

STANISŁAW SOKOŁOWSKI

UWAGI O WYNIKACH NOWYCH BADAŃ NAD TEKTONIKĄ TATR

(Tabl. XXXIX, XL)

Remarks of the new researches on the tectonic in the Tatra mts

(Pl. XXXIX, XL)

Streszczenie. W referacie o tektonice Tatr, przygotowanym na sesję inauguracyjną XXXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego zwrócono główną uwagę na ich współczesną budowę. W gmachu tektonicznym tatrzańskim wyróżniono trzy elementy strukturalne: jednostkę wierchową, jednostkę reglową i paleogen Podhala. Jednostkę wierchową podzielono na grupę trzonową składającą się z trzonu krystalicznego i jego osłony osadowej oraz płaszczowinową, zbudowaną z fałdów mezozoicznych i ich jąder krystalicznych. W płaszczowinie reglowej dolnej, odpowiadającej płaszczowinie Križnej na Słowacji, wydzielono dwie główne dygityacje zwane przez innych autorów fałdami, płaszczowinami drugorzędnymi lub płaszczowinami. Do płaszczowiny reglowej górnej, zwanej też płaszczowiną Choczu, należą niewątpliwie dwa pasma wapienne Bramy Kantaka i Kończystej Turni oraz w całości lub częściowo masy triasowe Furkaski i Korycisk. Paleogen spoczywający na nierównej powierzchni utworów reglowych pocięty jest wielokrotnie uskoki.

WSTĘP

Komitet Naukowy Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego odbytego w regionie tatrzańskim w r. 1959 postanowił włączyć w program sesji naukowej inauguracyjnej referaty wprowadzające w tematykę geologiczną Tatr. Podział geologii tatrzańskiej na grupy problemowe ujęte poszczególnymi referatami został przeprowadzony inaczej niż to uczynili organizatorzy konferencji geologicznej po stronie czechosłowackiej. Komitet czechosłowacki bowiem podzielił tematykę tatrzańską na dwie grupy, odpowiednio do dwu głównych pięt strukturalnych geologicznego gmachu tatrzańskiego. Więc grupa pierwsza objęła krystalinik trzonu, a grupa druga osłonę osadową i fałdy leżące. Każdą grupę objęto jednym referatem. Każdy zaś z referatów obejmował stratygrafię i petrogenezę serii skalnych, a następnie orogenezę i obecną tektonikę mas skalnych Tatr.

Natomiast problematykę geologiczną Tatr na polskiej sesji zjazdowej, w Zakopanem, ujęto w trzech referatach. Referat pierwszy odnosił się do krystaliniku tatrzańskiego. Główny nacisk położono na zagadnienia petrologiczne krystaliniku tatrzańskiego. Referat drugi, zatytułowany „Rozwój paleogeograficzny Tatr”, przedstawił stratyografię serii osadowych Tatr i po części ich osłony paleogeńskiej, przy czym przedstawiono warunki, w jakich każde ogniwo stratygraficzne powstawało. Referat zatem musiał ujmować i w pewnym stopniu rozwój orogenezy Tatr. Wreszcie referat ostatni odnosił się do tektoniki Tatr, a ograniczono się w nim do ich współczesnej budowy.

Referat o tektonice został przygotowany przez autora niniejszego artykułu. Autor główną uwagę poświęcił seriom osadowym uwzględniając przede wszystkim fakty i procesy znane z Tatr polskich. Wskutek tego nie uwzględniono w referacie wszystkich zagadnień poruszonych w referacie przez D. Andrusova o seriach mezozoicznych, publikowanym w „Sborniku” bratysławskim (1959), poświęconym zagadnieniom tatrzańskim z okazji konferencji odbytej w Tatrach słowackich po zjeździe PTG.

W referacie wprowadzającym do tektoniki Tatr muszą się oczywiście znajdować powtórzenia rzeczy znanych, wypowiedzianych już nie tylko w pracach oryginalnych, ale także ujmowanych w pracach zbiorczych, jak np. w ostatniej A. Michalika (1953). Powtórzenia te będą jednak możliwie streszczone. Natomiast w nakreślonym aktualnym obrazie budowy Tatr zwrócona będzie uwaga na miejsca tego obrazu jeszcze niezbyt jasno zarysowane i wymagające dalszych szczegółowych badań.

Tatry mają bardzo obfitą literaturę tektoniczną. Poglądy na fakty, zjawiska i procesy, dzięki którym Tatry powstały, zmieniały się jak w kalejdoskopie. Wiele czasu trzeba by poświęcić na prześledzenie, jakimi drogami biegła myśl badawcza.

Z tego też powodu nie będziemy mówić o rozwoju poglądów na tektonikę. Przypomnimy tylko w wielkim skrócie znane najogólniejsze rysy budowy Tatr, które przyjmują bez jasno sprecyzowanych zastrzeżeń chyba wszyscy geologowie pracujący po polskiej stronie, oraz poruszymy zagadnienia niezupełnie jeszcze wyjaśnione.

Tatry są obszarem, w którym pewne prawa ogólne rządzące powstaniem gór fałdowych ujawniły się w postaci nie spotykanej gdzie indziej w obszarach fałdowań alpejskich. Więc np. poprzeczne sfałdowania elementów strukturalnych są tak gwałtowne, że tłumaczenie intersekcji granic tych elementów sprawiało F. Rabowskiemu — który przybył w Tatry z doświadczeniami alpejskimi — pewne trudności w pierwszej fazie jego prac tatrzańskich. W Alpach bowiem osi strukturalne elementów tektonicznych przebiegają zazwyczaj na znacznych przestrzeniach ze słabymi tylko deformacjami poprzecznymi.

Swoiste cechy budowy Tatr wywodzą się stąd, że są one małym gniazdem górskim, w którym jednak skoncentrowały się wszystkie cechy stylu alpejskiego.

By uniknąć wszelkich nieudomówień, należy przedstawić stanowisko zajęte w referacie wobec poglądów panujących obecnie w sprawie tektoniki Tatr polskich. Otóż przyjęto, że Tatry mają budowę płaszczowinową, że główne jednostki tektoniczne Tatr są fałdami i płaszczowinami nasuniętymi z mniejszej lub większej odległości z południa. Stwierdzenie ta-

kiego stanowiska jest konieczne, gdyż po przyjęciu teorii M. Lugeona przez geologów pracujących po nim w Tatrach pojawiały się wśród innych geologów próby wyprowadzania elementów reglowych tatrzańskich jako fałdów miejscowych skierowanych i nasuniętych ku południowi na strefę wierchową. Również za autochtonizmem serii reglowych na północ od Tatr wysuwane były argumenty facjalne opierające się na podobieństwie pewnych ogniw stratygraficznych reglowych do wierchowych czy pienińskich. Jednakże i one nie są wystarczające dla przyjęcia lokalizacji basenu sedymentacyjnego reglowego na północ od Tatr. Bowiem dzisiejszy obraz intersekcyjny serii reglowych otaczających tatrzańskie utwory wierchowe wskazuje niedwuznacznie na jednolitość elementów reglowych ułożonych jako jedna całość tektoniczna na utworach wierchowych.

GLÓWNE ELEMENTY TEKTONICZNE

W oparciu o monografię V. Uhliga (1897, 1899) i syntezę M. Lugeona (1903) wyróżniamy w Tatrach dwa główne elementy tektoniczne: wierchowy i reglowy (tabl. XLII).

Właściwego charakteru tektonicznego elementu wierchowego jako jednostki pierwszego rzędu nie znamy — o czym za chwilę będziemy mówić — więc też nie damy jej zdecydowanego określenia tektonicznego, nazywając go tylko „jednostką” wierchową. Natomiast element reglowy ma budowę płaszczowinową.

W jednostce wierchowej wyróżniamy grupę trzonową i grupę płaszczowinową. Pierwsza zbudowana jest ze skał krystalicznych występujących zwartą masą w południowej strefie gniazda tatrzańskiego, którą nazywamy trzonym krystalicznym. Zajmuje on więcej niż połowę całego obszaru geograficznego Tatr oraz w nim wyrzeźbione są najwyższe granie i szczyty tatrzańskie.

Trzon krystaliczny przykryty jest wzdłuż północnego brzegu osadową serią permsko-mezozoiczną zwaną przez F. Rabowskiego „tubylczą” (1925) w stosunku do nadległych fałdów leżących wierchowych. Jest to osłona trzonu krystalicznego zwana przez A. Matejkę i D. Andrusowa (1931) „serią Tomanowej”, a przez E. Passendorfera (1951) „serią Kominów Tylkowych”.

Grupa płaszczowinowa składa się z fałdu Czerwonych Wierchów, leżącego na mezozoicznej pokrywie trzonu, oraz fałdu Giewontu¹ położonego na fałdzie Czerwonych Wierchów. Oba fałdy zbudowane z serii mezozoicznych mają krystaliczne jądra, leżące dziś na wierchowych skałach osadowych w postaci czapek tektonicznych.

Ponieważ płaszczowiny reglowe pokrywały pierwotnie całą jednostkę wierchową Tatr, więc dzisiaj strefa wierchowa tatrzańska ukazuje się w oknie tektonicznym. Kontur tego okna jest wyraźnie zarysowany po stronie północnej i zachodniej spągami płaszczowin reglowych ciągnących się tu nieprzerwaną wstęgą. Natomiast po południowej stronie Tatr kontaktuje krystalinik trzonu — jak można wnioskować z odsłonięć podłoża spod pokryw plejstocenijskich w zachodniej części Tatr —

¹ Za F. Rabowskim oznaczamy je w opisie C i G.

z paleogenem Liptowa i Spisza lub z mezozoikiem reglowym. Serii osadowej wierzchowej tutaj nie widzimy. Jeżeli w ogóle znajdowała się tu na krystaliniku, to została zeń usunięta procesami denudacyjnymi.

W latach ostatnich odkrył A. G o r e k (1950) dwa mniejsze okna tektoniczne z utworami krystalicznymi i mezozoicznymi wierzchowymi, ukazującymi się na zachodnim krańcu Tatr spod płaszczowin reglowych¹.

W elemencie reglowym wyróżniamy płaszczowinę reglową dolną, która w Karpatach Wewnętrznych Słowackich jest nazywana płaszczowiną Križnej oraz płaszczowinę reglową górną, które od góry Chocz nosi też miano choczańskiej.

Paleogen podhalański leży na utworach mezozoiku reglowego po stronie północnej Tatr, tworząc powierzchnię transgresji upadającą obecnie ku północy. Dość strome przy brzegu Tatr upady łagodnieją ku północy od wypiętrzenia tatrzańskiego i przechodzą w upady południowe w północnej części Podhala.

TRZON KRYSTALICZNY

Obecna budowa wewnętrzna krystaliniku tatrzańskiego, tzn. przestrzenne rozmieszczenie wyróżniających się w nim kompleksów skalnych jest dziełem procesów przedmezozoicznych oraz późniejszej orogenezy alpejskiej. Można jednak stwierdzić, opierając się na stosunku pokrywy mezozoicznej do krystaliniku, że budowa przedmezozoiczna trzonu krystalicznego ulega stosunkowo małemu przekształceniu w fałdowaniach alpejskich. Oczywiście jasną jest rzeczą, że przedmezozoiczna budowa krystaliniku wiąże się bardzo ściśle z powstaniem utworów krystalicznych, co jest tematem innego referatu.

W niniejszym referacie zajmujemy się tylko pewnymi wnioskami wynikającymi z dotychczasowych kartograficzno-geologicznych ujęć trzonu krystalicznego.

W czasie odczytu wygłoszonego przez S. K r e u t z a w dn. 6. V. 1934 na posiedzeniu PTG w Krakowie przedstawił on schematyczną mapę geologiczną krystaliniku tatrzańskiego, niestety nie publikowaną.

Interpretując mapę S. K r e u t z a możemy przyjąć, że masyw granitowy Tatr Wysokich zanurza się na W od Dol. Cichej pod serię gnejsów i łupków iniekowanych granitem białym. Seria ta otacza również masyw granitowy od SW i występując wąskim pasmem w dolnych częściach zboczy Krywania oraz południowych zakończeniach grani Ostrej i Soliska zapada ku NE pod masyw granitowy.

Spod pokrywy gnejsów i łupków iniekowanych północnej części trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich wynurza się ku południowemu zachodowi pasmo granitów szarych i ciemnych, z których zbudowana jest grań Rohacze-Salatyński. Według mapy S. K r e u t z a granity te stanowią pasmo o kierunku NW — SE, odrębne od krystalicznych Tatr Wysokich.

Zasięg obszaru łupkowego południowo-zachodniej części Tatr przyjął S. K r e u t z z mapy V. U h l i g a, gdzie intersekcyjny obraz budowy jest zbyt uproszczony. Jak sądzić z materiałów opublikowanych dotychczas przez A. G o r k a (1959), może bliższym faktycznego stanu rzeczy był

¹ O przekraczaniu mas krystalicznych do Doliny Suchej z Kwaczanki pisał już wcześniej B. H a l i c k i (Wiadomości Muzeum Ziemi, t. IV, 1948).

obraz budowy przedstawiony na starej mapie G. Stachego, wykorzystanej następnie przez F. Hauera przy publikacji mapy geologicznej monarchii austriacko-węgierskiej, a nawet uwzględnionej na międzynarodowej mapie geologicznej Europy. G. Stache przedstawił bowiem granity Tatr Zachodnich, jakby płasko leżące na łupkach występujących na południowo-zachodnim zboczu gór.

Pomiędzy wnioskami wypływającymi z mapy S. Kreutza a przypuszczeniami F. Rabowskiego (1938), przedstawionymi w r. 1938 w pracy o trzonie krystalicznym Tatr, zachodzą znaczne różnice. Wprawdzie F. Rabowski widział w trzonie tatrzańskim również dwa wypiętrzenia z granitami w jądrach, ale dzielącą je synklinę przerwana w środkowej części Tatr wskutek „przetopienia” intruzją granitu miała stanowić strefa metamorfików północnych w Tatrach Zachodnich, na wschodzie zaś szczątkiem pasma synklinalnego miały być znane soczewki łupków w okolicy Gierlachu. Położenie tych soczewek nie jest jednak całkiem jasne, a pierwotny ich związek z utworami metamorficznymi, leżącymi nad intruzją granitową Tatr Zachodnich nie jest udowodniony.

Stosunek tektoniczny łupków krystalicznych — występujących w większej zwartej masie w południowo-zachodniej części trzonu krystalicznego — do pasma granitowego Tatr Zachodnich nie był jasno przedstawiony w mapie S. Kreutza. F. Rabowski przypuszczał, że łupki te mają na ogół upad ku południowemu zachodowi, a granity Tatr Zachodnich zanurzają się pod nie w tymże kierunku.

Nowe badania A. Gorka (l. c., porównaj też szkic tektoniczny Tatr w pracy D. Andrusowa, w tym samym roczniku „Sbornika”) wykazują, że masy łupkowe w południowo-zachodniej części trzonu tworzą jak gdyby kopułowe wypiętrzenie zanurzające się ku północnemu-wschodowi pod granitoidy Tatr Zachodnich. Natomiast łupki krystaliczne i migmatyty występujące w Tatrach Zachodnich głównie po stronie polskiej leżą na masach granitoidowych trzonu. Szczegóły budowy tego obszaru znamy dzięki pracom A. Gawała (1952) oraz zdjęciu A. Michalika (Mapa geologiczna Tatr, 1958-59).

Granitoidy Tatr Zachodnich tworzą między opisanymi dwoma kompleksami skał metamorficznych „językowane ciało intruzywne (harpolit)” (A. Gorek l. c.).

Granitoidy Tatr Zachodnich łączą się wzdłuż południowego brzegu trzonu z granitoidami Tatr Wysokich. Niemniej jednak pasmo granitów białych, biegnące według S. Kreutza (1930) od Wołowca przez zbocza Bystrej ku Krywaniowi, zdaje się zaznaczać granicę między granitoidami Tatr Zachodnich a masami granitoidowymi Tatr Wysokich, chociaż łupki krystaliczne, mające występować u brzegu trzonu krystalicznego na południe od Krywania, powinny być pasmami mylonitowymi powstałymi w orogenezie alpejskiej — jakby wynikało ze wspomnianego szkicu u D. Andrusowa.

Tektonika łupków, występujących w izolowanych strzępach wśród granitoidów na południe od Bystrej i Wielkiej Kopy Koprowej, odznacza się wielką zmiennością biegów i upadów. W tych warunkach trudno rekonstruować — tak jak to uczynił F. Rabowski — tektonikę starego górotworu metamorficznego zniszczonego w przeważającej części przez intruzję granitoidową.

Wpływ orogenezy alpejskiej na budowę wewnętrzną krystaliniku ta-

trzańskiego wyraził się powstaniem znacznej części stref mylonitowych przecinających masy krystaliczne (zwłaszcza granitoidy) oraz deformacjami powierzchni pewnego typu spękań granitoidów. Chodzi tu o spękania występujące na znacznych przestrzeniach i dzielące masy granitoidów na grube regularne warstwy, widoczne np. w grani Zawratowa Turnia — Kościelec określone przez A. Michalika (1953) jako „cios pokładowy”.

Według przekroju F. R a b o w s k i e g o, podanego w cytowanej pracy, w grupie Walentkowej Grani — Świnicy — Kościelca ławice granitoidów zarysowują łagodnie spiętrzone siodło. Od południa strefa mylonitów predysponuje powstanie Gładkiej Przełęcz, a przedstawia pasmo synklinalne zanurzające się w dół ku południowi pod granitoidy Gładkiego Wierchu. Według A. Michalika (I. c.) antyklinalne wypiętrzenie Gładkiego Wierchu należy do następnej ku południowi „kopuły” ciągnącej się poza obszar Miedzianego na południe, a opadającej ku serii osadowej Szerokiej Jaworzyńskiej, a ku zachodowi pod łupki krystaliczne, występujące w grupie Wielkiej Kopy Koprowej.

Mylonity i brekcje przecinają masy granitoidowe wąskimi przeważnie smugami. Jak wynika z mapy A. G o r k a (wspomniany szkic tektoniczny u D. A n d r u s o w a), występują mylonity na większym obszarze przy południowym brzegu trzonu na wschód i na zachód od Doliny Cichej. Smugi mylonitowe biegną w rozmaitych kierunkach. Choć z mapy A. G o r k a zdaje się wynikać, że szczególnie uprzywilejowane są kierunki SW — NE i SE — NW i zbliżone do nich. Jak wspomniano w pracy o Tatrach Bielskich (S. S o k o ł o w s k i (1950), jest możliwe, że strefy mylonitów mogą być związane również z dyslokacjami przecinającymi zarówno trzon krystaliczny, jak i strefę osadową. Szczegółowe badania powinny wyjaśnić, w jakim stopniu odłamy trzonu krystalicznego zostały przemieszczone po obu stronach stwierdzonych i przypuszczalnych dyslokacji. Można mieć podejrzenia, że przesunięcia mas granitoidowych znajdują wyraz we współczesnych stosunkach hipsometrycznych szczytów i grani. I tak wyniosłości Łomnicy — Kieżmarskiego opadają silnie ku Rakuskiej Czubie, więc na wschód od przedłużenia dyslokacji Przełęcz pod Kopą. Dyslokacja Białki może znajdować przedłużenie (?) w pasmie mylonitowym Polskiego Grzebienia. Gdyby skały wapienno-krzemianowe na Gierlachu były przedłużeniem Granatnicy (łupki i gnejsy z granatami), to przez Dolinę Wielicką pod Gierlachem powinna przedłużać się dyslokacja. Masy granitoidów Gierlachu byłyby podniesione w stosunku do granitoidów Małej Wysokiej, Siedmiu Granatów i Granatnicy. Przemieszczenia te tłumaczyłyby nam różnice wysokości między Gerlachem a Małą Wysoką — Siedmioma Granatami.

Są to jednak przypuszczenia, które muszą być sprawdzone badaniami specjalnymi. Studium bowiem podanych wyżej przykładowo zjawisk i faktów, które badacze uważają za efekt głównie orogenezy alpejskiej, jest dopiero w zarysku, a zbyt szczupłe jego materiały nie pozwalają na wyrobienie sobie poglądu na budowę trzonu granitowego Tatr.

Bardzo ważnym dla budowy Tatr wyrazem orogenezy alpejskiej jest forma zewnętrzna trzonu krystalicznego jako podłoża sfałdowanych czy nasuniętych serii osadowych.

W syntezie M. L u g e o n a określono trzon krystaliczny jako „masyw centralny”.

Podobieństwo wypiętrzenia Tatr w dzisiejszym obrazie intersekcyjnym do centralnych masywów alpejskich skłaniało również i badaczy polskich, przede wszystkim M. L i m a n o w s k i e g o (1911) a także w pierwszym etapie pracy w Tatrach i F. R a b o w s k i e g o (1925) do przyjęcia poglądu, że trzon tatrzański jest autochtonem. Tej hipotezie zaprzeczył J. N o w a k (1927) i wysunął tezę nasunięcia wgłębionego, oczywiście o znacznie mniejszym zasięgu, niż go widzimy na przekroju V. U h l i g a z r. 1907.

W dalszej fazie swych prac również F. R a b o w s k i (1930 b) przyjął pogląd, że Tatry jako część Karpat wewnętrznych nasunięte zostały na pasmo skałkowe, amplituda tegoż nasunięcia jest jednak nie znana.

Obecnie przypuszczamy, że masyw krystaliczny tatrzański nie jest autochtonem. Należy też od razu wyjaśnić, że gdy w gwarze geologicznej nazywa się dzisiaj serię osadową pokrywającą trzon krystaliczny, jako „tubylczą” lub zgoła „autochtonem”, to pojęcie to rozumieć należy jako autochton względny, tj. w stosunku do nasuniętych fałdów wierchowych.

Powierzchnia ograniczająca od strony północnej trzon krystaliczny, a więc powierzchnia kontaktu krystaliniku z kompleksami osadowymi wykazuje deformacje nazwane przez M. L i m a n o w s k i e g o (1910) undulacjami, tj. elewacjami i depresjami transwersalnymi. W kierunku od W na E zarysowują się wyraźnie elewacje Śalatyńskiego, depresja Goryczkowej, elewacja Koszystej, depresja Szerokiej Jaworzyńskiej i elewacja Jagnięcego.

W sprawie charakteru tektonicznego tych deformacji F. R a b o w s k i (1938) wysuwał przypuszczenie, że wchodzi tu w grę dawne undulacje hercyńskie odnowione w cyklu alpejskim.

Genezą elewacji Koszystej zajął się bliżej w ostatnich czasach A. M i c h a l i k (1953). Badając rozmieszczenie wyróżnionej przez siebie tzw. brzeżnej strefy pegmatytowej oraz ułożenie ciosu pokładowego dochodzi on do wniosku, że „jeżeli słuszne jest wiązanie” »tych elementów« z procesami zachodzącymi w ostatniej fazie krzepnięcia krystaliniku i z działalnością hydrotermalną, pomagmową, to czas powstania tej elewacji łączyć się będzie z powstaniem krystaliniku Tatr Wysokich.

Tak dalekie rozbudowanie przyjętych przez F. R a b o w s k i e g o założeń hercyńskich dla dzisiaj widocznych undulacji północnego zbocza tatrzańskiego krystaliniku budzi w nas pewne refleksje. Faza lądowa poprzedzająca w Tatrach osadzenie się ścinającego podłoże kompleksu piaskowców dolnotriasowych spowodowała zapewne daleko idące wyrównanie podłoża krystalicznego. Elementy zaś składowe budowy krystaliniku tatrzańskiego, jak brzeżna strefa pegmatytowa, dalej strefy granitu o charakterystycznym składzie chemicznym i mineralogicznym, określone izofemami J. T o k a r s k i e g o (1959), czy powierzchnie ciosowe ulegać zapewne mogły w czasie orogenezy alpejskiej deformacjom ciągłym, może w nieco mniejszym stopniu niż serie osadowe. Oczywiście nie należy całkowicie odrzucać deniwelacji powierzchni podłoża, na którym osadził się bazalny piaskowiec dolnotriasowy.

Przyjęte przez V. U h l i g a przesunięcie na linii rzeki Białki, tnące może również masy krystaliczne, jest zapewne smugą dyslokacyjną przecinającą całe Tatry. Czy jest ona uskokiem, czy fleksurą, co jest raczej bardziej prawdopodobne, jest już rzeczą drugorzędną.

Z problemów związanych z tektoniką trzonu krystalicznego Tatr po-

zostaje jeszcze do omówienia charakter tektoniczny występowań pasa brzeżnego krystaliniku Tatr, oddzielonego miejscami utworami dolnego triasu od południowych mas trzonu. Utwory te to kwarcyty (które dziś przydzielamy do dolnego triasu) w południowej części Ornaku, znane już V. U h l i g o w i, na południe od Osobitej opisanej przez S. K r e u t z a (1913), w masywie zaś Wielkiej Kopy Koprowej — przewidziane przez M. L i m a n o w s k i e g o (1912), a stwierdzone przez B. Ś w i d e r s k i e g o (1922), ostatnio zaś zdjęte przez A. G o r k a (1958).

Wreszcie A. M i c h a l i k (1955) przedstawił nam ciekawą próbę tłumaczenia tych wystąpień piaskowców i łupków dolnotriasowych jako pasma synklinalnego oddzielającego leżący fałd wierchowy, niższy od fałdu C. Jądro tego elementu tworzyły utwory krystaliczne występujące w północnym brzegu mas krystalicznych włączanych dotychczas w całości do trzonu, a oddzielone miejscami jak na Ornaku, Wielkiej Kopie Koprowej itd. wspomnianymi pasmami i strzępami dolnego triasu od głównych mas krystalicznych trzonu, położonych bardziej na S.

Jak widzimy, w tym ujęciu antyklina Ornaku wyróżniona przez B. Ś w i d e r s k i e g o nie przedstawiałaby normalnego wypiętrzenia, lecz byłaby fałdem zanurzającym się swym czołem w głąb ku N.

Myśl A. M i c h a l i k a jest nowa, wymaga więc jeszcze szczegółowych prac kontrolnych w terenie. Na razie notujemy ją jako tezę roboczą, jednak w ogólnym zestawieniu pozostajemy przy ujęciu B. Ś w i d e r s k i e g o, przedstawiającym masyw Ornaku jako antyklinę normalną.

STREFA WIERCHOWA OSADOWA

Jak już wspominaliśmy, najniższym czołem strukturalnym tej strefy jest osłona osadowa trzonu krystalicznego (seria Tomanowej i Kominów Tylkowych), najpierw zwana przez F. R a b o w s k i e g o serią „tubylczą”, a później — niezbyt może szczęśliwie — „tatrzańską” serią spągową (1954 b).

Do ostatnich czasów związek transgresywny kompleksu piaskowców dolnotriasowych serii „tubylczej” z podłożem krystalicznym (lub ze „zlepieńcem koperszadzkiem”) nie zdawał się ulegać wątpliwości. Jednakże w ostatnich latach A. M i c h a l i k (1956), chcąc wyjaśnić genezę „zlepieńca koperszadzkiego” jako brekcji tektonicznej, przyjął możliwość odkłucia osadowej serii wierchowej w spągu triasu. Jakkolwiek w obecnym stanie rzeczy nie wszystko w charakterystyce petrogenetycznej „zlepieńca koperszadzkiego” jest jasne, ogół geologów uważa go za utwór osadowy. Należy też sądzić, że przemiana dyslokacyjna „zlepieńca koperszadzkiego” — o ile nastąpiła — może być zjawiskiem bardzo lokalnym. W każdym razie, o ile wiemy — dotychczas nie stwierdzono w Tatrach zluźnień między piaskowcem dolnotriasowym a krystalinikiem w miejscach, gdzie „zlepieńca koperszadzkiego” brak.

Natomiast wyraźną rolę tektoniczną odegrały zluźnienia stwierdzone przez F. R a b o w s k i e g o (1931 b) między miękkimi warstwami wersyńskimi a wapienno-dolomitowym triasem środkowym.

Osłona trzonu krystalicznego może ulegać lokalnie silnym tektonicznym redukcjom jak np. na Hali Gąsienicowej pod Beskidem. Nie leży też ona zupełnie spokojnie i nie upada jednostajnie ku N. Po naszej stronie

jest najobficiej rozwinięta i najlepiej dostępna obserwacjom w obszarze Doliny Kościeliskiej i Chochołowskiej, gdzie spoczywa na wspomnianej antyklinie Ornaku, i następnej położonej bardziej na S, której istnienie zakłada F. R a b o w s k i (1931 b) w podłożu krystalicznym. Osłona trzonu uległa tu także intensywnym przewałdowaniom zwłaszcza na pograniczu marglistego albu i wapiennego kompleksu malmo-kredy. Na północnym zboczu Kominów Tylkowych pod Kufą wytworzyły się nawet małe, złuszkowane dygitycje.

Przewałdowania te przedstawione są na znanym przekroju F. R a b o w s k i e g o z r. 1925 poprowadzonym przez wschodnie zbocze Dol. Kościeliskiej. Autor ten nazywa je wprost „kaskadami fałdów”. Zwraca też uwagę, że na przekroju tym widać, jak na południowo-zachodnich zboczach Ciemniaka wciśnięta jest w środkowy trias serii tubylczej skomplikowana synklina Czerwonych Żlebków, wypełniona utworami górno-triasowymi i jurajskimi. Składa się ona z czterech podrzędnych synklin leżących. Trzecia od góry, najdłuższa, wskazuje swym pionowym ułożeniem dolnego, korzeniowego, odcinka na powstanie jej przed nasunięciem mas środkowego triasu szczytu Ciemniaka, należących już do fałdu Czerwonych Wierchów.

Najmłodszym ogniwem oddzielającym serię osłony trzonu krystalicznego od grupy płaszczowinowej jest alb. Ciągnie się on od Dol. Chochołowskiej przez Pisaną po zbocza Twardego Uplazu na północ od Ciemniaka, gdzie zanurza się tunelowo ku wschodowi i przebiegając pod starszymi masami osadowymi oraz krystalicznymi wynurza się spod nich na zboczu Dol. Cichej i dochodzi przez Liliowe do Hali Gąsienicowej. Do tejże serii należy też znaczna część albu ukazującego się w oknach tektonicznych w kotłach Mułowym i Litworowym, oraz w górnej części Dol. Małej Łąki pod Małolączniakiem i Kopą Kondracką. Pewna część margli albu może należeć do odwróconego skrzydła fałdu C; dowodzą tego szczątki zachodzących wapieni glaukonitowych, występujących na granicy urgonu i margli albu we wspomnianych kotłach.

W opisach tektonicznych strefy wierchowej mówi się o skrócie korzeniowym, łączącym strefę tubylczą z grupą płaszczowinową, więc z jej dolnym elementem, tj. z fałdem C. Za skręt taki można było uważać wspomniane tunelowe zanurzenie się kredy na zachodnim zboczu Ciemniaka, dalej zaś ku południowi dobrze widoczny z Kasprowego Wierchu, opisany przez V. U h l i g a fałd „kolanowy” Tomanowej, rysujący się w wapieniach środkowego triasu, oraz korzeniowy klin synklinalny z piaskowców dolno-triasowych, wyciśnięty w krystalinik na północnych zboczach Wielkiej Kopy Koprowej.

Ostatnie badania stratygraficzne i tektoniczne Z. K o t a ń s k i e g o (1959) nad serią wierchową wykazują, że sprawa nie da się ująć w tak prosty sposób. Wspomniane bowiem południowe zakończenie albu na zachodnim zboczu Ciemniaka nie jest otulone od góry odwróconą serią jurajsko-triasową, lecz na albie leży płat triasu środkowego w położeniu normalnym, mający w spągu przejście do warstw werfeńskich. Znaczy to, że pierwotny synklinalny skręt korzeniowy został ścięty przez górne normalne skrzydło fałdu C, odklute od niższych ogniw triasu dolnego w wyróżnionym przez Z. K o t a ń s k i e g o poziomie warstw myophoriotowych. W tych warunkach synklinalny skręt korzeniowy wiąże się ze sfałdowaną serią „tubylczą” w jednostkę niższą.

Obszar głównego rozwoju fałdów C i G rozciąga się między dolinami: Kościeliską i Suchej Wody. Na tej przestrzeni widzimy, że fałdy C i G — jak to określił F. R a b o w s k i (1922) — zachowują się indywidualnie. Na zachód od linii Kopa Kondracka — Giewont dominuje fałd C, a na wschód od tej linii fałd G. Na wschód od Kopy Kondrackiej fałd C redukuje się tektonicznie do łuskowych resztek zachowanych na północnym zboczu Dol. Cichej i w okolicy Liliowego.

Fałd C wykazuje dość liczne wtórne przefałdowania. Antyklinalne wygięcie jego jest widoczne na prawym zboczu Dol. Kościeliskiej w Organach, gdzie jest jednak całkowicie ścięte przez płaszczowinę reglową. Widać to na przekroju F. R a b o w s k i e g o z r. 1925.

Dzięki kolanowemu przegięciu i antyklinalnemu podniesieniu fałdu C ukazuje się w oknach tektonicznych Dolinek Mułowej i Litworowej jego substrat w postaci wspomnianego już kompleksu albu.

Elementy strukturalne fałdu C i substratu są w obu tych kotłach silnie przechylone ku N. Ich wschodnie przedłużenie w masywie Kopy Kondrackiej jest ogólnie silniej sprasowane, w części dolnej stromiej ustawione, w części górnej przegięte ku N pod nasuniętym jądrem krystalicznym grupy płaszczowinowej.

W grzbiecie dzielącym kotły Mułowy i Litworowy, zwanym „Kozi Grzybek” widać dwa wtórne „przetaszowania” fałdu C z albem wspomnianego wypiętrzenia okiennego. Południowe przedstawia fałszywą synklinę, ponieważ jądro triasowe otoczone jest urgonem uważanym przez innych autorów za odwrócone skrzydło fałdu C. Drugie — północne jest łuską z triasu, malmu i urgonu wąsko zaklinowaną w albie.

Dalej ku N w urwiskach nad kotłem Wielkiej Świstówki w grzbietowej części fałdu C rozwinęły się dwa synklinalne pasma malmu, z których dolne daje piękny obraz skreću synklinalnego na ścianie zamykającej od południa Wielką Świstówkę w Dol. Miętusiej.

Ułożenie normalnego, nie odwróconego skrzydła fałdu mającego w spągu warstwy myophoriowe na albie serii tubylczej, które obserwowaliśmy dzięki pracom Z. K o t a ń s k i e g o na zachodnich zboczach Ciemniaka, widzimy również w fałdzie przefałdowanym z albem kotłów Mułowego i Litworowego. Mianowicie trias omówionej poprzednio południowej fałszywej synkliny na Kozim Grzybku styka się w zupełnej niezgodności tektonicznej ze wspomnianym urgonem, w przegubie zaś synklinalnym urgonu znajdują się najstarsze tutaj utwory triasu, tj. warstwy myophoriowe. Trias więc występuje w położeniu n o r m a l n y m, a nie odwróconym.

Badania Z. K o t a ń s k i e g o wykazały również brak odwróconego skrzydła triasowego w spągowej partii fałdu C, opadającej z kotłów Mułowego i Litworowego ku Dol. Miętusiej, dalej w partii fałdu C opadającej na prawym zboczu Dol. Kościeliskiej. Na przekroju z r. 1925 F. R a b o w s k i znaczy tam tylko resztki odwróconego skrzydła w postaci małych łusek malmu przyklejonych do triasu.

Skreću czołowego fałdu C nigdzie nie widzimy. Według F. R a b o w s k i e g o (1931 b) musi on jednak istnieć gdzieś niedaleko, bo gdyby fałd C ciągnął się ku N, to nie mielibyśmy stromego zanurzania się w głąb płaszczowiny reglowej.

Ku W fałd C ciągnie się bez przerwy na zachodnie zbocze Dol. Kościeliskiej po Halę Na Stołach, położoną na NE od szczytu Kominów Tyl-

kowych. Dalej ku W, a na N od Kominów Tylkowych na kredzie serii tubylczej leży tzw. przez R. R a b o w s k i e g o (1954 b) jednostka Świerkul. Według tego autora składa się ona z dwu łusek jurajskich, z których górna, tj. północna wiąże się już z fałdem C. Nowe badania W. J a r o s z e w s k i e g o (1957) wykazują, że jest to raczej silnie zdeformowany jeden element fałdowy niższy od fałdu C. Sprawa nie jest jeszcze definitywnie zamknięta, gdyż nie jest jeszcze — mimo argumentów facjalnych — jasny stosunek geometryczny fałdu C do jednostki Świerkul. Również skręt synklinalny pod szczytem Kominów Tylkowych stwierdzony pod dużym płatem środkowego triasu nasuniętego na lias serii tubylczej nie jest pewnym skrętem korzeniowym fałdu C.

Prawdopodobnie nie jest też jasna przynależność elementów na zboczach Bobrowca w Dol. Chochołowskiej. Najnowsze badania Z. W ó j c i k a (1959) stwierdzają tam w serii tubylczej obecność dwóch fałdów leżących, łuski Olejarni wyróżnionej przez W. J a r o s z e w s k i e g o (1958), nad którą leży łuska gnejsowa znana już F. R a b o w s k i e m u (130 b), mająca w spągu łuskę kajpru i przykryta przez pasmo porwarków wierchowych środkowotriasowych, leżących pod werfeńskimi warstwami reglowymi. W. J a r o s z e w s k i pragnie w nich widzieć raczej odpowiednik fałdu C niż jednostki Świerkul. Oczywiście nie znamy jeszcze kryterium decydującego.

Fałd C oddzielony jest od fałdu G synklinalnym pasmem kredy. Według F. R a b o w s k i e g o (1925) mały płat albu, leżącego w stropie serii mezozoicznej fałdu C na północno-zachodnich zboczach Gładkiego Uplaziańskiego, ma już przedstawiać synklinalne powiązanie obu fałdów. Jednak pełny rozwój pasma kredowego zbudowanego z albu rozdzielającego oba fałdy widzimy dopiero na wschodnim zboczu Dol. Miętusiej pod Kobylarzem, skąd biegnie pod Wielką Turnią do Dol. Małej Łąki, i pod Przełęczą Kondracką zanurza się ku wschodowi w urgon skrętu korzeniowego wiążącego fałdy C i G.

Korzeniowy skręt synklinalny wiążący tu masy triasojurajskie jest bardzo zdeformowany i ścięty przez nasuwający się fałd G. Na zboczach Kopy Kondrackiej od Dol. Małej Łąki, gdzie powinien być ten skręt widoczny, przedstawiono na przekroju F. R a b o w s k i e g o (1959 tabl. XXV) bardzo silne komplikacje utrudniające poprowadzenie granicy między obu fałdami.

Obserwując od W ku E rozwój fałdu G widzimy, że pojawia się on po raz pierwszy w izolowanym płacie na grzbiecie między Dol. Miętusią a Dol. Małej Łąki. Główna masa tegoż fałdu ciągnie się od wschodniego zbocza Dol. Małej Łąki pasmem Giewontu przez Zawrat Kasprowy i Kopę Magury po Dol. Sucheje Wody. Masę skalną Myślenickich Turni F. R a b o w s k i (1931 a) jest skłonny uważać za fragment fałdu G, który zatrzymał się w ruchu nasuwawczym łuku czołowego fałdu ku N.

Przekrój fałdu G widoczny na zboczach Giewontu opadających ku Małej Łące odsłania budowę zbliżoną do budowy fałdu C. Mianowicie i tutaj brak jest triasu skrzydła brzuszego, a utwory najwyższego dolnego triasu leżą wprost na urgonie zredukowanego skrzydła odwróconego.

Fałd G w swej czołowej partii jest kilkakrotnie zdigitalizowany. W otoczeniu Przełęczy Siwarowej widzimy dwie dygitacje, we wschodniej części pasma Giewontu (koło Wrótek) — trzy; w odcinku zaś Gładkie Jaworzynskiego — Kopa Magury łącznie z Turniami Myślenickimi F. R a b o w s k i

ski (1959 fig. 102) widział aż pięć dygitacji, przy czym najwyższa na Kopie Magury miała być głęboko zawinięta. Najnowsze badania J. Lefeld (1957) wykazały obecność trzech dygitacji. Rysem charakterystycznym są tu bardzo silne złuskiwania tych dygitacji i ścięcia tektoniczne.

Płat krystaliczny Goryczkowej jak i mniejsze płaty, leżące dalej ku W (Małołączniak, Twardy Uplaz), reprezentują jądro krystaliczne fałdów leżących. Ponieważ między Suchą Wodą a Małą Łaką płat krystaliczny północnym brzegiem jest związany w jedną całość z masami mezozoicznymi fałdu G, więc główna część mas krystalicznych stanowi jądro tegoż fałdu. Za jądro fałdu C można według F. Rabowskiego (1925) uważać południową część płatu Goryczkowej oddzieloną — jak wykazuje mapa V. Uhliga — kwarcytami i łupkami werfeńskimi (na zboczu Dol. Cichej).

Bardzo szczegółowo przedstawił F. Rabowski stosunki tektoniczne między fałdami C i G oraz stosunek płaszczowiny reglowej do strefy wierchowej.

Opisane elementy strukturalne fałdu C są ścięte przez nasunięty fałd G. Widoczne to jest szczególnie wyraźnie pod czapką krystaliczną Małołączniaka.

Na N od Wiejskiej Turni wspomniana poprzednio (nad Przeł. Siwarową) dolna dygitacja fałdu G — zbudowana ze skał osadowych — jest sfałdowana harmonijnie z fałdem C. Natomiast wyższa część mas osadowych fałdu G (na N od Przeł. Siwarowej — górna ze wspomnianych dwu dygitacji) przesunięta jest, podobnie jak jądro krystaliczne, niezgodnie do podłoża.

Powierzchnia ścięcia fałdu C przez G lekko tylko obniża się ku N między Twardym Uplazem a Kopą Kondracką. W tej ostatniej wygina się ona pójogim siodłem, a ku S wklęśnięciem synklinalnym. Powierzchnia spagowa mas krystalicznych gwałtownie opada (prawie pod kątem 40°) ku Hali Kondratowej. Ku E obniżanie zmniejsza się, aż wreszcie poniżej Hali Kondratowej ułożone jest poziomo, po czym masy znów wznoszą się w stronę grzbietu Kopa Magury — Kasprowy. Mamy tu zatem obniżenie fałdu G zgodnie z obniżeniem transwersalnym mas skalnych trzonu i jego osłony oraz fałdu C ku depresji Goryczkowej M. Limanowskiego. Od maksimum tej depresji ku E pokrywa autochtonowa i fałd C wznoszą się jednak stromiej niż powierzchnia spagowa nasuniętego płata krystalicznego. Wskutek tego fałd C jest stopniowo coraz bardziej ścinany, a w Dol. Suchej Wody redukuje się do zera.

Mówiąc o poprzednich undulacjach możemy zauważyć, że masy fałdu C wraz z serią osadową tubylczą zdeformowały się poprzecznie niezależnie od fałdu G, poprzedzając jego nasunięcie.

Silne zheblowanie fałdu C przy G było według F. Rabowskiego (1925) możliwe tylko pod wpływem nasuwających się mas reglowych i wskutek oporu częściowo wypiętrzonego gmachu wierchowego Tatr. Wpływ nasuwających się płaszczowin reglowych przejawiał się w ścinającym działaniu elementów wierchowych przez nasuwające się płaszczowiny reglowe.

W grzbiecie Twardy Uplaz — Gładkie — Brama Kraszewskiego ścięty jest płaszcz osadowy wierchowy znad jądra krystalicznego fałdu G na Twardym Uplazie. Niżej (ku NW) na północnych zboczach Gładkiego płaszczowina reglowa ścina fałd C, co tak dobitnie przedstawił F. Rabowski na przekroju w pracy z r. 1925.

Dalej ku W serie wierchowe osadowe redukują się tak dalece, że na zachodnim krańcu Tatr płaszczowiny reglowe atakują trzon krystaliczny.

Płaszczowiny reglowe powodują jednak również powstanie wspomnianych dygitacji w czołowej partii układu G. Wreszcie przy nasuwaniu się płaszczowin reglowych na fałd G mogły ulec wspólnemu przełałowaniu części wielkich tatrzańskich elementów tektonicznych. W efekcie tego procesu nastąpiło otulenie wspomnianej górnej dygitacji fałdu G przez dolny i środkowy trias reglowy w okolicy Przeł. Siwarowej.

Omówiliśmy stosunki tektoniczne wierchowej strefy osadowej Tatr polskich w obszarze pełnego jej rozwoju, tj. na W od Dol. Suchej Wody. Należy jeszcze rozpatrzyć stosunki na obszarze wierchowej strefy osadowej polskich Tatr Wysokich, czyli między Doliną Suchej Wody a rzeką Białką.

Jak wiemy, jest to obszar elewacji Koszystej. M. L i m a n o w s k i (1912) wykazał, że nasunięty element wierchowy podnosi się na niej ku E i zostaje zniszczony procesami denudacyjnymi. Płaty serii osadowych, leżące na zboczach Koszystej miały już należeć do normalnej osłony trzonu.

W czasie badań wykonanych w tym terenie dla mapy geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000 A. M i c h a l i k (1951) odkrył na zboczu Małej Koszystej w Dol. Waksmundzkiej między wapieniami środkowotriasowymi a kwarcytami triasu dolnego soczewkę granitu pegmatytowego dowodzącą, że płat triasu środkowego jest nasunięty.

Interpretacja przynależności tektonicznej i soczewki granitowej oraz triasu środkowego jest trudna. A. M i c h a l i k (1955) skłania się do przypuszczenia, że soczewkę granitową należy uważać za zredukowane jądro tektoniczne fałdu G. Natomiast ostatnio J. G ł a z e k (1959) i Z. K o t a ń s k i (1959) dochodzą do wniosku, że utwory węglanowe triasu wierchowego — ponieważ znajdują się w położeniu odwróconym — należy uważać za odwrócone skrzydło fałdu G, jądro zaś krystaliczne może być jedynym zachowanym na zboczu elewacji Koszystej fragmentem fałdu C.

Trudności w łączeniu elementów tektonicznych lokalnych, występujących nawet na niezbyt oddalonych od siebie miejscach strefy wierchowej, w jednostki pierwszego rzędu są, jak widzimy z podanych przykładów, znaczne. Cóż dopiero mówić o usiłowaniach paralelizacji grupy Czerwonych Wierchów i Giewontu z elementami na E od elewacji Koszystej i na zachodnim zakończeniu? Przydzielanie elementów tektonicznych grupy Szerokiej Jaworzyńskiej do fałdu G i fałdu C, podobnie jak upatrywanie w Mnichu i Sokole elementu wyższego od fałdu G, uważać należy w obecnym stanie rzeczy za sprawę formalnej umowy.

Na zakończenie uwag o tektonice strefy wierchowej Tatr polskich można przypomnieć następstwo ruchów w serii wierchowej podane przez F. R a b o w s k i e g o (1922), uzupełniając go nieco wynikami badań najnowszych.

- 1) Tworzenie się w podłożu krystalicznym form antyklinalnych pod naporem sunących ku N płaszczowin reglowych. Od N ku S powstawały: antyklina Ornaku i następna, dalej kliny antyklinalne fałdów C i G.
- 2) Nasuwanie się fałdu G, odkłucie i nasunięcie grzbietowej części fałdu C oraz nasunięcie dolnej dygitacji fałdu G na fałd C. Jądra krystaliczne pozostają dość daleko na S.
- 3) Fałdowanie się harmonijne fałdu C z dolną dygitacją fałdu G.
- 4) Odprężenie, któremu towarzyszyły spękania uskokowe.

- 5) Nasuwanie się płaszczowin reglowych. Pod wpływem tego ruchu jądra krystaliczne, a częściowo i ich pokrywa osadowa, zostają porwane ku N. Płaszczowiny reglowe ścinają jednostkę wierchową. Równocześnie tworzą się dygitacje czołowe fałdu G i powstają lokalne otulenia elementów wierchowych przez trias reglowy.

PLASZCZOWINY REGLOWE

Do tektoniki strefy reglowej Tatr polskich mamy już cały szereg prac, których autorzy przyjmują stanowisko zgodne z tezami M. Lugeona i M. Limanowskiego. Jedne z tych prac opierają się przede wszystkim na faktach dostarczonych autorom przez ich własne prace zdjęciowe. Tutaj wymienić należy prace W. Goetla (1916), F. Rabowskiego i W. Goetla (1925), W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930) i H. Grabowskiej-Hakenberg (1958), dalej mapę Tatr w skali 1:10 000 obszarów reglowych zdjętych przez K. Guzika i S. Sokołowskiego 1958—9 (Mapa Geol. Tatr). Drugie dają nową interpretację zdjęć innych autorów uzupełnioną własnymi badaniami kontrolnymi. Z tych najważniejsze są prace A. Matejki i D. Andrusova (1930), D. Andrusova (1935, 1936, 1950, 1959) i B. Halickiego (1955). W pracach, zwłaszcza tej drugiej grupy — poruszono szereg zagadnień odnoszących się do tektogenezy strefy reglowej. W niniejszym krótkim referacie nie możemy tych wszystkich zagadnień omówić i przedyskutować z innymi autorami. Odkładając tę dyskusję do innej pracy przedstawiamy w wielkim skrócie najważniejsze fakty z tektoniki serii reglowej Tatr polskich.

W odcinku środkowym między dolinami Suchej Wody i Małej Łąki występuje płaszczowina reglowa dolna zbudowana z serii od dolnego triasu po lias dolny. Płaszczowina ta składa się tutaj z dwu głównych elementów: południowy zwany był dygitacją Suchego Wierchu, północny dygitacją Krokwi. Dygitacje te zwane też były „częściowymi płaszczowinami” (niem. Teildecke). Nie dyskutując tej sprawy terminologicznej nie będziemy używać, nie wiadomo, czy istotnie uzasadnionego terminu „płaszczowina częściowa”, czy „drugorzędna”, ale w referacie pozostaniemy tymczasowo przy dawnym terminie „dygitacja”.

Między głównymi dygitacjami Suchego Wierchu i Krokwi zachodzi ta różnica, że pierwsza z nich jest właściwym rdzeniem płaszczowiny obejmującym pełną serię z triasem dolnym w spagu, gdy w głównej dygitacji Krokwi jak dotychczas triasu dolnego nie stwierdzono¹. Poza tym główna dygitacja Suchego Wierchu pod triasem dolnym nie ma wyraźnego skrzydła odwróconego, dygitacja Krokwi zaś posiada często pod triasem środkowym fragmenty serii kajper — retyk — lias dolny. „Dygitacje” F. Rabowski (1930 a) nazywa „fałdami”, by uniknąć powtarzań i dwuznaczności przy omawianiu dygitacji drugorzędnych.

Główna dygitacja Suchego Wierchu oraz południowa część dygitacji Krokwi zapadają zgodnie z powierzchnią strukturalną fałdu Giewontu

¹ Istnieją pewne poszlaki, że trias dolny mógłby występować w spagu dygitacji Krokwi w Dol. Małej Łąki i w Dol. Strążyskiej.

bardzo stromo ku N (zwłaszcza w części środkowej odcinka, w przekroju przez Suchy Wierch).

W głównej dygitacji Suchego Wierchu rozwija się w części stropowej mniejsza dygitacja widoczna na Hali Królowej. Bardzo silnie jest rozczłonkowana główna dygitacja Krokwi. Widzimy tutaj dygitację spagową — Małej Świnicy i stosunkowo płasko ułożoną dygitację stropową — Spadowca.

Pod dygitacją Spadowca wyróżnialiśmy dawniej dwa fałdy wsteczne: mniejszy, fałd wsteczny Białego i wielki, fałd wsteczny Samkowej Czuby nad Dol. Strążyską. Po przeprowadzonych badaniach kontrolnych skłaniamy się do wniosku, że obecnie nie mamy dostatecznego materiału obserwacyjnego z tego silnie zakrytego terenu dla przyjęcia tak dużego nasunięcia wstecznego w Samkowej Czuby. Do czasu uzyskania lepszego materiału dokumentacyjnego należy przyjąć pogląd zbliżony do dawnego, wyrażonego przez F. R a b o w s k i e g o i W. G o e t l a (1925), że główna część mas Samkowej Czuby oraz fałd wsteczny Białego tworzą jedną całość z dygitacją Spadowca, fałd wsteczny zaś istniejący pod tak ujętą dygitacją ma rozmiary znacznie szersze.

Zaznaczyć należy, że głównym materiałem skalnym dygitacji jest wapienno-dolomitowy trias średni, wypełnienia zaś synklinalne utworzone są z serii kajper — lias dolny.

Na W od Dol. Małej Łąki dygitacja Krokwi niknie pod masami eoceńskimi Hrubego Regła. Dygitacja Suchego Wierchu przechodzi przez Dol. Miętusią na Upląz Miętusi i Gładkie Upląziańskie. Trias środkowy ulega tu miejscami silnym redukcjom, natomiast zastępują go wyższe człony serii reglowej sięgające w tzw. płacie Gładkiego aż po kredę. Płaszczyzna reglowa dolna przechodzi na zachodnią stronę Dol. Kościeliskiej i pełną serią trias — kreda dolna ciągnie się przez Dol. Lejową, Dol. Chochołowską po masy reglowe Bobrowca.

Z licznych komplikacji tektonicznych należy wspomnieć tzw. przez W. G o e t l a i F. R a b o w s k i e g o (1925) dygitację Siodła przy starych kopalniach żelaza i manganu nad Huciskami. Nowe badania R. K r a j e w s k i e g o i J. M y s z k i (1958) nie potwierdzają obecności dygitacji tłumacząc skomplikowany przebieg granic geologicznych poprzecznymi sfałowaniem i przesunięciami.

Masy triasowe Uplązu Miętusiego zanurzają się z parokrotnymi prze-fałdowaniami w pobliżu wylotu Dol. Miętusiej pod jurę i masy kredowe prawego zbocza Dol. Kościeliskiej. Ostatnie prace zdjęciowe wykazały, że między Kończystą Turnią a Bramą Kantaka wśród margli neokomu dolnoregłowego przebiega dygitacja składająca się z dolomitów środkowotriasowych, białych wapieni tytońskich przechodzących przez czerwone wapienie do margli neokomu (tabl. XLIII)¹. Masy zatem neokomu pod Turnią Kończystą są zdwojone. Białe wapienie tytońskie i czerwone wapienie tej dygitacji można śledzić w spągu zlepieńców eoceńskich aż po zbocza Dol. Lejowej.

Płaszczyzna reglowa górna zajmuje dość znaczny obszar rozszerzający się od wylotowego odcinka Dol. Lejowej po granice państwa na W.

¹ Na fig. 2 przedstawiono silne ścięcie wyżej omówionej dygitacji przez wapienie Kończystej Turni, należące do płaszczowiny reglowej górnej. Ścięcie jest hipotetyczne, gdyż niestety kontakt triasowo-jurajskiego jądra dygitacji z wapieniami Kończystej Turni ukryty jest pod piargami.

Głównym jej składnikiem są dolomity środkowo- i górnotriasowe „choczańskie”. Precyzyjne zdjęcie K. Guzika (1958—9, Mapa Geol. Tatr) wykazało obecność dwu elementów (1959): niższy — stanowi jednostka Furkaski nasunięta na dolną kredę reglową, wyższy zaś — nasunięty zapewne na pierwszy — jednostka Korycisk. W grzbiecie jednostki Furkaski tkwią synkliny wypełnione retykiem i liasem dolnym. Jednostka Furkaski jest ścięta przez jednostkę Korycisk. W tej ostatniej również widzimy synkliny z retykiem w jądrze. Przynależność tektoniczna mas triasowych Furkaski i Korycisk nie jest jeszcze definitywnie wyjaśniona. Już F. Rabowski (1930 a) miał wątpliwości w sprawie ich przynależności i skłonny był przypuszczać, że są one przedłużeniem jednostek Krokwi — Suchego Wierchu, a zachodzą między nimi tylko pewne różnice facjalne w utworach triasowych.

W ostatnio ogłoszonej pracy o mezozoiku tatrzańskim D. Andrusov (1959) powraca częściowo do poglądu F. Rabowskiego o przydzielając do płaszczowiny reglowej dolnej jednostkę Furkaski, a tylko jednostkę Korycisk łączy z płaszczowiną reglową górną.

Dla wyjaśnienia problemu będą konieczne szczegółowe studia stratygraficzne i facjalne.

Do płaszczowiny reglowej górnej zaliczamy też dwa pasma wapieni krystalicznych, krynoidowych, częściowo z rogowcami reprezentujących w głównej mierze lias. Ich tektoniczną odrębność w stosunku do innych utworów serii reglowej dolnej zauważył już S. Sokółowski (1925). Pasma północne ciągnie się od grzbietu nad Dol. Lejową, przez Bramę Kantaka po żleb spadający z Hrubego Regła do Dol. Miętusiej. Pasma południowe występuje w Turni Kończystej i Turni Eliaszowej. Oba pasma wtłoczone są w kredę płaszczowiny reglowej dolnej, przy czym pasmo północne ścięte jest transgredującym eocenem Kopki Kościeliskiej, Małego Regła i Hrubego Regła. Na zboczach Hrubego Regła widać wyraźnie nadległość pasma północnego nad kredą przykrywającą jurę w rozwoju reglowym dolnym Przysłopu Miętusiego.

Podobne do utworów Turni Kończystej wapienie liasowe leżą w tzw. „łusce Upłazu” na Hali pod Upłazem wśród omówionych uprzednio utworów serii reglowej dolnej zbczy Upłazu. Występowanie tego płata wapieni było w ostatniej pracy F. Rabowskiego (1954 a) o serii reglowej tłumaczone dalekim zawinięciem pod masy dolomitowe Upłazu. Tak zawiniętą łuskę Upłazu należało według F. Rabowskiego wiązać z pasmem wapieni liasowych Bramy Kantaka. Obecnie skłaniamy się raczej do interpretowania wapieni na Hali pod Upłazem jako wtłoczonych z góry w płaszczowinę reglową dolną.

Silnie rozwinięty płaszcz utworów glacialnych w Dol. Suchej Wody utrudnia wyjaśnienie związku serii reglowych Kop Sołtysich z omówionym odcinkiem płaszczowiny reglowej dolnej między Suchą Wodą a Dol. Małej Łąki. Według H. Grabowskiej-Hakenberg (1958) dygitacja Krokwi, a mianowicie środkowy trias Kopieńców przecina (pod pokrywami morenowymi) Suchą Wodę kierując się na SE i łączy się z triasem Stólni, czyli ciągnie się w kierunku środkowego triasu reglowego występującego na zboczach Małej Koszystej nad Przysłopem Waksrudzkim. Zatem serie jurajskie Kop Sołtyskich stanowiłyby górne skrzydło głównej dygitacji Krokwi. Dygitacja Gęsiej Szyi z środkowym triasem w jądrze byłaby elementem jeszcze wyższym od głównej dygitacji Krokwi.

Hipoteza takiej sytuacji tektonicznej grupy Kop Sołtysich jest na razie trudna do przyjęcia. Nie wydaje się konieczne zakładanie istnienia uskoku biegnącego przez Dol. Suchej Wody, wzdłuż którego triasowe pasmo Kopieńców podnosiłoby się ponad jurajskie serie Kop Sołtysich. Podnoszenie się pasma triasowego głównej dygitacji Krokwi może być uzasadnione elewacją Koszystej.

Dygitacja Gęsiej Szyi mogłaby być w tych warunkach dalszym ciągiem głównej dygitacji Krokwi, zaś serie jurajskie Kop Sołtysich przedłużeniem pasma synklinalnego Czerwonej Przełęczy między dygitacjami Suchego Wierchu i Krokwi.

Region Kop Sołtysich — Gęsiej Szyi nie jest jeszcze całkowicie zbadaany i w chwili obecnej należy się raczej wstrzymać z decyzją wyboru interpretacji.

Dygitacja Gęsiej Szyi ma nad dolomitami środkowotriasowymi kompletną serię osadową sięgającą po kredę dolną. Seria ta jest przy kontakcie z dolomitami silnie wyprasowana.

Czy dolomity Gęsiej Szyi łączyć się mogą pod pokrywą moren dol. Białki i Waksmundzkiej z dolomitami środkowotriasowymi Skałki nad Łysą Polaną, wyjaśnią może badania w Dolinie Filipki.

TEKTONIKA PALEOGENU

Płaszczowiny reglowe Tatr polskich zanurzają się pod paleogen podhalański. Granica między paleogenem a gmachem Tatr podhalańskich wykazuje liczne załamy. Są one spowodowane dwiema przyczynami. Pierwszą jest zróżnicowanie reliefu, na którym osadziły się utwory detrytyczno-węglanowe formacji numulitowej w spągu fliszu Podhala. Drugą przyczynę stanowią deformacje tektoniczne w postaci uskoców, fleksur i wygięć. Warstwy eocenu numulitowego upadają pod kątem 25 do 50° ku N. Warstwy fliszu wykazują —ogólnie biorąc — stopniowo malejący kąt upadu ku N w miarę zbliżania się do osi niecki Podhala. Pas eocenu numulitowego i podłoża reglowego jest w niektórych miejscach, jak np. przy wylocie Dol. Olczyńskiej, silnie poprzecinany uskokami. Uskoki są skierowane prostopadle lub częściej skośnie do biegu eocenu numulitowego. Należy jeszcze zauważyć, że równoległe do brzegu Tatr przebiegają uskoki podłużne, jednak zasięg ich nie został jeszcze dostatecznie wyjaśniony.

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Andrusov D. (1935), Subdivision et parallelisme des nappes subtatriques des Carpathes occidentales. *C. r. Somm. Séanc. Soc. Géol. France*, 10.
2. Andrusov D. (1936), Subdivision des nappes subtatriques sur le versant nord de la Haute Tatra. *Bull. Ass. russe à Prague*, IV (IX), 23.
3. Andrusov D. (1936), Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales „*Carpatica*”.
4. Andrusov D. (1950), Structure tectonique du massif de la Široká (Hautes Tatras). *Geol. Sborn. Slov. Ak. Vied. a Um.*, I, 1.
5. Andrusov D. (1959), Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra. *Geol. Sborn. Slov. Ak. Vied.*, X, 1.
6. Gaweł A. (1952), Problemy petrograficzne w Tatrach Zachodnich. *Geol. Biul. Inj.*, 2.
7. Glazek J. (1959), Geology of the Koszysta massif (High Tatra Mts). *Acta Geol. pol.*, IX, 2.
8. Goetel W. (1916), Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. *Bull. intern. Acad. pol. A.*
9. Goetel W., Sokołowski S. (1930), La structure tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 6, 1929.
10. Gorek A. (1950), Les fenêtres tectoniques de l'extrémité ouest des Hautes Tatras. *Geol. Sborn. Slov. Ak. Vied. a Um.*, I, 1.
11. Gorek A. (1958), Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgruppe Červené Vrchy, der Täler Ticha und Tomanová Dolina. *Geol. Sborn. Slov. Ak. Vied.*, IX, 2.
12. Gorek A. (1959), Übersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins der Hohen Tatra. *Geol. Sborn. Slov. Ak. Vied.*, X, 1.
13. Grabowska-Hakenberg H. (1958), Geology of western part of Kopy Sołtysie (Tatra Mountains). *Kwart. Geol.*, 2, 2.
14. Guzik K. (1959), Index features of Triassic stratigraphy in the upper (Choč) sub-Tatric series in the Western Tatra. *Inst. Geol. Biul.* 149.
15. Halicki B. (1955), La nappe subtatrique inférieure dans le bassin de Sucha Woda (Haute Tatra). *Acta geol. pol.*, V, 1.
16. Jaroszewski W. (1957), On the geology of the Świerkule Range in the Tatra Mountains. *Acta geol. pol.*, VII, 4.
17. Jaroszewski W. (1958), Tectonics of the high-Tatric series on the eastern slope of Mount Bobrowiec. *Acta geol. pol.*, VIII, 2.
18. Kortański Z. (1959), Stratigraphical sections of the high-Tatric series in the Polish Tatra Mountains. *Inst. Geol. Biul.* 139.
19. Kortański Z. (1959), Contributions to the Tectonics of the high-Tatric series. *Inst. Geol. Biul.* 149.
20. Krajewski R., Myszkowa J. (1958), Manganiferous limestones in the Tatra Mts. between the Chochołowska and Lejova valleys. *Inst. Geol. Biul.* 126.
21. Kreutz S. (1913), Der Limburgit im Tatragebirge. *Bull. Ac. Sc., Cl. Sc. Mat. Nat.*, A.
22. Kreutz S. (1930), O tatrzańskim trzonie krystalicznym (Le massif cristallin des Tatra — en polonais) „*Wierchy*” (*Les Cimes*), VIII.
23. Lefeld J. (1957), Geology of the Zawrat Kasprowy and Kopa Magury (Tatra Mts). *Acta geol. pol.*, VII, 3.

24. Limanowski M. (1910), Le Nummulitique de la Tatra est-il autochtone ou charrié. *Kosmos*, XXXV.
25. Limanowski (1911), Coupes géologiques par le grand pli couché des Montagnes Rouges (Czerwone Wierchy) entre la vallée de la Sucha Woda et la vallée Chochołowska (Tatra). *Bull. Ac. Sc., Cl. Sc. Mat. Nat., A.*
26. Limanowski M. (1912), Tektonika Tatr. PAU. *Encyklopedia polska*, I, I + II.
27. Lugeon M. (1903), Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, XXXIX.
28. Mapa geologiczna Tatr polskich 1 : 10 000. *Inst. Geol.* 1958—9.
29. Matějka A., Andrusov D. (1930), Remarque critique sur les nappes subtatriques de la Haute Tatra. *Vest. Serv. Géol. ČSR.*, VI.
30. Matějka A., Andrusov D. (1931), Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie. Centrale en des régions avoisinantes, *Knihovna Statn. geol. Ust. ČSR*, 13, A.
31. Michalik A. (1951), Окраинная зона кристаллического массива Татр в районе Косистой. *Inst. Géol. Biul.* 61.
32. Michalik A. (1953), Budowa Tatr. *Reg. Geol. Pol.*, I, 1, 2.
33. Michalik A. (1955), Tectonique de la série hauttatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta. *Inst. Geol. Biul.* 96.
34. Michalik A. (1956), Sur la genèse du „Conglomérat de Koperszady” dans la Tatra — *Inst. Geol. Biul.* 109.
35. Nowak J. (1927), Esquisse de la Tectonique de la Pologne (en polonais) *II Zj. Stow. geogr.*
36. Passendorfer E. (1951), Trias wierchowy. *Reg. Geol. Pol.*, I, 1.
37. Rabowski F. (1922), Compte-rendu des explorations effectuées en 1921 dans la Tatra, la Basse Tatra, le plateau de Murany et dans les Pienines (en polonais). *C. R. Séanc. Serv. Géol. pol.*, 3.
38. Rabowski F. (1925), Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique. *Bull. Serv. Géol. pol.*, III, 1—2.
39. Rabowski F., Goetel W. (1925), Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique. *Bul. Serv. Géol.*, III, 1—2.
40. Rabowski F. (1925), Les Klippes et leur rôle dans la chaîne carpathique. *Bull. Serv. Géol.*, III, 1—2.
41. Rabowski F. (1930 a), Quelques réflexions sur la tectonique de la zone subtatrique de la Tatra. *Bul. Serv. Géol.*, V, 3—4.
42. Rabowski F. (1930 b), Sur la provenance des limburgites de la Tatra et sur les relations réciproques des nappes situées entre la zone des Klippes et les monts Vepor. *Bull. Serv. Géol.*, VI, 1.
43. Rabowski F. (1931 a), Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans la Tatra (en polonais). *C. R. Séanc. Serv. Géol. pol.*, 30.
44. Rabowski F. (1931 b), Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra. *Bull. Serv. Géol.*, VI, 4.
45. Rabowski F. (1938), Quelques réflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra *Biul. Serv. Géol. pol.* 4.
46. Rabowski F. (1954 a), Les rapports structuraux entre les nappes subtatriques de la Tatra sur le versant droit de l'Uplaz Miętusi et leur signification. *Inst. Geol. Biul.* 86.
47. Rabowski F. (1954 b), Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra, exécutées en 1938. *Inst. Geol. Biul.* 86.

48. Rabowski F. (1959), High-Tatric Series in western Tatra. *Inst. Géol. Pr.* XXVII.
49. Sokołowski S. (1925), Die Beobachtungen über das Alter und Entwicklung des subtatrischen Lias in Tatragebirge. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, 1923 et 1924, II.
50. Sokołowski S. (1950), Les Tatry Bielskie. *Trav. Serv. Géol.*, IV.
51. Świdorski B. (1922), Les racines du grand pli couché de Czerwone Wierchy (Montagnes Rouges) et les nouveaux éléments tectoniques du massif autochtone des Tatra. *Bull. Intern. Acad. Pol.*, A., 1921.
52. Tokarski J. (1959), Tatrite isofems. *Inst. Geol. Biul.* 149.
53. Uhlig V. (1897, 1899), Geologie des Tatragebirges. *Denkschr. Acad. Wien*, LXIV, LXVIII.
54. Wójcik Z. (1959), High-Tatric series in the south side of Mt. Bobrowiec (Western Tatra Mountains) *Acta geol. pol.*, IX, 2.

SUMMARY

This paper on the tectonics of the Tatra Mts was read before the XXXII Annual Meeting of the Polish Geological Society at Zakopane. It is concerning chiefly the tectonics of the part of the Tatra Mts lying within the state boundary of Poland.

Recent investigations of the tectonics of the Tatra Mts are based on mapping done by geologists of the Geological Survey, and on stratigraphic research carried out by the Department of Geology of the University of Warsaw. In Czechoslovakia new data on the tectonics of the crystalline massif were published by A. Gorek (1959), while D. Andrusow (1959) worked out the tectonics of the Mesozoic mantle.

Two large tectonic units are distinguished in the Tatra Mts: the High-Tatric Unit, and the Sub-Tatric Unit. The exact tectonic character of the whole High-Tatric unit is not known, and therefore a more detailed term should be avoided. Instead, there is ample evidence of the structural character of the Sub-Tatric unit, which consists of a number of nappes thrust one over another.

The High-Tatric unit is composed of a crystalline massif with a Permo-Mesozoic sedimentary cover, and of two recumbent folds namely of the Czerwone Wierchy fold and the Giewont fold, which consist of Mesozoic sedimentary rocks and crystalline cores.

The pre-Mesozoic structure of the crystalline massif was studied by S. Kreutz (1930), F. Rabowski (1938), A. Gaweł (1952), A. Michalik (1953), and A. Gorek (1959). The Western Tatra Mts are composed of an intrusion of granitoids covered by gneisses, mica shists, amphibolites and granitoid injections occurring chiefly in the Polish part of the Western Tatra Mts, and resting on shists which are cropping out in the south-western part of the Western Tatra Mts.

The granitoids are building the lofty peaks of the High-Tatra (i. e. of the eastern part of the Tatra Mts). The metamorphic rocks are forming in this region only small lenses on the slopes of Gierlach, and in the environs.

The Alpine orogeny affected the internal structure of the crystalline massif. A large part of the mylonite zones, dislocations cutting across the crystalline massif and the Mesozoic cover, and deformations of joints

were formed during the Alpine movements. The Alpine orogeny affected also the external form of the crystalline massif, which probably is not autochthonous. The surface of the crystalline massif display the presence of a number of elevations and depressions which are controlling the distribution of the High-Tatric recumbent folds and of the Sub-Tatric nappes. A. Michalik (1955) assumed that the elevation of Koszysta was formed simultaneously with the whole crystalline massif. However this surmise is difficult to adopt, as there is evidence that denudation operating before the deposition of the Mesozoic series caused a pronounced planation of the surface of the crystalline massif. Also the existence of a recumbent fold forming the crystalline zone of the Western Tatra Mts, assumed by Michalik, has not been proved until now by detailed investigations.

The so-called Koperszady conglomerate occur at places under the Mesozoic cover of the crystalline massif. A. Michalik (1956) expressed recently the opinion, that this conglomerate is in reality a tectonic breccia formed under the Mesozoic cover which is stripped off from its base. Although the petrogenetic character of the Koperszady conglomerate is not quite clear it must be stressed upon that no strip plane have been found at the base of the Lower Triassic sandstones.

The structure of the High-Tatric recumbent folds was described by F. Rabowski (1922; 1925). Recent investigations have brought new data on this problem.

According to Z. Kotański (1959) only the normal series of the Middle Triassic is present in the Czerwone Wierchy fold, while the overturned series is lacking. It follows, that during the formation of the fold the Mesozoic series was stripped off either at the base of the Triassic, or in the upper part of the Werfenian series. This was followed by shearing, and therefore the synclinal roots of the recumbent fold are not exposed. The same situation is present in the root part of the recumbent Giewont fold.

In the opinion of F. Rabowski (1954) the so-called Świerkule scales are forming the prolongation of the Czerwone Wierchy fold west of the Kościeliska Valley. According to W. Jaroszewski (1958) the Świerkule scales should be regarded rather as a strongly deformed tectonic unit lower than the Czerwone Wierchy fold. However the stratigraphic and facial arguments pointing out to such interpretation are not supported by tectonic and geometric evidence.

The Mesozoic series present on the northern slopes of Mała Koszysta was considered by many older authors to form the cover of the crystalline massif. Recent investigations carried out by A. Michalik demonstrated that a lense of granite occurs between the Middle Triassic and Lower Triassic. This indicates that both the granite lense and the overlying Middle Triassic are thrust over on the Lower Triassic. The parallelisation of this tectonic unit with the other thrust over units of the High-Tatric zone is very difficult, if not impossible.

The Sub-Tatric unit is composed of two nappes, the Lower Sub-Tatric nappe and the Upper Sub-Tatric nappe, which are corresponding, respectively, with the Križna and Choč nappes in Slovakia.

The Lower Sub-Tatric nappes is composed of two main digitations. M. Lugeon (1903) considered them to be separate nappes, but he

recognised that they may also form digitations of a single nappe. Later, W. G o e t e l (1916) demonstrated that the so-called Choć dolomite belongs to the Upper Sub-Tatric nappe, and S. S o k o ł o w s k i (1925) proved that the limestone ridges of Brama Kantaka and Kończysta Turnia are structurally independent. After the determination of the facial features of the Lower Sub-Tatric nappe by A. M a t e j k a and D. A n d r u s o v (1930) and the confirmation of the position of the limestones of Brama Kantaka, Kończysta Turnia and of the Uplaz scale within the Upper Sub-Tatric nappe by D. A n d r u s o v (1935, 1936), there are no difficulties in separating the two sub-Tatric nappes in the polish part of the Tatra Mts between the Białka River and the Lejowa Valley. Instead the tectonic position of the Triassic series which is overlying undoubtedly the Cretaceous of the Lower Sub-Tatric nappe west of the Lejowa Valley is uncertain. K. G u z i k (1959) distinguished there the tectonic units of Furkaska and Koryciska and ascribed them to the Upper Sub-Tatric nappe, but in the opinion of D. A n d r u s o v (1959) the Furkaska unit belongs to the Lower Sub-Tatric nappe.

According to D. A n d r u s o v (1959) the Lower Sub-Tatric nappe is composed of two secondary nappes (Teildecken). The terminology is not the most important problem there, but it seems that the use of the same term for two elements of different tectonic character is not justified. The lower unit called „Suchy Wierch digitation” by W. G o e t e l and S. S o k o ł o w s k i (1930) contains a full Mesozoic sequence beginning with the Lower Triassic, while the upper one, called „Krokiew digitation” by the above mentioned authors is characterised by the lack of the Lower Triassic, and the presence of fragments of the overturned limb.

W. G o e t e l and S. S o k o ł o w s k i (l. c.) distinguished south of Zakopane over the Krokiew digitation a secondary digitation of Spadowiec and the overturned fold of Samkowa Czuba. The results of recent investigations indicate, that the latter should be considered as a part of the digitation of Spadowiec.

The scale formed by the Upper Sub-Tatric series at Hala pod Uplazem is not wrapped under the Lower Sub-Tatric nappe which is partly thrust over on it as it was assumed by F. R a b o w s k i (1954), but it can be also wedged from above in the Lower Sub-Tatric series.

A digitation of the Lower Sub-Tatric nappe composed chiefly of white Calpionella limestone is present on the slopes of the Kościeliska Valley under the Kończysta Turnia and the Ridge of Brama Kantaka (Fig. 2).

The Middle Triassic of the Krokiew digitation is connected with the Middle Triassic cropping out on the slopes of Mała Koszysta according to M. G r a b o w s k a - H a k e n b e r g (1958). Therefore the Jurassic and Cretaceous of the Kopa Sołtysia should form the upper part of the Krokiew digitation. However the region of Kopy Sołtysie and Gęsia Szyja is not accurately studied and attempts of a new tectonic interpretation of this region should be avoided now.

The Jurassic series of the Kopy Sołtysie is covered by the Triassic of the Gęsia Szyja digitation which has a tectonically reduced Jurassic and Cretaceous. The Gęsia Szyja digitation is probably connected with the Triassic dolomites of the Łysa Skalka at Łysa Polana.

The Sub-Tatric nappes are covered by the transgressive Paleogene of the Podhale region. The boundary between the Paleogene and the Pre-Paleogene structures of the Tatra Mts is not forming a straight line, but display several curvatures which are caused by the diversified relief of the substratum of the Paleogene and by post-Paleogene tectonic deformations i. e. flexures and faults.

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica XXXIX

Plate XXXIX

Mapa tektoniczna Tatr
Tectonic map of the Tatra Mts

1. Trzeciorzęd
- 2—4. Płaszczowiny reglowe: 2. górna (choczańska), 3—4 dolna: 3. dygitacja górna, 4. dygitacja dolna
- 5—10. Strefa wierchowa, 5—7 mezozoik: 5. fałdu Giewontu, 6. Czerwonych Wierchów, 7. Seria Tomanowej — Kominów Tylkowych; 8—10. Krystalinik: 8. — fałdu Giewontu, 9. — fałdu Czerwonych Wierchów, 10 — trzonu krystalicznego Tatr

1. Tertiary
- 2—4. Subatric nappes: 2. Upper Subatric nappe (Choć nappe); 3—4. Lower Subatric nappe; 3. Upper digitation; 4. Lower digitation
- 5—10. Tatric zone, 5—7 Mesozoic: 5. in the Giewont fold; 6. in the Czerwone Wierchy fold; 7. Tomanowa — Kominowy Tylkowy series; 8—10 Crystalline core; 8. of the Giewont fold; 9. of the Czerwone Wierchy fold; 10. Crystalline massive of the Tatra Mts

Tablica XL

Plate XL

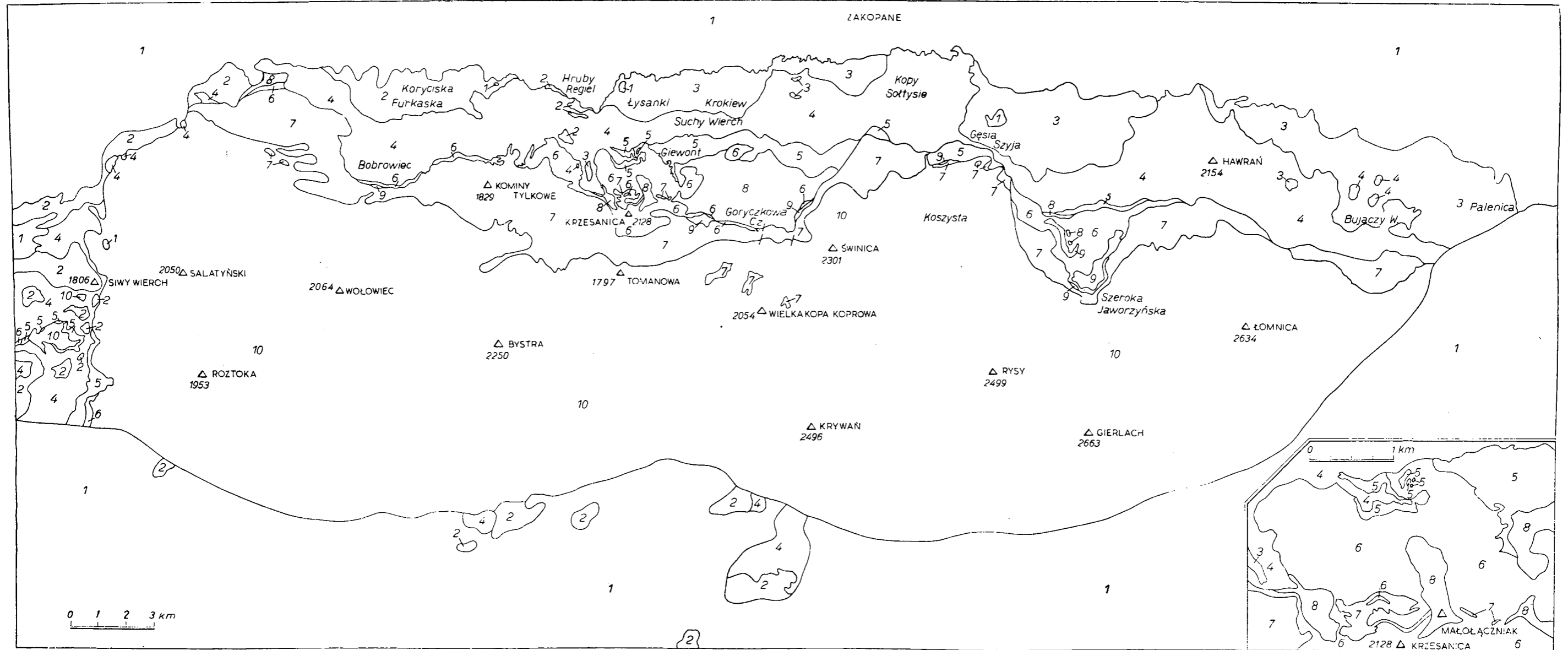
Płaszczowiny reglowe i kompleks numulitowy grupy Hrubego Regla (w zboczach między wylotem Dol. Kościeliskiej a Dol. Miętusią)

Sub-Tatric nappes and numulitic series of Hruby Regiel (between the valleys Dolina Kościeliska and Dolina Miętusia)

1. Wapienie numulitowe — eocen górny i środkowy
2. Wapienie dolomityczne z numulitami
3. Dolomity detrytyczne, 2—3 eocen środkowy
4. Złepieńce szare
5. Złepieńce czerwone, 4—5 eocen środkowy ?
6. Margle i wapienie — neokom
7. Wapienie czerwone — neokom-tyton ?
8. Wapienie białe — neokom-tyton

9. Piaskowce ilaste — trias górny
10. Dolomity — trias środkowy; 6—10: płaszczowina regłowa dolna
11. Wapienie krystaliczne i krynoidowe — lias?; płaszczowina regłowa górna

1. Nummulitic limestones — Middle and Upper Eocene
2. Dolomitic limestones with Nummulites
3. Detrital dolomites, 2—3. Middle Eocene
4. Grey conglomerates
5. Red conglomerates, 4—5. Middle Eocene?
6. Marls and limestones — Neocomian
7. Red limestones — Neocomian-Tithonian?
8. White limestones
9. Clayey sandstones — Upper Triassic
10. Dolomites — Middle Triassic; 6—10: Lower Sub-Tatric nappe
11. Crystalline and crinoidal limestones — Lias?; Upper Sub-Tatric nappe



S. Sokolowski

