

# Neogénny vulkanizmus na území Slovenska

V období mladších trefohôr (v neogéne) a v počiatkových obdobiach štvrtohôr (v kvartéri) na vnútornej strane horského oblúka Karpát prebiehala búrlivá vulkanická aktivita. Jej výsledkom bol postupný vznik vulkanických pohorí v oblasti stredného Slovenska, severného Maďarska a stredného Rumunska, ako aj



Pohľad na Banskú Štiavnicu, v popredí Klopačka, v pozadí vrch Glanzenberg

do veľkej hĺbky, ktoré dosiahli až úrovne magmatických krbov, sa stali cestami, po ktorých prúdila magma na povrch, a stala sa zdrojom búrlivej sopečnej činnosti.

do veľkej hĺbky, ktoré dosiahli až úrovne magmatických krbov, sa stali cestami, po ktorých prúdila magma na povrch, a stala sa zdrojom búrlivej sopečnej činnosti.

Vulkanická činnosť začala v spodnom miocéne (pred 20,5 mil. rokmi) mohutnými erupciami ryodacitových a rhyolitových tufov z erupčných centier v oblasti panónskeho a transylvánskeho bazénu. Pemzové tufy zaplnili oblasť klesajúceho panónskeho bazénu v hrúbke viac ako 1 000 m. Na našom území sú polohy tufov prítomné v sedimentoch spodného miocénu (egenburga a karpata) na južnom Slovensku.

## Neogénny vulkanizmus v oblasti stredného Slovenska

Vulkanická činnosť na území stredného Slovenska začala v období stredného bádenu (okolo 16,5 mil. rokov) a trvala počas bádenu, sarmatu až do obdobia panónu (9,0 mil. rokov). V priebehu vulkanizmu vznikol v

oblasti stredného Slovenska vulkanický areál zaberajúci plochu cca 5 000 km<sup>2</sup> (pozri poster: *Geologická schéma neovulkanitov stredného Slovenska*, s. 18 – 19).

V období spodného bádenu bola južná časť Slovenska a prevažná časť Maďarska zaplavená plytkým epikontinentálnym morom a nachádzala sa v subtropickom pásme. Andezitová magma vystupujúca po zlomoch

bola najprv zdrojom extruzívneho vulkanizmu z viacerých rozptýlených centier. Extruzívne telesá v južnej časti územia po výstupe na morské dno podliehali brekciácii, prípadne pokračovali v raste na morskom dne ako submarinné extruzívne dómy obklopené masami úlomkového materiálu (*vinická formácia* na južných okrajoch Krupinskej planiny). Výstup extruzívnych telies amfibolicko-pyroxenických andezitov bol viazaný na priebeh zlomového pásma smeru SV – JZ – *šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny*. Podobne aj výstup extruzívnych telies v morskom prostredí a ich brekciácia prebiehali v oblasti Kováčovských kopcov – Burdy na území južného Slovenska (*formácia Burda*). Ložné intrúzie pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom sa

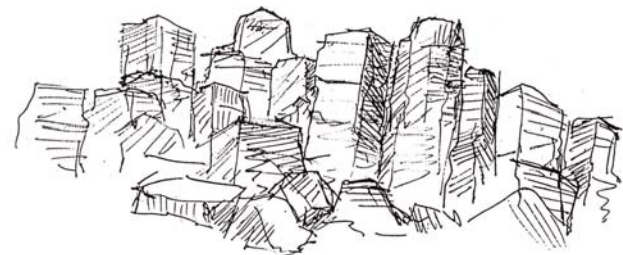
umiestnili tiež v prostredí sedimentov spodného miocénu v okolí Šiatorskej Bukovinky (*intruzívny komplex Šiator – Karanč*). V centrálnej až severnej časti stredoslovenského neovulkanického areálu výstup extruzívnych telies hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom *neresnickej formácie* sa uskutočnil pozdĺž regionálnych zlomov, resp. zlomových zón pri okrajoch grabenov a hrasti v kontinentálnom prostredí. Extruzívne telesá (extruzívne dómy) a vulkanoklastiká sú odkryté denudačným zrezom JV od Zvolena na svahoch doliny riečky Neresnica a ďalšie telesá vystupujú na povrch na južných a západných svahoch Kremnických vrchov a na severnom okraji Vtáčnika.

Následne na južných okrajoch Krupinskej planiny vznikol *čelovský pyroklastický vulkán* a východne *lysecký pyroklastický vulkán* ukončený výstupom extruzívnych dómov v oblasti centrálnej vulkanickej zóny. Pri východnom okraji areálu sa vyvíjal pomerne rozsiahly *stratovulkán Javorie*. Stratovulkán je charakteristický vznikom vulkanotektonických depresii a výstupom štokových intrúzií v centrálnej vulkanickej zóne. S intrúziami sú späté intenzívne hydrotermálne premeny okolitých hornín a príznaky polymetalickej (Pb-Zn-Cu) a Au mineralizácie. Severnejšie od neho vznikol menší *stratovulkán Poľana* vyznačujúci sa kalderou s rozmermi 5 x 4 km. V záverečnom období v centrálnej zóne vystúpili intrúzie andezitových a dioritových porfýrov. V severnej časti neovulkanického regiónu v oblasti Kremnických vrchov vznikol systém na sebe naložených vulkánov. Na staršom bádenskom stratovulkáne, ktorého prevažná časť poklesla v rámci *kremnického grabenu* (postupne vyplňovaného lávami a vulkanoklastickými horninami v hrúbke okolo 1 000 m) sú naložené mladšie andezitové

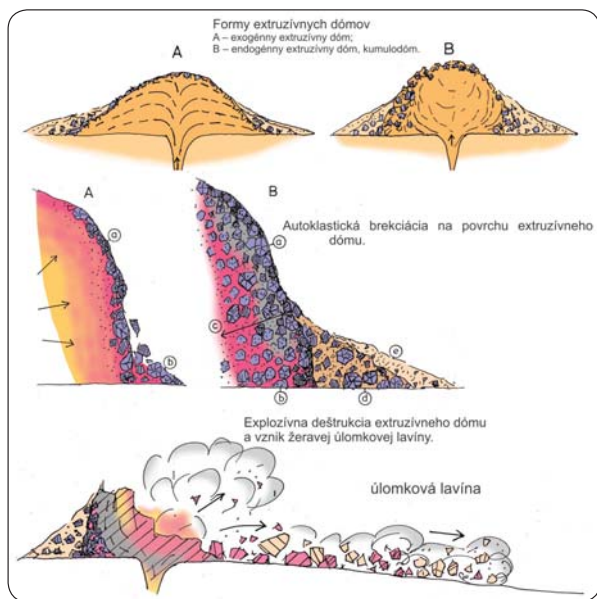
## Áké boli príčiny vulkanickej činnosti na vnútornej strane Karpát?

Príčiny vulkanizmu sa vysvetľujú v súvislosti s globálnymi procesmi. Andezitový a rhyolitový vulkanizmus na vnútornej strane karpatského oblúka bol spätý s procesmi ponárania (subdukcie), ktoré prebiehali medzi približujúcimi sa (konvergentnými) litosférickými platňami. V období starších trefohôr v predpoli Karpát na styku dvoch litosférických plátňí (euroázijskej a africkej) sa nachádzali zvyšky oceánu Tethys. Pri pohybe africkej platne na SV a kolízie s euroázijskou platňou sa sedimenty morského dna v dôsledku obrovských tlakov vrásnili a dvíhali. Vrásnivé pohyby boli sprevádzané gigantickými presunmi horninových mas v podobe príkrovov – vznikol dnešný *karpatský horský systém*.

Ponárajúca sa severná litosférická platňa (s oceánskym dnom a sedimentmi flyšovej panvy pri jej južnom okraji) zostupujúca do veľkej hĺbky vyvolávala v zemskom plášti v oblasti astenosféry procesy, ktoré viedli k vzniku primárnej bazaltovej magmy. Táto magma, stúpajúca k povrchu, menila svoje pôvodné bazaltové zloženie v dôsledku frakčnej kryštalizácie minerálov (oddelovanie kryštálov od taveniny) a natavovania okolitých hornín pričom nadobúdala andezitové zloženie. Andezitová magma zhromaždená plytko pod zemským povrchom (5 – 15 km) predstavovala potenciálny zdroj pre vulkanickú činnosť na povrchu. Podmienky pre vznik vulkanickej činnosti nastali počiatkom neogénu (v miocéne), kedy na vnútornej strane karpatského oblúka prevládali procesy rozťahovania (extenzie). Tieto procesy viedli k rozpadu územia na bloky pozdĺž tektonických zlomov a v dôsledku vertikálnych pohybov vznikali hraste (vystupujúce bloky) a grabeny (klesajúce bloky). Zlomy zasahujúce



Obr. 1. Stĺpcová odlučnosť lávového prúdu vo vrcholovej oblasti vrchu Štangarigel, južne od Žibritova



Obr. 2. Extruzívne dómy amfibolicko-biotitických andezitov vo výplni štíavnickej kaldery

vulkány sarmatského veku – **turovský vulkán**, **flochovský vulkán**, **rematský vulkán** a z nich najmladší vulkán **Vičí vrch** tvorený bazaltickými andezitmi. V období sarmatu došlo k výzdvihu a sfomovaniu hrásťovej štruktúry v centrálnej časti Kremnických vrchov a vzniku rudných žíl drahých kovov Kremnického rudného poľa. Ich ťažba už v období stredoveku podmieňala založenie a rozvoj kráľovského banského mesta Kremnica. Pri SZ okraji neovulkanického regiónu je **Vtáčnický stratovulkán**, uložený v nadloží sedimentov uhoľného ložiska pri Handlovej a Prievidzi.

V centrálnej až juhozápadnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu sa rozkladá najrozsiahlejší **Štiavnický stratovulkán**. Jeho vulkanické horniny pokrývajú plochu cez 2 200 km<sup>2</sup> a svojimi rozmermi sa radí na popredné miesto v rámci vulkanických pohorí na vnútornej strane karpatského horského oblúka. Jeho zložitý a komplikovaný vývoj si aspoň v stručnosti priblížime.

Vývoj stratovulkánu v období bádenu až sarmatu (zhruba v intervale pred 15,0 – 11,0 mil. rokov) sa uskutočnil v priebehu piatich hlavných vývojových etáp striedaných obdobiami dočasného vulkanického pokoja (Konečný, 1970; pozri poster: *Etapy vývoja Štiavnického stratovulkánu*).

**1. etapa.** Vulkán začína svoju históriu severne od pobrežia spodnobádenského mora explozívnymi erupciami a výlevmi andezitových láv (obr. 1, pozri prílohu obr. 1, 2, s. 7). Podstatnú časť vulkanickej stavby tvoria pyroklastické horniny vyvrhnuté z krátera (brekcie, aglomeráty), najmä uložené blokovo-pyroblastických prúdov (pozri prílohu obr. 3, 7, s. 7 – 8). Striedaním pyroklastických hornín a lávových prúdov postupne vznikla rozsiahla stratovulkanická stavba, ktorej vrchol sa vztýčil na predpokladanú úroveň 3 500 – 4 000 m n. m. Južné okraje stratovulkánu zasahovali do pobrežnej zóny bádenského mora (poster: *Rez stratovulkanickou stavbou južne od kalderového zlomu*). Lávové prúdy, ktoré vnikli do morského prostredia podliehali brekciácii hyaloklastitového typu a účinkom vinenia boli deštruované. Úlomkový materiál bol ukladajú v pobrežnej zóne v podobe hrubých konglomerátov (pobrežná zóna sa rozkladala me-

chodnom svahu stratovulkánu. Hrubé súvrstvie popelovo-pemzových tufov **bielokamenského súvrstvia** v podloží lávových prúdov sitnianskeho andezitu svedčia o tom, že pred výlevmi lávových prúdov prebiehali mohutné erupcie popola a pemz. Zváraním tufov v dôsledku vysokej teploty vznikali zvarené tufy – **ignimbrity** (odkryté pri severnom okraji obce Počúvadlo). Mocný ignimbritový komplex **drastvickej formácie** vznikol v západnej časti kaldery a ignimbritové prúdy pokračovali na západ do vzdialenosti cca 20 km. Lávové prúdy, ktoré schádzali z juhozápadného svahu sa stretali s morským prostredím a pri juhozápadnom a západnom úpätí stratovulkánu vytvorili rozsiahly pokrov **badánskej formácie**. Vývoj stratovulkánu pokračoval v období stredného sarmatu vznikom ďalších menších satelitných vulkánov – **breznický vulkán** pri SV okraji kaldery, vulkán **Jabloňový vrch** pri JV okraji kaldery, **priesilská formácia** (vulkán) pri JV okraji kaldery. V závere nasledovali mohutné výlevy láv **inovskej formácie** na západnom svahu stratovulkánu.

**2. etapa.** Nasledujúce obdobie dočasného pokoja predstavuje obdobie denudácie a deštrukcie vulkanickej stavby a podstatné zníženie jej výšky. V dôsledku prvých poklesových pohybov vznikla vo vrcholovej oblasti stratovulkánu depresia s močiarno-jazernou sedimentáciou. V tomto období sa pod vulkánom (v subvulkanickej úrovni) umiestnila rozsiahla intrúzia granodioritu zvonovej formy v dôsledku poklesu bloku podložia do vrchnej úrovne magmatického krbu. Intrúzia vyplnila uvoľnený priestor nad týmto blokom (pozri prílohu obr. 5, s. 7). Pri jej severnom okraji sa umiestnila menšia intrúzia dioritu. Mladšie štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov prenikali vyššie do stratovulkanickej stavby.

**3. etapa.** V priebehu mohutných erupcií popelovo-pemzových tufov sprevádzaných sériou poklesov kalderového bloku do súčasť vyprázdneného magmatického rezervára sa na povrchu stratovulkánu pozdĺž zakrivenej kalderového zlomu sfomovala rozsiahla kaldera eliptického tvaru s rozmermi 18 x 22 km. Klesajúca kaldera bola počas erupcií zaplňovaná popelovo-pemzovými tufmi a vyššie lávovými prúdmi a extrúziami biotiticko-amfibolických andezitov v hrúbke 350 – 500 m (obr. 2, pozri prílohu obr. 6, s. 7). Klesajúci kalderový blok tvorený horninami spodnej stratovulkanickej stavby sa rozpadal a bol prenikaný ložnými intrúziami a dajkami kremito-dioritových porfýrov (poster: *Schematický rez štíavnicou kalderou*). Horniny klesajúceho kalderového bloku boli účinkom plynov a roztokov hydrotermálne premenené – propylitizované.

**4. etapa.** V spodnom sarmate (približne pred 13 až 12 mil. rokov) v dôsledku obnovennej vulkanickej aktivity z viacerých erupčných centier vznikol na svahu stratovulkánu a v oblasti kaldery celý rad menších vulkánov (poster: *Rekonštrukcia sarmatských stratovulkánov v oblasti štíavnickej kaldery*). **Sitniansky vulkán** s centrom v juhozápadnej časti kaldery bol jedným z nich. Zvyšky lávových prúdov tohto vulkánu pokrývajú vrchol Sitna (k. 1009), Biely Kameň (k. 657) a ďalšie vrcholy na juhových-

odnom svahu stratovulkánu. Hrubé súvrstvie popelovo-pemzových tufov **bielokamenského súvrstvia** v podloží lávových prúdov sitnianskeho andezitu svedčia o tom, že pred výlevmi lávových prúdov prebiehali mohutné erupcie popola a pemz. Zváraním tufov v dôsledku vysokej teploty vznikali zvarené tufy – **ignimbrity** (odkryté pri severnom okraji obce Počúvadlo). Mocný ignimbritový komplex **drastvickej formácie** vznikol v západnej časti kaldery a ignimbritové prúdy pokračovali na západ do vzdialenosti cca 20 km. Lávové prúdy, ktoré schádzali z juhozápadného svahu sa stretali s morským prostredím a pri juhozápadnom a západnom úpätí stratovulkánu vytvorili rozsiahly pokrov **badánskej formácie**. Vývoj stratovulkánu pokračoval v období stredného sarmatu vznikom ďalších menších satelitných vulkánov – **breznický vulkán** pri SV okraji kaldery, vulkán **Jabloňový vrch** pri JV okraji kaldery, **priesilská formácia** (vulkán) pri JV okraji kaldery. V závere nasledovali mohutné výlevy láv **inovskej formácie** na západnom svahu stratovulkánu.

**5. etapa.** V závere vývoja stratovulkánu v období vrchného sarmatu až panónu sa v dôsledku výzdvihu rozsiahleho bloku v rámci kaldery sfomovala hrásťová stavba – **hodruško-štiavnická hrásť**. Vývoj hraste bol pri jej západnom okraji sprevádzaný výstupmi rhyolitov. Extrúzie rhyolitových dómov, výlevy lávových prúdov striedané erupciami rhyolitových tufov pokračovali pri západnom okraji Žiarskej kotliny, ktorá v tomto období intenzívne poklesávala a bola zaplňovaná produktmi tohto vulkanizmu. Hrásťová stavba v priebehu výzdvihu sa rozpadala na dielčie bloky. Zlomky a zlomové zóny SV – JZ smeru boli využité pri výstupe hydrotermálnych roztokov a tvorbe rudných žíl banskoštiavnického rudného rajónu.

Po rhyolitom vulkanizme nasledoval v období panónu (okolo 9 mil. rokov) vulkanizmus bazaltických andezitov z viacerých erupčných centier v západnej časti Žiarskej kotliny (lávové prúdy, dajky, neky, ložné intrúzie, pyroklastická **formácia Šibenický vrch**). V južnej časti Vtáčnika vystupujú tiež izolované dajky a neky bazaltických andezitov. Vznikom rudných žíl a skončením prejavov postvulkanickej činnosti na povrchu stratovulkánu (signalizujúcich vyhasínanie magmatického krbu v hĺbke) končí aj dlhá história vývoja štíavnického stratovulkánu.

(pokračovanie na s. 21)



Vlastimil Konečný: Prieskumné banské práce – pingy, Štiavnické Bane





Vhodné osadenie striešky: Zabráňuje vnikaniu vody, ale dutinová fauna sa do svojho domova dostane

chrobákov sú to, samozrejme, aj iné skupiny hmyzu, pavúky, dutinové hniezdiče, netopiere...

2. „Ošetrovanie“ drevn „klasickým“ spôsobom (vyčis-



Odvrátený svah banskoštiavnickej kalvárie má pralesovitý charakter a treba ho ponechať bez akéhokoľvek zásahu

tenie dutín, prekrytie drevenými strieškami, najmä ak strieška tesne dolieha) je z pohľadu vzácnej a často i chránenej dutinovej fauny zväčša nielen kontraproduktívne, ale doslova likvidačné!

3. Vývraty a stojace torzá odumretých stromov do výšky cca dvoch metrov nikoho neohrozujú, treba ich ponechať na mieste, pretože o niekoľko rokov sa aj tak samé rozpadnú. Za ten čas však poskytnú priestor a substrát pre život veľkému množstvu vzácných druhov živočíchov, ktoré v produkčnej monokultúre alebo „vyčistenom“ lese nemajú šancu prežiť. Naturovský pížmovec hnedý je rovnako skvelým klenotom banskoštiavnickej kalvárie ako kostolík na vrchole, hoci ho zďaleka nevidieť.

PaedDr. Valerián Franc, CSc.  
Foto: RNDr. Karol Weis

(dokončenie zo s. 17)

Novým výstupom magiem, tentoraz bazaltového zloženia z hlbokých úrovní zemského plášťa, sa začala etapa posledného bazaltového vulkanizmu alkalického typu, o ktorom sme pojednali v predchádzajúcom čísle. Vyzdvihnutý blok hodruško-štiavnickej hrasti uklonený na juhovýchod bol podrobený intenzívnej denudácii, pri ktorej došlo k odstráneniu vulkanických hornín z jej východnej časti (hodrušská časť hrasti) a k rozsiahlemu odkrytiu hornín predvulkanického pôdla, vrátane telies granodioritu a dioritu, ktoré predstavujú intrúzie umiestnené pod vulkánom (subvulkanické intrúzie). Boli odkryté aj početné ložné intrúzie (sily, lakolity) a dácky mladších intrúziivných komplexov prenikajúcich do vulkanickej stavby (poster: *Geologický rez centrálnou vulkanickou zónou*). Oproti tomu vo východnej (štiavnickej) časti hrasti denudácia zrezala len vrchnú časť vulkanickej stavby a odhalila rudné žily prenikajúce cez spodnú stratovulkanickú stavbu. Objavením zlatonosných rudných žíl na povrchu a prvými prácami pri získaní cenného kovu sa začala písať história prvého osídlenia, založenie mesta Banská Štiavnica a jej nasledujúci rozkvet ako najpoprednejšieho banského mesta v období stredoveku.

Východne od okraja stredoslovenského neovulkanického regiónu v západnej časti Veporských vrchov sa nachádzajú zvyšky vulkanických a intrúziivných hornín, ktoré svedčia o tom, že v období mladších trefohôr (obdobie neogénu) sa aj tu vyvíjal andezitový vulkán označený ako *veporský vulkán*. Jeho pravdepodobné centrum sa nachádzalo severozápadne od Tisovca, kde v prostredí hornín kryštalinika je obnažená skupina intrúziivných telies. Pôvodný pomerne rozsiahly andezitový stratovulkán bol odstránený denudáciou.

**Neogénny vulkanizmus východného Slovenska (obr. 3)**

Počiatky vulkanickej aktivity na východnom

Slovensku sú zaznamenané v podobe vložiek a polôh ryodacitových a ryolitových tufov v morských sedimentoch v oblasti Prešova. Vek sedimentov odpovedá egenburgu (starší neogén). Vulkanická aktivita ryodacitového a ryolitového vulkanizmu pokračuje v období karpátu aj spodného bádenu s uložením popolovcových tufov v morských sedimentoch.

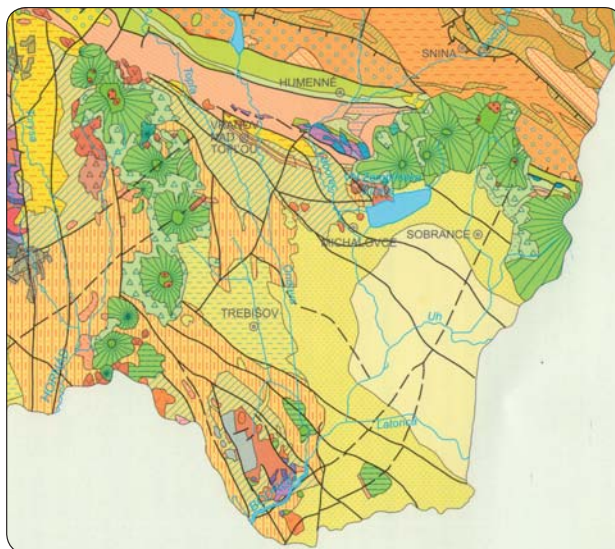
Andezitový vulkanizmus striedaný ryolitovým vulkanizmom sa prejavil v oblasti *Zemplinských vrchov*, kde bol zistený pod mladšími sedimentmi použitím hlbokých

meráty, pieskovce). V centrách vulkánov sú často odkryté intrúzie (štoky a dácky), prípadne lávové neky. Stavbu Slánskych vrchov tvorí niekoľko pyroklastických vulkánov a menších až stredných stratovulkánov, z ktorých najvýznamnejšie sú *zlatobanský stratovulkán* v severnej časti Slánskych vrchov s početnými intrúziami dioritových porfýrov a južnejšie stratovulkány *Makovica*, *Strechový vrch*, *Bagota* a *Veľký Milič* pri štátnej hranici s Maďarskom.

Pri SV okraji Východoslovenskej panvy vznikla v období sarmatu reťaz andezitových stratovulkánov *Vihorlatských vrchov* pokračujúca ďalej na území západnej Ukrajiny a ďalej na území východného Rumunska. Západnú vetvu tvoria stratovulkány *Kyjov*, *Sokolský potok* a *Vihorlat* viazané na zlomový systém smeru SV – JZ. Pri severnom okraji Vihorlatských vrchov mierne excentricky vystupuje menší *pyroklastický vulkán Kamienska*. Východnú vetvu predstavujú stratovulkány relatívne väčších rozmerov, vzájomne morfológicky oddelené a zoradené v smere SZ – JV v smere zlomovej zóny. Sú to *stratovulkány Morské Oko*, *Diel* a *Popriečny*. Stratovulkány sú budované prevažne lávovými prúdmi, vyšší podiel pyroklastických hornín je pozorovaný v stratovulkáne *Diel* a *Popriečny*, ktorého väčšia časť, vrátane centrálnej vulkanickej zóny sa nachádza za štátnou hranicou na území západnej Ukrajiny. V centrách stratovulkánov Vihorlatských vrchov západnej aj východnej vetvy sú prítomné andezitové extruzívne telesá ako aj intrúzie v podobe dájkov a štokov a okolité horniny sú hydrotermálne premenené – propylitované. Najvyšším vrcholom Vihorlatských vrchov je Vihorlat s kótou 1 075 m n. m. podľa ktorého pohorie dostalo svoje pomenovanie.

Zhodnotenie nerastných surovín v oblasti neogénneho vulkanizmu nájdete v prílohe, na s. 7 – 8.

RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.



Obr. 3. Neovulkanicity Slánskych vrchov a Vihorlatských vrchov (výrez z mapy 1: 1 000 000)

vrto. Vulkanická aktivita andezitového vulkanizmu sa naplno rozvinula až v období sarmatu, kedy vznikla vulkanická reťaz *Slánskych vrchov* pri západnom okraji Východoslovenskej panvy, v ktorej sa ukládali spočiatku morské a pozdajšie sladkovodné sedimenty. Andezitové stratovulkány menších až stredných rozmerov sú budované prevažne lávovými prúdmi pyroxenických andezitov striedaných polohami pyroklastík a epiklastických vulkanických hornín (brekcie, konglo-

