

K/12

JAKUB KAMENICKÝ

O HADCI PRI DANKOVEJ

(Tab. I—III—V—VI, ruské a francúzske resumé.)

Na severozápad od Dobšinej, v juhovýchodnom svahu Čuntavy (1199,5 m), na lokalite Danková (Dankesgrund) vystupuje medzi pestrými bridlicami spodného triasu a svetlými wettersteinskými vápencami pásma gemerid málo známa šupina hadca.¹

Prvý raz sa o čuntavskom hadci zmieňuje Illés (1904) a považuje ho za žilové teleso, vystupujúce v triasových vápencoch. Rakusz (1924) poukazuje zas na jeho minerálnu príbuznosť s dobšinským hadcom, s jeho minerálnym složením sa však bližšie nezaobera. V náhľadoch na vek čuntavského hadca, podobne ako aj iných známych hadcov Spišsko-gemerského rudohoria, panuje značná nejednotnosť. Proti starším názorom genetickej príslušnosti gemeridných hadcov k dobšinskému gabrodioritu a jeho paleozoickému veku [Rozložník (1935), Woldřich (1912 a 1913), Stejskal-Vachtl (1936) a iní] zdôrazňuje Kordjuk (1941) ich spodnotriasový vek. Andrusov (1949) najnovšie znova pripúšťa možnosť paleozoického veku dobšinského i čuntavského hadca.

PETROGRAFIA ČUNTAVSKÉHO HADCA

Čuntavský hadec (hustota 2,60—2,63) charakterizuje pokročilé štádium premeny. Menej serpentinizovaný hadec, s ktorým sa stretáme zriedka, býva tmavý až čierny s modravým nádychom. Hornina má masívny charakter s nápadnými, 3—6 mm veľkými bastitmi, ktoré jej dávajú pseudoporfyrickú textúru. Bazálna hmota porfyroblastov, vzniklých sukcesívnou serpentinizáciou horniny, je mikroskopicky drobnozrnná až skoro celistvá. Viac premenené horniny sú sivozelené so sivožltkavým nádychom.

¹ Označenie „hadec“ používam v práci len pre horninu v smysle petrografickom, kým „serpentinom“ označujem minerál chemického složenia $H_4Mg_3Si_2O_9$, ako to označil napr. Orlov (1931).

Podstatnú složku hadca pod mikroskopom tvoria serpentínové minerály. K nim pristupuje v nevelkom množstve magnetit, ilmenit, limonit a chlorit. V najmenej serpentinizovaných hadcoch nachádzame ojedinele aj zle identifikovateľné reliktý primárnych minerálov, patriacich rombickému a monoklinickému pyroxénu.

Serpentínové minerály čuntavského hadca vyznačujú sa značnou variabilitou modifikácií. Vyskytuje sa tu odroda vláknitá, jemne lístkovitá, celistvý i amorfný serpentín a bastit.

Zaujímavým zjavom hadca sú žilky serpentínu, ktoré sa po dĺžke i po šírke vyklíňujú a pripomínajú tak ploché šošovky. Žilky nervovite prestupujú horninu a vo výbruse majú tvar kanálikov. Kanáliky mávajú zpravidla mocnosť 0,2—5 mm a ich stavba býva veľmi rozmanitá. U menej premenených hadcov vystupujú len sporadicky, v intenzívnejšie serpentinizovaných hadcoch, primerane k intenzite ich premeny, obohacuje sa hornina žilkami, až konečne sa tieto stávajú podstatnou složkou horniny.

Stavba kanálikov.

Najčastejšie sú kanáliky vyplnené jemnými vláknami intenzívne poprehýnaného undulózne zhášajúceho chryzotilu. Minerál je dvojsový pozitívneho charakteru, malého uhla optických osí, s maximálnou hodnotou 15° . Dvojlom kanálika je nízky a pohybuje sa okolo 0,009. Index lomu sa rovná:

$$\begin{aligned}n_a &> 1,540 < 1,550, \\n_\gamma &> 1,540 < 1,561.\end{aligned}$$

Štiepateľnosť chryzotilu je dokonalá, a to jednak vo smere kanálika, jednak vo smere kolmom na priebeh kanálika. Pozdĺžna štiepateľnosť prejavuje sa dlhými štiepnymi trhlkami, sledujúcimi priebeh kanálika. Pričná štiepateľnosť je zasa charakterizovaná riedkymi a krátkymi výraznými trhlkami. Rovnobežne s priečnou štiepateľnosťou minerálu prebieha vždy optický smer γ , s pozdĺžnou štiepateľnosťou smer α . Chryzotil danej optickej orientácie sa označuje v literatúre ako „ γ -serpentín“. Tento je charakteristickým serpentínovým minerálom nielen pre čuntavský hadec, ale aj pre hadec z okolia Dobšinej, Jakloviec, Rudníka a Kobeliarova.

„ α -serpentín“, ktorý má v porovnaní s „ γ -serpentínom“ opačnú orientáciu optických smerov, nebol pri čuntavskom ani pri spomínaných gemeridných hadcoch pozorovaný. Kanáliky mávajú v iných prípadoch v centrálnej časti tenké jadro amorfného serpentínu. Tento

je v dopadajúcom svetle špinavobiely, medzi skríženými nikolmi badať tu a tam začiatkové štádium rekryštalizácie, ktorá sa prejavuje slabou polarizáciou svetelných lúčov. Iný typ kanálikov je vyplnený jemne lístkovitým serpentínom rovnakých optických vlastností ako predchádzajúci, ale s výraznejšou priečnou štiepatelnosťou. Lístky serpentínu sú orientované kolmo na priebeh kanálika, smer ich predĺženia sa stotožňuje s optickým smerom γ .

Pomery stavby kanálikov sa komplikujú aj tak, že v tom istom kanáliku vystupuje aj modifikácia vláknitého aj jemne lístkovitého serpentínu. Vláknitý serpentín s výraznejšou pozdĺžnou štiepatelnosťou vyplnía ústrednú časť kanálika, lístkovitý s dokonalejšou priečnou štiepatelnosťou zasa vystupuje po bokoch vláknitého jadra.

Ďalšia komplikácia stavby kanálika nastáva pribudnutím šupinkovitého minerálu zelenkavej farby so slabým pleochroizmom, ktorý osciluje medzi svetlou a sýtejšou zelenou. Spomínaný minerál je sľudnatej povahy a má vysoký index lomu. Medzi skríženými nikolmi vykazuje žltú interferenčnú farbu I. radu a najpravdepodobnejšie patrí klinochlóru. Jadro kanálikov tu tvorí tenká nitka amorfného serpentínu, lemovaného laterálne klinochlórom. Klinochlór obklopuje na vonkajších stranách vláknitý chryzotil. Pre vznik chloritu v kanálikových útvaroch netreba bezpodmienečne predpokladať prínos Al-komponenty zvonku, lebo potrebné množstvo sa mohlo uvoľniť aj pri premene jednoklonného pyroxénu.

Celistvý serpentín.

Medzipriestory vytvorené spleťou kanálikov majú tvar očiek. Tieto očka sú budované tabuľkovitým serpentínovým minerálom, ktorý označujem ako serpentín celistvý. Minerál je silne undulózny, bez pozorovateľnej štiepatelnosti. Prejavuje dvojsovosť s malým uhlom optických osí a s negatívnym charakterom minerálu. Jednotlivé očka zriedka bývajú jednotným individuumom, lebo vo väčšine prípadov sa pri zasunutí kompenzátora rozpadajú na opticky rozmanito orientované polička.

Vznik celistvého serpentínu čuntavského hadca je geneticky spätý so serpentinizáciou olivínu, pseudomorfovaného chryzotilom. Ako je známe, serpentinizácia olivínu sa začína na jeho okraji a na trhlkách. Vznikom chryzotilu sa objem individua zväčšuje, čo vyvoláva v olivíne ďalšie trhliny, v ktorých dochádza k ďalšej pseudomorfóze. Pochod zatlačovania olivínu chryzotilom vedie nakoniec ku vzniku slučkovej štruktúry so zachovanými zvyškami olivínu, vystupujúcimi ako očka medzi sieťovinou novoproduktu. Pri pokročilej

serpentinizácii čuntavského hadca sa tieto zvyšky priamo premenily na modifikáciu celistvého serpentínu.

B a s t i t.

Bastitom označujeme dokonalé pseudomorfózy šupinkovitého antigoritu po pyroxénoch, chudobných na Al (Weinschenk, 1915, 214).

Šupinkovitý serpentín tvorí hypidiomorfne tabuľky $0,6 \times 0,7 - 5 \times 6$ mm veľké. Je štiepateľný podľa (100). Vo výbruse je bez farby, bez pleochroizmu, s intenzívnym undulóznym zhášaním. Index lomu zistený imerznou metódou:

$$n_a = 1,561,$$

$$n_\gamma = 1,570.$$

Minerál je dvojosový, negatívneho charakteru, rovnobežného zhášania, s variabilným uhlom optických osí. Fedorowova metóda dala maximálnu hodnotu $2E = 84^\circ$, pričom ostrou bisektricom je opt. smer γ .

Percentuálne zastúpenie bastitu v hornine sa veľmi mení. U hadcov intenzívne serpentinizovaných ubúda jeho obsah a zdá sa, že ho zastupuje chryzotil, ktorý ho s postupujúcou serpentinizáciou horniny postupne pseudomorfuje. V čiernych a menej serpentinizovaných variétach hadca pozorujeme v bastite nedokonalé zvyšky materského minerálu, ktoré sa od šupinkovitého serpentínu líšia relatívne vysokým dvojlomom. Vystupujú buď na spôsob jemných lamel, uložených medzi jednotlivými štiepnymi doštičkami serpentínu a idú teda paralelne so štiepnymi trhlinkami, buď tvoria veľmi drobné, nepravidelné zrná, situované v centrálnej časti novoproduktu. Tieto reliktu, ako ukážeme ďalej, patria bronzitu a dialágu. Primárne zvyšky majú mikroskopické dimenzie, a preto sa bežnými optickými metódami dajú ťažko identifikovať. Výškou interferenčnej farby, indexom lomu ako aj spôsobom vystupovania ukazujú na blízkosť príbuznosť reliktov jaklovského hadca. Hadce Spišsko-gemerského rudohoria sú si minerálnym složením veľmi blízke. Tento náhľad vyjadril aj Roth (1881) u hadca jaklovského a dobšinského a Rakusz (1924) u hadca dobšinského a čuntavského. Materské reliktu jaklovského hadca sú dostatočne veľké a čerstvé a podľa mikroskopického určenia je to monoklinický a rombický pyroxén.

Monoklinický pyroxén.

Vo výbruse je číry. Tvorí hypidiomorfne, v štádiu serpentinizácie alotriomorfne zrná, veľké $1 \times 1,5 - 2 \times 5$ mm, zhášajúce undulózne, s výbornou deliteľnosťou podľa ortopinakoidu (100). Minerál je dvojsový, pozitívneho charakteru. Dvojlom minerálu osciluje medzi $0,027 - 0,030$. Zhášanie na (010) $c/\gamma = 42^\circ$. Index lomu:

$$n_a > 1,665 < 1,680,$$

$$n_\gamma > 1,680 < 1,705.$$

Optickými vlastnosťami odpovedá dialágu. Od diopsidu líši sa len význačnou deliteľnosťou podľa (100) a menším uhlom zhášania c/γ . Na plochách deliteľnosti sú uložené drobné šupinky ilmenitu, prípadne magnetitu, ktoré dodávajú minerálu kovové trblietanie.

Rombický pyroxén.

Vyказuje v mikroskope obvyklé vlastnosti bronzitu. Tvorí nepravidelné zrná $1 \times 1,3 - 5 \times 6$ mm veľké. Je dvojsový, pozitívneho charakteru a rovnobežného zhášania. V prechádzajúcom svetle je bezfarbý. Okrem dokonalej deliteľnosti podľa (100) má aj nezreteľnú pyroxenickú štiepatelnosť podľa prizmy (110). Index lomu je blízky dialágu, $2E = 80^\circ$, pričom ostrou bisektricom je smer γ , totožný s kryštalografickým smerom c . Jeho dvojlom je nápadne nižší ako u dialágu a varíruje medzi $0,008 - 0,010$. Na plochách deliteľnosti podľa (100) pozorujeme znovu drobné tabuľky a šupinky ilmenitu a magnetitu. Pri serpentinizácii ortopyroxénu dochádza v horizontálnej rovine ku zmene optických smerov, takže optický smer α serpentínu sa shoduje so smerom β , a β so smerom α pyroxénu. Pri serpentinizácii oboch pyroxénov sa štiepatelnosť materských minerálov podľa (100) ako aj kovové trblietanie zachováva. Štiepne trhlinky novoproduktu sú rovnobežne orientované s trhlkami deliteľnosti primárneho minerálu. Nepokračujú však z reliktu do novoproduktu priamo, ale ich prerušuje úzka premenová zóna, vytvorená na rozhraní pyroxénu a serpentínu. I keď môže šupinkovitý antigorit vznikať aj serpentinizáciou olivínu, svedčia reliktu bronzitu a dialágu ako aj kovové trblietanie o tom, že podstatná časť antigoritu gemeridných hadcov vznikla serpentinizáciou pyroxénov a patrí bastitu.

Magnetit.

Býva z rudných minerálov hadca najčastejšou komponentou. Pigmentuje horninu, prípadne vytvára väčšie nepravidelné zrná.

Okrem toho, ako sme už zdôraznili, spolu s ilmenitom pristupuje na plochách deliteľnosti u bronzitu a dialágu. Pri bastitizácii pyroxénov na rezoch, rovnobežných s (010), tvorí dlhé a tenké agregáty, rovnobežné s priebehom štepných trhlín podľa (100). V dopadajúcom svetle je železnočierny a kovovo lesklý.

Najčastejším produktom jeho premeny je limonit, menej častým hematit, presvitajúci krvavočervene.

Sukcesívnosť serpentinizácie.

Pozoruhodným zjavom čuntavského a aj iných hadcov Spišsko-gemerského rudohoria je ich sukcesivita serpentinizácie materskej horniny. Celkove tu môžeme rozlíšiť dve hlavné časové štádiá serpentinizácie. V prvom štádiu dochádza k postupnej serpentinizácii primárnych minerálnych komponent. Nápadný je totiž nedostatok olivínu, ktorý dozaista tvoril podstatnú časť materskej horniny hadcov. Pri pyroxénových reliktoch zasa vidíme, že bronzit je vždy intenzívnejšie serpentinizovaný ako dialág. Tento zjav nasvedčuje tomu, že premena primárnych minerálov horniny neprebiehala v jednom časovom intervale, ale postupovala v istom časovom poradí. Najskôr bol postihnutý serpentinizáciou najmenej odolný olivín, po ňom ortopyroxén a nakoniec dialág. Postupnosť serpentinizácie je tu zaiste spätá s rozmanitou odolnosťou materských minerálov hadca oproti premene. Nepredpokladám však, že by premeny jednotlivých minerálov boli od seba časovo ostro oddelené. Skorej môžeme pripustiť, že došlo k ich prelinaniu v tom smysle, že na sklonku serpentinizácie olivínu začala premena bronzitu. Hranica medzi premenou olivínu a bronzitu je však podstatne ostrejšia ako medzi bronzitom a dialágom.

V druhom štádiu, ktoré začína po serpentinizácii dialágu, dochádza k postupnej pseudomorfóze minerálnych novoproduktov. Bastit sa ukázal ako nestála forma čuntavského hadca a pri pokročilejšej serpentinizácii ustupuje chryzotilu. V mikroskope môžeme pozorovať, že paralelne s intenzitou serpentinizácie hadca klesá v bastitoch obsah zvyškov materských pyroxénov, až sa tieto celkom strácajú. Pri ďalšej premene vniká chryzotil po štiepných plochách do bastitu a postupne ho zatláča. Okrem toho u intenzívne serpentinizovaných hornín vzniká chryzotil aj z celistvého serpentínu, ktorý tiež pseudomorfuje. Sukcesívna serpentinizácia hadca vedie v poslednej fáze premeny k obohateniu hadca na žilky vyplnené chryzotilom, ktoré sa potom stávajú podstatnou súčasťou horniny.

Usporiadanie minerálnych novoproduktov hadcov Spišsko-gemerského rudohoria hovorí málo o ich pôvodnom minerálnom složení. K tomu pristupuje aj tá okolnosť, že proces premeny olivínu a pyroxénu môže viesť ku vzniku rovnakých serpentínových modifikácií (Orlov, 1931). Z olivínu môže vzniknúť celistvý serpentín, antigorit a chryzotil. Mikroskopické štúdium však ukázalo, že pyroxény sú v prvom štádiu premeny pseudomorfované výlučne len na modifikáciu šupinkovitého serpentínu-bastitu. Bastit môže prechádzať v antigorit, ktorý môže byť zatlačený nakoniec chryzotilom. Jediným vodidlom pri posudzovaní materskej horniny gemeridných hadcov je nález zvyškov primárneho bronzitu a dialágu v jaklovskom a čuntavskom hadci, ďalej predpoklad, že olivín tvoril ich podstatnú zložku.

Roth (1881) označuje jaklovský a dobšinský hadec ako dialág-serpentín. Voit (1909) však popiera Rothov údaj o dialágu a za materskú horninu dobšinského hadca považuje olivinicko-enstatitickú horninu s diopsidom. Woldřich (1912, 1913) ho odvodzuje od horniny, príbuznej olivinickému noritu. Pri dnešnom stave premeny hadca ťažko môžeme uskutočniť analýzu percentuálneho zastúpenia jednotlivých pôvodných minerálnych komponent. Treba však zdôrazniť, že minerálna asociácia olivín-bronzit-dialág so sporadickým magnetitom a ilmenitom poukazuje na to, že primárna hornina čuntavského hadca, ako aj iných hadcov (pásma gemeríd, najmä jaklovského, rudnického, kobeliarovského a dobšinského) je veľmi blízka lertzolitu. Percentuálne zastúpenie minerálnych komponent lertzolitu je podľa Trögera (1935) takéto:

- 50% — olivín,
- 32% — bronzit,
- 15% — dialág,
- ± — amfibol,
- 3% — rudy, apatit, pikotit.

Ako sme už na inom mieste spomenuli, mikroskopické štúdium ukázalo, že šupinkovitý serpentín vznikol serpentinizáciou pyroxénu a odpovedá bastitu. Olivín bol pritom pseudomorfovaný vláknitým chryzotilom a celistvým serpentínom.

V najčerstvejších hadcoch so zvyškami primárnych minerálov, u ktorých ešte nepredpokladáme pseudomorfózu bastitu chryzotilom, percentuálne zastúpenie bastitu oproti chryzotilu a celistvému serpen-

tínu a tým aj pomer pyroxénov k olivínu odpovedá zhruba uvedenému pomeru.

GEOLOGICKÝ PREHĽAD ŠIRŠIEHO OKOLIA HADCA

Roku 1949 som zmapoval územie západnej časti listu Dobšiná a východnej časti listu Švermovo. O geologickej stavbe zmapovaného územia pojednám na inom mieste. V predloženej práci chcem podať len stručný prehľad geologických pomerov najbližšieho okolia výskytu čuntavského hadca.

Územie zachytené na priloženej geologickej mape rozprestiera sa medzi dolinou Dobšinského potoka a Hnilca a na západ vybieha cez sedlo Besník (1000 m) do doliny Hrona. O tomto území pojednávajú najmä práce Illésa (1904) a Rozložníka (1914, 1935). Najnovšie podal Schönenberg (1948) moderný náhľad na stavbu tzv. serie Föderata a prispel cennými poznatkami k tektonike a stratigrafii severnej vápencovej zóny muránskej jednotky. Na severe nadväzuje územie na Kettnerovu (1937) a Csiskovú (1943) mapu. Na pomerne malom území s komplikovanou geologickou stavbou stýkajú sa tri veľké tektonické celky:

1. Veporidy: a) kryštalinikum tisoveckej zóny,
b) koreňové mezozoikum (tzv. Föderata seria),
c) chočský príkrov.
2. Gemeridy: a) karbón,
b) perm,
c) trias muránskej serie.
3. Paleogén jadrových pohorí.

I. STRATIGRAFICKÁ ČASŤ

1. Veporidy.

a) Kryštalinikum tisoveckej zóny. Mezo- až katazonálne kryštalinikum tejto zóny buduje hrebeň Trešníka (1398,2 m) a Buchwaldu (1294,4 m). Na severozápade je obmedzené muránskou líniou a nasunuté na trias muránskej serie. V severnej časti vybieha jazykovite do doliny Spišského potoka a upadá mierne na sever pod spodnotriasové kvarcity koreňového mezozoika. Na východ vnika zálivovite do doliny Dobšinského potoka a ponára sa pod rôzne členy koreňového mezozoika. Kryštalinikum tisoveckej zóny študovaného územia má charakter flyšového vývoja sedimentácie. Za pôvodné sedimenty tohto vývoja pokladám ilovité bridlice, droby,

drobové slepence a kvarcity, spojené laterálnymi prechodmi. Tieto horniny boli mezo- a katazonálne metamorfované v dôsledku účinkov regionálnej metamorfózy i intrúzie veporidného granitu na seriu kvarciticko-fylitickú, okatých rúl, migmatitov a diaforitov. Okrem sedimentárnej složky vystupuje v okolí Buchwaldu seria granitická, budovaná veporidným granitom typu kohutského a ortorulami.

b) **K o r e ň o v é m e z o z o i k u m**. Na území medzi Besníkom (1000 m) a hornou časťou doliny Dobšinského potoka vystupuje v nadloží kryštalinika tisoveckej zóny vysoko metamorfovaná, prevažne vápencová seria [tzv. seria Föderata — R o z l o z s n i k (1935)], ktorá sa pri severnom okraji ponára pod mladopaleozoicko-mezozoické elementy spišského príkrovu. R o z l o z s n i k (1935) ju pokladal za elementy gemeridné a pripisoval jej paleozoický vek. Naproti tomu S c h ö n e n b e r g (1948) ju považuje za koreňové mezozoikum niektorého zo subtatranských príkrovov. V serii rozlišuje: spodnotriasové kvarcity, verfénske bridlice, strednotriasové dolomity, jurské ružové vápence a tmavé bridlice s lavicami rohovcových vápencov spodnej kriedy. S c h ö n e n b e r g o v náhľad potvrdilo aj moje štúdium. Seria začína svetlými bridličnatými sericitickými kvarcitmi a kvarcitickými fylitmi, ktoré v okolí Scheibe prechádzajú do masívnych, málo metamorfovaných kvarcitov. V ich nadloží sú na južnom svahu Scheibe vyvinuté pestré fylity, odpovedajúce verfénskym bridliciam.

Stredný trias začína šedivými až čiernymi dolomitmi, ktoré boli najmä na báze intenzívne tektonicky rozdrvené a znovu stmelené v bunkovité dolomity. Ružové vápence, považované S c h ö n e n b e r g o m za jurské, vystupujúce v nadloží dolomitov, patria strednému triasu (ladin) ako ekvivalent wettersteinských vápencov. K zaradeniu týchto vápencov do jury viedlo S c h ö n e n b e r g a ich ružové zafarbenie a častá bridličnatosť. Ružové vápence nevystupujú samostatne, ale striedajú sa a plynule prechádzajú do bielych a sivých vápencov wettersteinského typu. Ich lokálna bridličnatosť nie je zjavom primárnym, ale vznikla pod vplyvom dynamických účinkov. Vápence wettersteinského typu často prechádzajú v bunkovité vápence, ktoré vznikli tým istým pochodom ako spomínané bunkovité dolomity. Najvrchnejším členom tejto serie sú čierne bridlice s lavicami rohovcových vápencov, ktoré by mohli patriť liasu alebo neokómu. Vysoký stupeň kryštalinity tejto serie viedol starších autorov k náhľadu o jej paleozoickom veku. Stupeň kryštalinity však nemôže byť vždy jediným meradlom pre určovanie veku útvarov (hornín), ako vysvitá z ďalšieho. Na južnom svahu Scheibe (1016 m), v serii pestrých fylitov som našiel okrem silne metamorfovaných členov aj

nepremenené slienité, jemne bridličnaté pestrofarebné bridlice, striedajúce sa s tenkými polohami vápencov. Zachované nepremenené zvyšky petrograficky veľmi pripomínajú pestré verfénske bridlice. Proti príslušnosti tejto serie ku gemeridnému mezozoiku hovorí odlišný vývoj spodného triasu. S najväčšou pravdepodobnosťou seria prináleží koreňovému mezozoiku niektorého zo subtatranských príkrovov.

c) **Chočský príkrov** je vyvinutý na severozápadnom okraji územia. Na báze príkrovu vystupujú pestré verfénske bridlice s mohutnými prúdmi melafýrov. V ich nadloží prichádzajú šedivé rozpadavé ladinské dolomity, pekne odkryté v záreze železničnej trate pri železničnej stanici Vernár. K e t t n e r (1937) spomína v severovýchodnom pokračovaní chočského príkrovu v nadloží spodného triasu guttensteinské vápence. Nedostatok guttensteinských vápencov na študovanom území treba hľadať v ich tektonickej redukcii.

2. G e m e r i d y.

Územie medzi severným okrajom koreňového mezozoika a južným okrajom chočského príkrovu patrí zväčša gemeridným elementom. K nim patrí úzky pruh metamorfovaných diabázov pri Lanyia Hute, bridličnato-piesčito-drobový karbón, perm a trias severnej vápencovej zóny.

a) **Diabázy** sú efuzívnej povahy, všeobecne intenzívne dynamometamorfované. Ich stratigrafické postavenie v gemeridách je nateraz dosť neisté. Určite sú dokázané len zo slepencov verukána. Podľa doterajších terénnych poznatkov sa domnievam, že patria do spodných častí karbónu. Diabázový pruh západne od Lanyia Huty sa smerom na západ vyklíňuje pod konglomerátmi verukána.

Bridličnato-piesčito-drobový karbón vystupuje medzi dolinou Schlosser-Hannes Grund a Nickel-Hannes Grund v nadloží koreňového mezozoika a v podloží slepencov verukána. Karbónu patrí aj malá šupina pri Besníku (1000 m) v podloží wettersteinských vápencov muránskej serie. Súvrstvie karbónu budujú tmavé až čierne sľudnaté bridlice, drobové sľudnaté pieskovce s polohami drôb a drobových slepencov. Vo východnej oblasti severovýchodného okolia Dobšinej paleontologicky dokázali karbón: R a k u s z (1928), I l l é s (1902), R o z l o z s n i k (1914 a 1935) a iní a určili aj jeho vestfálsky vek. Karbón nášho územia odpovedá vrchnému bridličnato-piesčito-drobovému oddeleniu vestfálu.

b) **Perm** je zastúpený bežným typom verukána, charakteri-

zujú ho hrubozrnné sedimenty, ako pestrofarebné slepence a droby, sľudnaté a kremité pestrofarebné bridlice. Verukáno buduje masív Čiernej hory (1149,4 m) a pri severnom obmedzení ponára sa pod trias severnej vápencovej zóny.

c) Trias obalovej serie vystupuje v území medzi Besníkom (1000 m) a Hanneshöhe (1120,3 m) a predstavuje jz. výbežky mezozoika Slovenského raja. Smerom na juhovýchod dochádza v priestore sedla Besník (1000 m), ktorý je rozvodím Hnilca a Hrona, k markantnému zúženiu triasu. Sledujúc muránsku líniu na juhozápad, spája sa trias Slovenského raja s mezozoikom muránskeho plató. Trias muránskej serie (K e t t n e r, 1937) vystupuje v nadloží verukána spišského príkrovu medzi dolinou Schlosser-Hannes Grund a dolinou Spišského potoka v nadloží subtatranského koreňového mezozoika. Na území medzi Spišským potokom a Besníkom prichádza v jeho podloží už spomenutá odtrhnutá kryha karbónu. Muránska seria zmapovaného územia je charakteristická šupinovitou stavbou. Od severu na juh stretáme tu tri zóny šupín smeru JZ-SV. Najsevernejšia zóna sa shoduje s C s i s k o v o u (1943) strednou zónou a pozostáva z vápencovej šupiny Besníka (1000 m), Rakotína (1070 m), Bukovca (1103 m), Kopy (1126,6 m) a z dvoch malých šupín pri sútoku Spišského potoka s Hnilcom. Menšie kryhy, ako napr. na okolí Besníka, sú značne mylonitizované (bunkovité vápence) a len zriedka sa v nich nájdú neporušené kryštallické vápence bežného typu. K strednej tektonickej zóne patrí vápencová kryha Ostrej skaly (972,9 m) pri Ladovej jaskyni a cca 4 km dlhá šupina medzi Kanzlom (978,5 m) a Besníkom (1000 m), ako aj izolované vápencové šupiny, zavrásnené do muránskej línie. K tejto strednej zóne môžeme rátať aj tri izolované vápencové kryhy, zapichnuté do triasových kvarcitov koreňového mezozoika na juhozápad od Kanzla. K južnej zóne patrí aj vápencové plató Ondrejiska (1271,4 m), Čuntavy (1199,5 m) a Hanneshöhe (1120,3 m), charakteristickej čelnými šupinkami, markantnými na južných svahoch tohto plató. Na báze muránskej serie vystupuje pestrofarebné súvrstvie, složené z fialových, šedivozelených i zelených ilovitých, slienitých, inokedy aj sľudnatých bridlíc s vložkami slienitých bridličnatých a kavernóznych vápencov. Na sedle medzi Ondrejiskom (1274,4 m) a Pálenicou (1221 m), v záreze poľnej cesty stretáme tmavošedivé až čierne bridličnaté vápence, striedajúce sa s tenkými polohami tmavých bridlíc. Ich príslušnosť k spodnému triasu je zdôraznená plynulými prechodmi do serie pestrých bridlíc. Podobne vyvinutý verfén poznám aj z podložia guttensteinských vápencov Radzimu (991 m) v doline Slanej (Š u f, 1930) a z pruhu, ktorý spomína K e t t n e r (1937) medzi

dolinou Hnilca a Vahanom (1082 m). V súvrství pestrofarebných bridlíc a vápencov našiel som na juh od Handulina zle zachované zvyšky bližšie neurčiteľnej fauny. K e t t n e r (1937) uvádza v juhozápadnom pokračovaní tohto súvrstvia typickú verfénsku faunu. Verfén juhovýchodného svahu Čuntavy (1199,5 m) postihlo slabé zrudnenie. Z materských minerálov žilovej výplne sa tu nachádza chalkopyrit, cinabarit, sporadicky siderit, baryt a spekularit. Asociácia primárnych minerálov svedčí o tom, že v spodnom triase gemerid uplatnila sa len prvá rejuvenizačná sulfidická fáza, kým staršia karbonátová fáza je predtriasová a popermská. Zo sekundárnych minerálov sa vyskytujú limonit, malachyt a azurit.

Medzi verfénom a svetlými wettersteinskými vápencami pri Dankovej vystupuje šupina čuntavského hadca. Hadeč je spodnotriasového veku a pri vzniku šupinovitej stavby muránskej serie, najmä vznikom čelných dielčích šupín na južnom okraji čuntavského plató, nadobudol charakter plochej, asi 850 m dlhej šupiny. A práve toto zastretie pôvodného erupatívneho tvaru zviadlo mnohých autorov k domnienke, že je paleozoického veku a že bol len dodatočne zavrásnený do poddajných vrstiev spodného triasu.

V nadloží spodného triasu spomína S c h ö n e n b e r g tzv. spodnú vápencovú seriu, složenú z tmavých vápencov, dolomitov a vápencových brekcií. Za najvyššieho člena tejto serie považuje tmavé vápence typu aniských vápencov guttensteinských. Výskyt tak guttensteinských vápencov ako aj spodnej vápencovej serie zdá sa mi pochybný. Tmavé vápence, pravda, petrograficky odlišné od guttensteinských, stretáme ako polohy s plynulými prechodmi do svetlých facií vo vápencoch wettersteinských, v ich nadložnej i podložnej časti, patria však zrejme wettersteinským vápencom. Čierne bridličnaté vápence s vložkami bridlíc, ktoré sme už spomenuli, patria verfému. Nikde sa mi však nepodarilo nájsť na báze stredného triasu vápence, ktoré by sa mohli považovať za ekvivalentné guttensteinským vápencom. Podobne nie sú známe ani dolomity z územia, mapovaného S c h ö n e n b e r g o m. Tieto vystupujú už mimo územia jeho mapy pri Spodnej záhrade (Unterer Garten). K e t t n e r (1937) popiera, že by južne od Vernára v muránskej serii vystupovali dolomity. Šedivé rozpadavé dolomity som však konštatoval aj mimo územia priloženej mapy, vo východnej oblasti pri Dedinkách a Stratenej. V doline Hnilca spolu s verfénom vyčnievajú ako erozívny oblok z podložia wettersteinských vápencov. Dolomity dosahujú len malú hrúbku 10—25 m, tvoria však na spomínaných lokalitách stratigraficky dobre definovateľnú polohu. Najmladším členom muránskej serie sú masívne i hrubolavcovité kryštalické vápence, svetlé, šedivé.

i tmavošedivé. Inokedy sú ružové alebo svetlé s ružovými žilkami a škvŕnami. Sú silno prekryštalizované, čo je asi príčinou nedostatku fauny. K e t t n e r a C s i s k o uvádzajú zo severovýchodného susedného územia diplopóry, ktoré určili ako *Teutloporella herculea*. Zle zachované koraly z nášho územia spomína aj S c h ö n e n b e r g. Ich príslušnosť k ladinským wettersteinským vápencom je nepochybná.

3. P a l e o g é n.

Paleogén jadrových pohorí vyplnía depresiu Hnilca v okolí Ladovej jaskyne a pokračuje v úzkom pruhu na severovýchod na západný svah Lipovca (1126 m). Budujú ho tlsté lavice slepencov, striedajúce sa s polohami červených bridlíc. Valúniky slepencov pochádzajú najviac z hornín muránskej serie, ako z vápencov wettersteinského typu, z hornín pestrofarebných bridlíc spodného triasu a gemeridných hadcov. K týmto pristupujú valúniky melafýrov chočského priekrovu a amfibolické horniny typu kryštálického jadra nízkotatranského. K o r d i u k (1941) spomína v záreze železničnej trate 2 km severozápadne od železničnej stanice Ladová jaskyňa šupinu hadca, obdobnú známym hadcom Spišsko-gemerského rudohoria. V skutočnosti sú to typické eocenné slepence s bohatým materiálom gemeridného hadca, ktoré obsahujú tiež valúniky wettersteinských vápencov, melafýrov a verfenských bridlíc. Podobné slepence s bohatým obsahom hadcového materiálu stretávame aj v doline západného svahu Lipovca. V širšom okolí paleogénu Ladovej jaskyne je známy len výskyt čuntavského hadca, vystupujúceho na južnom svahu hrebeňa Hanneshöhe — Ondrejisko. Paleogén vystupuje v severnom území spomínaného hrebeňového pásma. Zdá sa preto, že hadcový materiál paleogénu pochádza z inej lokality, najpravdepodobnejšie z hadcovej šupiny, vystupujúcej vo verféne okolia Ladovej jaskyne, na ktorý transgredoval paleogén. Paleogén je intenzívne zvrásnený a juhovýchodným smerom nasunutý na muránsku seriu.

II. T E K T O N I C K É P O M E R Y

V tejto práci nechcem podať detailný obraz tektonicky komplikovanej stavby študovaného územia, ale dotknem sa len tektoniky spišského priekrovu, ktorá má bezprostredný vzťah k úložným pomeroch čuntavského hadca. Elementy kryštálického jadra gemeríd boli, ako ukázalo minuloročné štúdium, najmä v južnej oblasti nášho

územia medzi Dobšinským potokom a pravým brehom doliny Slanej, pri svojom západnom obmedzení nasunutú na elementy veporidné. Obalová seria spišského príkrovu, skladajúca sa z karbónu, permu a triasu, bola od svojho kryštalickeho podkladu odtrhnutá a presunutá cez prvky veporidného kryštalinika a subtatranského koreňového mezozoika. Najskôr pre presunutie muránskej serie došlo k odštipnutiu tej časti subtatranského príkrovu, ktorá dnes predstavuje koreňové mezozoikum. O príkrovovej povahe karbónu hovorí jeho diskordantné uloženie na rôznych členoch mladšieho koreňového mezozoika, ako aj odštipnutá šupina pri Besníku, ktorá po odtrhnutí od karbónu bola presunutá spolu s nadložným triasom. Trias spočívajúci na bunkovitých vápencoch a kvarcitoch koreňového mezozoika má na báze verfénu tektonické brekie, skladajúce sa z úlomkov pestrofarebných bridlic, kryštalických i bunkovitých vápencov a hornín, ponášajúcich sa na kryštalinikum Vepra. Tento materiál naznačuje, že trias spišského príkrovu bol od mladopaleozoickej serie za presunu odtrhnutý. Presúvanie subtatranských príkrovov a tiež spišského príkrovu odohralo sa v subtatranskej orogenetickej fáze, spadajúcej časove medzi alb a eocén (A n d r u s o v, 1938).

Muránska seria má šupinkovitú stavbu, naznačenú už vo fáze subtatranskej. Po sedimentácii eocenných konglomerátov na okolí Ladovej jaskyne bol paleogén intenzívne zvrásnený a nasunutý späť na juhovýchod na muránsku seriu. Do popaleogennej fázy zvrásnenia patrí pravdepodobne aj spätné prevrásnenie chočského príkrovu a jeho nasunutie na muránsku seriu. Zpätná popaleogenná fáza vrásnenia uplatnila sa zvlášť výrazne v muránskej serii. Verfén ako plastickejšie súvrstvie podľahol intenzívnemu vrásneniu a menej plastickejší wettersteinský vápenec bol roztrhaný na jednotlivé kryhy, ktoré boli zavrásnené do poddajných vrstiev spodného triasu. Popaleogenná orogenetická fáza teda zdôraznila v subtatranskej fáze naznačenú šupinovitú stavbu muránskej serie. Disharmonické vrásnenie popaleogennej fázy sa uplatnilo i pri čele južnej šupiny na južných svahoch Csuzeniska (1108,8 m), Dankovej, Čuntavy (1199,5 m) a Ondrejiska (1271,4 m). Trias bol spätne nasunutý na koreňové mezozoikum, prípadne na gemeridný perm. Pri čele šupiny vznikly tri dielčie šupiny, zvýraznené v profile Schlosser-Hannes Grund—Ladová jaskyňa. Jednotlivé šupiny wettersteinských vápencov sa mierne skláňajú na sever, resp. na severovýchod. Uložené sú nad sebou a oddeľujú ich verfénske bridlice. So vznikom spomínaných čelných šupín súvisí aj vznik šupinovitej povahy čuntavského hadca, ktorý mal pôvodne akiste tvar intruzívneho telesa pozdĺžneho tvaru.

Pri posudzovaní veku čuntavského hadca ako aj ostatných hadcov Spišsko-gemerského rudohoria je nápadným zjavom ich všeobecné vystupovanie v súvrství pestrofarebných bridlíc s polohami kavernóznych i bridličnatých vápencov. Súvrstvie pestrých bridlíc kládli starší autori často do permu. K o r d i u k (1941) síce zdôraznil jeho spodnotriasový vek, nemal však pre svoje tvrdenie spoľahlivé dôkazy. Roku 1949 som našiel v juhozápadnom pokračovaní pestrých bridlíc čuntavského súvrstvia bližšie neurčiteľné zvyšky fauny, ktorá potvrdzuje ich verfénsky vek. Podobné zvyšky fauny som našiel aj v juhovýchodnom pokračovaní jakloveckého súvrstvia pestrých bridlíc južne od Košických Hámrov. Príslušnosť pestrých bridlíc od Kobeliarova k spodnému triasu paleontologicky dokázal Š u f (1930). V pestrom súvrství bridlíc sa doteraz nenašla fauna iba na lokalite Dobšina a Rudník, no ich príslušnosť k verfénu je naznačená vývojom sedimentov, vystupujúcich v gemeridnom spodnom triase. Inou závažnou okolnosťou pre posudzovanie veku gemeridných hadcov je nález tektonických brekcií, skladajúcich sa z úlomkov serpentínu a pestrých bridlíc verfénu, nájdených minulého roku na báze čuntavského hadca. Tento nález odhaľuje dnešnú tektonickú povahu hadca. Podľa starých náhľadov je hadec diferenciačným produktom dobšinského gabrodioritu. Materiál gabrodioritu sa bezpečne zistil v bazálnych i nadložných konglomerátoch vestfálu a patrí vekove k staršiemu paleozoiku. Hadcový materiál sa však nenašiel ani v karbónskych, ani permských konglomerátoch. Hadec mohol byť podľa týchto mienok zavrásnený ako šupina do mladších poddajných vrstiev. Keby sme pripustili túto eventualitu genetickej spolupatričnosti, išlo by o viac ako o prostú náhodnosť, že k podobnému zavrásneniu nedošlo aj u šupín dobšinského gabrodioritu. Čuntavský hadec, podobne ako aj iné hadce Spišsko-gemerského rudohoria, ako sme už zdôraznili, nezachoval si pôvodný tvar intruzívneho telesa, ale pripomína tektonické šupiny. Ide však o zjav, podmienený rôznorodou plasticitou hornín verfénu i hadca samotného, na čo sme už poukázali v tektonickej časti tejto práce. Sotretie eruptívneho tvaru a nadobudnutie šupinovitej povahy gemeridných hadcov spadá do obdobia presunovania gemeridného mezozoika. U čuntavského hadca bola jeho šupinovitá povaha ďalej zdôraznená v dobe spätného popaleogenného vrásnenia. Dôležitým faktorom pre posudzovanie veku gemeridných hadcov je nález ich kontaktne metamorfných účinkov na okolité sedimenty verfénu. V čerstvom výmoli poľnej cesty, vedúcej z Dankovej k Spodnej záhrade (Untere Garten), na styku šupiny hadca a verfénu

vystupuje asi 0,5 m hrubá poloha jemnozrnných, skoro celistvých, veľmi tvrdých hornín. Makroskopicky sú farby šedivej a čiernej s nepravidelne prebiehajúcimi, silne kemitými svetlými polohami. V mikroskope vykazujú tieto horniny vlastnosti kontaktných rohovcov. Majú jemno až kryptokryštalický vývin zrna a rohovcovú štruktúru. Pri identifikácii ich minerálnych komponent narážame na značnú ťažkosť, spôsobenú drobným vyvinutím zrna. Skladajú sa podstatne z drobulinkých zŕn kremeňa a sľudnatého, bližšie neurčiteľného minerálu. K týmto pristupuje ako vedľajšia komponenta albitovo srastený živec, agregáty serpentínu, tu-tam kalcit a magnetit. V ďalších drobných individuách môžeme vidieť najpravdepodobnejšie diopsid a minerály zo skupiny epidot-zoizitovej. Výškou metamorfózy sa tieto horniny nápadne líšia od hornín okolitého verfénu, na druhej strane kontrastujú minerálnym složením a sedimentárnym pôvodom s hadcom. Zistené kontaktné účinky lerzolitu na verfénske bridlice sú základným dôkazom spodnotriasového veku čuntavského hadca, ako aj ostatných hadcov Spišsko-gemerského rudohoria. Nedostatok kontaktných účinkov na iných lokalitách gemeridných hadcov treba vidieť jednak v nepatrných kontaktných účinkoch bázičných hmôt nášho typu, jednak v sotretí kontaktných dvorov tektonickou cestou. Paralelne s ich vekom vynára sa otázka magmatickej samostatnosti peridotitov, mnohými autormi popieraná. Keďže v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria je vulkanizmus bázičných magiem predmezozoický, vystupovanie hadcov spodného triasu svedčí o tom, že v oblasti pásma gemeríd sa na začiatku druhohôr odohrala samostatná erupatívna fáza magmy lerzolitu. Z dnešného stavu lerzolitu môžeme ťažko rozhodnúť, či existovala magma lerzolitu v pravom smysle slova, v ktorej teplota bola azda následkom bohatého obsahu prchavých látok a najmä vodou snížená, alebo či bol lerzolit už za svojej intrúzie podstatne kryštalický a obsahoval tzv. komplexný roztok, ktorému vďačil za svoju erupčnú schopnosť.

V závere práce považujem za svoju milú povinnosť vyjadriť úprimnú vďaku prof. R. Reinhardovi, prednostovi Mineralogicko-petrografického ústavu v Bazileji, za cenné rady a upozornenia, ktoré mi poskytol r. 1948 pri štúdiu gemeridných hadcov za mojej študijnej cesty vo Švajčiarsku.

4. V. 1950

*Slovenský ústredný ústav geologický
v Bratislave*

- Andrusov D., 1936: Subatranské příkrovy Západních Karpat. *Carpatica* I, Praha.
- Andrusov D., 1937: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. *Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft in Wien*, Wien.
- Andrusov D., 1938: *Geologie Slovenska*, Praha.
- Andrusov D., 1949: Zpráva o výskume ložisk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. *Práce Št. geol. úst.* 20, Bratislava.
- Cornelius H. P.—Clar E., 1939: *Geologie des Großglocknergebietes*. I. T., Bd. XXV, Wien.
- Csisko A., 1943: Der geologische Bau des „Slowakischen Paradieses“ (Zips-Gömörer Kalkgebirge). *Die Karpathen* 69, Kásmark.
- Hess H. H., 1933: The Problem of Serpentinisation and the Origin of Certain Chrysolite Asbestos, Talc and Soapstone Deposits. *Econ. Geol.*, 28.
- Illés V., 1902: Die erste in Ungarn gefundene Trilobite. *Földtani Közlöny* XXII, Budapest.
- Illés V., 1904: Montangeologische Verhältnisse in der westl. Umgebung von Dobsina. *Jahrb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt* f. 1902, Budapest.
- Kallauner O., 1928: Dobšinský asbest. *Stavivo* IX, Brno.
- Kettner R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpravy II. tř. České akademie* XLVII, Praha.
- Kordiuk B., 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. *Zbl. Min. Abt. B.*
- Kratochvíl Fr., 1947: Příspěvek k petrografii českého krystalinika. *Sborník Št. geol. úst.* XIV, Praha.
- Matějka M.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knihovna Št. geol. úst.* VI, Praha.
- Orlov A., 1931: Hadec od Mladotic u Ronova n. Doubravkou. *Sborník Št. geol. úst.* IX, Praha.
- Rakusz G., 1924: Über den Serpentin von Dobschau. *Földtani Közlöny* LIII, Budapest.
- Rakusz G., 1925: Der Asbest von Dobschau u. seine Verarbeitung. *Földtani Közlöny* LIV, Budapest.
- Rakusz G., 1924: Studien an dem Granat von Dobschau. *Zentralblatt, f. Min., Geol. etc.*
- Rakusz G., 1928: Die stratigrafische Stellung des karp. marinen Oberkarbons. *Congrès de Strat. Carbonifère*, Liège.
- Roth S., 1881: Der Jekeldorfer u. Dobschauer Diallag-Serpentin. *Földtani Közlöny* XI, Budapest.
- Rozložník P., 1914: Geologische Notizen über Dobsina. *Jarb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt*, Budapest.
- Rozložník P., 1915: Die montangeologische Aufnahme der Umgebung von Dobschina. *Jahrb. d. K. ung. geol. Reichsanst.* f. 1914, Budapest.
- Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. *Geologica Hungarica*, Budapest.
- Spicher A., 1940: *Geologie und Petrographie des oberen val d'Isonne (südliches Tessin)*, Schweiz. *Min. Petr. Mit.* XX.

- Stejskal J. — Vachtl J., 1934: Příspěvek k poznání geologických poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Věst. St. geol. úst. XX, Praha.
- Schneider A., 1912: Der Diallag-Peridot und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. Diss. Zürich.
- Schönenberg R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft 98.
- Šuf J., 1930: Poznámky o zkamenělinách z nových karbonských a triasových lokalit ze severního okolí Dobšíně a od Kobeliarova na Slovensku. Věst. St. geol. úst. VI, Praha.
- Šuf J., 1933: Zpráva o geologickém mapování ve Slovenském krušnohoří. Hornický věst. XV (XXXIV).
- Tröger W. E., 1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen.
- Weinschenk E., 1915: Die gesteinsbildenden Mineralien.
- Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech sev. od Dobšíně. Rozpravy II. tř. České akademie XXI, Praha.
- Woldřich J., 1913: Geologische und montanistische Studien in der Karpathen nördlich von Dobschau. Archiv f. Lagerstätten-Vorschung 11, Berlin.
- Zoubek V., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. St. geol. úst. IV, Praha.
- Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zonsousedních jižně Podbrezové. Věst. St. geol. úst. VI, Praha.
- Zoubek V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listě Velká Revúca (4564). Věst. St. geol. úst. VIII, Praha.

ЯКУБ КАМЕНИЦКИЙ

ЗМЕЕВИК, ВЫСТУПАЮЩИЙ БЛИЗ СЕЛ. ДАНКОВА

(Резюме словацкого текста)

Месторождение змеевика¹ на склоне горы Чунтава к северо-западу от г. Добшина, которое до сих пор было мало известно, приурочено к мезозою гемерид. Масса змеевика представляет из себя чешую, залегающую между верфенскими сланцами нижнего триаса и ладинскими (веттерштейнскими) известняками. До последнего времени считалось, что этот змеевик древнепалеозойского возраста и что он генетически связан с габбродиоритом, выступающим близ г. Добшина. Я отношу его к нижнему триасу, что подтверждает присутствие роговиков, обнаруженных в контакте змеевика с пестрыми сланцами нижнего триаса.

Первоначальная форма вулканического тела ступеневалась вероятно при послепалеогеновых вторичных процессах складкообразования в мезозое муранской серии. При этом поведение различных членов серии было неодинаковым, что привело к дисгармонии: верфенские слои интенсивно

¹ Термин „змеевик“ я употребляю для обозначения породы, „серпентин“ для обозначения минерала, имеющего химический состав $H_4Mg_3Si_2O_9$.

сложены в складки, известковые члены среднего триаса разбиты на отдельные глыбы и вдавлены в нижнетриасовый комплекс. В муранской серии возникли таким образом тектонические чешуи. Структура эта особенно ярко выражена при южном крае серии, где наблюдаются отдельные фронтальные чешуи.

По своему минералогическому составу змеевик Чунтавы очень похож на известные змеевики Спишско-Гемерских рудных гор, в особенности на змеевик выступающий близ сел. Якловцы. Из первичных минералов наблюдаются реликтовые бронзит и диаллаг. Минералы, являющиеся продуктами изменения змеевика — бастит, волокнистый и чешуйчатый хризотил, компактный и аморфный серпентин, отличаются богатством форм.

Интересными образованиями в змеевике являются каналцы часто весьма сложной структуры. Они заполнены несколькими разновидностями серпентина, изредка в сопровождении чешуйчатого клинохлора. Изучение под микроскопом показало, что оптическая ориентировка серпентина в каналцах отличается постоянством: всегда параллельна направлению каналца. К рудным минералам относится магнетит, который пигментирует породу; вместе с ильменитом он наблюдается на плоскостях спайности пироксенов.

Первичная изверженная порода, из которой образовались змеевик Чунтавы и змеевики зоны гемерид, была близка лерцолиту. Благодаря тому, что удалось определить возраст змеевиков Спишско-Гемерских рудных гор, ясно доказано, что в начале триаса в области зоны гемерид проявилась самостоятельная вулканическая фаза, характеризованная лерцолитовой магмой.

4 V. 1950.

Центральный словацкий геологический институт, Братислава

Объяснение таблицы I.

Фиг. 1. Реликты примавного диаллага с резко выраженной отдельностью по (100). Змеевик с петельчатой структурой. Образец взят близ сел. Якловцы. Увеличение 27. Фото Кантор.

Фиг. 2. „Каналец“, заполненный волокнистым хризотилом. Змеевик сильно серпентинизирован. Образец взят близ сел. Данкова к СЗ от г. Добшина. Увеличение 13. Фото Кантор.

Объяснение таблицы II.

Фиг. 1. Массы аморфного серпентина (черные участки), проникающие волокнистый хризотил. Образец змеевика взят близ сел. Данкова к СЗ от г. Добшина. Увеличение 13. Фото Кантор.

Фиг. 2. Замещение антигорита хризотилом. Образец змеевика взят близ сел. Данкова к СЗ от г. Добшина. Увеличение 27. Фото Кантор.

Объяснение таблицы III.

Фиг. 1. Кристаллики граната (андрадит, топазолит) в змеевике, выступающем на север от г. Добшина. Николи+. Увеличение 13. Фото Кантор.

Фиг. 2. Радиальнолучистый антигорит (светлые участки). Образец взят на контакте змеевика с верфенскими сланцами близ сел. Данкова к СЗ от г. Добшина. Увеличение 13. Фото Кантор.

Объяснение таблицы V.

Геологическая карта окрестностей сел. Чунтава (1199,5 м). Составил Я. Каменицкий (1949). 1 — аллювиальные наносы — современные отложения; 2 — суглинки, осыпи вообще — современные и плейстоценовые отложения; 3 — палеогеновые конгломераты; 4 — светлые веттерштейнские известняки; 5 — серые доломиты; 4 и 5 — средний триас; 6 — змеевик; 7 — верфенские сланцы; 6 и 7 — нижний триас; 8 — пестрые слюдястые сланцы; 9 — конгломераты и граувакки; 8 и 9 — пермь; 10 — темные сланцы, песчаники и граувакки — средний карбон; 11 — метаморфизованные диабазы — нижний карбон; 4—11 — гемериды; 12 — серые доломиты — средний триас; 13 — верфен с мелафирами — нижний триас; 12 и 13 — хочский покров; 14 — темные сланцы; 15 — серые сланцеватые известняки с роговиками; 14 и 15 — нижний мел; 16 — светлые, иногда розовые кристаллические известняки; 17 — ячеистые известняки в основании светлых и розовых известняков; 18 — серые ячеистые доломиты; 16—18 — средний триас; 14—20 — мезозой зоны корней субатлантических покровов; 21 — кристаллические породы тисовецкой зоны; 14—21 вепориды; 22 — источник; 23 — простираение и падение слоев; 24 — простираение и падение отдельности; 25 — каменоломня; 26 — плоскости надвигов.

Объяснение таблицы VI.

Геологические разрезы местности, расположенной между горой Бухвальд (1055,5 м) и долиной реки Гнилец близ пещеры Лядова яскиня („Ледяной грот“). Гемериды: 1 — темные сланцы, песчаники и граувакки (средний карбон); 2 — пестрые сланцы, конгломераты и граувакки (пермь); 3 — пестрые верфенские сланцы (нижний триас); 4 — змеевик (нижний триас); 5 — пестрые доломиты (средний триас); 6 — светлые веттерштейнские известняки (средний триас). Вепориды: а) мезозой зоны корней субатлантических покровов: 7 — светлые кварциты (нижний триас); 8 — ячеистые известняки в основании светлых и розовых кристаллических известняков (средний триас); 9 — светлые, иногда розовые, кристаллические известняки (средний триас); 10 — серые и ячеистые доломиты (средний триас); слоистые известняки и известняки с роговиками (нижний мел); б) кристаллические породы вепорид: 12 — гнейсы, мигматиты и слюдяные сланцы тисовецкой зоны. Палеоген в оболочке кристаллических массивов: 13 — конгломераты с горизонтами красных сланцев (зоцен).

JAKUB KAMENICKÝ

LA SERPENTINE DE DANKOVÁ

(Résumé du texte slovaque)

Sur la pente SE de Čuntava (1199,5 m) au NW de Dobšiná, à la localité dite Danková (Dankesgrund), entre les schistes bigarrés du Trias inf. et les calcaires clairs du Wetterstein de la zone des Gémérides apparaît une écaille de serpentine.

Dans la littérature, la serpentine de Čuntava est mentionnée pour la pre-

mière fois par Illés W. (1904) qui la considère comme corps filonien dans les calcaires triasiques. Rakusz G. (1924) remarque que cette roche montre une parenté avec la serpentine de Dobšiná, mais n'entre pas dans les détails de sa composition minéralogique.

Les auteurs diffèrent d'opinion quant à l'âge à attribuer à la serpentine de Čuntava et aux autres serpentines des Monts métallifères du Spiš et du Gemer. La plupart [Rozložník P. (1935), Woldřich J. (1912 — 1913), Stejskal J. — Vachtl J. (1936) et autres] admettaient jusqu'à présent qu'au point de vue génétique les serpentines de Gémérides se rattachent à la diorite de Dobšiná et sont paléozoïques, Kordík B. (1941) les plaça récemment dans le Trias inf.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DE LA SERPENTINE DE ČUNTAVA

La serpentine de Čuntava (poids spécifique 2,60—2,63) se trouve à un état de décomposition avancé. Lorsque la roche n'est pas très serpentinisée — ce qui est rare — elle a une couleur foncée allant jusqu'au noir, est compacte et renferme de grandes plages (3—6 mm) de bastite. Plus fortement décomposée, elle devient gris vert avec légère nuance jaune soufre et manifeste une tendance à la schistosité.

Au microscope on constate que la roche se compose essentiellement de serpentine (minéral). La magnétite, l'ilménite, la limonite et la chlorite s'y associent en petite quantité. Dans les parties de la roche moins atteintes par la serpentinitisation on trouve çà et là des restes de pyroxènes rhombiques et monocliniques primaires.

On distingue plusieurs variétés de serpentine-minéral: fibreuse, finement lamelleuse, compacte, amorphe, ainsi que la bastite. Fait intéressant, la roche est entrecoupée de filonnets de serpentine-minéral qui ont, en plaques minces, l'apparence de canalicules de 0,2—5 mm de diamètre à structure très variée. Dans la roche relativement moins transformée, ces canalicules forment un réseau; à mesure que la serpentinitisation avance les canalicules empiètent sur les autres éléments de la roche et finissent par y prédominer.

Structure des canalicules.

Le plus souvent les canalicules sont remplis de fibres très recourbées de chrysotile à extinction ondulante. Le minéral est biaxe, a un allongement positif, un petit angle des axes optiques (15° au maximum). La biréfringence de la masse remplissant le canalicule est faible, sa valeur oscille autour de 0,009. Les indices de réfraction sont: $n_\alpha > 1,540 < 1,550$, $n_\gamma > 1,540 < 1,561$. Le clivage du chrysotile est parfait aussi bien suivant la direction du canalicule que perpendiculairement. Le clivage transversal correspond toujours à la direction γ , le clivage longitudinal à la direction α . Le chrysotile ayant cette orientation optique est désigné dans la littérature comme " γ -serpentine". Parfois l'axe des canalicules est formé d'une mince zone de serpentine amorphe. Un autre type de canalicules est réalisé par ceux qui sont remplis de serpentine lamelleuse avec clivage transversal mieux marqué. Les lamelles de serpentine sont orientées transversalement au parcours des canalicules, la direction optique γ est parallèle aux canalicules.

La structure des canalicules est parfois encore plus compliquée: la ser-

pentine fibreuse à clivage longitudinal très net remplit la partie centrale du canalicule, la variété lamelleuse à clivage transversal mieux exprimé — les bords.

La présence d'un minéral écaillé — probablement du clinocllore — apporte une nouvelle complication à la structure des canalicules: un filet de serpentine amorphe formant l'axe est bordé de clinocllore, et ce dernier est entouré de chrysotile fibreux.

La formation de la serpentine (minéral) compacte est génétiquement liée à la pseudomorphose de l'olivine en chrysotile. On sait que la serpentinisation de l'olivine commence sur les bords du cristal et dans ses fissures. La formation du chrysotile détermine l'augmentation du volume de l'individu, ce qui, à son tour, provoque l'apparition de nouvelles fentes suivant lesquelles progresse la pseudomorphose. Ainsi prend naissance la structure kéliphitique avec des noyaux d'olivine entourés de filets de produits de néoformation.

Ces résidus d'olivine se transforment en serpentine compacte. Les noyaux sont rarement formés par un seul individu: en introduisant le compensateur on constate qu'ils se composent de plages à orientations optiques différentes.

La bastite se présente en tablettes hypidiomorphes dont les dimensions varient de $0,6 \times 0,7$ à 5×6 mm, à clivage net suivant (100). En plaques minces elle est incolore, sans pléochroïsme ni extinction ondulante. Les indices de réfraction sont: $n_\alpha = 1,561$, $n_\gamma = 1,570$. Le minéral est biaxe, à allongement négatif, extinction droite, angle des axes optiques variable (maximum: $2E = 84^\circ$) autour de γ . La quantité de la bastite dans la roche oscille. Lorsque la roche est fortement serpentinisée, il y en a moins, et c'est probablement le chrysotile qui la remplace; lorsque la serpentinisation est avancée la serpentine lamelleuse contient des résidus microscopiques de minéral primaire qu'il est difficile d'identifier par les méthodes optiques habituelles. Par leurs couleurs d'interférence, les indices de réfraction et le mode d'apparition ces minéraux résiduels ressemblent beaucoup à ceux qu'on observe dans la serpentine de Jaklovce. De façon générale, on constate qu'il y a une grande parenté entre les serpentines des Monts métallifères du Spiš et du Gemer en ce qui concerne leur composition minéralogique. Ce point de vue a déjà été exprimé par Roth S. (1881) et Rakus G. (1924). Les résidus des minéraux primaires de la serpentine de Jaklovce sont assez grands, et on a pu y déterminer le pyroxène monoclinique et le pyroxène rhombique.

En lames minces le pyroxène monoclinique est limpide. Il apparaît comme grains allotriomorphes et hypidiomorphes de dimensions variant entre $1 \times 1,5$ et 2×5 mm, à extinction ondulante, à clivage parfait suivant (100). Le minéral est biaxe, à allongement positif. La valeur de la biréfringence oscille entre 0,027 et 0,030. L'angle d'extinction sur la face (010) est $c/\gamma = 42^\circ$. Les indices de réfraction sont: $n_\alpha > 1,665 < 1,680$, $n_\gamma > 1,680 < 1,705$. Les propriétés optiques sont celles du diallage. Les minuscules écailles d'ilménite, et parfois la magnétite disposées sur les plans de clivage communiquent au minéral un miroitement métallique.

Le pyroxène rhombique se présente sous forme de grains irréguliers de $1 \times 1,3$ jusqu'à 5×5 mm. Ses propriétés sont celles de la bronzite: biaxe, allongement positif, extinction droite, clivage parfait suivant (100), très indistinct suivant (110). L'indice de réfraction se rapproche de celui du diallage, $2E = 80^\circ$ autour de la bissectrice aiguë γ qui est parallèle à l'axe

cristallographique c . La biréfringence du minéral est bien plus faible que celle du diallage — 0,008 à 0,010. Des petites tablettes et des écailles d'ilménite et de magnétite s'observent également sur les plans de clivage (100). La serpentinitisation du pyroxène orthorhombique a comme conséquence le changement des directions optiques dans le plan horizontal: α de la serpentine correspond à β du pyroxène, et β de la serpentine à α du pyroxène.

Le clivage suivant (100) et le miroitement métallique des pyroxènes primaires monocliniques et orthorhombiques subsistent après la transformation. A la limite du pyroxène résiduaire et de la serpentine de néoformation les traces de clivage sont interrompues par une mince zone de transition.

Parmi les minerais qu'on observe dans la serpentine le plus fréquent est la magnétite qui pigmente la roche. Sur les plans de clivage elle est parfois accompagnée d'ilménite.

Stades successifs de serpentinitisation.

Il est intéressant de constater que l'olivine fait absolument défaut dans la serpentine de Čuntava; et cependant c'est certainement elle qui représentait le constituant essentiel de la roche originelle. Lorsqu'on examine les résidus de pyroxènes on remarque que la serpentinitisation de la bronzite est toujours plus forte que celle du diallage. Cette observation nous amène à la conclusion que la transformation atteignit les minéraux primaires non pas simultanément, mais successivement, ou bien que ces minéraux ont différemment résisté à la serpentinitisation.

On a l'impression que la bastite n'est pas un constituant stable de la serpentine de Čuntava. En effet, on voit au microscope que la quantité de pyroxènes primaires dans ce minéral diminue et finit par devenir nulle au fur et à mesure que progresse la serpentinitisation de la roche. Au stade suivant de transformation le chrysotile entrecoupe la bastite et la remplace peu à peu. Dans les roches fortement atteintes par la serpentinitisation, le chrysotile se forme même aux dépens de la serpentine compacte. La dernière phase de transformation est caractérisée par l'enrichissement de la roche en canalicules remplis de chrysotile.

Roche primaire aux dépens de laquelle s'est formée la serpentine.

La disposition des divers minéraux de néoformation dans les serpentines des Monts métallifères du Spiš et du Gemer ne permet pas de faire une conclusion sur la composition minéralogique originelle de ces roches. La transformation de l'olivine et celle du pyroxène peuvent donner les mêmes minéraux secondaires (Orlov A. 1931). L'olivine peut être remplacée par la serpentine compacte, l'antigorite et le chrysotile. Quant aux pyroxènes, l'étude au microscope a montré qu'ils ne sont épigénisés que par la variété écailleuse de la serpentine — la bastite.

Ce ne sont que les résidus de bronzite et de diallage observés dans les serpentines de Jaklovce et de Čuntava qui fournissent quelques indications sur la roche aux dépens de laquelle prirent naissance les serpentines des Gémérides si l'on admet que son constituant essentiel était l'olivine. L'état d'altération de la roche ne permet guère d'évaluer la proportion qu'avaient à l'origine les différents constituants. L'association olivine-bronzite-diallage avec la magné-

tite sporadique prouve que la roche primaire était très voisine de la lherzolite. D'après Tröger W. E. (1935), la composition minéralogique de la lherzolite se présente comme suit: 50% d'olivine, 32% de bronzite, 15% de diallage, 3% de minerais, apatite et picotite; l'amphibole peut être présente ou faire défaut. J'avais déjà dit plus haut que la serpentine écailleuse se forme surtout aux dépens des pyroxènes et correspond à la bastite. L'olivine est épigénisée par le chrysotile fibreux, la serpentine compacte et amorphe. Si l'on suppose que dans les serpentines-roches les plus fraîches avec résidus de minéraux primaires la bastite n'a pas été remplacée par le chrysotile, la proportion de la bastite, du chrysotile et de la serpentine compacte, et par conséquent le rapport entre la quantité des pyroxènes et de l'olivine correspond grossièrement à celui donné plus haut.

GÉOLOGIE DES ENVIRONS DU GISEMENT DE SERPENTINE

La région représentée sur la carte géologique que j'ai dressée est comprise entre le vallon du torrent Dobšinský et le Hnilec; à l'E, elle s'étend par le col de Besník jusqu'à la vallée du Hron. Des recherches géologiques ont été faites antérieurement dans cette région par Illés W. (1904) et Rozložník P. (1914 et 1935). Récemment, une conception moderne de la structure de la série dite Föderata a été présentée par Schöenberg R. (1948) dont les études ont apporté de précieuses contributions à la connaissance de la stratigraphie de la série du Muráň.

La région est relativement peu étendue, mais a une structure géologique compliquée; on y observe trois grandes unités tectoniques, à savoir:

1. Les Vépoures : a) cristallin de la zone de Tisovec
b) Mésozoïque de la zone des racines (série dite Föderata)
c) nappe du Choč
2. Les Gémérides : a) Carbonifère
b) Permien
c) Trias de la série du Muráň
3. Le Paléogène des massifs centraux.

Stratigraphie.

Un aperçu détaillé de la géologie de la région étudiée sera donné plus tard dans un autre ouvrage. Ici, je ne m'occuperai que de la structure de la série du Muráň qui a un rapport direct au gisement de serpentine de Čuntava.

Le Trias de la série appartenant à la couverture du cristallin forme la région s'étendant entre le col de Besník (1000 m) et Hanneshöhe (1120,3 m); ce sont les proéminences sud-ouest du Mésozoïque du Slovenský Raj. Vers le SW ce Mésozoïque s'étend au delà du col de Besník, où il est fortement disloqué, et se relie avec le Mésozoïque du plateau de Muráň. Le Trias de la série du Muráň (Kettner R. 1937) apparaît dans notre région au-dessus du Verrucano de la nappe du Spiš, parfois au-dessus du Mésozoïque de la zone des racines des nappes subtatiques. La série est caractérisée par une structure en écailles. En allant du Sud au Nord on rencontre trois zones d'écailles de direction SW-NE. La zone la plus septentrionale comprend l'écaille calcaire du col de Besník (1000 m), de la Rakotina (1079 m), du Bu-

kovec (1103 m), de la Kopa (1126,6 m) et deux petites écailles à la jonction du torrent Spišský et du Hnilec.

La zone tectonique moyenne est représentée par le lambeau calcaire de la Ostrá Skala (972,9 m), l'écaille longue de 4 km entre le Kanzel (478,5 m) et le col de Besník et les écailles calcaires isolées qui ont été enfoncées suivant la ligne du Muráň. Enfin la zone d'écailles comprend le plateau calcaire d'Ondrejisko (1271,4 m), de Čuntava (1199,5 m) et de Hanneshöhe (1120,3 m); elle est caractérisée par la présence d'écailles frontales sur les pentes sud du plateau.

A la base de la série du Muráň on observe le complexe bigarré des schistes de Werfen. Près de Danková, entre le Werfénien et les calcaires clairs du Wetterstein apparaît l'écaille de serpentine de Čuntava. La roche fut soumise à une forte pression dynamique et acquit l'allure d'une écaille lors de la formation du régime imbriqué de la série du Muráň, en particulier des écailles frontales superposées sur le bord du plateau de Čuntava.

Dans le toit du Trias inf., Schönerberg R. (1948) distingue une série calcaire inférieure constituée de calcaires, de dolomies et de brèches calcaires sombres. Il considère comme membre supérieur de la série les calcaires sombres du type Gutenstein (Anisien). La présence des calcaires de Gutenstein et de la série calcaire inférieure me semble douteuse. Des calcaires sombres pétrographiquement différents de ceux de Gutenstein forment des niveaux passant insensiblement aux facies clairs des calcaires du Wetterstein.

D'autres calcaires schisteux à intercalations de schistes appartiennent au Werfénien. Je n'ai pas observé non plus les dolomies distinguées par Schönerberg dans la région où il a levé la carte. En dehors de la région qu'il a explorée, ces dolomies apparaissent près de la Spodná záhrada (Untere Garten). Les dolomies n'atteignent que 10—25 m de puissance, mais forment un niveau bien défini stratigraphiquement.

Le membre le plus jeune de la série du Muráň est représenté par les calcaires cristallins massifs ou en bancs épais d'un gris clair ou foncé, parfois roses ou avec des filonnets et des taches roses sur un fond clair.

Au NE, dans la région voisine, Kettner et Csisko ont identifié dans ces calcaires *Teulloporella herculea*. Leur appartenance aux calcaires du Wetterstein d'âge ladinien est indubitable.

Le Paléogène des massifs centraux s'observe dans la vallée du Hnilec, au voisinage de la Grotte de glace (L'adová jeskyňa). Il est constitué de conglomérats contenant des niveaux de schistes rouges. Le matériel des conglomérats est représenté surtout par les calcaires du type Wetterstein et les schistes bariolés du Trias inf. A 2 km vers le NW de la station L'adová jaskyňa, dans la tranchée de la voie ferrée, parmi les galets on distingue les serpentines des Gémérides. Kordíuk B. (1941) suppose qu'ils ont été fournis par une écaille de serpentine semblable à celles qu'on connaît dans les Monts métallifères du Spiš et de Gemer.

Le Paléogène a été fortement plissé et poussé vers le SE sur la série du Muráň.

Tectonique.

Le Trias de la série du Muráň reposant sur les calcaires alvéolaires et les quartzites du Mésozoïque de la zone des racines contient à la base du Werfénien des brèches tectoniques constituées de fragments de schistes bigarrés, de cal-

caires alvéolaires et de roches rappelant le cristallin du Vepor. La présence de ces brèches tectoniques confirme la supposition que le Trias des Gémérides a été arraché de son soubassement paléozoïque inférieur et poussé vers le NW sur les éléments de la nappe du Choč.

La poussée des nappes subalpines, la nappe du Spiš y compris, s'est produite pendant la phase orogénique subalpine entre l'Albien et l'Eocène (A n d r u s o v D. 1939). Dans le tronçon de la vallée du Hnilec compris sur notre carte, le dépôt des conglomérats éocènes a été suivi par un chevauchement à rebours de la nappe du Choč sur le Trias de la série du Muráň. Cette dernière acquies une structure en écaillés qui s'était probablement déjà esquissée pendant la phase subalpine. Près du front de l'écaille sud se forma un régime imbriqué constitué de trois écaillés secondaires bien exprimées dans la coupe Schlosser — Hannes Grund — L'adová jaskyňa. Les écaillés de calcaires du Wetterstein sont légèrement inclinées vers le N ou le NE. Séparées l'une de l'autre par les schistes de Werfen, elles forment un empilement. La serpentine de Čuntava qui, à l'origine, se présentait certainement comme un corps intrusif allongé acquies son allure d'écaille lors de la formation du régime imbriqué.

Age de la serpentine de Čuntava.

K o r d i u k B. (1941) avait attiré l'attention sur le fait que la serpentine de Čuntava, et en général les serpentines des Monts métallifères du Spiš et du Gemer apparaissent au milieu du complexe des schistes bigarrés et des calcaires alvéolaires. Cette constatation est importante pour la détermination de leur âge. Les schistes bigarrés affleurant près de Kobeliarovo (Š u f J. 1930) et de Jaklovce appartiennent au Trias inf., ce qui a été prouvé paléontologiquement. La trouvaille de restes de fossiles indéterminables dans la continuation du complexe des schistes bigarrés de Čuntava, qui se trouve dans le soubassement des dolomies ladiniennes ou des calcaires ladinien du Wetterstein, confirme son âge triasique inférieur. Une autre circonstance digne d'attention est la découverte, faite l'an passé, de brèches tectoniques composées de fragments de serpentine et de schistes bariolés werféniens dans le soubassement de la serpentine de Čuntava. La présence de ces brèches parle nettement en faveur de la conception qu'on a aujourd'hui du caractère tectonique de l'écaille de serpentine. Suivant les anciens points de vue la serpentine représentait un produit de différenciation de la gabbrodiorite de Dobšiná. Des galets de gabbrodiorite ont été constatés dans les conglomérats se trouvant à la base et dans le toit du Westphalien; cette roche appartient donc au Paléozoïque inférieur. En attribuant le même âge à la serpentine on devrait supposer qu'elle a été refoulée comme écaille dans les couches souples plus jeunes. Mais alors quel hasard extraordinaire que les écaillés de gabbrodiorite n'aient pas subi le même sort. Il est vrai que la serpentine de Čuntava et les autres serpentines des Monts métallifères du Spiš et du Gemer ont l'apparence d'écaillés tectoniques, mais en réalité il s'agit d'un phénomène dû à la disharmonie de plissement, le Werfézien étant bien plus plastique que la serpentine. La formation des plis à rebours imprima en même temps à la serpentine l'allure d'une écaille. Les brèches tectoniques qui ont été constatées au contact de la serpentine et du Werfézien correspondent à la phase orogénique dont on a parlé.

Dans une ravine fraîche sur le chemin champêtre menant de Danková à la Spodná zahrada j'ai constaté au contact de l'écaille de serpentine avec

le Werfénien un niveau de 0,5 m de puissance formé de roches microgrenues ou compactes très dures, grises ou noires, avec des bandes irrégulières claires très siliceuses. Ces roches à aspect corné, à grain finement cristallin ou cryptocristallin sont constituées essentiellement de minuscules granules de quartz et d'un minéral semblable au mica qu'il n'a pas été possible d'identifier. En fait d'éléments accessoires, on observe le feldpsath maculé suivant la loi de l'albite, les agrégats de serpentine, çà et là la calcite et la magnétite. D'autres petits cristaux représentent probablement le diopside et les minéraux du groupe épidote-zoïsite. Les phénomènes de contact déterminés par la lherzolite dans les schistes de Werfen sont une preuve certaine de l'âge triasique inférieur de la serpentine de Čuntava.

La question de l'âge de la serpentine est liée à un autre problème qu'il est également important de résoudre — celui de l'indépendance du magma péridotitique. Il y a des auteurs qui ne l'admettent pas. Puisque dans les Monts métallifères du Spiš et du Gemer la venue des magmas basiques a été antémésozoïque, la présence de serpentines triasiques inférieures montre que dans la zone des Gémérides il y a eu, au début du Mésozoïque, une phase éruptive indépendante caractérisée par le magma lherzolitique. Y a-t-il eu un vrai magma lherzolitique dont la température était plus basse par suite de sa haute teneur en éléments volatiles, surtout en vapeurs d'eau, ou bien la lherzolite avait-elle déjà cristallisé lors de son intrusion et jouissait de la faculté éruptive grâce à la présence de la solution dite complexe — c'est là une question qu'il est difficile de résoudre, l'état actuel de la lherzolite ne donnant aucune indication à ce sujet.

Il m'est d'un agréable devoir de remercier sincèrement M. le prof. R. Reinhard, directeur du Laboratoire de minéralogie et de pétrographie à Bâle, pour les précieuses indications qu'il a bien voulu me donner lorsque j'ai eu l'occasion d'entreprendre, en 1948, un voyage d'étude en Suisse et de m'y occuper des serpentines des Gémérides.

4. V. 1950

Service géologique slovaque, Bratislava

Explication de la planche I.

Fig. 1. Résidu de diallage primaire avec traces de clivage très prononcé suivant (100). Serpentine (roche) de Jaklovce avec structure kélyphitique. Grossi x 27. Cliché Kantor.

Fig. 2. „Canalicule“ rempli de chrysotile fibreux. Stade avancé de serpentinisation. Serpentine (roche) de Danková au NW de Dobšiná. Grossi x 13. Cliché Kantor.

Explication de la planche II.

Fig. 1. Masses de serpentine amorphe (plages noires) pénétrant dans le chrysotile. Serpentine de Danková au NW de Dobšiná. Grossi x 13. Cliché Kantor.

Fig. 2. Remplacement de l'antigorite par le chrysotile. Serpentine (roche) de Danková au NW de Dobšiná. Grossi x 27. Cliché Kantor.

Explication de la planche III.

Fig. 1. Petits cristaux de grenats (andradite, topazolite) dans la serpentine au N de Dobšiná. Nicols croisés. Grossi x 13. Cliché Kantor.

Fig. 2. Antigorite en faisceau rayonnés (plages claires). L'échantillon a été

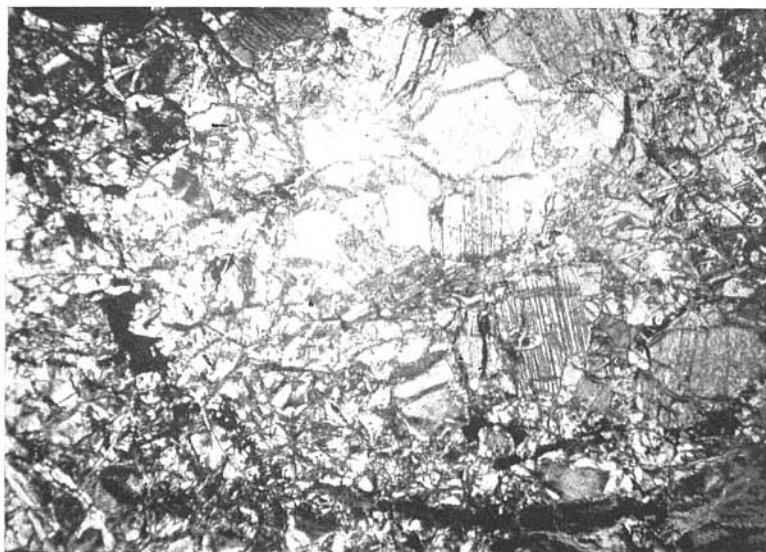
pris au contact de la serpentine avec les schistes de Werfen. Danková au NW de Dobšiná. Grossi x 13. Cliché Kantor.

Explication de la planche V.

Carte géologique des environs de Čuntava (1199,5 m). Dressée par J. Kamenický 1949. 1. Dépôts alluviaux — Holocène. 2. Limons et éboulis — Holocène, Pléistocène. 3. Conglomérats paléogènes. 4. Calcaires clairs du Wetterstein, 5. dolomies grises; 4.—5. Trias moyen. 6. Serpentine, 7. couches de Werfen; 6.—7. Trias inférieur. 8. Schistes micacés bariolés, 9. conglomérats et grauwackes; 8.—9. Permien. 10. Schistes sombres, grès et grauwackes — Carbonifère moyen. 11. Diabases métamorphisées — Carbonifère inférieur. 4.—11. Gémérides. 12. Dolomies grises — Trias moyen, 13. Werfénien à méla-phyres — Trias inférieur; 12.—13. Nappe du Choč. 14. Schistes sombres. 15. calcaires gris schisteux à silex. 14.—15. Crétacé inf. 16. Calcaires cristallins, clairs et roses, 17. calcaires alvéolaires à la base des calcaires clairs et roses, 18. dolomies grises alvéolaires; 16.—18. Trias moyen. 19. Phyllites bigarrés, 20. quartzites clairs; 19.—20. Trias inf. 14.—20. Mésozoïque de la zone des racines des nappes subtatriques. 21. Cristallin de la zone de Tisovec. 14.—21, Véporides. 22. Source. 23. Direction et inclinaison des couches. 24. Direction et inclinaison de la schistosité. 25. Carrière. 26. Surfaces de chevauchement.

Explication de la planche VI.

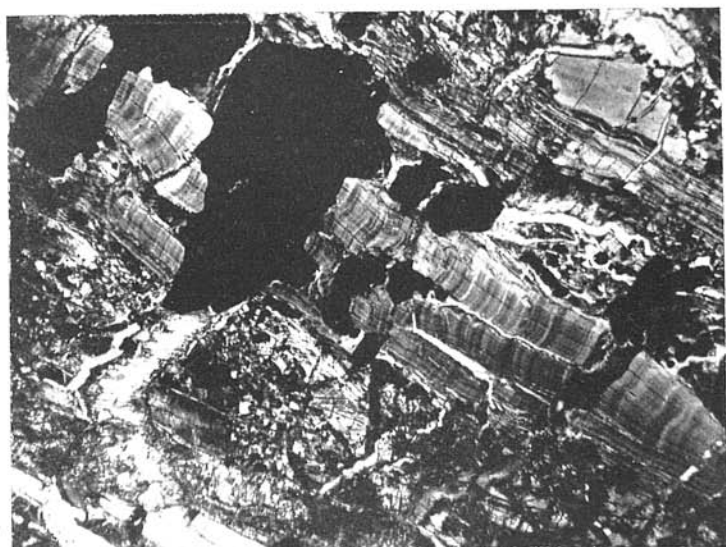
Coupes géologiques de la région située entre Buchwald (1055,5 m) et la vallée du Hnilec près de L'adová jaskyňa. G é m é r i d e s : 1. Schistes sombres, grès et grauwackes (Carbonifère moyen). 2. Schistes bariolés, conglomérats et grauwackes (Permien). 3. Schistes werfénien bariolés (Trias inf.). 4. Serpentine (Trias inf.). 5. Dolomies grises (Trias moyen). 6. Calcaires clairs du Wetterstein (Trias moyen). V é p o r i d e s : a. Mésozoïque de la zone des racines des nappes subtatriques: 7. Quartzites clairs (Trias inf.). 8. Calcaires alvéolaires à la base des calcaires clairs et roses (Trias moyen). 10. Dolomies grises alvéolaires (Trias moyen). 11. Calcaires schisteux à silex (Crétacé inf.). b. Cristallin des Véporides: 12. Gneiss, migmatites et micaschistes de la zone de Tisovec. P a l é o g è n e des massifs centraux: 13. Conglomérats à niveaux de schistes rouges (Eocène).



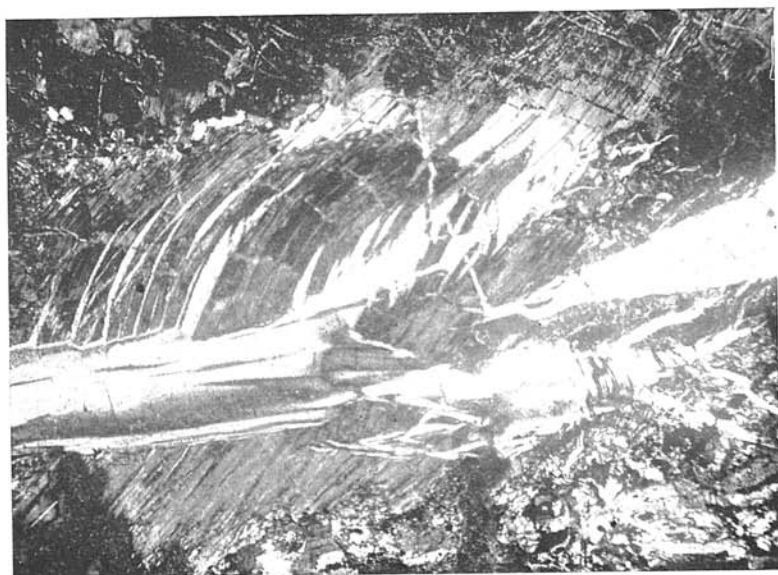
Obr. 1. Relikty primárneho dialágu s význačnou deliteľnosťou podľa (100). Hadeč od Jakloviec so slučkovou štruktúrou. Zväčšené 27 $\times$. Foto K a n t o r.



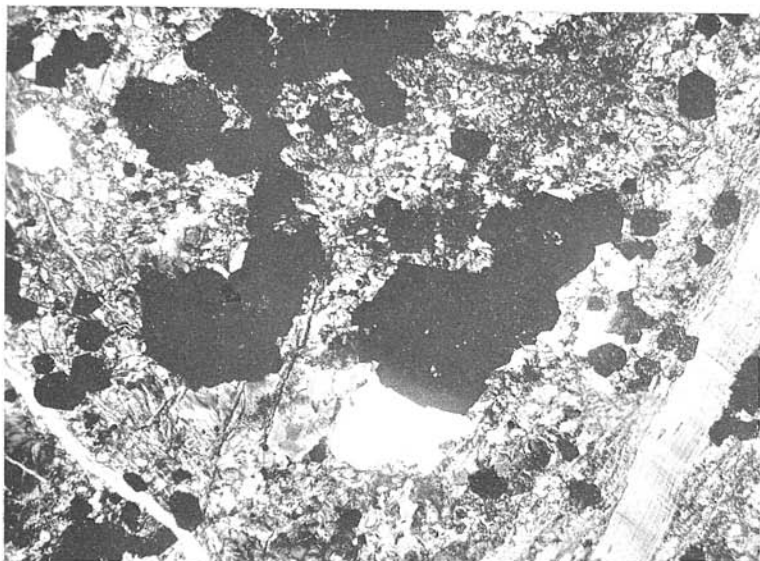
Obr. 2. „Kanálik“ vyplnený vláknitým chryzotíлом. Hadeč od Dankovej na SZ od Dobšinej, v pokročilej serpentinizácii. Zväčšené 13 $\times$. Foto K a n t o r.



Obr. 1. Masy amorfného serpentínu (čierne), prenikajúce vláknitý chryzotil. Hadeč od Dankovej na SZ od Dobšinej. Zväčšené 13 $\times$. Foto Kantor.

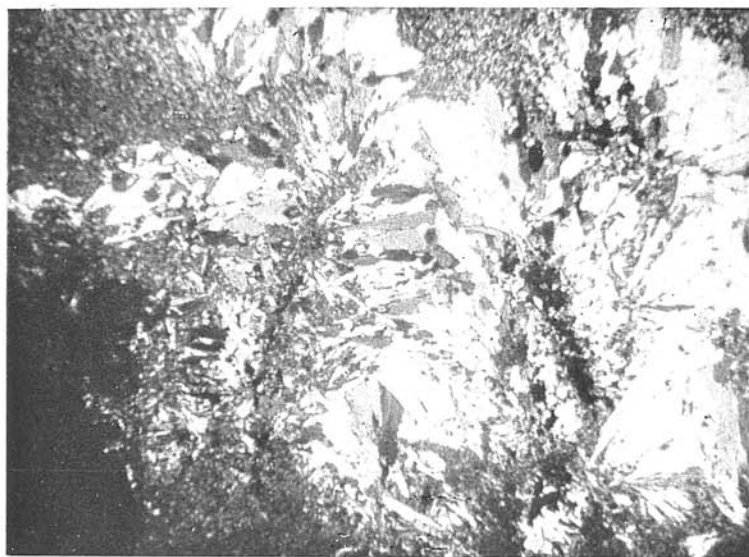


Obr. 2. Zatláčovanie antigoritu chryzotilom. Hadeč od Dankovej na SZ od Dobšinej. Zväčšené 27 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 1. Kryštálky granátu (andradit, topazolit) v hadci severne od Dobšinej. Skrížené nikoly. Zväčšené 13 $\times$.

Foto K a n t o r.



Obr. 2. Radiálne paprscitý antigorit (svetlý). Kontakt hadca od Dankovej na SZ od Dobšinej s verfénskou bridlicou. Zväčšené 13 $\times$

Foto K a n t o r.

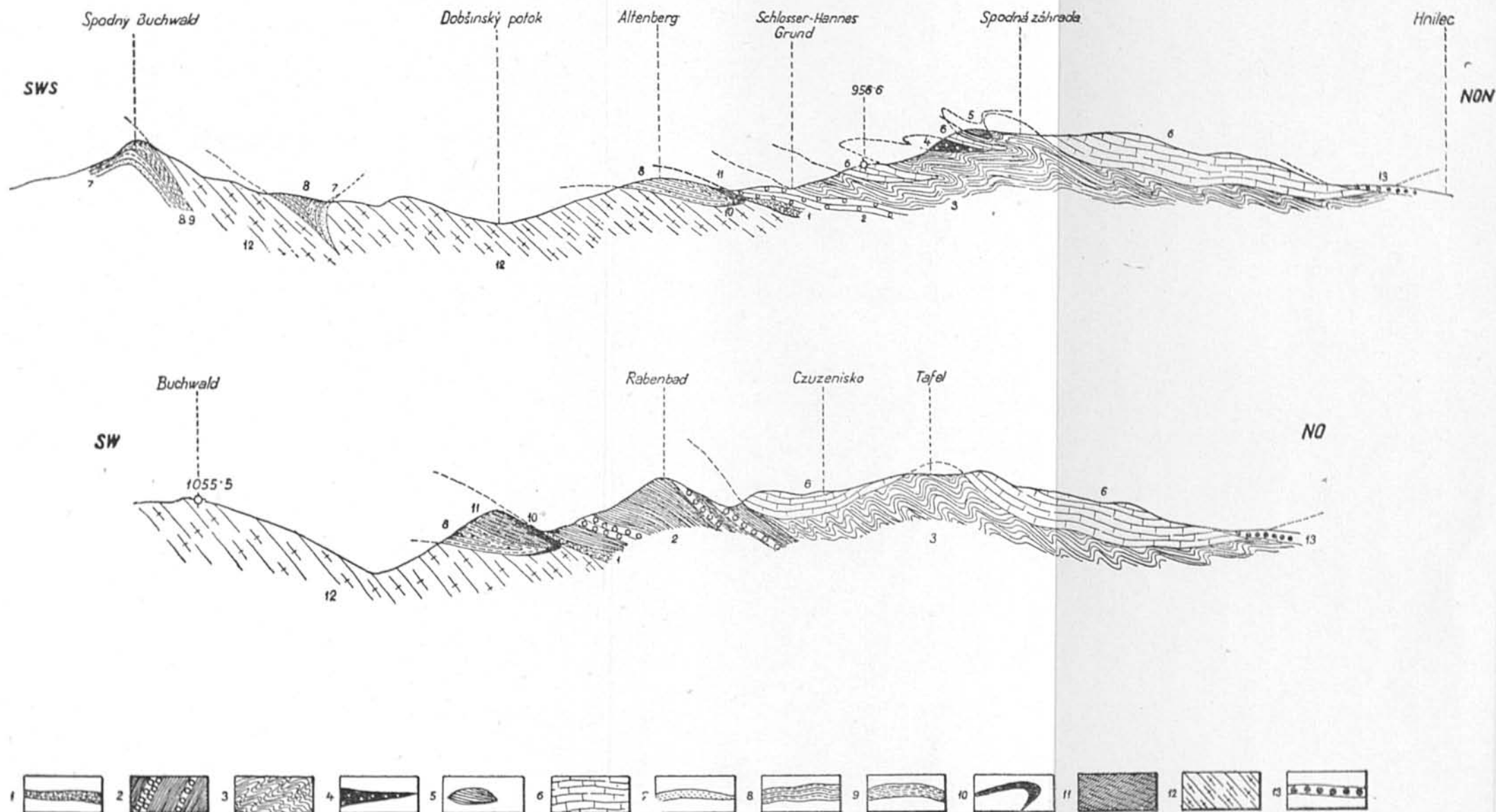
GEOLOGICKÁ MAPA ŠIRŠIEHO OKOLIA ČUNTAVY (1199,5 m)

Sostavil J. Kamenický, 1949



1. Aluviálne náplavy — holocén. 2. Hliny, sutiny vôbec — holocén, pliocén. 3. Paleogenné konglomeráty. 4. Svetlé wettersteinské vápence. 5. sivé dolomity; 4.—5. stredný trias. 6. Hadeč, 7. verfenské bridlice; 6.—7. spodný trias. 8. Pestré sfudnaté bridlice, 9. konglomeráty a droby; 8.—9. perm. 10. Tmavé bridlice, pieskovce a droby — stred. karbón. 11. Metamorfované diabázy — spodný karbón. 12.—11. Gemeridy. 12. Sivé dolomity — stred. trias, 13. verfén s melafýrmi — spodný trias; 12.—13. chočský príkrov. 14. Tmavé bridlice, 15. sivé bridličnaté rohovecové vápence; 14.—15. spodná krieda. 16. Svetlé a ružové kryštallické vápence, 17. bunkovité vápence na báze svetlých a ružových vápencov, 18. sivé a bunkovité dolomity; 16.—18. stredný trias. 19. Pestré fylity, 20. svetlé kvarcity; 19.—20. spodný trias. 14.—20. Subtatranské koreňové mezozoikum. 21. Kryštalínium tisoveckej zóny. 14.—21. Veporidy. 22. Prameň. 23. Smer a sklon vrstiev. 24. Smer a sklon bridličnatosti. 25. Kameňolom. 26. Presunové plochy.

GEOLOGICKÉ PROFILY ÚZEMIA MEDZI BUCHWALDOM (1055,5 m) A DOLINOU HNILCA PRI ĽADOVEJ JASKYNI



Gemeridy: 1. Tmavé bridlice, pieskovce a droby (stred. karbón). 2. Pestré bridlice, slepence a droby (perm). 3. Pestré verfénske bridlice (spodný trias). 4. Hadeč (spod. trias). 5. Sivé dolomity (str. trias). 6. Svetlé wettersteinské vápence (str. trias). Veporidy: a) Subtatranské koreňové mezozoikum: 7. Svetlé kvarcity (spod. trias). 8. Bunkovité vápence na báze svetlých a ružových vápencov (str. trias). 9. Svetlé a ružové kryštálické vápence (str. trias). 10. Sivé a bunkovité dolomity (str. trias). 11. Bridličnaté a rohovcové vápence (spod. krieda). b) Kryštalinikum veporid: 12. Ruly, migmatity a svory tisoveckej zóny. Paleogén jadrových pohorí: 13. Slepence s polohami červených bridlic (eocén).