

MICHAL MAHEL

OBALOVÁ SERIA INOVCA

(1 tabuľka, ruské a francúzske resumé)

Inovec bol v minulosti predmetom štúdií niekoľkých generácií geológov. Kým Š t ú r (1860) a S t a c h e (1864) sa venovali určeniu veku niektorých útvarov, U h l i g (1903), prevažne na základe ich prác, podal celkovú koncepciu stavby Inovca. V mezozoických seriách, ktoré budujú prevažnú časť tohto pohoria zvlášť v jeho strednej a južnej časti, správne oddelil dve vývinové odlišné serie, a to vysokotatranskú a subtatranskú. K prvej počíta okrem kremencov a werfenských bridlic i vápenec „ballensteinského typu“, ktorému pripisuje liasový vek.

V rokoch prvej svetovej vojny veľmi podrobné štúdiá vo väčšej časti Inovca vykonal F e r e n c z y (1915, 1916, 1917, 1918, 1934); podal litologický opis jednotlivých útvarov. Stratigrafické rozdelenie, ním navrhnuté, nie je však jemné. Nepodarilo sa mu od seba odlíšiť dve vývinom odlišné serie, a to obalovú a križňanskú, ktorých jednotlivé útvary opisuje spoločne ako členov tejže serie — vytvárajúcej obal Inovca. Len chočskú seriu opísal ako osobitnú jednotku — považovanú za tektonický príkrov. H y n i e (1927) odlíšil vlastnú obalovú seriu Inovca a príkrovy — spodný subtatranský a chočský. K obalovej serii však začlenil len kremence, ktorým pripisoval permský vek. Tieto nedokonalé znalosti o Inovci boli príčinou menlivých paleogeografických i tektonických náhľadov o tomto pohorí. V posledných desaťročiach v súborných prácach o západných Karpatoch pričleňovali jadro Inovca s neistotou buď k tatridnému pásmu lubochnianskemu (A n d r u s o v 1938), buď uvažovali o jeho príslušnosti k vysokotatranskému pásmu (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931).

Pri štúdiu v minulých rokoch som v južnej časti S t r á ž o v s k e j h o r n a t i n y konštatoval (M a h e ľ 1948), že tatridná m a n í n s k a s e r i a tohto pohoria bez akéhokoľvek tektonického prerušenia a bez podstatnejších faciálnych zmien prechádza na severné svahy Inovca, na základe čoho som zaradil jadro Inovca k vysokotatranskému tatridnému pásmu. V r. 1948—1949 som podrobil detailnejšiemu štúdiu strednú a zčásti i južnú časť Inovca a vykonal

som orientačné túry i v severnej časti. Pritom som mohol potvrdiť svoj doterajší, už prv vyslovený náhľad, že totiž v podloží krížňanského príkrovu na kryštaliniku Inovca leží celá seria, zastúpená triasom, začínúc spodno-triasovými kremencami, jurou i spodnou kriedou.

Stratigrafia obalovej serie. Otázka zastúpenia karbonu a permu nie je mi zatiaľ celkom jasná. V strednej a južnej časti Inovca tieto útvary totiž nevystupujú. **A n d r u s o v** (1939) ich uvádza od Beckova zo severnej časti tohto pohoria bez istoty o ich tektonickej príslušnosti. Uprostred domnelého karbonu som však našiel vedľa černastých piesčitých bridlíc, na bridličnatých plochách silno sliednatých, tenké lavice tmavých, jemných vápnitých pieskovcov i vložky čiernych vápencov. Prechod od bridlíc k pieskovcom je pozvoľný. Mikroskopicky možno vo vápencoch pozorovať veľa organických zvyškov, úlomky škrupín lamelibranchiatov, ihlice špongií, machovky a najmä články *krinoidov*. Domnievam sa, že ide o liasové súvrstvie. **F e r e n c z y** (1934) uvádza z týchto vápencov túto faunu: *Pentacrinus* sp., *Gervilleia* sp., *Arca* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* cfr. *sublamellosa* **D u n k l e r**, *Lima punctata* **S o w.**, *Lima* cfr. *antiquata* **S o w.** Na základe fauny pripisuje tomuto súvrstviu spodnoliasový vek.

V domnelom permu okrem pestrých červených ilovitých bridlíc vystupujú hrubé lavice kremencov. Svojím faciálnym vývinom toto súvrstvie pripomína keuper. Tektonické začlenenie uvedených dvoch členov bude možné s určitosťou urobiť až po detailnom vymapovaní širšieho okolia. Na základe vývinu a polohy súdim, že to sú najpravdepodobnejšie členy obalovej serie. Obdobný vývin, ako ukazuje domnelý karbon, i keď málo rozšírený, je totiž známy v spodnejšom oddiele liasového súvrstvia obalovej serie v strednej a južnej časti pohoria.

Úzky pruh permu (verrukáno) vystupuje pri severnom okraji Inovca medzi Mníchovou Lehotou a Trenčianskym Jastrabím. Sú to syté červené ilovité bridlice, silno sliednaté, s vložkami arkozovitých červenkastých pieskovcov a slepencov s drobnými ostrohrannými valúnmi. Ani v strednej, ani v južnej časti Inovca som doteraz ne našiel toto súvrstvie. Tu bazálnym členom obalovej serie, ležiacim na kryštaliniku sú kremence farby šedivej, žltkastej i červenkastej. Na spodu sú v nich hojné slepencovité polohy, lokálne i kremité arkózy so šupinami muskovitu. Miestami sú uprostred kremencov vložky kremitých pieskovcov. Kremence sú obyčajne hrubolavicovité, prípadne masívne, pomerne odolné oproti vetraniu a vytvárajú často strmšie svahy. Starší autori začleňovali toto súvrstvie k permu. I keď

sa v ňom nenašly skameneliny, považujem ho na základe litologického vývinu za spodnú časť spodného triasu, teda za zeis. Hrúbka kremencov je s miesta na miesto menlivá a často dosahuje 200—250 m. Miestami v nadloží kremencov sa nachádzajú pestré sýtočervené ilovité bridlice, hrúbky 10—20 m s polohami červenkastých kremitých pieskovcov a kavernóznych dolomitov. Ide o *werfenský* vrstvy, odpovedajúce vrchnej časti spodného triasu.

Stredný trias zastupuje súvrstvie vápencov, dolomitických vápencov a dolomitov. Vápence sú prevážne tmavošedivé až čierne, obyčajne masívne, prípadne hrubolavicovité. Pod mikroskopom sa javia ako hornina celistvá, zriedka jemnozrnná. Veľká prímes organických látok spôsobuje ich tmavé sfarbenie. Miestami sa vo vápencoch nájdu úlomky krinoidov, ktoré i *Ferenzy* (1917) uvádza od Dastýna a odtlačky *Myophoria* sp. V horných polohách prechádzajú v dolomitické vápence a tie zase v dolomity. Dolomity sú prevažne tmavošedivé, na bielo navetrávajúce; miestami sa rozpadávajú na dolomitický štrk, až biely jemný piesok. Hrúbku vápencovo-dolomitického súvrstvia stredného triasu odhadujem na 200 až 250 m.

Nad dolomitmi sú na niekoľkých miestach tenšie pruhy, prípadne šošovky, červených ilovitých bridlíc, do veľkej miery piesčitých s vložkami červenkastých pieskovcov a kremencov. Ide o súvrstvie *keuperu*, odpovedajúce vrchnému triasu. Má neveľkú hrúbku (10—30 m). Tenké vložky keuperských bridlíc som našiel na niekoľkých miestach i uprostred dolomitov.

Spodnejšia časť *rhaetu* sa skladá z jemných slienitých bridličiek. Na odlučných plochách sú obyčajne žltohnedé, niekedy s perleťovým leskom, vnútri tmavošedivé. Nezriedkavý je u nich trieskovitý lom, najmä dokiaľ vytvárajú hrubšie vrstvičky. Uprostred bridlíc sú tenšie lavice čiernych slienitých vápencov. Nepodarilo sa mi v nich nájsť skameneliny. V mikroskope sa však táto jemnozrnná hmota javí silno organogennou, s množstvom zvyškov *krinoidov*, *ježoviek*, *špongií* i tenkých škrupín *lamelibranchialov*. Rhaetický vek tohto súvrstvia nie je paleontologicky podopretý, vyplýva však z jeho stratigrafickej polohy. Hrúbka *rhaetu* je neveľká: 30—40 m, ba veľmi často je rhaetické súvrstvie úplne vyvalcované. Vo vrchnejších polohách *rhaetu* pribúda tmavošedivých až čiernych, čiastočne zrnitých vápencov, obyčajne krinoidových, sprevádzaných bridlicami, obyčajne slienitými a piesčitými, tmavošedivej až hrdzavohnedej farby s vložkami pieskovcov. Bridlice i pieskovce sú miestami, obyčajne na odlučných plochách, slabo slednaté. V nadloží prechádza tento vývin do súvrstvia s prevládajúcimi *krinoidovými* *vápencami*.

Krinoidové vápence treba považovať za jedného z najtypickejších i najrozšírenejších členov obalovej serie Inovca. Sú obyčajne hrubozrnné, silno piesčité, s množstvom terrigenného materiálu, farby najčastejšie tmavošedivej až čiernej, poprerastané hľuzami čiernych rohovcov. Miestami sa nájdu i jemnozrnnéjšie variety. Na vršku Patrovca pri severovýchodnom okraji Inovca som v nich našiel ammonita z čeľade *Ammonitidae* (s. s. = *Arielitidae* auct.), ktorý najskôr ukazuje na s i n e m u r. Na tomže vršku tmavšie krinoidové vápence prechádzajú vo variety svetlejšie až napokon v červenkavé.

Bridličnato-pieskovcové polohy v opísanom súvrství zastupujú teda spodnejšie oddiely (asi hettange), kým vápencové polohy prevládajú vo vyšších stupňoch l i a s u. Hrúbka liasového súvrstvia je menlivá, odhadujem ju na 60—80 m.

V najvýchodnejšej časti Inovca v mezozoickej kryhe Patrovca v nadloží krinoidových vápencov ležia slabé polohy červených rádiolárových vápencov. Inde som ich nikde nenašiel. Oproti tomu častejším nadložným členom liasového súvrstvia v obale Inovca sú slabo hľuznaté vápence s rôznymi odtieňmi červenej farby. Oba tieto členy zastupujú d o g g e r. Majú nepatrnú hrúbku, sotva 10—20 m.

V obalovej serii sú častejšie zastúpené masívne vápence, sivé, zriedka i tmavosivé, obyčajne však svetlejších farieb, nezriedka ružovasté, zastupujúce m a l m; hrúbky maximálne 50 m. V nadloží prechádzajú v lavicovité celistvé svetlé slienité vápence, obyčajne s výraznou bielou alebo žltastou patinou. Sú prestúpené množstvom šošoviek a hľúz čiernych rohovcov. Ide o súvrstvie t i t h o n - n e o k o m u, svojím vzhľadom veľmi výrazné. Tam, kde vystupuje k povrchu vo väčšom rozsahu, buduje morfológicky výrazné vyvýšeniny so strmšími stenami. Hrúbka tithon-neokomu je menlivá. Najväčšiu hrúbku má severne od Marhátu — 120—150 m a severne od Novej Lehoty. Pri severovýchodnom okraji Inovca na Patrovci v nadloží opísaných lavicovitých bielych neokomských vápencov sú vyvinuté masívne tmavosivé vápence s veľkými rohovcovými hľuzami a šošovkami. S najväčšou pravdepodobnosťou ide o aptské súvrstvie. Jeho hrúbka dosahuje 20—30 m. Inde v Inovci som sa s nimi zatiaľ nestretol.

Najmladším súvrstvím opisovanej serie je detriticko-plytkovodné súvrstvie hrdzavohnedých pieskovcov, šedivých i zelenkastých bridlic, ktoré odpovedajú a l b u. Miestami majú 50 m hrúbky.

Oporných bodov pre stanovenie presného veku jednotlivých súvrství je v Inovci veľmi málo. Vek jednotlivých členov možno stanoviť len na základe stratigrafickej polohy a analógie s vývinovo blízkymi seriami.

Ak porovnáme vývin jednotlivých útvarov opísanej série s inými seriami v západných Karpatoch, zisťujeme veľkú shodnosť s manínskou seriou okolia Trenčianskych Teplíc (Maheľ 1948). V severnej časti Inovca na jeho severozápadnom i severovýchodnom okraji sa všetky členy obalovej série svojimi vývinmi celkom shodujú s vývinmi, aké sú v západnej časti Strážovskej hornatiny v okolí Mnichovej Lehoty, Trenčianskych Teplíc a čiastočne i na Butkove. V strednej i južnej časti Inovca sa obalová seria líši chýbaním masívnych vápencov aptu. Tu som tiež nenašiel rádiolárové vápence doggeru. Nejde, pravda, o nijaké podstatné rozdiely. Celkový faciálny ráz celej série, práve tak ako manínskej, má typické znaky vysokotatranského tatrídneho pásma.

Vzhľadom na obdobnosť vývinu obalovej série Inovca s manínskou seriou a na tektonickú spojitosť, t. j. na tú okolnosť, že manínska seria bez prerušenia prechádza zo Strážovskej hornatiny na svahy Inovca, pokladám za potrebné pomenovať ich spoločným názvom *seria manínsko-inovecká*. Pritom celá seria javí menšie faciálne zmeny od severu k juhu, t. j. od Manína smerom k južnej časti Inovca.

Stavba obalovej série. Obalová seria Inovca vystupuje na povrch pri západnom okraji kryštallického jadra, ktoré v severnej i strednej časti tohto pohoria vytvára jeho ústrednú časť. Vedľa toho vyplňuje synklinály a muldy uprostred kryštalinika. Rozsiahle priestory zaberá obalová seria v južnej časti Inovca. Jej úložné pomery sú pozoruhodné. Na niektorých miestach badať prudké sklony vrstiev, inde veľmi mierne uložené súvrstvia. Sklon bazálnych členov série dosahuje miestami až 75°. Je to v súvislosti s prudkým spádom ich podložia, budovaného kryštalinikom.

Nápadné je, že práve v miestach, kde sú sklony vrstiev malé, obalová seria dosahuje veľké hrúbky. Naopak zasa, v priestoroch, kde sú sklony prudké, hrúbka je malá, prípadne obalová seria vôbec chýba, takže priamo na kryštaliniku ležia členy krížňanského, ba dokonca i chočského príkrovu. Väčšie hrúbky dosahuje obalová seria Inovca v južnej časti pohoria, kde kryštalinikum vystupuje len ojedinele k povrchu. Pozoruhodné sú i jej hrúbky v plytkej synklinále Marhátu (porov. profil č. 1) a v záhybe — mulde — hlboko siahajúcej do kryštalinika pri Novej a Starej Lehote. Na ostatných miestach pri západnom okraji kryštallického jadra, kde je jeho spád v podloží obalovej série veľký, obalová seria vytvára len šošovky, prípadne tenšie pruhy, vynorujúce sa zpod más subtatranských príkrovov. Ako vidieť, v Inovci možno sledovať závislosť hrúbky obalovej série od sklonu vrstiev. Zmeny

hrúbky obalovej serie možno pozorovať často i na malú vzdialenosť pri zachovaní rovnakých vývinov jednotlivých útvarov. To by nasvedčovalo, že rozdielne hrúbky obalovej serie v Inovci nie sú zjavom, vyvolaným nerovnomernou sedimentáciou, ale sú výsledkom tektonických pochodov. Závislosť hrúbky serie od spádu podložia naznačuje, že ide pravdepodobne o zjav, vyvolaný **z d v i h o m k r y š t a l i c k é h o j a d r a**, budujúceho centrálnu časť pohoria. Pritom v miestach, kde vertikálny zdvih vyvolal strmý spád podložia, obalová seria prekonala aktívny proces vrstevného sklzovania (stekania), pri ktorom sa uplatňoval účinok gravitácie, u plastických súvrství prípadne aj účinok kompresie. Masy hornín stekaly do priestorov s miernejším spádom podložia a teda i s menším účinkom tlaku (gravitácie a kompresie). V priestoroch väčšieho účinku týchto síl sklzovala celá seria, inde iba jej niektoré členy. Predovšetkým je pozoruhodné rozloženie stredotriasových vápencov a dolomitov. V priestoroch, kde hrúbka obalovej serie nie je veľká, t. j. tam, kde má podložie strmý spád, súvrstvie stredotriasových vápencov a dolomitov alebo úplne chýba, alebo ho zastupujú len tenké šošovky. V miestach s miernymi sklonmi podložia (synklinála Marháta, južná časť Inovca) predstavujú vápence a dolomity najhrubší člen opisovanej serie, dosahujúc 200—250 m hrúbky. Vyššie naznačené chýbanie toho člena vyplýva z jeho polohy uprostred plastických súvrství, a to werfenských ilovitých bridlíc v podloží a ilovitého súvrstvia keuperu v nadloží. Tieto vytváraly neplastickým vápencovo-dolomitickým komplexom „mazadlá“, napamáhajúce ich sklzovanie.

Prichodí sa zaoberať otázkou, **k e d y n a s t a l z d v i h c e n t r á l n e j č a s t i p o h o r i a**. Pri riešení tohto problému sa možno opierať jedine o pomer subtatranských príkrovov k obalovej serii i ku kryštalicému jadru. V miestach, kde spád kryštalickeho podložia je prudký, tam priamo na ňom ležia členy subtatranských príkrovov. Pekným príkladom toho je priestor medzi Hôrkou, Hrádkom a Novou Lehotou. Medzi Hôrkou a Hrádkom kryštalínikum vytvára vypuklinu, vybiehajúcu k západu. Priamo na kryštalíniku ležia členy chočského príkrovu. Spád kryštalickeho podložia je tu totiž veľmi strmý. Pri Hrádku sa vynorujú zpod chočskej prikrývky najprv mladšie členy krížňanského príkrovu. V pokračovaní k východu (k Novej Lehotě), kde sa sklon jadrového podložia zmierňuje, objavujú sa i staršie členy krížňanského príkrovu, ba i samotná obalová seria, ležiaca na kryštalínickom jadre. **C h ý b a n i e o b a l o v e j s e r i e v p o d l o ž í s u b t a t r a n s k ý c h p r í k r o v o v v m i e s t a c h p r u d k é h o s p á d u k r y š t a l i c k é h o p o d l o ž i a** naznačuje, že **z d v i h c e n t r á l n e j č a s t i**

Inovca a teda i od neho závislé skĺznutie obalovej serie sa odohralo pred presunom subtatranských príkrovov, teda v období medzi ukončením sedimentácie po albe a presunom príkrovov. O tom svedčí i tektonická povaha križňanského príkrovu, čo v ďalšom rozvediem.

Nie je vylúčené, že v niektorých priestoroch tlak čelných častí presunujúcich sa subtatranských príkrovov dal impuls ku sklzovaniu obalových serií. Vedľa vertikálnych síl (gravitácie a kompresie), vyvolaných zdvihom podložia, mohli sa teda uplatniť pri sklzovaní obalovej serie aspoň čiastočne i tangenciálne sily.

Práve rozvedená úvaha vyplýva z predpokladu závislosti hrúbky obalovej serie od sklonu podložia. Treba však uvážiť, či nejde o dva od seba nezávislé zjavy, vyvolané rozdielnymi tektonickými činiteľmi. V smysle doterajších náhľadov na tektonickú stavbu západných Karpát a na mechanizmus príkrovov (Matějka - Andrusov 1931) chýbanie obalovej serie, prípadne jej slabé zastúpenie na niektorých miestach, treba považovať za následok vyvalcovania a „odierania“ presunujúcimi sa subtatranskými príkrovmi. Podľa nich zdvih centrálnej časti jadrových horstiev a teda i sklony vrstiev obalových serií sú výsledkom popaleogenného vyvrásnenia. Riešenie tohto problému úzko súvisí s tektonickým charakterom križňanského príkrovu. V Strážovskej hornatine som poukázal, že vznik digitácií musel byť ovplyvnený spádom kryštallického podložia, že digitácie sa vytváraly z postupujúcej masy, voľne klížuc po naklonenom svahu (Maheľ 1948). V Inovci môžem toto tvrdenie podprieť. I v tomto pohorí priebeh osí digitácií križňanského príkrovu je závislý od orientácie sklonu podložia a samotné jestvovanie digitácií i ich počet od veľkosti tohto sklonu. Početnejšie digitácie sú totiž rozložené len v tých priestoroch, kde má podložie mierny spád (priestor medzi Novou a Starou Lehotou). Digitácie sa totiž vytváraly za pomalšieho pohybu — sklzovania. Uvedené zjavy naznačujú, že už pri presune príkrovov na západnú stranu Inovca bolo podložie spodného subtatranského príkrovu naklonené s odlišným spádom v jednotlivých priestoroch. Tento sklon musel vzniknúť zdvihom centrálnej časti Inovca pred skĺznutím subtatranských príkrovov.

Popaleogenné vyvrásnenie Inovca vyvolalo akiste zväčšenie spádu podložia a tým i sklonu v prvom rade vrstiev obalovej serie; a to, pravda, mohlo mať za následok ďalšie skĺznutie druhohorných komplexov. Vytlačenie alebo „odrenie“ obalovej serie Inovca vo väčšom rozsahu presunujúcimi sa príkrovmi je nepravdepodobné

už preto, že ide o seriu, ktorej pôvodná hrúbka bola niekoľko sto metrov (600—800 m), pričom podstatnú časť zaberajú neplastické súvrstvia.

Slabý vývin a časté chýbanie obalovej serie na svahoch kryštalickeho jadra nie je zjavom ojedinelým, vyskytujúcim sa len v Inovci. Stretáme sa s ním aj u iných jadrových horstiev západných Karpát. V Strážovskej hornatine najúplnejšia obalová seria s pozoruhodnou hrúbkou stredotriasových vápencov a dolomitov vystupuje na povrch v priestore medzi Čavojom a Temešom, v syklinále uprostred kryštalinika (M a h e ľ 1946). V Nízky ch T a t r á ch severný okraj kryštalinika je lemovaný obalovou seriou, zastúpenou obyčajne len spodotriasovými kremenami, tu i tam sprevádzanými werfenskými vrstvami, na ktorých ležia členy subtatranských príkrovov. Ba na mnohých miestach posledné ležia priamo na kryštaliniku. V západnej časti pohoria, kde sa okraj kryštalinika uhýba k juhozápadu a spád kryštalickeho podložia sa zmierňuje, na okrajoch rozsiahlej muldy, rozprestierajúcej sa medzi nízkotatranským a veľkofatranským kryštalickým jadrom, vynorujú sa hrubé obalové serie. V Tribči je najmohutnejšie a najkompletnejšie vyvinutá obalová seria v jeho najjužnejšom výbežku, teda tam, kde kryštalinikum nevytvára vyvýšené horstvo. Podobné prípady môžeme sledovať aj v iných jadrových horstvách (Veľká Fatra, Malé Karpaty a pod.). Chýbanie obalových serií, prípadne ich niektorých členov pri okrajoch kryštalickeho jadier v západných Karpatoch nemožno považovať vo väčšine prípadov za zjav paleogeografický, ale tektonický. Pri tektonickom zdvihu jadrových horstiev vykonalý obalové serie na svahoch svoj vlastný pohyb, sklzávanie na menšiu vzdialenosť, riadené v prvom rade veľkosťou sklonu vrstiev a v nemalej miere i fyzikálnymi vlastnosťami klzajúcej sa hmoty. Predovšetkým význačnú úlohu pritom hraly plastické hmoty — „mazadlá“, akými sú werfenské vrstvy a keuperské bridlice. Preto pri oceňovaní hrúbok obalových serií a ich jednotlivých členov treba brať do úvahy v prvom rade ich výskyty na tých miestach, kde spád podložia je malý a kde bol na ne najmenší účinok neskorších tektonických pochodov.

16. I. 1950

*Geologicko-paleontologický ústav Slov. univerzity,
Bratislava*

L I T E R A T Ú R A — Л И Т Е Р А Т У Р А — B I B L I O G R A P H I E

A n d r u s o v D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleografie severozáp. Karpat. (Příspěvky ke geologii atd. V.) Considerations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. (Notes sur la géologie etc. V.) Sbor. Stát. geol. út. IX, Praha.

- Andrusov D., 1931: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech, I—II. Úvod a stratigrafie triasu a liasu. Exploration géologique de la zone des Klippes int. des Karp. occidentales I—II. Introduction et stratigraphie du Trias et du Lias. Rozpr. St. Geol. úst. VI, Praha.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska, Praha.
- Beck H. — Vettters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraphisch-tektonische Studie. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Öst.-Ung. und des Orients XVI, H. I, II, Wien-Leipzig.
- Ferenczi S., 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jahresber. Ung. geol. Reichsanst., f. 1914, Budapest.
- Ferenczi S., 1915: Geologische Beobachtungen am mittleren Teile des Inovec. Jahresber. Ung. geol. Reichsanst. f. 1914, Budapest.
- Ferenczi S., 1917: Die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges östlich von Postyen, Jahresber. Ung. geol. Reichsanst. f. 1915, Budapest.
- Ferenczi S., 1919: Die geologischen Verhältnisse der südlichen Hälfte des Inovec. Földtany Közlöny XLVIII, 1, Budapest.
- Ferenczi S., 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges. Jahresber. Ung. geol. Reichsanst. f. 1917.
- Hauer F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verhandlungen geol. Reichsanst., Wien.
- Horusitzky H., 1912: Agrogeologische Notizen aus der Umgebung von Galgóc. Jahresbericht Ung. geol. Reichsanst. f. 1909, Budapest.
- Hynie O., 1927: Geologická stavba širšieho okolí lázni Piešťan a jejich termální zřídla. Structure géologique des environs des bains de Piešťany et leurs sources thermales. Sbor. St. geol. úst. VII, Praha.
- Mahel M., 1946: Geologia strednej časti Strážovskej hornatiny. La géologie de la partie moyenne des montagnes du Strážov. Práce Št. geol. úst. 14, Bratislava.
- Mahel M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. The Tectonic of the Territory between the middle Váh and the upper Nitra. Práce Št. geol. úst. 18, Bratislava.
- Stache G., 1864: Sedimentärschichten im Inovec-Gebirge. Verhandlungen geol. Reichsanst., Wien.
- Stache G., 1864: Geologische Aufnahme des Inovec Gebirges. Verhandlungen geol. Reichsanst., Wien.
- Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch geol. Reichsanst. XI, Wien.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpaten, Wien-Leipzig.

МИХАИ МАГЕЛЬ

ОСАДОЧНАЯ СЕРИЯ МАССИВА ИНОВЕЦ

(Резюме словацкого текста)

Нормальная осадочная серия массива Иновец в западной Словакии, которая лежит на кристаллическом ядре, и на которую надвинуты субатланские покровы, состоит из триаса, юры и нижнего мела. Под мезозоем иногда наблюдаются конгломераты, брекчии и глини-

стые сланцы красного цвета — это пермь (фация веррукано), развитая только в северной части массива. Нижний триас представлен внизу кварцитами, а выше верфенскими слоями. Средний триас состоит из доломитовых известняков и доломитов. Кейпер образуют красные глинистые сланцы с горизонтами кварцитов; рэт — темносерые мергелистые сланцы с прослоями мергелистых известняков, содержащих обломки, морских лилий, ежей и пластинчатожаберных. К нижнему лейасу (геттанжский ярус) нужно отнести мергелистые сланцы с прослоями песчаников и криноидных известняков. Над ними лежат криноидные известняки с кремневыми желваками. Найденный в них представитель сем. *Ammonitidae* (s. s. = *Arietitidae* auct.) указывает на синемур. Весьма вероятно, что криноидные известняки представляют почти весь лейас. В северной части Иновца доггер состоит из красных известняков с радиолариями и красных узловатых известняков. В остальной части области развиты только эти последние. К малому относятся серые массивные известняки, переходящие постепенно в светлые мергелистые известняки титона и некома. Массивные темносерые известняки аптского яруса были найдены только в северной части Иновца.

Осадочная толща Иновца являет характерные черты высокотатранской серии татрид; к этой же зоне нужно отнести и его кристаллическое ядро. Так как у Тренчианских Теплиц (Trenčianské Teplice) в Стражовских (Strážov) горах осадочная оболочка Иновца переходит непосредственно в манинскую серию, я называю ее иновецко-манинской.

Сравнение мощности осадочной серии Иновца в разных зонах показывает, что она различна и зависит от угла, под которым падают слои, а следовательно и от наклона поверхности кристаллического основания. Мощность часто изменяется на небольшом протяжении, причем фация остается той же; из этого можно заключить, что изменения мощности были вызваны тектоническими причинами, и прежде всего поднятием средней части массива. Вследствие этого поднятия осадочные серии оказались на сильно наклоненном субстрате и начали скользить вниз под действием силы тяжести. Они соскальзывали с наклонной плоскости и накапливались в местах, где склон был более пологим и сила тяжести действовала слабее или вовсе не действовала. Скольжение было особенно значительным там, где известняки и доломиты среднего триаса лежали на пластичных слоях верфенского яруса, которые играли роль смазки. В местах сильного наклона основания иновецкая серия отсутствует, и на кристаллическом ядре прямо лежат субтатранские покровы. Из этого можно заключить, что поднятие средней части Иновца и сползание его осадочной серии произошли до надвига субтатранских покровов.

Импульс к началу скольжения осадочных серий мог быть дан движением субтатранских покровов. Возможно, что действие вертикальных сил (силы тяжести и сжатия) иногда сопровождалось действием тангенциальных сил. Послепалеогеновое складкообразование вероятно еще увеличило угол падения слоев осадочной оболочки, и это усилило ее скольжение.

Осадочная серия Иновца могла сохранить свою первоначаль-

ную мощностъ только в м у л ь д а х кристаллического основания и там, где в о с т о в е И н о в ц а кристаллическое основание не выходит на поверхность земли.

4. 11. 1950

Геологическо-палеонтологический кабинет Словацкого
университета, Братислава

Объяснение таб. VIII. 1 — кристаллическое основание; 2 — кварциты; 3 — известняки; 4 — доломиты и доломитизированные известняки; 5 — лейас; 6 — титоннеоком; 2 — 6: осадочная серия Иновца; 7 — кейпер; 8 — рэт; 7—8: покров горы Крижна.

Рис. М. Магеля

MICHAL MAHEL

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DU MASSIF DE L'INOVEC

(Résumé du texte slovaque)

La couverture sédimentaire normale de l'Inovec comprenant les formations triasiques, jurassiques et crétacées inférieures repose directement sur le noyau cristallin de ce massif sous les nappes subtatriques. Dans la partie nord de la région, le bas de la série sédimentaire est formé de conglomérats, de brèches et de schistes argileux d'un rouge vif — c'est le Permien à facies verrucano. Le Trias inf. est constitué de quartzites et, tout en haut, de schistes de Werfen. Le Trias moyen se compose de calcaires massifs sombres, de calcaires dolomitiques et de dolomies. Le Keuper est représenté par des schistes argileux rouges à niveaux de quartzites. Le Rhétien est constitué de schistes marneux gris foncé à intercalations de calcaires marneux à abondants fragments de *Spongiaires*, d'*Oursins*, de *Crinoïdes* et de minces coquilles de *Lamellibranches*. Les assises inférieures du Lias (probablement Hettangien seul) sont formées de schistes marneux, très souvent gréseux et micacés, à intercalations de grès et de calcaires à *Crinoïdes*. Au-dessus on observe un complexe de calcaires à *Crinoïdes*, généralement gris foncé, à grain grossier, avec des rognons de silex noirs. Au microscope on y distingue un détritiques organique, mais en fait de fossiles je n'y ai trouvé qu'une Ammonite de la famille des *Ammonitidae* (s. s., *Arietidae* auct.) qui indique le Sinémurien. Ces calcaires à *Crinoïdes* correspondent probablement à tout le Lias. Dans la partie N de la région le Dogger est représenté par des calcaires rouges à *Radiolaires* et des calcaires rouges noduleux; ailleurs on ne trouve que ces derniers. Le Malm est formé de calcaires massifs gris clair passant insensiblement aux calcaires marneux stratifiés, également clairs du Tithonique-Néocomien qui contiennent des lentilles et des rognons de silex noirs. Les calcaires massifs gris sombre de l'Aptien n'apparaissent que dans la partie N des montagnes de l'Inovec. Le membre le plus jeune de la série sédimentaire est représenté par les schistes et les grès marneux de l'Albien.

Toute la série étant pauvre en fossiles, l'âge de ses différents membres ne peut être déterminé que d'après la position stratigraphique et par analogie avec les séries qui s'en rapprochent par le facies. La série sédimentaire de l'Inovec offre tous les caractères typiques de la zone hauttatrique des Tétrides, et son

noyau doit être rapporté à la même unité. Puisque la série sédimentaire du Manín passe des montagnes du Strážov (de Trenčianské Teplice) sur les pentes de l'Inovec sans accidents tectoniques et sans changement de facies, je lui donne le nom de série de Manín-Inovec.

Si nous envisageons la puissance de la couverture sédimentaire dans les diverses parties de l'Inovec, nous constatons qu'elle dépend de l'inclinaison des couches, et cette dernière de la pente du soubassement cristallin. Puisque les variations de l'épaisseur se manifestent très souvent à de faibles distances sans que les membres de la série changent de facies, on peut conclure qu'elles sont dues à des causes tectoniques, en premier lieu à l'élévation du noyau cristallin qui s'est produite dans la partie centrale de la région. Ce mouvement vertical donna une forte inclinaison au substratum de la série sédimentaire, et les couches glissèrent sous l'action de la gravitation. La compression joua aussi un rôle chez les complexes plastiques. Là où les pentes étaient raides, les masses de roches descendaient vers les espaces où l'action de ces forces était plus faible ou nulle. Un glissement particulièrement important a atteint les calcaires et les dolomies du Trias moyen qui reposaient sur les couches plastiques de Werfen ayant fonctionné comme lubrifiant. Aux endroits où le noyau cristallin montre une très forte inclinaison ce n'est plus sa série sédimentaire qui le recouvre, mais les nappes subtratiques. Ce fait, ainsi que la position de l'axe de la nappe subtratique inférieure m'amènent à la conclusion que l'élévation de la partie centrale de l'Inovec et le glissement de sa série sédimentaire sur le cristallin se sont produits avant le charriage des nappes subtratiques. Les digitations ne pouvaient se former en grand nombre que sur un soubassement faiblement incliné, la direction de leur axes correspondant à celle de la pente.

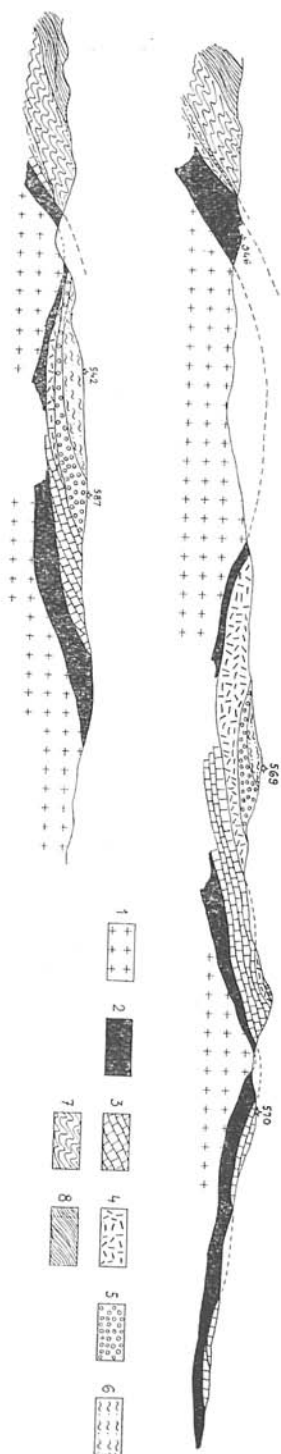
On ne peut exclure que l'impulsion au glissement de la série sédimentaire sur son cristallin ne fût donnée par les nappes subtratiques en mouvement. L'action des forces verticales (gravitation et compression) a peut-être parfois été accompagnée de celle des forces tangentielles. Par places, l'inclinaison des assises de la couverture sédimentaire qui existait avant le Paléogène a probablement été encore accentuée par le plissement post-paléogène de l'Inovec.

La couverture sédimentaire de l'Inovec n'a pu conserver sa puissance originelle que dans les dépressions du cristallin et là, où celui-ci n'apparaît pas au jour sur le faite de l'Inovec.

4. II. 1950

Laboratoire de géologie et de paléontologie de l'Université slovaque, Bratislava

Explication de la planche VIII. Coupes géologiques à travers les montagnes de l'Inovec. Dressée par M. Maheľ. Cristallin de l'Inovec, 2. Quartzites du Trias inférieur, 3. Calcaires du Trias moyen, 4. dolomies et calcaires dolomitiques du Trias moyen, 5. Lias, 6. Tithonique-Néocomien; 2.—6. couverture normale de l'Inovec, 7. Keuper, 8. Rhétien; 7.—8. nappe de la Križna.



Geologické profily Inovca. Sostavil M. M a h e l. Kryštálikum Inovca, 2. spodnotriasové kremence, 3. vápence stredného triasu, 4. dolomity a dolomitické vápence stredn. triasu, 5. lias, 6. liton-neokom; 2.—6. obalová séria Inovca, 7. Keuper, 8. rhael; 7.—8. križňanský piktrov.