

MICHAL MAHEL

NIEKTORÉ PROBLÉMY SEVEROGEMERIDNEJ SYNKLINÁLY

(*Ruské a nemecké resumé*)

V severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je rozložená pozdĺžna synklinála, ktorá predstavuje naj-severnejšiu časť gemeríd. Za najvýstižnejšie jej pomenovanie považujem „severogemeridnú synklinálu“. Tiahne sa oblúkovite z oblasti Dobšinej cez horskú skupinu Galmusa k Margecanom, Košickej Belej až k Baške, JZ od Košíc. Na východnom okraji sa ponoruje pod pokrývku tret'ohorných sedimentov košickej kotliny. V západnej časti má smer ZJZ—VSV, v priestore Rudňany—Krompachy smer Z—V a východne od Krompách ZSZ—VJV. Jej šírka je menlivá. Západne od Krompách sa v priestore horskej skupiny Galmusa značne rozširuje.

Synklinálnu výplň vytvárajú súvrstvia permu, verfénu a vápencovo-dolomitické komplexy stredného a vrchného triasu. Kým posledné sú vyvinuté len miestami, horniny permu — verukána a verfénu sú zastúpené po celej dĺžke synklinály. Sú pre ňu typické. Je to pruh, ktorý Zelenka (1927) pomenoval „červená séria“.

Dionýz Štúr už v r. 1869 v tomto súvrství poznal osobitnú sériu suchozemského vývinu. Začlenil ju k permu a pomenoval ju „Rotliegende Serie“. Nadložným členom tejto série sú podľa neho slienité bridlice, sprevádzané červeno sfarbeným bridličnatým súvrstvím. Paleontologicky preukázal príslušnosť tohto súvrstvia k verfénu, ktorý predstavuje bázu vápencovo-dolomitického komplexu. Štúr, opierajúc sa o profil východného svahu Krompašskej a Slovinskej skaly, oddel'oval verfénske vrstvy od permu výraznou diskordanciou. Dnes už dopĺňujeme stratigrafické členenie štúrovej „Rotliegende Serie“. Na diskordanciu z východného svahu Krompašskej skaly, ktorá do značnej miery štúrove stratigrafické uzávery usmernila, nepozeralme sa už ako na stratigrafickú, ale považujeme ju za tektonickú diskordanciu. No aj tak nám tu

prichádza obdivovať genialitu a jasný postreh tohto nášho rodáka, zvlášť keď uvažíme, že viac ako pol storočia po ňom nesprávne stratigraficky začleňovali túto sériu aj takí význační geológovia, ako Uhlig (1903). Ba ešte v r. 1912 začleňuje ju Woldrich do devónu.

Zelenka a Matějka v r. 1927 „udomácnili“ Štúrov názor na postavenie a členenie permského a verfénskeho súvrstvia. Pritom Štúrovi „Rotliegende Serie“ premenovali na „červenú sériu“. V neskorších rokoch niektoré geológovia sa pokúšajú časť bridlíc červenej série pričleniť k verfénu [Rozložník (1935), Stejskal—Vachtl (1936), Csisko (1943)], a to pod vplyvom začlenenia značnej časti permského súvrstvia k verfénu v centrálnych horstvách Západných Karpát (Zoubek, 1930) a po náleze verfénskej fauny Šufom (1930) v obdobnej sérii pri Kobelianove. Neboli však vypracované nijaké vážnejšie kritériá, na základe ktorých by bolo vykonané odčlenenie verfénских vrstiev od permu. Tak sa stáva, že niektorí autori väčšiu časť červenej série pričleňujú k verfénu (Vachtl, 1938), iní zase k permu (Schmidegg, 1944).

Pri geologickom mapovaní horskej skupiny Galmusa v území medzi Spišskou Novou Vsou a Krompachmi som stanovil kritériá pre členenie červenej série na oddiely: verukána a verfénske vrstvy (Mahel', 1950). Spodnotriasový vek posledných som pritom paleontologicky preukázal. V posledných rokoch sa na niekoľkých miestach našly skameneliny (Kamenický, 1951, Ivanov, 1952, Mahel', 1952), ktoré potvrdzujú príslušnosť vrchnej časti Zelenkovej „červenej série“ do verfénu aj v iných častiach severogemeridnej synklinály.

Po rozčlenení červenej série na dva komplexy však vyvstali nové problémy, a to:

1. ďalšie členenie verukána a stratigrafické postavenie jeho jednotlivých vývinov,

2. riešenie vzájomného vzťahu jednak medzi verukánom a verfénским súvrstvím a konečne aj medzi verfénскими vrstvami a vápencovo-dolomitickým súvrstvím stredného a vrchného triasu. Terénne štúdie v priestore východne a severne od Krompách a v najvýchodnejšej časti severogemeridnej synklinály medzi Košickou Belou a Baškou, vykonané r. 1952, umožnili mi riešenie nadhodených problémov. Ide o problémy, ktoré presahujú teoretický rámec a úzko sa dotýkajú aj takých vážnych otázok, ako je otázka vzťahu zrudnenia k druhohorným sériám.

V ďalšom rozvediem najprv stratigrafiu verukána a verfénu a vyložím ich vzájomný vzťah. Potom opisujúc tektonickú stavbu severogemeridnej synklinály, najmä v širšom okolí Krompách — v území jej klasického vývinu, objasním tektonické postavenie verukánskeho a verfénskeho súvrst-

via v pomere k podložným starším sériám a k súvrstviám stredného a vrchného triasu. Napokon rozoberiem vzťah zrudnenia ku pokarbónskym sériám.*)

STRATIGRAFIA

Verukáno

Vo verukánskom súvrství možno odlíšiť tri výviny.

Sú to:

- a) vývin bazálnych slepencov s kremitými porfýrami,
- b) porfyroidový vývin,
- c) bridličnatý vývin.

a) Slepencový vývin je charakterizovaný slepencami miestami s polohami kremitých porfýrov. Slepence majú červenkastú a žltobielu farbu. V bazálnej časti v nich prevládajú valúny fylit-diabázovej série, teda valúny bazických hornín tejto série a úlomky sericiticko-kremitých, sericiticko-chloritických a sericiticko-grafitických fylitov. Menej často, len miestami hojnejšie, objavujú sa kúsky sl'udnatých pieskovcov a grafitických fylitov zo strednokarbónskeho súvrstvia. Miestami sa nájdu aj valúny kremitých porfýrov, ktoré pochádzajú z gelnickej série. Prevládajúci podiel však pripadá na valúny kremeňa. Ich podiel k uvedeným valúnom smerom od bázy súvrstvia sa zväčšuje. V tom istom smere pribúdajú tiež úlomky červených verukánskych bridlíc. Ílovito-sericitické bridlice vo vrchnejšej časti slepencového oddielu vytvárajú najprv tenšie, neskôr hrubšie polohy. Veľkosť valúnov u slepencov sa mení v horizontálnom aj vertikálnom smere. Valúny v spodnej časti sú najčastejšie veľké ako orech až päst', zriedkavo oniečo väčšie. Smerom do nadložia veľkosť valúnov sa zmenšuje. Opracovanosť valúnov je nedokonalá. Časté sú hranaté valúny, ba aj neopracované ostrohranné úlomky, takže aj slepenec, ktorý vytvárajú, má brekciovitý ráz. Miestami je správnejšie hovoriť o brekcií. Roztriedenie valúnov je nedokonalé, zvrstvenie nepravidelné. Tmel slepencov je ílovitý, kremito-ílovitý, obyčajne fialovo-červenej farby a nezriedka drobne drobovitý. Jeho podiel v pomere k valúnom je menlivý. Pribúda ho najmä vo vrchnejších polohách. Nepravidelná vrstevnatosť, slabá roztriedenosť materiálu, jeho zlá opracovanosť svedčí o ich terigénnom vývine. Rozložník (1935) na dôkaz toho uvádza medzi valúnmi aj hran-

*) Pri svojich vývodoch sa v prvom rade opieram o fakty, získané z tých častí severogemeridnej synklinály, ktoré som osobne geologicky vymapoval, t. j. z oblasti Galmuskej horskej skupiny, z okolia Krompách a z východnej časti synklinály (východne od Košickej Belej).

ce. Valúny, najmä v bazálnej časti slepencov, pochádzajú z tých hornín, ktoré vystupujú pri južnom okraji synklinály. Valúny sú stlačené, pretiahnuté, čo svedčí podobne ako prítomnosť sericitu v tmeli o tlakovej metamorfóze tohto súvrstvia. Ich tlakové usmernenie je však menšie ako u strednokarbónskych bint — koterbašských slepencov.

Uprostred slepencov vystupujú miestami polohy kremitých porfýrov. Sú tmavohnedej, červenkastej a sivej farby. Majú zreteľné porfyrické výrastlice kremeňa a dutinky vyplnené limonitom. Mikroskopicky možno zistiť, že kremenné výrastlice sú značne korodované, vedľa nich sa nájdu aj výrastlice ortoklasu. Plagioklasové výrastlice sú sericitizované. Sú však viditeľné ich pôvodné obrysy. Mikrofelzitická základná hmota je složená z kremeňa, živcov, zo šupiniek a ihličiek sericitu a z limonitu. Hornina ako celok je málo postihnutá tlakmi.

b) Porfyroidový vývin má ako podstatnú horninu porfyroidy. Sú to dokonalé biele, sivé a zelenkavé bridličnaté horniny s hodvábnym leskom. Výrastlice kremeňa sú v nich zriedkavé, zato hojnejšie sú v nich drobné šošovky „vypoteného“ kremeňa. Veľkú väčšinu horniny vytvára sericiticko-kremitá základná hmota. V nej sú hojné povlaky limonitu a zrnká magnetitu. Hornina má často brekciovitú textúru a treba ju považovať za tuf. Uprostred stlačených porfyroidov sú vložky červených, sivých a sivomodrých fylitov. Časté sú najmä vo vrchnej časti porfyroidového komplexu. Severne od Krompách sa nájdu pruhované horniny, v ktorých červeno-fialové pružky terigénneho pôvodu sa niekoľko ráz striedajú so sivými vulkanogénnymi pružkami. Hrúbka jednotlivých pruhov je často sotva 1—2 cm. Miestami, pravda, striedajú sa tak, že polohy fylitov a porfyroidov nadobúdajú hrúbky aj niekoľko metrov.

Na niekoľkých miestach uprostred súvrství porfyroidového vývinu, najčastejšie v susedstve samotných porfyroidov, vystupujú zelenkavé horniny, ktoré svojim vzhľadom pripomínajú diabázy, prípadne diabázové tufy. Zpravidla sú menej zbridličnatené ako porfyroidy. Zelenka—Matějka ich na svojich mapách pričleňuje k fylit-diabázovej sérii. Rozloženie týchto hornín a ich petrografický charakter však zjavne hovoria proti takému začleňovaniu. Pri Krompachoch na dvoch miestach (v malom lome severnejšie od elektrárne a v lome pri juhovýchodnom okraji dediny) a pri Košickej Belej, vytvárajú len menšie teleso. Na vrchu Jahodná, západne od Košíc, vystupujú však ako rozsiahle teleso. Mikroskopické štúdium u väčšiny vzorkov ukázalo značný stupeň ich premeny na chloriticko-sericitické fylity. Vo väčšine vzorkov podrobených štúdiu badať paralelné usporiadanie hlavných komponentov sericitov a zonálny vývin plagioklasov, obyčajne značne rozložených. Hojné sú druhotné karbonáty, ktoré miesta-

mi vytvárajú žilky aj niekoľko cm hrubé. Hydroxydy železa dodávajú hornine miestami hnedočervený nádych. V niektorých výbrusoch bolo možné bezpečne určiť bazicitu živcov na andezin — labrador, čiastočne idiomorfne vyvinutých, v značnej miere epidotizovaných. Pozoruhodná je prítomnosť kremeňa xenomorfne vyvinutého medzi jednotlivými plagioklasmi. Treba ho považovať za produkt pôvodnej kryštalizácie z magmy v poslednom štádiu. V tých istých výbrusoch je zastúpený aj olivín. Ide teda o horninu, ktorú treba označiť ako kremitý diabáz podľa štúdia M. Ivanova.

Slepencový vývin možno sledovať pri južnom okraji severogemeridnej synklinály. V okolí Krompách treba k nim pričleniť aj ten pruh slepencov a kremitých porfýrov, ktorý Zelenka (1927) zaradil do karbónu. Porfyroidový vývin som pozoroval pri severnom okraji synklinály, a to v košickej oblasti, ako aj v širšom okolí Krompách. Z úložných pomerov severne od Krompách usudzujem, že porfyroidový vývin je časovým ekvivalentom slepencového vývinu usadeným ďalej od okraja sedimentačného verukánskeho priestoru, kým slepence predstavujú okrajový vývin. Prítomnosť kyslých efuzív u oboch vývinov by tomu nasvedčovala. Kremité porfýry a porfyroidy považujem za súčasné, pričom odlišný stupeň ich metamorfózy je pravdepodobne dôsledkom ich rozdielnej tektonickej pozície pri tlakovej metamorfóze a azda aj značného zastúpenia tufov kremitých porfýrov v porfyroidovom vývine.

c) Bridličnatý vývin zastupujú ílovité bridlice hnedočervenej, fialovočervenej a zelenosivej farby. Farebná rozdielnosť je dôsledkom nerovnomerného rozloženia železa v hornine a jeho nerovnomernej oxydácie. V složení bridlíc podstatný podiel pripadá kremeňu a sericitu. Muskovit je menej hojný. Červené fylity majú hojne rozptýlený hematitový pigment, vysrážaný z koloidov. Podiel Fe sa v nich pohybuje najčastejšie od 4—8 %, len miestami je zreteľne vyšší. Napr. vzorky sobrané z hrebeňa Gretel, severne od Hnilčíka, vykázaly až 12—14 % Fe. Uprostred bridlíc sú časté polohy drobnouľomkovitých brekcií, ktoré miestami prechádzajú do drobnoalúnových slepencov. Brekcie často vytvárajú lavice niekoľko cm, zriedka niekoľko dm hrubé. Úlomky brekcií pozostávajú prevažne z verukánskych bridlíc a z kremeňa.

Bridličnatý vývin je najrozšírejší vo verukáne. Pozvoľne do neho prechádza slepencový, ako aj porfyroidový vývin verukána. Predstavuje teda vývin mladší ako obidva prvé spomínané výviny. Z uvedeného teda vyplýva ďalšie stratigrafické rozčlenenie verukána:

1. a) vývin slepencový — okrajový vývin sedimentačného priestoru verukánskeho, b) porfyroidový vývin — vzdialený od okraja.

2. Bridličnatý vývin.

Zatiaľ sa vo verukáne nenašly žiadne skameneliny, ba ani len stopy po organizmoch. Z toho dôvodu nie je možná presnejšia stratigrafia. Hrúbka jednotlivých vývinov verukána je menlivá. Vcelku však možno usudzovať, že celé súvrstvie verukána dosahuje miestami hrúbku až 700—900 m. Z toho najväčší podiel pripadá bridličnatému vývinu. Hrúbka série je v jednotlivých častiach synklinály rôzna, závislá od rozličnej intenzity poklesov sedimentačnej oblasti a od lokálnych fyzicko-geografických podmienok, ktoré sa najvýraznejšie uplatňujú pri suchozemskom vývine, pri hrúbke bazálnych slepencov.

V nadloží verukána je súvrstvie slepencovo-pieskovcovo-bridličnaté. Slepence majú obyčajne sivú až bielu farbu, sú složené prevažne z valúnov kremeňa. Nájdú sa v nich aj drobné úlomky červených bridlíc (verukánskych). Tmel slepencov je kremito-sericitický. Prechádzajú pozvoľna do hrubozrnných pieskovcov, často arkózovitých, so značným podielom úlomkov živcov. Pravda, podiel živcov je menlivý. Podstatnou súčasťou pieskovcov sú zrná kremeňa. Ich tmel je ílovito-sericitický. Uvedené psefiticko-psamitické horniny sa striedajú s bridlicami obdobného vývinu ako v bridličnatom vývine. Podiel týchto pelitických hornín je menlivý. Miestami vytvárajú len tenké vložky, inde desiatky metrov hrubé polohy, takže kremeň a slepence majú potom podradnejšiu úlohu. Opísaný slepencovo-pieskovcovo-bridličnatý vývin sa v takom prípade nedá prakticky kartograficky odlíšiť od bridličnatého vývinu verukána. V každom prípade prítomnosť arkózovitých pieskovcov a slepencov opísaného typu predstavuje mladší člen obstarávajúci prechod do verfénu. Má obyčajne malú hrúbku, len zriedka niekoľko desiatok metrov.

Verfén

Verfénske vrstvy možno rozčleniť na dva vývin: spodnejší a vrchnejší.

a) Spodnejší vývin budujú horniny svojím petrografickým charakterom blízke mladšiemu bridličnatému vývinu verukána. Slepencovo-pieskovcovo-bridličnatý vývin, ktorý obstaráva prechod od verukána, treba považovať azda za najspodnejšiu časť verfénskych vrstiev. Podstatnou horninou verfénskych vrstiev sú prevažne červeno-fialové ílovité bridlice, miestami sivé s hojnými šupinkami muskovitu na plochách bridličnatosti. Uprostred nich sú vložky pieskovcov o hrúbke 10—20 cm. Pieskovce miestami vytvárajú aj desiatky metrov hrubé doskovité a lavičovité polohy. Sú sivo-fialovej, hnedastej, bielosivej, sivomodrej a nažltlej farby. Často možno v nich pozorovať jemné pravidelné zvrstvenie. Mikro-

skopicky sa javia ako hornina jemnozrnná, v ktorej vedľa drobných zŕn kremeňa sú hojné sericity, ojedinelé drobné úlomky živcov a časté šupiny muskovitov. Pieskovce miestami prechádzajú do bieložltých kremencov s ojedinelým muskovitom a sericitom. Časté sú prechodné horninové typy medzi kremencami a pieskovecami, rovnako tiež medzi pieskovecami a fylitmi. Nie sú zriedkavé aj vložky vápnitých pieskovcov, ba aj tenké vložky piesčitých vápencov niekoľko centimetrov hrubé. Domnievam sa, že za súčasť tohto súvrstvia treba počítať aj kavernózne dolomity (rauwacky) a sadrovcové a anhydritové ložiská pri Novoveskej Huti, na Gretli a pri Markušovciach. Stratigrafické postavenie práve uvedených ložísk nie je zatiaľ celkom jasné, keďže ich dnešná pozícia je zčasti dôsledkom diapírovej tektoniky. Z rozloženia rauwack v Poráčskej doline a na severovýchodnom a východnom svahu Krompašskej skaly usudzujem, že ide o členy patriace vrchnej časti opísaného spodného oddielu verfenských vrstiev.

Významným prínosom sú Kamenického práce (1950, 1951), ktorý uvádza z verfenského súvrstvia aj bázické horniny peridotitovej magmy lertzolity až harzburgity od Jakloviec (1950) a lertzolit-serpentíny z Dankovej od Dobšinej. Považuje ich za prejavy samostatnej erupčnej fázy.

V opísanom súvrství som našiel na niekoľkých miestach skamenelinu *Pseudomonotis (Claris) clarai* Emm. r. Ivanov (1952) z územia východne od Krompách uvádza tiež druhy *Pecten discites microtis* (Bitt) a *Myophoria laevigata* Alberti. Uvedená fauna svedčí, že tento vývin bridličnato-pieskovcový zodpovedá zeisskému a čiastočne aj kampilskému stupňu. Fauna bola najdená v spodnom bridličnato-pieskovcovom vývine aj v priestore juhozápadne od Košíc. Neurčiteľné zvyšky fauny uvádza tiež Kamenický (1951) z okolia Dankovej. Nálezy fauny v bridličnato-pieskovcovom vývine sú nesporným dôkazom toho, že súvrstvie treba zaradiť do verfénu, odčleniť ho od Zelenkovej „červenej série“ ako samostatný oddiel. Kartografické oddelovanie v teréne možno robiť na základe prítomnosti pieskovcov a vápnitých polôh uprostred bridlíc, ktoré sú svojim vzhľadom blízke verukánskym bridliciám. Majú však badateľne viac šupín muskovitu. Odčleňovanie od verukána pri dostatku odkryvov nerobí väčšie ťažkosti.

b) Vrchný oddiel verfenských vrstiev predstavujú doskovité vápnité sliený, piesčité sliený, žltohnedé a zelenkasté kremence a jemnozrnné vápnité pieskovce. Hrúbka tohto súvrstvia (v územiach, ktoré som mal možnosť osobne študovať) je malá, sotva niekoľko desiatok metrov. V slieňoch je často skamenelina *Myophoria costata* (Zenger), ktorá určuje kampilský vek súvrstvia. Po prvýkrát stratigraficky správne identifikoval toto súvrstvie Štúr (1869). Vo vápnitých

slieňoch tohto súvrstvia opisuje faunu: na Šibenovom vrchu pri Vel'kom Folkmári, a to *Naticella costata* Mü n s t., a zpod Slovinskej skaly *Myophoria costata* Z e n k. Na základe uvedenej fauny Š t ú r opísané súvrstvie začlenil k verfénu, kým prv opísanú spodnú časť verfénskych vrstiev pričleňoval k verukánu.

PALEOGEOGRAFIA VERUKÁNA A VERFÉNSKÝCH VRSTIEV

Pokúsme sa teraz načrtnúť paleogeografické pomery, za akých sa usadzovalo verukáno a verfénske súvrstvie. Zmena farby hornín na červeno-fialovú, ktorá nastala po čiernosivo sfarbených súvrstviach karbónu, je svedectvo veľkých paleogeografických a paleoklimatických zmien. Dôsledkom toho je sedimentácia slepencov na báze červenej série v južnom krídle vytvorenej synklinály. Svedčí o jestvovaní vrásnenia pred usadením sa verukána. Pomerne malá obrúsenosť materiálu, nedostatočná triedenosť valúnov v slepencoch a ich slozenie blízke slozeniu v ich susedstve ležiacich starších sérií — to všetko poukazuje na to, že sa jedná o terigénne sedimenty, ktoré sa usadily pri okraji sedimentačného priestoru na päte nevysokých svahov. Ďalej od svahov sa materiál stáva jemnejší. Rovnako tiež postupom času, zarovnaním vyvýšení, dochádza k jemnejšej sedimentácii fylitov asi v j a z e r á c h. Pôvod hematitu roztrúseného v horninách pochádza prevažne z rozpadu bázičných hornín blízkej fylit-diabázovej série. Súčasne so sedimentáciou sa odohraly efúzie kremitých porfýrov. Láva vyteká totiž smerom k povrchu po systéme puklín, ktoré sa vytvorily uvoľňovacími pohybmi ako dôsledok predchádzajúcej predperm-skej orogenetickej fázy vrásnenia. Detritickejší vývin arkozovito-pieskovcovo-bridličnatý s prínosom arkozovitého materiálu možno vysvetliť intenzívnejším prínosom materiálu do sedimentačnej oblasti súvisiacim azda už s transgresiou mora. Zatiaľ nemožno rozhodnúť, či posledne uvedený vývin predstavuje sedimenty mora a či sa jedná o sedimenty limnické. Najpravdepodobnejšie sa zdá, že ide o faciálny ekvivalent spodnej časti kremencov tatrídnych sérií, pravda, niečo starší, ktorý vznikol asi v litorálnom pásme mora, šíriaceho sa postupne na sever do oblasti tatríd. Samotný hlavný komplex verfénskych súvrství je však už morským sedimentom, ktorý sa usadil ďalej od morských brehov za prínosu jemne piesčitého a ílovitého materiálu s hojnosťou šupín muskovitu a koloidov železa. Po puklinách miestami dochádza k podmorským výlevom bázičkej magmy. Nálezy stôp po dážd'ových kvapkách na bridliciach a prítomnosť sadrovcových ložísk a bunkovitých dolomitov svedčí o občasnom, azda lokálnom vynorení sa

práve usadivších sedimentov. Vznik sadrovcových ložísk a bunkovitých dolomitov je súčasne dôkazom trvania suchého podnebia. Neskoršia zmena na karbonatickú sedimentáciu je zmenou regionálneho charakteru, ktorá súvisí s rozšírením transgresie a teda so zmenou prínosu materiálu do sedimentačného priestoru severogemeridného.

Z uvedeného teda vysvitá, že značná časť súvrství v severnej časti gemeríd, ktoré Zelenka pričleňoval k svojej „červenej sérii“, teda k permu, a Štúr zas k „Rotliegende Serie“, patrí k verfénu. Jeho faciálny ráz i napriek určitým petrografickým obdobnostiam je podstatne odlišný. Znamená nové obdobie vo vývine gemeríd, obdobie morskej sedimentácie. Je potom pochopiteľné, že názov „červená séria“, ktorý zaviedol do literatúry Zelenka, nemá už svoje opodstatnenie. Je treba miesto toho používať stratigrafické názvy: verukáno a verfénske vrstvy severogemeridného vývinu. Pod posledný pojem zahrňujeme nielen vrchný slienitý oddiel, ale aj bridličnato-pieskovcový vývin, predtým pričlenený k „červenej sérii“. Každý z týchto členov predstavuje iné vývinové štádium.

„Červená séria“ ako celok bola považovaná za jednotné súvrstvie, teda jednotný komplex bez diskordancií. Menšie tektonické diskordancie medzi slienitým vrchným oddielom verfénskych vrstiev a podložným komplexom „červenej série“, prípadne „Rotliegende Serie“, zreteľné na niekoľkých miestach, Štúr a Zelenka považovali za stratigrafické diskordancie. Neskoršie v smysle Stilleho učenia o fázach tejto diskordancii sa pričítala veľká dôležitosť a považovala sa za prejav falcskej fázy vrásnenia, ako jednej z dôležitých fáz hercýnskeho vrásnenia v karpatskej sústave. Pričlenenie značnej časti súvrstvia „červenej série“ k verfénskym vrstvám a bezpečné zistenie tektonickej povahy uvedených diskordancií stavia názor o silnom prejave falcskej fázy v gemeridách do iného svetla. Predovšetkým niet pochyb o prechode spodného oddielu verfénskych vrstiev do vrchného, slienitého oddielu. Zaujímavejší je v tomto smere tektonický pomer spodného oddielu verfénskych vrstiev k verukánskym komplexom. Pozoruhodný je predovšetkým postupný faciálny prechod od verukána k verfénskym vrstvám. Konečne zastretosť hranice medzi týmito dvoma vývinmi odlišnými, no petrograficky značne príbuznými komplexami, bola aj príčinou toho, že ich starí autori považovali za jednu sériu. Za prechodné súvrstvie medzi týmito dvoma útvarmi považujem polohu slepencovo-pieskovcovo-bridličnatú. Už som spomenul, že táto môže znamenať začiatok morskej transgresie, ktorá má konečne v karpatskej sústave značné rozšírenie. Súvisí s intenzívnejším prejavom kolísavých pohybov zemskej kôry, vyvolavším zmenu pa-

leogeografických pomerov. Aj petrografický charakter spodnej časti verfén-skich vrstiev svedčí proti jestovaniu zreteľnejšej horotvornej falskej fázy. Ťažko by bolo možné vysvetliť petrografickú obdobnosť morského vývinu verfén-skich vrstiev s limnickým vývinom vrchnej série verukána.

TEKTONICKÁ POZÍCIA VERUKÁNA A VERFÉNU

Severogemeridná synklinála v priestore medzi Baškou pri Košiciach a Krompachmi má jadrovú časť úzku, stlačenú, obyčajne detailne zvrásnenú s krídlami viac-menej izoklinálnymi, ktoré zapadajú na juh, prípadne na juhozápad. Sklony sa pohybujú okolo $45\text{--}70^\circ$. Západne od Kluknavy sklon jej prevráteného krídla sa zmierňuje. Synklinála sa tu rozširuje na sever. Ďalej na západ, západne od Krompách, rozširuje sa aj v južnom smere. Mení sa aj sklon južného krídla, takže dostáva ráz viac-menej normálnej synklinály. Ďalej na západ, západne od Kolinoviec, jej severné krídlo nemožno sledovať. Je prikryté mladšími jednotkami a južné krídlo miestami zaznamenáva sklony na sever, inde na juh. Západne od Dobšinej stavba severnej časti gemeríd je podľa Kamenického (1951) komplikovaná a šupinovitá. Detailnejšie sa budeme zaoberať zčasti východnou časťou synklinály, kde obidve jej krídla sú prístupné štúdiu, ale najmä strednou časťou synklinály, teda horskou skupinou Galmusa a širším okolím Krompách.

Vo východnej časti synklinály možno hovoriť o jej severnom prevrátenom krídle a spojovacom alebo južnom krídle. Pri opise synklinály budeme rozlišovať staršie, alebo podložné členy synklinály, a mladšie členy, tzv. synklinálnu výplň. K starším členom počítame porfyroidovú sériu, fylit-diabázovú sériu a strednokarbónske súvrstvie. Členmi synklinálnej výplne sú súvrstvia verukána, verfénu a miestami aj vápencovo-dolomitické komplexy strednotriasové a vrchnotriasové. Všimnime si najprv podložné členy synklinálnej výplne, a to počnúc severným krídlom.

V podloží verukána v severnom krídle synklinály je všade vyvinuté strednokarbónske súvrstvie. Možno ho sledovať v celej dĺžke od oblasti Košíc až po Štefanskú hutu. Leží v normálnej polohe a má v podstate tri oddiely. Naspodku sú slepence, nad nimi sl'udnaté grafitické pieskovce a priamo v podloží verukána je poloha grafitických fylitov, najmladší oddiel strednokarbónskeho súvrstvia. Svojím vývinom pripomína karbón bint-koterbašského vývinu. Pravda, má určité faciálne odlišnosti, najmä čo sa týka bazálnych slepencov. Slepence totiž majú d'aleko menší podiel komponentov fylit-diabázovej série ako slepence bint-koterbašské.

(Detailnejší popis tejto série podám na inom mieste. Mahel', 1954.) I napriek tomu slepence však treba považovať za časový a faciálny ekvivalent bint-koterbašských slepencov. Západne od Štefanskej huty je karbónske súvrstvie prikryté paleogénom. Karbónské súvrstvie vystupuje k povrchu západne od Hrišoviec na svahoch kryštallického jadra Sl'ubice. Zaberá tu široký priestor v okolí Vojkoviec a Slatviny. Možno ho sledovať aj v dvoch malých tektonických oknách, vynárajúcich sa zpod súvrstvia verukána a verfénu v doline Jasenec, severne od Krompách. Toto súvrstvie pravdepodobne nepredstavuje pokračovanie strednokarbónskeho pruhu, ktorý sa ťahne od Košíc. V posledných uvedených priestoroch na svahu Sl'ubice toto súvrstvie hlavne v svojej najvyššej polohe javí určité faciálne odlišnosti. Nález strednokarbónskej flóry v ňom južne od Vojkoviec mu dodáva značnú dôležitosť pri riešení stratigrafických, paleogeografických a tektonických pomerov. Všimnime si ho preto bližšie.

Na katametamorfných starších sériách kryštallického jadra Sl'ubice ležia bazálne slepence. Majú kremenné valúny farby bielej aj tmavohnedej, d'alej úlomky čiernych grafitických bridlíc. Ich tmel je kremito-ílovitý, silne sl'udnatý. Smerom do nadložia slepence prechádzajú v hrubozrnné pieskovce s hojnými úlomkami grafitických bridlíc a so šupinami muskovitu. Pre slepence a pieskovce je príznačné tmavosivé sfarbenie. Medzi pieskovcami sú polohy piesčitých sl'udnatých bridlíc farby sivej. Postupne smerom do nadložia sa bridlice stávajú hlavnou súčasťou tohto súvrstvia. Ich farba je tmavosivá, miestami hnedastá. Chemické analýzy fylitov hnedastej farby vykazujú podiel Fe 4,51 %, Mn 0,27 %. V nadloží súvrstvia, priamo v podloží verfénskych vrstiev, sú karbonátické horniny, a to brekciovité vápence až vápnité brekcie. Vápencová brekcia sa skladá z tmavých a bielech kryštallických vápencov. V brekciách sú aj valúny a úlomky kremen-cov. Tmel je vápnito-piesčitý. Brekciovité polohy prechádzajú do polôh vápencových až 20 cm hrubých. Ide asi o tektonické brekcie v podloží presunutých verfénskych súvrství gemeríd na karbónske súvrstvie, patriace k obalu kryštallického jadra Sl'ubice.

V jemnozrnných pieskovcoch opísaného karbónskeho súvrstvia a vo fylitických polohách vystupujúcich uprostred pieskovcov, som našiel rastlinné odtlačky. Podľa určenia prof. Dr. Fr. Němejca jedná sa o túto flóru:

Calamites sp. — neurčiteľné zvyšky.

Sphenophyllum cuncifolium Stbg.

Lepidostrobophyllum majus Bgt.

Listy lepidofyt bližšie neurčiteľné (azda od lepidofloisov alebo sigilári, aké sa v literatúre označujú súborným názvom *Lepidophyllum horridum* O. F.).

Stigmaria ficoides Stbg.
Asterotheca miltoni Art.
Palmatopteris furcata Bgt.

Ide teda o flóru, s akou sa stretávame od vestfálu A až do neskorého vestfálu C.

V južnom, spojovacom krídle, v priestore medzi Košicami a Krompachmi som osobne strednokarbónske súvrstvie nikdy nezastihol. Podľa Fusánovho sdelenia možno pozorovať menšie jeho východy v južnom krídle juhovýchodne od Margecian. V západnejšej časti synklinály je zastúpenie strednokarbónskeho súvrstvia v južnom spojovacom krídle časté. Pravda, kde má toto krídlo normálnu polohu, t. j. skláňa sa na sever, tam leží strednokarbónske súvrstvie v podloží verukána. V miestach, kde sa južné krídlo skláňa na juh, objavuje sa potom strednokarbónske súvrstvie v nadloží verukána. V širšom priestore Rudnian možno však karbónske súvrstvie nájsť aj južne od okraja verukána, zvrásnené uprostred fylit-diabázovej série, a to aj v takých priestoroch, kde priame podložie verukána vytvára staršia fylit-diabázová séria. Táto séria všade, kde v južnom krídle chýba strednokarbónske súvrstvie, obstaráva priamy styk s verukánom južného krídla severogemeridnej synklinály. Vo východnej časti synklinály fylit-diabázová séria leží na bazálnych slepencoch verukána, skláňa sa na juh, prípadne na juhozápad najčastejšie pod uhlom 40–60°. Jej rozsiahly vývin ako člena spojovacieho krídla je pre severogemeridnú synklinálu príznačný. Najstarším a tektonicky najspodnejším členom synklinály je porfyroidová séria. V miestach, kde spojovacie krídlo je prevrátené (teda v najväčšej časti synklinály), leží na fylit-diabázovej sérii. Časté chýbanie strednokarbónskeho súvrstvia v južnom krídle severogemeridnej synklinály, najmä v jej východnej časti, možno vysvetliť dvojako:

a) V južnom krídle sa nachádza rozsiahly prešmyk, pozdĺž ktorého je fylit-diabázová séria presunutá, takže pri povrchu sa dostáva do styku s mladšími sériami.

b) Strednokarbónske súvrstvie k povrchu pri južnom krídle synklinály nevystupuje jednoducho preto, lebo jeho južná hranica už pri začiatku sedimentácie verukána miestami nesiahala tak ďaleko na juh, prípadne pred usadením verukána bol stredný karbón oddenudovaný. Čiže verukáno transgredovalo tu priamo na fylit-diabázovú sériu. Nepatrný podiel úlomkov strednokarbónskych hornín vo verukanských slepencoch a naopak množstvo slepencového materiálu, pochádzajúceho z fylit-diabázovej série, to všetko hovorí o pravdepodobnosti druhej alternatívy. Pravda, menší násun fylit-diabázovej série na verukánske súvrstvia na niektorých

miestach pri alpínskych tektonických pohyboch je pochopiteľný, ak berieme do úvahy rozdielnosť plasticity hornín týchto dvoch sérií.

Zelenka pruh jeho „červenej série“ (teda v smysle nášho ponímania synklinálnu výplň severogemeridnej synklinály) považoval v priestore medzi Košicami a Krompachmi za tektonické okno, vynorené zpod presunutého príkrovu starších sérií (Zelenka, 1927 b), prikrývajúcich červenú sériu nielen z juhu, ale aj zo severu. Úložné pomery predverukánskych sérií v priestore Košice—Košické Hámry a konečne aj v priestore Krompách zrejme protirečia takému ponímaniu tektonickej stavby. Strednokarbónske súvrstvie, ktoré vo východnej časti synklinály vytvára pruh tiahnuci sa pri severnom okraji pruhov verukána a verfénskeho súvrstvia, nie je na ne nasunuté, ale leží v ich podloží. V priestore Košice—Košická Belá, severne od spomínaného pruhu strednokarbónskeho súvrstvia severného krídla, a to z jeho podložia vynoruje sa tiež pruh fylit-diabázovej série a pri Košiciach aj samotná porfyroidová séria. Severné krídlo synklinály v tomto priestore je teda zastúpené všetkými podložnými členmi synklinály.

Rozloženie jednotlivých pokarbónskych členov v severnej časti gemeríd práve tak jasne dokazuje synklinálnu a nie antiklinálnu povahu tohto pruhu. U jadrových členov synklinály prevládajú sklony na juh, prípadne k JJZ. Ich veľkosť je u plastických hornín pochopiteľne menlivá.

Všimnime si teraz rozloženie jednotlivých členov. Pri okrajoch synklinálnej výplne vystupujú obyčajne verukánske bazálne členy, a to pri južnom okraji bazálne slepence, pri severnom porfyroidy. Verukánske členy zpravidla staršie, vytvárajú teda bázu synklinálnej výplne. Uprostred synklinály sú verfénske vrstvy, ktoré pri povrchu predstavujú pruh lemovaný z juhu a zo severu pruhmi verukána. Lenže v niektorých častiach synklinály možno pozorovať jej detailnejšie zvrásnenie, takže verfén vystupuje k povrchu v dvoch pruhoch uprostred verukánskych pruhov. Pri vrásnení v synklinále dochádzalo však aj k diferenciálnym pohybom lokálnym a k vyvalcovaniu. V dôsledku toho na niektorých miestach verukáno v severnom krídle k povrchu buď vôbec nevystupuje, alebo len vo veľmi obmedzenej miere. Pekný príklad lokálneho násunu verfén-ských vrstiev k severu a komplikovanosť ležiaceho severného krídla synklinály možno sledovať medzi Vojkovcami a Krompachmi, na južných svahoch Sl'ubice. Na tatridnom strednokarbónskom súvrství, rozloženom na katakryštalických sériách jadra Sl'ubice v tektonickej polohe ležia verfénske vrstvy. V priestore Hrišoviec posledné prikrývajú dokonca katakryštalické série. Južnejšie od okraja synklinály asi 2 km vyzdvihuje sa severná antiklinála druhého radu s vyzdvihnutým karbónskym podložíom,

vynárajúcim sa vo forme tektonického okna, prikrytého verfénom. Asi 1 km južnejšie prebieha os druhej antiklinály druhého radu rovnako s karbónskym podloží, vynárajúcim sa v druhom tektonickom okne, prikrytom už verukánom. Osi obidvoch druhoradých antiklinál zapadajú k juhu. Ich smery sú shodné so smerom osi severogemeridnej synklinály, či synklinály prvého radu (v pomere k lokálnym vrásam), sklony bridličnatosti sa pritom zväčšujú od severu k juhu. Kým karbónske súvrstvie pri severnom okraji synklinály má sklony $25\text{--}40^\circ$, sklony vrstiev v druhoradých antiklinálach dosahujú $50\text{--}70^\circ$. Sledovanie tektonických detailov v južnejšej hlbšej časti ležiaceho krídla je neprístupné. Z uvedeného vysvitá, že verfénske súvrstvie v severnej časti synklinály leží v tektonickej polohe. Je lokálne nasunuté na karbónske súvrstvie tatrid.

Zreteľnejšiu synklinálnu povahu opisovanej severogemeridnej zóny potvrdzuje rozloženie stredotriasových a vrchnotriasových vápencov a dolomitov. O ich sedimentačnej spätosti s verfénskymi vrstvami, a to s ich vrchnejšou časťou, nedá sa pochybovať. Ich stratigrafický sled možno najlepšie sledovať vo východnej časti horskej skupiny Galmusa (M a h e l', 1950). Sú to dolomity, tmavé vápence, vápence wetersteinského typu a nad nimi dolomity, pravdepodobne vrchnotriasové. Vo východnej časti severogemeridnej synklinály vystupujú len lokálne. Väčší ich výskyt možno sledovať v úzkom, ca 1,5 km dlhom pruhu, južne od Kluknavy. Sú hlboko zavrásnené uprostred verfénских vrstiev, pripomínajú úzke pretiahnuté bradlá. Predstavujú však jadrový člen synklinály. Čiasťočne obdobné je aj ich postavenie ďalej na východ v priestore Jaklovskej skaly. Mezozoické série vystupujúce vo forme rozsiahlej zčasti zavrásnenej tektonickej kryhy, ktorá leží na starších sériách (Kojšova skala, Opatka ap.), južnejšie od jadrovej časti synklinály, javia odlišnejší stratigrafický vývin s prítomnosťou reingrabenských vrstiev. So severogemeridným verukánom a verfénom nie sú asi geneticky spiate a patria k oniečo južnejšiemu vývinu.

Západne od Krompách v Galmuskej horskej skupine sa severogemeridná synklinála značne rozširuje. Jej jadrovou výplňou vedľa verfénских a verukánskych súvrství sú až 400 m hrubé, vápencovo-dolomitické severogemeridné komplexy, ktoré budujú morfológicky výraznú horskú skupinu Galmusa. Kým v severnej časti sú hrubé súvrstvia vápencov, dolomitov, verfénских vrstiev hlbšie zavrásnené, na juh rozšírená časť synklinály je pomerne plochá, nehlboká. Je nápadné, že v tejto časti sú verukánske a verfénske vrstvy tenké, na Slovinskej skale dokonca chýbajú. Svetlé wetersteinské vápence tu ležia aj priamo na členoch fylit-diabázovej série. Pri Rudňanoch sa synklinála opäť trocha zužuje, vápencovo-

dolomitické súvrstvie však ostáva zavrásnené v osi synklinály. Západne od Rudnian, smerom na Novoveskú Hutu, stredotriasové a vrchnotriasové členy vystupujú v nadloží verfénskych vrstiev ako menšie tektonické čiapky len čiastočne hlbšie zavrásnené. V západnej časti synklinály znova vystupujú rozsiahle komplexy vápencovo-dolomitických súvrství stredného a vrchného triasu, ktoré budujú väčšiu časť horskej skupiny Slovenský raj.

Južný okraj synklinálnej jadrovej výplne aj v Galmuskej horskej skupine obstaráva verukánske súvrstvie, najmä bazálne slepence, ležiace miestami v nadloží, miestami v tektonickom podloží strednokarbónskych súvrství, inde zas fylit-diabázová séria.

V severogemeridnej synklinále je ako vidieť dvojaké tektonické postavenie vápencovo-dolomitického komplexu v pomere k podložným verfénskym vrstvám.

a) Stredotriasové a vrchnotriasové súvrstvie dolomitov a vápencov je hlbšie zavrásnené spolu s verfénom a s podložnými súvrstviami, a to v jadre synklinály.

b) Vápencovo-dolomitické súvrstvia vytvárajú tektonické kryhy alebo výplne plytkých druhotných synklinál. Ležia viacmenej v diskordantnej polohe vzhľadom na svoje verfénske podložie. Miestami (Slovinská skala) je podložie vyvalcované.

Východná časť Galmusa poskytuje azda najklasickejší profil severogemeridnou synklinálou. V severnej časti wettersteinské vápence a dolomity sú hlbšie zavrásnené a vytvárajú jadrovú výplň synklinály. K juhu prechádzajú v málo zavrásnenú kryhu s tenkou polohou verfénskych a verukánskych súvrství, ležiac výrazne diskordantne na súvrstviach fylit-diabázovej série. Táto časť sa pri vrásnení zrejme „odlepila“ od svojho podkladu. Tenký vývin verfénskych vrstiev a verukána v podloží treba pripísať vyvalčovaniu a u verukána azda aj menším pôvodným hrúbkam tohto súvrstvia pri južných okrajoch sedimentačného priestoru.

Prv ako by sme pristúpili k objasneniu tektonickej pozície vápencovo-dolomitických komplexov, treba si všimnúť ešte složené nadložných paleogénnych súvrství, a to predovšetkým bazálnych slepencov.

Na jednotlivých už opísaných mezozoických členoch a na členoch verukána leží vo výrazne diskordantnej polohe paleogénne súvrstvie. Spodný oddiel tohto súvrstvia — bazálne slepence, prikrýva väčšinou severné krídlo severogemeridnej synklinály, ale v menších ostrovoch nájdeme sa aj na členoch južného krídla. Pozoruhodné je složené bazálnych slepencov a geografické rozloženie ich jednotlivých typov. Vedľa slepencov, složených z vápencovo-dolomitického materiálu, stmelených vápnito-piesčitým tmelom, sú hojné slepence s valúnmi, ktoré pochádzajú z pred-

stredotriasových súvrství. Hrubšie slepence prechádzajú vo vyšších polohách do drobnovalúnových slepencov, složených z valúnov bieleho kremeňa a z drobnejších úlomkov paleozoických hornín, stmelených piesčitým tmelom. Takéto slepence sa striedajú s pieskovecami a pozvoľne prechádzajú do flyšového súvrstvia budovaného zo slúdnatých vápnitých pieskovcov s polohami slienitých bridlíc.

Petrografické složenie bazálnych slepencov je odrazom složenia na blízku ležiacich starších sérií. Slepence sa zrejme usadzovaly na nerovnom podklade v mori s početnými ostrovmi. Z povahy styku wettersteinských vápencov, prípadne dolomitov s paleogénnymi slepencami, možno na niekoľkých miestach usudzovať, že počas sedimentácie vápence a dolomity bralovite vyčnievaly nad hladinou mora a len postupne boli zatopené. Materiál bazálnych slepencov pochádza z blízkeho okolia. Uvádzam niekoľko príkladov. Slepence pri severnom okraji horskej skupiny Galmusa majú materiál vápencovo-dolomitický, slepence pri Štefanskej Hute — materiál pochádzajúci prevažne z verukánskych a verfenských hornín, bazálne slepence pri južnom okraji vítežskej panvy — severne od kryštálického jadra Čiernej Hory majú materiál z rúl a z kremencov. Zo složenia bazálnych slepencov usudzujem, že východne od Krompách triasové vápence a dolomity v období sedimentácie slepencov mali obmedzené rozšírenie. Ako dôkaz toho uvádzam složenie slepencov v širšom okolí Krompách v doline Hornádu. V krásnych odkryvoch bazálnych paleogénnych súvrství nad ľavým brehom Hornádu pri Štefanskej Hute vystupuje len 1,5 m hrubá lavica slepencov s valúnmi wettersteinských vápencov, veľkosti detskej hlavy. Ocíta sa vo výške asi 30 m nad bázou paleogénu uprostred striedajúcich sa polôh slepencov, pieskovcov a ílovito-piesčitých hornín. S hrubšími polohami slepencov s vápencovo-dolomitickým materiálom sa stretávame až západne od Kolínoviec, teda približne na čiare, kde začína vápencovo-dolomitická horská skupina Galmusa. Z toho usudzujem, že priestorové rozloženie stredotriasových a vrchnotriasových vápencov a dolomitov bolo v období sedimentácie slepencov zhruba shodné s ich dnešným rozložením. I tento fakt vyvracia možnosť vysvetľovať vápencovo-dolomitický komplex ako príkrov nasunutý na staršie severogemeridné série. Rozloženie vápencov v osovej časti synklinály a tektonické usmernenie — sklony zavrásnených častí shodné so sklonmi podložných súvrství svedčia naopak o účasti stredotriasových a vrchnotriasových súvrství na vytváraní severogemeridnej synklinály. O druhotnom vovrásnení vápencovo-dolomitických komplexov do starších

sérií nemôže byť reč. Vápencovo-dolomitické súvrstvia nepredstavujú teda príkrov v pomere k ostatným súvrstviám budujúcim severogemeridnú synklinálu, ale sú jej najmladším členom. Pri vyvrásňovaní synklinály došlo miestami k ich odlepovaniu od plastickejšieho podložia a k menším diferenciačným pohybom najmä v priestore, kde vápence a dolomity tvorily hrubé komplexy. Pravda, tým nie je povedané, že by severogemeridná synklinála bola autochtónna. K jej tektonickému postaveniu sa vrátíme neskôr.

Už sme spomenuli, že bazálne slepence ležia transgresívne a diskordantne na rôznych starších sériách. Sklony ich vrstiev pri okrajoch panví sa pohybujú okolo 10—15°. Hlavné tektonické pochody, ktoré spôsobili vyvrásnenie severogemeridnej synklinály, musely sa teda odohrať už pred usadením sa bazálnych slepencov. Podľa doterajších názorov (paleontologicky nepodložených) (Andrusov—Mahel', 1950) (Rösing, 1946) slepence a flyšové súvrstvie vekove zodpovedá strednému paleogénu. V bazálnej časti vápnitých pieskovcov pri Kal'ave našiel som síce bohatú faunu lamelibranchiátov a veľa listov. Listy sa našli v tom istom súvrství aj pri Vojkoviciach. Podľa predbežného určenia prof. dr. Němejca ide o flóru:

Quercus nerufolia A. Br.

Dryophyllum curticeense (Watt) Sap. et Mar.

Dryophyllum dewalquei Sap. et Mar.

listy pripomínajúce formy:

Juglandaceae — azda blízke *Juglans arctica* Heer alebo *Juglans probstii* Heer.

Lauraceae — azda blízke *Laurus affinis* Hos v. d. M., prípadne Vel. alebo z rodu *Litsaea*

— (*L. laurinoidea* Hos v. d. M.) alebo *Oreodaphne* (*O. apicifolia* Sap. et Mar.).

Myrica lepiophylla Hos. et v. d. M.

Ficus ... na pl. *Ficus fracta* Vel.

Pravdepodobne sa jedná o veľmi starú tret'ohornú rastlinnú spoločnosť. Už po doterajšom zbežnom určení možno usudzovať, že sa vskutku jedná o spodnejšie oddiely paleogénu. Vyvrásnenie severogemeridnej synklinály sa teda akiste odohralo za hlavných horotvorných fáz karpatských, v každom prípade pred stredným paleogénom.

Pri opise severogemeridnej synklinály boli nápadné odlišnosti v jej dvoch častiach, vo východnej a v západnej časti. Týkalo sa to v prvom rade tektonických prvkov. Vo východnej časti sme videli výraznejšie usmernenie sklonov na juh, prípadne na JJZ, prevrátený ráz synklinály, hlbšie zavrásnenie triasových vápencov a dolomitov, väčšie stlačenie synklinály. Nápadné je však aj d'aleko menšie zastúpenie strednotriasových a vrchnotriasových súvrství v pomere k západnej časti syn-

klinály. Tektonická odlišnosť východnej časti synklinály je zrejmé v spojitosti s rozložením kryštallického jadra Sl'ubice a Čiernej Hory. Os synklinály kryštallického jadra je súbežná s osou východnej časti severogemeridnej synklinály. Synklinála sa rozširuje východne od Rychnavy, teda tam, kde sa os antiklinálneho jadra stáča na SZ. Z toho vyplýva funkcia kryštallických jadier pri vytváraní tektonických jednotiek gemeríd. To nie je nijaký špecifický prípad len pre severogemeridnú synklinálu. S tým istým zjavom sa stretávame aj v južnej časti gemeríd, južnejšie od kryštallického jadra Kohúta (M a h e l', 1951). I tam priebehom osi antiklinály Kohúta riadi sa tektonické usmernenie nielen paleozoických, ale aj mezozoických gemeridných členov. Taký vplyv kryštallického jadra má isto svoju príčinu v jeho funkcii pri vytváraní tektonických jednotiek.

Treba ďalej uvážiť, že megantiklinály jadrových horstiev sa vytváraly až po paleogéne. Pôsobnosť kryštallického jadra Čiernej Hory a Sl'ubice sa však musela uplatňovať už pri vyvrásnení severogemeridnej synklinály. Vplyv jadier na chod geologických pochodov v Karpatskej sústave je ako vidieť staršieho dáta. Domnievam sa, že kryštallické jadrá hraly pri sedimentácii aj pri tektonických pochodoch ďaleko väčšiu aktívnejšiu úlohu, ako sa im doteraz pripisovala. (M a t ě j k a—A n d r u s o v, 1931, A n d r u s o v, 1938). Aplikácia funkcie kryštallických jadier v tektonickom vývine karpatskej geosynklinály, ktorú treba vykonať, akiste zmení náš postoj k početným doterajším tektonickým a stratigrafickým názorom.

V tejto súvislosti treba ešte upozorniť na jeden závažný fakt, ktorý vyplynul z tektonického rozboru tohto článku. Je to rozloženie jednotlivých členov severogemeridnej synklinály, teda rozloženie fylit-diabázovej série, strednokarbónskeho súvrstvia, verukána a verfénu severogemeridného vývinu. Južné krídlo je v celej dĺžke budované fylit-diabázovou sériou. V priestore západnejšie od Košíc možno ju sledovať aj v severnom krídle. V nijakej inej gemeridnej jednotke nebola zistená v rozsiahlejšom vývine. Zastúpenie tejto série je teda príznačné pre severogemeridnú synklinálu. Ale aj stratigraficky spodnejšia gelnická séria javí v severnej časti gemeríd odlišnejší vývin ako v južných častiach, vývin s iným postavením porfyroidov v pomere k sedimentárnym komplexom. Strednokarbónske súvrstvie vystupuje v niekoľkých pruhoch v gemeridách. Jednotlivé pruhy (F u s á n—K a m e n i c k ý—K a n t o r, 1951) majú osobitné výviny. V priestore severogemeridnej synklinály je vývin bint-koterbašský v menšej miere tiež magnezitový. Prvý je viazaný na severné a južné krídlo synklinály. Posledný je viazaný na hraničnú zónu (synklinálu) gemeríd a Čiernej hory. Fylit-diabázová séria a strednokarbón-

ske súvrstvie sú detailne zvrásnené starším predpermským zvrásnením, ktoré ovplyvnilo ich vzájomné rozloženie. Napr. v oblasti Rudnianskeho močára možno pozorovať zavrásnené kryhy karbónu do fylit-diabázovej série nezávisle od mladších členov, jadrovej výplne gemeridnej synklinály. Rozloženie verukána severogemeridného vývinu je tiež viazané na severogemeridnú synklinálu. Rovnako tiež aj vývin verfenských vrstiev severogemeridnej synklinály je pre túto synklinálu špecifický. Ba konečne aj vápencovo-dolomitické súvrstvia tejto synklinály majú do určitej miery (úmernej faciálnym odlišnostiam stredného a vrchného triasu v karpatskej geosynklinále) osobitný vývin. Z uvedeného vyplýva vážny záver: severogemeridná synklinála je najsevernejšou tektonickou jednotkou gemeríd formovanou alpínskym zvrásnením z najsevernejšieho sedimentačného gemeridného pásma permsko-mezozoického. Táto alpínska jednotka sa rozvíjala na podklade hercýnskej severogemeridnej jednotky. Alpské tektonické pochody postihly pochopiteľne jednotku ako celok. Pravda, v jej starších štruktúrnych formách sformovaných hercýnskou tektonikou malo iné prejavy (predovšetkým vznik výraznej bridličnatosti u väčšiny hornín). Z toho vyplýva rozvíjanie jednotky mladšieho cyklu alpínskeho na podklade staršej, hercýnskej jednotky. Nedostatok rozsiahlejších vnútorných kotlín mladopaleozoických s intenzívnejším poklesom a faciálna analýza verukána a verfénu poukazujú na to, že hercýnske vrásnenie v gemeridách nevytvorilo výraznejšie horstvo. Blízke faciálne vzťahy a značné priestorové rozšírenie jemne detritických sedimentov vo verféne a potom všeobecná karbonatická sedimentácia v strednom triase v karpatskej sústave tento záver len potvrdzuje. Hlavné vrásnenie gemeríd sa odohralo v alpínskej vývinovej etape. Severogemeridné pásmo bolo teda sunuté na sever zachovávajúc zhruba pôvodný synklinálny ráz. Jeho tektonický charakter bol pritom ovplyvnený priebehom kryštallických jadier. Pri vrásnení došlo k početným lokálnym diferenciačným pohybom, k lokálnemu vyvalcovaniu plastických členov a k vzniku výraznej bridličnatosti starších predpermských súvrstiev, ktoré stratili svoju pôvodnú platičnosť už za hercýnskeho vrásnenia. Popaleogénny zdvih kryštallických jadier znamenal ďalšie skomplikovanie vzájomného pomeru gemeríd a veporíd a lokálny násun veporidných jednotiek na gemeridy.

Treba sa dotknúť otázky tektonického postavenia severogemeridnej synklinály. Úložné pomery opísanej strednej a východnej časti nám zatiaľ nedovoľujú vyvodzovať v tom smere nijaké vážnejšie závery. Jasnejší

obraz poskytuje západná časť gemeríd, územie západne od Dobšinej. Podľa geologických máp a opisov Rozložsnika (1935) a Kamenického (1952) je tu zjavný násun gemeríd na veporidy. Rozdiel medzi stupňom metamorfózy slabometamorfných sérií gemeridných a katazonálne metamorfovaného veporidného kryštalinika je ostrý. V tejto časti je markantný aj odraz neskoršieho zdvihu kryštallického jadra na priebehu jednotlivých gemeridných členov. Strednokarbónsky pruh totiž „objíma“ veporidy na vzdialenosť niekoľko kilometrov. Veľkosť tohto násunu tzv. spišského príkrovu (Rozložník 1935, Kettner 1937, Schöenberg 1942, Kamenický 1952) závisí od toho, kam začleníme všetky zóny tisoveckého katakryštalinika, či ešte k veporidám a či už ku gemeridám. Zoubek (1937) pri rozdelení kryštalinika západných Karpát nechal túto otázku otvorenú. V posledných rokoch sa priklonil k názoru Andrusovom u; začleňuje k veporidám nielen zónu tisoveckú, ale napokon aj južnejšie zóny. Za takýchto okolností koreňovú zónu západnej časti opisovanej severogemeridnej jednotky treba hľadať ďaleko na juhu. Z toho vyplýva, že južne od kryštallického masívu Kohúta leží koreňová zóna severogemeridnej jednotky. Spišský príkrov v najzápadnejšej časti je potom nasunutý k severu na vzdialenosť najmenej 30 km. S geomechanického hľadiska rozsah takého veľkého násunu, ako vôbec veľkosť násunov príkrovov v Západných Karpatoch, zdá sa byť málo pravdepodobný. Treba sa pozastaviť nad niektorými faktami, ktorých analýza by pri riešení týchto závažných otázok pomohla. Hlbší rozbor tohto problému je zatiaľ sťažený tým, že nie je detailne preštudovaná oblasť styku gemeríd s východným okrajom masívu Kohúta a nie je vyriešený faciálny a tektonický vzťah gemeridných sérií k veporidám. Zarážajúci je vzťah gemeridných a veporidných sérií pri južnom okraji masívu Kohúta, konkrétne v oblasti Železníka (Mahl, 1951). Slabšie metamorfovaná fylitová séria, začleňovaná k veporidám (Šuf, 1936) má vývin faciálne veľmi blízky drnavskej sérii. Na nej leží pruh arkóz, považovaný Zoubkom za perm. (Toto súvrstvie nikde nejaví príznaky červeného sfarbenia, ktoré je typické pre permský útvar v západokarpatských jednotkách.) Ak sa toto kryštalinikum s fylitovou sériou a so sériou arkóz pričleňuje k veporidám, potom na nich ležiace gemeridné jednotky (karbón magnezitového vývinu, staršie spodnokarbónske série so železorudnými ložiskami železníckymi a rákoškými) by musely mať koreňové zóny ďaleko na juhu a v bezprostrednom susedstve veporíd by sa ocitla koreňová zóna najzápadnejšej časti severogemeridnej jednotky. Potom však malé masívy žúl, ktoré vystupujú uprostred predstrednokarbónskych sérií pri Železníku a pri Turčoku by nebolo možné vysvetľovať ako odnože žulo-

vého masívu Kohúta. Treba uvažovať či nie je prirodzenejšie považovať južnejšie časti kryštalinika tisoveckej zóny za gemeridné. Potom by násun severogemeridnej jednotky bol d'aleko menší. Severogemeridná synklinála by predstavovala čelnú časť tohto príkrovu. Jej pokračovaním na západ sú pravdepodobne muránske gemeridné kryhy, ktoré aj P o u b a (1951) považuje za okrajovú zónu gemeríd. V smysle platných názorov o príkrovoch veľkosť presunu smerom na východ by sa mala zmenšovať, keďže sa tu v čelnej časti objavujú aj staršie členy: fylitdiabázová séria a pri Košiciach aj porfyroidová séria. Blízke faciálne vzťahy medzi strednokarbónskym súvrstvím severogemeridnej synklinály a Čiernej Hory by tomu tiež nasvedčovali.

VZŤAH PERMSKÝCH A MEZOZOICKÝCH SÚVRSTVÍ K ZRUDNENIU

V severogemeridnej synklinále je celý rad významných rudných žíl. Sú rozložené zväčša v sériách predpermských. Niektoré zo žíl prerážajú aj do verukána, najmä do bazálnych slepencov a to žily na Gretli, rudnianske žily, žily pri Novoveskej Hute, žily pri hájovni Galmus, menšie žily východne od Krompašskej skaly, žily na ložisku Lúcia južne od Kluknavy a iné, menej významné.

V mezozoických sériách význačnejšie rudné žily sa nezistily. Nie div, že zrudnenie sa všeobecne považovalo za paleozoické. Žily boli síce uvádzané aj z triasu (S c h m i d e g g 1944), ale len ako výnimočné, a to z verfénskych vrstiev a wettersteinských vápencov Suchého vrchu pri Poráči (spekularit, chalkopyrit, metasomatický ankerit a kremeň). A n d r u s o v (1951) zaoberajúc sa prednedávnou povahou a rozložením žíl v oblasti medzi Novoveskou Hutou a Krompachmi vyslovil názor, že väčšina rudných žíl v tejto oblasti je popermská, ale predtriasová. Sú viazané na systém puklín vzniknutých po zvrásnení paleozoických sérií. Po začlenení značnej časti červenej série, považovanej za verukáno, k verfénu sa ukázalo, že vo verfénskom súvrství je celý rad menších rudných výskytov tej istej metalogenetickej príslušnosti ako žily v paleozoiku. Doterajší názor na predmezozoický vek zrudnenia je pochopiteľný, keďže významnejšie rudné žily sa tu nenašli v druhohorných súvrstviach a menšie výskyty rúd vo verfénskych vrstvách boli pričleňované do verukána. Ak sa však na otázku zrudnenia dívame pod zorným uhlom vyššie rozvedených stratigrafických a tektonických názorov, potom doterajší názor na vek zrudnenia musíme ak nie celkom tak a p o ň z č a s t i p o z m e n i ť. Rozsiahle pukliny, vyplnené hrubými rudnými žilami, aké sú v Rudňanoch,

v Slovinkách na Klipbergu, Gretli a inde, možno spojovať buď s uvoľňovacími hercýnskymi pohybmi odohrávajúcimi sa v perme alebo s alpínskou tektonikou. Rozloženie rudných žíl, pomerne malá tektonická rozbitnosť niektorých žíl a slabé zvrásnenie hovorí za ich potektonickú inde syntektonickú povahu. Ak pritom uvažíme, že rudonosné série boli zvrásnené alpským zvrásnením, zdá sa logickejšie také žily považovať za alpínske. Pritom poznamenávam, že smer žíl v oblasti Sloviniek a Rudnianska zhruba V—Z, západnejšie VSV—ZJZ je zväčša shodný so smerom bridličnatosti a so smerom alpínskej severogemeridnej synklinály. Ich sklon je prevažne na juh. Proti názoru o spätosti väčšiny rudných žíl severogemerských s permskými puklinami svedčí ešte niekoľko okolností.

Pukliny boli početné aj v sedimentačnom priestore verukánskom. Po nich dochádzalo k výlevom kremitých porfýrov. Predsa však v porfyroidovom vývine verukána rudné žily nie sú časté. Najvýznamnejšie ložisko je tu chalkopyrit-tetraedritové ložisko Vodná Baňa pri Košickej Belej a to je tiež akiste porfýrované. Proti permskému veku rudných žíl ďalej svedčí ich povaha vo verukánskych slepencoch. Ak totiž rudné žily vznikali v perme alebo koncom permu, verukánske slepence v tom čase neboli dostatočne spevnené. Sotva by sa v nich vytvoril systém roztvorenejších puklín. Rudné roztoky by prenikali do tmelu. Zvyšovali by spevňovanie slepencov. Zdá sa však, že slepence pri vytváraní rudonosných puklín boli značne spevnené.

Akiste k objasneniu veku zrudnenia prispeli by zistenia prejavov diferenciačných alpínskych pohybov na rudných žilách v miestach, kde tieto pretínajú styk hornín odlišnej plasticity. Takéto javy nie sú zatiaľ známe.

To všetko by nasvedčovalo, že rudné žily sa zväčša vytvorili za alpínskeho vývinového cyklu, najskôr po vyvrásnení gemeríd.

Pravda, zostáva vysvetliť, prečo sa zatiaľ nenašli významnejšie žily v mezozoických súvrstviach. Domnievam sa, že príčiny sú v prvom rade tektonickej povahy.*) Je to predovšetkým synklinálna poloha druhohorných sérií, ďalej plasticita a nepriepustnosť vrchnoverukánskych a verfénskych sérií a napokon čiastočne odlišnejší tektonický ráz vápencovo-dolomitických komplexov, vyplývajúci z „odlupnosti“.

*) Treba však poznamenať, že sa venovala zatiaľ minimálna pozornosť tektonickej povahe rudných žíl, a preto i fakty, ktoré som vyššie uviedol, treba brať len ako podnet k výskumu v tomto smere.

Druhohorné série sú viazané na jadrovú časť severogemeridnej synklinály. Významnejšie rudné žily sú však rozložené najčastejšie pozdĺž jej južného krídla, najmä v ohybe sedlovej časti antiklinály. Do permu zasahujú tam, kde v tomto krídle leží, teda zväčša do jeho najjužnejších polôh (Rudňany, Gretla), ďaleko od osi synklinály. Domnievam sa, že rozloženie žíl pozdĺž ohybu sedla antiklinály je s hľadiska mechaniky celkom pocho-piteľné. Pukliny sa totiž vytvárajú v miestach najviac namáhaných, vo vrchnej časti krídiel, najmä pri ich sedlovej časti. Tento problém je v gemeridách mimoriadne vážny a v budúcnosti si zasluhuje, aby bol predmetom rozsiahlejších štúdií. Ide koniec koncov o to, či sa mohli vytvárať rozsiahlejšie žilné ložiská v gemeridných synklinálach s jadrovou výplňou druho-horných komplexov.

Mladšie bridličnaté výviny verukána a verfénske vrstvy v dôsledku ich plasticity nie sú pre vytváranie puklín vhodným materiálom. Pri namáhaní skôr podliehajú vyvalcovaniu. Nie sú teda ani vhodným súvrstvom pre vytváranie rudných žíl. Ich hrubšie polohy vytvárajú akúsi „clonu“ (Z o u b e k, 1938, B a l l o g h, 1944) nad pásmami puklín, ktoré prebiehajú v predpermských horninách, ktoré stratili svoju pôvodnú plasticitu už za hercýnskeho vrásnenia. Táto „clona“ zabraňuje prenikaniu rudných roz-tokov do nadložných rigidnejších vápencovo-dolomitických súvrství. Ba už aj v podložných verukánskych slepencoch nie sú voľajaké priaznivé pod-mienky pre vznik rozsiahlejších pravidelných puklín. V Rudňanoch v tých-to slepencoch obidve hlavné žily majú nerovnakú hrúbku, strácajú svoju pravidelnosť a teda aj hodnotu, akú majú v starších sériách, ktorými prerá-žajú. Obdobné pomery sú aj na Gretli, kde sa žila vo verukánskych slepen-coch rozprskáva. Teda už v samotných slepencoch dochádza k doznievaniu puklín. V tomto smere sú priaznivejšie podmienky v triasových vápencoch a dolomitoch. Pravda, tieto len miestami nemajú v podloží hrubšiu ver-fénsko-verukánsku „clonu“. V tomto stredno-vrchnotriasovom súvrství však pristupuje ďalší zjav, ktorý nie je priaznivejší pre pokračovanie puklín z hlbších pásem z paleozoických súvrství, a to je ich odlišnejší tektonický štýl, zvlášť pokiaľ ležia ďalej od osi synklinály, kde často postrádajú hrubší verfénsko-verukánsky vankúš. Pri vrásnení sa totiž často „odlupujú“. V ich podloží sa vytvára výrazná diskordancia a často prekonávajú aj menšie pohyby. Systém puklín, ktorý sa vytvorí v ich podloží, končí potom na ploche diskordancie.

Rudné roztoky vystupujúce po puklinách z podložia môžu však vo veru-kánskych a verfénkových vrstvách vytvoriť i m p r e g n a č n é prípadne impregnačno-metasomatické l o ž i s k á, sledujúc plochy bridličnatosti. Niektoré ložiská Fe rúd na báze vápencov a dolomitov mohli by mať taký

pôvod. Keď rudné roztoky preniknú k báze vápencovo-dolomitického podložia, vytvárajú metasomatický ankerit, prípadne siderit (Suchý vrch). Slabé zrudnenie tohto typu možno pozorovať na puklinách dolomitov a vo vápencoch na báze vápencovo-dolomitického súvrstvia na východnom svahu Krompašskej skaly, a to v pásme, kde v podložnom verfénskom a verukánskom súvrství sú žily spektularitu, kremeňa a malachytu. Vápence sú zčasti prekryštalované a obohatené prínosom Fe a najmä SiO_2 . Pri hájovni Galmus na okraji nevel'kého okna s tenkým verfénom vynárajúcim sa zpod dolomitov a vápencov možno sledovať rovnaké príznaky zrudnenia v dolomitoch a vo vápencoch ako na východnom svahu Krompašskej skaly. V podložnom verfénsko-verukánskom komplexe sú tu rozložené žily. V súvrství červených bridlíc je šošovka hematitu, ktorá vznikla pravdepodobne impregnáciou. I keď sa spätosť značnej časti rudných žíl s alpínskou tektonikou zdá byť pravdepodobnejšia, bolo by nesprávne celkom nahradzovať jednu všeobecnú teóriu teóriou druhou. Bude potrebné všímať si tektonické detaily jednotlivých rudných žíl, a to najmä v miestach styku hornín rôznej plasticity. Pokiaľ by boli zjavné účinky diferenciačných pohybov na študovaných rudných žilách, treba potom uvažovať o ich hercýnskom veku. Treba i ďalej všímať si povahy ložísk vo verfénskych slepencoch. Ak sú totiž ložiská skutočne permské, potom netreba zabúdať, že permské slepence neboli ešte v dobe vzniku puklín dostatočne spevnené. To by sa malo potom odrážať jednak v osobitnom type puklín a v impregnáciách rudných roztokov do málo spevnenej horniny.

S Ú H R N

Práca podáva základné rysy tektonickej stavby severnej časti gemeríd, predovšetkým v strednej a východnej časti, tzv. severogemeridnej synklinály. Prináša súčasne nové stratigrafické a tektonické poznatky, ktoré možno shrnúť do týchto bodov:

1. V severnej časti gemeríd je rozsiahla severogemeridná synklinála. Spodnými členmi krídiel tejto synklinály sú porfyroidová séria, fylit-dibázová séria a strednokarbónska séria. Jadrovou výplňou synklinály je verukáno, verfénske vrstvy, strednotriasové a vrchnotriasové vápencovo-dolomitické komplexy.

2. Spodnejší oddiel Z e l e n k o v e j „červenej série“ — verukáno — je suchozemsko-limnickým vývinom. Verfénske vrstvy sú naopakorskými usadeninami. Stratigrafické začlenenie posledných je paleontologicky podložené. Kritériá pre rozlišovanie týchto dvoch oddielov v teréne sú jednoznačné a vyplývajú zo stratigrafického členenia týchto sérií.

3. Verukánsku formáciu možno ďalej členiť, a to na

1. a) slepencový vývin,
- b) porfyroidový vývin.

2. Bridličnatý vývin.

Slepencový vývin je okrajovým vývinom sedimentačného priestoru verukánskeho, porfyroidový vývin je jeho časovým ekvivalentom vzdialenejším od okrajov sedimentačného priestoru. Bridličnatý vývin je mladším vývinom. V porfyroidovom vývine je po prvý raz popísaný výskyt bázejších hornín, a to kremitých diabázov.

4. Na prechode medzi bridličnatým vývinom verukána a verfénskymi vrstvami je slepencovo-pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie. Je to akiste faciálny ekvivalent spodnej časti kremencov veporidných a tatridných sérií. Prevažná časť verfénskych vrstiev má bridličnatý vývin s vložkami jemnozrnných pieskovcov a s tenkými polohami karbonatických hornín. Stratigraficky zodpovedá zeissu a spodnej časti kampilu. Vo vrchnejšej časti tohto súvrstvia sú miestami rauwacky a anhydrit-sadrovcové ložiská. Najvyšším oddielom verfénskych vrstiev je súvrstvie slienitých bridlíc, slieňov, doskovitých kremencov a vápnitých pieskovcov.

5. Medzi verukánom a verfénskym súvrstvom nie je stratigrafická diskordancia.

6. Faciálny vývin verukána a verfénu svedčí o tom, že predpermské vrásnenie v gemeridách nevytvorilo výraznejšie horstvá.

7. Strednokarbónske súvrstvie detritického vývinu na svahoch Sl'ubice nenáleží gemeridám, ale je súčasťou kryštallického jadra Sl'ubice. Pri Vojkovciach bola v ňom najdená flóra, zodpovedajúca rozpätiu vestfalu A až neskorému vestfalu C.

8. Petrografický charakter bazálnych transgredujúcich paleogénnych slepencov je závislý od rozloženia stredotriasových a vrchnotriasových vápencovo-dolomitických komplexov. Poukazuje na to, že začiatkom paleogénu priestorový rozsah vápencov a dolomitov bol zhruba shodný s dnešným rozsahom.

9. V spodnej časti nadložného flyšového súvrstvia bola nájdená bohatá fauna (zatiaľ nespracovaná) a veľmi zaujímavá flóra. Podľa zbežného určenia prof. Němeca jedná sa o veľmi starú tret'ohornú rastlinnú spoločnosť.

10. Stredotriasové a vrchnotriasové vápencovo-dolomitické súvrstvie nevytvárajú osobitné príkrovové trosky. Staršie členy severogemeridnej synklinály sú ich autochtónom. Majú však v pomere k nim dvojaké tektonické postavenie:

a) v jadre synklinály sú hlbšie zvrásnené a majú miestami „bradlový ráz“,

b) vytvárajú kryhy „odlupnuté“ od svojho podložia a oddelené tektonickou diskordanciou.

11. Severogemeridná synklinála má os prevažne sklonenú na juh, prípadne na juhozápad. Jej severné krídlo a jadrová časť sú detailnejšie zvrásnené vrásami druhého radu.

12. Severogemeridná synklinála je tektonickou jednotkou alpínskou, ktorá vznikla ďalším vývinom sedimentačnej jednotky hercýnskej. Jej predpermské členy boli zvrásnené hercýnskym vrásnením, v dôsledku ktorého stratili svoju plasticitu. Počas alpínskeho vrásnenia bola jednotka sunutá na sever. V predpermských členoch došlo ku zvýšeniu metamorfózy a bridličnatosti a napokon ku vzniku puklín. Za tohto vrásnenia dochádzalo pri presune k diferenciačným pohybom jednotlivých členov a k lokálnemu vyvalcovaniu plastickejších pokarbónskych súvrství.

13. Pri formovaní tektonického charakteru severogemeridnej jednotky, pri presune sa uplatňovalo kryštalicke jadro masívu Sl'ubice a Čiernej Hory. Popaleogénny zdvih kryštalickeho jadra znamenal skomplikovanie vzájomného pomeru okrajovej časti gemeríd a veporíd (prípadne tatrid).

14. Rudné žily v severogemeridnej synklinále sú viazané na systém puklín, ktoré zdá sa, že sú najčastejšie rozložené v ohybe sedlovej časti antiklinály, a to v členoch predpermských a v spodnoverukánskych slepencoch. Menšie rudné výskyty tej istej paragenetickej príslušnosti ako v starších sériách sú však časté aj v druhohorných súvrstviach. Na základe toho, opierajúc sa tiež o tektonickú povahu žíl, usudzujem, že aj značná časť rúd v starších sériách je geneticky spätá s alpínskym vývinovým cyklom.

15. Význačnejšie ložiská v mezozoických súvrstviach severogemeridnej jednotky zatiaľ neboli zistené. Tektonická povaha týchto súvrství mala nepriaznivý vplyv na vytváranie rozsiahlejších rudných žíl. Predovšetkým to bola synklinálna poloha týchto súvrství nepriaznivá pre vytváranie puklín a plastičnosť verfenských a verukánskych hornín. Tieto plastické súvrstvia, ktoré ležia v podloží vápencov a dolomitov, vytváraly clony, zabraňujúce výstupu rudným roztokom do nadložných komplexov. A napokon „odlúpnosť“ a kryhovité uloženie vápencov a stredno-vrchnotriasových dolomitov pôsobila rovnako v tom smere nepriaznivo. Bolo by logické na spodu bridličnatého súvrstvia verukána, prípadne verfénu, očakávať ložiská impregnačné a impregnačno-metasomatické.

*Slovenský ústredný ústav geologický
v Bratislave*

- Ahlburg J., 1905: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. MJUGA XX. Budapest.
- Andrusov D., 1937: La structure tectonique des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer en Slovaquie. CRSSGF 11. Paris.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha.
- Andrusov D., 1951: O povahe sorkupenia rudných žil v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. GS II. Bratislava.
- Andrusov D.—Maheľ M., 1949: Zpráva o geologickom výskume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia vzhľadom na možnosť pokračovania rudných žil pod druhohorami. (Rukopis.)
- Balogh K., 1948: Beiträge zur Geologie des Gömör. JUGA, Budapest.
- Belcer J. N., 1952: K voprosu o fazach formirovanija struktur krivorožskoj metamorfičeskoj polosy. IAN. Moskva.
- Belousov V. V., Obščaja geotektonika. Moskva.
- Belousov V. V.—Gvozskij M. V.—Gorjačev A. V., 1951: I. O strukture Vostočnych Alp v sviazi s nekotorymi obščimi tektoničeskymi predstavlenijami BMOIP geologičeskij 2. XXVI, Moskva.
- Belousov V. V.—Gvozskij M. V.—Gorjačev A. V., 1951: II. Dočetvertičnaja istorija Vostočnych Alp. BMOIP Geologičeskij XXVI. Moskva.
- Böck H., 1905: Beiträge zur Gliederung des Szepes-Gömör Erzgeb. JUGA. Budapest.
- Brongulejev V. V., Melkaja skladčatost' russkoj platformy. Moskva.
- Cornelius P., 1952: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken. MGGW 42—43. Wien.
- Csisko A., 1943: Der geologische Bau des „Slowakischen Paradieses“. (Zips-Gömörer Kalkgebirge) Lotos, 88. Praha.
- Fridrich O. M., 1942: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. BHM. Wien.
- Földváry Al., 1940: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Kassa. JUGA, Budapest.
- Földváry Al., 1941: Montangeologische Aufnahme des Vasberges von Kassa und Kassaer Havas. JUGA, Budapest.
- Foetterle F., 1868: Vorlage der geol. Aufnahmekarten des N-lichen Teiles des Gömörer Comitatus etc. VGRA. Wien.
- Fourmarier P., 1937: Considérations générales sur le développement de la schistosité dans les terrains plissés. International Geological congress, report of the XVII session. Moscow.
- Fusán O., 1951: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika gemeríd, GS I. 2—3—4. Bratislava.
- Fusán O.—Kantor J.—Kamenický J., 1951: Krátky prehľad geologických, petrografických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. (Posudok.) Bratislava.
- Hauer Fr., 1869: Geologische Übersichtskarte der Öster.-Ung. Monarchie. JGRA. Wien.
- Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie jichoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG XVIII. Praha.
- Ilavský J., 1951: Povaha rudných žil v Špišsko-gemerskom rudohorí. UR I. Praha.

- Ivanov M., 1952: Zpráva o výsledku geologického výskumu oblasti rudných žíl južne od Kluknavy. Rukopis.
- Jung J.—Roques U., 1952: Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Paris et Liège.
- Kamenický J., 1950: Bázické eruptívna spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. GS I, 1. Bratislava.
- Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. GS II. Bratislava.
- Kettner R., 1919—1920: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského rudohoří mezi Gelnicí a Dobšinou. Sbor. SGÚ I. Praha.
- Kettner R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpr. ČAVU II. XLII. Praha.
- Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. GS I. Bratislava.
- Maheľ M., 1950: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. GS I, 1. Bratislava.
- Maheľ M., 1951: Geologické pomery okolia Železníka. Rukopis.
- Maheľ M., 1952: Príspevok k stratigrafii východnej časti gemeríd (západné okolie Košíc). Rukopis.
- Matějka A.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la Géologie des Carpates occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. SGÚ 13 A. Praha.
- Papp K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. Ungar. Ackerbau. Ministerium unterstehendes ungar. geol. Anstalt. Budapest.
- Posevitz F., 1908: Der süd-w. Teil des Brányiskógebirges in der Gegend von Sztatwin und Vojkóc. JUGA. Budapest.
- Pouba Zd., 1951: Geologie střední části Muráňské plošiny. Sbor. ÚÚG XVIII. Praha.
- Rösing Fr., 1949: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). ZDGG 99. Bonn.
- Rozložník P., 1913: Die Montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. MJUGA XIX. Budapest.
- Rozložník P., 1913: Geologische Notizen über Dobšiná. JUGA. Budapest.
- Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. GH 5. Budapest.
- Schafarzík F., 1902: Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in den Komitaten Gömör und Szepes. FK. Budapest.
- Schatský N. S., 1937: Orogenic phases and Folding.
- Schmidegg O., 1944: Kotterbach (Slowakei); Bericht über geologische Aufnahme im Bergbauggebiet. Rukopis.
- Schönenberg R., 1946: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömör Erzgebirges (Karpathen). ZDGG 98. Bonn.
- Schönenberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Ein Beitrag zur Altersfrage der Zipser Granite ZDGG 99. Bonn.
- Stejskal J.—Vachtl J., 1934: Příspěvek k poznání geologických poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Věst. SGÚ XX. Praha.
- Stille H., 1952: Das subsequeute Magmatismus. Berlin.
- Šuf J., 1930: Poznámka o zkamenelinách z nových karbónských a triasových lokalit ze severního okolí Dobšíně a od Kobeliarova na Slovensku. Věst. SGÚ VI. Praha.
- Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. JGRA. Wien.

- Trapl, 1930: Karbonské rastliny od Dobšíné. Věst. SGÚ VI. Praha.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- Uhlig V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. SAW CXVI. Wien.
- Vachtl J., 1938: O karbone mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohory). Sbor. SGÚ XII. Praha.
- Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech sev. od Dobšíné. Rozpr. ČAVU II. XXI. Praha.
- Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů území severozápadně od Košic. Věst. SGÚ III, 45. Praha.
- Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompach na Slovensku. Věst. SGÚ III, 1. Praha.
- Zoubek Vl., 1930: Geologické studie z koreňové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. Věst. SGÚ VI, 4—6. Praha.
- Zoubek Vl., 1936: Poznámky o krystaliniku záp. Karpát. Věst. SGÚ XII, 6. Praha.

Vysvetlivky skratiek

- BHM — Berg. u. Hüttn. Monatshefte. Wien.
- BMOIP — Bjueten moskovskogo obšč. ispitatelyj prirody. Moskva.
- CRSSGF — Compte rendu des séances de la Soc. géol. de France. Paris.
- GS — Geologický sborník. Bratislava.
- IAN — Izvestija akademii nauk. Moskva.
- JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- JUGA — Jahresberichte d. kgl. ung. geol. Anst. Budapest.
- Knih. SGÚ — Knihovna Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- MGGW — Mitteilungen der geol. Gesellschaft in Wien. Wien.
- MJUGA — Mitteilungen a. d. Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anstalt. Budapest.
- Rozpr. ČAVU II — Rozpravy České akademie věd a umění. Třída II. Praha.
- Sbor. SGÚ — Sborník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- Sbor. ÚÚG — Sborník Ústředního ústavu geologického. Praha.
- UR — Uhlí a rudy. Praha.
- Věst. SGÚ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- VGRA — Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- ZDGG — Zeitschrift d. Deutschen geol. Gesellschaft. Stuttgart.

МИХАИЛ МАГЕЛЬ

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СЕВЕРОГЕМЕРИДНОЙ СИНКЛИНАЛИ

Северная — лобная — часть гемерид представлена большой синклиналью, которую мы называем северогемеридной. Она тянется вдоль всех гемерид от окрестностей гор. Добшина к гор. Кошице. В западной части она имеет направление ЗЮЗ-ВЗВ, в средней части — западо-восточное, в восточной вновь ЗСЗ-ВЮВ. Ядро синклинали образовано слоями веррукано, верфена и известняково-доломитовой толщи среднего и верхнего триаса, крылья — среднекарбонской толщей, филлит-диабазовой и гелницкой сериями.

Веррукано представлено: а) конгломератовой серией с одиночными горизонтами кварцевых порфиров, б) порфиroidной серией и в) серией сланцев. Стратиграфическое положение первых двух одинаково, но отложение их произошло в разных зонах осадкообразования. Первая является терригенным осадком, вторая — лимническим, содержащим большое количество обломков вулканических пород. Серия сланцев самая младшая; отложилась она также в пресноводном озере. Слои верфена носят отчасти флишевый характер. В основании толщи находятся литоральные аркозово-песчанистые сланцеватые слои, которые стоят на переходе от веррукано к верфену. Найденные окаменелости показывают, что главную массу верфенских слоев надо отнести к сейским слоям и только часть к кампильским. В них встречаются эффузивные и гипабиссальные, основные и ультраосновные породы. В верхней части свиты местами развиты кавернозные доломиты, гипс и ангидрит. Верхи верфена представлены свитой мергелистых сланцев, известковых песчаников и кварцитов. Свита эта относится к кампилю. Преобладание пелитовых осадков в верхней части веррукано и верфенских слоев и тот факт, что первое терригенное отложение альпийского этапа было отделено лишь небольшим промежутком времени от веррукано, которое является последней формацией герцинского этапа, показывают, что проявления герцинской складчатости в гемеридах были слабые. Герцинская тектоническая единица служит основанием, на котором развивается альпийская тектоническая единица.

В северогемеридной синклинали наблюдаются складки второго порядка. Ее опрокинутое северное крыло местами надвинуто на кристаллическое ядро массива Чиерна гора. Ось синклинали, оси второстепенных складок и направление сланцеватости отдельных свит совпадают с протяжением в длину кристаллического ядра. Это последнее имело следовательно влияние на тектоническое формирование северогемеридной синклинали. В тектоническом отношении залегание триасовой известняково-доломитовой свиты, которая является самым младшим членом северогемеридной синклинали, двоякое: местами она глубоко захвачена в ядро синклинали и часто имеет характер клипп, местами же — в особенности там, где она образует мощные горизонты — слои „отколоты” от своего основания, лежат несогласно и образуют нечто вроде тектонических глыб. Это показывает, что здесь нет отдельного покрова, как предполагали до сих пор. Фация, тектоническое положение глыб и то, что они отчасти сложены в складки в ядре синклинали — все свидетельствует о том, что они несомненно соединены с нижними членами синклинали. Если у отдельных глыб и были самостоятельные движения, то это были движения незначительные — так называемые дифференциальные, — которые произошли при складкообразовании и надвиге северогемеридной единицы.

Рудные жилы находятся главным образом в южном крыле северогемеридной синклинали. Самые крупные проникают в нижнюю часть пермской толщи, т. е. в конгломератовые слои. В более молодых свитах также наблюдается целый ряд небольших рудных залежей той же парагенетической ассоциации. Тектонический характер рудных жил заставляет меня предполагать, что главное оруденение северогемеридной синклинали связано с альпийской тектоникой.

Перевод со словацкого В. Андрусовой

*Словацкий центральный научно-исследовательский геологический институт,
Братислава*

EINIGE PROBLEME DER NORDGEMERIDEN SYNKLINALE

Im Nordteil der Gemeriden ist eine ausgedehnte Synklinale ausgebildet, welche ich die Nordgemeride benenne. Sie erstreckt sich in der ganzen Länge der Gemeriden, von dem Gebiet von Dobšiná nach Košice. Sie zeigt im Westen west-südwestliche-ost-nord-östliche, im mittleren Teil west-östliche und im östlichen Teil west-nordwestliche-ost-südöstliche Richtung. Die Ausfüllung der Synklinale bilden nur durch alpine Gebirgsbildung betroffene Glieder, die unteren Glieder der Flügel der Synklinale sind dagegen ältere, durch alpine und hercynische Gebirgsbildung betroffene Glieder. Zu den ersteren gehören: Verukano, werfener Schichten und kalkstein-dolomitische Komplexe des mittleren und oberen Trias. Zu dem zweiten gehören dagegen: mittelkarbone Schichtenkomplexe, die Phyllitdiabasische Serie und die Gelnicaer Serie. Jedes der erwähnten Glieder stellt eigentlich ein eigenartiges Entwicklungsstadium der Nordgemeriden Synklinale dar. Der Aufsatz erbringt neue stratigraphische und tektonische Erkenntnisse. Zuerst führe ich den Arbeitsbeitrag vom stratigraphischen Standpunkt aus an. Zwischen den Gliedern des Kernes der Synklinale nehmen den grössten Teil Verukano und die werfener Schichten ein. Petrographisch stehen die einzelnen Serien sehr nahe zueinander, zumal das vorherrschende Gestein in beiden der buntfarbige, überwiegend rote, thonhaltige Schiefer ist. Sie wurden allgemein als eine einheitliche Serie die „Rote Serie“ bezeichnet. Man gliederte sie an das Perm an. In das Werfen wurde nur der dünne Schichtenkomplex des mergelhältigen und mergelsandhaltigen Schiefers eingereiht, welchen schon Štúr paläontologisch nachwies. Unlängst gliederte ich (M a h e l, 1950) die Rote Serie in zwei Teile, und zwar das Verukano und die werfener Schichten, auf Grund genügend bezeichnender Kriterien. Jeder Teil ist eigentlich ein Serienkomplex. Im Verukano können wir folgende Serien unterscheiden; a) eine Konglomeratenserie mit einzelnen Lagen von Quarz-Porphyrten, b) eine Porphyroidenserie und c) eine schieferartige Serie. Die beiden ersteren sind stratigraphisch identisch, je einem anderen Teil des Sedimentationsraumes entsprechend. Die erstere zeigt terrigene Entwicklung, die zweite limnische mit reichem vulkanogenen Material. Die schieferartige Serie ist jünger, limnisch. Die werfener Schichten sind marinenursprunges. Auf der Basis ist ein arkosischer-sandsteinig-schieferartiger Schichtenkomplex. Dieser bildet den Übergang vom Werfen zum Verukano, und man kann ihn als eine litorale Fazies des von Süden rasch transgredierenden Meeres betrachten. Die schieferartig-sandsteinige Hauptmasse der werfener Schichten wurde nach paleontologischen Funden als Zeiss und teilweise als Kampil festgestellt. In ihrer Mitte befinden sich basische Effusive und Lagervulkanite: Diabas-Porphyrte, Peridotite, Lersolite und Serpentine. Im oberen Teil der Serie sind stellenweise Rauwacken, Gypssteine und Anhydrite entwickelt. Der höhere Abteil der werfener Schichten ist ein Schichtenkomplex von mergelhältigen Schiefen, kalkhaltigen Sandsteinen und Quarziten, welche dem Kampil entsprechen. Diese jüngere Serie der werfener Schichten bezeugt den Übergang vom detritischen Teil der Flyschoiden Formation der werfener Schichten zur karbonatischen Formation, welche mächtige Komplexe von Kalksteinen und Dolomiten des mittleren und oberen Trias aufbaute. Die terrigene Formation der werfener Schichten und die karbonatische Formation muss man als die ersten Formationen der alpinen Entwicklungsstufe betrachten, die verukanische Formation stellt das letzte Entwicklungsstadium des hercynischen Cyclus dar. Das Überwiegen peli-

tischer Sedimente im höheren Teil des Verukano und in der terrigenen Formation der werfener Schichten, als auch die kurze Zeitspanne der anfänglichen terrigenen Alpen-Formation zeugen von der schwachen Intensität der hercynischen Gebirgsbildung in den Gemeriden. Die alpine Einheit entwickelt sich hiebei auf Grunde der hercynischen Einheit.

Es ist bezeichnend, dass die Nordgemeride Synklinale die spezielle Entwicklung der älteren, vorverukanischen Glieder aufweist. Die unterste von ihnen ist eine porphyroide Serie. Es ist das ein Flysch-Schichtenkomplex mit Lagen effusiver und intrusiver Quarzporphyre. Man kann in ihr nicht — wie in anderen Teilen der Gemeriden — eine selbständige sedimentäre und eine selbständige vulkanogene Serie unterscheiden. Auf ihr liegt eine ebenfalls Flysch-Serie, phyllit-diabasisch genannt, mit Lagen von Diabasen und ihrer Tuffe. Sie ist gleichfalls typisch für den Nordteil der Gemeriden. Das jüngere vorverukanische Glied ist ein mittelkarboner Schichtenkomplex, in detritischer Entwicklung, Bint-Kotterbach'sche Entwicklung genannt. Neben dieser tritt untergeordnet und lokal auch die schieferartige karbonatische Entwicklung des mittleren Karbon auf. Im Aufsatz ist eine neue Lokalität mit Flora angeführt, welche das westfälische Alter bestätigt (Westfal A—C). Es ist das der erste Fund einer Flora im Karbon des südlichen Randes des S'ubicamassivs.

Alle beschriebenen Glieder entstanden während der Alpen-Gebirgsbildung. Es liegen auf ihnen transgressiv tertiäre Schichtenkomplexe, welche zum sogenannten Podhaler Flysch gehören. Ihr basaler Teil — die Konglomerate — weisen eine bunte Zusammensetzung auf, welche durch den Reflex des petrographischen Charakters der älteren Serien die in der Nähe anstehen, entstand. Beachtenswert ist vor allem die Verteilung der kalkstein-dolomitischen Konglomerate, welche räumlich mit der heutigen Verbreitung der kalkstein-dolomitischen Schichtenkomplexe der nordgemeriden Synklinale ungefähr übereinstimmen. Demnach kann man annehmen, dass die räumliche Verteilung der Kalksteine und Dolomite des mittleren und oberen Trias mit ihrer heutigen Verbreitung übereinstimmt. Im unteren Teil der hangenden Flysch-Schichtenkomplexe des Paleogens fand man eine Flora, welche den ältesten tertiären Pflanzengemeinschaften angehört. Die transgressive und diskordante Lage der paläogenen Schichtenkomplexe auf den Gemeriden-Gliedern zeugt davon, dass sich die Gebirgsbildung der Nordgemeriden Synklinale vor dem Paläogen abspielte, resp. in seinem untersten Teil.

Die Nordgemeriden-Synklinale selbst hat beide Flügel nur im Ostteil von Košice bis Krompachy aufgedeckt. Es handelt sich um das Gebiet, wo die Synklinale mit ihrem umgekehrten Nordteil auf den Gliedern des Kerngebietes der Čierna hora und des Branisko liegt. In diesem Teil kann man die allgemeine Neigung der einzelnen Glieder der Synklinale gegen Süden feststellen, resp. gegen Südwesten. Der Nordflügel und der Kernteil bilden Falten zweiten Ranges. Die Axe der Synklinale und die Axen der sekundären Falten als auch die Richtung der Schieferung bei den einzelnen Schichtenkomplexen stimmen mit dem Verlauf des krystallinischen Kernes überein. Es ist daher offenbar, dass sich der krystallinische Kern bei der tektonischen Ausgestaltung des Ostteiles der Nordgemeriden-Synklinale während ihrer Überschiebung geltend machte. Im Westteil der Synklinale hat diese einen weniger zusammengedrückten Charakter. Ihr Nordflügel ist zum Grossteil der Forschung unzugänglich, da er gewöhnlich mit Paläogen bedeckt ist.

Es erübrigt sich noch die zweierlei tektonische Position des jüngsten Gliedes der Nordgemeriden Synklinale zu erwähnen, und zwar der kalkstein-dolomitischen Schichtenkomplexe des Trias. Sie sind stellenweise im Kern der Synklinale eingefaltet und

haben häufig „Klippen“-Charakter. Andernorts dagegen, hauptsächlich wo sie dicke Lagen bilden, sind sie von ihrem Liegenden abgeschehrt und durch tektonische Diskordanz abgesondert. Sie bilden dann eine Art tektonischer Schollen. Aus einer solchen Position kann man nicht folgern, dass es sich um eine spezielle Decke handelt. Ihr faziales Verhältnis, die tektonische Verteilung, die teilweise Einfaltung in den Kern der Synklinale zeugt von ihrer Verbundenheit mit den unteren, oben beschriebenen Gliedern der Nordgemeriden Synklinale. Von speziellen Überschiebungen irgendeiner kalkstein-dolomitischen Decke kann keine Rede sein. Insofern die einzelnen Schollen irgendwelche Bewegungen durchführten, unabhängig vom Liegenden, handelt es sich um kleine, sogenannte Differentiationsbewegungen, welche sich bei der Gebirgsbildung und Überschiebung der Nordgemeriden-Einheit abspielten.

Die Nordgemeride-Synklinale stellt den frontalen Teil der Gemeriden dar, welcher teilweise nach Norden überschoben ist. Der Umfang der Überschiebung verringert sich gegen Osten. Bei der Überschiebung kam es zu kleineren Differentiationsbewegungen an der Grenze der verschiedenartig plastischen Glieder. Bei den vorverukanischen Gliedern, welche schon anlässlich der mittelkarbonischen Gebirgsbildung gefaltet wurden, und daher der Plastizität bar waren, kam es während der alpinen Gebirgsbildung zur Erhöhung der Schieferung und zum Metamorphismus. Die nachkarbonischen Glieder, welche von der hercynischen Faltenbildung unberührt blieben, insofern sie plastisch waren, unterlagen häufig der Auswalzung und der detaillierten Faltenbildung.

Die Erzgänge sind hauptsächlich im Südflügel der Nordgemeriden-Synklinale verteilt. Man kann nicht vollkommen mit der bisherigen Anschauung übereinstimmen, laut welcher die Gänge am Ende des Perm entstanden. Eine ganze Menge bedeutender Erzlagerstätten reicht bis in die unteren Teile des permischen Schichtenkomplexes, und zwar in die Konglomeratenserie. In den jüngeren Schichtenkomplexen wurden keine bedeutenderen Erzgänge aufgefunden. Man kann aber in ihnen eine ganze Reihe praktisch bedeutungsloser Erzvorkommen derselben paragenetischen Zugehörigkeit auffinden, welcher die in den älteren Serien verbreiteten Gänge angehören. Es gibt zweierlei Möglichkeiten das Entstehungsalter der Erzgänge zu erklären, und zwar:

1. Die Erzgänge entstanden am Ende der hercynischen Entwicklungsetappe und füllten das System der Spalten aus, welche sich hauptsächlich bei dem erhöhten Südrand des Sedimentationsraumes (des inneren permischen Kessels) bildeten. Die Entstehung der Spalten ist mit den Spannungsbewegungen als Folgen der hercynischen Gebirgsbildung verbunden. Genetisch sind diese Gänge mit den Ergüssen der quarzhaltigen Porphyre, bzw. teilweise auch mit den Ergüssen der späteren werfener Basica verbunden. Die kleineren Erzvorkommen in den werfener Schichten und in den Kalksteinen und Dolomiten des mittleren und oberen Trias sind das Ergebnis der Auskangsphasen, bzw. der bedeutungslosen Alpinen-Erzbildungsphasen.

2. Es scheint jedoch logischer, die Haupterzbildung in der Nordgemeriden-Synklinale mit der alpinen Tektonik zu verbinden. Zu dieser Anschauung verleitet mich nicht nur die metallogenetische Verwandtschaft der Erzlagerstätten in den mesozoischen Komplexen mit den nordgemeriden Haupterzlagerstätten, aber auch der tektonische Charakter dieser Adern. Sie liegen gewöhnlich in der Richtung der Schieferung, tektonisch wenig zerschlagen und nicht gefaltet. Es erübrigt sich freilich noch zu erklären, warum bisher keine bedeutenderen Erzgänge in den mesozoischen Serien aufgefunden wurden. Der tektonische Charakter der mesozoischen Schichtenkomplexe übte gewöhnlich einen ungünstigen Einfluss auf die Ausgestaltung ausgedehnterer Erzgänge aus. Vor allem war die Synklinale Lage und Plastizität der werfener und verukaner Gesteine für die

Bildung von Spalten ungünstig. Die plastischen Schichtenkomplexe, welche im Liegenden der Kalksteine und Dolomiten lagen, bildeten Scheidenwände, die dem Aufstieg der Gase und den Erzlösungen den Weg in die hangenden Komplexe verwehrt. Ungünstig wirkte in dieser Hinsicht auch die Schälbarkeit — die tektonisch diskordante Lage der Kalksteine und Dolomiten des mittleren Trias im Verhältniss zum Liegenden. Stellenweise aber — dort wo die Erzgänge endeten, inmitten der plastischen werfener und verukaner Schichtenkomplexe, konnten sich Impregnationslagerstätten bilden.

*Slowakisches Geologisches Zentralinstitut
in Bratislava*