

BARTOLOMEJ LEŠKO

GEOLOGICKÁ STAVBA ÚZEMIA MEDZI
VRANOVOM A STRÁŽSKYM*(Obr. 4 v texte, tabuľka II, príloha 1, ruské a nemecké resumé)*

K riešeniu tektoniky a paleogeografie geologických jednotiek východného Slovenska som preskúmal geologické pomery územného pásu SZ—JV, smeru od doliny Tople po dolinu Laborca. Obsahom tejto štúdie sú výsledky geologického pozorovania a zhodnotenia mezozoických ostrovov, paleogénu centrálno-karpatského flyša, sedimentárneho a vulkanického miocénu tohto územia.

Študované územie patrí k južným výbežkom Ondavskej vrchoviny medzi riekami Topľou, Ondavou a Laborcom. Výbežky morfológicky tvoria pásy pahorkatiny, ktoré zabiehajú na juh do Potiskej nížiny v podobe úzkych trojuholníkov. Západný výbežok medzi Topľou a Ondavou som geologicky preskúmal od čiar Vyšný Žipov—Benkovce na juh. Východný výbežok medzi Ondavou a Laborcom som študoval od tektonicky založenej doliny Ondavky na severe po čiaru Nižný Hrabovec—Pusté Čemerné na juh. Východne od Laborca k študovanému územiu patrí aj južný úpätný pás Humenského pohoria. Pahorkatinové výbežky aj s úpätným pásom na východ od Laborca sú morfológickým reliktom najstaršej náplavovej úrovne našich troch tokov. V dnešnom čase jej reliéf je pestro rozčlenený a prekrájaný sieťou hlbokých roklín.

Zhodnotenie starších prác

Študované územie geologicky zmapovali už okolo r. 1860 členovia viedenského geologického ústavu. Boli to Fr. Hauer, F. Richthofen (1859) a C. M. Paul (1869), ktorých práce sa priamo dotýkajú nášho územia. Autorom sa správne podarilo vymedziť jedine vulkanity (= naše ryodacity), zlepenice pri Merníku a horniny mezozoika pri Podčičve a odlíšiť ich od ostatných sedimentárnych hornín.

Neskoršie územie pri Merníku bolo podrobené častejším, geologicko-montanistickým výskumom so zreteľom na výskyt rumelky. Výsledky boli zachytené iba v posudkoch archívu mernickej banskej spoločnosti, ktoré sa pri jej zániku stratili.

R. 1938 na území pracovali A. Matějka a O. Kodým st., avšak vý-

sledky ich práce neboli zverejnené. Prví správne vymedzili v hlavných rysoch severné transgresívne ohraničenie miocénu na centrálno-karpatskom paleogéne. V miocéne rozlíšili piesky a pieskovce (= pieskovce spodného tortónu) a slienito-ílovité vrstvy (= bridlice a pieskovce spodného tortónu). Stratigrafické rozčlenenie miocénu nepodali.

Na území medzi Ondavou a Topľou, na juh od Merníka, pracoval tiež M. K u t h a n (1941). Stratigraficky rozlíšil paleogén od miocénu a ten pokladal za burdigal. Kartograficky v ňom vymedzil zlepencové polohy a flyšové polohy pieskovcov a bridlíc. Nevystihol transgresiu spodného tortónu. Podrobne opísal v práci vulkanity a ich tufity. Nerozlíšil však dve eruptívne ryodacitové fázy. V novšej práci (K u t h a n 1948) sa zmieňuje aj o geologických pomeroch nášho územia, pričom pozmeňuje svoj pôvodný názor o stratigrafickom postavení dacitových tufitov. Zaraďuje ich na rozhranie helvéty a tortónu.

Miocénom prilahlých severozápadných oblastí, najmä pri Prešove, zaberá sa aj D. A n d r u s o v (1951). Vo svojej práci sa priamo dotýka aj postavenia ryodacitových, vranovsko-hraboveckých tufitov. Jeho prehľadný geologický náčrt soľonosného miocénu východného Slovenska však nezachycuje správne severné obmedzenie miocénu v našej oblasti.

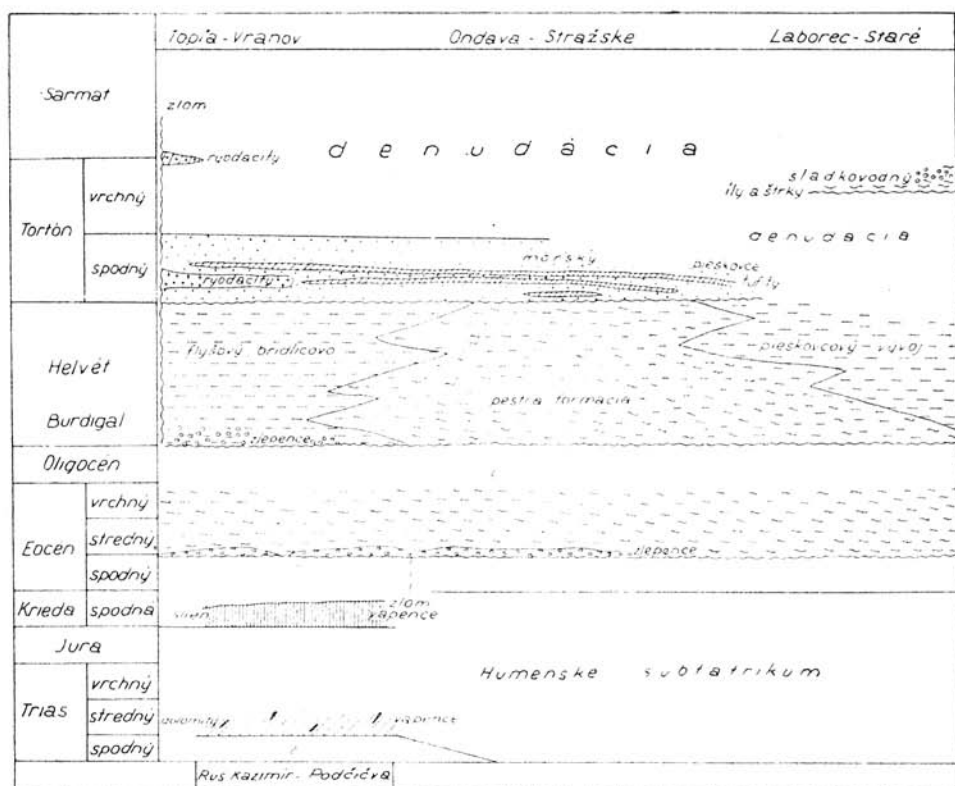
V severnej časti územia o rok skôr sme vykonali orientačný výskum centrálno-karpatského paleogénu a mezozoických ostrovov pri Ondave s A. M a t ě j k o m. Moja štúdia takto priamo naväzuje na výsledky práce A. M a t ě j k u a B. L e š k a (1953) z tohto pásma územia.

STRATIGRAFIA

Mezozoikum

Do študovaného územia bola zahrnutá aj oblasť mezozoických ostrovov v doline Ondavy. Pri podrobnom mapovaní som zistil, že východy od Podčičvy na severozápad sú zastúpené len útvarmi, ktoré v svojich prácach opísali M a t ě j k a a L e š k o (1953).

Najstarším členom tu zastúpeného mezozoika sú strednotriasové vápence, dolomity a dolomitické vápence, ktoré budujú všetky ostrovčeky mezozoika od Podčičvy na severozápad do oblasti Ruského Kazimíra. Dolomity a dolomitické vápence sú svetlošedé, kompaktné a tvoria nepravidelné polohy, hrubé niekoľko metrov, alebo tiež slabšie šošovky v tmavých, pravdepodobne guttensteinských vápencoch. Mezozoické vápence sú prevažne tmavošedomodré, prestúpené sieťou žiliek kalcitu a čier-



Obr. 4. Stratigrafická tabuľka vrstiev na území medzi Vranovom a Strážskym.

nej živice — ozokeritu. Čierne bitumíny do značnej miery impregnujú vápence, čím im dodávajú vzhľad mastných, tmavohnedastých alebo tmavomodrastých vápencov. Pri ich drvení bitumíny nápadne prchajú. Vo vápencoch nebola zistená ani makrofauna, ani mikrofauna, preto zatiaľ ich nemožno s konečnou platnosťou stratigraficky začleniť. Svojím vzhľadom veľmi pripomínajú guttensteinské vápence subatrika stredného Slovenska. Vápence tvoria niekoľko metrov hrubé polohy, ktoré útržkovite vyčnievajú spod paleogénneho obalu v pozdĺžnych ostrovoch SZ—JV smeru od Podčievy k Ruskému Kazimíru.

Na severozápadných svahoch Inovca (322) až do doliny Ondavy spod eocénu vystupujú bridličnaté, svetlošedé, spodnokriedové slienité vápence. Sú prestúpené kalcitovými žilkami. Okrem vápencov v týchto miestach vystupujú tiež doskovite bridličnaté, vápnité sliene (neokom) a brekciovitý dolomity svetlošedej farby (stredný trias chošskej série).

Paleogén

Paleogén bol podrobne študovaný pri južných okrajoch Humenského pohoria, na území mezozoických ostrovov na severozápad od Ondavy a v synklinálnom pásme na juh od vnútorného bradlového pásma k doline Tople.

Pri južných okrajoch humenského mezozoika som zistil, že jeho vývoj aj v podrobnostiach súhlasí s opisom, ktorý podali v práci Matějka a Leško (1953). V oblasti vývoja mezozoických ostrovov na severozápad od Ondavy paleogén transgreduje na mezozoikum polohami zlepecovo-pieskovcovými a podhľadným, pieskovcovo-bridlíčnatým flyšom.

a) Bazálne paleogénne, zlepecovo-pieskovcové polohy.

Vyznačujú sa vývojom pieskovcov a zlepecov. Pieskovce sú za čerstva modrošedé, prevažne strednohrubozrnné, vápnité, v laviciach hrubých 30—50 cm. Pri rozvetrávaní sa nepravidelne kusovite rozpadávajú a nadobúdajú hrdzavošedú alebo šedohnedastú farbu. Numuliti sú v úlomkoch pomerne hojné. Len niekoľko metrov nad transgresívnou plochou sa objavujú vložky slienitopiesčitých bridlíc. Ich vývin v spodných polohách je nepatrný. Zlepence sú vyvinuté na báze paleogénneho súvrstvia a tvoria iba 2—6 m hrubé polohy.

Východne od Továrňanskej Polianky v rokline pod západným svahom Orlovej (274) vystupujú na báze transgredujúceho eocénu zlepecové polohy súľovského typu. Podľa ich tektonickej pozície predpokladám, že patria ešte k južným okrajom Humenského pohoria. Smer zlepecových vrstiev je takmer Z—V, pri úklone 40—80° k juhu.

Na severných a severovýchodných svahoch Inovca (kóta 322) je paleogén na báze vyvinutý v zlepecových polohách hrubých 2—6 m. Zlepence sú odkryté v rokline medzi Stavencom (kóta 252), Inovcom (kóta 322) a na ich svahoch pri ceste do Benkoviec. V zlepecových polohách tam vystupujú brekciovitité zlepence s ostrohrannými úlomkami a s málo opracovanými valúnikmi podložného dolomitu. Styk strednotriasového brekciovitého dolomitu s nadložným eocénnym zlepencom je veľmi nápadný.

V rokline, ktorá smeruje na sever od Inovca (kóta 322), v bazálnych polohách vystupuje lavica zlepenca hrubá asi 2 m. Na rozdiel od zlepecov súľovského typu, valúnový materiál je rozmanitejší. Zastúpený je prevažne kremencami, staršími pieskovcami (golt) a kremeňom. Valúny vápencov, slieňov a dolomitov sú zastúpené veľmi zriedkavo. Nad zlepecovou lavicou sú vyvinuté výlučne pieskovcové polohy.

Pieskovce v týchto bazálnych polohách sú obyčajne strednohrubozrnné, v laviciach hrubých 30—80 cm s hojným vápnitým tmelom. Niektoré lavice drobnozrnnějších pies-

kovcov majú ílovitý tmel, ľahko zvetrávajú a rozpadávajú sa na piesok. Bridlice som v týchto bazálnych polohách nepozoroval.

Opísané zlepenčovo-pieskovcové polohy zakrývajú v študovanej oblasti iba severný pruh mezozoických ostrovov na severozápad od doliny Ondavy, kde vytvárajú morfológicky vyčnievajúci masív Inovca (kóta 322) a Stavenca (kóta 252). Tektonicky náležia k severnému krídlu brachyantiklinály humenského subtatrika alebo k južnému krídlu synklinálneho pásma na juhozápad od vnútorného bradlového pásma.

b) Paleogén pieskovcovo-bridličnatý

Na južný pruh mezozoických ostrovov, budovaných výlučne strednotriasovými vápencami a dolomitmi od Podčičvy k Ruskému Kazimíru, transgreduje paleogén vo fácií podhôrneho paleogénu.

Na ľavom brehu Ondavy oproti podčičvanskému mezozoiku je odkryté súvrstvie podhôrneho paleogénu v západných svahoch vršku Hurky (kóta 199).

Súvrstvie je prevažne bridličnaté, v ktorom sa nepravidelne striedajú pieskovce na väčšiu vzdialenosť. Sú obyčajne 4—30 cm hrubé, za čerstva modrošedé, vápnité alebo ílovité, drobnojemnozrnné alebo strednojemnozrnné, zriedkakedy krivolupenaté, zvetrávajúce žltosedo. V bridlicových polohách sa striedajú vložky modrošedých, slienitých, slienito-piesčitých a ílovitých bridlíc. Bridlice sa zvetrávaním stávajú pestrejšími, a to žltohnedými, šedohnedými a zelenkastožltými.

Na severovýchodných svahoch južného mezozoického pruhu transgreduje tiež podhôrny paleogén vo flyšovom, bridličnato-pieskovcovom vývoji. Jeho východy pozorujeme v Inoveckom potoku na SZ od Podčičvy a na severozápadných svahoch Malého Inovca.

V rokline Inoveckého potoka vystupujú vo flyšovom, bridličnato-pieskovcovom súvrství pevné, silne vápnité pieskovce, ktoré sú popretkávané žilkami kalcitu. Pieskovce sú za čerstva tmavošedomodré, jemnozrnné až strednozrnné, zvetrávajúce žltosedo. Bridlice sú slienité, za čerstva šedomodré a zvetrávajúce žlté. Pieskovce v polohách prevládajú asi v pomere 1 : 2.

Vyššie vrstvy podhôrneho flyša sú vyvinuté na území medzi Ondavkou, Ondavou a Topľou, kde vyplňa široké synklinálne pásmo, ktoré sa rozkladá na juhozápad od vnútorného bradlového pásma. Toto súvrstvie sa vyznačuje podobným vývojom ako flyš vnútrokarpatských depresí západných Karpát. Šedé, modrošedé, slienité, slienito-piesčité a ílovité, niekedy tiež zelenkastošedé bridlice vo vložkách 10—50 cm alebo niekoľko metrov hrubých polohách sa strieda s lavicami slienitých, slienito-vápnitých, jemnodrobnozrnných, často sľudnatých pieskovcov.

Vek bazálneho paleogénu a vyšších polôh podhôrneho flyša je pravde-

podobne analogický ako v západných Karpatoch, kde je zatiaľ bezpečne dokázaný lutétsky vek. Vrchná hranica podhľadného paleogénu zostáva zatiaľ neistá (vrchný eocén — oligocén?).

Neogén

A. Sedimentárny miocén

Burdigal—helvét

Spodný miocén, burdigal—helvét ako jednotný sedimentačný cyklus v študovanom území je mohutne vyvinutý od doliny Tople pri Komáranoch v širokom územnom páse na juhovýchod do doliny Laborca k Starému. Jeho sedimentačný cyklus sa v študovanom území vyznačuje flyšovým vývojom, v ktorom môžeme v priebehu SZ—JV rozoznať niekoľko faciálnych variácií.

a) Flyšový vývoj helvéty bridlicovo-pieskovcový.

Typický flyšový helvét bridlicovo-pieskovcový vystupuje na sever od Vranova, od doliny Tople k doline Ondavy a na juhovýchod od Laborca k Starému.

Vyznačuje sa vývojom slienitých pieskovcov a slienito-ílovitých bridlíc v nepravidelnom striedaní sa. Pieskovce sú vyvinuté v laviciach hrubých 2—40 cm, ojedinele tiež 1 m hrubých. Sú to prevažne jemnozrnné, slienito-vápnité pieskovce, za čerstva šedomodré, hrdzavohnedé alebo oranžovožlté, zvetrávajúce. Mocnejšie lavice pieskovcov sú hrubozrnnnejšie, menej pevné a ílovitým alebo slienito-ílovitým tmelom, za čerstva svetlošedomodré alebo šedozelenkasté s konečným drobivým rozpadom. Niektoré hrubšie lavice pieskovcov majú na spodnej strane množstvo lištičiek muskovitu a niekedy aj uhoľnú sečku. Tenké lavičky pieskovcov, hrubé 2—10 cm, sú pevnejšie, jemnozrnnnejšie, s kalcitovými žilkami nápadne oranžovo zvetrávajúce a bez hieroglyfov na spodnej strane. Pretože sedimentačný materiál spodnomiocénnych pieskovcov pochádza z paleogénneho pobrežia, paleogénne a spodnomiocénne pieskovce makroskopicky sú len veľmi málo rozdielne. Ich petrografický charakter podal Mišík (1954).

Bridlice v pieskovcovom prostredí tvoria hrubé polohy až 2—3 m alebo iba vložky 10—20 cm. Pieskovce sa obvyčajne striedajú s bridlicami v pomere 1 : 2 alebo 1 : 1, menej častý je zjav pomeru pieskovcov a bridlíc 2 : 1.

Spodnomiocénne bridlice za čerstva sú tmavošedé, modré, s rozličným, slienito-jemnopiesčitým komponentom. Zvetrávajú do svetlošeda alebo svet-

lomodra. Sú nepomerne mäkkšie, menej bridličnaté ako podobné slienité bridlice z podhľadného paleogénu. Pri konečnom zvetrávaní bridlice vytvárajú ílovitú hlinu sýtooranžovej alebo hrdzavošedej až zelenkastožltej farby.

Pri okraji spodnomiocénneho zálivu na okolí Ruského Kazimira v spodných a vyšších flyšových polohách v pieskovcovo-bridlicovom prostredí sú vyvinuté ojedinelé vložky hrubých, 2—3 cm mäkkých červených a žltých, slienito-ílovitých bridlic. Podobne aj lavice pieskovcov 5—10 cm hrubých, s veľmi nápadným hrdzavožltým zafarbením.

Na sever od kóty 282 v čiastkovom synklinálnom pruhu SZ—JV smeru je flyšové súvrstvie odkryté s 20—30 cm lavičkami hrubozrnného pieskovca. Lavice jemnozrnných pieskovcov s hojným muskovitom 1—4, ojedinele aj 20 cm mocných, žltosedo zvetrávajúcich, striedajú sa s 2—10 cm vložkami modrošedých a zelenkastožltých, slienito-ílovitých bridlic.

Dalej na juhovýchod v oblasti na sever od Vranova pri kóte 282 pestré bridlice prístupujú nielen v spodných, ale aj vo vyšších polohách helvéty, pričom pestré bridlice na niektorých miestach tvoria viac ako 1 m hrubé polohy. Pieskovcové vložky majú iba podradné zastúpenie.

Na okolí Starého a Oreského v spodnom miocene vo flyšovom vývoji sú pieskovcové lavičky 2—5 cm, ojedinele až 15 cm hrubé. Sú to veľmi jemnozrnné, slienito-vápenaté pieskovce, navetrávajúce žltoranžovo, hrubozrnnéjšie variety hrdzavohnedo. Pieskovce, najmä jemnozrnné, sú bohaté na muskovit so sieťou kalcitových žiliek a bez hieroglyfov.

Bridlice tvoria polohy hrubé 30—60 cm. Sú to slienito-ílovité, ružovkasté alebo žlté bridlice pri navetrávaní s rozlične bohatou piesčitou prímiesou. Sú mäkké a s drobným rozpadom. Pomer bridlic a pieskovcov je asi 2 : 1.

b) Zlepencovo-pieskovcový vývoj.

Pri Merníku sedimentačný spodnomiocénny cyklus burdigal—helvéty začína nápadne detritickým, zlepencovo-pieskovcovým vývojom. V prírode nachádzame len veľmi málo odkryvov tohto súvrstvia, ktoré nám umožňujú jeho štúdium. Od transgresívnej plochy k nadložíu sú vyvinuté prevažne zlepencové polohy s málo zreteľnou vrstevnatosťou. Zlepence bývajú mocné aj niekoľko metrov.

Na okolí je spodnomiocénny zlepencový vývoj v teréne zastúpený najmohutnejšie. Zlepence tam tvoria niekoľko metrové polohy (10—20), takže vytvárajú nápadné morfológické kopčeky. Zlepencová poloha je odkrytá v záreze poľnej cesty vo svahu na severovýchod od mernických baníckych prác. Sú to málo stmelené zlepence s valúnmi 2×2 až 10×10 cm veľkými, s jemnejším, zlepencovo-pieskovcovým tmelom. Vyššie v nadloží šmuhovite vystupujú šošovky hrubozrnného pieskovca, ktoré sa striedajú s lavicami zlepencov, hrubými 20—60 cm so zreteľnou vrstevnatosťou.

V rokline potoka južne od Merníka pod kótou 216 v zlepencových polohách sú odkryté: lavica zlepence 30 cm hrubá s valúnikmi 2×2 až 10×10 cm veľkými. Stme-

lené sú nehojným, hrubopiesčitým tmelom. Zlepence prechádzajú do nadložia vo vložku hrubú asi 40 cm, s valúnmi veľkými 10—20 cm, dokonale opracovanými. Vyššie je vyvinutých niekoľko lavičiek hrubozrnných pieskovcov s riedko roztrúsenými valúnikmi o veľkosti 2×2 až 4×4 cm asi 10 a 30 cm mocných. Bridlice v opísanom odkryve som nepozoroval. Vystupujú v nadloží zlepencov s jemnozrnnými pieskovecami.

Valúnový materiál z mernických spodnomiocénnych zlepencov je veľmi pestrý. Zastúpené sú v nich horniny kryštalinika, mezozoika a paleogénu (pieskovce s numulitmi). Ich petrografický charakter podrobne opísal Kuthan (1941).

Prechod zo spodnomiocénnych zlepencových do vyšších flyšových polôh je pravdepodobne pozvoľný, čo súdim z vrstevnatého sledu bazálneho spodného miocénu na západnom svahu Vinice (kóta 255), na juh od Merníka. Tam nad zlepencovými polohami nastupuje sedimentácia hrubozrnejších pieskovcov, vyššie s prúžkami silne piesčitých, jemnozrnných slieňitých bridličiek.

Zlepencový vývoj pri Merníku je v študovanom území viac-menej zjavom lokálnym, pretože južným, ako aj juhovýchodným smerom je spodný miocén zastúpený flyšovým, pieskovcovo-bridlicovým vývojom. Juhovýchodne sú zlepence vyvinuté ešte rudimentárne, a to pri Čičave a severne od Sedlísk, kde laterálne prechádzajú do flyšového vývoja.

c) Flyšoidný, bridlicový vývoj.

Od čiar Vranov—Sedliská na juhovýchod flyšový, bridlicovo-pieskovcový vývoj spodného miocénu prechádza pozvoľna laterálne, avšak úplne v celom vertikálnom rozsahu do pestrej, flyšoidnej formácie. Jej optimálne rozšírenie a vývin je na území medzi Ondavou a Laborcom.

Pestrá formácia burdigal—helvétu sa vyznačuje prevahou vývoja bridlíc nad pieskovecami. Pieskovce majú v najtypickejšom vývine tejto formácie len rudimentárne zastúpenie. Súvrstviu udávajú charakter pestré, červené, svetlozelené a zelenkastožlté ílovité bridlice, ktoré tvoria základnú masu formácie. Zelenkastožlté až žlté bridlice tvoria najčastejšie polohy hrubé 30—80 cm, zriedkavejšie sa vyskytujú ako vložky 2—20 cm v polohách červených bridlíc.

Bridlice sú jemnopiesčité, často sľudnaté s muskovitom, ílovité a oveľa mäkkšie ako bridlice podhŕňného paleogénu. Červené ílovité bridlice tvoria alebo vložky hrubé 2—5 cm v polohách zelenkastých a žltých bridlíc, alebo pri vertikálnom zoskupení bridlíc vytvárajú polohy hrubé až 1 m. Červené bridlice, podobne ako zelené a žlté bridlice, sú ílovité, menej sľudnaté, s rozličnou piesčitou prímесou a málo diageneticky spevnené. Stoja na rozhraní bridlíc a ílov. Na niekoľkých miestach sú polohy červených bridlíc v pestrej formácii nápadne zoskupené v mocnosti niekoľkých met-

rov. Toto sa odzrkadľuje pri zvetrávaní, pretože na tomto území môžeme v širokých pásoch pozorovať pestrú červenú sfarbenú eluviálnu hlinu.

V oblasti najtypickejšieho vývoja tejto formácie pieskovce sú zastúpené len v 2—10 cm hrubých lavičkách na vzdialenosť aj vyše 10 m v prostredí bridlíc. Pieskovce sú pomerne dosť pevné a jemnozrnné, veľmi sľudnaté s nehojným, ilovito-slienitým tmelom, červené, zelenkastošedé alebo fialovošedé. Kalcitových žiliek je v nich málo a na spodnej strane sú bez hieroglyfov. Pieskovce pri navetrávaní dostávajú hrdzavožltú alebo šedohnedú farbu. Farebne harmonicky zapadajú do pestrého prostredia bridlíc.

Spodnomiocénna pestrá formácia na juhovýchod od doliny Laborca laterálne pozvoľna prechádza do flyšového, pieskovcovo-bridlicového vývoja. V našom území červené bridlice pozorujeme najďalej na juhovýchod pri Starom, na severozápad od kostola. Nápadne rozšírená aluviálna niva Laborca hneď pri Krivoštanoch sa viaže na vývin mäkkých bridlíc pestrej formácie.

Celková mocnosť spodného miocénu, burdigal-helvétu sa dá odhadnúť v študovanom území len s malou pravdepodobnosťou pre rozličné intenzívne zvrásnenie súvrstvia.

Pri Vranove je spodný miocén intenzívnejšie zvrásnený ako na ostatnom území, pričom jeho šírka je asi 3 km. Pri Kladzanoch na juhovýchod od Ondavy pri miernom zvlnení je široký asi 2 km. Preto sa domnievam, že celé súvrstvie burdigal—helvétu je mocné asi 600—800 m.

Pre stanovenie veku celého komplexu súvrstvia máme niekoľko geologicko-paleontologických kritérií.

V severozápadnej časti územia môžeme zistiť, že spodnomiocénny zlepenčový vývin pri Merníku leží transgresívne na podhľadnom paleogéne. Vo valúnovom materiáli nachádzame množstvo paleogénnych pieskovcov a drobnozrnných zlepenčov s numulitmi. Na juhovýchod od Merníka síce už nepozorujeme zreteľne transgresívnu diskordanciu nad podhľadným paleogénom, zato však zreteľne laterálne prechádzajú spodnomiocénne zlepence do flyšových, bridlicovo-pieskovcových a flyšoidných polôh pestrej formácie medzi Ondavou a Laborcom. Danihelová (1954) v bridličkách flyšového vývoja severne od Vranova našla spodnomiocénnu mikrofaunu.

Ďalej treba zdôrazniť, že nad spodnomiocénnym súvrstvom pri Vranove leží transgresívne, Danihelovou (1954) mikrofaunisticky dokázaný spodný tortón v morskom vývoji. Z uvedeného vyplýva, že mohutný komplex súvrstvia flyšového a flyšoidného vývoja nad podhľadným paleogénom a pod spodným morským tortónom náleží spodnému miocénu, burdigal—helvétu.

Nad helvétskym súvrstviem v študovanom území na juhozápad od čiary Komárany—Majerovce—Hencovce dolinou Laborca na sever od Pustého Čemerného transgresívne leží spodný tortón v morskom, prevažne pieskovcovom vývine. Na jeho morský vývin a stratigrafickú pozíciu poukázala Hanzlíková (v Slávikovi, 1953). Podrobné mikropaleontologické a biostratigrafické štúdie Danihelovej (1954) tieto údaje potvrdili.

Pri Vranove a v priľahlých severozápadných oblastiach dávnejšie pracoval Kuthan (1941, 1948). Vo svojich prácach stratigraficky nerozlišoval útvary pri Vranove a Merňiku, pričom v prvej práci (1941) celý komplex súvrstvia nad paleogénom zaraďoval do burdigalu, v druhej práci (1948) vranovsko-hrabovecké spodnotortónske tufity kládol do helvéty. Jeho pozornosti unikla aj spodnotortónska transgresívna plocha pri Vranove.

Morský spodný tortón je v našom území vyvinutý v podobe pieskovcov a pieskov, teda formáciou, ktorá je v celom skúmanom území konštantná. Od Tople po Laborec má však niekoľko detailných facionálnych variácií. Jej vrchné obmedzenie a charakter vývoja nie je mi zatiaľ známy, pretože pri Vranove sa vrstvy spodného tortónu ponárajú pod alúvium Tople a Ondavy a terén medzi Nižným Hrabovcom a Pustým Čemerným nebol predmetom môjho štúdia. Preto zatiaľ nemôžem stanoviť ani jeho celkovú mocnosť. Domnievam sa, že pri Nižnom Hrabovci je jeho mocnosť asi 400—600 m.

Pri Pustom Čemernom a Nižnom Hrabovci súvrstvie tortónu tvoria pieskovce a piesky. Lavice pieskovcov sú hrubé, väčšinou 60—80 cm, a tvoria polohy mocné niekoľko desiatok metrov. Pieskovce sú drobnozrnné, málo stmelené, vápnité, svetložlté. Ľahko rozvetrávajú v piesok sýtožltej farby. V pieskovcových polohách sú často vyvinuté, pevné a viac stmelené lavičky — vložky vápnitejších pieskovcov alebo tiež balvanovité piesčité konkrécie.

Bridličky tvoria iba 1—2 cm hrubé vložky medzi lavicami drobných pieskovcov. Bridličky sú slienité, mäkké, jemne rozpadavé, bielošedomodré alebo zelenkastožlté. Medzi lavicami hrubých pieskovcov-pieskov bývajú niekedy vyvinuté silne piesčité slienité bridlice s uholňou sečkou a muskovitom. Vo vyšších pieskovcových polohách býva občas 50—100 cm hrubá, bridlicovo-pieskovcová vložka, v ktorej slienito-ílovité bridlice, hrubé 2 až 5 cm, striedajú sa s lavičkami pieskovcov-pieskov 2—10 cm hrubými. Vložky bridlic v pieskovcových polohách spodného tortónu sú veľmi mäkké, a preto pri zvetrávaní tvoria hlinito-ílovité, šedomodré alebo žltohnedé elúvium.

Vo vyšších polohách spodného tortónu pri Nižnom Hrabovci pozorujeme

pieskovce s mocnejšími polohami slienito-ílovitých bridlíc. Sú to väčšinou šedozelené slienité íly s nezreteľnou bridličnatosťou. Nachádza sa v nich početná mikrofauna, ktorú vyhodnotila Danihelová (1954). Polohy bridlíc vystupujú aj pri Pustom Černom v záreze poľnej cesty na sever od kóty 163, takže pravdepodobne tvoria súvislý pruh bridlíc od Nižného Hrabovca SZ—JV smeru.

V územnom páse Komárany—Vranov—Vran. Dlhé sa spodnotortónska pieskovcová formácia faciálne mení. Pieskovcové polohy, hrubé niekoľko desiatok metrov, nepravidelne sa striedajú s bridlicovo-pieskovcovými polohami, v ktorých pomer (br. a p.) je 2 : 1 alebo tiež 1 : 1. Pieskovcové polohy v tomto území netvoria plynulé pruhy SZ—JV smeru, ale iba široké, pozdĺžne pretiahnuté šošovky, ktoré na severozápadnom a juhovýchodnom konci sa faciálne menia a prechádzajú v bridlicovo-pieskovcové polohy. Pretože súvrstvie je uklonené 30—40° k juhovýchodu, pieskovcové polohy v reliéfe morfológicky vyčnievajú vo forme pozdĺžnych hrboľatých kopčiek. Tam, kde spodný tortón pieskovcovými polohami transgreduje na flyšové súvrstvie helvéty, aj breh tortónskej transgresie je morfológicky nápadný.

Pieskovcovo-bridlicové polohy sa vyznačujú vývinom pieskovcov v laviaciach 2—20 cm hrubých, predelených 2—5 cm vložkami bridlíc, zriedkavejšie 15—30 cm vložkami, ktoré sa opakujú asi na vzdialenosť 2—3 m. Slienito-ílovité bridlice svetlošedomodrej farby majú početnú mikrofaunu. Pieskovce v týchto polohách sú jemnozrnné, zriedkavejšie strednohrubozrnné, chudobné na tmel. Pri zvetrávaní hrubozrnnnejšie variety pieskov a pieskovcov sú hrdzavohnedé, čo zapríčiňuje asi železitý tmel (Mišík, 1954). V niekoľkých profiloch v hrubozrnnnejších pieskovcových varieties som pozoroval krížové zvrstvenie a vývin 30—50 cm hrubej štrkovej polohy s valúnmi kremeňa a starších, pevných pieskovcov o veľkosti 2 × 2 až 4 × 4 cm.

V komplexe morského, pieskovcového spodného tortónu v študovanom území sú v niekoľkých polohách nad sebou vyvinuté ryodacitové a dacitové tufy a tufity. Tvoria pretiahnuté pruhy alebo šošovky SZ—JV smeru, hrubé 10—40 m.

Najspodnejšia poloha ryodacitového tufu a tufitu je vyvinutá v doline Ondavy južne od Kladzian a pokračuje na juhovýchod do doliny Laborca, kde sa stráca pod jeho aluviálne náplavy asi 1 km na sever od Pustého Černého.

Poloha tufov a tufitov je čiastočne odkrytá v úzkej rokline východne od Kučina. V nej na spodku je vyvinutá asi 1 m mocná vrstva ryodacitového, drobnozrnného tufu so zreteľnou doskovitou odlučnosťou. Podľa petrografického rozboru Šaláta (1954) ide o horninu s litoklasticko-psamitickou štruktúrou, ktorej tmel je prekryštalizovaný

vulkanické sklo. Nad polohou ryodacitového tufu je prechodná, tufiticko-piesčitá časť so zreteľnou vrstevnatosťou k nadložíu. Vyššie v nadloží vystupujú svetlozelenkasté jemnozrnné a sklovité ryodacitové tufity. Mocnosť samých zelenkastobielych tufitov pre zasutenosť terénu som nemohol určiť. Menšia šošovka ryodacitového tufu vystupuje na severnom svahu ešte v podloží opísanej v okolí Vápennej hory.

V našom území najväčšia tufitická poloha je vyvinutá v pruhu od Vranova cez Kučín k Nižnému Hrabovcu a cez kótu 251 k Pustému Čemernému. Jej mocnosť v priebehu SZ—JV sa mení od 20 do 50 m. Je to svetlozelenkastá až svetlomodrá drobnozrnná pórovitá, veľmi hygroskopická hornina; pri zvetrávaní je bridličnatá s lastúrnatým rozpadom. Kuthan (1941) ju petrograficky označuje ako dacitový tufit, Šalát (1954) ako dacitový tuf.

Prechod dacitových tufitov do nadložných, pieskovcovo-bridlicových polôh je povolený. V lome na sever od Nižného Hrabovca pri ceste prechodné časti tvoria asi 3—4 m hrubé polohy s bentonitmi. V nich sú vyvinuté bridličky, hrubé 3—15 cm s rozličnou tufiticko-illovitou prímесou (montmorilonit). Z nich každá prevláda alebo ustupuje podľa vzdialenosti medzi rýdzimi tufitmi a pieskovcovými polohami. Bridlice nad tufitom sú silne tufitické, menej ilovité, kriedovobiele, s drobným rozpadom. Vyššie do nadložia sú ilovitejšie, modrozelenkasté, s jemným a drobným rozpadom.

Pieskovce v prechodnej časti vykazujú podobné zmeny ako bridlice. V blízkosti dacitového tufitu sú značne bohaté na tufitický prínos. Pieskovce sú tam kriedovobiele, jemnozrnné, s tufiticko-slienitým tmelom. Vyššie v nadloží sú viac slienito-piesčité, drobnozrnné, svetlošedožltej farby. Pomer pieskovcov a bridlíc v prechodnej, tufiticko-pieskovcovej časti je asi 1:1.

Prechod dacitových tufitov do podložia pri ceste do Nižného Hrabovca nie je odkrytý. Domnievam sa, že podložné pieskovcové polohy spodného tortónu do dacitového tufitu nemajú povolený prechod.

V rokline na severovýchod od Vranova v bezprostrednej blízkosti podložia dacitových tufitov nepozorujeme pieskovce alebo bridlice s tufitickým prínosom. Ani pieskovce v podloží dacitového tufitu pri Kučine nie sú tufitické. Je málo pravdepodobné, že by na uvedených lokalitách prechodné časti pieskovcovo-tufitické boli tektonicky redukované.

Prítomnosť spodného tortónu v doline Laborca a na juhovýchod nemáme zatiaľ ničím doloženú, pretože územie prikrývajú elúviá a aluviálne náplavy rieky.

Na okolí Starého útržkovite vystupujú modrošedé íly a polohy štrkov, ktoré ležia diskordantne na flyšovom helvéte. Predpokladám, že pravdepodobne ide o sladkovodný vyšší tortón, čiastočný ekvivalent sladkovodného tortónu pri Zamutove (Seneš, 1954).

V polohách štrkov je viditeľná zrejma vrstevnatosť, takže vývin pliocénnej alebo pleistocénnej terasy Laborca je vylúčený. Medzi valúnmi štrkov o veľkosti 5×5 až 10×10 cm sa vyskytujú početné vápence, slieňe,

rohovce a kremence mezozoika, tiež paleogénne pieskovce, zriedka kremeň, rula a iné metamorfované bridlice. Tmel štrkov je hrubopiesčitý až zlepencový.

Sedimentárne útvary vrchného miocénu—sarmatu na študovanom území nie sú známe.

B. Vulkanický miocén

V študovanom území vulkanity sú zastúpené ryodacitovými intruzívami a efuzívami. Ich petrografický charakter už skôr podal Kuthan (1941, 1948). Sú to žltobiele alebo šedobiele horniny s dokonale fluidálnou textúrou, ľahko vetrajú a často sú v nich uzavreniny úlomkov pieskovcov alebo bridlíc.

Kuthan (1941) všetky efuzívne ryodacity na okolí Vranova a intruzívne ryodacity v mernických baniach zaradil do jednej eruptívnej fázy, ktorú kladie na rozhranie burdigalu a helvéty.

Pri geologickom výskume terénu sa presvedčujeme, že geologické pomery územia Merník—Vranov sú zložitejšie ako ich podáva Kuthan (1941). Predovšetkým si treba všimnúť čiaru SZ—JV smeru od kóty 276 k Sedliskám, na ktorú sa viažu ryodacitové intruzíva a efuzíva, tiež väčšie masívy ryodacitov na juhozápad od uvedenej línie pri Komáranoch.

Ryodacity viazané na čiaru kóta 276—Sedliská predstavujú oderodované zvyšky prírodných kanálov a sopúchov ryodacitových efuzív. Na ich efuzívny charakter a stratigrafické postavenie poukazuje niekoľko okolností.

Ryodacity prerážajú flyšové helvétske súvrstvie, s ktorým sú na území rovnomerne erodované. To znamená, že prešli celým obdobím erózie ako aj okolité sedimenty. Ako sme už spomínali, v spodnom morskom tortóne na našom území sú vyvinuté polohy ryodacitových tufov a tuffitov. Z petrografických štúdií Šaláta (1954) vyplýva, že sedimentácia niekoľkých horizontov nad sebou sa odohrávala za nepatrného transportu naorské dno, najskôr usadzovaním padajúceho popola do mora. Môžeme sa domnievať, že sú pravdepodobne sedimentárnym ekvivalentom efuzívnych ryodacitov z územia severne od tortónskeho mora.

Treba si ďalej všimnúť aj tektonický ráz územia v susedstve ryodacitov na čiare Čičava—Sedliská. Pozorujeme, že na tomto území je helvétske flyšové súvrstvie dokonale prevrásnené a na niektorých miestach postihnuté aj vrásovými prešmykmi a horizontálnymi priečnymi posunmi. Naproti tomu na území vzdialenom od ryodacitových telies je helvétske súvrstvie mierne zvlínené. Podobne aj ryodacity na uvedených

úsekoch v území sú tektonicky porušené. Z toho vyplýva, že ryodacity na čiare Čičava—Sedliská existovali už v dobe druhého vrásnenia helvéty.

Keďže predpokladám, že spodnotortónske ryodacitové tufy a tufity sú ich sedimentárnym ekvivalentom, boli vrásnené spolu s helvétom v niekto-rej neskoršej, pohelvétskej fáze vrásnenia. Preto ryodacity na čiare Či-čava—Sedliská zaraďujem do I. erupzívnej ryodacitovej fázy v spodnom tortóne.

Do II. erupzívnej ryodacitovej fázy na študovanom území zaraďujem ryodacity severne od Komáran, kde tvoria vršky Laz (kóta 294) a Lipovú (kóta 312). K vymedzeniu a stanoveniu mladšej ryodacitovej erupzívnej fázy dochádzam z uváženia niekoľkých zjavov.

Už Kuthan (1941) na západ od kóty 312 opisuje ryodacitové tufy, ktoré podľa neho predstavujú sopúchovité brekcie. Pri štúdiu terénu som zistil, že ryodacitové masívy, ktoré tvoria kótu Laz a Lipovú, majú pri okrajoch výbežky — prúdy, ktoré prikrývajú podhôľny paleogén, hel-vét a čiastočne aj pieskovce spodného tortónu. Domnievam sa, že lalokovité okraje ryodacitových masívov tvarove skôr pripomínajú lávové prúdy ako oderované zvyšky postranných prírodných kanálov a ich odnoží. Tým nepopieram, že by niektoré ryodacity, zvlášť na južných svahoch Lazu a Lipovej, neboli prírodnými kanálmi. Z opísaného vyplýva, že ryodacity severne od Komáran sú výlevnými vulkanitmi s tufmi a tufovými brekciami a nie lakolitom. Preto ako také stekali po denudovanom helvét-skom a spodnotortónskom reliéfe. K tomu bolo potrebné dlhšie denudačné obdobie, ktoré v tejto časti územia vymodelovalo reliéf na helvétskych a spodnotortónskych usadeninách. Denudácia sa tu odohrávala už vo vrch-nom tortóne, pretože toto územie už vrchný tortón nezasahovalo.

Vrchné stratigrafické obmedzenie mladšej ryodacitovej erupzívnej fázy som nemohol stanoviť, pretože na okolí už nemáme vyvinuté mladšie sedi-menty. Pri zhodnotení uvedených zjavov sa domnievam, že mladšia ryoda-citová vulkanická činnosť sa odohrávala ku koncu vrchného tortónu, snáď aj počiatkom sarmatu?

C. Pliocén

V pliocéne bolo územie vystavené účinkom denudácie a normálnej rieč-nej erózií, preto z tohto obdobia v teréne nachádzame iba morfolo-gické tvary.

Zistil som, že celé územie pahorkatiny medzi Topľou, Ondavou a Labor-com južne od čiary Komárany—Podčičva—Tov. Polianka—Oreské, je najstaršou úrovňou našich riek. Po celej ploche pahorkatiny na-chádzame roztrúsené ováľané valúny andezitov, kremencov a pieskovcov ako relikty najstarších náplavov Tople, Ondavy a Laborca. Relatívny výš-

kový rozdiel pahorkatiny od aluviálnych náplavov troch našich riek je v severnej časti územia asi 130—160 m, smerom na juh sa znižuje. Pahorkatina v dnešnej dobe je rozčlenená a vypreparovaná sieťou roklin a dolín.

Kvartér

Štvrtohory na našom území sú značne rozšírené v pokryvných útvaroch. Patria k nim predovšetkým spraše a eluviálne svahové hlíny. Pokrývajú prevažnú časť územia, pretože flyšové útvary paleogénne, ako aj helvétske a pieskovcové útvary tortónske veľmi ľahko zvetrávajú a vytvárajú nad sebou súvislý plášť zvetraním. Elúviá sú pomaly splavované po svahoch, čím vytvárajú niekoľko metrov mocné pásy okrajových svahových hĺn.

Široké rozsiahle plochy v našom území zaberajú aluviálne náplavy troch našich riek, Tople, Ondavy a Laborca. Ich hrúbka v dolných častiach toku, napr. Hencovce—Michalovce, je asi 30—35 m. Aluviálne náplavy sú zložené z polôh hrubých a drobnozrnnejších štrkov a pieskov, ktoré nad povrchom sú zvetrané v niekoľko metrov hrubú vrstvu hlíny. Štrkový materiál je rôznorodý. Sú tam zastúpené andezity, pieskovce, rohovce paleogénu a vápence mezozoika.

Pri vyústení postranných potokov do dolín sa vytvorili rozlične veľké náplavové kužele. Sú zložené zo štrkovo-hlinitého materiálu.

TEKTONIKA

Brachyantiklinálne pásma humenského subtatrika (Andrusov—Matějka, 1929) organicky súvisí na severe za tektonickou poruchou v doline Ondavky s dvoma pruhmi mezozoických ostrovov v oblasti Podčičvy a Ruského Kazimíra. Južný mezozoický pruh budujú stredotriasové vápence a dolomity, ktoré sú uklonené k juhozápadu asi 45°. Severnejšie na vápencoch ležia spodnokriedové slienité vápence, ktoré patria už k severnému mezozoickému pruhu pri Ondave.

Stredotriasové vápence a dolomity so spodnokriedovými slienitými vápencami tvoria k povrchu vyčnievajúce časti spodného subtatranského príkrovu. Všetky členy príkrovu medzi stredným triasom a spodnou kriedou sú pravdepodobne tektonicky redukované.

Na sever od východov spodnej kriedy na svahoch Inovca (kóta 322) vystupujú stredotriasové dolomity a dolomitové brekie bez vápencov. Tieto útvary pravdepodobne patria už k vyššiemu subtatranskému príkrovu.

Posledné severozápadné východy mezozoika v brachyantiklinálnom pásme humenského subtrika som pozoroval na juh od Ruského Kazimíra. Odtiaľ na severozápad sa mezozoikum, postihnuté priečnou depresiou, ponára pod vrstvy podhľadného paleogénu. V doline Tople ešte raz vystupuje na okolí Pavloviec pri severovýchodných okrajoch andezitových výlevov Slánskych hôr.

Centrálnokarpatský paleogén transgreduje vyšším lutétom na mezozoikum brachyantiklinály. Od Oreského na severozápad ku Krivošťanom a Laborcu, ďalej k Tov. Polianke cez Ondavu k Podčičve a ku kóte 314 paleogén tvorí južné krídlo brachyantiklinály. V čiare Továrne—Ruský Kazimír v našom území je paleogén na jej severnom krídle. Od Ruského Kazimíra k doline Tople v širokom páse paleogén centrálno-karpatského flyša buduje mohutné synklinálne pásmo, pozdĺžnu depresiu od vnútorného bradlového pásma na juhozápad.

Paleogénne súvrstvie je prevažne mierne zvrásnené, s úklonmi 20—45° vytvára niekoľko čiastkových brachysynklinál a brachyantiklinál Z—V alebo SV—JZ až SVS—ZJZ smeru. Abnormálny smer paleogénnych vrstiev na sever od Jastrabia a Merníka je ovplyvnený tektonickými poruchami v doline Tople.

Intenzita zvrásnených mezozoických a paleogénnych útvarov v študovanom území svedčí o tom, že útvary mezozoika, zvrásnené pred paleogénom, boli nanovo zvrásnené s paleogénnym súvrstvom na konci oligocénu v sávskej fáze vrásnenia.

Od juhu na centrálno-karpatský paleogén transgreduje burdigal—helvét. Jeho vrstvy v študovanom území sú okrem oblasti pri Čičave mierne zvrásnené alebo monoklinálne uložené pri 10—30° k juhozápadu. Z charakteru vrásnených vrstiev vyplýva, že celé súvrstvie burdigal—helvéty prešlo dvoma fázami vrásnenia. Raz po helvéte pri štýrskej fáze vrásnenia a druhý raz spoločne so spodným tortónom asi na konci vrchného tortónu.

Úkaz transgresie spodného miocénu na paleogén pozorujeme asi 4 km južne od Merníka pri ceste, kde na príkro uklonenom paleogéne leží mierne, asi 10—15° uklonený zlepenkový vývoj burdigal—helvéty. Podobné transgresívne pomery môžeme pozorovať na západnom svahu kóty 255 a na severozápad od Merníka. Paleogénne vrstvy sú tam uklonené k severovýchodu asi 30°, nad nimi sú zlepenca a pieskovce spodného miocénu uklonené k J len asi 10°.

Pri Komáranoch a najmä pri Čičave je súvrstvie spodného miocénu intenzívnejšie zvrásnené, čo môžeme pozorovať na území v blízkosti ryodacitových telies. Plastické flyšové súvrstvie helvéty tam vytvára čiastkové synklinály a antiklinály, komplikované napr. na SZ od kóty 282 vrásovým priesmykom a na JVJ od tejto kóty priečnym posunom.

Príčinu intenzívnejšieho zvrásnenia helvéty v tomto úseku vidím v prítomnosti ryodacitových telies na čiare k. 276 — Sedliská. Pretože ryodacity existovali už

pri druhom vrásnení helvétu, pôsobili ako neplastické a nepoddajné masy v mäkkom a plastickom flyšovom prostredí, flyšové vrstvy v ich blízkosti boli intenzívnejšie prevrásnené a tektonicky stlačené.

Transgresia spodného tortónu nie je v našom území natoľko zreteľná ako transgresia burdigal-helvétu, pretože ako som už skôr uviedol, súvrstvie burdigal-helvétu a spodného tortónu bolo vrásnené naraz. Jednako na jeho existenciu usudzujem z niekoľkých zjavov.

Krátko po sedimentačnom cykle burdigal-helvétu v našom území nastupuje jednoznačný a od predchádzajúceho veľmi odlišný sedimentačný cyklus morského vývoja s mohutnými polohami pieskovcov a vložiek slienitých bridličiek. V bridličkách sa našla mikrofaua, ktorá svedčí o nie príliš hlbokom mori. Sú to orbulíny, planktonické globigeríny a forma *Globorotalia* ex gr. *scitula* (Brady), ktoré spracovala H. Danihelová (1954). Nikde nemôžeme tvrdiť, že by masívne spodnotortónske pieskovce prechádzali alebo sa vyvíjali z flyšového alebo flyšoidného súvrstvia helvétu.

Naproti tomu breh spodnotortónskej transgresie v prírode môžeme pozorovať veľmi zreteľne. Pretože spodnotortónske pieskovce viac odolávajú erózii ako podložné flyšové, bridlicovo-pieskovcové vrstvy helvétu alebo flyšoidná pestrá formácia, pieskovce tvoria v prírode nápadnú hranicu tortónskej sedimentácie. Iba na niekoľkých miestach pre intenzívnejšie vrásnenie a litologicko-petrografický rozdiel hornín helvétu a spodného tortónu došlo na transgresívnej ploche tiež k vrstevnej diskordancii.

Pieskovcové súvrstvie spodného tortónu v úseku Vranov—Komárany je uklonené asi 20—30° na juhozápad. V okolí kóty 226 pozorujeme intenzívnejšie vrásnenie a tektonické poruchy tortónskych vrstiev. Pieskovce sú tam uklonené asi 40° k juhozápadu, pričom najbližšie súvrstvie dacitových tufitov je postihnuté priečnym posunom. V oblasti Vranovské Dlhé, Kučín, Nižný Hrabovec a Pusté Čemerné je tortónske súvrstvie monoklinálne uložené k juhozápadu asi 25—40°.

Na ľavom brehu Laborca, pri Starom, ingreduje vyšší tortón v sladkovodnom vývoji na súvrstvie helvétu. Keď predpokladáme vývoj spodného morského tortónu v juhovýchodnom pokračovaní od Pustého Čemerného pod alúviom Laborca, vyšší tortón ingredoval na území ďalekosiahlejšie, pretože presahoval severné obmedzenie spodného tortónu a siahal takmer až k južným okrajom podhôrneho paleogénu.

PALEOGEOGRAFIA

So Senešom (1954) sme osobitne spracovávali severnú časť východoslovenskej neogénnej panvy na severozápad a juhovýchod od rieky Tople. Pretože Seneš podáva správne paleogeografické pomery severnej

časti neogénnej panvy, môj opis by bol len opakovaním jeho pozorovaní, pretože otázky paleogeografie vždy presahujú rámec študovaného územia. Jednako pokladám za nevyhnutné doplniť niektoré zjavy, ktoré v značnej miere vplývali v miocéne na paleogeografické pomery.

Predovšetkým treba zdôrazniť a ohodnotiť účinky zlomovej tektoniky severnej časti východoslovenskej neogénnej panvy, ktorá, ako upozorňuje Seneš, mala vplyv v celom miocéne na zmenu facií v SZ—JV priebehu sedimentačného cyklu. Zlomové pohyby na východnom Slovensku pokladám za práve tak dôležité a rozhodujúce pri konfigurácii neogénneho reliéfu a v sedimentačných cykloch ako fázy vrásnenia.

V severnej časti východoslovenskej neogénnej panvy máme systém troch zlomových, priečne karpatských línii. Hornádsky zlom smeru takmer S—J, ktorý dokázal Andrusov (1951), zlom topliansky smeru SZS—JVJ, ktorý sme zistili so Senešom a zlomová podvihorlatská depresia v priestore Snina—Lúčky—Vinná a ďalej na juh charakterizovaná systémom pridružených zlomových porúch. Posledné sú v činnosti takmer po pleistocén až holocén. Tri východoslovenské zlomové poruchy rozdeľovali raz viac, inokedy zase menej neogénnu panvu v severnej okrajovej časti na tri tabule alebo panvy.

Od spodného miocénu diferencovali jednak batymetrické pomery tej ktorej transgresie pri severných okrajoch neogénnej panvy, jednak ovplyvňovali a formovali pobrežný reliéf s vodnou sieťou. Z toho hľadiska zlomovým poruchám ako činiteľom pripisujem rozhodujúci vplyv pri faciálnych zmenách v jednom a v tom istom sedimentačnom cykle na krátku územnú rozlohu.

V burdigal—helvéte na území, ktoré som spracovával, máme vyvinuté v dĺžke asi 30 km celkom tri faciálne vývoje. V susednom teréne, ktoré študoval Seneš, za zlomovou poruchou v doline Tople na severozápad je burdigal—helvét vo flyšovej a šlirovej facií. Podobné faciálne zmeny sú v našich terénoch (Seneš a Leško) v spodnom tortóne. Na území u Seneša transgresia spodného tortónu začína zlepenkami, pieskami, piesčitými ilmi a vložkami ryodacitových tufov. V území na juhovýchod od doliny Tople sú podobné spodnotortónske útvary ale v odlišnom vertikálnom usporiadaní. Transgresia sa tam začína výlučne mohutným vývojom pieskovcov, neskôr nastáva zplytčenie mora, ba dokonca aj vynorenie niektorých častí územia, lebo sedimentujú tufty. V ďalšom priebehu spodného tortónu znova dochádza k poklesnutiu morského dna a sedimentujú tufty spodného miocénu uklonené k juhu len asi 10°.

Medzi hornádskeým a toplianskeým zlomom územie s dnešnými Slánskymi vrchmi má poklesový ráz oproti územiu od toplianskeho zlomu na juhovýchod. Na poklesový charakter ukazuje transgresívne rozšírenie celého spodného miocénu a tortónu. Spodný miocén—burdigal—helvét transgreduje príliš ďaleko k severu na poklesnuté pobrežie paleogénu. Podobné

pomery pozorujeme v spodnom, ako aj vo vrchnom tortóne, ktorý severnými okrajmi zasahuje až na podhôrny paleogén (Seneš, 1954).

Stredná oblasť je na severozápad ohraničená toplianskym zlomom, na juhovýchod zlomovou, podvihorlatskou depresiou. Oproti predchádzajúcej oblasti je šikmo vyzdvihnutá a uklonená k juhovýchodu. Tento ráz jej bol vpečatený najmä vo vrchnom tortóne. Kým na severozápad územia, ktoré spracoval Seneš, vrchný tortón je na pravom brehu Tople ingresívny na paleogéne, na juhovýchod od poruchy vrchný tortón nie je zastúpený. Je vyvinutý iba čiastočne pri Starom, na juhovýchod, na ponárajúcej sa časti tejto tabule.

Existenciu podvihorlatskej zlomovej depresie dokazuje miocénny záliv pri Modrej n. Cir. medzi magurskou jednotkou flyša a vnútorným bradlovým pásom (Leško, 1953), ktorý tam zasahoval od spodného miocénu pravdepodobne až do vrchného tortónu (sarmatu?) cez vnútrokarpatský paleogén, mezozoikum humenského subtatrika a vnútorné bradlové pásmo.

Na zlomovú činnosť po pleistocén až holocén usudzujem jednak z morfológických zjavov v najbližšom okolí, napr. z vodnej siete a z reliéfu úpätných okrajov andezitových výbežkov, jednak z profilov sondáže.

Vihorlatská zlomová depresia a ostatné zlomové poruchy budú pre svoju dôležitosť a ďalekosiahly význam v geológii východoslovenskej neogénnej panvy predmetom osobitnej štúdie.

Východná tabuľa od podvihorlatskej depresie na juhovýchod nebola z tohto hľadiska preštudovaná, preto jej paleogeografický charakter zatiaľ nie je známy.

ZÁVER

Geologickým výskumom som na vymedzenom území došiel k týmto výsledkom:

1. Severozápadná časť brachyantiklinálneho pásma humenského subtatrika od tektonicky založeného údolia Ondavky vystupuje vo forme pozdĺžnych ostrovčekov smeru SZ—JV. Mezozoické útvary tektonicky náležia ku krížňanskému a chočskému subtatranskému príkrovu.

2. Centrálnokarpatský paleogén leží transgresívne na mezozoiku subtatrika v pieskovcovom vývoji (len rudimentárne zlepencom); vyššie je vyvinutý vo flyšovom, bridlicovo-pieskovcovom vývoji a vyplňuje synklinálne pásmo od vnútorného bradlového pásma na juhovýchod.

3. V miocéne bol vymedzený burdigal—helvét, spodný morský tortón a vyšší sladkovodný tortón.

Burdigal—helvét je transgresívny na paleogéne a vyvinutý v troch fáciach:

- a) vo flyšovom, detritickom, zlepenčovo-pieskovcovom vývoji,
- b) vo flyšovom, bridlicovo-pieskovcovom vývoji,
- c) vo flyšoidnom, bridlicovom vývoji.

Spodný tortón je morský, je vyvinutý v mohutných pieskovcových polohách a transgresívny na helvéte. Vyšší tortón je sladkovodný, na území len čiastočne a rudimentárne zastúpený v podobe modrošedých ílov a štrkov.

4. Vulkanity na území sú zastúpené ryodacitmi, pričom bola nadhodená možnosť dvoch ryodacitových eruptívnych fáz. Staršia ryodacitová fáza sa odohrala v spodnom tortóne, mladšia pravdepodobne ku koncu vrchného tortónu.

5. Miocénne útvary boli vrásnené v štýrskej a rodénskej fáze vrásnenia. Severná časť východoslovenskej neogénnej panvy bola od spodného miocénu viac-menej rozdelená na tri oblasti. Na západnú oblasť, medzi hornádkym a toplianskym zlomom, na strednú oblasť, od toplianskeho zlomu po zlomovú podvihorlatskú depresiu a na východnú oblasť, od predošlej oblasti na juhovýchod.

*Uhoľný prieskum, n. p.,
Turčianske Teplice*

LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sbor. UUG XVIII. Praha.
- Andrusov D.—Matějka A., 1929: O Humenském „útesu“. Věst. SGÚ V. Praha.
- Bystriická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. GS V. Bratislava.
- Danihelová H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vzoriek z východoslovenského neogénu. GS V. Bratislava.
- Hauer Fr.—Richthofen F., 1895: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. JGRA. Wien.
- Kuthan M., 1941: Ortuťové ložiská Slovenska II. (Merník). PŠGÚ 4. Bratislava.
- Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. PŠGÚ 17. Bratislava.
- Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. GS IV. Bratislava.
- Matějka A.—Kodym O. st., 1938: Zpráva o geologickém výzkumu terénu Vranov—Michalovce. Rukopis. Arch. UUG. Praha.
- Matějka A.—Leško B., 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. GS IV. Bratislava.
- Mišík M., 1954: Sedimentárno-petrografické výskumy v neogéne východného Slovenska. GS V. Bratislava.

- Paul C. M., 1869: Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Sároser und Zempliner Komitates. JGRA XIX. Wien.
- Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Slánskych hôr. GS V. Bratislava.
- Slávik J., 1953: Sedimentárně petrografické výzkumy (těžké minerály) neogenních hornin východního Slovenska. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1952, ÚÚG. Praha.
- Šalát J., 1954: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a príľahlých oblastí. GS V. Bratislava.

Vysvetlivky skratiek — Объяснение сокращений —
Erklärung der Abkürzungen

Arch. ÚÚG — Archiv ústředního ústavu geologického, Praha.

GS — Geologický sborník.

JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.

PŠGŮ — Práce štátného geologického ústavu v Bratislave.

Sbor. ÚÚG — Sborník ústředního ústavu geologického, Praha.

Věst. SGŮ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR.

БАРТОЛОМЕЙ ЛЕШКО

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТНОСТИ,
РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ СЕЛЕНИЯМИ
БРАНОВ И СТРАЖСКЕ

(Рисунок 1 в тексте, табл. II, приложение 1)

В 1953 году я произвел геологические исследования южных отрогов Ондавской возвышенности между реками Топля, Ондава и Лаборец к югу от линии Вышний Жингов—Бенковце—Товарне—Ореске. В строении местности участвуют мезозой, палеоген и миоцен (вулканогенный и осадочный).

Мезозой развит близ сел. Подчица к северо-западу от долины р. Ондава; он образует здесь две полосы, прерывающиеся в виде островков. В нем различают средне-триасовые известняки, доломитовые известняки и доломиты, нижнемеловые светлые мергелистые известняки. Эти отложения относятся к двум тектоническим единицам — субтатранским покровам крижянскому и хочскому. Они образуют северо-западную часть брахиантиклинали гуменнской субтатранской массы, от которой их отделяет дислокация, проходящая в направлении ВСВ—ЗЮЗ в долине р. Ондавки.

Палеоген представлен двумя фациями центрально-карпатского флиша. Близ сел. Подчица на мезозойские острова трансгрессивно налегают песчанисто-конгломератовые слои палеогена. Здесь, над этими слоями, и на остальной территории флиш развит в подгаланской фации — сланцево-песчанистой. Центрально-карпатский палеоген лежит трансгрессивно на мезозойских слоях брахиантиклинальной зоны гуменнской субтатранской массы, а также заполняет обширную синклиналь к югу от внутренней зоны клипп.

Отложения миоцена осадочного происхождения. Слои нижнего миоцена относятся к одному циклу осадкообразования. Отложения бурдигала-гельвета лежат трансгрессивно на южных краях центрально-карпатского палеогена. Различают несколько фаций, а именно:

- а) детритовую конгломератово-песчаную в северо-западной части области,

- б) флишевую со сланцами и песчаниками в основании нижнего миоцена,
в) флишондную со сланцами пестрой формации, типичнее всего представленную между реками Ондава и Лаборец.

Конгломератовая фация характеризуется горизонтами конгломератов и грубозернистых песчаников, в которых прослой сланцев играют второстепенную роль.

Во флишевой фации сланцы преобладают над песчаниками. Сланцы темносерые, мягкие, мергелисто-тонкопесчанистые. Песчаники среди сланцев образуют слои, мощность которых обычно бывает 2—5 см, в редких случаях до 60 см. По большей части они тонкозернистые, мергелисто-известковые, на свежем разломе серосиние. Песчаники, которые образуют более мощные слои, бывают грубозернистые, менее плотные, с глинистым цементом; выветриваясь, они приобретают буро-оранжевую окраску и дробятся на мелкие кусочки.

Флишондная фация представлена отложениями красных, зеленых и желтых мягких глинистых сланцев, часто сильно слюdistых, с разным количеством песчаной примеси. В горизонтах пестрых сланцев изредка встречаются слои 2—20 см мощности серокрасных или бурозеленых, часто очень слюdistых песчаников.

Тектоническое нарушение свит гельвета выражается складчатостью. Складкообразование было более интенсивным в области флишевой фации, более слабым в области пестрой формации.

Нижний тортон залегают трансгрессивно. Он начинается мощными слоями песчаников в морской фации.

Так как отложения бурдигала, гельвета и нижнего тортона были вместе сложены в складки в среднетортонское время, трансгрессивное и несогласное залегание оказалось замаскированным складчатостью. Нижний тортон морского происхождения. Он содержит микрофауну, состоящую из орбулин и планктонных глобигерин с видом *ex gr. scitula* (Вга dy) (Данигелова, 1954).

В северо-западной части области в то время проявлялась вулканическая деятельность, а потому в слоях песчаников встречаются линзообразно вытянутые пласты риодацитовых туфов и туффигов 10—40 м мощности.

В конце нижнетортонского времени начинается регрессия моря — вероятно это результат орогенических движений. Вследствие этого тортон представлен не полностью, рудиментарно (и притом только в юго-восточной части области) пресноводными, серосиними глинами и галечниками. В сармате море совсем ушло — сарматских отложений мы не находим. Начиная верхнетортонским временем и до ныне, область подвергается денудации и речной эрозии.

Вулканические породы миоцена представлены эффузивными и интрузивными риодацитами, образовавшимися в двух фазах вулканической деятельности, из которых одна имела место в нижнем, другая, по видимому, в верхнем тортоне. Риодациты представляют из себя желтобелые или серобелые породы с флюидальной текстурой, легко выветривающиеся. В них часто находятся включения более старых песчаников и сланцев. Изверженные породы мало нарушают и мало изменяют окружающие породы.

Решающим фактором при формировании рельефа в миоцене оказалась дислокация, которая проходит в западной части области в направлении СЗС—ЮВЮ; сегодняшняя долина р. Топля расположена по этой дислокации. В верхнем тортоне вся исследованная область была приподнята вдоль этой дислокации и наклонена к юго-востоку, к депрессии, которая существовала в то время там, где теперь находится массив Вигорлат.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

Разведка угля,
Турчианске Теплице.

Объяснение табл. II и приложения 1

Табл. II,

Рис. 1. Горизонты дацитовых туффитов в нижнем тортоне близ сел. Кучин.

Рис. 2. Пласты подгаланского палеогена с песчанистыми конкрециями.

Приложение 1.

Тектоническая карта местности, расположенной между селениями Вранов и Стражске. Составил Б. Лешко, нарис. Пухий. 1 — аллювий, 2 — суглинок, 3 — оползни, 4 — конусы выноса, 5 — террасы, 6 — младшие риодациты, 7 — пресноводные глины и галечники, 6—7 — верхний тортон, 9 — риодацитовые туфы и туффиты, 10 — мергелистые сланцы в горизонтах песчаника, 11 — старшие риодациты, 12 — мергелистые песчаники и пески, 8—12 — нижний тортон, 13 — пестрая формация, 14 — флишевое развитие сланцево-песчанистых отложений, 15 — конгломератовый горизонт в сланцево-песчанистых слоях флиша, 16 — конгломератово-песчаная фация, 13—16 — бурдигальгельвет, 17 — сланцево-песчанистые слои флиша, 18 — конгломератово-песчанистые слои флиша, 17—18 — центрально-карпатский палеоген, 19 — нижнемеловые мергелистые известняки, 20 — нижнетриасовые известняки и доломиты, 19—20 — крижнянская (субтатранская) серия, 21 — брекчиевидный доломит, средний триас хочской серии, 22 — дислокации, 23 — простиране и падение слоев, 24 — значительные источники.

BARTOLOMEJ LEŠKO

DER GEOLOGISCHE BAU DES GEBIETES ZWISCHEN VRANOV UND STRÁŽSKE

(Abb. 4 im Texte, Taf. II, Beilage 1)

Die südlichen Ausläufer des Ondava Berglandes zwischen den Flüssen Topľa, Ondava und Laborec südlich der Linie Vyšný Žipov—Benkovce—Tovarné—Oroské waren Gegenstand meiner geologischen Forschungen im Jahre 1953. Das Gebiet ist aus Mesozoikum, Paläogen, sedimentärem und vulkanischem Miozän aufgebaut.

Das Mesozoikum ist bei Podčičva, nordwestlich des Ondava-Tales entwickelt, wo es zwei inselartig unterbrochene Streifen bildet. Es besteht aus mitteltriasischen Kalksteinen, dolomitischen Kalksteinen und Dolomiten, ferner aus unterkretazischen, lichtgrauen Mergelkalken. Tektonisch gehören letztere zwei subtatrischen Einheiten an: der Križna- und der Choč-Decke. Sie bilden den nordwestlichen Teil der Brachyantiklinale des Humenné Subtatrikums und sind von dieser durch eine Dislokation ostnordost—westsüdwestlicher Richtung in dem Ondavka-Tale getrennt.

Das Paläogen ist im studierten Gebiet durch zwei Fazies des Zentralkarpathischen Flysches vertreten. Auf die mesozoischen Inseln bei Podčičva transgrediert das Paläogen mit einer Schichtenfolge von Sandsteinen und Konglomeraten, höher und im übrigen Gebiet ist es in der Podhalaner Fazies entwickelt, die aus Schieferen und Sandsteinen besteht. Das zentralkarpathische Paläogen liegt einerseits transgressiv auf den mesozoischen Gebilden der brachyantiklinalen Zone des Humenné Subtatrikums, anderseits füllt es die mächtige Synklinale südlich der inneren Klippenzone aus.

Das sedimentäre Miozän. Das untere Miozän stellt im studierten Gebiet einen einheitlichen Sedimentationszyklus dar und transgrediert mit Burdigal und Helvet auf

die südlichen Ränder des zentralkarpathischen Paläogens. Es zerfällt in einige faziale Entwicklungen:

a) Die detritische Entwicklung des nordwestlichen Teiles des Gebietes, welche aus Konglomeraten und Sandsteinen besteht.

b) Die Flyschentwicklung mit Schiefen und Sandsteinen in den basalen Lagen des Untermiozäns.

c) Die flyschoide Entwicklung mit Schiefen der bunten Formation, typisch vertreten zwischen den Flüssen Ondava und Laborec.

Die Konglomeratentwicklung ist durch Lagen von Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen gekennzeichnet, untergeordnet treten auch Schiefereinlagen auf.

Für die Flyschentwicklung ist das Überwiegen der Schiefer gegenüber den Sandsteinen charakteristisch. Die Schiefer sind dunkelgrau, weich, mit mannigfaltiger mergeliger feinsandiger Komponente. Die Sandsteine bilden gewöhnlich dünne Bänke von 2—5 cm inmitten der Schiefer, seltener sind sie bis 60 cm mächtig. Die Sandsteine sind zumeist feinkörnig, mergelkalkig, in frischem Zustand graublau. Die mächtigeren Sandsteinbänke sind grobkörniger, weniger fest, mit lehmigem Bindemittel, bei oberflächlicher Verwitterung braun-orangefarbig mit bröckeligem Zerfall.

Die flyschoide Entwicklung zeigt eine Sedimentation roter, grüner und gelber weicher Tonschiefer, die oft sehr glimmerhältig, mit verschieden häufigem Sandzusatz sind. In den Lagen der bunten Schiefer sind vereinzelt 2—20 cm dicke Bänke grau-roter oder braungrüner, oft sehr glimmerhältiger Sandsteine entwickelt.

Die Schichtenfolge des Helvets ist durch die Auffaltung tektonisch beschädigt. Die Faltung machte sich im Gebiet der Flyschentwicklung stärker bemerkbar, weniger auffällig ist sie im Gebiet der bunten Formation.

Das untere Torton ist hier transgressiv und beginnt durch eine Sedimentation mächtiger Sandsteinlagen in mariner Entwicklung. Die Schichtenfolge des Burdigal—Helvets und diejenige des unteren Torton wurden gemeinsam im oberen Torton aufgefaltet und durch diese Faltung wurde die diskordante Transgression verwischt. Das untere Torton ist marin mit einer Mikrofauna von Orbulinen, planktonischen Globigerinen und einer Art *Globorotalia ex gr. scitula* (Brady), (Danihelová 1954). Da zu dieser Zeit im nordwestlichen Teile des Gebietes eine rhyodacitische vulkanische Tätigkeit andauerte, sind in den Sandsteinlagen verlängerte Linsen — Lagen rhyodacitischer Tuffe und Tuffite entwickelt, die 10—40 m Mächtigkeit erreichen.

Gegen Ende des Untertorton kommt es, wahrscheinlich infolge gebirgsbildender Vorgänge, zu einer Regression auf diesem Gebiete, weshalb das Obertorton nur teilweise und rudimentär im südöstlichen Teile des Gebietes durch graublaue Süßwassertone und Schotter vertreten ist. Im Sarmat war die Sedimentation im studierten Gebiet schon beendet, es kam zu einer Hebung des ganzen Gebietes, so daß man hier keine Sedimente aus dieser Zeit findet. Seit dem oberen Torton bis heute wird das Gebiet denudiert und durch Flußerosion zerschnitten.

Das vulkanische Miozän. Die Vulkanite sind auf dem Gebiet nur durch Rhyodacite, effusive und intrusive Gesteine zweier Eruptivphasen, vertreten. Die erste eruptive Rhyodacit-Tätigkeit war im unteren — die zweite dauerte wahrscheinlich vom Ende des oberen Torton bis anfangs des Sarmats. Die Rhyodacite sind gelbweiß oder grauweiß mit fluidaler Textur, neigen zu Verwitterung und enthalten oft Einschlüsse älterer Sandsteine und Schiefer. Sie greifen die Nachbargesteine nur unbedeutend an und verändern sie nur wenig.

Einen entscheidenden Faktor bei der Konfiguration des Reliefs der Gegend im Miozän bedeutet die Dislokationsstörung im nordwestlichen Teile des Gebietes in der

Richtung NWN—SOS, die auch das heutige Topľa-Tal einhält. Ihre Wirkungen machten sich besonders im oberen Torton dadurch bemerkbar, daß das ganze studierte Gebiet, besonders nahe der Störungslinie, gehoben wurde und nach SO gegen die Depression geneigt wurde, die sich in der Gegend des heutigen Vihorlat-Gebirges befand.

*Kohlenforschung,
Turčianske Teplice*

Erläuterungen zu der Abb. 4 im Texte, zur Tafel II,
und der Beilage 1

Abb. 4. Stratigraphische Tafel der Schichten auf dem Gebiete zwischen Vranov und Strážske.

Tafel II. Abb. 1. Lagen der Dacittuffite im unteren Torton bei Kučín.

Abb. 2. Schichten des Podhalaner Paläogens mit Sandkonkretionen.

Beilage 1. Tektonische Karte des Gebietes zwischen Vranov und Strážske, zusammengestellt von B. Leško. Del. Púchy. 1. Alluvium, 2. Lehm, 3. Rutschungen, 4. Anschwemmungskegel, 5. Terrassen, 6. Jüngere Rhyodacite, 7. Süßwasser-Tone und Schotter, 6—7. Obertorton, 8. Dacittuffite, 9. Rhyodacittuffe und -tuffite, 10. Mergelschiefer in den Sandsteinlagen, 11. ältere Rhyodacite, 12. Mergelsandsteine und -sande, 8—12. unteres Torton, 13. bunte Formation, 14. Flyschentwicklung (Schiefer—Sandsteine), 15. Konglomeratlage in dem Schiefer-Sandstein-Flysch, 16. Konglomerat-Sandsteinentwicklung, 13—16. Burdigal—Helvet, 17. Flyschentwicklung (Schiefer—Sandsteine), 18. Flyschentwicklung (Sandsteine—Konglomerate), 17—18. zentralkarpathisches Paläogen, 19. unterkretazische Mergelkalksteine, 20. mitteltriasische Kalksteine und Dolomite, 19—20. subtriasische Križnaserie, 21. brekzienartige Dolomite, Mitteltrias der Chočserie, 22. tektonische Störungen, 23. Streichen und Fallen der Schichten, 24. ausgiebigere Quellen.

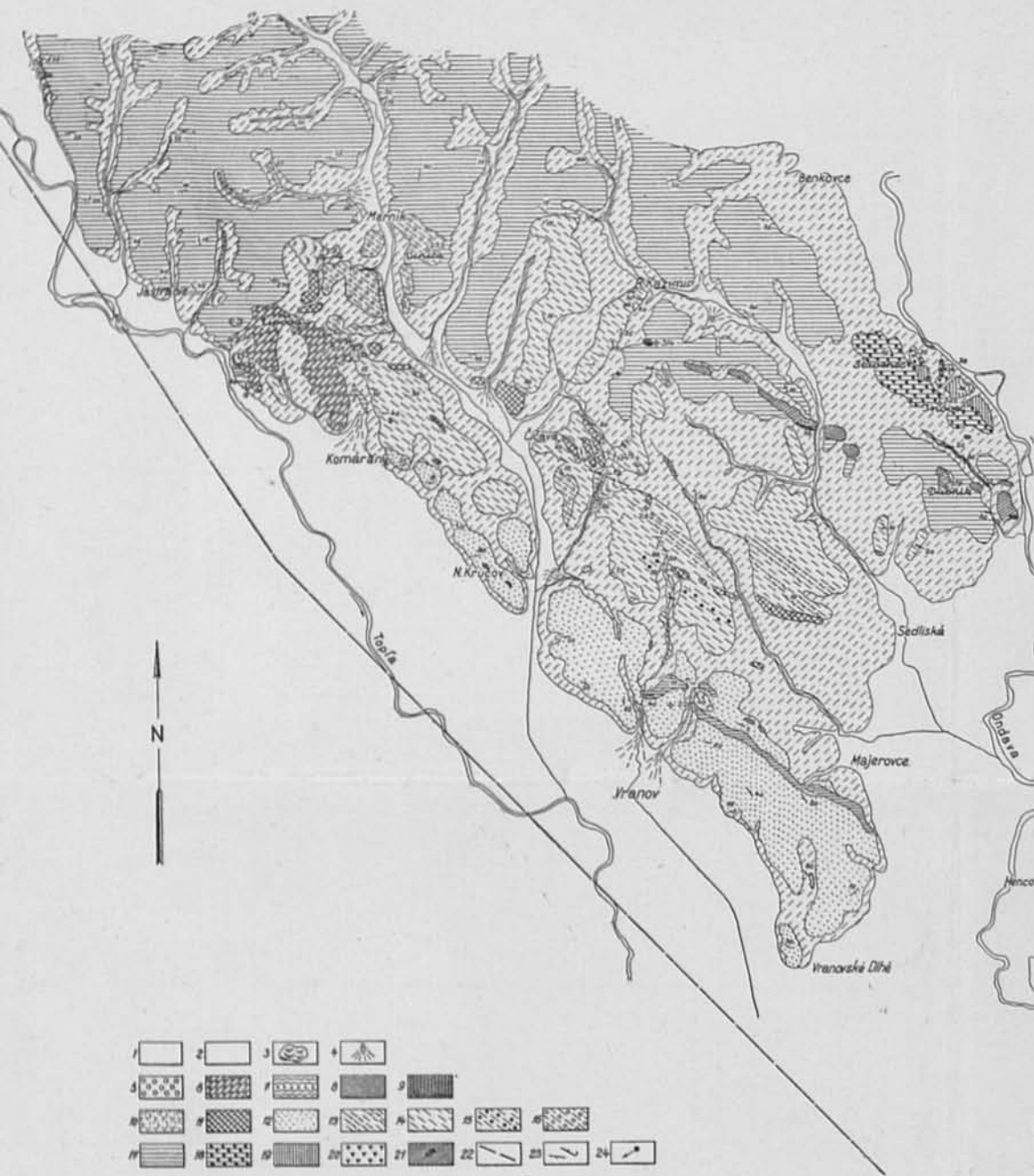


Obr. 1. Polohy dacitových tufitov v spodnom tortóne pri Kučine.

Foto Leško.



Obr. 2. Vrstvy podhalanského paleogénu s piesčitými konkréciami.



Príloha 1. Tektonická mapa územia medzi Vranovom a Strážskym. Zostavil B. Leško. Del. Púchy. 1. alúvium, 2. hlina, 3. zosuny, 4. náplavové kužele, 5. terasy, 6. mladšie ryodacity, 7. sladkovodné íly a štrky, 6—7. vrchný tortón, 8. dacitové tufity, 9. ryodacitové tufy a tufity, 10. slienité bridlice v pieskovcových polohách, 11. staršie ryodacity, 12. pieskovce a piesky, 8—12. spodný tortón, 13. pestrá formácia, 14. flyšový, bridlicovo-pieskovcový vývoj, 15. zlepencová poloha v bridlicovo-pieskovcovom flyši, 16. zlepencovo-pieskovcový vývoj, 13—16. burdigal—helvét, 17. flyšový, bridličnato-pieskovcový vývoj, 18. flyšový, pieskovcovo-zlepencový vývoj, 17—18. centrálno-karpatský paleogén, 19. spodnokriedové slienité vápence, 21. strednotriasové vápence a dolomity, 19—21. križňanská subtatranská séria, 20. brekciovité dolomity, stredný trias chočskej série, 22. tektonické poruchy, 23. smer a úklon vrstiev, 24. výdatnejšie pramene.

