii aktívnych vulkanických zón a vulkanických centier v regionálnom meradle. V priebehu vývoja vulkanického aparátu sa tieto prejavujú prevažne sprostredkovane, napríklad využívaním zón tektonického oslabenia a porušenia pre výstup a umiestnenie intruzívnych telies, resp. v založení vulkano-tektonických štruktúr v smere zón regionálnej mobility.*

Tektonické faktory lokálneho charakteru, ktoré sa uplatňujú hlavne v stavbe

* Základnú tektonickú analýzu stavby vulkanických komplexov previedol M. Kutňan (1963), vzťahy hlboko založenej tektoniky k vulkanizmu rozviedli; Ďuratný S., Fusan O., Kuthan M., Plančár J., Zbořil L. (1968).

vulkanických aparátov sú výsledkom zmien a porušenia stability v podpovrchových úrovniach, t. j. v úrovniach magmatického rezervoáru v priebehu aktívneho vulkanizmu, napr. v súvislosti s formovaním štruktúr „ring dykes“, „cone sheets“ a pod.

Tektonický režim v priebehu vývoja vulkanických aparátov je však potrebné chápať ako proces interakcie a súhry medzi faktormi regionálneho významu (zdedených z etáp predchádzajúcej mobility) ako aj lokálnymi faktormi, ktoré odrážajú zmeny v hypoabysálnych až podpovrchových úrovniach magmatického rezervoáru.

V závere a po ukončení vulkanickej aktivity dochádza k vyrovnávacím – konsolidačným pochodom, ktoré smerujú k obnoveniu porušenej stability v súvislosti s výnosom magmatických hmôt na povrch (poklesové pásma), resp. v súvislosti s formovaním hypoabysálnych intrúzií v závere vulkanickej aktivity (lokálne výzdvihy a vyklenutia).

Vulkanické komplexy a formácie v postvulkanickom období sú ďalej porušované vyrovnávacími tektonickými poruchami v regionálnom meradle v súvislosti s kratogenizáciou a stabilizáciou väčších celkov bez zrejmej vzťahu k jednotlivým vulkanickým aparátom.

So zreteľom na uplatnenie uvedených faktorov v rámci vývoja vulkanických areálov rozčleňujeme:

1. Tektonické štruktúry a systémy regionálneho charakteru – zdedené z etáp predchádzajúcej mobility regionálnych celkov, ktoré sa uplatňujú hlavne v počiatočných vulkanických etapách v založení a migrácii vulkanotektonických zón a eruptívnych centier.

2. Tektonické štruktúry a systémy lokálneho charakteru – synvulkanické s. l., ktorých aktivita sa prejavuje v priebehu vývoja vulkanického areálu a konkrétnych vulkanických aparátov, sú dôsledkom zmien v podpovrchových až hypoabysálnych úrovniach magmatického rezervoáru v období aktívneho vulkanizmu.

3. Vyrovnávacie tektonické štruktúry a procesy – postvulkanické, ktoré smerujú k obnoveniu stability:

- a) v rámci konkrétneho aparátu dôsledku porušenia stability v podpovrchových úrovniach výnosom magmatických hmôt na povrch.
- b) v rámci stabilizačných procesov väčších regionálnych celkov bez vzťahu ku konkrétnym aparátom.

1. Regionálne tektonické štruktúry a systémy

(Regionálne mobilné zóny)

Príkladom regionálneho tektonického systému s väzbou eruptívnych centier subsekventného vulkanizmu je mobilná zóna SV–JZ priebehu v oblasti juho-východnej periférie neovulkanitov. Mobilná zóna je detektovaná na základe vývoja a rozšírenia litofácií, rekonštrukcií paleogeografického vývoja a je potvrdená závermi geofyzikálneho gravimetrického výskumu. Uvedená zóna zhruba korešponduje s priebehom pôvodného pásma morfológických elevácií tzv. šahanskou eleváciou (D. VASS, B. TOMÁSEK 1963), Šahansko-ábelovskou bariérou (M. KUTHAN a kol. 1964).

V priebehu paleogeografického vývoja má zóna charakter kritického styko-

vého pásma, podľa ktorého dochádza k výzdvihovým a poklesovým pohybom veľkých regionálnych celkov (obr. č. 1).

V predrupelskom období severozápadná oblasť od uvedenej mobilnej zóny má relatívne poklesový charakter. Na to poukazujú zachované kompletnejšie sledy mozoických komplexov (vrt GK-4 – Bzovík overuje sedimenty paleogénu, kriedy, jury?), avšak juhovýchodne od tejto zóny (oblasť rimavsko-ipeľská) sú v priebehu pokračujúcich výzdvihových procesov mozoické komplexy denudované až na relikt, a sedimenty chat-akvitan – spodného miocénu, sú rozšírené v nadloží kryštalickej komplexov (D. VASS 1964).

Po inverzii tektonickej mobility v období chat-akvitan až karpát-helvet sa oblasť Ipeľsko-rimavskej kotliny prejavuje ako subsidujúca a striedavo ju zasahujú morské transgresie. Mobilná zóna v tejto vývojovej etape sa prejavuje ako pásmo morfológických elevácií (Šahansko-ábelovská bariéra), ktorá limituje rozšírenie sedimentačných bázénov smerom k severozápadu. Bariéra je lokálne prerušovaná priečnymi depresiami, cez ktoré v období helvet-karpát, dochádza ku komunikácii do dielčích izolovaných bázénov za touto bariérou (sedimenty karpát overuje vrt GK-4, v okrajovej fácií vrt GK-3 – Rykynčice).

Ďalší zvrät tektonickej mobility podľa tejto zóny sa uskutočňuje v priebehu spodného tortónu, kedy dochádza k výzdvihu a postupnej stabilizácii Ipeľsko-rimavskej kotliny a k poklesovým pohybom severozápadne od tejto zóny v širšej oblasti Krupinskej vrchoviny.

V kritickej zóne medzi poklesom a výzdvihom regionálnych celkov sú aktívované vulkanické centrá formácie Vinica–Príbelce s vulkanickou aktivitou v submarinnom prostredí. Výstup intruzívno-extruzívnych telies prejavuje úzku lineárnu väzbu na dielčie tektonické línie v smere mobilnej zóny (viď. obrázok č. 1).

Po dočasnej regresii spodnotortónskeho mora (intratortónska denudačná etapa) a v priebehu postupu nového morského prostredia sú aktívované vulkanické centrá formácie Čelovce. Explosívnou aktivitou je vybudovaná vulkanická forma na rozhraní morského a limnicko-kontinentálneho prostredia. Smer transportu pyroklastických hmôt je k severozápadu do vnútornejších častí Krupinskej depresie (analogicky ako u formácie Vinica–Príbelce). Prívodové systémy (dajky, necky), nakopené v oblasti Čelovce s prednostnou väzbou na smery SSV – JJZ až SV – JZ spadajú do vnútornejších častí mobilnej zóny.

V bezprostrednej následnosti, resp. s určitým časovým prekryvaním, sú ďalej aktívované v smere k SV v rámci mobilnej zóny vulkanické centrá v oblasti Lysec (kóta 712,6). V priebehu explozívnej aktivity je vybudovaná momentenná forma a v závere sa uskutočnil výstup intruzívno-extruzívnych telies (typu tholoidov) v rámci centrálnej vulkanickej zóny.

Migrácia vulkanických centier v rámci mobilnej zóny je generálne v smere od JJZ k SV, čo potvrdzujú aj závery absolútneho datovania (intrúzie formácie Vinica–Príbelce je datovaná na $18,5 \pm 0,9$ mil. r., pyroklastické produkty formácie Čelovce na $18,4 \pm 0,5$ mil. r. a intrúzia Lysec na $18,2 \pm 0,3$ mil. r., V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D. VASS, 1969).

V smere pokračovania mobilnej zóny k juhozápadu sú situované vulkanické komplexy pohoria Börzsöny. Tektonické poruchy smeru ZZZ – VVS sa podľa G. PANTO a L. MIKÓ (1964) odrážajú vo vulkanickej stavbe pohoria.

Počiatky vulkanickej aktivity podľa LENGYELA (1956) spadajú do vrchného helvetu.

Niekoľkonásobne opakovaná mobilita uvedenej zóny a ďalej aktivovania centier subsekventného vulkanizmu v jej rámci zodpovedá zrejme mimoriadnej labilita stavby štruktúrnych jednotiek hlbších častí kôry v uvedenom smere.

Podľa postupnosti aktivovania vulkanických centier je možné súdiť na migráciu tektonickej mobility v rámci zóny generálne v smere od juhozápadu k severovýchodu.

Severný okraj mobilnej zóny korešponduje zhruba s predpokladaným priebehom muránskej línie pod vulkanickými komplexmi v rámci predvulkanických podložných štruktúr v smere k juhozápadu. Geofyzikálne vymedzená šírka mobilnej zóny, obmedzená paralelným priebehom poruchových pásem, dosahuje šírku 4–5 km.

Na celkove paralelný hlavný smer tektonickej mobility, ktorý sa uplatnil pri založení prívodových systémov pohoria Javorja, je možné usudzovať podľa priestorovej situácie subvulkanických a intruzívnych telies, ktoré vystupujú v smere pásma SV – JZ priebehu (od: Viglašská Huta, Kalinka, do oblastí západne od Detvy). Na subparalelnú mobilnú zónu spadá poloha centrálnej oblasti pohoria Poľany.

Na charakter regionálnych štruktúr sformovaných pred rozvojom aktívneho vulkanizmu, ktorých funkcia sa tiež uplatnila pri založení prívodových systémov subsekventného vulkanizmu v oblasti Štiavnického pohoria, je možné súdiť ier. nepriamo na základe analýzy predvulkanického reliéfu a charakteru vulkanickej stavby v počiatočnej etape. Vývoj bazálnych členov vulkanického komplexu v širšej oblasti Štiavnického pohoria, počínajúc pásmom Santovka – Ladzany – Hont. Nemce – a severozápadne od neho, sa uskutočňuje v nadloží mezozoicko-paleozoických hornín (vrt GK-10 – Ladzany overuje v podloží vulkanického komplexu horniny permotriasu – K. KAROLUS, vrt GK-1 – Hont. Nemce overuje triasové vápence – E. KAROLUSOVÁ 1963).

V centrálnejších častiach Štiavnického pohoria sú v bezprostrednom podloží neovulkanitov zachované denudačné relikt paleogenných sedimentov o mocnostiach od niekoľko m do 218 m (vrt KOV-41 – J. BURIAN 1968).

Pri juhovýchodnom okraji Štiavnického pohoria, zhruba v pásme SV – JZ (H. Rykynčice – Bzovík), sú vrtmi GK-3 a GK-4 overené sedimenty miocénu – karpát-helvetu (v oblasti Bzovík s evaporitmi).

Z uvedených skutočností je možné vyvodzovať, že v popaleogenom období širšia oblasť Štiavnického pohoria sa stáva súčasťou výzdvihového pásma. Jeho výsledkom bola elevačná štruktúra s priebehom SV – JZ, zatiaľ čo pri juhovýchodnom okraji vzniká subparalelné poklesové pásmo so vznikom dielčích sedimentačných bazénov karpát-helvetu. Od juhovýchodnej oblasti Ipeľsko-rimavskej sú dielče sedimentačné bazény oddelené elevačným pásmom Šahansko-ábelovskej bariéry.

Domnievame sa, že regionálny tektonický systém, ktorý sa podiela na doformovaní popaleogennej elevačnej štruktúry (SV – JZ) je súčasne aj smerom, ktorého aktivita sa uplatňuje aj pri založení prívodových systémov a na vývoji vulkanickej stavby v počiatočnom období. Výstup intruzívno-extruzívnych telies v centrálnej vulkanickej zóne je prednostne orientovaný do smeru SV – JZ (ako to uvidíme ďalej). Smer SV – JZ je súčasne smerom maximál-

neho dĺžkového rozšírenia centrálnej vulkanickej zóny a vulkanických reliktov tejto počiatočnej etapy vývoja aparátu (II. andezitová fáza).

2. Synvulkanické tektonické štruktúry a systémy

Vývoj synvulkanických tektonických štruktúr a režim tektonických procesov v priebehu aktívneho vulkanizmu je možné dokumentovať analýzou štruktúrno-tektonického vývoja vulkanického areálu v oblasti Štiavnického pohoria.

Vývoj vulkanického aparátu sa uskutočnil v rade nasledujúcich etáp (viď. obrázok č. 2):

I. etapa.

Počiatočná vývojová etapa v predmetnej oblasti je reprezentovaná explozívno-efuzívnym vulkanizmom intermediárneho pyroxenického andezitu ($\pm$ amfibol, $\pm$ kremeň, $\pm$ biotit). II. andezitová fáza v zmysle KUTHAN (1963). Vulkanizmus prebiehal v kontinentálnom prostredí suchozemského typu. V okrajových pásmach v smere k juhu uloženie eruptovaných hmôt sa uskutočnilo v subakválnom prostredí limnického typu. V záverečnom období sa sformoval rozsiahly vulkanický aparát, resp. väčší počet kumulovaných vulkanických foriem stratovulkánového typu. V oblasti centrálnej vulkanickej zóny sa uskutočnil výstup intruzívno-extruzívnych až efuzívnych telies orientovaných prednostne v smere SV-JZ až SSV-JJZ (Tanád, Myšia hora). Obdobie výstupu telies v centrálnej vulkanickej zóne je K/Ar metódou stanovené na $17,0 \pm 0,5$ mil. r. (Tanád, k. 938,4) a $16,7 \pm 1,2$ mil. r. (pod Paradajs k. 806,4 – V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARJAN, D. VASS 1969).

V závere je oblasť centrálnej vulkanickej zóny dizlokovaná s vertikálnymi posunmi jednotlivých blokov. Do tohto obdobia spadá vysunutie bloku v oblasti Šobov (k. 938,2) podľa dizlokácií ZZS-VVJ a priečného smeru SSV-JJZ. Denudačným zrezom bola mocnosť vulkanického komplexu redukovaná až do obnaženia predvulkanického podložia. Lávový prúd amfibol-biotitického andezitu (III. etapa) prekrýva bezprostredne komplexy predvulkanického podložia. Vysunuté horniny mezozoika boli v okrajových častiach zahrnuté do procesov silicifikácie pri okraji telesa hydrokvarcitov – Šobov (J. ŠTOHL 1966). Z dĺžkovej orientácie centrálnej vulkanickej zóny budovanej prevahou masívnych andezitových hmôt a z orientácie intruzívno-extruzívnych telies je zrejmé, že v stavbe a založení prírodných systémov sa dominantne uplatňuje karpatský smer SV-JZ.

II. etapa.

Po ukončení aktivity sa v pásme s priebehom zhruba SV-JZ, ktoré zahŕňa časť centrálnej vulkanickej zóny a príslušné časti strednej vulkanickej zóny so stratovulkánovým štýlom stavby, formuje poklesová zóna s vývinom sedimentných bazénov.

Sedimentácia sa vyznačuje rýchlymi zmenami litologického vývoja vo vertikálnom aj laterálnom smere. V bazálnejších úrovniach prevláda allochtonný materiál z deštruovaných častí staršej vulkanickej stavby. Vyššie je striedanie

tufitických a tufiticko-lignitických sedimentov s pyroklastickým materiálom amfibol-biotitického andezitu (J. KOVÁČIK 1965, M. KODĚRA, J. KOVÁČIK 1968).

Relikty sedimentárnej výplne zachované pri obci Podsitnianska, v meste B. Štiavnica, Červená Studňa, pod Šobovom, SZ pod Kalváriou a pri obci Teplá – Močiar náležia, podľa biostratigrafického materiálu, k jednému stratigrafickému horizontu (J. BURIAN, J. KOVÁČIK, J. STOHL 1964).

V priebehu sedimentácie nastáva hydrotermálno-exhalačná aktivita (hlavne solfatárového typu) do vodného prostredia. To podmienilo syngenetické a sčasti epigenetické premeny sedimentov a okolných hornín (M. KODĚRA 1967, M. KODĚRA, J. KOVÁČIK 1968). Výnosom SiO_2 pozdĺž tektonicky porušených zón dochádza k silicifikácii okolných hornín a k vzniku hydrokvarcitov – Šobov.

JZ pod Kalvária vrtom KOV-42 je overená mocnosť komplexu propylitizovaného andezitu (II. etapa) v podloží sedimentárnej výplne cca 1300 m (báza vulkanického komplexu je cca 740 m pod úrovňou mora). Podľa tejto skutočnosti, ak berieme do úvahy vývoj bazálnych vulkanických komplexov v nadmorskej úrovni, by vychádzala úroveň pôvodnej sedimentárnej panvy v nadmorskej výške 1300 m a vyššie. Tieto úrovne nie sú súhlasné s podmienkami pre vývoj analyzovaného ekologického spoločenstva fosilnej flóry (E. PLANDEROVÁ), pre ktoré je nutné predpokladať úrovne nižšie.

Z uvedeného vyplýva, že formovanie poklesového pásma s vývojom intravulkanických sedimentačných bazénov zahrnulo už predtým dislokované časti vulkanického komplexu s nerovnakou amplitúdou vertikálneho pohybu. V priebehu poklesových pohybov sa bazálne časti vulkanického komplexu niektorých blokov ocitli pod úrovňou mora.

Poklesový pohyb v pásme SV–JZ, v ktorom nastáva vývoj sedimentov a ktorý zahrnul časť centrálnej vulkanickej zóny a prilahlej časti stratovulkánovej stavby, považuje sa za kolapsový proces v rámci formovania vulkanotektonickej depresie.

Na štruktúru tohto typu poukazujú mocnosti, plošný rozsah a litologický vývoj sedimentov, ktorý najbližšie zodpovedá litofáciám kalderových jazier.

Priestorové rozšírenie reliktov (maximálne v smere SV–JZ) dovoľuje usudzovať, že pri formovaní poklesovej oblasti sa dominantne uplatnili systémy karpatského smeru.

III. etapa

Po období dočasného vulkanického kludu (spojeného s ďalšou diferenciáciou magmatických hmôt v hypoabysálnych úrovniach magmatického rezervoáru) je obnovený vulkanizmus acidnejšieho andezitového, resp. andezito-dacitového typu (amfibol-biotitické andezity $\pm$ kremeň, $\pm$ pyroxén). Vulkanizmus sa začal vysoko explozívnymi erupciami vulkánskeho a ultravulkánskeho typu, časť eruptovaných pyroklastických hmôt je uložená v intravulkanickom sedimentačnom bazéne.

Po explozívnych erupciách dochádza podľa tektonicky mobilného pásma, ktoré zhruba koncentricky obklopovalo centrálnu vulkanickú oblasť ZJ, JV, V až SV, k extrúziám amfibol-biotitických andezitov. Lávé masé pre vysokú viskozitu sú extrudované v podobe komulodómov veľkých rozmerov, ktoré

na základe makrotexturálnych charakteristík zodpovedajú najbližšie formám popisovaným Reierom 1888 (In Williams 1932). Maximálny priemer je 5 km.

V smere do vnútorných častí centrálnej oblasti je rekonštruovaný, na základe preklápania plôch fluidality, prechod do mocných lávových prúdov (potvrdených novšie vrtom KOV-42 pod Kalváriou, ktorý overuje v nadloží sedimentov intravulkanické panvičky o mocnosti prúdu 110 m — J. BURIAN 1968). Tieto prechodné formy sú v zmysle COTTON (1959) označené ako „dome flows“.

Podľa výsledkov paleomagnetických meraní je stanovená postupnosť aktivovania privodných centier pri juhovýchodnom až východnom okraji centrálnej oblasti v smere od JZ k SV až S, t. j. v pásme od obce Ilja k Banskej Belej (V. KONEČNÝ, L. DUBLAN, v tlači), (V. KONEČNÝ 1968 in J. BURIAN 1968). Absolútnym datovaním K/Ar metódou je stanovený vek kumulodómu v oblasti Drieňova pri Antole na $16,0 \pm 1$ mil. r.

Do smeru koncentrického pásma svojou polohou spadajú ďalej ryolitové extrúzie v oblasti Hliník n/Hr. s absolútnym vekom K/Ar metódou $16,2 \pm 0,1$ mil. r*. Pri severozápadnom okraji centálnej oblasti sú ďalej ryolitové extrúzie evidentne mladšie ako vulkanizmus pyroxenického andezitu IV. etapy potvrdené tiež absolútnym datovaním (L. ROZLOŽNÍK — ústne zdelenie). Rozčlenenie ryolitových extrúzií na staršie a mladšie (posledné sú v oblasti Kremnického pohoria datované na $11,2 \pm 0,3$ mil. r.* potvrdzuje novšie J. LE-XA (v tlači). Zatiaľ čo ryolity lokality Hliník n/Hr. petrochemicky spadajú do diferenciačného radu štiavnického pohoria, ryolity II. skupiny (mladšie) sa považujú za produkty samostatnej kyslej magmy.

Zhruba v synchrónnom období s extrúziami más amfibol-biotitických andezitov dochádza k poklesovým pohybom centrálnej vulkanickej zóny pozdĺž koncentrického tektonického mobilného pásma v rade postupných kolapsov. Poklesy podľa koncentrického pásma sa považujú za proces, ktorý otvára prívodové cesty pre extrúzie andezitových más v tak kolosálnom meradle a ktorý súčasne podmieňuje vytváranie primárnych úklonov v smere do centrálnej oblasti priaznivých pre akumuláciu lávových más a vulkanoklastického materiálu väčších mocností.

Počiatky kolapsového procesu spadajú pravdepodobne už do priebehu a záveru explozívnych erupcií pyroklastických hmôt, na čo poukazujú ich mocnosti (do 75 m), v rámci poklesového pásma intravulkanického sedimentačného bazénu.

Mnohonásobné striedanie pemzových a vitrokryštálových a aglomeratických tufov, striedaných polohami tufitických ílov a lignitických tufitov odpovedá nie jednorazovému kolapsu, ale skôr postupnosti menších poklesových pohybů. Obdobie hlavných poklesov spadá do priebehu a predovšetkým do záveru extrúzií más amfibol-biotitického andezitu.

Kolapsované komplexy v rámci centrálnej vulkanickej oblasti sú v pomeroch subvulkanických úrovní intrudované veľkým počtom dajkových a sillových telies kremenno-dioritového porfýru, resp. dacitu**. Intrúzie prerážajú cez

* Údaje absol. dat. in V. Konečný, G. P. Bagdasarjan, D. Vass, 1969.

** Označenie dacit, podľa petrograficko-petrochemických parametrov, J. Šalát (1954), A. Mihalíková (1966) doporučuje na základe holokryštalických vývojov zákl. hmoty a spôsobu geologického vystupovania, termín kremenno-dioritový porfýr.

sedimenty intravulkanickej panvy a prenikajú cez nadložné príkrovy amfibol-biotitického andezitu (JZ pod Kalváriou). To dovoľuje stanoviť ich mladšiu pozíciu vzhľadom k bazálnym efúziám amfibol-biotitických andezitov.

Skutočnosť, že úroveň, v ktorej predtým prebiehal proces sedimentácie intravulkanického bazénu, uloženie pyroklastických hmôt a ich prekrytie lávovými prúdmi, sa v bezprostredne v nasledujúcom období stáva úrovňou subvulkanickej intruzívnej aktivity, môže byť uspokojivo objasnená jedine kolapsovým pohybom centrálnej oblasti do nižších, t. j. subvulkanických úrovní.

Formovanie koncentrického tektonického mobilného pásma s poklesovým pohybom „ring structures“) sa v zmysle WILLIAMS 1941 považuje za porušenie stability v podpovrchových úrovniach ako dôsledok evakuácie magmatických hmôt z vrchných častí magmatického rezervoára a je jedným z najcharakteristickejších znakov kolapsových procesov v rámci vzniku kalderových štruktúr.

Centrálna vulkanická oblasť je v priebehu poklesových pohybov dislokovaná hlavne podľa smeru *SV–JZ až SSV–JJZ* (podradne *SV–JV*). Intrúzie kremenno-dioritových porfýrov prednostne využívajú v podobe dajkových a sillových telies stykové časti a dislokačné zóny litologicky odlišných jednotiek (rozhranie medzi diorit-granodioritovými intrúziami a nadložnými paleozoicko-mezozoickými horninami, ďalej rozhranie medzi horninami predvulkanického podložía a nadložnými vulkanickými komplexmi a konečne zóny tektonického oslabenia a dislokačné pásma s blokovými posunkami vo vulkanických komplexoch). Maximálne mocnosti a počet intrúzií prejavujú sa v bazálnych úrovniach vulkanického komplexu menovite pri rozhraní voči podložným horninám. V smere do vyšších úrovní dochádza k znižovaniu mocnosti a k postupnému zanikaniu.

Prednostným smerom orientácie sú smery *SV–JZ až SSV–JJZ* so subparalelným priebehom mobilnej zóny vo východnej časti centrálnej oblasti s úklonmi generálne k *JV* (hlavne oblasť Štiavnice). Podradné sú smery *SZ–JV* s úklonmi k *JZ* a *SV* (L. ROZLOŽNÍK 1968).

V strednej oblasti (súčasne vyklenutej a denudovanej) sú v pásme cca *SV–JZ*, priebeh medzi hodrušskou a štiavnickou oblasťou (oblasť Kopanice, Kohútov – k. 556,1 atď.), obnažené plošne rozsiahle konkordantné intrúzie (typu mohutných sillov), ktoré využívajú hlavne rozhrania medzi predvulkanickým podložíom a nadložnými vulkanickými komplexmi. Intruzívne telesá dajkového a sillového typu zhruba rešpektujú morfológiu granodiorit-dioritových intrúzií.

Intruzívnu aktivitu kremenno-dioritových porfýrov spájame s procesmi uvoľňovania v priebehu kolapsových pohybov (pokročilejších štádií) pri vzniku v smere dolu otvorených fraktúr. To potvrdzujú maximálne mocnosti a počet intruzívnych telies, hlavne v bazálnych úrovniach vulkanického komplexu a ich zanikanie v smere do vyšších úrovní.

Mechanizmus intrúzií zodpovedá najbližšie procesu typu „ring dyke“ (J. E. RICHEY 1961), na ktorý poukazuje orientácia a úklony intruzívnych telies v smere od centrálneho bloku a maximálny počet intrúzií v bazálnych úrovniach.

V zmysle tohto procesu dochádza k intrudovaniu do etapovite uvoľňovaných zón (s úklonmi v smere k periférii od centrálneho bloku) pri kolapsových pohyboch. Mechanikou uvoľňovacieho procesu je možné objasniť rozsiahle konkordantné intrúzie sillového typu v centrálnejšej oblasti obnažené denudáciou vo vyklenutom pásme.

K dajkám typu „cone sheets“ prináleží pravdepodobne len poradné množstvo dajok s úklonom v smere do stredu centrálnej oblasti.

Je možné zhrnúť, že v tejto vývojovej etape sa uplatňuje funkcia:

1. Koncentrického mobilného tektonického systému okolo centrálnej oblasti, podľa ktorej sú otvárané prívodové cesty extrúzií amfibol-biotitického andezitu a súčasne prebieha kolaps centrálnej oblasti.

2. Uvoľňovacie tektonické procesy v rámci centrálnej kolapsujúcej oblasti za vzniku dislokačných zón intrudovaných telesami kremenno-dioritových porfýrov. Prednostne sú využívané smery SV–JZ až SSV–JJZ.

Do obdobia po vzniku kalderovej štruktúry (II) kladieme procesy areálnej propylitizácie, ktoré v širokom meradle postihli kolapsované komplexy centrálnej oblasti, vrátane kremenno-dioritových porfýrov a diorit-granodioritových intrúzií v rámci podložného komplexu.

Uvoľnenie plyných emanácií a propylitizačných roztokov v tak širokom meradle spojujeme s deštrukciou stropových častí magmatického rezervoáru. Propylitizácia a hydrotermálne premeny vulkanických hornín kolapsovaných oblastí kalderových štruktúr sú známym procesom pri veľkom počte kalderových štruktúr. Dosah propylitizačných procesov spravidla presahuje hranice obmedzenia kolapsovej štruktúry (napr. dvojkaldera Mull-Ardnamurchan, Škótsko, Richey 1961).

Domnievame sa, že funkciu bariéry pre vystupujúce propylitizačné agencie v kolapsovej oblasti zohral mocný komplex nadložných lávových efúzií a vulkanoklastík amfibol-biotitického andezitu. K týmto záverom oprávňuje skutočnosť, že reliktové lávových efúzií v rámci centrálnej oblasti sú postihnuté propylitizáciou a podobne aj priľahlej časti kumulodómov pri rozhraní s vnútornou oblasťou. zatiaľ čo externejšie propylitizačné postihnutie amfibol-biotitických andezitov rapídne ubúda.

Produkty mladšej etapy (IV. etapa) v nadloží amfibol-biotitických andezitov externe od centrálnej oblasti nie sú propylitizáciou postihnuté.

IV. etapa

Nasledujúca aktivita pyroxén-andezitového vulkanizmu znamená ďalšie podstatné priestorové rozšírenie primárnej vulkanickej stavby.

Vulkanizmus má charakter zmiešanej aktivity explozívno-efúzívneho typu; erupcie vulkánskeho, ultravulkánskeho a pееlejského typu sa striedajú s efúziami lát. Eruptované hmoty sa hromadia na vonkajších svahoch, sčasti v suchozemskom prostredí, zhruba južne od línie Počúvadlo – Prenčov, v limnickom prostredí a ďalej k juhu (južne od Hont. Nemce – Sebechleby) v litorálnom až sublitorálnom pásme tortónskeho mora.

Transport hrubouľomkovitých pyroklastických hmôt sa uskutočňoval prostredníctvom „nuees ardentes“ (V. KONEČNÝ, M. KUTHAN 1963). Na premiestnení vulkanoklastického materiálu sa ďalej podieľajú lahárové prúdy, ktoré pri pohybe v smere k juhu prekračovali pobrežnú líniu a pohybovali sa ďalej po morskom dne ako subakválne bahnité prúdy („subaqueous volcanic mud flows“) V. KONEČNÝ 1965.

Pri efúziách lát do vodného prostredia pri puklinových erupciách (fissure eruptions) dochádza k vzniku variét so sklovitým vývojom základnej hmoty

a procesom brekciácie za vzniku hyaloklastitových brekcií.

Na aktivitu tektonických systémov v priebehu IV. vývojovej etapy je možné súdiť z orientácie subvulkanických telies pri vonkajšom okraji centrálnej vulkanickej oblasti. Z priestorového rozloženia a dĺžkovej orientácie (vid. obr. č. 2) je naznačený radiálny charakter v smere k centrálnej vulkanickej oblasti. Vznik radiálne orientovaných trhlín je podľa mnohých autorov spojovaný s magmatickým tlakom vystupujúcich magmatických hmôt (E. S. HILLS 1964).

Do pokročilejších období aktivity IV. etapy spadá formovanie poklesového pásma v zóne kumulodémových foriem Ilija-Biely Kameň, v ktorom dochádza k uloženiu pemzových tufov typu „Biely kameň“. Absolútnym datovaním K/Ar metódou je určený vek 15.1 ± 1.5 mil. r. V tej istej pozícii sú uložené pemzové tufy v limnickom prostredí (južne od obce Počúvadlo) a suchozemské pemzové tufy so znakmi zvárania (textúry fiamme, stĺpcová odlučnosť, produkované erupciami „ash flows“). Erupcie pemzových tufov typu „Biely kameň“ (produkty ash falls) a pemzových tufov so znakmi zvárania sa považujú za produkty trhlínových erupcií v súvislosti s počiatočnými pohybmi formovania poklesových štruktúr pri periférii centrálnej vulkanickej oblasti. Rozšírenie lávových prúdov pyroxenického andezitu + biotit (typ Sitno), v nadloží uvedených tufov a v nadloží denudovaných foriem kumulodémov, poukazuje na ich eliminovanie v tejto etape ako morfológických elevácií.

V závere andezitového vulkanizmu pokračujú efúzie pyroxenických andezitov z trhlínových erupcií do vodného prostredia v najexternejších južných zónach. K/Ar metódou je určený vek 13.5 ± 0.5 mil. r. (lokalita Horšá, Brhlovce). V ich podloží sú datované ryodacitové až rylitové tufy (lokalita Sázdice) na 13.6 ± 0.3 mil. r.

Rylitové dajky, ktoré považujeme za konečný magmatický produkt diferenciácie magmatického rezervoáru, sledujú v juhovýchodnej časti smery SSZ–JJV (záp. od Antola) v severnej časti smery S–J (B. Belá), v centrálnej oblasti rudného poľa Banská Štiavnica smery SSV–JJZ (J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK 1967).

Do záveru aktivity subsekventného vulkanizmu spadajú tiež rylitové extrúzie pri severozápadnom okraji centrálnej oblasti pozdĺž „Považskej poruchy“ (L. ROZLOŽNÍK 1965, 1968).

Orientácia rylitových dajok, podľa nášho názoru, dobre ilustruje fakt ako v jednom období dochádza k aktivovaniu odlišných tektonických systémov a to názorne vylučuje paušalizovanie len jedného tektonického systému pre určité obdobie vulkanickej aktivity. Naopak je zrejmé, že stavebne heterogenný a komplikovaný vulkanický areál reagoval v rôznych častiach odlišným spôsobom.

Intruzívna a extruzívna aktivita rylitového vulkanizmu spadá podľa tektonickej analýzy do obdobia mobility v súvislosti s výstupovým pohybom centrálnej oblasti a formovaním sprievodných poklesových štruktúr pri jej periférii.

* * *

Tektonický režim v priebehu vývoja vulkanického areálu, ako vyplýva z uvedeného, zahŕňa tektonické pohyby v priebehu vulkanickej aktivity (t. j. synvulkanické sensu stricto) ako aj pohyby vyrovnávacieho charakteru, ktoré

následujú po ukončení dielčích vývojových etáp (napr. formovanie poklesového pásma s vývojom intravulkanickej sedimentácie po ukončení I. etapy).

V dynamickom tektonickom režime, v priebehu vývoja vulkanického areálu, sa uplatnili hlavne nasledujúce procesy:

1. Mobilita koncentrického systému „ring fractures“ sledovaného extrúziami más amfibol-biotitických andezitov, podľa uvedeného systému dochádza ku kolapsovým pohybom centrálnej oblasti.
2. Uvoľňovacie pohyby v rámci centrálneho bloku v súvislosti s kolapsovými pohybmi, uvoľňované pásma a rozhrania litologických jednotiek sú sledované dajkovými a silovými telesami kremenno-dioritových porfýrov (dacitov) — mechanizmus „ring dyke“.
3. Poklesové štruktúry s pararelným priebehom zlomových pásiem (poklesové pásmo s vývojom intravulkanickej sedimentácie po ukončení I. etapy, poklesové pásmo Ilija — Biely Kameň).

4. Radiálne orientované tektonické poruchy (orientácia dajkových telies pyroxenického andezitu + amfibol + biotit IV. etapy, trhlinové erupcie s efúziami lát v externých oblastiach do vodného prostredia).

V priebehu vývoja vulkanického areálu sa najmarkantnejšie prejavuje mobilita podľa karpatského smeru SV—JZ, resp. SSV—JJZ.

Tektonické pohyby podľa uvedeného smeru sa uplatňujú pri:

- a) výstupe a orientácii intruzívno-extruzívnych telies I. etapy a v smerovej orientácii centrálnej vulkanickej zóny.
- b) založení poklesového pásma s vývojom intravulkanického sedimentačného bazénu (II. etapa).
- c) prednostnej orientácii dajok kremenno-dioritových porfýrov (dacitov) III. etapy.
- d) orientácii ryolitových dajok v centrálnom rudnom poli.

V závere vulkanizmu dochádza k počiatočným prejavom výstupového pohybu centrálnej oblasti a formovaniu poklesových štruktúr pri jej okraji. Hlavný vývojový proces týchto štruktúr sa však uskutočňuje v postvulkanickej vývojovej etape a z tohto dôvodu ich analýzu uvedieme v ďalšej časti.

3. Tektonické štruktúry a systémy postvulkanické

V. etapa

V postvulkanickom období dochádza v širšom areáli k vývoju štruktúr, ktoré jednak smerujú dosiahnuť stabilitu podpovrchových úrovní porušených výnosom magmatických hmôt — poklesové vulkanotektonické štruktúry typu graben, jednak k výstupovému pohybu centrálnej vulkanickej oblasti s jej vysunutím do vyšších denudačných úrovní a v závere k sformovaniu súčasnej hrásťovej stavby hodruško-štiavnickej.

Počiatky tektonických pohybov, ktoré viedli k vývoju uvedených štruktúr, siahajú do záverečných období vulkanickej aktivity, ich maximálny vývoj sa však uskutočňuje po ukončení vulkanizmu v predmetnej oblasti.

V rámci tohto posledného vývojového obdobia je možné rozlíšiť nasledujúce podetapy:

V/a. podetapa

Po ukončení vulkanickej aktivity (resp. v jej závere) dochádza k vývoju poklesového pásma pri JV až V okraji centrálnej vulkanickej oblasti obmedzeného z dvoch strán priebehom paralelných zlomových štruktúr s blokovými poklesmi v smere do vnútorných častí. Podľa gravimetrickej mapy (Š. ĎURATNÝ, L. ZBOŘIL, O. ORLICKÝ, M. FILO, 1960) je poklesové pásmo Ilija – B. Belá interpretované ako priekopová prepادلina. Hĺbka poklesnutého podložia sa, podľa geofyzikálnych údajov v strednej časti prepadliny, predpokladá viac ako 1000 m pod úrovňou mora.

Prepadlina, v zmysle Williams (1941), je novšie definovaná ako poklesová vulkanotektonická štruktúra typu graben KONEČNÝ (1968), IN BURIAN (1968).

Analogicky sa formuje pri južnom obmedzení centrálnej oblasti poklesové pásmo podľa smeru V–Z so stáčaním až do ZZJ–VVS smeru (Uhliská–Počúvadlo jazero) s blokovými poklesmi v smere k juhu. Na mape úplných Bouguerových anomálií uvedené pásmo odpovedá zóne intenzívnych horizontálnych gradientov. Tektonické pásmo predstavuje súčasne južné tektonické obmedzenie hodruško-štiavnickej hráste. (Pri obci Uhliská vystupuje v rámci propylitizovaného komplexu, v tektonickom pásme dielčí vysunutý blok permo-triasových hornín na ploche cca 200×200 m A. BRLAY 1967.)

Južné obmedzenie tejto poklesovej štruktúry je menej výrazné, je predstavované priebehom tektonických porúch v smere V–Z južne od Počúvadla.

Počiatky poklesových pohybov v rámci pásma kumulodómových foriem spadajú do pokročilejších období vulkanickej aktivity IV. etapy (poklesové pásmo Ilija – B. Kameň), ktoré do značnej miery eliminovali oblasť komulodómových foriem ako morfológické elévácie, to dokazuje rozšírenie plošných lávových prúdov v ich nadloží a v nadloží pemzových tufov typu B. Kameň. Hlavný proces formovania poklesových štruktúr pri vonkajšom okraji centrálnej vulkanickej oblasti však prebieha až po ukončení vulkanizmu pyroxenického andezitu VI. etapy, ako to názorne dokumentuje poklesávanie relikto-
vých lávových prúdov typu Sitno od severu v smere k juhu (od nadm. v. 1009 m – Sitno do 550,2 m – Brdo).

Tektonický režim v oblasti centrálnej vulkanickej zóny reprezentovanej kolapsovanými komplexmi je zásadne odlišný. V postvulkanickom období (resp. už v závere vulkanickej aktivity) prevláda v centrálnej oblasti pozitívny výstupný pohyb, ktorým sa predtým kolapsovaný celok dostáva do vyšších denudačných úrovní.

Centrálna oblasť v priebehu výstupu nie je jednotná „en block“, ale je dislokovaná hlavne v okrajových častiach (pri JV okraji) na rad blokov podľa smerov SV–JZ až SSV–JJZ s úklonmi v smere k JV (podradné smery SZ–JV až SSZ–VVJ) s postupným poklesávaním v smere k okraju priekopovej prepadliny Ilija – B. Belá. Podobne aj vo vnútornej časti centrálnej oblasti dochádza v rámci generálneho výzdvihu k dielčím poklesom a výzdvihom blokov (napr. pokles bloku severozápadne od poruchy s Terézia žilou).

Stupňovité poklesy pri JV okraji centrálnej oblasti v smere k okraju priekopovej prepadliny je možné ilustrovať na reliktoch sedimentárnej výplne intravulkanickej pánve v širšej oblasti B. Štiavnice: Na lok. Červená Studňa je úroveň relikto-

790 m n. m., v meste Banská Štiavnica 550 m n. m., Podsitnianská 450 m n. m. Eventuálne výskyty severozápadne od pásma Šípová — 805,3 m, Myšia hora — 787,84 m, Šobov 888,3 m, museli vo viac vysunutej úrovni nutne podľahnúť denu-dácii.

Z priestorového rozloženia poklesových štruktúr pri periférii centrálnej oblasti je určitá koincidencia s priebehom koncetrickej mobilnej zóny, ktorá sa uplatnila pri extrúziách más amfibol-biotitických andezitov a pri kolapsovom pohybe centrálnej oblasti. V postvulkanickej etape (počiatky pohybu spadajú do záveru vulkanickej aktivity) dochádza však k inverzii zmyslu pohybov; centrálna oblasť je v tomto období podrobená výzdvihovým pohybom, zatiaľ čo poklesové pásma sa formujú pri jej periférii.

Vývojový proces diskutovanej štruktúry, ktorej výsledkom je sformovanie hrásťovej stavby hodrušsko-štiavnickej a sformovanie poklesových štruktúr pri jej periférii, je potrebné chápať ako výsledok kombinácie a interakcie dielčích výstupných pohybov (v centrálnejších častiach) sprevádzaných hlavne v okrajových častiach radom poklesových pohybov.

Na tektonické smery SV—JZ až SSV—JJZ pri okrajovej časti centrálnej oblasti sú viazané hlavné žilné telesá polymetalického zrudnenia Banská Štiavnica.

Poznámky ku vzťahu tektoniky a zrudnenia

Z načrtnutej vulkanotektonickej analýzy vyplýva, že poloha hlavných štiavnických žíl spadá na jednej strane do pásma medzi maximálne vysunovanú centrálnu oblasť (vysunutie predvulkanického podložja je viac ako 900 m nad morom) a na druhej strane do poklesovej graben štruktúry (pokles predvulkanického podložja sa predpokladá viac ako 1000 m pod úrovňou mora). Uvedené pásmo je v najväčšej miere podrobené dislokačnej tektonike s blokovým poklesávaním v smere k okraju priekopovej prepadliny.*

Tektonický smer SV—JZ až SSV—JJZ, ako vyplynulo z predchádzajúceho, sa prejavoval ako najmobilnejší smer v priebehu etáp vulkano-tektonického vývoja v priebehu aktívneho vulkanizmu. Čo do intenzity a veľkosti uvoľňovacích vertikálnych pohybov sa však maximálne prejavuje v záverečnom období a hlavne po ukončení subsekventného vulkanizmu v predmetnej oblasti.

Smer SV—JZ až SSV—JJZ predstavuje zrejme smer najvýraznejšej lability v usporiadaní štruktúrno-tektonických jednotiek podložja. Mobilita uvedeného smeru sa prejavuje v regionálnom meradle vývojom a priebehom hlavných vulkano-tektonických zón a štruktúr.

Je logické, že práve tektonicky najmobilnejšie pásmo pri okraji vystupujúcej centrálnej oblasti, porušované blokovou dislokačnou tektonikou s najmohutnejšími uvoľňovacími vertikálnymi pohybmi, je ako tektonicky najvýhod-

* Pre získanie predstavy o veľkosti amplitúdy vertikálneho posunu je treba poznamenať, že výstup centrálnej oblasti sa uskutočnil zo subvulkanických úrovní s reálnym predpokladom niekoľko sto metrov pod úrovňou mora. Vrt KOV-42 (mimo oblasť vlastnej grabenovej štruktúry) overuje bázu vulkanického komplexu cca 700 m pod úrovňou mora. To znamená, že celkový výstupný pohyb vysunutých blokov podložja presahuje hodnoty 1600 m a pravdepodobne viacej.

nejšie využívané pre výstup a uloženie rudných koncentrácií mezo-hydrotermálnych roztokov, ktoré sa oddelili zo záverečného štádia diferenciácie magmatického rezervoáru.

Väzba rudných žíl na dislokačné pásma s vertikálnym posunom niekoľko sto m je potvrdená radom autorov (J. ŠTOHL 1962, 1967).

Počiatky pohybov, ktorými nastal vývoj vysunutej hrásťovej stavby a poklesových štruktúr pri jej okraji, ako vyplynulo z predchádzajúceho rozboru, spadajú do záveru subsekventného vulkanizmu. Na základe väzby rudných žíl na tieto dislokačné pásma uvedených štruktúr je možné posunúť procesy zrudnenia do záveru, resp. bezprostredne po ukončení subsekventného vulkanizmu v predmetnej oblasti.*

ROZLOŽNÍK L. (1968) upozorňuje na prípady nerovnakého dynamického tektonického režimu dacitových a postdacitových (mineralizovaných) štruktúr, aj keď uvažuje zhruba tie isté dynamické podmienky formovania zlomov sledovaných dajkami a mineralizovanými zónami v priebehu výstupu štiavnickej hrásťe.

Tektonický režim formovania dajkových a konkordantných intrúzií typu mohutných sillov zodpovedá mechanizmu „ring dikes“ v zmysle RICHEY (1961) podmieneného postupnými kolapsmi centrálnej oblasti. Mechanizmom uvoľňovacích pohybov je možné – podľa nášho názoru – uspokojivo objasniť priebeh a úklony dajkových intrúzií a predovšetkým intrúziivný mechanizmus konkordantných intrúzií vo vnútornejšej časti centrálnej oblasti. Tektonický režim, ktorým dochádza k blokovej dislokačnej tektonike, v súvislosti s výstupom centrálnej oblasti, je režim odlišného typu.

Za záverečný prejav subsekventného vulkanizmu v oblasti rudného poľa sa považujú rhyolitové dajky (J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK 1967). Výstup týchto dajok vykazuje polohovú väzbu na dislokačné pohyby smeru SV–JZ až SSV–JJZ (podobne ako výstup rudných žíl) pravdepod. na počiatkové štádiá pohybov. Tieto skutočnosti sa zdajú poukazovať na úzke časové koincidencie vo využívaní analogických tektonických štruktúr práve tak rhyolitovými dajkami, ako aj hydrotermálnymi roztokmi polymetalického zrudnenia (pravdepodobne na pokročilejšie štádiá s mohutnejšou dislokačnou tektonikou v prípade rudných žíl).

Záver z rozboru tektonického vývoja svedčia o posunutí zrudňovacích procesov na záver subsekventného vulkanizmu (resp. do skorých období po jeho ukončení). To podporuje predstava o postryolitovom (resp. súčasnom) a predbazaltovom veku zrudnenia podľa L. ROZLOŽNÍKA a J. ŠALÁTA (1966). Priame dôkazy o postryolitovom veku prinášajú J. MICHALENKO, J. PÁSTOR, M. KODÉRA (1968), nepriame J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK (1967).

HELKE (1938) kladie pôvod zrudnenia do súvisu s batolitom granodioritu, J. FORGÁČ, J. KOVÁČIK (1967) viažu zrudnenie na subvulkanické formy granitoidného zloženia.

Považujeme za reálnejšie spojovať pôvod zrudnenia s hypoabysálnymi úrovňami, t. j. s vrchnými úrovňami magmatického rezervoáru s jeho záverečným diferenciačným štádiom.

* Podľa J. ŠTOHL (1964), K. ELIÁŠ, J. KÁNTOR, J. ŠTOHL (1967) priestorová situácia dajkových telies dacitov štruktúrne kontroluje priebeh žíl zrudnenia. Výstupové cesty hydrotermálnych roztokov a dacitových dajok sa považujú za spoločné.

Nevylučujú sa dlhšie prejavy zrudnenia v súvislosti s hydrotermálne-exhalačnou aktivitou v priebehu vývoja vulkanizmu v závere dlhších etáp, napr. zvýšenie koncentrácie Mo, Sn, Pb, Zn, atď. v hydrokvarcitoch Šobov (J. ŠTOHL 1967).

Dislokačné poruchy s priebehom SSV-JJZ až SV-JZ križujú tektonické mobilné pásmo koncentrického priebehu, v smere ktorého dochádza k formovaniu grábenovej štruktúry Ilija – Banská Belá, a pri južnom okraji poklesové pásmo podľa smeru zhruba V-Z.

Križovanie koncentrických systémov (kolapsovaných štruktúr) s mladšími transverzálnymi systémami sú областmi tektonického rozbitia tzv. „shatter blocks“, ktoré – ako je možné poukázať na príklade štruktúry Vatukoula Caldera (Fidži), (L. S. Denholm 1966) – sú областami ekonomicky významných koncentrácií zrudnenia. Epitermálne zrudnenie, (Au-teluridy) sledované horúcimi prameňmi, predstavuje záver vulkanickej aktivity (po intrúziách monzonitov).

Z tohto aspektu považujeme za vhodné preveriť územie B. Belá a na JJZ územie Dekýš, ktoré sú situované v oblasti križovania koncentrického mobilného pásma s transverzálnym tektonickým systémom SSV-JJZ až SV-JZ. Je treba rátať so skutočnosťou, že propylitizovaný komplex II. andezit. fázy je poklesnutý do väčších hĺbok. V úvodnej etape doporučujeme detailný geofyzikálny výskum na identifikovanie priebehu tektonických štruktúr a v ďalšej etape hlbinnú sondáž štruktúrnymi vrtmi.

Koncentrácie polymetalického zrudnenia môžu byť tiež lokalizované v značnom meradle na okrajovú časť veľkých kalderových štruktúr, ako je to možné demonštrovať na štruktúre „Creed Caldera“ (San Juan Colorado), T. A. STEVAN, J. C. RATTE (1960). V postkalderovom štádiu dochádza, v súvislosti s vykľutím centrálnej oblasti (predtým kolapsovej), k vývoju grabenových štruktúr pri jej okraji. Vznikajúce zlomové pásma sú sledované erupciami kvarc-latitov a v poslednej etape (po ukončení vulkanizmu) sú zlomové pásma grábenovej štruktúry mineralizované Pb, Zn, Ag – zrudnením.

Odporúčame ďalej pokračovať vo výskume hlavných vulkanotektonických štruktúr, ktoré pripadajú do úvahy ako potenciálne pre koncentrácie polymetalického zrudnenia. Z tohto stanoviska považujeme za vhodné skúmať (v medziach základného výskumu) s použitím geofyzikálnych metód tiež mobilné poklesové pásma pri severozápadnom okraji centrálnej oblasti t. j. hodruško-štiavnickej hráste, zhruba v smere „považanskej poruchy“ (ROZ-LOZNÍK 1965).

Za neobjasnené považujeme ďalej dislokačné poklesové pásma hlbšieho stupňovitého poklesávania okrajového pásma prekopovej prepadliny, resp. graben štruktúry Ilija – B. Belá (východne od Kalvárie). Považujeme ďalej za vhodné bližšie objasniť (pomocou geofyziky) tiež paralelné poklesové pásmo, ktoré obmedzuje štruktúru z juhovýchodu.

Záverom poukazujeme na niektoré analogické fenomény v súvislosti s formovaním kaldery Börzsöny (G. PANTÓ, L. MIKÓ 1964) (ako sú subsidencia centrálnej oblasti za vzniku propylitizovaných hornín), na analogičnosť niektorých prvkov mineralizácie poukázali už skôr uvedení autori.

V/b. podetapa

Podľa zlomových línií SSV–JJZ okrajovej časti grabenovej štruktúry Ilija – B. Belá s hlbokým dosahom sa uskutočnil výstup báziického málo diferencovaného magmatu zo simatických úrovní. Lokalizovanie erupčných centier (neck Kalvária kóta 726,5 a neckové teleso pri obci Kyshýbel) sa uskutočnilo na križovaní so smerom ZZS–VVJ tzv. kalvárska porucha. Táto porucha (podľa J. PÁSTORA – ústné zdelenie) čiastočne porušuje priebeh rudných žíl. To dovoľuje fixovať aktivitu finálneho vulkanizmu vzhľadom k zrudneniu do mladších období. Bazaltový vulkanizmus mal pravdepodobne charakter zmiešanej explozívno-efuzívnej aktivity (ako vyplýva z analýzy formy Kyshýbel) s budovaním malých polygenných foriem.

V/c. podetapa

Podetapa zahŕňa posledné vývojové obdobie postvulkanických štruktúr a denudácie do súčasného stavu.

V priebehu tohto obdobia pokračuje výstupný pohyb centrálnej oblasti a jej vysunutie do vyšších denudačných úrovní. Ako je zrejmé z reliktov terasových a riečnych uloženín vo vyšších úrovniach na vulkanickom komplexe (ROZ-LOŽNÍK 1965), výstupný pohyb je pomerne mladého dáta (pliocén) s pokračovaním do subrecentu. V priebehu výstupného pohybu dochádza k denudačnému odstráneniu komplexu amfibol-biotitického andezitu (až na relikty lávových efúzií) s obnažením subvulkanických úrovní dajok a konkordantných intrúzií kremeno-dioritových porfýrov (dacitov) a k podstatnej redukcii moci komplexu propylitizovaných pyroxenických andezitov.

V oblasti hodruško-sklennoteplickej dochádza v širokom meradle k obnaženiu predvulkanického podložia. Denudačným zrezom sú v rámci centrálnej oblasti odkryté vrchné časti štruktúr polymetalického zrudnenia.

Poklesovým pohybom podľa smeru SSV–JJZ je doformovaná pri juhovýchodnom okraji centrálnej oblasti grabenová štruktúra Ilija – B. Belá (pre tieto pohyby svedčí drvenie žilnej výplne Bieber a Ján žily) a podobne sa uskutočnili pohyby poklesového pásma pri južnom okraji centrálnej oblasti podľa smerov ZZS–VVSS.

V porušení vulkanických komplexov sa najmarkantnejšie prejavujú najmladšie tektonické poruchy; v južnej oblasti sú to smery S–J, v juhovýchodnej oblasti smery SZ–JV a vo východnej časti s otáčaním do smeru ZZS–VVJ (napr. kalvárska porucha). Radiálny charakter tektonických porúch, vzhľadom k centrálnej oblasti rozšírených hlavne v externejšom pásme, pripisujeme vykleňovaciemu výstupnému pohybu centrálnej oblasti. Tieto posledné tektonické smery sú ako predisponované využívané založením hlavných údolí.

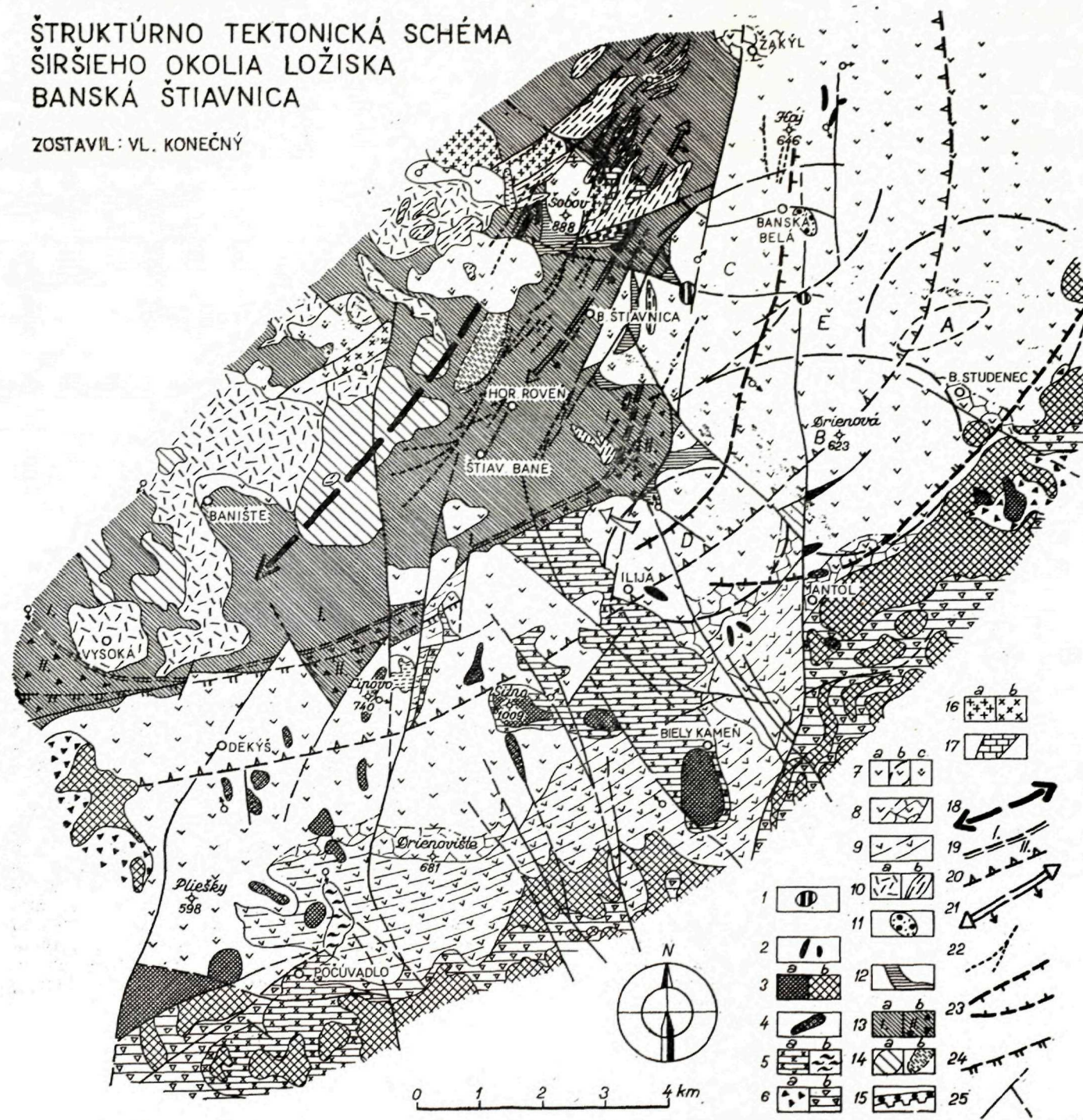
Výstupný pohyb centrálnej oblasti v záverečnom období vulkanizmu, hlavne po jeho ukončení, je zatiaľ neobjasneným faktom.

Vyklenutie a výzdvih kolapsovaných oblastí v postkalderovom štádiu je ako poznamenávajú SMITH, BAILEY, ROSS, WASHINGTON (1961) spoločným zjavom pre rad veľkých kalderových štruktúr.

BEMMELEN (1929) s oblasti Lake Toba uvádza vyklenutie predtým kolapsovej štruktúry, podobne STEVEN, RATTÉ (1968) identifikujú vyklenutie centrálnej ko-

ŠTRUKTÚRNO TEKTONICKÁ SCHÉMA ŠIRŠIEHO OKOLIA LOŽISKA BANSKÁ ŠTIAVNICA

ZOSTAVIL: VL. KONEČNÝ



obrázok č. 2

VYSVETLIVKY:

FINÁLNY VULKANIZMUS:

1 — neckové telesá nefelického bazanitu.

SUBSEKVENTNÝ VULKANIZMUS:

IV. etapa

2 — ryolitové dajky; 3 — lávové prúdy: a) pyroxenický andezit s biotitom (typ Sitno); b) pyroxenický andezit ± amfibol; 4 — dajky, (necky) pyroxenického andezitu ± amfibol ± biotit; 5 — pemzové tufy pyroxenického andezitu s biotitom ± amfibol: a) sedimentované vo vodnom prostredí; b) suchozemské zvané tufy — ignimbrity; 6 — vulkanoklastické horniny: a) v suchozemskom prostredí; b) v subvakválnom prostredí.

III. etapa

7 — extrúzie a efúzie amfibol biotitického andezitu: a) bližšie nešpecifikované; b) kumulodómy (A—E); c) lávové efúzie. 8 — lávoklastické brekcie; 9 — vulkanoklastiká všeobecne (materiál amfibol-biotitického andezitu, podradne pyroxenického andezitu); 10 — kremenno-dioritové porfýry (dacity), dacitoidné andezity (pyroxén-biotitické ± amfibol ± kremeň): a) konkordantné intrúzie; b) dajky; 11 — hydrokvarcy.

II. etapa

12 — reliktý výplne intravulkanického sedimentačného bazénu (tufiticko-lignitické sedimenty, konglomeráty pyroxenického andezitu, pyroklastiká amfibol-biotitického andezitu).

I. etapa

13 — propylitizovaný komplex pyroxenického andezitu ± amfibol ± biotit (pevné telesá a vulkanoklastiká);

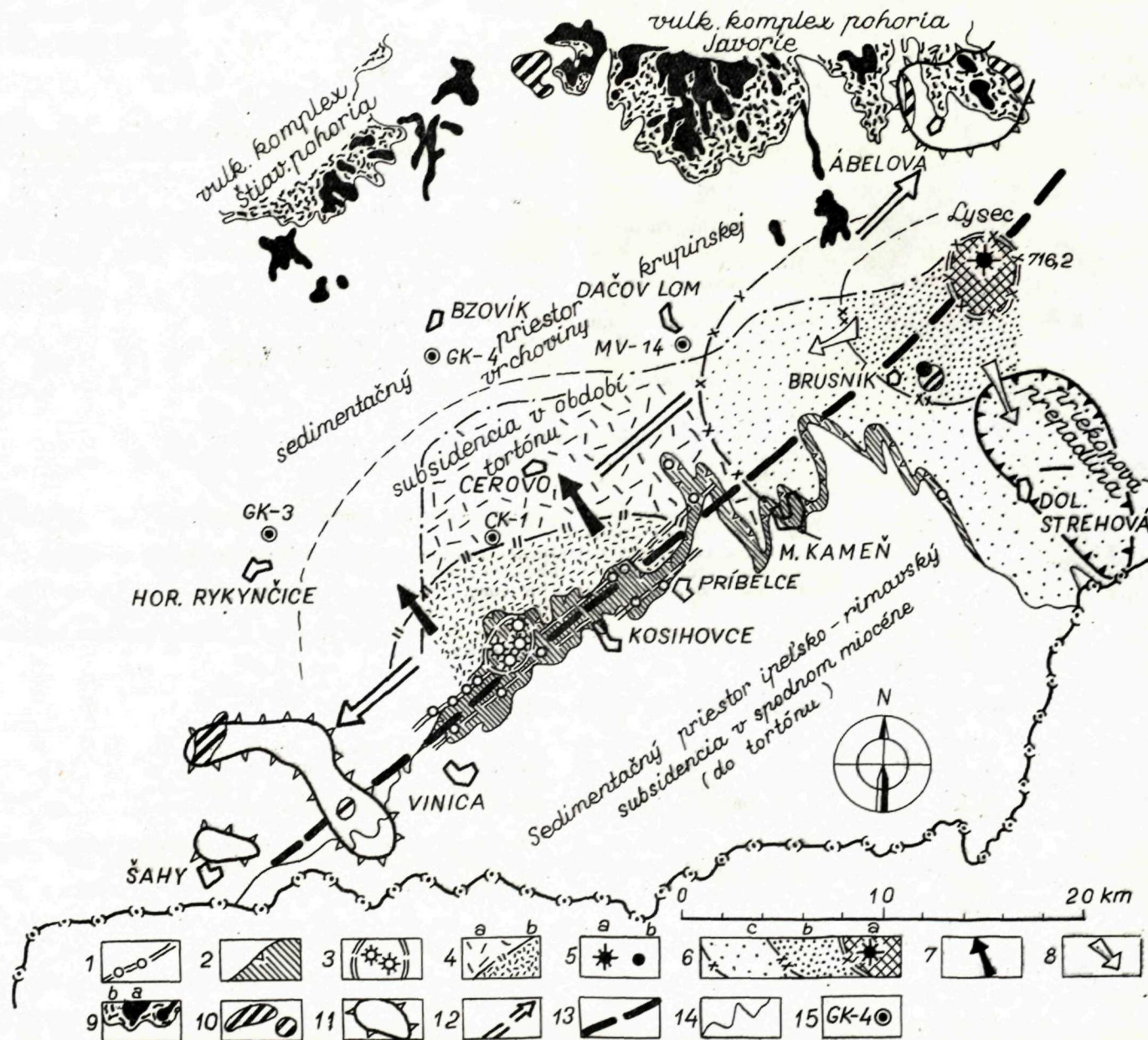
I. oblasť centrálnej vulkanickej zóny — prevaha masívnych andezitov (intrúzie, extrúzie, efúzie) nad vulkanoklastickým materiálom.

II. oblasť strednej vulkanickej zóny — striedanie lávových efúzií a vulkanoklastík so znakmi stratovulkánového typu stavby; 14 — intruzívno-extruzívne telesá: a) pyroxén-amfibolického andezitu ± biotit ± kremeň; b) teleso pyroxenického andezitu Tanádu; 15 — hydrokvarcy — Sobov.

PODLOŽNÝ KOMPLEX:

16 — a) diorit, b) granodiorit; 17 — mezozoikum a paleogén; 18 — prednostný smer orientácie intruzívno-extruzívnych telies I. etapy; 19 — rozhranie centrálnej (I) a strednej (II) vulkanickej zóny; 20 — predpokladaný priebeh koncentrickej mobilnej zóny (III. etapa); 21 — hlavný smer dislokačnej tektoniky s úklonom k JV, s blokovým zaklesávaním v smere k okraju graben štruktúry Ilja — Banská Belá (IV. etapa); 22 — priebeh rudných žíl; 23 — geofyzikálne vymedzený okraj graben štruktúry Ilja — Banská Belá; 24 — geofyzikálne vymedzený okraj poklesového pásma; 25 — tektonické línie.

PALEOGEOGRAFICKÁ SCHÉMA VULKANO-SEDIMENTÁRNYCH FORMÁCIÍ
JUŽNEJ PERIFÉRIE NEOVULKANITOV.



obrázok č. 1

VYSVETLIVKY:

1. Prívodové systémy formácie VINICA-PRÍBELCE s lineárnou väzbou;
2. Vulkanoklastické produkty formácie VINICA-PRÍBELCE;
3. Prívodové systémy formácie CELOVCE-OPAVA (vulkanické necky, dajky);
4. Vulkanoklastické produkty formácie, CELOVCE-OPAVA: a) periférna vulkanická zóna; b) stredná vulkanická zóna;
5. Prívodové systémy formácie LYSEC: a) extrúzie typu tholoidov v oblasti eruptívneho centra; b) podpovrchová intrúzia;
6. Vulkanoklastické produkty formácie LYSEC: a) stredná vulkanická zóna; b) periférna vulkanická zóna (vnútorná časť); c) periférna vulkanická zóna (vonkajšia časť);
7. Hlavné smery transportu vulkanoklastického materiálu v období vulkanizmu formácie VINICA-PRÍBELCE a CELOVCE-OPAVA;
8. Hlavné smery transportu vulkanoklastického materiálu v období vulkanizmu for. LYSEC;
9. Vulkanické komplexy pohoria Javorja a Štiavnickeho pohoria: a) lávové prúdy; b) vulkanoklastiká;
10. Výchozy predvulkanického podložja;
11. Elevácie predvulkanického podložja (určené geofyzikálne);
12. Predpokladaný priebeh šahansko-ábelovskej bariéry (do tortónu);
13. Generálny priebeh vulkanotektonickej zóny šahansko-lyseckej;
14. Denudačný okraj neovulkanitov;
15. Štruktúrne vrty.

lapsovanej oblasti Creed Caldera (San Juan — Colorado), ďalej u Silverton Caldera (Colorado) uvádzajú vyklenutie WILBUR, BURBANK, LUEDKE (1961). Podobne je známy výzdvih v centrálnej oblasti kolapsovaneho pásma u Arran Complex (KING 1955) — Skótsko. Výzdvih a vyklenutie centrálnej oblasti u Vales Caldera (New Mexico) uvádzajú SMITH, BAILEY, ROSS, WASHINGTON (1961). Výzdvihový pohyb u tejto štruktúry bol sprevádzaný extrúziami ryolitových dómov pozdĺž „ring fractures“ a taktiež z okrajov graben štruktúry formovanej vo vykleňovanej centrálnej časti.

Títo poslední autori formulujú mechanizmus vyklenutia centrálnej časti kaldery v postkalderovom štádiu ako dôsledok záverečných intruzívnych procesov v súvislosti s umiestňovaním štokových alebo lakolilitových telies vo vrchnej časti magmatického rezerváru.

K otázke pôvodu výzdvihového pohybu centrálnej oblasti diskutovanej štruktúry hodruško-štiavnickej nie je možné zatiaľ zaujať definitívne stanovisko, hoci proces ktorý popisujú SMITH, BAILEY, ROSS, WASHINGTON (1961) je pre objasnenie výzdvihového pohybu centrálneho (predtým kolapsovaneho bloku) reálnejší než pohyb v dôsledku izostázy (výstup ľahších hmôt napr. granitoidov v prostredí hustotne ťažších hornín), ktorý postihujú skôr celky veľkých regionálnych rozmerov. K problému bude možné zaujať stanovisko po skončení programovaného geofyzikálneho výskumu.

Tektonický režim v záverečnej vývojovej etape je možné zhrnúť nasledovne:

1. Vývoj poklesových štruktúr obmedzených subparalelným priebehom zlomových pásiem pri periférii centrálnej oblasti. Smerová orientácia zhruba sleduje pôvodný priebeh koncentrickej mobilnej zóny.
2. Výstupový pohyb centrálnej oblasti sprevádzaný uvoľňovacími dislokačnými pohybmi (hlavne podľa smeru SV—JZ až SSV—JJZ, podradne podľa SSZ—JJV až SZ—JV smeru).
3. Vznik radiálne orientovaných najmladších tektonických porúch podmienených vyklenutím a výstupom centrálnej oblasti.

Tektonický režim v rámci centrálnej oblasti, ktorá je v priebehu výstupového pohybu dislokovaná hlavne v okrajových častiach a vykleňovaná maximálne v centrálnej a severozápadnej časti, je možné podľa nášho názoru objasniť prítomnosťou diorit-granodioritovej intrúzie, ktorá v rámci podložného komplexu vystupuje ako viac rigidný stavebný element.

Z uvedeného vyplýva, že v komplikovanom tektonickom režime záverečnej a postvulkanickej etapy, ktorej dominantným prvkom je výstupný pohyb centrálnej oblasti, sú znovu aktivované tektonické smery, ktoré sa v rôznej miere uplatňovali v priebehu aktívneho vulkanizmu a v závere jednotlivých vývojových etáp.

Celkove je možné zhrnúť, že v priebehu vývoja vulkanického areálu sa ako najmobilnejší prejavuje smer karpatskej orientácie tj. SV — JZ až SSV — JJZ smeru. Ako sme poukázali vyššie, funkcia uvedeného smeru sa uplatnila v predvulkanickom období vo vývoji vyklenutej elevačnej štruktúry sledovanej pri JV okraji relatívne viac poklesovým pásmom s vývojom predtortonských miocenných sedimentov (vrt GK-3, H. Rykynčice, GK-4 Ezovík). Poklesový charakter sa zachováva aj v priebehu tortonu, ako to vyplýva z litofaciálneho charakteru vulkanoklasických komplexov uložených v subakválnom prostredí morského a vyššie lakustrinno-limnického typu.

Aktivovanie subsekventného vulkanizmu sa uskutočňuje v súvislosti s dis-

lokačným režimom v rámci elevačnej štruktúry resp. jej okraja, ako to vyplýva z výstupu a orientovania intruzívnych a intruzívno-extruzívnych telies. Tektonické pohyby s najväčšími hodnotami vertikálneho posunu však spadajú do záverečného obdobia vulkanizmu a hlavne po jeho ukončení dochádza k vývoju hrástovej štruktúry štiavnicko-hodrušskej hlavne podľa tektonických smerov SSV-JJZ. Na dislokačné zóny uvedeného smeru je viazaný výstup rudných žíl.

Z uvedeného vyplýva, že smer SV — JJZ až SSV — JJZ karpatskej orientácie predstavuje najmobilnejší smer v usporiadaní štruktúrno-tektonických jednotiek podložia. Mobilita tohto smeru sa prejavuje v celom vývoji vulkanického areálu a taktiež v sformovaní konečných postvulkanických štruktúr.

Ako sme vyššie uviedli, smer SV — JJZ sa v oblasti juhovýchodnej periferie neovulkanitov prejavuje ako hlavná mobilná zóna, v smere ktorej dochádza k aktivovaniu väčšieho počtu eruptívnych centier. Migrácia eruptívnych centier v rámci zóny je generálne od JJZ — SV. Táto zóna predstavuje kritické pásmo, podľa ktorého v predchádzajúcich etapách dochádza k výzdvihovým a poklesovým pohybom epeirogenetického typu veľkých regionálnych celkov. Jeho funkcia sa odráža práve tak v rozšírení ako aj v migrácii sedimentačných bazénov.

Mobilné zóny, pozdĺž ktorých dochádza k založeniu a migrácii eruptívnych centier a k vývoju vulkanických aparátov, ktoré sú súčasne zónami regionálnej tektonickej mobility, navrhujeme označiť ako vulkanotektonické zóny I. rádu.

Postupnosť aktivovania týchto mobilných zón, ako vyplynulo z analýzy vulkanosedimentárnych litofaciálnych komplexov s biostratigraficky datovateľným materiálom a novšie sa potvrdzuje absolútnym datovaním — V. KONEČNÝ, G. P. BAGDASARIAN, D. VASS (1969) sa uskutočnilo od juhovýchodu v smere k severozápadu. Presun aktívnych vulkanických areálov sa uskutočňuje v zákonitej väzbe s migráciou sedimentačných bazénov generálne v smere od JV k SZ až Z po ich severovýchodnom okraji.

Doručené: 20. augusta 1969
Lektoroval: Ing. Ján Slávik, CSc

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

Literatúra.

- Bemmelen R. W., 1929: The Origin of Lake Toba (North Sumatra). Pacific, Sci. Congr. 4th. Proc. V. 2A.
- Bodnár J. — Ďuratný S. — Filo M. — Orlický M. — Zbořil L., 1963: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Uhliská, Preňčov, Sebechleby, Dudince. Archív GÚDŠ — Bratislava.
- Bralay A., 1966: Geologické mapovanie na liste Uhliská. Ruk. archív GÚDŠ — Bratislava.
- Burbank W. S. — Luedke R., 1961: Origin and Evolution of Ore and Gangue-Forming solutions, Silverton Caldera, San Juan Mts. Colorado. Geol. Surv. Prof. paper 424-D. Washington.
- Burian J. a kol., 1968: Ložiskový — geologický výskum v širšej oblasti ložiska B. Štiavnica, Archív GÚDŠ—Bratislava.
- Burian J. — Kováčik J. — Štohl J., 1964: Geologicko-ložiskový výskum v širšej oblasti B. Štiavnice. Zprávy o geol. výskumoch v roku 1963, Bratislava.
- Denholm L. S., 1966: Structural and Economic Aspect of Vatukoula Caldera, Fiji. Bull. Volc. tome XXIX.
- Ďuratný S. — Filo M. — Orlický O. — Zbořil L., 1960: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov, oblasť B. Štiavnica. Archív GÚDŠ—Bratislava.

- Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1968: Relations of Deep-Seated Structures to the Development of Subsequent Volcanism in Central Slovakia. Geol. práce, Zprávy 36—Bratislava.
- Eliáš K. — Kantor J. — Štohl J., 1967: Intramineralizačné postavenie ryolitov v centrálnej časti Štiavnického pohoria. Geol. práce, Zprávy 43—Bratislava.
- Hill E., 1967: Elements of structural Geology.
- Karolusová E., 1965: Zpráva o štúdiu pyroklastického komplexu I. andezitovej fázy profilu vrtu GK-1. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava.
- King B. C., 1955: The Ard Bheinn area of the central igneous complex of Arran. Geol. Soc. London Quart. Jour. v. 110.
- Kodéra M. — Kováčik J., 1968: Bazálna séria III. andezitovej fázy v oblasti B. Štiavnice. Acta Geol. Univ. Com. Nr. 13. Bratislava.
- Konečný V., 1965: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. Geol. práce, Zprávy 40. Bratislava.
- Konečný V. — Kuthan M., 1968: Volcanic Forms and Types of Eruptions of Neogene Volcanism in Central Slovakia. Geol. práce, Zprávy 44—45 Bratislava.
- Konečný V. — Dublan L.: The Analysis of Cumulode Forms of Acid Andesite Volcanism in B. Štiavnica (v tlači).
- Konečný V. — Bagdasarjan G. P. — Vass D.: Contribution of Absolute Age to the Evolution Scheme of Neogene Volcanism. (v tlači)
- Kováčik J., 1965: Geologický výskum oblasti B. Štiavnice. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964 Bratislava.
- Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. Nitra M-34 XXXI. GÚDŠ Bratislava.
- Kuthan M., 1963: Deformations Tectonic of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between the Volcanism and Tectonics. Geol. práce, Zprávy 28. Bratislava.
- Lengyel E., 1956: Relevé géologique des environs de Nógrad—Szokolia, dans la Montagne Börzsöny. Földat Int. évi. Jel. 1954. Budapest.
- Lexa J.: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. (v tlači).
- Mihaliková A., 1966: K nomenklatúre tzv. dacitov z oblasti banskoštiavnického rudného obvodu. Geol. práce Zprávy 40. Bratislava.
- Michalenko J. — Pastor J. — Kodéra M., 1968: Poznámky k veku polymetalického zrudnenia na ložisku Banská Štiavnica. Acta Geol. Univ. Com. Nr. Bratislava.
- Pantó G. — Mikó L., 1961: The Nagybörzsöny ore deposits. Föld. Int. Evko. vol. L. Fasc. I. Budapest.
- Richey J. E., 1961: Scotland Tertiary Volcanic Districts. Edinburg.
- Rozložník L. a kol., 1966: Záverečná zpráva, výskum hornín Štiavnického ostrova. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.
- Rozložník L., 1968: Fault Tectonic of the Štiavnica horst. Geol. práce, Zprávy 44—45, Bratislava.
- Smith R. L. — Bailey R. A. — Ross C. S. — Washington D. C., 1961: Structural evolution of the Valles Caldera New Mexico, and its bearing to the emplacement of Ring dikes. Geol. Surv. Prof. paper 424-D, Washington.
- Steven T. A. — Ratté J. C., 1959: Caldera Subsidence in the Creede Area, San Juan Mts. Colorado. Geol. Soc. Am. Bull. v. 70. Washington.
- Šalát J., 1955: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruše — Vyhne. Geol. práce, Zprávy 39.
- Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnického — hodrušského rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava.
- Štohl J., 1967: Dielcia zpráva so stavom k 1. VIII. 1967. Ložiskový výskum centrálnej oblasti B. Štiavnice. Rukopis, archív GÚDŠ Bratislava.
- Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava.

- Vass D., 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. Kand. práca, archív GÚDS — Bratislava.
- Williams H., 1932: The History and Character of Volcanic domes. Univ. of Calif. Press.
- Williams H., 1941: Calderas and their Origin. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 25 (5).

Contribution to Methods of Tectonic Analysis of Neovolcanic Complexes (with respect to wider region around Banská Štiavnica)

VLASTIMIL KONEČNÝ

R é s u m é

In the Neogene volcanism of Central Slovakia, in the area of Štiavnické poh. Mts., an apparatus of stratovolcano type was identified.

The following evolutionary stages were determined from volcanotectonic standpoint:

1st stage: the establishment of eruptive centres in an area of the elevation zone or near its margin, of NE-SW striking and the evolution of a volcanic apparatus of stratovolcano type during volcanism of the intermediary andesite type. The central volcanic zone with intrusions and extrusions of andesite bodies is oriented in NE-SW direction.

2nd stage: the evolution of intravolcanic sedimentation basins in a subsidence zone and adjacent parts of a stratovolcano structure.

3rd stage: explosive eruptions were followed by mass extrusions of acid amphibole-biotite andesites (cumulodomes, dome flows, lava flows) along a concentric mobile zone — ring fractures, and near its NE margin — extrusions of plagioclase rhyolite. In connection with extrusions along ring fractures passed a collapsing process of the central area in a row of partial collapses, and a caldera structure arose in final stage. The zones loosened in the course of collapse movements were intruded with dykes of quartz-diorite porphyries (dacites) declining off the central block corresponding to the mechanism of the process of „ring dykes“ in Richey's (1961) sense. In more central parts extensive concordant intrusions of the sill type were formed, on a borderline between the basement lithological units and the overlying volcanic complexes. The collapsed complexes were intensively propylitized.

4th stage — the spatial forming of a volcanic apparatus of stratovolcano type continued with the revived volcanic activity of andesite volcanism (from intermediary to acid) and explosive-effusive activity. Orientation of dyke bodies indicates connection with radially oriented tectonic systems, with respect to the central area.

5th stage — the closing stage and the end of volcanic activity of andesite volcanism were followed by updoming and uplifting movements of the central (formerly collapsed) area. The area was also displaced to higher denudation levels. Near S, SE, E and NE margins of the central area, subsidence structures of graben type were approximately synchronously formed. Along the zones of tectonic mobility between the uplifted central block and marginal subsidence structures there are rhyolite extrusions (Považany fault), dykes in the central area and near its S and E peripheries.

Along the dislocation belts of NE-SW and NNE-SSW striking in a zone of maximal tectonic deformation) near SE and E margins of the central uplifted area) hydrothermal solutions ascended, and polymetallic (Pb-Zn-Cu) and (in more central part of Au-Ag) ore-mineralization were formed. More external volcanic complexes were displaced along radially oriented fractures in the course of updoming movements. On the crossing of tectonic faults of NNE-SSN striking and the younger ones of WNW-EES striking, basalt slight-alkaline magma ascended, and explosive-effusive activity supported the rise of unextensive polygene forms of the medium type (the necks of Kalvária and Kyšýbel).

The uplifting movement of the central volcanic area in post-caldera stage showed a number of characteristic features analogous with the process postulated by Smith, Bailey, Ross, Washington (1961) on the example of Vales-Caldera (New Mexico).