

MILAN MIŠÍK

SEDIMENTÁRNO-PETROGRAFICKÝ VÝSKUM NEOGÉNU VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

(Obr. 15—16 v texte, tab. XII—XIV, ruské a nemecké resumé)

O b s a h. V predloženom článku sa autor zaoberá sedimentmi východoslovenského neogénu. Sedimentárno-petrografický výskum prispel k začleneniu vulkanických fáz ku korelácii niektorých súvrství, k zostaveniu kritérií pre odlišovanie pieskovcov z viacerých útvarov a k vyjasneniu sedimentačných podmienok uhľonosného súvrstvia. Študovali sa niektoré štrky, tufy, tufity, limnokvarcity, najviac pozornosti sa však venovalo pieskom a pieskovcom, a to najmä zloženiu ich ťažkej frakcie. Ukazuje sa, že asociácie ťažkých minerálov majú v niektorých prípadoch stratigrafickú cenu a vrhajú tiež svetlo na paleogeografické podmienky.

Z poverenia Uhoľného prieskumu, n. p. Turč. Teplice, robil som sedimentárno-petrografický výskum východného úpätia Prešovsko-tokajských vrchov v kolektíve dr. Seneša. Materiál pre spracovanie mi postúpili dr. Seneš, dr. Leško, dr. Švagrovský a dr. Gašparík, za čo im na tomto mieste ďakujem. V ďalšom stručne opíšem jednotlivé typy hornín a podám geologickú interpretáciu ich zloženia, pričom zvýšenú pozornosť venujem najmä asociáciám ťažkých minerálov zo študovaných sedimentov. Situačný náčrt lokalít je na obr. 15.

Štrky

Zamutovské štrky. Priemerná vzorka, z ktorej bolo zhotovených 21 výbrusov, dala tieto výsledky:

Biotitický ryodacit — 8.

Ryodacitový tuf — 5.

Tufitický pieskovec s ryodacitovým materiálom — 1.

Vápnitý pieskovec (vek?) — 2.

Vápenec (mezozoikum) — 2.

Kremenec (trias) — 1.

Pyroxenický andezit — 1.

Amfibolický andezit (trocha hydrotermálne zmenený) — 1.

Z rozboru vysvitá, že materiál viac ako spoločne tvoria kyslé efuzíva (biotitické ryodacity, ich tufy a tufity), ostatok tvoria vápnité pieskovce, vápence, kremence a ojedinele (Zamutov, SŠ-502) tiež amfibolické a pyro-

xenické andezity. Kyslé efuzíva, ktoré sú tu tak hojne zastúpené, na rozdiel od podobných hornín širšieho okolia neobsahujú granát. Neboli zistené intruzívne horniny, kryštalické bridlice, ba ani rohovce, ktoré sú hojne



Obr. 15. Situačný náčrt lokalít, z ktorých boli odobrané vzorky pre sedimentárno-petrografické zpracovanie. Zostavil M. Mišík. Del. F. Beleš.

napr. v pozdišovských štrkoch. Z toho vyplýva, že v oblasti znosu značne prevládali kyslé efuzíva, ktoré sú dnes asi skryté pod andezitovými príkrovmi. Zriedkavé andezitové valúny patria prvej (pomerne slabej) andezitovej fáze, ktorá predchádzala usadzovanie sladkovodnej zamutovskej formácie (podľa Seneša sa jedná o vrchný tortón).

Pozdišovské štrky. Lok. Priemerné zloženie valúnov:

Paleogén	{	50 ‰ hnedý kremitý pieskovec
		12 ‰ červený kremitý pieskovec
		2 ‰ glaukonitický pieskovec
Mezozoikum	{	25 ‰ rohovce
		1 ‰ iné

Valúny rohovcov sú oproti pieskovcom oveľa menšie. Hoci pozdišovské štrky polohou sa zdajú byť jedným z najmladších súvrství, zloženie valúnov toto nepotvrdzuje. Neprítomné sú horniny kryštalinika a efuzív. Keďže sa skladá len z odolných hornín, neprítomnosť valúnov efuzív môžeme vysvetliť selekciou pri viacnásobnom preplavovaní. Toto však treba potvrdiť porovnávacím štúdiom zloženia mladých štrkových formácií, ako je napr. košická formácia. Otázka veku pozdišovských štrkov nie je ešte dostatočne jasná (porovnaj tiež zloženie pozdišovských pieskov ďalej).

Tufy a tufitické horniny

a) Tufy a tufity s andezitovým materiálom

Alpiňov. Tuf šedej farby. Litoklastická štruktúra. Obsahuje úlomky pyroxenických andezitov, svetlých pemz a väčších kryštálikov augitu. Tmelom je šedozelená sklovitá hmota s mikrolitmi.

Jusková Voľa (SŠ-54). Vápnitý tufit. Lito-kryštaloklastická psamitová štruktúra. Úlomky zuhoľnatených rastlín. Horninové zložky: drobné úlomky andezitových efuzív, kremencov a sľudnato-vápnitých pieskovcov. Minerálne úlomky sú angulárne, patria lamelovaným plagioklasom, zriedkavo kremeňu a diopsidickému augitu. Tmel je zo zrnitého kalcitu. Preplavené foraminifery.

Banské (podložie limnokvarcitov). Tufit. Kryštaloklastická štruktúra. Obsahuje veľa pyroxénov (hyperstén) a úlomky skla v popolovitej tmeliacej hmote, tiež odťažky rastlín. Jeho zloženie je dôkazom poandezitovej, resp. medziandezitovej výplne Banskej kotlinky.

Hlinné (SŠ-617). Tuf. Litoklastická, psefo-psamitová štruktúra. Má charakter drobnozrnnej vulkanickej brekcie s veľkosťou úlomkov pod 0,5 cm. V úlomkoch vystupujú: a) tehlovočervený, hydrotermálne zmenený pyroxenický andezit, b) pórovitý andezit, c) pyroxenický andezit so sklovitou základnou hmotou. Tmel je sklovitý s kryštálikmi lamelovaných plagioklasov a diopsidického augitu s častými dvojčatnými zrastmi. Zloženie horniny je ďalším dôkazom najstaršej andezitovej fázy tortónskej (pozri v predošlom pri zamutovských štrkoch).

Svinica. Tufity s polohou bentonitu. Z priesvitných súčastí ťažkej frakcie je až 92 ‰ hypersténu a 6 ‰ amfibolu. Po štúdiu ílovitých mine-

rálov (Radzo) ťažké minerály dávajú ďalší dôkaz pre vznik tunajšieho bentonitu z andezitových tufitov.

b) Tufy, tufity a iné horniny s materiálom biotitického ryodacitu

Kladzany. Ryodacitový tuf. Základná hmota je prevažne sklovitá. V úlomkoch vystupujú kremeň, lamelovaný plagioklas (oligoklas), ortoklas a biotit, ojedinele zirkón.

Sol' (SŠ-112). Tuf. Kryštalo-vitroklastická štruktúra. Úlomky plagioklasov, kremeňa, biotitu, pemz, čriepky skla (pozri tab. XIII, obr. 3) korodovaného zelenkastohnedou sklovitou tmeliacou hmotou.

Hlinné (SŠ-602). Tufitický pieskovec. Prevládajú zrná aj idiomorfneho kremeňa, ďalej plagioklasy, chloritizovaný biotit, úlomky skla, kvarcitov, ojedinele glaukonit (tab. XIII, obr. 1—2).

Zamutov (SŠ-707). Piesčitý zlepenec. Valúny vtrúsené v pieskovci. Zvyšky idiomorfných kremeňov. Valúnky náležia pieskovcom, ryolitickým efuzívam, tufitom, kremencom a organogénnym vápnomcom.

c) Tufy a tufity s bielymi pemzami

Hlinné (SŠ-38, 40, 620, 621, 622), Zamutov (SŠ-16), Davidov. Vyznačujú sa úlomkami nápadných bielych pemz. V zelenošedej popolovitej, sčasti sklovitej základnej hmote vystupujú ešte úlomky kyslých plagioklasov a angulárneho kremeňa.

d) Tufity s ooidnou štruktúrou

Svinica, Hlinné (SŠ-37) a Zamutov (SŠ-50). Tufity s prechodmi do aleuropelitov. Ich štruktúru môžeme označiť ako ooidnú (pizolitopelitovú), (porovnaj Polovinkina a i., 1948, Fig. 47). Ooidy nemajú vnútornú stavbu, sú to agregáty častíc s absorbovanými kyslíčnikmi Ti a Fe, ktoré ich sfarbujú (pozri tab. XIII, obr. 4). Základná hnedozelenkastá hmota obsahuje okrem drobnej kryštálovej drviný úlomky plagioklasu, ojedinele kremeňa a zirkónu, pemzy s fluidálnou, bublinovitou textúrou, sklo a drobné idiomorfne stĺpčky apatitu.

e) Dacitové tufity

N. Hrabovec, Kučín. Charakteristické svetlozelené sfarbenie. Opísal ich Kuthan (1948). Údaj dopĺňujem ešte o akcesorický glaukonit. Tmel v niektorých polohách je sklovitý, teda pochybnosti, či v tejto hornine je zastúpená vulkanická zložka (Slavík 1953), nie sú odôvodnené.

Limnokvarcity

Vyskytujú sa na lokalitách Banské, Zamutov, Dargov a Slančík. Sú produktmi postvulkanickej činnosti, majú teda podobný pôvod ako limnokvarcity Kremnicko-štiavnického pohoria.

Najviac pestré sú v oblasti Banského. Bývajú žltohnedej, zelenej a červohnedej farby. Obvykle sú matné, niekedy však intenzívne lesklé. Časté je prúžkovanie s prúžkami rozdielnych farieb, najčastejšie zelenej a hnedej. Niektoré odrody by sa mohli azda použiť ako dekoračný kameň pre výrobu galanterného tovaru.

Ich hmota je tvorená prevažne opálom s hojným rudným pigmentom, niekedy sfarbená hydroxydmi Fe alebo nepriehľadne zakalená. V menšej miere vystupujú chalcedónové sférolity a zvyšky rastlinných pletív, ktoré sú často pyritizované. Zriedkavejšie sa vyskytujú partie s globulárnou štruktúrou (Polovinkina a i., 1948, str. 154). Globulky opálu o veľkosti 0,035 mm bývajú obklopené chalcedónom (tab. XIV, obr. 1).

Limnokvarcity zo Slančíka majú organogénnu štruktúru (prierezy dutín po rastlinách a gastropódach), sú menej pevné. Tvoria ich svetlohnedá opálová hmota, miestami nepriehľadne zakalená. Len ojedinele vystupujú chalcedónové sférolity.

Piesky, pieskovce, piesčité íly

(Rozbory s použitím metódy separovania ťažkých minerálov)

Analýza na ťažké minerály (v ďalšom ŤM) sa ukázala byť veľmi osožnou metódou pri stratigrafickej korelácii vulkanických fáz a sedimentov. Osvedčila sa pri štúdiu pieskov, piesčitých ílov a pieskovcov, kde obvykle už nepozorujeme tufitickú zložku. Asociácia ŤM odráža aj menší prínos andezitického materiálu prítomnosťou amfibolov a pyroxénov, ktoré tu v predandezitových sedimentoch chýbajú. Ako indikátor, ktorý ukazuje na prínos materiálu z kyslých efuzív (ryolity, dacity), slúži idiomorfný kryštálový tvar β -kremena, bipyramidálny, niekedy s krátkymi prizmatickými plochami, často s rôznymi nepravidelnosťami tvaru. V ľahkej frakcii nájdeme, pravda, iba ojedinelé zrná s neporušeným alebo slabo opracovaným kryštálovým tvarom. Odlesk kryštálových plôch a čírosť usnadňuje ich vyhľadanie medzi ostatnými, obvyčajne matnými zrnami.

a) Pracovný postup

Ak ide o spevnené horniny, najprv sa roztlú, preosejú cez 0,5 mm sito a koncentrujú opatrným odmyvaním. Predbežné odmyvanie (ryžovanie) značí jednak čiastočnú úsporu ťažkých kvapalín, jednak umožňuje získať väčšie množstvo koncentráta ŤM. Podľa Smithsona (1930 ex Twenhofel—Tyler 1941) odmyvanie ovplyvňuje kvantitatívny pomer jednotlivých súčiastok, asociácia je trocha ochudobnená staurolitom, turmalínom a granátom, obohatená však zirkónom. Ewing (1940) tiež uvádza, že odmyvaním sa v asociácii zvyšuje množstvo zirkónu a ubúda turmalín. Hoppe (1951) tiež upozorňuje, že pri odmyvaní sa stráca relatívne viac

ťažkých minerálov s menšou špecifickou váhou ako s väčšou. Cez to však, ak nie je nevyhnutné súčasne zistiť celkový obsah ťažkej frakcie v sedimente, vzorku je dobre čiastočne koncentrovať odmyývaním, teda nie až do úplného odstránenia svetlých súčiastok.

Silno železité a vápnité vzorky sa potom povaria v HCl zriedenej 1 : 4. Pri tomto postupe dochádza, pravda, k rozrušeniu apatitu. Kontrolné vzorky však ukazujú, že apatit sa tu zúčastňuje na zložení ŤM obvykle malým podielom a zloženie asociácie podstatne neovplyvňuje.

Po vysušení sa separujú ťažké minerály obvyklým postupom v bromoforme. Vzorky ŤM premyté liehom sa znova vysušia. Frakcia 0,25 až 0,05 mm sa študuje pod binokulárom a v imerziách. Frakcia s iným rozmedzím by nám výsledky značne skreslovala, lebo ak by sme sa obmedzili na hrubšiu frakciu, podiel amfibolu, granátu a staurolitu by nápadne stúpol, kým pri drobnejšej by sa stalo to isté so zirkónom a rutilom.

Pri identifikácii veľmi pomáha rozdelenie vzorky ŤM na viac frakcií pomocou elektromagnetu.

Kvantitatívne vyhodnotenie sa robí v preparátoch zaliatych do kanadského balzamu tak, že sa spočíta toľko zŕn, aby asi 200 z nich bolo priesvitných. Spočítané priesvitné druhy sa prevedú na 100 % a počet opakných a zakalených zŕn sa vyjadrí v % vzhľadom na priesvitné. (Postup podľa R. Weyla 1952 s tou obmenou, že vyjadrujem aj celkový počet zakalených súčiastok oproti priesvitným). O tom, koľko zŕn treba pre bežné kvantitatívne vyhodnotenie spočítat, hovorí sa v obsiahlej literatúre. Ali-men—Vatan (1937) už počet 100 považujú za dostačujúci. Dryden (1931), Aubert—Berthois (1950) a Weyl (1952) považujú za najúčelnejšie číslo 200. Hutton (1950) radí spočítat 250—400 zŕn. Vistelius (1951) odporúča počet 400. Dryden (1931), Chayes (1944 ex Hoppe 1951) a Vistelius (1951) prikladajú tiež matematické odôvodnenie s grafmi.

Percentuálny obsah ťažkej frakcie nebol sústavne zisťovaný, vo vrchnomiocénnych pieskoch však nedosahuje ani vo vzorkách relatívne najbohatších 1 %.

b) Minerály ťažkej frakcie zo študovaných vzoriek

Opakné súčiastky. Častejšie vystupuje ilmenit, menej často magnetit. Iné rudné akcesórie okrem hydratovaného pyritu neboli zistené.

Ilmenit. Často je vo veľkom množstve, v idiomorfných tvaroch, v hrubších tabuľkách s dominujúcimi bazálnymi plochami a romboédrami. Plochy má lesklé, bez stôp opracovania, ojedinele s priehlbinkami azda ešte po magmatickej korózii. Vzorky s množstvom týchto idiomorfných kryštálikov sú označené v tabuľke (str. 249).

Magnetit je v podobe zŕn, zriedkavejšie idiomorfny v podobe drobných oktaédrov.

Zakalené súčiastky. Najväčšie zastúpenie v tejto skupine má leukoxén. Sem počítam tiež limonitizované rudné akcesórie a minerály zakalené rozkladnými produktmi tak, že ich nemožno určiť.

Granát je v podobe nepravidelných zŕn, niekedy aj s výčnelkami, ktoré sú spôsobené naleptávaním, nie sú však veľmi nápadne vyvinuté. Idiomorfne obmedzenie a zvyšky kryštálových plôch romb. dodekaédru sú výnimkou. Zafarbenie: biele (bezfarebné), ružové a zriedkavo s oranžovohnedým odtieňom. Hodne uzavrenín. Dominuje v pieskoch a v tortónskych pieskovcoch.

Rutil. Červené, hnedočervené, zriedkavo žltohnedé stĺpčeky, niekedy zrná. Hrubšie zrná bývajú až nepriesvitné. Stĺpčeky bývajú niekedy trochu prehnuté, často pozdĺžne ryhované, bez zreteľných koncových plôch. Zriedkavo nájdú sa nalomené kolienkovité dvojčatá podľa (100), výnimočne sa vyskytli aj srdcovité zrasty podľa (301). V prechádzajúcom svetle často vidieť priame čiary prebiehajúce priečne k obmedzeniu stĺpčekov, spôsobené polysyntetickým dvojčatením podľa (101). (Tab. XII, obr. 1.)

Zirkón. Prevažne ako idiomorfne kryštály ale tiež v podobe oválaných, opracovaných zŕn z predošlých cyklov. Najčastejšie v drobných stĺpčekoch (okolo 0,06 mm), zriedkavo aj ihlicovitého vzhľadu. Často ako väčšie štvorboké hranoly s jednoduchým pyramídálnym ukončením. Niekedy okrem prvoradej prizmy možno pozorovať aj druhoradú prizmu (100, 110) a viac pyramídálnych plôch (111, 331). Pyramídálne ukončenie býva často vyvinuté nesymetricky. Časté sú uzavreniny tenkých stĺpčekov apatitu (?) a vzduchových bubliniek. Farba zirkónov býva čira, ružová, zriedkavo žltá (vranovsko-hrabovecké piesky) a fialovastá. Zonárne zirkóny sú zriedkavé (napr. v sarmatských pieskoch pri Davidove).

Turmalín. Obyčajne nalomené, idiomorfne hojnoploché stĺpčeky, niekedy aj s polárnymi plochami. Zriedkavé sú vajcovité zrná zo starších sedimentačných cyklov (napr. Lš-134). Pleochroizmus najviac v hnedých tónoch. Často fialový odtieň (ϵ -svetlohnedofialový, ω -čiernohnedý). Ojedinele sa vyskytol turmalín s modrým pleochroizmom.

Amfibol. Prevláda obyčajný amfibol s charakteristickým pleochroizmom (γ -modrozelená, β -hnedozelená). Čadičový amfibol s pleochroizmom v hnedých tónoch je zriedkavejší. Stĺpčeky bývajú dosť hrubé, takže šikmé zhášanie možno pozorovať len v ich stenčenom okrajovom leme. Často vidieť zubovité okraje, známe „kohútie hrebienky“, ktoré sú spôsobené naleptávaním pozdĺž štiepných trhlín. Dvojčatá podľa (100).

Hyperstén. V podobe nalomených stĺpčekov a celých idiomorfných kryštálov. Pleochroizmus β -žltohnedý, γ -modrozelený. Veľa uzavrenín, naj-

mä rudného pigmentu. V alúviu Tople hyperstény bývajú často pokryté červenou kôrkou, vtedy vykazujú silnejšie magnetické vlastnosti. Leptové formy na koncoch stĺpciekov bývajú najnápadnejšie vyvinuté v alúviu Tople.

Monoklinický pyroxén. Obvykle ide o čadičový augit, niekedy o slabopleochroický diopsidický augit. Oproti predošlým bývajú zriedkavejšie, čo je sčasti zavinené menšou odolnosťou augitu oproti amfibolu (pozri tiež Brinkman 1938).

Staurolit. Farba pod binokulárom je červenohnedá. V prechádzajúcom svetle pleochroizmus α , β -bledožltý, γ -žltlooranžový. Takmer vždy nepravidelné zrná. Charakteristický drsný povrch, nepravidelný, až hákovitý lom. Často zubatý okraj, ktorý býva obvykle pripisovaný leptom pozdĺž štiepných trhlín (porovnaj Edelman—Doeglas 1934, Goldstein 1950).

Distén. V čírych stĺpcekoch ľahko rozpoznateľných podľa charakteristickej štiepnosti a šikmého zhášania.

Chloritoid. Veľmi zriedkavý. Charakteristický pleochroizmus (α -olivovozelená, β -šedomodrá), nízky dvojlom. Pod binokulárom ako modrasté tabuľky.

Apatit. V imerziách máva obdĺnikový obrys, približne izometrický, niekedy so zaoblenými rohmi. Je číry. Vo vzorkách obrábaných s HCl sa obvykle nezachoval.

Titanit. Slabo zastúpený. Býva žltkastý alebo bezfarebný.

Epidot. Niekoľko zrn prítomných len vo vzorke z Varhanoviec a Davidova. Charakteristická zelenožltá farba, pleochroizmus a konoskopický obrázok „kompasovej ihly“ pri zrnách ležiacich na štiepnej ploche podľa (001).

Glaukofán. Len ojedinele vo vzorke z Varhanoviec. Charakteristický pleochroizmus (β -fialovomodrý, γ -modrý).

Tremolit—aktinolit. Ojedinele v niektorých vzorkách (napr. LŠ-130a).

Anatás. Zistený len v pieskoch pri N. Hrabovci (LŠ-130b). Farba bledožltá. Idiomorfný tvar bipyramídy na koncoch otupenej, s charakteristickým horizontálnym ryhovaním.

Biotit, chlorit a glaukonit nezačleňujem k ťažkej frakcii, pretože rozmedzie ich špecifickej váhy zasahuje do oboch frakcií.

c) Charakteristika jednotlivých pieskov a pieskovcov (Analýzy ŤM pozri v tab. na str. 249.)

1. Pieskovce červenej formácie a jej ekvivalentov — helvét (podľa B. Lešku).

Sem patria vzorky LŠ-56, 74, 80, 117, 122, 137 (pozri obr. 15).

Štruktúra psamitická až aleuritická (priemerná zrnitosť 0,15 mm).

Textúra často paralelná (usporiadanie muskovitových lupienkov, orientovanie pozdĺžnych osí kremeňových zŕn).

Tmel železito-vápnitý (často červené sfarbenie od hematitového pigmentu), obyčajne korozívny, bazálny. Niekedy aj kalcitové žilky.

Zloženie. Prevláda kremeň (zdá sa, že niektoré zrná majú zvyšky idiomorfneho obmedzenia), málo živcov, muskovit hojnejší ako v ostatných skupinách. Aj vo výbruse je charakteristický väčší obsah limonitizovaných rudných akcesórií, ktorý zvlášť vynikne po odseparovaní ťažkej frakcie. Vystupuje tiež útržkovitý chlorit a drobný šedomodrý turmalín, akiste autigénna zložka, ktorá svedčí o staršom veku pieskovcov a o dlhšie trvajúcej diagenéze ako pri vranovsko-hraboveckých pieskovcoch (pozri v ďalšom). Spomínané faktá sú tiež kritériom pre ich odlišovanie vo výbrusoch. Niektoré zo vzoriek náležia už azda paleogénnemu podkladu (napr. LŠ-74, LŠ-117, prítomný aj pyrit), paleogén nebol však zatiaľ systematicky študovaný.

Asociáciu ťažkých minerálov (pozri obr. 16, LŠ-140 západne od Sedliskej a Strážskeho) charakterizuje veľké množstvo rudných akcesórií (v pomere k priesvitným okolo 200 %). Veľmi slabé je zastúpenie granátu. Toto slúži za kritérium pre rozoznávanie helvétskych a tortónskych pieskovcov v tejto oblasti.

Tento asociácii sa značne podobá zloženie ťažkej frakcie pieskov z Podišoviec, pri ktorých predpokladáme značne mladší vek. Ide najmä o nedostatok granátu, čo je spôsobené azda jeho eliminovaním vo viacerých cykloch transportu a najmä zvetrávania. V súhlase s tým aj približne súčasne sedimentované štrky majú monotónne zloženie len najodolnejších hornín (pozri v predchádzajúcom).

Vysvetlivky k obr. 16

1 — opakné min. (2 mm obruba značí obsah 100 % opakných minerálov v pomere k priesvitným), 2 — zakalené súčiastky (leukoxén a i., 2 mm obruba značí obsah 100 % v pomere k priesvitným), 3 — granát, 4 — rutil, 5 — zirkón, 6 — turmalín, 7 — staurolit, 8 — distén, 9 — apatit, 10 — titanit, 11 — amfibol, 12 — hyperstén, 13 — jednoklonný pyroxén.

I—IV — poandezitové piesky,

V—X — predandezitové piesky a pieskovce;

IV — alúvium Tople (Vranov),

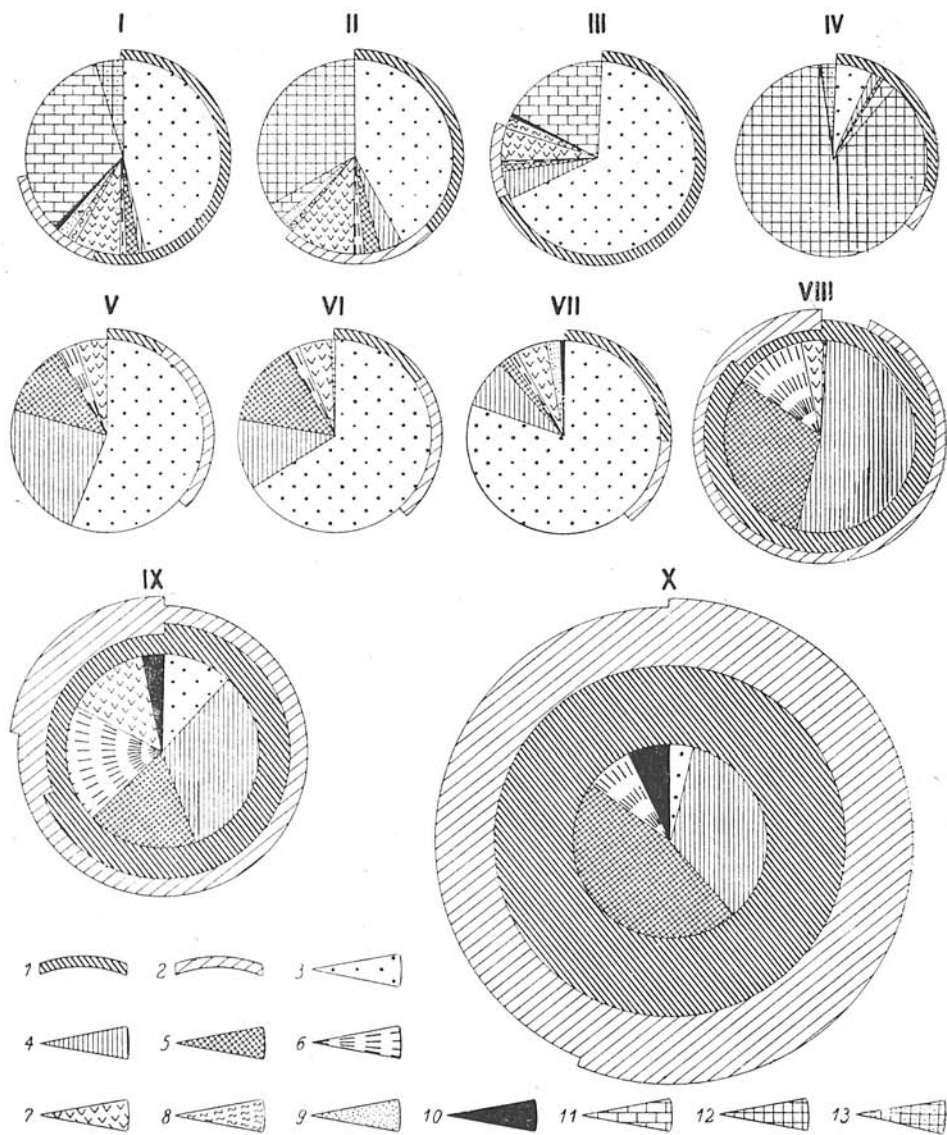
I — sarmatský piesok (Stankovce),

II—III — vrchnotortónske piesky (Cabov, spodné a vrchné polohy),

V—VII — spodnotortónske piesky a pieskovce (V — Vranov LŠ-106, VI — N. Hrabovec LŠ-134, VII — Varhaňovce),

VIII—IX — helvétske pieskovce (VIII — Sedliská LŠ-145, IX — Strážske),

X — paleogénny pieskovec (Podčičva).



Obr. 16. Grafické znázornenie asociácií ťažkých minerálov z východoslovenského neogénu.
Zostavil M. Mišík. Del. F. Beleš.

2. Pieskovce a piesky poryolitové, predandezitové. (Sedimentované pred prvou andezitovou fázou a po prvej ryolitovej fáze, resp. súčasne s ňou.)

Vranovsko-hrabovecké pieskovce — morský tortón (E. Hanzlíková in Slavík 1953, podrobne spracovala H. Danihelová). Vložky dacitových, resp. ryodacitových tufitov sa v tomto súvrství

nachádzajú pri Nižnom Hrabovci, kým materiál kyslých efuzív v pieskovcoch okolia Vranova sa dá dokázať zase prítomnosťou idiomorfných, magmaticky korodovaných kremeňov vo výbrusoch. Náležia sem vzorky LŠ-66, 86, 106, 111, 114, 116, 119, 123, 124, 127, 128, 130a, b, 131a, b, 132, 134, 135, 136, 138, 140, 142, 143.

Štruktúra psamitická (priemerná zrnitosť 0,2—0,3 mm).

Textúra obyčajne neusmernená.

Tmel železito-vápnitý, niekedy vápnitý len so slabou železitou prímесou, bazálny, z jemnozrnného kalcitu, ojedinele aj dvojčiatne lamelovaného. Zriedkavejšie je tmel iba železitý, vtedy býva hornina pórovitá, čo poukazuje na vylúhovanie kalcitovej zložky.

Tvar zŕn je obvykle subangulárny. V zložení silne prevláda kremeň (undulózne zhášanie, niekedy ihličovité uzavreniny rutilu, vzduchové bublinky, zriedkavo idiomorfný tvar z efuzív, tab. XIII, obr. 3). Živce sú zriedkavejšie (kaolinizovaný ortoklas, ojedinele s písmenkovým prerastaním, pertit, mikroklin, zriedkavo lamelovaný kyslý plagioklas). V malom množstve pristupuje glaukonit (preplavený), muskovit a biotit. Agregáty autigénneho kvarcinu (tab. XIV, obr. 2—3). Ostatné akcesórie výstižnejšie ako výbrus registruje analýza na TM (pozri nižšie). Z úlomkov hornín (maximálne 0,6 mm veľké) bývajú prítomné:

a) sericitické kremence (zubovité zapadanie zŕn, niekedy mozaiková štruktúra),

b) agregáty kremeňových zŕn — rozpadnuté jedince zo žúl, fylitov, žilných kremeňov,

c) rádiolárity s kalcifikovanými rádioláriami,

d) spongolit (ojedinele),

e) vápenca (jemnozrnná, organogénna, ojedinele aj typ gutenšteinského vápenca),

f) grafitický fylit (ojedinele),

g) rozložené sopečné sklo (?),

h) ryodacit (ojedinele).

Vo výbrusoch sa nájdu aj prierezy foraminifer a riasy *Solenopora* sp. (mikrofaunu spracovávajú H. Bystrická a H. Danihelová).

Asociáciu ťažkých minerálov (tab. na str. 249) charakterizuje najmä malé množstvo rúd a veľký obsah granátov. Zo 16 vzoriek vychádza priemerný obsah rudných akcesórií 10,8 % (ak súčet priesvitných zŕn položíme rovný 100 %), maximálne dosahuje 23,8 %. Priemerný obsah zakalených súčastok v tom istom vyjadrení je 25,5 %. Medzi priesvitnými súčiastkami silne prevláda granát (60,2 %). Skupina stabilných minerálov: rutil 15,0 %, zirkón 9,3 %, turmalín 5,6 %, spolu približne 30 %. Zo skupiny metamorfických minerálov sú zastúpené ešte staurolit 8,8 %, distén pod 1 % a zried-

kavo chloritoid. Z ostatných v malej miere sú zastúpené apatit, titanit, výnimočne tremolit-aktinolit a anatas.*

Pokus o detailnejšie rozčlenenie vranovsko-hraboveckých pieskovcov pomocou siete vzoriek sa nepodaril. V podrobnom profile pri N. Hrabovci som zistil polohu obohatenú staurolitom (Lš-131a). Kolekcia týchto vzoriek aspoň názorne ukazuje, v akých medziach kolíše zloženie ťažkej frakcie pri pieskovcoch o spoločných sedimentačných podmienkach.

Varhaňovce (Š-197). Tiež je charakteristický veľký podiel granátu. V malej miere pristupuje ešte epidot. Vzorka je z piesčitej polohy varhaňovských štrkov, ktoré obsahujú najmä materiál Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej hory. V ľahkej frakcii pieskov sa vyskytujú idiomorfne zrná β -kremeňa, preplavené najskôr z kyslých tufov.

Kerestúr (Š-227) (Zemplínsky Sv. Kríž). Piesok obsahuje materiál kyslých efuzív (β -kremeň). Nápadne vysoký je tu podiel staurolitu, azda z metamorfovaných hornín Zemplínskeho ostrova. Tunajšie kryštalikum však nie je preskúmané a o jestvovaní staurolitových svorov sa nevie. Tiež je možné, že pod andezitmi je skrytý podobný paleozoický ostrov v spojnici hlavnej reťaze Spišsko-gemerského rudohoria a Zemplínskeho ostrova, čomu by zodpovedalo aj to, že v poandezitových pieskoch susedného Slánskeho Nového Mesta je obsah staurolitu už veľmi nízky. K tejto otázke je ešte málo materiálu.

3. Poandezitové piesky

Mávajú obvykle okolo 50 % opakných súčiastok v pomere k priesvitným TM, ktoré sa skladajú z 20—60 % granátu a 5—70 % amfibolov a pyroxénov.

Ak sme pri piesku alebo pieskovci predpokladali poandezitový vek, andezitový materiál (amfiboly, pyroxény) sa nám však nepodarí zistiť, treba urobiť ešte kontrolný rozbor z piesčitých ílov spiatych s pieskami, ak máme takéto k dispozícii. V ílovitých, resp. slienitých sedimentoch totiž amfiboly a pyroxény lepšie odolávajú intrastratálnemu rozpúšťaniu (Weyl 1951, Dürrin Guenther 1953, Slávik 1953). Podobnú ochrannú funkciu má vápnitý tmel (Weyl 1952).

Na intrastratálne rozpúšťanie možno súdiť jednak z leptových foriem na amfibolových a pyroxénových zrnách, jednak z ich pomerne nízkeho obsahu vo vrchnomiocénnych pieskoch oproti recentným, splaveným z vulkanických oblastí. Bolo by treba podrobnejšie študovať otázku, ako ktoré faktory vplývajú na odbúravanie amfibolov a pyroxénov v sedimentoch a či aj v pomerne mladých (vrchnomiocénnych) sedimentoch môže miestami dôjsť k ich úplnému vymiznutiu, čo je však veľmi nepravdepodobné.

Údaj Slávika (1953) o obsahu pyroxénov a amfibolov pokladám za mylný.

Charakteristické črty andezitického materiálu v asociácii ŤM podáva Edelman (1931) takto:

1. Prítomnosť často veľkého množstva amfibolov a pyroxénov.
2. Chýbanie metamorfných minerálov.
3. Neprítomnosť turmalínu.
4. Asociácia je zložená z jedného alebo málo komponentov.
5. Veľmi nepatrné kolísanie vlastností určitého minerálu (napr. monotonnosť kryštálových tvarov zirkónu).

V študovanom teréne sa táto charakteristika uplatňuje len sčasti, pretože tu došlo k druhotnému ochudobneniu na femické súčiastky a k zmiešaniu ŤM z efuzív a iných materských hornín. Pre poandezitový vek sedimentu veľmi dobrým kritériom však je aj menší obsah amfibolov alebo pyroxénov, pretože tieto minerály sa tu v starších sedimentoch nevyskytujú.

Cabov. Vložky pieskov v sladkovodných íloch — vrchný tortón (podľa dr. Seneša a dr. Gašparíka). Jedná sa o sériu akiste totožnú so zamutovskou formáciou. Zriedkavé valúny patria kyslým tufitom a pieskovcom (porovnaj so zamutovskými štrkami), avšak asociácia ŤM z pieskových polôh už jasne odráža najstaršiu andezitovú vrchnotortónsku fázu, ktorú sme zistili na viacerých miestach (pozri v predchádzajúcom).

Vzorka zo spodných polôh obsahuje 33,3 % amfibolu, podradne jednoklonný pyroxén. Hyperstén neobsahuje. Vzorka z vrchných partií profilu obsahuje 34,2 % hypersténu a len podradne amfibol. Z toho si môžeme rekonštruovať vulkanickú činnosť za usadzovania týchto vrstiev. Spodnej partií zodpovedá efúzia amfibolických andezitov, vrchnej efúzia pyroxenických (hyperstenických) andezitov.

Juhovýchodne od Slánskej huty. V asociácii je až 73,5 % amfibolu a nezvykle malé množstvo rudných akcesórií (5,2 %).

Stankovce. Sarmat (podľa zistenia J. Gašparíka). Obsahuje 20 % amfibolov (obyčajný a bazaltický). Hyperstén neobsahuje. V ľahkej frakcii sa hojne nachádza idiomorfný tvar β -kremeňa z ryolitovej fázy, ktorá sa odohrala na báze sarmatu.

Davidov. Piesky nad ílmi so sarmatskou faunou (Gašparík). Obsahujú len okolo 5 % amfibolu.

Nové Mesto pri Slanci (Š-231) obsahuje 10 % amfibolu z amfibolických andezitov.

Alúvium Tople (pri Vranove). Vzorka má nad 90 % hypersténu a nad 30 % rudných akcesórií v pomere k priesvitným ŤM. Je zaujímavé, že dominujúcu časť zbernej oblasti Tople tvoria flyšové horniny, kým vzorka ukazuje naprostú prevahu andezitického materiálu. Zároveň je nepriamym dôkazom toho, že priľahlá časť Prešovsko-tokajských hôr je budovaná veľmi

mladými andezitovými príkrovmi, v ktorých dominujú hyperstenické andezity, čo potvrdzujú aj petrografické analýzy.

d) Paleogeografické a stratigrafické závery (obr. 16).

Porovnanie asociácií ŤM pieskov a iných sedimentov vedie k týmto záverom:

a) Paleogénne pieskovce (okolie Podčičvy) sa v ťažkej frakcii vyznačujú veľkou prevahou opakných súčiastok nad priesvitnými, čo je spôsobené najmä epigenetickým pyritom, obvykle hydratovaným. Priesvitné patria len k stabilným minerálom. Z poľského krosnenského flyša I. Tokarski (1947) uvádza tiež značnú prevahu stabilných minerálov v profile Oporu, avšak v profile Żółkowa prevláda granát. Pravda, porovnávanie takých vzdialených oblastí má pre analýzu ŤM podradný význam. Z eocénneho flyšu Viedenského lesa G. Wolletz (1950) uvádza obvykle značne nad 100 % opakných minerálov, v priesvitných prevládanie zirkónu a len malý podiel granátu. Paleogénne pieskovce som však zatiaľ študoval len ojedinele, a to pre kontrolné účely.

b) Helvétske pieskovce. Ich asociácie poukazujú na splavenie z paleogénneho flyšu. Rudné akcesórie prevládajú, ich pomer je však menší ako v paleogéne. Pristupuje staurolit.

c) Spodnotortónske (morské) piesky a pieskovce sa nápadne odlišujú od helvétskych pieskovcov prevládanim granátu, malým podielom opakných súčiastok a vôbec väčšou pestrosťou asociácie ŤM. Idiomorfné zrná β -kremeňa dokazujú prvú ryolitovú fázu. Rozdiely v asociáciách ŤM oproti predchádzajúcej skupine ukazujú, že medzi helvétom a tortónom došlo k značným paleogeografickým zmenám. Pokúsime sa objasniť pôvod jednotlivých minerálov ťažkej frakcie spodnotortónskych pieskovcov.

Najprv ako vysvetliť taký vysoký podiel granátu? Môže ísť o: 1. preplavenie z podloží helvétskych a paleogénnych pieskovcov, 2. pôvod z granatických efuzív, 3. z metamorfovaných hornín Spišsko-gemerského rudohoria alebo Zemplínskeho ostrova.

1. Z pohľadu na geologickú mapu je zrejmé, že časť ťažkých minerálov bola preplavená z flyšu. Ide tu najmä o stabilné minerály, ktorých časť nesie stopy opracovania. O granát sa tu môže jednať len v nepatrnej miere, pretože podložné pieskovce ho obsahujú v minimálnom množstve.

2. Z granatických efuzív je na východnej strane Prešovsko-tokajských vrchov známy len granatický ryolit (Lesné, Michalovce). Granáty z neovulkanitov poznáme podľa červených a oranžových odtieňov, zriedka je zachované idiomorfné obmedzenie. V tunajších sedimentoch však dominujú bezfarebné a svetloružové granáty. Z malých výskytov nemožno odvodiť taký vysoký podiel granátov.

3. Značná časť granátov akiste pochádza z metamorfovaných hornín (granatické svory, fylity), podradne aj z iných hornín Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej hory. Ich okraje sú od prejednávanych lokalít vzdialené nad 30 km. Bariéra Prešovsko-tokajských vrchov, ktorú podľa novších zistení tvoria najmladšie andezitové príkrovy, vtedy ešte nejstvovala. Nanajvýš tu vyčnievali menšie flyšové vyvýšeniny a ryodacitové kopčeky, zníženinami medzi nimi bol transportovaný materiál z predpolia intenzívne denudovaného Spišsko-gemerského rudohoria.

Odtiaľto pochádza tiež staurolit, ktorý vystupuje v menšom počte, pretože staurolitové svory sú medzi tamojšími horninami dosť málo zastúpené. To ešte viac platí o disténe (z hornín Slov. Karpát nebol uvádzaný, podľa oznámenia M. M á š k u sa vyskytuje v migmatitoch Nízkych Tatier) a o chloritoide (zatiaľ známe len z fylitov okolia Jelšavy) (Mišík, 1953). Idiomorfne ilmenity pochádzajú z neovulkanitov (kyslých aj andezitických). Z Maďarska uvádza idiomorfne ilmenity J. K i s s (1952) z bauxitov okolia Nésza, nevyjadruje sa však o ich pôvode.

Tieto predpoklady podporuje aj zloženie ťažkej frakcie z pieskov z Varhaňoviec, kde v súčasne sedimentovaných štrkoch jasne prevláda materiál Spišsko-gemerského rudohoria. Zemplínsky ostrov vzhľadom na malú rozlohu a vzdialenosť (nad 50 km) prichádza do úvahy najmä pre bližšie okolie zo skúmaných lokalít, napr. Kerestúr (Zemplínsky Sv. Kríž). O možnosti paleozoických ostrovov skrytých pod andezitmi bolo už uvažované v predchádzajúcom.

d) Vrchnotortónske (sladkovodné) piesky. V niektorých polohách v asociácii k predtým spomenutým minerálom pristupuje jasný podiel andezitického materiálu, najmä amfibolov z prvej andezitovej fázy.

e) Sarmatské piesky. Podobajú sa predchádzajúcim. Majú temer vždy určitý, aj keď nie veľký obsah amfibolu. V ľahkej frakcii mávajú dosť nápadný podiel idiomorfných β -kremeňov z kyslých tufov druhej ryolitickéj fázy, ktorá sa odohrala na báze sarmatu.

f) Aluviálne piesky. Ukazujú úplnú prevahu andezitového materiálu, najmä hypersténu z najmladšej a najmohutnejšej fázy andezitovej fázy.

Pre vytýčenie terigénno-mineralogických provincií treba zhodnotiť ešte viac materiálu. Treba tiež dôkladnejšie preštudovať ďalšie časti Prešovsko-tokajských vrchov, východný úsek Spišsko-gemerského rudohoria a Zemplínsky ostrov, ktoré pripadajú do úvahy ako oblasti znosu a sú po petrografickej stránke miestami celkom neznáme. Tiež by bolo treba porovnať asociácie TM zo sedimentov z príľahlých terénov susedného Maďarska, aby sa presnejšie mohli stanoviť smery transgresií.

Sedimentárno-petrografické štúdie sú cennou, niekedy aj nepostrádateľnou pomôckou mapujúceho geológa. Sedimentárno-petrografický výskum

však bez spolupráce mapujúceho geológa nemôže riešiť stratigrafické pomery v takom zložitom území, akým je východoslovenský neogén, kde sa stretáme s viacerými vulkanickými fázami a mohol by viesť často k nesprávnym záverom.

20. I. 1954

*Katedra geológie a paleontológie
Fakulty geologicko-geografických vied
Slovenskej univerzity, Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

- Alimè n H.—V a t a n A., 1937: Contribution a l'étude pétrographique des sables stam-piens. Bull. de la Soc. geol. de France, Ser. 5, T. 7. Paris.
- B a t u r i n V. P., 1947: Petrografičeskij analiz geologičeskogo prošlogo po terrigennym komponentam. Moskva—Leningrad.
- B r i n k m a n n R., 1938: Schwerminerale und Paläogeographie. Geol. Rundschau, Bd. XXIX, H. 3—5. Stuttgart.
- C a y e u x L., 1929: Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. de la Carte geol. dét. de France. Paris.
- Č u j e v a M. N., 1950: Mineralogičeskij analiz šlichov i rudnych koncentratov. Moskva.
- D r y d e n A. L., 1931: Accuracy in percentage representation of heavy mineral frequencies. Proc. Nat. Acad. Sc. 17.
- E d e l m a n C. H., 1931: On the recognition of volcanic material in sedimentary rocks by means of heavy mineral investigation. Proceedings, Vol. XXXIV, No 3. Amsterdam.
- E w i n g C. J., 1931: A comparison of the methods of heavy mineral separation. Geol. Magaz. 68.
- G o l d s t e i n A., 1950: Mineralogy of some cretaceous sandstones from the Colorado Front Range. Journ. of Sed. Petr., Vol. 20, No 2. Tulsa.
- G u e n t h e r E. W., 1953: Methoden zur Untersuchung von Lössen. Neues Jahrb. für Geologie und Paläontologie, H. 3. Stuttgart.
- H o p p e G., 1951: Die akzessorischen Schwermineralien in Eruptivgesteinen am Beispiel des Ramberggranites und anderer harzer Gesteine. *Geologica*, No 9. Berlin.
- H u t t o n C. H., 1950: Studies of heavy detrital minerals. Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. 61, No 7. Baltimore.
- K i s s J., 1952: La constitution minéralogique de la bauxit de Nésza. Acta geol. Acad. sc. Hung., Tom I, Fasc. 1—4. Budapest.
- K o p č e n o v a E. V., 1951: Mineralogičeskij analiz šlichov. Moskva.
- K u t h a n M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologická štú-dia v severnej časti Prešovských hôr. PŠGŮ, zoš. 17, Sborník z príležitosti päťdesiatky prof. A n d r u s o v a, Bratislava.
- M i l n e r H. B., 1940: Sedimentary petrography. London—New York.
- M i š í k M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sbor-ník, roč. IV, č. 3—4. Bratislava.
- P o l o v i n k i n a Ju. I. r. a i., 1948: Struktury gornych porod. Tom. II. Osadočnyje po-rody. Leningrad—Moskva.
- R u c h i n L. B., 1953: Osnovy litologii. Moskva—Leningrad.
- S a r k i s j a n S. G.—Š a p o v a l o v a G. A., 1952: Petrografija majkopskich i sarmat-skich otloženij vostočnoj Gruzii i paleogeografija vremeni ich obrazovanija. Moskva.

- Slavík J., 1952: Těžké minerály ze zvětralin východní části středočeského plutónu. Sborník SGÚ, XIX. Praha.
- Slavík J., 1953: Sedimentární petrografické výzkumy (těžké minerály) neogénních hornin východního Slovenska. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1952. ÚÚG. Praha.
- Švagrovský J., 1950: Štrky z okolia Varhaňoviec. Geol. sborník I, 2—4. Bratislava.
- Švecov M. S., 1948: Petrografia osadočných porod. Moskva—Leningrad.
- Tatarskij V. B., 1953: Tablica dlja opredelenija form spajnosti, osnovi i singonii mineralov v immersii. Zap. Vs. min. obšč., II. ser., čast' 82, vyp. 4. Moskva—Leningrad.
- Tokarski J., 1947: Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych. Nafta, Nr. 3. Kraków.
- Twenhofel W. H.—Tyler S. A., 1941: Methods of study of sediments. New York—London.
- Vistelius A. B., 1951: O neobchodimom čisle zeren podsčityvajemych pri immersii. Zap. Vs. min. obšč., vyp. 3. Moskva—Leningrad.
- Weyl R., 1951: Schwermineralverwitterung in schleswig-holsteinischen Bodenprofilen. Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holst. 25.
- Weyl R., 1952: Schwermineraluntersuchungen im schleswig-holsteinischen Jungtertiär. Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft, Bd. 104. I. Teil. Hannover.
- Wolletz G., 1950: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteine aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jahrb. der geol. Bundesanstalt, Bd. XCIV. Wien.

МИЛАН МИШИК

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НЕОГЕНА ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

(*Рис. 15 и 16 в тексте табл. XII—XIV.*)

Автор дает прежде всего описание некоторых галечников, туфов, туффитов (между прочим туффитов с пизолитово-пелитовой структурой) и лимнокварцитов восточного подножия вулканических Прешовско-токайских гор. Он исследует какие из этих пород содержат материал, происходящий из кислых вулканических пород и андезитов, и приходит к заключению, что в этой Прешовско-токайских гор первая (самая старшая) фаза излияния андезитов имела место в середине тортона.

Особое внимание автор уделяет изучению песков, песчаников и песчанистых глин, а также анализу ассоциаций тяжелых минералов, при чем методически следует главным образом приемам Р. Вейла (1952). Количество непрозрачных и полупрозрачных составных частей (лейкоксен и др.) он выражает в процентах по отношению к прозрачным тяжелым минералам, что лучше выделяет разницу между различными ассоциациями. Автор занимается затем вопросом распознавания вулканического материала в песках с целью установления стратиграфической корреляции вулканических фаз к осадкам. Индикатором материала, заимствованного из кислых эффузивных пород, являются зерна кварца легкой фракции, среди которых часто встречаются хорошо сохранившиеся формы β -кварца. Индикаторами андезитового материала служат пироксены и амфиболы, которых нет в осадках, отложившихся до излияния андезитов. Пески и песчаники разного возраста содержат иногда сильно отличающиеся одна от другой ассоциации тяжелых ми-

Фиг. 4. Туффит с оолитовой (пизолитово-пелитовой) структурой. На снимке видна часть круглых сечений шаровидных образований, не имеющих внутренней структуры. Замугов. $\times 18$.

Табл. XIV,

фиг. 1. Пустота в лимнокварците, заполненная опалом в виде соединенных или одиночных шариков, окруженных халцедоновыми сферолитами (видны лишь при скрещенных николях). На левой стороне снимка можно различить остатки растительной ткани. Лимнокварцит. Банске. $\times 115$.

Фиг. 2. Аутигенный кварцин с концентрической структурой из врановско-грабовецких песчаников. Вранов. $\times 108$.

Фиг. 3. То же при скрещенных николях.

Снимки изготовил Ф. Бузек.

MILAN MIŠÍK

DIE SEDIMENTÄR-PETROGRAPHISCHE DURCHFORSCHUNG DES NEOGENS IN DER OSTSLOWAKEI

(Taf. XII—XIV)

Zu Beginn der Arbeit beschreibt der Autor einige Schotter, Tuffe und Tuffite (auch Tuffite mit pisolitisch-pelitischer Struktur) und Limnoquarzite vom östlichen Fuße des vulkanischen Gebirges Prešovsko-tokajské vrchy. In diesen Gesteinen folgt er dem Material der sauren Vulkanie und Andesite und schließt daraus, daß sich die erste (älteste) Andesitphase in diesem Teil der Prešovsko-tokajské vrchy inmitten des Torton abgespielt hat.

Vorzüglich behandelt der Autor die Sandsteine, Sande und sandigen Lehme und widmet sich besonders der Analyse der Schwermineralassoziationen. Methodisch geht der Autor zumeist nach R. Weyl (1952) vor. Die Zahl der opaken und getrübbten Bestandteile (Leukoxen und andere) drückt er in Prozenten aus, den durchsichtigen, schweren Mineralien gegenüber, damit die Unterschiede in den Assoziationen besser hervortreten. Der Sortierung des Vulkanitenmaterials in den Sanden wurde besondere Aufmerksamkeit gewidmet zwecks stratigraphischer Korrelation der vulkanischen Phasen und der Sedimente. Als Indikator des Materials der sauren Effusiven dienen die Quarzkörner der leichten Fraktion, wo oft erhaltene idiomorphe Formen von β -Quarz zu finden sind. Als Indikator des Andesitmaterials dienen Pyroxene und Amphibole, die hier in den vorandesitischen Sedimenten nicht vorkommen. Die Assoziationen schwerer Mineralien (siehe Taf. XX) haben in den Sandsteinen und Sanden verschiedenen Alters manchmal ziemlich verschiedenen Charakter, so daß die Analysen der schweren Fraktionen bei der Lösung einiger Probleme der geologischen Aufnahmearbeiten mitgeholfen haben.

In den paläogenen Sandsteinen überwiegen die opaken Bestandteile gegenüber den durchsichtigen (auf einen durchsichtigen Bestandteil kommen maximal 9 opake, am meisten epigenetischer pyrit). Die durchsichtigen bestehen zumeist nur aus den stabilsten Mineralien (Zirkon, Rutil, Turmalin), weniger aus Titanit und Granat.

Die helvetischen Sandsteine weisen auf eine Einschwemmung der schweren Bestandteile aus dem liegenden Paläogen hin, denn ihr Anteil an opaken Bestandteilen ist zwar noch groß, jedoch viel kleiner als im Paläogen. Es kommt hier Staurolith hinzu.

Die untertortonen Sandsteine unterschieden sich durch die Assoziation der schweren Mineralien auffallend von den vorhergehenden. Die opaken Bestandteile treten in den Hintergrund, Granat herrscht weitaus vor. Außer den drei stabilsten Mineralen sind noch die metamorphen Minerale: Staurolith, Disthen und Chloritoid, ferner Apatit, Titanit, vereinzelt Tremolith, Aktinolith und Anatas vertreten. Die Assoziation zeugt davon, daß sich zwischen dem Helvet und Torton bedeutende paläographische Veränderungen vollzogen haben. Die metamorphen Mineralien (größtenteils auch der Granat) stammen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge, da die Barriere der Prešovsko-tokajské vrchy damals noch nicht existiert hat. Es wird die Frage erörtert, ob es nicht möglich wäre, die Existenz einer ähnlichen paläozoischen Insel, wie die Zempler Insel, zu beweisen; diese scheint durch Andesitdecken verdeckt gewesen zu sein.

In den obertortonen und sarmatischen Sanden tritt schon Andesitmaterial hinzu, d. i. Amphibole und Pyroxene (Hypersthen und diopsidischer Augit).

In den alluvialen Flußablagerungen (z. B. des Flusses Topľa) überwiegen völlig die Hypersthene, d. h. das Material der jüngsten Pyroxenandesite.

*Kathedr für Geologie und Paleontologie der
Fakultät der geologisch-geographischen Wis-
senschaften der Slowakischen Universität.
Bratislava*

Erläuterungen zu den Tafeln XII—XIV

- Taf. XII. Abb. 1. Assoziation schwerer Minerale aus den tortonen Sandsteinen der Umgebung von Vranov. In der Mitte des Bildes ist Rutil, säulchenförmiger Turmalin und unregelmäßig begrenzter Granat. 138fache Vergr.
- Abb. 2. Disthen aus den Pozdišover Sanden. 115fache Vergr.
- Abb. 3. Teilweise erhaltene Form des idiomorphen Quarzes aus den sauren Effusiven. Vranov-Hrabovec-Sandsteine. Vranov. 40fache Vergr.
- Taf. XIII. Abb. 1. Tuff mit zahlreichen Bimsstein-Bruchstücken mit fluidaler Textur. Hlinne. 60fache Vergr.
- Abb. 2. Wie die vorherige. Bimsstein-Bruchstück mit Feldspateinsprengling.
- Abb. 3. Tuff mit vitroklastischer Struktur. Er enthält scharfe Glasplitter, von denen einige durch den Bindestoff korrodiert sind. Sol. 50fache Vergr.
- Abb. 4. Tuffit mit ooider (pisolithopelitischer) Struktur. Das Bild bringt einen Teil des ringförmigen Durchschnittes der kugelförmigen Gebilde, die keinen inneren Aufbau aufweisen. Zmutov. 18fache Vergr.
- Taf. XIV. Abb. 1. Hohlraum im Limnoquarzit von globularem Opal ausgefüllt. Globuli einzeln und zusammengeballt. In ihrer Umgebung Chalzedonsphärolithe (nur bei gekreuzten Nikols zu sehen). In der linken Hälfte des Bildes Reste eines Pflanzengeflechtes. Limnoquarzit. Banské. 115fache Vergr.
- Abb. 2. Autigener Quarzin mit konzentrischem Bau in den Vranov-Hrabovec-Sandsteinen. Vranov. 108fache Vergr.
- Abb. 3. Dasselbe bei gekreuzten Nikols.

Nach dem Material des Autors. Photo F. Buzek

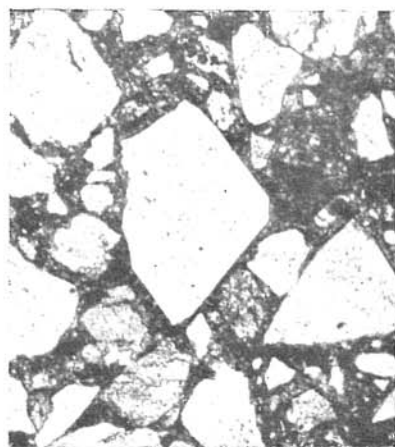


Obr. 1. Asociácia ťažkých minerálov z tortónskych pieskovcov okolia Vranova. V strede obrázku je rutil (priamky prebiehajúce priečne k obmedzeniu stĺpika prezrádajú poly-syntetické dvojčatenie podľa (101), stĺpcový turmalín a nepravidelne obmedzený granát. Zväčš. 138 $\times$.
Mikrofoto Š. Buzek.



Obr. 2. Distén z pozdišovských pieskovcov. Zväčš. 115 $\times$.

Mikrofoto Š. Buzek.

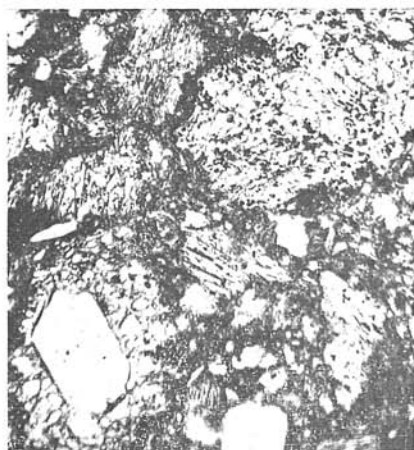


Obr. 3. Sčasti zachovaný tvar idiomorf-ného B-kremeňa z kyslých efuzív. Vranovsko-hrabovecké pieskovce, Vranov. Zväčš. 40 $\times$. Mikrofoto Š. Buzek.



Obr. 1. Tuf obsahujúci hojné úlomky pemz s fluidálnou textúrou. Hlinné (Sš-622). Zväčš. 60×.

Mikrofoto Š. Buzek.



Obr. 2. Ako predchádzajúce. Úlomok pemzy so živecovou vyrastlicou.

Mikrofoto Š. Buzek.



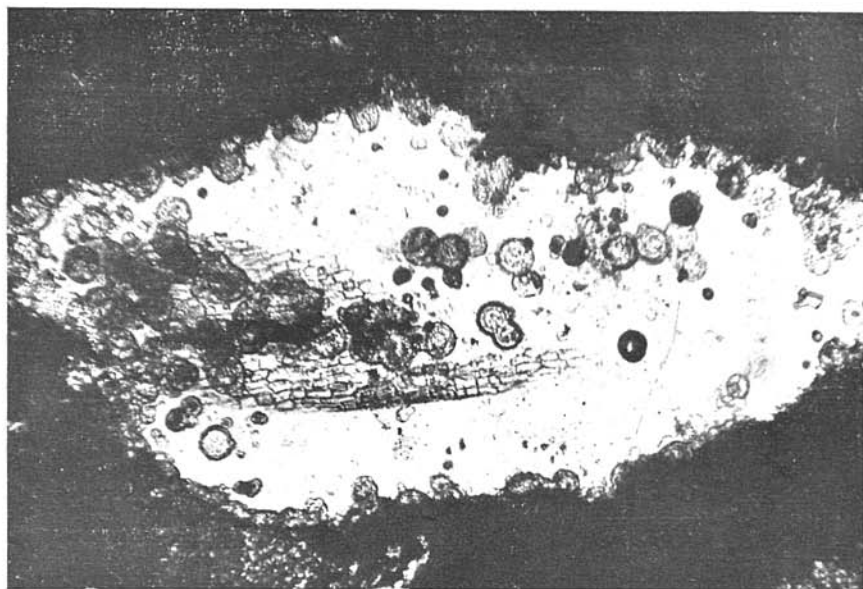
Obr. 3. Tuf s vitroklastickou štruktúrou. Obsahuje ostré čriepky skla, z nich niektoré sú korodované tmeliacou hmotou. Sol (Sš-112). Zväčš. 50×.

Mikrofoto Š. Buzek.



Obr. 4. Tufit s ooidnou (pizolitopelitovou) štruktúrou. Obrázok zachycuje časť kruhového prierezu guľôčkovitých útvarov, ktoré nemajú vnútornú stavbu. Zamutov (Sš-50). Zväčš. 18×.

Mikrofoto Š. Buzek.



Obr. 1. Dutinka v limnokvarcite vyplnená globulárnym opálom. Globuly združené i jednotlivé. V ich obklopení chalcedónové sférolity (vidieť len pri skrížených nikoloch). V ľavej polovici obrázku zvyšky rastlinného pletiva. Limnokvarcit. Banské. Zväčš. 115 $\times$.
Foto Š. Buzek.



Obr. 2. Autigénny kvarcín s koncentrickou stavbou vo vranovsko-hraboveckých pieskovcoch. Vranov (Lš-66). Zväčšené 108 $\times$.
Foto Š. Buzek.



Obr. 3. To isté pri skrížených nikoloch.
Foto Š. Buzek.