

TEKTONIKA STREDNEJ ČASTI INOVCA

(Tab. LIII, LIV, ruské a nemecké resumé)

Inovec je jadrovým pohorím vonkajšieho radu. Kostru pohoria tvorí kryštallické jadro, zaberajúce najmä jeho severnú časť. Smerom na juh sa zužuje a morfológicky snižuje. V južnej časti (južne od hradskej Piešťany—Radošina) nevystupuje na povrch, len na malom priestore v najjužnejších výbežkoch pohoria medzi Hlohovcom a Teplíčkami. V severozápadnej časti pohoria kryštallické jadro sprevádza hrubá seria mladšieho paleozoika, a to verukáno a epizonálne metamorfovaná seria, pravdepodobne karbon. Druhohorné súvrstvia sú rozložené v sev. časti, predovšetkým v záhybe jadra medzi Malými Stankovcami, Selcom a Kálnicou a v synklinále, rozprestierajúcej sa vo východnej časti pohoria pri Podhradí. Smerom na juh druhohorné série zaberajú rozsiahlejšie priestory. Bližšiu pozornosť som venoval práve týmto komplexom, rozloženým pri západnom svahu strednej časti Inovca v priestore medzi Hrádkom—Novou Lehotou a Modrovou a tiež v južnejšie ležiacom území. Tam druhohorné súvrstvia budujú podstatnú časť pohoria a od hradskej Piešťany—Radošina takmer celé pohorie.

Druhohorné súvrstvia Inovca patria zčásti k obalovej serii, zčásti k subtatranským príkrovom. Litologický charakter jednotlivých členov obalovej serie som podal vo svojej predchádzajúcej práci (M a h e l, 1950). Na tomto mieste dopĺňujem ju niektorými novými poznatkami. Vo výbrusovom materiáli z malm-ských vápencov od Novej Lehoty podarilo sa mi nájsť množstvo kalpionel. V najjužnejšej časti Inovca treba zaznamenať osobitný vývin triasových súvrství, ktorý si s hľadiska stratigrafického a paleogeografického zasluhuje v budúcnosti bližšiu pozornosť. Jeho stratigrafické zhodnotenie bude možno podať neskoršie, po vykonaní detailnejších štúdií v tejto časti pohoria.

Subtatranské komplexy patria k dvom príkrovom: ku krížňanskému a chočskému. Na stavbe krížňanského príkrovu sa zúčastňujú jeho členy, počnúc stredným triasom po alb, vo vývine typickom pre vonkajší rad jadrových horstiev: teda guttensteinské vápence, dolo-

mity v horných polohách s vložkami lunzských vrstiev, ďalej keuper, rôt karpatského a švábskeho vývinu, grestenské vrstvy, škvrité slieňa a slienité vápence vrchného liasu, radiolárové vápence a radiolárity doger-malmu, typický neokom vo vývine slieňov a slienitých vápencov, pieskovce a slieňa albu. S hľadiska litologického zasluhujú si zmienku porózne žltkasté vápence uprostred keuperu. Vytvárajú šošovky, ba medzi Sokolovcami a Jelšovcami vystupujú uprostred typicky keuperských červených bridlíc i v laviciach až 1 m hrubých. Svojím vzhľadom pripomínajú porózne travertíny. Čisté vápence prechádzajú občas do vápenitých brekeií s úlomkami stredotriasových vápencov a dolomitov, i pestrých, prevažne červených ilovitých bridlíc asi keuperských, alebo azda verfénskych. Nájdú sa v nich i úlomky hornín kryštallického jadra. Mikroskopickým štúdiom výbrusového materiálu nepodarilo sa mi nájsť v týchto vápencoch ani len zvyšok organizmov, rovnako ako v keuperských ilovitých bridliciach.

Chočský príkrov budujú stredotriasové vápence a dolomity. Vložky lunzských vrstiev svedčia o tom, že časť dolomitov patrí k ladinu, horná časť už k vrchnému triasu. Postavenie svetlých vápencov v tomto príkrove zatiaľ nie je ujasnené pre nedostatočné paleontologické spracovanie.

Rozloženie jednotlivých serií pri výstupe na povrch vystihuje priložená tektonická mapa. Táto mapa nepodáva detailné stratigrafické rozčlenenie a rozloženie jednotlivých útvarov, ale len skupín útvarov, vystihujúcich tektonickú stavbu obalovej serie i subatranských príkrovov. Tektonický charakter jednotlivých serií ostáva pre nás jediným faktickým materiálom, na základe ktorého máme poznať rozloženie a tektonický ráz jednotlivých tektonických jednotiek i v tých priestoroch, kde sú ony prikryté vyššími tektonickými jednotkami, príkrovmi, prípadne mladšími stratigrafickými komplexmi, teda kde nie sú prístupné priamemu pozorovaniu. Toto je, pravda, možné len ak máme predstavu o mechanizme presunov. Našou úlohou je teda podať tektonický rozbor obalovej serie i subatranských príkrovov v priestoroch, kde ony vystupujú na povrch, analyzovať morfológické zvláštnosti tektonických štruktúr, hľadať mechanizmus ich vzniku, vzájomnú závislosť jednotlivých faktov a snažiť sa objasniť ich vznik.

Závažným faktovým materiálom pri tektonickej analýze je hrúbka serií, prípadne i jednotlivých útvarov. Hrubý obraz o nej možno zistiť z tektonickej mapy, a to z plošnej vzdialenosti medzi spodnou a hornou hranicou ktorejkoľvek skupiny útvarov a zo všeobecného sklonu vrstiev v týchto miestach. Pravda,

táto hrúbka je tektonickou a je celkom odlišná od pôvodnej sedimentačnej hrúbky. Kým posledná je výsledkom tektonických pochodov, odohrávajúcich sa za sedimentácie a spolu s faciou je najlepším ukazovateľom paleogeografických a tektonických pomerov za sedimentácie, tektonická hrúbka je podmienená tektonickými pochodmi odohrávanými sa po sedimentácii. V Inovci vystupujúce druhohorné serie prekonaly intenzívne horotvorné pochody vertikálne i tangenciálne po ukončení sedimentačného obdobia. Ich pôvodná sedimentačná hrúbka sa podstatne zmenila, pravda, u niektorých jednotiek, ba i v niektorých priestoroch a u jednotlivých útvarov viac, inde menej. Tektonická hrúbka útvarov je podmienená celým radom činiteľov. Sú to predovšetkým fyzikálne vlastnosti útvarov, akými sú: plastičnosť hornín, pôvodná sedimentačná hrúbka, ďalej plastičnosť nadložných a podložných komplexov. Ďalšími činiteľmi, čo podmieňujú tektonické pochody, sú veľkosť a rozloženie tlakov. Posledné sú akiste závislé do značnej miery aj od sklonu a morfológie podložia a čiastočne i od kompresie nadložia. Z uvedených činiteľov poznáme: plastičnosť hornín a ich úložné pomery. Pôvodnú sedimentačnú hrúbku obalových serií zhruba poznáme. Horšie je to u subatranských príkrovov, ktorých sedimentačnú hrúbku zatiaľ nevieme stanoviť. Ostáva u nich stanoviť rozloženie, smer a veľkosť síl pri presunoch podľa charakteru tektonických foriem, z ich tektonickej hrúbky i pomeru k nadložným a podložným komplexom, ako ich sledujeme v priestoroch, kde vystupujú na povrch.

Preberme teraz jednotlivé uvedené tektonické jednotky a vykonajme ich tektonickú analýzu. Ide nám, pravda, o postihnutie zákonitosti a hlavných tektonických zvláštností v stavbe jednotiek. Takáto induktívna metóda pomôže nám vyriešiť jednu stránku mechanizmu vzniku tektonických štruktúr, a to kinetickú. Ňou však ešte plne nevyriešime druhú, dynamickú stránku mechanizmu, otázku sily, ktorá spôsobuje celý tento mechanizmus, na čo nestačí analýza faktov z opisovaného územia; k tomu bude potrebná skôr syntéza faktov, a to z rozsiahlejších oblastí.

Obalová seria.

Najväčší priestor zaberá v tzv. synklinále marhátskej. Jej členy dosahujú značné hrúbky, a to stredotriasové súvrstvie vápencov, dolomitických vápencov i dolomitov, liasové súvrstvie i neokom. Sklony vrstiev sú tu malé a pohybujú sa okolo 25°. Celkovú hrúbku serie tu možno odhadnúť na 700 m. Pozoruhodnejšiu hrúbku dosahujú predovšetkým stredotriasové vápencovo-dolomitické sú-

vrstvie a neokom. Tenké polohy vytvárajú kremence pri západnom okraji synklinály, kým inde v okolí sú značne hrubé — až 400 m. Dobre zachovaná obalová seria vystupuje v záhybe jadra medzi Gonovými Lazmi a Novou Lehotou v tzv. lehotskej mulde. Generálny smer zapadania jej vrstiev je západný, shodný so sklonom podložia. Jeho veľkosť sa mení od miesta k miestu, najčastejšie sa však pohybuje okolo 25—30°. V tejto časti sú pomerne slabo zastúpené súvrstvia stredného triasu. Po ohybe kryštallického jadra v severnej časti muldy od Hornej Lehoty smerom k Hrádku zväčšuje sa sklon súvrství približne na 40°, pričom hrúbka jednotlivých súvrství sa znižuje, až napokon sa pruh obalovej serie končí a priamy kontakt s kryštalinikom pri povrchu obstarávajú členy križňanského príkrovu. S obdobným prípadom sa stretávame i pri južnom okraji Lehotskej muldy. V blízkosti Nového majera pri okraji muldy obalová seria vystupuje na povrch len miestami, nie je zastúpená hrubým neokomským, prípadne liasovým súvrstvím. Ďalej na juh lemujú kryštalinikum hrubé spodotriasové kremence so sklonom 45—60°. Na nich priamo ležia súvrstvia križňanského príkrovu. Len miestami, v podloží posledných sa vynorujú členy obalovej serie, najčastejšie neokomské a liasové súvrstvia. Až pri vŕšku Plešina, kde sa kryštallické jadro ponorilo pod kremence, ktorých okraj sa uhýna na JV a sklon sa zmiernuje na 20—30°, znovu sa vynoruje pruh obalovej serie, zastúpenej miestami všetkými svojimi členmi. V južnejšie ležiacom území kryštallické jadro netvorí už na povrchu os pohoria, a samotnú obalovú seriú prikrývajú vápencovo-dolomitické komplexy križňanského príkrovu. Zpod nich sa vynorujú jej členy len vo forme akýchsi tektonických okien. Až pri samom južnom okraji pohoria objavuje sa opäť kryštalinikum i kremence a s nimi i celá obalová seria, ukľonená na severozápad.

Rozloženie obalovej serie v Inovci i jej celková hrúbka, ako z uvedeného vysvitá, je závislá od sklonu vrstiev a ten zas od tektonickej povahy kryštallického podložia. Možno povedať, že čím väčší je všeobecný sklon vrstiev, tým je hrúbka serie menšia, odchylnejšia od pôvodnej sedimentačnej hrúbky. Kritériom pritom sú nám hrúbky jednotlivých útvarov z priestorov, v ktorých sa obalové serie javia v pomere ku kryštallickému jadrú ako autochtonné. Ide prevažne o synklinály uprostred jadra. V našom prípade to bola predovšetkým marhátska synklinála. Pri väčšom spáde podložia obalová seria nevystupuje, alebo je len rudimentárne zastúpená. Závislosť hrúbky obalovej serie od spádu podložia, ba dokonca i jej samotné vystupovanie na povrch vedie k názoru, že je to zjav vyvolaný tektonickými pochodmi. Treba

však vec uvážiť s každej stránky. Najsamprv sa treba zapodievať staršími názormi, ktoré nedostatok obalových serií na svahoch kryštálických jadier vysvetľovali buď odieraním a vyvalcovaním presunujúcimi sa subtatranskými príkrovmi (M a t ě j k a—A n d r u s o v, 1931), buď erozívnou činnosťou, ktorá sa odohrala pred presunom príkrovov (S p e n g l e r, 1937). Ďalej je potrebné zistiť, ako sa odráža sklon podložia na tektonickom charaktere nadložného krížňanského príkrovu.

Už skôr som poukázal na to (M a h e ľ, 1950), že odieranie obalových serií v Západných Karpatoch stovky metrov hrubých sa zdá nepravdepodobným. Chýbanie spodnejších členov obalových serií, pri zachovaní neokomu, ležiaceho priamo na spodnotriasových kremencoch na severnom svahu Zladného a Ostrého vrchu, ťažko sa dá vysvetliť „odieraním“. A ak by sa takéto „odieranie“ skutočne stalo, bolo by na mieste očakávať nejaké kryhy obalových serií v čele spodného subtatranského príkrovu. Nič takého sa však doteraz nezistilo. Teória „odierania“ obalových serií, ktoré sa presunujú subtatranskými príkrovmi, bola dôsledkom chápania presunu príkrovov ako účinku jedine tangenciálnych síl. Ak však dnes zastávame mienku, že pri presune príkrovov vo vonkajšom rade jadrových horstiev sa uplatňuje v prvom rade gravitácia (M a h e ľ, 1948), v dôsledku ktorej vrstevné komplexy skĺzajú po naklonenom svahu, potom je len prirodzené, že takéto skĺznutie zastihlo i obalové serie, ak sa ocitly na prudšom svahu. V smysle teórie skĺzania je ľahko vysvetliteľné, že pri strmšom sklone vrstiev obyčajne chýbajú málo plastické vápencovo-dolomitické súvrstvia, kým nadložné plastickejšie neokomské sliene, i keď v tenších polohách, vynárajú sa častejšie na povrch. Vyplýva to z polohy rigidných strednotriasových komplexov uprostred plastických verfenských vrstiev v podloží a plastického ilovitého súvrstvia keuperu v nadloží. Plastické nadložie a podložie uľahčovalo ich skĺzanie. Treba ešte osobitne uvážiť, či chýbanie obalovej serie na svahoch kryštálických jadier nespôsobovali erózni činitelia, ktorým boli vystavené od ústupu albského mora až po dobu presunu subtatranských príkrovov. Potom sa pred účinkom erózie zachránily obalové serie predovšetkým v priestoroch, kde boli zavrásnené do kryštálického podkladu, prípadne, kde vyplňovali muldy. Z nedostatku cepomanu i celej vrchnej kriedy v tatridách a vo veporidách súdime, že tieto pásma v tomto období vyčnievaly nad morskú hladinu. Je potom prirodzené predpokladať, že erózia pôsobila na obalovú seriú až dovtedy, kým ju neprikryly masy presunutých subtatranských príkrovov. Príkrovy sa teda presunuly už na vymodelovaný podklad. Chýbanie celej obalovej serie často v roz-

siahlych priestoroch pri okraji jadra Inovca i inde v Záp. Karpatoch nemožno pripísať len erózii. Jej účinkom predsa musely podľahnúť predovšetkým mladšie členy obalovej serie. Pomery v Inovci nám však ukazujú, že na niekoľkých miestach na spodnotriasových kremencoch leží neokomské súvrstvie, tvoriace priame podložie križňanského príkrovu, pričom tu chýbajú členy obalovej serie staršie ako nekom. Chýbanie týchto členov v takom prípade sotva možno pripísať poalbskej erózii. Málo pravdepodobný je aj predpoklad, že by účinkom erózie podľahla stovky metrov hrubá obalová seria, a to na rozsiahlych svahoch, keď napr. v spodno-subtatranskom pásme, ktoré v tomto období tiež nebolo zaliaté morom, zachoval sa ešte i alb. Treba teda rátať so značným oderodovaním obalových serií pred presunom subtatranských príkrovov, no nemožno tým vysvetliť chýbanie celej serie na rozľahlých svahoch kryštalinika. Chýbanie obalovej serie v rozsiahlejších priestoroch v Inovci vysvetľujem teda ich skĺznutím po naklonenom kryštalickom podloží, vytvorenom tektonickými pochodmi. Podstatu rozloženia obalovej serie na kryštalickom jadre nemožno chápať izolovane. Ak takýto sklon jestvoval, musel sa odraziť i v tektonickom charaktere križňanského príkrovu. Pri tektonickej analýze tohto príkrovu uvidíme nepochybne závislosť priebehu a rozloženia digitácií od povahy podložia. Vzťah digitácií k podložíu svedčí o nevyhnutnom jestvovaní spádu kryštalického podložia už pri presune príkrovov, obdobného, ako ho sledujeme dnes. Ak sa teda sklon podložia uplatňoval pri pohybe a tektonikom utváraní križňanského príkrovu, je prirodzené potom hľadať jeho odraz i v tektonickom charaktere obalovej serie.

Pozrime sa, či sa vyvrásňovanie a dvíhanie kryštalinika, vytvárajúce tento spád, neodráža v litologickom charaktere sedimentov, vznikajúcich v sedimentačných priestoroch, rozložených v blízkosti alebo neďaleko od kryštalických jadier. Už v samotnej obalovej serii Inovca, rovnako ako v iných obalových seriách západokarpatských jadier, možno sledovať v albskom detriticko-terigennom súvrství značný podiel šupiniek sľudy a množstvo zrn kremeňa, ktorý sa objavuje i v albe bradlového, ba i križňanského pásma. Cenoman bradlového pásma — teda sedimentačného priestoru, rozloženého pri vonkajšom okraji jadrových horstiev a aj Inovca — má dosť kremeňa i sľudy. V senónskych slepencoch i v pieskovcovo-bridličnatom súvrství tohto pásma je hojnosť úlomkov kryštalických hornín.

Uvedený litologický charakter kriedových súvrství naznačuje dvíhanie kryštalických jadier už od albu. Toto dvíhanie možno sledovať i po presunutí subtatranských príkrovov, teda za paleogénu.

Je logické predpokladať, že v priestoroch vzniku prudšieho zdvihu jadra došlo, či už vo forme vrás alebo krýh ku skĺznutiu obalovej serie. Ponúka sa myšlienka, či tzv. vysokotatranský príkrov (A n d r u s o v, 1931) nie je azda ničím iným, ako skĺznutými obalovými seriami zapríčineným zdvihom kryštalickej jadier. Teória skĺzania obalových serií je teóriou induktívnou, vypracovanou prevažne na základe priamych faktov. Je pritom teóriou tvorivou, lebo nám pomáha utvárať hrubý obraz o rozložení obalovej serie v podloží subtatranských príkrovov a vedie nás k hľadaniu nových faktov a k poznávaniu mechanizmu utvárania tektonických jednotiek. Pre jej overenie a doplnenie, pokiaľ nie sú hlbinné vrty, treba hľadať ďalšie doklady predovšetkým v tých priestoroch na svahoch kryštalickej jadier, kde subtatranské príkrovy nie sú zastúpené. V tom smere je poučná severná časť Inovca. Zatiaľ môžem uviesť niekoľko príkladov z tohto územia, svedčiacich o skĺzaní obalovej serie. Medzi Trenčianskym Jastrabím a Dubodielom, na severovýchodnom okraji Inovca, pri päte pohoria budovaného kryštalinikom ležia morfológicky výrazné kryhy obalovej serie. Najvýznamnejšia z nich je na vršku Patrovec. Kryha predstavuje prevrátené čelo vrásky s liasovým jadrom a so zachovanými obidvoma krídlami (teda i s prevráteným krídlom), budovanými mladšími členmi až po alb, a to hluznatými červenými vápencami dogeru, malmskými vápencami, neokomom, aptom i albom. Iná kryha je otvorená veľkým lomom pri Dubodieli. Jej bazálnym členom je lias, nad ním leží malm a nekom. Okrem toho je tu ešte niekoľko menších krýh. Položenie krýh pri päte svahu a ich tektonický charakter je možno vysvetliť len ich skĺznutím s vyššie ležiacich priestorov. Poloha týchto krýh na kryštaliniku svedčí o skĺznutí do takých priestorov, v ktorých pôvodné obalové serie sa už nenachádzaly. I úložné pomery obalových serií pri západnom okraji Inovca, v priestore medzi Selcom, Veľkými Stankovcami a Beckovom naznačujú správnosť tejto teórie. Medzi Veľkými Stankovcami a Beckovom vynára sa zpod keuperu rét a lias obalovej serie; ide o rozsiahlu prevrátenú vrásku, vzniknú asi sklzom obalovej serie.

V okolí Selca môžeme pozorovať rozsiahlu kryhu, složenú na spodku z albu, potom nekomu, dolomitu a vápenca stredného triasu. Táto prevrátená obalová seria Inovca leží priamo na kryštaliniku. Na vrchu Zámčisko, vypínajúcim sa nad Selcom, nekom má zasa v nadloží lias, rét, a strednotriasové vápencovo-dolomitické súvrstvie leží priamo na kremencoch. Obdobná kryha je i južne od Selca. V týchto prípadoch môže ísť len o prevrátené krídlo vrásky, skĺznutej s vyššie ležiacich kryštalickej masívov. Príkladov skĺznutých krýh a prevrátených vrás obalových serií nájde sa v jadrových pohoriach

dost (Malé Karpaty?). Obdobné sklzy na menšiu vzdialenosť mohli sa odohrať i v iných tektonických jednotkách. Mám na mysli predovšetkým Spišsko-gemerské rudohorie. V jeho severnej časti, v skupine Galmuskej sú sklznuté na sever menšie kryhy i rozsiahlejšie príkrovy vápencovo-dolomitických komplexov. Verfénske vrstvy, vytvárajúce jednotný sedimentačný cyklus s týmto stredno- a vrchnotriasovým súvrstvom, sú však na početných miestach hlbšie zavrásnené do permského podložia, napr. juhozápadne od Krompách, pri Novoveskej Hute ap. Pri zdvihu Spišsko-gemerského rudohoria došlo teda ku sklzaniu rigidných komplexov po plastických mazľavých verfén-ských vrstvách, ktoré miestami ostaly v pôvodnom sedimentačnom priestore a neskoršími tektonickými pochodmi sa zavrásnily do verukánskeho podložia.

K r í ž ň a n s k ý p r í k r o v .

Vystupuje na povrch pri západnom okraji Inovca, vytvárajúc len miestami užší, prevažne však široký pruh, ktorého priebeh sa plne stotožňuje s priebehom okraja kryštalinika, i keď priamo na kryštaliniku leží len tam, kde obalová seria nevystupuje na povrch. V južných častiach Inovca buduje podstatnú časť pohoria. Tektonická stavba križňanského príkrovu nie je všade rovnaká. Keď ju sledujeme od severu na juh, pri severnom okraji lehotskej muldy vynára sa križňanský príkrov zpod chočského príkrovu, jeho stavba je jednoduchá, bez digitácií. Pritom sklon vrstiev je tu miestami až 50° a celková hrúbka serie okolo 500—700 m. V samotnej mulde na vrchu Bezovec javí príkrov lokálne zdigitovanie len mladších útvarov: doger-neokom. Východnejšie od Novej Lehoty možno sledovať zjavné z d i g i t o v a n i e jeho starších členov s určitou pravidelnosťou. Všimnime si bližšie rozloženie a povahu digitácií, ktoré budeme označovať číslami v poradí ako sa objavujú. Najspodnejšia digitácia (č. 1) má na báze dolomity a v normálnom krídle keuper. Smerom na juh dolomity zanikajú jadrom digitácie sa stáva keuper, v podloží ktorého možno sledovať réť ako člena prevráteného krídla. Jadro synklinály, spájajúce opísanú spodnejšiu digitáciu s vrchnejšou (digitácia č. 2), obstaráva réť. Vrchnejšia digitácia (č. 2) má jadro budované najprv rétom, potom keuperom. V blízkosti Nového majera, pri ohybe okraja kryštalinika na západ, teda pri juhovýchodnom okraji lehotskej muldy možno sledovať všeobecný zdvih osi spodnejšej digitácie (č. 1) a jej ukončenie. Vrchnejšia digitácia (č. 2) v pokračovaní príkrovového pruhu na západ sa stáva bazálnou tektonickou jednotkou príkrovu. Osná elevácia príkrovu pri Novom majeri má za

následok objavenie sa novej digitácie (digitácia č. 3) s jadrom, budovaným keuperom. V jadre synklinály medzi dvoma digitáciami (č. 2 a č. 3) je najprv alb, ktorý je pokračovaním toho pruhu albu, ktorý tvoril najvrchnejší člen digitácie č. 2. V Kalistej doline sa alb ponára a v jadre digitácie je neokom a neskôr rét. Pri Ostrom vrchu (JZ od Gonovho laz) ukončuje sa digitácia č. 2, keď rét vytvoril jej prevrátené krídlo. Digitácia č. 3 pokračuje ďalej na juhozápad a v jej jadre sa objavuje najprv dolomit, neskôr rét a opäť dolomit, pričom miestami rét vytvára i jej prevrátené krídlo. Ukončenie digitácie č. 2, vyvolané rovnako osným zdvihom príkrovu, kompenzuje sa novou digitáciou č. 4 s keuperským jadrom. V jadre synklinály, spájajúcej obidve digitácie (č. 3 a č. 4), je rét. Digitácia č. 4 je krátka. Súčasne so zánikom digitácie č. 3 vzniká digitácia č. 5, s keuperským jadrom a so synklinálou rétu, spájajúceho túto digitáciu s nižšou digitáciou č. 4. Južnejšie od Moravskej doliny ponára sa osný člen synklinály, takže ďalej na juh nepozorovať nijaké zjavné zdigitovanie príkrovu. Skoro sa však znovu vynorí.

Od Novej Lehoty až po Moravskú dolinu mohli sme teda sledovať spolu 5 digitácií. Pritom v tomže profile, vedenom kolmo na smer osi digitácie, sú vždy len dve z nich. Všade, kde v profilovej línii končí spodnejšia digitácia, súčasne objavuje sa nová digitácia, čiže v opísanom pruhu môžeme sledovať toto rozloženie digitácií: digitácia č. 1 — č. 2, č. 2 — č. 3, č. 3 — č. 4, č. 4 — č. 5. Zdigitované sú prevažne staršie členy príkrovu, a to keuper, rét a miestami strednotriasové dolomity. V každom profile vrchnejšia digitácia má vyvinuté celé normálne krídlo príkrovu až po alb, prípadne po neokom. Je pozoruhodné, že priebeh osí digitácií je zhruba shodný s priebehom okraja kryštalinika. Zanikanie nižšej a vznik ďalšej vyššej digitácie je všade spätý so zmenou smeru okraja kryštalinika. Je tiež pozoruhodné, že príkrov nejaví zdigitovanie na svahoch vrchu Striebornica, kde obalová séria je zastúpená len kremenami, spadajúcimi miestami pod uhlom až 70°.

Južnejšie od Moravian nad Váhom sa znovu vynára rét zpod keuperu v osi synklinály, rozmedzujúcej príkrov na dve digitácie, asi digitáciu č. 4 a digitáciu č. 5. Ďalej na juh, na svahu Zlatého vrchu možno sledovať vynáranie sa dolomitov a neskôr i objavenie sa keuperu uprostred nich. Tým v nadloží digitácie č. 4 zjavuje sa nová digitácia krátkeho priebehu. Vynorenie sa tejto synklinály je sprevádzané vynorením sa členov obalovej série, a to najprv rétu, liasu a neskôr i neokomu a albu. Posledný potom vytvára podložie križňanského príkrovu, ktorého vyvinuté prevrátené krídlo je za-

stúpené tenkou prerušovanou polohou keuperu. Pozoruhodná zmena v tektonickom charaktere krížňanského príkrovu nastáva južne od čiary, vedenej cez Rádiový vrch, vrch Háj k Ardanovciam. V blízkosti tejto línie došlo k ponoreniu sa synklinál, ktoré delia príkrov na digitácie, čiže od tejto línie južnejšie javí sa príkrov ako jednotný nedigitovaný komplex. Pritom značných hrúbok, dosahujúcich stovky metrov, nadobúdajú strednotriasové dolomity a guttensteinské vápence, s ktorými sme sa severnejšie v opísanom území nestretli. I v tomto území má príkrov vrásový charakter spolu s jadrom, budovaným guttensteinskými vápencami, a s prevráteným krídlom, zastúpeným hrubým komplexom dolomitov s polohami lunzských vrstiev, pričom keuper vytvára najspodnejší člen často vo forme len veľmi tenkých vankúšov. Vyvalcovaný charakter tohto plastického člena, usnadňujúceho skĺzanie nadložných rigidnejších komplexov, pri presunoch vystihujú často len červenkasté pieskovce a kremeence, sprevádzané len miestami ilovitými bridlicami, čiže z tohto plastického súvrstvia ostaly po vytisnutí miestami len jeho neplastické vložky. Krížňanský príkrov v južnej časti Inovca buduje podstatnú časť pohoria. Zpod jeho vápencovo-dolomitických komplexov vynárajú sa vo forme tektonických oblokov súvrstvia obalovej serie, v najjužnejšej časti i celá obalová seria i s kryštalickým jadrom. Mladšie členy krížňanského príkrovu, počnúc keuperom normálneho krídla, objavujú sa len v severnejšej časti opisovaného územia. Južnejšie od Sokoloviec som sa s nimi nestretol.¹

Prichodí ešte zmieniť sa o zastúpení krížňanského príkrovu pri východnom svahu Inovca. Tu krížňanský príkrov zaberá priestor medzi Radošinou a Vozokanmi a zastupujú ho súvrstvia keuperu, dolomity s vložkami lunzských vrstiev a rétske tmavé a piesčité vápence s bohatou faunou pektenidov (doteraz ešte paleontologicky nespracovanou). Pozoruhodné je tektonické uloženie jednotlivých súvrství. Na hrubých strednotriasových komplexoch obalovej serie leží tu keuper, nad ním dolomity v spodnejších polohách s vložkami lunzských vrstiev, nad dolomitmi opäť keuper a rét. Vidno teda, že krížňanský príkrov má tu vyvinuté prevrátené i normálne krídlo. Príslušnosť keuperu, ležiaceho na vápencoch, prípadne inde na dolomitických vápencoch, ba i na dolomitoch obalovej serie, ku krížňanskému príkrovu, a nie k obalovej serii, a tým jestvovanie prevráteného krídla príkrovu podopiera rozloženie lunzských vrstiev v spod-

¹ Najjužnejšia časť Inovca detailne nateraz nebola mapovaná, takže detailnejšia tektonická analýza v tomto málo odkrytom pohorí je ťažká, preto ju nepodávam.

nejších polohách dolomitov, čiže nad keuperom leží tenká poloha vrchnotriasových „hlavných“ dolomitov, nad nimi tenké vložky lunzských vrstiev a nad tými zasa hrubé komplexy ladinského dolomitu. Zastúpenie prevráteného krídla križňanského príkrovu pri východnej strane pohoria je dôležitým poznatkom, svedčiacim o tom, že prevrátené krídlo križňanského príkrovu je vyvinuté nielen na vonkajšej strane jadrového horstva, kde sa predpokladá skĺzanie po naklonenom svahu, ale i na jeho vnútornej strane. Pripomína to vrásňový príkrov. Tomu nasvedčuje i vývin prevráteného krídla v juhovýchodnej časti pohoria.

Digitácie príkrovu sú tektonickými formami, vytvorenými pri presúvaní príkrovov, teda pred popaleogenným vyvrásnením Inovca. Videli sme, že priebeh ich osí v križňanskom príkrove Inovca je totožný s priebehom osí pohoria. Z digitovanie príkrovu je zasa závislé od sklonu podložia, zanikanie jedných a vznik ďalších digitácií, čiže kompenzácia digitácie od priebehu podložia. Z toho vyplýva dôležitý tektonický poznatok, poukazujúci, že popaleogenné vyvrásnenie je len zdôraznením vyvrásnenia predpaleogenného. Je pozoruhodné, že v južnej časti Inovca, kde kryštalínium nevytvára vynorenú os pohoria, tam má príkrov jednoduchšiu stavbu; no i tu je zachované prevrátené krídlo príkrovu. V priestoroch veľmi prudkého spádu podložia križňanský príkrov vystupuje na povrch o malej hrúbke a jednoduchej stavbe a miestami (pri Hôrke) vôbec sa nevynára na povrch.

Chočský príkrov.

Rozprestiera sa medzi Ducovým, Starou Lehotou a Hôrkou. Jeho stavba javí sa v podstate jednoduchšou ako u prvšie opísaných jednotiek. Uskutočnenie detailnejšej tektonickej analýzy naráža na nedostatky, vyplývajúce z našich nedostatočných znalostí o stratigrafickom postavení vápencov, predovšetkým vápencov severnejšieho pruhu, idúceho od Hubiny cez Modrovú a Tematín. Pri tematínskom hrade nájdú sa v hojnosti *Dasycladaceae*. Ich rodové a druhové určenie nateraz nebolo uskutočnené a teda i stratigrafické postavenie týchto vápencov nie je isté. Svojím vzhľadom a svetlou farbou, najmä na Tematíne, pripomínajú vápence wettersteinského typu. Svádzajú teda k mienke, či azda nejde o člen vyššieho príkrovu, teda tektonicky ekvivalent strážovského príkrovu. Ich prechod bez zreteľnejšej presunovej plochy do podložných dolomitov, bohatých na *Dasycladaceae* rodu *Diplopora annulata septentrionalis* P i a a *Aciculella ba-*

cillum Pia (Andrusov, 1936), hovorí proti ich príslušnosti k vyššiemu subatranskému príkrovu. Sú najpravdepodobnejšie súčasťou chočského príkrovu a mohli by odpovedať asi vrchnému ladinu, čiže mohli by byť ekvivalentom reiflingských vápencov alebo azda dachsteinských vrchnotriasových vápencov. Proti ich príslušnosti k vrchnému triasu by čiastočne mohlo svedčiť to, že v ich podloží sú dolomity ladinské, a nie vrchnotriasové, ktoré vystupujú severnejšie. Za dachsteinské vápence považuje Ferenczi (1916) svetlošedivé hrubolavicovité vápence na vršku Chlum pri západnom okraji pohoria, a to na základe nálezu formy *Megalodus*. Nemožno však vylúčiť ani ďalšiu alternatívu, či severnejší vápencový pruh idúci cez Tematín nepatrí teda k aniským vápencom a či potom nejde o vyššiu digitáciu chočského príkrovu. O tom rozhodne druhové určenie dasykladaceí. Chočský príkrov leží na najmladších členoch krížňanského príkrovu a len pri Hôrke priamo na kryštaliniku.

O k r a j e I n o v c a.

Inovec je pohorím, pretiahnutým v smere sever-juh. Jeho východný okraj v opisovanom území obstarávajú neogenné súvrstvia, budujúce výplň dolného toku Nitry. Sú to predovšetkým piesky, ilovité piesky a ily. Ide o panónske súvrstvie (Ferenczi, 1914). Pri Horných Otrokovciach medzi panónskymi ilmi a pieskami sú polohy sladkovodných vápencov, bohatých na gastropódy. Panónske súvrstvie lemuje južný okraj Inovca. V odkryve pri hlohoveckej tehelni, kde sa polohy jemných pieskov striedajú s polohami ilovitých pieskov a slienitých ilov, našiel som v nich asi 10 cm hrubé vrstvičky s a d r o v c a.

Styk najmladších neogenných súvrství s rôznymi staršími tektonickými jednotkami Inovca a chýbanie paleogenných a starších neogenných súvrství vedie ma k záveru, že východný okraj Inovca aspoň v opisovanej časti je tektonický, čiže obmedzenie dolného toku Nitry zo západu obstaráva diaľkový zlom, resp. sústava zlomov.

Pri západnom okraji Inovca sa rozprestiera dolina Váhu, vyplnená trefohorným súvrstvím, prikrytým zväčša hrubšími náplavami Váhu, prípadne sprašou. Tieto paleogenné i neogenné komplexy miestami na svahoch doliny vystupujú na povrch, transgresívne ležiac na členoch subatranských príkrovov. Najstaršími z nich sú eocenné súvrstvia: piesčité vápence s drobnými kremennými zrnami a miestami s hojnými numulitmi. Vystupujú pri Modrovej a východne od Lúky. Väčšie priestory zaberá súvrstvie flyšového

charakteru, vystupujúce spolu s numulitovými vápencami, a to pieskovce často hrubozrnné, obyčajne s ilovitým, prípadne ilovito-slienitým tmelom, ďalej polohy slepencov a brekcií prevažne s dolomitickými úlomkami. Pieskovce sa striedajú s piesčitými, prípadne s ilovito-slienitými bridlicami.

Spodnomiocenné súvrstvie, a to bazálne štrky a slepence, pieskovce, slienité ily ako aj ily, zaberajúce rozsiahlejšie priestory na západnom okraji doliny Váhu, vystupujú na jej východnom okraji, teda na strane Inovca, len na veľmi obmedzenom priestore. Južne od Lúky možno sledovať v odkryvoch šedivé, nažltlé i nazelenalé ily, prípadne piesčité ily s lastúrnatým rozpadom.

Pri západnom okraji južnej časti Inovca, priamo na členoch spodného subatranského príkrovu leží pri Piešťanoch na Rádiovom vrchu pestré neogenné súvrstvie, nazývané *piešťanskou formáciou*. Petrograficky ide o horniny so zrnami v prevažnej miere kremitými. Sú to slepence a pieskovce s vápnitým a ilovitým tmelom piesky, ďalej slepence so železným tmelom, ily často pestrofarebné, červené, žlté, biele i sivé s polohami pyritu. Jednotlivé horniny sa striedajú v smere horizontálnom i vertikálnom. Pri Ratnovciach vystupujú lavicovité pieskovce s polohami pieskov a s vložkami štrkov. Okrem množstva listov, patriacich rodom: *Fagus*, *Quercus*, *Acer* a *Carpinus*, nijaké organizmy z tohto súvrstvia nie sú známe. Len v iloch zo západného svahu Rádiového vrchu našla sa ojedinelá mikrofauna, patriaca podľa určenia H. P a n t h y k rodu *Rabdamina abyssorum* M. S a r s. Neveľký sklon súvrstvia a petrografická obdobnosť pieskovcov a pieskov so sedimentami od Jalšového, Koplotoviec a Hlohovca, pri ktorých je panónsky vek dokázaný skamenelinami (H o r u s i t z k y, 1908), nasvedčovali by, že ide o mladšie neogenné komplexy.

Pri Lúke v nadloží helvétu a pri Ducovom vystupujú slepence s materiálom rôznej veľkosti, pričom niektoré valúny majú veľkosť až 0,5 m. Z veľkej časti sú to kremenné, vápencové, dolomitické i pieskovcové valúny (asi paleogenných pieskovcov). F e r e n c z i (1915) ich začleňuje k vrchnému mediteránu a považuje ich za totožné s piešťanskou formáciou.

Vynára sa otázka, či západný okraj Inovca nie je tektonický, podmienený existenciou zlomu alebo sústavy zlomov. Naše doterajšie nedostatočné znalosti o povahe neogenných súvrství a o ich hrúbke v podloží považských náplav nedovoľujú nateraz s istotou odpovedať na túto otázku. Sú však fakty, ktoré nepriamo poukazajú na jestvovanie pozdĺžneho zlomu, tiahnuceho sa od Hlohovca po západnom okraji južnej a strednej časti Inovca. Sú to predovšetkým minerálne

pramene v Piešťanoch a v Koplotovciach. Nebolo by ľahké vysvetliť ich vznik a povahu, keby nemal jestvovať diaľkový zlom. Rozloženie travertínov medzi Koplotovcami a Hlohovcom existenciu takého zlomu len potvrdzuje. Pri západných brehoch doliny Váhu sú rozložené i sladkovodné vápence, na spodku často s brekciami. Sú známe od Ratnoviec, Banky a z priestoru medzi Ducovom a Modrovou. Ide s najväčšou pravdepodobnosťou o chemicky, resp. biochemicky vysrážaný vápenec, často z horúcich vôd, o čom svedčia aragonitové polohy uprostred týchto vápencov. Ich rozloženie potvrdzuje existenciu tohto zlomu.

30. IV. 1951

*Geologicko-paleontologický ústav
Slovenskej univerzity v Bratislave*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat. (Příspěvky ke geologii atd. V.) Considérations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. (Notes sur la géologie etc. V.) Sbor. St. geol. úst. IX, Praha.
- Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy západních Karpat. Les nappes subattriques des Carpathes occidentales, Carpatica I, Praha.
- Ferenczi S., 1915: Geologische Beobachtung am mittleren Teile des Inovec. Jahresber. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest.
- Ferenczi S., 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jahresber. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest.
- Ferenczi S., 1917: Die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges östlich von Pöstyén. Jahresber. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1915, Budapest.
- Ferenczi S., 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges. Jahresber. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1917, Budapest.
- Horusitzky H., 1912: Agrogeologische Notizen aus der Umgebung von Galgóc. Jahresber. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1909, Budapest.
- Hynie O., 1927: Geologická stavba širšieho okolí lázni Piešťan a jejich termální zřídla. Structure géologique des environs des baines de Piešťany et leurs sources thermales. Sbor. St. geol. úst. VII, Praha.
- Mahel M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. The Tectonic of the Territory between the nidle Váh an the upper Nitra. Práce Št. geol. ústavu 18, Bratislava.
- Mahel M., 1950: Obalová seria Inovca. La couverture sédimentaire du massif de l'Inovec. Geologický sborník I, č. 1, Bratislava.
- Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. St. geol. úst. XIII, Praha.
- Spengler E., 1937: Reliefüberschiebungen in den Westkarpathen. Lotos 85, Praha.

- Stache G., 1864: Geologische Aufnahme des Inovec-Gebirges. Verhandlungen d. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. K. k. geol. Reichsanstalt XI, Wien.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. Wien—Leipzig.

МИХАЛ МАГЕЛЬ

ТЕКТОНИКА СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ГОР ИНОВЕЦ (INOVEC)

(Резюме)

Средняя часть гор Иновец образована кристаллическим ядром, постепенно снижающимся к Ю, и мезозойскими сериями, налегающими на него на западной и отчасти на восточной сторонах; мезозой представлен татридной серией, являющейся оболочкой ядра, нижним и средним субтатранским покровами.

Серия оболочки состоит из триасовых, юрских и нижнемеловых свит. Положение и мощность всей серии и отдельных ее членов зависит от наклона пластов, а этот последний от характера кристаллического основания. Когда угол падения слоев значительный, серия является менее мощной, чем первоначально, после своего отложения. Там, где кристаллическое основание падает очень круто, серия оболочки развита рудиментарно или отсутствует. Часто совсем нет старших членов, тогда как более юные сохранились. Этот факт показывает несостоятельность существовавшего до сих пор мнения, что старшие члены могли отделиться при надвиге покровов, и потому отсутствуют. Предположение, что эрозия является причиной исчезновения серия мощностью в несколько сот метров, не может быть правильным, тем более, что сохранились как раз верхние члены серии. Распределение серии оболочки на кристаллическом ядре нужно рассматривать в связи с тектоническим характером нижнего субтатранского покрова, который также состоит из триасовых, юрских и нижнемеловых свит. И этот покров приобретает значительную мощность и образует множество небольших второстепенных покровов (дигитаций) в тех местах, где слои слабо наклонены. В дигитациях представлены нижние (стратиграфически) члены покрова. Оси дигитаций имеют приблизительно то же направление, что и край кристаллического ядра. Изменение в направлении этого края вызывает элевацию оси, в результате чего самая нижняя дигитация исчезает; взамен ее наверху появляется новая. Таким образом близ западного края ядра наблюдается замещение дигитаций. Если мы их обозначим цифрами, то расположение их от С к Ю изображается следующей схемой: 1 — 2, 2 — 3, 3 — 4, 4 — 5. Дигитаций нет там, где слои круто падают. Они отсутствуют и в южной части гор Иновец, где не наблюдается элевации оси кристаллического ядра, и в восточной части.

Образование дигитаций явилось результатом действия земного при-

тяжения, которое вызвало скольжение целых толщ. Характер основания оказал при этом влияние на тектонические формы, которые приняли эти массы. Палеогеновая складчатость лишь подчеркнула допалеогеновую. Результаты действия земного притяжения сказались и на серии оболочки. При элевации основания некоторые ее члены — а при большой крутизне и вся серия — сползли вниз, вследствие чего члены субатланских покровов местами лежат прямо на кристаллическом основании. Интересно также отметить, что везде — где есть дигитации, и где их нет, даже у восточного края кристаллического ядра — сохранилось опрокинутое крыло крижиянского (нижнего субатланского) покрова. Ясно, что мы имеем здесь дело с покровом, который образовался из складки.

Хочский (средний субатланский) покров, представленный толщей среднего триаса, по своей структуре в общем прост. Граница восточного края гор Иновец является дислокацией, вдоль которой мезозойские комплексы соприкасаются с паннонской толщей. На западе на субатланские покровы трансгрессивно налегает палеоген или неоген. В средней и южной частях западного края гор Иновец также проходит дислокация.

30. IV. 1951

*Геологическо-палеонтологический кабинет
Словацкого университета, Братислава*

Объяснение таблицы LIII

Тектоническая карта средней части гор Иновец. Составил М. Магель. 1 — кристаллические породы; 2 — кварциты; 3 — верфенские слои; 2—3 — нижний триас; 4 — средний триас: доломиты, доломитовые известняки, известняки; 5 — верхний триас — нижний мел; 2—5 — серия оболочки; 6 — анизийские известняки; 7 — ладинские и карнийские доломиты; 8 — кейпер; 9 — рэт и нижний лейас (грестенские слои); 10 — верхний лейас-доггер-малм; 11 — неокон; 12 — альб; 6—12 — крижиянский покров; 13 — анизийские известняки; 14 — доломиты; 15 — светлые известняки (веттерштейнские?); 13—15 — хочский покров; 16 — песчаные сланцы с прослоями известняка — верхний мел?; 17 — палеоген; 18 — гелвет; 19 — пешанская формация; 20 — паннон; 21 — травертины; 22 — пресноводные конгломераты и брекчии; 23 — абразионные брекчии; 24 — плоскости надвигов; 25 — дислокации; 26 — простирающие и падение слоев; 27 — оси допалеогеновых антиклиналей; 28 — оси допалеогеновых синклиналей; 29 — линии геологических разрывов.

Объяснение таблицы LIV.

Геологические разрезы через среднюю часть гор Иновец. Составил М. Магель. 1 — кристаллические породы; 2 — кварциты; 3 — верфенские сланцы; 2—3 — нижний триас; 4 — доломиты; 5 — известняки и доломитовые известняки; 4—5 — средний триас; 6 — рэт; 7 — лейас; 8 — неокон; 9 — альб; 2—9 — серия оболочки; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — лунцские слои; 13 — кейпер; 14 — рэт; 15 — грестенские слои; 16 — верхний лейас; 17 — доггер-малм; 18 — неокон; 19 — альб; 10—19 — крижиянский покров; 20 — анизийские известняки; 21 — доломиты; 22 — светлые известняки (веттерштейнские?); 20—22 — хочский покров; 23 — палеоген; 24 — неоген; 25 — аллювий; 26 — дислокации; 27 — плоскости надвигов.

DIE TEKTONIK DES MITTLEREN TEILES DES INOVEC

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Den mittleren Teil des Gebirges Inovec bilden der kristalline Kern und die mesozoischen Serien. Der kristalline Kern ist das Gerippe des Gebirges, welches sich nach Süden allmählich senkt. Auf dessen westlicher und teilweise auch östlicher Seite sind Anhäufungen der mesozoischen Serien: tatriscie Umhüllungsserie, untere und mittlere subtatrische Decke.

Die Umhüllungsserie besteht aus triassischer, jurassischer und untertriassischer Schichtengruppe. Die Ausdehnung und Mächtigkeit der ganzen Serie und ihrer einzelnen Glieder ist von dem Fallen der Schichten und dieses wieder von der tektonischen Beschaffenheit des kristallinen Liegenden abhängig. Bei einem größeren Fallen der Schichten ist die heutige tektonische Mächtigkeit der Serie kleiner als die ursprüngliche sedimentäre Mächtigkeit. In den Gebieten des starken Herabfallens des unterliegenden Kristallin ist die Umhüllungsserie rudimentär oder sie fehlt gänzlich. Das häufige Fehlen einiger älterer Glieder bei der Erhaltung der jüngsten, steht im Widerspruch mit der bisherigen Anschauung, welche das Fehlen der Umhüllungsserien mit der Abreibung überschiebender Decken erklärte. Unwahr scheint die Voraussetzung, daß diese hunderte Meter mächtige Serie Erosionsfaktoren erlegen wäre (Spengler), besonders da sich die obersten Glieder erhalten haben. Die Ausdehnung der Umhüllungsserie an dem Kristallinkern muß man im Zusammenhang mit dem tektonischen Charakter der unteren subtatrischen Decke auffassen, die gleichsam aus triassischen, jurassischen und unterkreidischen Schichtengruppen zusammengesetzt ist. Die tektonische Analyse zeigt, daß auch diese Decke eine bedeutsame Mächtigkeit und starke Digitation in den Gebieten mit geringerem Fallen der Schichten annimmt. Die Digitation betrifft die älteren Glieder der Decke. Der Verlauf der Digitationsachse ist beinahe übereinstimmend mit dem Verlauf des Randes des Kristallin. Die Veränderung der Richtung des Kristallinrandes ruft die Elevation der Achse hervor, deren Folge das Verschwinden der unteren, aber zugleich das Entstehen einer weiteren höheren Digitation ist. Man kann also im Ganzen an dem westlichen Rande des Kristallin das Vertreten der Digitationen beobachten. Wenn wir diese mit Nummern bezeichnen, zeigt sich uns die gesamte Folge der Digitationen von Norden nach Süden folgend: 1—2, 2—3, 3—4, 4—5. Die Digitationen befinden sich nicht in den Gebieten mit heftigem Fallen der Schichten. Auch sind sie in dem südlichen Teil des Inovec, wo das Kristallin keine emporgehobene Achse des Gebirges bildet, nicht entwickelt. Sie fehlen sogar bei dem östlichen Rande des Gebirges.

Die Bildung der Digitationen ist eigentlich das Resultat der Einwirkung der Gravitation, infolge welcher die Schichtenkomplexe an dem geneigten Abhang ins Rutschen kamen. Dabei hat sich der Charakter des Liegenden an den tektonischen Formen abgespiegelt. Die paläogene Faltung betonte nur die vorpaläogene Faltung. Die Gravitation machte sich gleichfalls an der Umhüllungsserie geltend. Bei der Hebung des Liegenden rutschten einige ihrer Glieder und besonders bei stärkerem Fallen auch die ganze Serie in niedriger

gelegene Gebiete. Infolgedessen liegen die Glieder der subtrassischen Decken stellenweise direkt auf dem Kristallin. Es ist weiter bemerkenswert, daß die Križnadecke in dem beschriebenen Gebiet im Raume, wo sie digitiert ist, aber auch dort, wo die Digitation nicht einwirkte, sogar am Ostrande des Kristallin, sich überall einen überkippten Flügel erhalten hat. Es handelt sich daher um eine Überfaltungsschicht.

Die Chočdecke, die aus mitteltriassischen und obertriassischen Schichtengruppen besteht, ist im großen Ganzen von einfachem Bau. Den Ostrand des Inovec bildet eine weitlaufende Dislokation, an welcher sich die mesozoischen Komplexe mit der pannonischen Schichtengruppe berühren. Auf der westlichen Seite liegen transgressiv auf den subtrassischen Einheiten paläogene, wo anders jüngere neogene Schichtengruppen. Den eigentlichen Westrand des Inovec in seinem mittleren und südlichen Teile bildet ebenfalls eine weitlaufende Dislokation.

30. IV. 1951

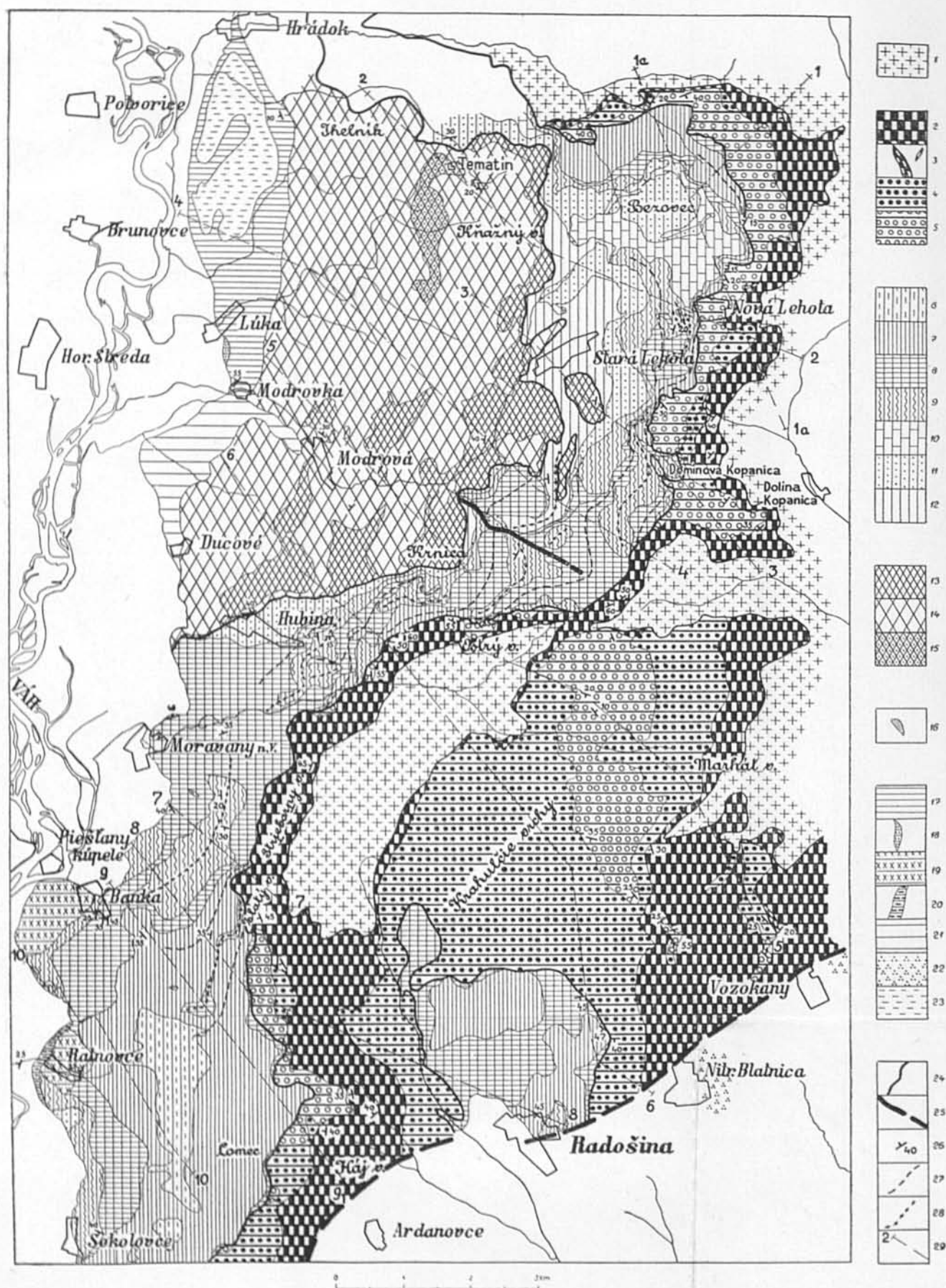
*Geologisch-paläontologisches Institut der
Slowakischen Universität Bratislava*

Erläuterung zur Tafel LIII.

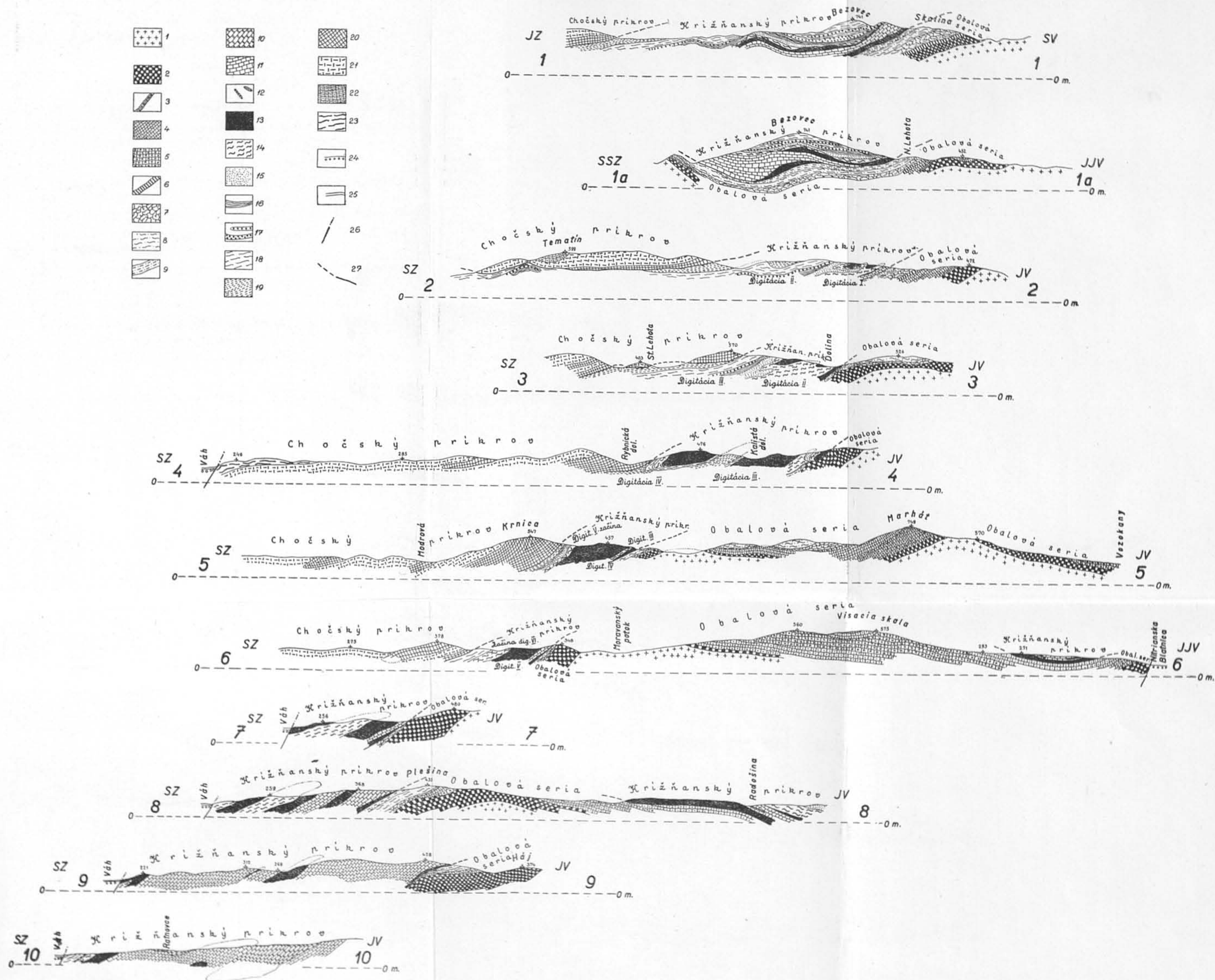
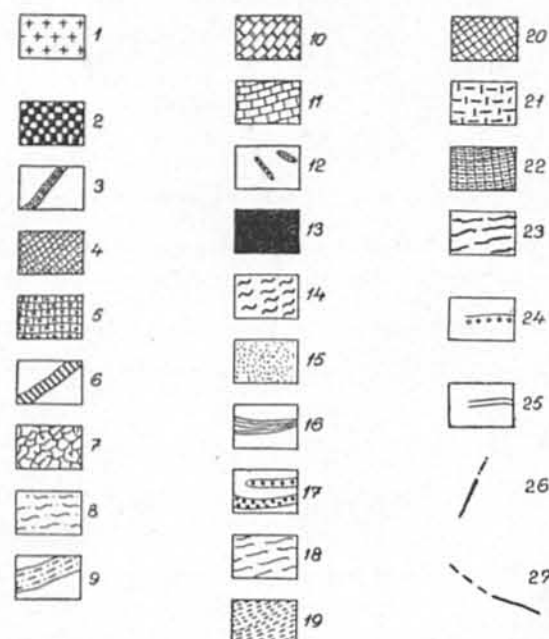
Tektonische Karte des mittleren Teiles des Inovec. Zusammengestellt von M. Mahel'. 1. Kristallin. 2. Quarzite. 3. Werfener Schichten; 2.—3. Untere Trias. 4. Mittlere Trias: Dolomite, dolomitische Kalksteine, Kalksteine. 5. Obere Trias — Untere Kreide. 2.—5. Umhüllungsserie. 6. Anisische Kalksteine. 7. Ladin — Karn: Dolomite. 8. Keuper. 9. Rhät und Unterer Lias (Grestener Schichten). 10. Höherer Lias — Dogger — Malm. 11. Neokom. 12. Albien; 6.—12. Križna-Decke. 13. Anisische Kalksteine. 14. Dolomite. 15. Lichte Kalksteine (Wettersteinkalk?). 13.—15. Choč-Decke. 16. Sandige Schiefer mit Kalksteineinlagen — Oberer Kreide? 17. Paläogen. 18. Helvetien? 19. Piešťany — Formation. 20. Pannon. 21. Travertine. 22. Süßwasserkonglomerate und Breccien. 23. Abrasionsbreccien. 24. Verschiebungsflächen. 25. Bruchdislokationen. 26. Streichen und Fallen der Schichten. 27. Achsen der vorpaläogenen Antiklinalen. 28. Achsen der vorpaläogenen Synklinalen. 29. Profilinien.

Erläuterungen zur Tafel LIV.

Geologische Profile durch den mittleren Teil des Inovec. 1. Kristallin. 2. Quarzite. 3. Werfener Schiefer. 2.—3. Untere Trias. 4. Dolomite. 5. Kalksteine und dolomitische Kalksteine; 4.—5. Mittlere Trias. 6. Rhät. 7. Lias. 8. Neokom. 9. Albien. 2.—9. Umhüllungsserie. 10. Kalksteine. 11. Dolomite. 10.—11. Mittlere Trias. 12. Lunzer Schichten. 13. Keuper. 14. Rhät. 15. Grestener Schichten. 16. Höherer Lias. 17. Dogger — Malm. 18. Neokom. 19. Albien. 10.—19. Križna-Decke. 20. Anisische Kalksteine. 21. Dolomite. 22. Lichte Kalksteine (Wetterstein?). 20.—22. Choč-Decke. 23. Paläogen. 24. Neogen. 25. Alluvium. 26. Brüche. 27. Überschiebungsflächen.



1. Kryštalínium. 2. Kremence, 3. verfénske vrstvy; 2.—3. spodný trias. 4. Stredný trias: dolomity, dolomitické vápence, vápence. 5. Vrchný trias — spodná krieda. 2.—5. Obalová seria. 6. Anis — vápence, 7. ladin — karn: dolomity, 8. keuper, 9. réť a spodný lias (grestenské vrstvy), 10. vyšší lias — doger — malm, 11. neokom, 12. alb; 6.—12. križňanský prikrov. 13. Aniské vápence, 14. dolomity, 15. svetlé vápence (wettersteinské?); 13.—15. chočský prikrov. 16. Piesčité bridlice s vápencovými vložkami — vrchná krieda (?). 17. Paleogén. 18. Helvét. 19. Piesťanská formácia. 20. Panón. 21. Travertíny. 22. Sladkovodné slepence a brekie. 23. Abrasné brekie. 24. Posunové plochy. 25. Zlomové poruchy. 26. Smer a sklon vrstiev. 27. Osi predpaleogenných antiklinál. 28. Osi predpaleogenných synklinál. 29. Profilové linie.



1. Kryštalínium. 2. Kremence, 3. verfenské bridlice; 2.—3. spodný trias. 4. Dolomity, 5. vápence a dolomitické vápence; 4.—5. stredný trias. 6. rét, 7. lias, 8. neokom, 9. alb; 2.—9. obalová seria. 10. Vápence, 11. dolomity; 10.—11. stredný trias. 12. Lunzské vrstvy, 13. keuper, 14. rét, 15. grestenské vrstvy, 16. vyšší lias, 17. doger — malm, 18. neokom, 19. alb; 10.—19. križňanský príkrov. 20. Aniské vápence, 21. dolomity, 22. světlé vápence (wettersteinské?); 20.—22. chočský príkrov. 23. Paleogén. 24. Neogén. 25. Alúvium. 26. Zlomy. 27. Presunové plochy.