

ANDRZEJ IWAINOW

Budowa geologiczna jednostki regłowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki w Tatrach

STRESZCZENIE: W regłowej jednostce Suchego Wierchu, tworzącej południowe pasmo regli zakopiańskich w Tatrach Zachodnich, wydzielono kompleksy litologiczne triasu, których wiek ustalono w oparciu o pewne nowe dane stratygraficzne. Podział ten oraz wykonanie mapy geologicznej w skali 1:5000 umożliwiły szczegółowe opracowanie tektoniki tej jednostki. Monoklinalnie nachylona ku północy łuska płaszczowinowa serii regłowej dolnej jest podzielona na trzy duże bloki przez poprzeczne dyslokacje o kierunku SSW-NNE, nie przechodzące do leżących niżej jednostek wierzchowych i wyższych jednostek regłowych. Poza dyslokacjami głównymi, jednostka Suchego Wierchu jest pocięta uskokami o nieco mniejszym znaczeniu, lecz przeważnie o tym samym kierunku. W strefie Czerwonej Przełęczy nad serią normalną znajduje się kilka drobnych łusek zbudowanych z utworów kajpru, retyku i liasu.

WSTĘP

Przedmiotem niniejszego opracowania jest szczegółowe zdjęcie geologiczne południowego pasma regli zakopiańskich między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki. Kompleks skalny tu występujący należy do jednostki Suchego Wierchu (Goetel & Sokołowski 1930, Guzik & Kortański 1963). Zdjęcie obejmujące obszar o powierzchni około 5,5 km² wykonane zostało w skali 1:5000 (tabl. I) w ciągu sezonu letniego 1962, a po wykonaniu mapy w ciągu zimy 1962/1963 zostało sprawdzone i uzupełnione w terenie jesienią 1963 roku. Wyniki niniejszej pracy zostały już częściowo wykorzystane w pracy K. Guzika i Z. Kortańskiego (1963) na mapie geologicznej regli zakopiańskich między Doliną Małej Łąki i Doliną Suchej Wody, lecz pokazano tam tylko ogólny rozkład ogniw stratygraficznych i zasadniczy rys tektoniczny.

Praca niniejsza, a szczególnie jej część kameralna, została wykonana w Zakładzie Kartowania Geologicznego Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem prof. K. Guzika, któremu składam serdeczne podziękowanie za cenne rady i przedyskutowanie szeregu wąt-

pliwych kwestii. Jest moim miłym obowiązkiem podziękować również doc. dr Z. Kotańskiemu za pomoc i udzielane mi wskazówki zarówno w czasie pracy terenowej, jak również w trakcie przygotowywania pracy do druku. Osobne wyrazy wdzięczności składam tu wszystkim, których życzliwość ułatwiła mi pokonanie trudności podczas wykonywania prac terenowych, a szczególnie dyrektorowi Muzeum Tatrzańskiego prof. dr J. Zborowskiemu.

Wobec tego, że na opisywanym terenie nie wykonywano dotychczas tak szczegółowego zdjęcia geologicznego, celem niniejszej pracy było zbadanie zmienności litologicznej występujących na nim kompleksów skalnych, a szczególnie stanowiących ich trzon — triasowych skał węglanowych. Poprzednia bowiem próba podjęta przez A. Michalika (1958), przedstawiona na arkuszu Czerwone Wierchy Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10000, nie spełniła należycie swego zadania i wnioski tektoniczne wynikające z tej mapy nie odpowiadały rzeczywistości.

Badany triasowy kompleks węglanowy ma szereg cech utrudniających jego rozpoziomowanie. Należą do nich: jednolitość i monotonia petrograficzna, wielokrotne powtarzanie się w profilu skał podobnych lub wręcz identycznych oraz brak wyraźnych granic między poszczególnymi ogniwami.

Z tego powodu przed autorem stanął problem kartowania możliwie najbardziej szczegółowego w trakcie przechodzenia wzdłuż ciągów poprzecznych do całego kompleksu, tj. jak najczęstszego sprawdzania charakteru litologicznego skał i zwracania uwagi na wszystkie cechy i na sposób występowania oraz porównywania całych profili między sobą, zarówno ogólnego jak i szczegółowego. Jako kryteria przy wydzieleniu poszczególnych ogniw litologicznych posłużyły następujące cechy: obecność lub brak uławicenia, grubość ławic, obecność wkładek np. łupków, barwa, obecność lub brak uziarnienia, wielkość ziarna, obecność detrytusu i substancji ilastej, obecność lub brak strzaskania, tworzenie charakterystycznych form morfologicznych oraz naprzemianległe występowanie pewnych typów skał w stałym związku. Metoda ta miała doprowadzić do ustalenia w terenie miejsc, w których następowałaby zmiana co najmniej dwóch charakterystycznych cech badanych ogniw, a zatem do ustalenia dostatecznie określonej granicy między poszczególnymi ogniwami. Umożliwiło to w końcu ustalenie inwentarzy cech charakterystycznych dla oddzielnych ogniw. Wymienione cechy muszą być jednak stosowane łącznie, gdyż inaczej nie uniknie się błędów w wydzieleniu ogniw litologicznych.

Inne trudności wynikają przy próbie ustalenia wieku wyróżnionych zespołów, co jest spowodowane prawie zupełnym brakiem skamieniałości. Inną jest niezmierna rzadkość występowania znanych już skamieniałości, lub też nieciągłości występowania ich skupień w obrębie ogniw. Wobec

tego stosowany tu podział stratygraficzny jest fragmentaryczny, tzn. scharakteryzowane wiekowo są tylko niektóre ogniwa; natomiast obecność innych ogniw stratygraficznych jest zakładana na podstawie faktu istnienia ciągłości sedymentacyjnej w obrębie kompleksu i dlatego stosowany tu podział stratygraficzny ma jedynie wartość hipotetyczną. Dużą pomocą w stratygraficznej klasyfikacji wyróżnionych poziomów litologicznych stał się nowy system podziału triasu regłowego wprowadzony przez Z. Kotańskiego (1963b), oparty na stratygrafii alpejskiej.

Przy śledzeniu i prowadzeniu granic między ogniwami litologicznymi, szczególnie tymi, których wychodnie dają pasma charakterystycznych form morfologicznych, a także przy rozwiązywaniu skomplikowanej budowy geologicznej znacznie pomogła autorowi fotointerpretacja zdjęć lotniczych, która umożliwiła wykrycie i prześledzenie zasadniczych dyslokacji tektonicznych, szczególnie dyslokacji Suchej Doliny, tzw. alpejski sposób kartowania oraz opracowywanie stereoszkiców (Guzik 1961).

Wszystkie obserwacje zostały naniesione na wyprostowany podkład uzyskany przez powiększenie fotograficzne Mapy Fotogrametrycznej Tatr Polskich ze skali 1:20000 do skali 1:5000. Prócz obserwacji stratygraficznych, litologicznych i tektonicznych na otrzymaną mapę naniesiono także obserwacje geomorfologiczne.

Stosunkowa rzadkość odsłoneń, jak na zespół skalny tak silnie zróżnicowany na liczne ogniwa, pocięty w dodatku licznymi dyslokacjami, spowodowana pokryciem większej części badanego terenu utworami zwierzelinowymi oraz porośnięciem znacznej części obszaru przez zwartą pokrywę leśną, niemożliwą w wielu miejscach do przebycia, a także obecność trudno dostępnych partii skalnych, jest przyczyną przybliżonego tylko w pewnych miejscach przebiegu granic litologicznych oraz dyslokacji tektonicznych. Znając styl budowy badanego obszaru, można sądzić, że niektóre rzeczywiście istniejące dyslokacje mogły ująć uwagi z wyżej wymienionych powodów.

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Zespół litologiczny jednostki Sucheego Wierchu należy do serii regłowej dolnej. Reprezentowane tu utwory należą do triasu i dolnego liasu.

Badania nad seriami osadowymi regli są prowadzone już od dawna. Jednak trias regłowy jest systemem, którego znajomość aż do ostatnich czasów podlegała niewielkim tylko zmianom od czasów prac V. Uhliga (1899) i M. Limanowskiego (1901, 1903), którzy położyli podstawy stratygrafii dzięki szczęśliwym znaleziskom tak rzadkich w triasie regłowym skomieniałości. Z szerokiego wachlarza utworów triasu i najniższego liasu tylko retyk i najniższy lias zostały szczegółowo opracowane przez W. Goetla (1916, 1917). Również nieliczne są, jak dotąd, opracowania pe-

trograficzne, dotyczące na razie tylko kajpru (Turnau-Morawska 1953) i dolomitów środkowego triasu (Iwiński 1932) i dlatego znajomość petrografii triasu reglowego nie wyszła dotąd wiele poza zakres wartościowej, lecz przestarzałej już monografii poświęconej skałom tatrzańskim C. Kuźniara (1913).

Dopiero przeprowadzone w ostatnich latach przez Z. Kotańskiego (1959a, b) szczegółowe badania stratygraficzne serii wierzchowej i reglowej uwieńczone zostały znalezieniem nowych form skamieniałości przewodnich w ogniwach litologicznych dotąd nie udokumentowanych paleontologicznie. Na ich podstawie Z. Kotański (1963b) opracował nowy system podziału utworów triasu serii reglowej dolnej na piętra alpejskie: **seis dolny i górny, kampil dolny i górny, anizyk dolny i górny oraz lodyn dolny i górny**. Również K. Guziłk (1963) zaproponował nowy podział werfenu. Na tych podstawach oparł się autor, przeprowadzając podział stratygraficzny opracowywanej części jednostki Suchego Wierchu.

Seis

Seria osadowa jednostki Suchego Wierchu spoczywa w kontakcie tektonicznym na serii wierzchowej Giewontu. Utwory leżące bezpośrednio na różnych ogniwach wierzchowych należą do dolnego kampilu. Na badanym terenie nie stwierdziłem utworów, które można by z pewnością zaliczyć do seisu, gdyż uległy one zapewne wytłoczeniu pod ciężarem nasuwających się mas jednostki Suchego Wierchu. Jedynym śladem utworów, które na podstawie analogii położenia i wyglądu nasuwały możliwość zaliczenia ich do seisu, są okruchy różowawych i żółtawych piaskowców znalezione w zwietrzelinie i czwartorzędowej brekcji zboczowej u stóp turni Olejarnia nad żlebem spadającym z przełęczy Bacug do Doliny Małej Łąki. Być może, leży tam jakiś niewielki płat seisu, ale potwierdzenie tej tezy jest utrudnione z powodu przykrycia zwietrzeliną i silnie scementowaną brekcją.

Natomiast występujący na upłazie Pasiaste¹ w pobliżu Wrótek (tabl. I) łupkowy pakięt piaszczysto-ilasty z wkładkami piaskowca kwarcyticznego oraz podobne utwory w żlebie Banie, zaliczane dotychczas do dolnego werfenu (Rabowski 1959, Kotański 1959a), nie wykazują podobieństwa ani swoją pozycją stratygraficzną ani składem do utworów tego wieku z innych części serii reglowej Tatr. Na razie więc stwierdzić trzeba brak na badanym terenie utworów odpowiadających dolnym ogniwom przekroju opisanego przez M. Limanowskiego (1903) i Z. Kotańskiego (1958) z Czerwonej Glinki i z przekroju z doliny Jaworzynki (Limanowski 1903, Kotański 1963b), zaliczanych do seisu.

¹ Nazwa wprowadzona przez autora.

Dolny kampil

Najstarszym pewnym ogniwem stratygraficznym na badanym terenie jest dolny kampil. Jego utwory ciągną się wzdłuż przeważnej części kontaktu z serią wierchową. Znaczna część powierzchni ich występowania jest jednak zasłonięta. Miejscami, gdzie można było prześledzić możliwie pełne profile, są: żleb Warzęcha, żleb Banie, górna część Suchej Doliny i upłaz Pasiaste. Ponieważ w odsłonięciach żlebu Warzęcha widoczne są tylko górne części profilu z Bań, zaś w Suchej Dolinie profil jest podobny lecz nieco gorzej odkryty, utwory dolnego kampilu zostaną opisane tylko w dwóch miejscach, w żlebie Banie i na upłazie Pasiaste. Odmienne ich wykształcenie świadczy o znacznym zróżnicowaniu facjalnym.

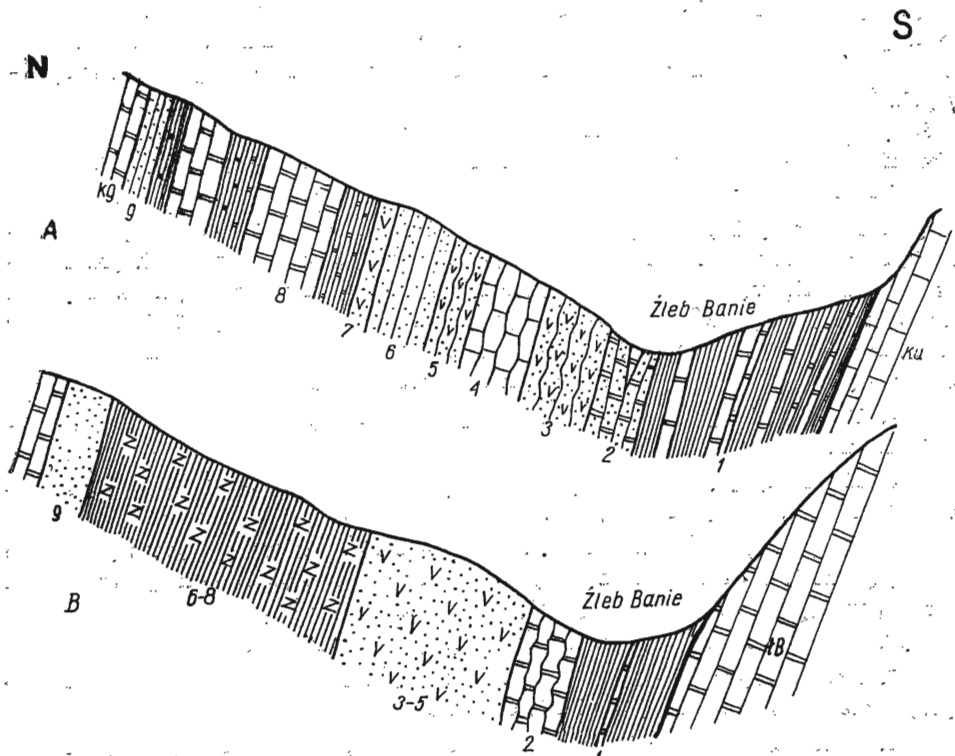


Fig. 1

Przekroje kulisowe przez utwory dolnego kampilu w żlebie Banie

Objaśnienia ogniw litologicznych w tekście. tB łuska Bań, Ku urgon wierchowy, kg górny kampil reglowy, v wtórna sylifikacja, z zażelazienie

Coupages géologiques en coulisses à travers les dépôts du Campilien inférieur dans le Żleb Banie

Explications des termes lithologiques se trouvent dans le texte. tB écaille de Banie, Ku Urgonien haut-tatrique, kg Campilien subtatrique supérieur, v silification secondaire, z limonitisation

W żlebie Banie najpłeńszy profil dolnego kampilu reglowego znajduje się w jego środkowej części, w pobliżu dawnych wyrobisk (pl. III oraz fig. 1 A, B). W dnie żlebu oraz na jego północnym zboczu odślania się następujący profil (fig. 1 A):

1. Kompleks szarych łupkowatych lub drobnopłytkowych i gruzłowatych margli dolomitycznych, z ławicami jasnych zlewnych lub drobnokrystalicznych dolomitów, miejscami wapnistych. Dolomity i margle są miejscami wyraźnie laminowane, co jest podkreślone obecnością pasemek ciemnej bitumicznej substancji ilastej. Ławica spągowa (miejscami też i wyższe ławice dolomitów) jest zbrekcjonowana lub nawet zmylonityzowana. O wędrówce roztworów żelazistych świadczy silne zażelazienie powierzchni ławic i niektórych partii łupków. Miąższość około 5 m.

2. Dwie ławice mułowców dolomitycznych. Posiadają one strukturę gruzelkowatą, zaznaczoną przez jasnoszare, twarde, wapniste złogi w ciemnoszarzielonkawym, gąbczastym tle skały. Wyraźne układanie się jasnych plamek na ciemnym tle w pasemka oddzielone liniami falistymi dowodzi istnienia w nich laminacji, podkreślonej powstawaniem nierównej płytkowatej oddzielności w partiach wietrzejących. W ławicy dolnej występują nieregularne, grube do 15 cm soczewy szarego (z żółtymi plamkami) krystalicznego dolomitu z ciemnymi smugami bitumicznej substancji ilastej, układające się w jeden lub dwa wyraźne poziomy. Miąższość około 1,3 m.

3. Kwarcyty łupkowo-płytkowe (grubość do 3 cm) o nierównych powierzchniach, szarzielone, miejscami brunatne od związków żelaza powstałych przez rozkład zawartych w skale ziaren pirytu. Na występowanie markasytu w łupkach krzemionkowych, prawdopodobnie z tego poziomu, zwrócił uwagę E. Passendorfer (1951). Doszło tutaj, być może, do wtórnego skrzemionkowania pierwotnych osadów piaszczystych, dolomitycznych lub wapnistych. Miąższość około 2 m.

4. Płytkowate, gruzłowate, czarne wapienie, miejscami laminowane. Miąższość około 1,7 m.

5. Kwarcyty płytkowate szarzielonkawo skrzemionkowane (grubość płytek w dole do 3 cm, wyżej do 1 cm). Miąższość około 1 m.

Poziomy 3, 4, 5 w dolnej części żlebu (fig. 1 B) są zastąpione przez piaskowce kwarcytowe żółtawe lub zielonkawo, miejscami brunatno zabarwione przez związki żelaza powstające z rozkładającego się pirytu. Miąższość około 4,5 m.

6. Piaskowce szarzielone, ławicowe. Miąższość około 1,6 m.

7. Kwarcyt płytkowaty, w stropie łupkowaty, o powierzchniach gruzelkowatych, silnie zażelazony. Miąższość około 0,4 m.

8. Dolomity ławicowe i łupkowate, ciemnoszare, miejscami wapniste; niektóre partie laminowane. Miąższość około 5,5 m.

9. Łupki piaszczyste w spągu, przykryte luźnymi piaskowcami łupkowatymi, mocno zażelazionymi. Miąższość około 0,6 m.

W miejsce poziomów 6, 7 i 8, w przekroju niższym (fig. 1 B) występują ciemnobrunatne kruche piaskowce łupkowate, silnie żłimonityzowane, które były dawniej przedmiotem eksploatacji. Miąższość około 7,5 m.

Poziom 9 jest zastąpiony tam przez ławicę brunatnego piaskowca kwarcytowego. Miąższość około 1,3 m.

Miąższość całego kompleksu dolnego kampilu dochodzi w tym profilu do 22 m. Kontakt z wyżej leżącym kompleksem węglanowym górnego kampilu jest ostry.

Możliwe, że poziom mułowca węglanowego o miąższości około 2 m i cała dolna część pakietu kompleksu dolnego kampilu w żlebie Banie odpowiada warstwie 5 szarozółtych dolomitów, margli i łupków popielatoszarych ze Żlebu pod Czerwieniec (Kotański 1963b, fig. 1) leżącej 10 m ponad warstwą 3 brązowych piaskowców żelazistych, łupkowatych ze szczątkami flory i fauny małżowej, w której M. Limanowski (1901) znalazł formę *Myophoria costata* i *Gervillia*. W tym przypadku brak byłoby w przekroju Żlebu pod Czerwieniec opisanej z Bań partii łupkowo-krzemionkowej, ponieważ ponad warstwą 5 leżą już dolomity gruboławicowe, krystaliczne tzw. podmyophoriowe.

Możliwe, że partia łupkowo-krzemionkowa odpowiada wspomnianej wyżej warstwie 3 i może 4 (czerwone piaskowce i mułowce z przewarstwieniami czerwonych i zielonych łupków) ze Żlebu pod Czerwieniec, co wskazywałoby znowu na brak lub znaczną redukcję warstw 4 i 5 w przekroju Bań. Tak czy inaczej, porównania te wskazują, że warstwy występujące w żlebie Banie należą niewątpliwie do kampilu.

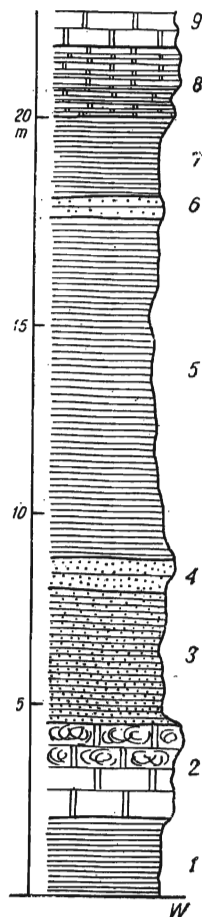
Fig. 2

Profil litologiczny utworów dolnego kampilu na
upłazie Pasiaste

1 łupki, 2 dolomit ciemnoszary ławicowy, w stropie brekcjowaty, 3 brunatne, laminowane łupki piaszczyste, 4 jasne piaskowce, 5 łupki o cyklicznie zmieniającej się barwie (brunatne, oliwkowoszare, żółte), 6 piaskowiec ze szczelinami wypełnionymi gliną hematytową, 7 łupki piaszczyste, 8 łupki dolomityczne, w stropie nieco wapniste, 9 dolomity wapniste górnego kampilu. W dolomity środkowego triasu wierzchowej dygitacji Wrótek

Profil lithologique à travers les dépôts du Cam-
pilien inférieur dans la crête Pasiaste

1 schistes, 2 dolomie gris-foncée en bancs, bréchoïde au sommet, 3 schistes brun gréseux, laminés, 4 grès clairs, 5 schistes de couleur cycliquement variée (bruns, gris-vert, jaunes), 6 grès avec des fissures remplies par l'argile à hématite, 7 schistes gréseux, 8 schistes dolomitiques, un peu calcaire au sommet, 9 dolomies calcaires du Campilien supérieur. W dolomies du Trias moyen de la digitation haut-tatrique de Wrótko



Natomiast na upłazie Pasiaste (fig. 2) odsłania się liczący 23 m miąższości łupkowy kompleks z dwiema wkładkami piaskowców, zawierający w spągu poziom dolomitu brekcjonowanego. W stropie obserwuje się przejście od łupków piaszczystych przez dolomityczne drobnolaminowane (do 0,1 cm) do dolomitów łupkowych i ławicowych górnego kampilu.

Już samo występowanie tych warstw bezpośrednio w spągu dolomitów podmyophoriowych skłania do zaliczenia tych utworów jeszcze do kampilu. Ale również zbadanie ich ewentualnych nawiązań do innych profilów skłania do takiego określenia ich wieku. Jeśli kompleks Pasiastego odpowiada w całości górnej części warstw łupkowo-piaskowcowych werfenu Limanowskiego ze Żlebu pod Czerwieńcem, to jest on równowiekowy z zespołem szarych mułowców gruzełkowatych i wyżej leżących kwarcytów ławicowych i płytkowych z pirytem oraz łupków piaszczysto-żelazistych z Bań. Jeśli jednak odpowiada on tylko tej górnej i jedynie nieco inaczej rozwiniętej i nieskrzemionkowanej łupkowo-detrytyczno-wapnistej części profilu Bań, to można próbować nawiązać dwa poziomy piaskowców z Pasiastego do dwóch poziomów pierwotnych piaskowców w Baniach; mógłby on wtedy odpowiadać warstwie 3 i może 4 ze Żlebu pod Czerwieńcem. I w tym przypadku wszystkie porównania zmuszają do uznania przynależności tego kompleksu do kampilu, zapewne do dolnego.

Opisane wyżej warstwy są podobne do warstw opisanych przez K. Guziłkę (1963) na południowych i zachodnich zboczach Małej Świnicy (pod Szczytkami) i zaliczonych przez niego umownie do górnego seisu i dolnego kampilu, a także do podobnych warstw na południowych zboczach Łysanek (S. i W. Jaczynowscy 1963). Jedne i drugie należą do jednostki Czarnej Turni (Guziłek & Kotański 1963).

Stosunkowo miękkie utwory dolnego kampilu, leżące w spągu nasuwającej się ogromnej masy dolomitowej jednostki Suchego Wierchu, zostały częściowo wytłoczone, wskutek czego nie wszędzie reprezentowany jest pełny profil opisany powyżej. Tylko w niektórych partiach zachowała się pełna pierwotna miąższość (gdzieniegdzie, jak to — być może — jest w dolnej części dolomitowo-łupkowego zespołu na upłazie na zachód od Wrótek, jest ona nawet wtórnie zwiększona), w innych miejscach natomiast utwory te zostały wytłoczone częściowo lub całkowicie, jak np. na Styrzniku lub w żlebie Warzęcha, gdzie brak jest dolnej partii dolomitowo-łupkowej.

Niejasna jest dotąd sytuacja stratygraficzna w strefie kontaktowej na zachód od Wrótek. F. Rabowski (1959) przyjmował tam występowanie osobnej tzw. dolnej łuski reglowej składającej się z dolomitycznych wapieni płytowych, miejscami brekcjonowanych, w dolnej części zawierających przewarstwienia czerwonych łupków i wiążących się wyraźnie z podścielającymi je łupkami i piaskowcami werfenu, występującymi

jednak tylko w jednym miejscu i oddzielającymi tam ten środkowy trias regłowy od wierchowego środkowego triasu dygitacji Wrótek (Kotański 1959a). W pozostałych miejscach kontakt obu pakietów węglanowych jest bezpośredni i rozdzielenie ich napotyka na trudności. Te tzw. brekcjowate wapienie płytowe mają być od głównej masy regłowego środkowego triasu oddzielone łupkowatymi warstwami wernfenu, zawierającymi ławice kwarcytów, co było powodem uznania poniżej nich leżącego triasu regłowego na grani Giewontu za łuskę leżącą w spągu płaszczowiny regłowej.

Wydaje się, że nie ma konieczności przyjmowania istnienia tam osobnej łuski triasu środkowego, bowiem stwierdzenie występowania utworów węglanowo-dolomitycznych pod utworami detrytyczno-iłastymi (kampilu również w innych profilach kampilu, np. w żlebie Banie, pozwala na wysunięcie tezy o występowaniu na zachód od Wrótek, zachowanego od wyprasowania we wgłębieniu podłoża wierchowego, pakietu utworów z niższej części dolnego kampilu, liczącego 15 do 20 m, wśród których na szczególną uwagę zasługują dolomity występujące poniżej piaskowców, niepodobne do żadnego z ogniw środkowego triasu.

Górny kampil

Leżący nad kompleksem detrytyczno-iłastym kompleks dolomito-włupkowo-wapienny został przez Z. Kotańskiego (1959b, 1963b) zaliczony do górnego kampilu. W kompleksie tym wydzielić można wszystkie poziomy wyróżnione w serii wierchowej, a więc dolomity spagowe, tzw. warstwy myophoriowe, oraz tzw. dolomity nadmyophoriowe. Występują one na całym niemal opisywanym obszarze w spągu utworów węglanowych środkowego triasu.

Najpełniejsze i najlepsze odsłonięcia tych utworów znajdują się na południowym zboczu Suchego Wierchu, na północnym stoku żlebu Banie oraz na grzbiecie Patyków w pobliżu upłazu Pasiaste, a także na północnym zboczu żlebu Warzęcha.

W żlebie Banie ponad łupkowo-piaszczystym kompleksem dolnego kampilu leżą początkowo szare dolomity cienkopłytkowe o zmiennej grubości płytek i o falistej powierzchni, wśród których znajdują się cieniutkie wkładki czarnych łupków iłastych. Wyżej płytki dolomitu grubieją i ciemnieją, aż przechodzą wreszcie w ciemne dolomity ławicowe. W dolomitach tych pojawiają się wyżej soczewkowato wyklinowujące się między nimi partie wapienne, miejscami do 1 m miąższości. We wkładkach wapiennych zdarzają się partie płytkowatych wapieni oraz przewastwienia marglistych łupków bitumicznych. Wyższe partie wykazują wyraźne analogie do tzw. warstw myophoriowych. Ważną ich częścią są dolomity ciemnobrunatne zlewne żółto wietrzejące, miejscami wapniste, pocięte spękaniem. Powierzchnie kontaktujące z wkładkami wapiennymi są często faliste. We wkładkach takich wielokrotnie powtarzają się brekcje śródwarstwowe z okruchami wapieni i dolomitów. Miąższości wkładek wapiennych są tu znaczne i dochodzą do

2,6 m. Ku stropowi wkładki wapienne rzadną i zmniejszają swą miąższość, za to pakiety dolomitów osiągają miąższość wielu metrów (do 14 m). Cały kompleks liczący około 50 m miąższości kończy partia dolomitów ciemnobrunatnych, zlewnych, strzaskanych, tzw. nadmyophoriowych.

Przekrój na Patykach różni się przewagą dolomitów ławicowych ciemnobrunatnych, bardzo drobnokrystalicznych lub zlewnych bardzo twardych i strzaskanych, leżących nad nielicznymi wkładkami wapiennymi. Dolomity tu występujące charakteryzują się szarżółtą, szorstką pokrytą licznymi ostrymi występami powierzchnią. Ostre występy powstały wskutek odpreparowania krawędzi okruchów przez wymycie spoiwa je sklejającego. Nazywam je tu dolomitami kolczastymi. Wśród dolomitów spotyka się partie wapienne. Wkładki wapieni i łupków wapienistych są zastąpione wkładkami czarnych łupków ilastych, miejscami wapienistych, osiągających miąższość do 4 m. Zdarzają się wśród nich warstwy zlepieńców śródwarstwowych do 50 cm miąższości. Zespół ten ma miąższość około 60 m.

Trias środkowy

Utwory dolomitowe, tworzące trzon jednostki Suchego Wierchu, zostały zaliczone przez V. Uhliga (1899) do triasu środkowego. Oceniał on ich miąższość na około 400 m, a wszystkie kompleksy grubsze tłumaczył powtórzeniami tektonicznymi. Zajmujący się tektoniką W. Goetel i S. Sokołowski (1930) przyjęli tektoniczną jednolitość tej serii. Badania autora wykazały, że, mimo iż miąższość środkowego triasu na badanym terenie waha się od około 550 m w Dolinie Strążyskiej do 720 m w Dolinie Białego, jego utwory reprezentują tu serię ciągłą i bez powtórzeń. Kompleks ten odznacza się wyłącznym niemal występowaniem dolomitów (poza kilka wkładkami wapieni anizyjskich na Bacugu). Petrografia tych utworów nie była dotąd szczegółowo badana i dlatego o warunkach ich sedimentacji nie wiemy jeszcze wiele.

W wyniku szczegółowych badań w serii reglowej Z. Kotański (1959b, 1963b) ustalił schemat podziału litostratygraficznego środkowego reglowego triasu, m.in. również i w jednostce Suchego Wierchu.

W środkowym triasie na badanym obszarze można wyróżnić następujące ogniwa litologiczne (tabl. I): 1) dolomity ziarenkowe (*dz*), 2) dolomity płytowe zlewne i krystaliczne (*an*) z wkładkami wapieni (*w*, *wk*), 3) oliwkowe dolomity ławicowe (*ano*), 4) dolne dolomity bryłowe (*dbd*), 5) dolomity skałkotwórcze (*ds*), 6) górne dolomity bryłowe (*dbg*), 7) czarne dolomity płytowe (*dpc*), 8) jasne dolomity cienkopłytowe z wkładkami łupków (*dpl*), 9) bitumiczne dolomity detrytyczne (*db*) i 10) jasne dolomity płytowe (*dpl*). Ich wiek został ustalony w oparciu o badania Z. Kotańskiego (1963b).

Anizyk

Mimo że w leżącej dalej ku północy jednostce tektonicznej — łusce Czarnej Turni oraz w innych miejscach w jednostce Suchego Wierchu (np. na wschód od Doliny Bystrej — Kotański 1963b, Guzik 1963) stwier-

dzono występowanie anizyjskiej brekcji podstawowej, na badanym terenie brekcji tej brak lub istnienie jej nie zostało stwierdzone z powodu zasłonięcia kontaktu warstw kampału z anizykiem.

Dolomity ziarenkowe (dz)

W dolnej części anizyku na całym badanym obszarze występuje warstwa czarnych dolomitów ziarenkowych, w spągu miejscami szarych, ku stropowi przechodzących w szare. Są one krystaliczne, cukrowate i składają się z drobnych ziarenek detrytusu dolomitowego, szczególnie dobrze widocznego na zwietrzałej powierzchni. Posiadają one niewyraźne uławicenie. Na grzbiecie Patyków leżą one ostrą granicą na płytowych dolomitach nadmyophoriowych. Miąższość ich wynosi od 5 do 20 m.

Dolomity płytowe zlewne i krystaliczne (an)

Na grzbiecie Patyków (pl. I, fig. 2) jest to gruby zespół dolomitów płytowych zlewnych lub drobnokrystalicznych, tworzących strome skałki, w których wyraźnie zaznacza się ich płytowość. Najlepiej odsłonięty jest ten kompleks anizyku w Żlebie Białego. Tworzą one tu zespół przełamujących się wzajemnie dolomitów ciemnobrunatnych, niemal czarnych zlewnych lub subkrystalicznych, oraz dolomitów szarych i jasnoszarych, bardzo drobno- i drobnokrystalicznych, grubiej od poprzednich uławiconych (do 40 cm). W stropie i w spągu tego zespołu przeważają grubo uławicone jasne dolomity grubokrystaliczne. Tworzą one grzbiet na północ od żlebu Banie (pl. III) oraz południową część Styrznika.

Na Bacugu (pl. IV, fig. 2) dolomity zlewne znikają i cały anizyk reprezentowany jest tylko przez dolomity średnio- lub drobnokrystaliczne o barwie szarej lub brunatnoszarej, miejscami o żółto-oliwkowej powierzchni wietrzenia. Przynajmniej dolna ich część jest wyraźnie uławicona. W tych dolomitach krystalicznych pojawiają się tu wkładki zbitych gruboławicowych wapieni czarnych. W miejscach odsłoniętych stwierdziłem istnienie dwóch takich wkładek — jedną w górnej części żlebu spadającego spod szczytu Bacugu ku Dolinie Strążyskiej, a drugą ciągnącą się przez szczyt Bacugu do ścieżki prowadzącej na Giewont. Ta druga wkładka zaczyna się i kończy brekcją sedymentacyjną zawierającą okruchy wapieni i dolomitów spojonych ciemnobrunatnym cukrowatym spoiwem, zmieniającym się od dolomitycznego do wapiennego. Znajdują się w niej człony liliowców z rodzaju *Dadocrinus*. W nieco wyższej partii dolomitów grubokrystalicznych stwierdzono istnienie wkładki wapiennej, z wyglądu nie różniącej się od otaczających dolomitów. Natomiast istnienie soczewki wapieni zaznaczonej przez A. Michalika (1958) na południowym zboczu Bacugu nie potwierdza się.

Oliwkowe dolomity ławicowe (ano)

Powyżej pojawia się warstwa dolomitów o barwie oliwkowej przeławiconych miejscami niegrubymi wkładkami łupków oliwkowobrunatnych. W dolomitach i łupkach wyraźnie zaznacza się laminacja. Całość warstwy jest wyraźnie uławicona, jej miąższość wynosi około 10 m w Dolinie Białego (pl. II, fig. 1). Partie jasnych dolomitów krystalicznych z nią sąsiadujące są lekko zielonkawe. Warstwa ta jest dobrze rozwinięta na wschód od Suchego Wierchu, natomiast ku zachodowi traci na miąższości, dając się jednak jeszcze wyraźnie prześledzić nad Wielką Równią (pl. III).

Strop anizyku tworzą szare średniokrystaliczne dolomity gruboławicowe, zwarte, czym wyraźnie odróżniają się od wyżej leżących brekcjowatych dolomitów zaliczanych już do dolnego ładynu. Zaznaczają się one w morfologii w grzbieciku nad żlebem Banie (pl. III) i na Styrzniku.

Gdyby istniała pewność, że warstwa dolomitów oliwkowych reprezentowana jest szerzej w jednostce Suchego Wierchu, wtedy górną granicę anizyku wygodniej byłoby umieścić bezpośrednio w ich stropie.

Zwarte dolomity krystaliczne górnego anizyku, występujące ponad warstwami oliwkowymi, tworzą w wielu żlebach wyraźne progi nad bryłowymi strzaskanymi dolomitami ładynu, np. w Żlebie Białego, w Suchej Dolinie i jej wschodnim odgałęzieniu.

Miąższość dolomitów górnego anizyku wynosi około 120 m.

Dolny ładyn

Utwory zaliczane do dolnego ładynu podzielić można na 3 kompleksy: dolny i górny poziom dolomitów bryłowych, silnie brekcjowatych, przedzielonych w środku poziomem dolomitów skalistych (skałkotwórczych) niewyraźnie uławiconych.

Dolne dolomity bryłowe (dbd)

Dolne dolomity bryłowe są zawsze krystaliczne, cukrowate, przy czym zauważa się dużą zmienność — od odmian drobno- do grubokrystalicznych. Partie grubokrystaliczne przeważają w częściach dolnych, natomiast drobnokrystaliczne w wyższych. Dolomity te mają barwę szarą lub ciemnoszarą i zawsze są silnie strzaskane.

Stropowa cukrowata partia dolomitów bryłowych odpowiada poziomowi dolomitów z doliny Jaworzynki, w których Z. Kotański (1963) znalazł szczątki diplopor. Na badanym terenie pewne diplopory znalezione zostały tylko na południowych zboczach Bacugu (pl. IV, fig. 2) w Dolinie Małej Łąki (przez doc. dr Z. Kotańskiego (informacja ustna), który oznaczył stąd formy *Diplopora annulata* Pia, *D. uniserialis* Pia

i *D. annulatissima* Pia. Wyznaczają one wiek tych utworów na dolny lądyn. Powierzchniowe ślady, wskazujące na prawdopodobną obecność dipopor w skale, zostały również znalezione w pasmie dolomitowym na zachodnim zboczu Doliny Bystrej pod klasztorem męskim oraz w żlebie spadającym z Suchego Wierchu do Wielkiej Równi po północnej stronie grzbieciku anizyjskiego. Utwory te jednak wymagają jeszcze opracowania mikroskopowego.

W Żlebie Białego, w prózku poniżej Ścieżki nad Reglami, znaleziono dolomity drobnokrystaliczne z wyraźnymi oolitami (Kotański 1963b).

Dolny poziom dolomitów bryłowych tworzy szereg postrzępionych grzbiecików w górnych częściach żlebów na wschód od Zameczków (pl. I, fig. 2). Miąższość ich jest zmienna i wynosi w przybliżeniu 80 m.

Dolomity skałkotwórcze (ds)

Nad dolomitami dipoporowymi leżą dolomity skaliste. Są one szare lub jasnobrunatnoszare, bardzo drobnokrystaliczne, z zaznaczającymi się śladami uławicenia (20 cm do 1 m). Dolomity te są bardzo twarde, możliwe że wskutek większej zawartości krzemionki, i nie tak mocno postrzaskane, co sprawia, że są stosunkowo odporne na wietrzenie, dając w morfologii szereg dodatnich form oraz bardzo charakterystyczne progi Siklawicy w Dolinie Strażyskiej.

W tym dobrze uławiconym kompleksie skalistym występują wkładki dolomitów detrytycznych, cukrowatych, wyraźnie laminowanych. Znalaziono je w dwóch miejscach: u stóp wysokiej skałki w rozgałęzieniu Żlebu Białego na dwie odnogi oraz w Potoku Strażyskim powyżej progów Siklawicy. W Żlebie Białego niektóre ciemne laminy są zaburzone i składają się z ciągów jakby oddzielnych ciemnych gruzełków na szarym tle skały. Miąższość tej partii wynosi tam około 3 m.

Dolomity skaliste są najwyraźniej zaznaczającym się w morfologii ogniwem środkowego triasu, dając szereg grzbiecików i grup skałek ciągnący się od grzbiету Patyków przez Zameczki, Suchy Wierch, grzbiet na południe od Końskiego Żlebu, Mały Bacug do południowych zboczy Bacugu (pl. I—IV), gdzie zaznaczają się one najslabiej, dając tylko kilka niewielkich skałeczek. Miąższość tych dolomitów dochodzi w Dolinie Białego do około 120 m.

Górne dolomity bryłowe (dbg)

Do górnych dolomitów bryłowych należą skały bardzo drobnokrystaliczne, miejscami zlewne, o barwach od brunatno-szarej do brunatno-czarnej, mocno strzaskane i pozbawione jakichkolwiek śladów uławicenia. Wskutek swej małej odporności w stosunku do dolomitów skalistych, sprzyjają one powstaniu w strefie przykontaktowej szeregu form

ujemnych, np. górnej części Końskiego Żlebu lub żlebu spadającego na północ od Małego Bacugu do Doliny Strążyskiej.

Mięszczość dolomitów dolnego lądynu jest zmienna i waha się od 230 m w Dolinie Strążyskiej do 310 m w Dolinie Białego.

Górny lądyn

Czarne dolomity płytowe (dpc)

Nad górnymi dolomitami bryłowymi leżą czarne dolomity płytowe, które w Dolinie Białego dzielą się na dwa wyraźne poziomy.

Dolomity spągowe, o barwie wyraźnie czarnej, charakteryzują się grubopłytkowością oraz strukturą krystaliczną, wskutek czego są one mięgotliwe. Ku spągowi płytkowość staje się coraz mniej wyraźna, natomiast coraz wyraźniejsza jest krystaliczność. Jaśniejąc przechodzą one w leżące niżej dolomity bryłowe.

Dolomity górne są raczej brunatnoczarne matowe, (bardzo drobno-krystaliczne. Są one wyraźnie uławiczone (10 do 30 m), miejscami ze śladami czarnych lamini ilastych na powierzchni. W strefie przejściowej do dolomitów spągowych posiadają one kilka niegrubych (do 10 cm) wkładek brunatnoczarnych łupków dolomitycznych.

Dolomity te dają zwykle łagodne zbocza grzbietów, a tylko wyjątkowo pojawiają się w osi zachodniej i środkowej części grzbietu Bacugu (pl. IV, fig. 2), po której prowadzi ścieżka na Giewont. Mięszczość tego kompleksu dochodzi do 140 m.

Jasne dolomity cienkopłytkowe z wkładkami łupków (dpl)

W części dolnej są to jasne, zlewne dolomity cienkopłytkowe (średnio 10—15 cm), szarawe lub zielonkawe. Zawierają one wkładki żółto-oliwkowych łupków ilastych, miejscami dolomitycznych, o grubości do 40 cm. W pobliżu kontaktu z niżej leżącymi ciemnymi dolomitami zawierają one kilka grubszych wkładek oliwkowobrunatnych laminowanych łupków ilastych. W ich spągu w Dolinie Białego występuje brekcja intraformacyjna. W wielu miejscach te dolomity i łupki wykazują wyraźną laminację. W ich części stropowej w Dolinie Strążyskiej niektóre ławice zlewnych dolomitów zawierają partie mocno skrzemionkowane, prawie rogowcowe; podobne zjawisko obserwuje się także na grzbiecie Uplazu Kalackiego, poniżej Przełęczy na Patyki. Ku stropowi ten jasny dolomit zaczyna stopniowo ciemnieć, pojawia się w nim ziarnistość i skała stopniowo przechodzi w wyższy poziom — dolomitów detrytycznych.

Ogniwo to tworzy bardzo łagodny grzbiet Uplazu Kalackiego nad halą Kalatówki (pl. I, fig. 1). Mięszczość jego dochodzi do 50 m.

Bitumiczne dolomity detrytyczne (db)

Dolomit detrytyczny ma zwykle barwę od brunatnoszarej, jak w Końskim Żlebie, do brunatnoczarnej, jak na Bacugu. Jest to zwykle skała drobnoziarnista, często laminowana jak na grzbiecie Bacugu (pl. IV, fig. 2), posiadająca silną woń bituminów, nadających jej charakterystyczną ciemną barwę. Z. Kotański (1963b) wspomina o niejasnych strukturach organicznych na ich powierzchni w Dolinie Białego. Poziomu tego nie stwierdziłem na Uplazie Kalackim. Miąższość jego wynosi do 3 m.

Jasne dolomity płytowe (dpj)

Powyżej przewodniego poziomu dolomitów detrytycznych leży kompleks dolomitów szarych i brunatnoszarych, zlewnych lub subkryształicznych. Są one dość grubo uławiczone (20 do 50 cm), a miejscami w spągu, na wschód od Doliny Strążyskiej, wykazują brak uławiczenia lub zawartość bardzo grubych (do 2 m) ławic. Dolomity te tworzą charakterystyczne progi nad miękkimi utworami kajpru. Niektóre partie dolomitów płytowych szarych, szczególnie w skałce znajdującej się w Dolinie pod Grzybowiec², u wylotu żlebu z wodospadem spadającego z Bacugu (pl. IV, fig. 1), oraz w skałce znajdującej się na prawym zboczu Suchej Doliny nad Ścieżką nad Regłami (pl. II, fig. 2), wykazują zawartość oolitów.

W pasmie górnoładyńskich dolomitów, znajdującym się w pobliżu stacji kolejki linowej w Kuźnicach, odsłaniają się ciemniejsze od wyżej opisanych szare zlewne dolomity bardzo gruboławicowe (do półtora metra). Występują one ponad jasnymi dolomitami średniopłytowymi, znanymi z Doliny Białego. Być może, dolomity te częściowo zastępują górne ich partie.

W Dolinie Strążyskiej i w żlebach położonych na zachód od niej, w stropie szarych dolomitów leżą mlecznobiałe dolomity ławicowe, miejscami nieco żółtawe lub seledynowe, o żółtawej powierzchni wietrzenia i szorstkim przełamie. Nie są znane one na wschód od Doliny Strążyskiej.

Miąższość tego ogniwa wynosi około 80 m.

Na badanym terenie w jednostce Suchego Wierchu brak jest najwyższych dolomitów ładynu, z czerwonymi i szarymi chalcedonitami, które występują w najwyższym ładynie w innych miejscach. Być może, że utwory zostały usunięte przez erozję dolnokajprową, gdyż liczne otoczaki chalcedonitów są znajdowane w zlepieńcach kajprowych (Kotański 1963b).

² Nazwa wprowadzona przez autora.

Górny trias

Kajper

Na badanym terenie utwory kajpru występują w pasie żlebow i obniżen dolinnych, rozdzielających obydwu pasma reglowe. Ze względu na charakterystykę litologiczną przyjmuję ich trójczłonowy podział: zespół łupkowo-zlepieńcowy, zespół piaskowcowy oraz zespół łupkowo-dolomitowy (tabl. I i fig. 3).

Zespół łupkowo-zlepieńcowy (kjd, z, d)

Dolny zespół kajpru leży wszędzie na jasnych dolomitach płytowych najwyższego lądynu. Nigdzie jednak nie stwierdziłem przejścia sedimentacyjnego od utworów lądynu do kajpru, co również świadczy o fazie erozji poprzedzającej osadzenie się utworów kajpru.

Na stolku Bacugu kajper rozpoczyna się poziomem żółtozielonego marglu dolomitycznego z fioletowymi plamami. W dole skała ta sprawia wrażenie jednolitej, natomiast wyżej przechodzi w utwór przypominający zlepieńiec, składający się z okruchów marglu, sklejonych spoiwem o tym samym składzie co okruchy. Ku stropowi przechodzi ona w czerwony zlepieńiec z ziarnami kwarcu i dolomitu ilastego o wielkości od 5 cm, w dolnej części o spoiwie dolomitycznym, a wyżej wapnistym.

W Dolinie Strążyskiej (fig. 3 B) na nierównej powierzchni ławicy dolomitu najwyższego lądynu leży szaroniebieski ił, ku górze czerwieniejący, a na nim ławica czerwonego piaskowca wapnisteo, przechodzącego ku górze w zlepieńiec wapnisty, składający się z okruchów dolomitów jasnoszarych, szarych oraz rzadkich okruchów rogowców różowawych i zielonkawych. M. Turnau-Morawska (1953) podaje, że spoiwo składa się z kalcytu przerośniętego rdzawymi tlenkami żelaza.

W Suchej Dolinie (fig. 3 A) zlepieńiec oddzielony jest od dolomitów lądynu cieniutką wkładką czerwonego łupku i składa się z obtoczonych ziarn i buł dolomitu, szarych i wiśniowych rogowców, krzemieni i kwarców. Czerwona barwa zlepieńca związana jest z barwą niektórych okruchów i wapnisteo spoiwa, wyraźnie przekrystalizowanego z tlenkami żelaza.

W Dolinie Białego wprost na jasnych dolomitach górnego lądynu leży gruba warstwa zlepieńca, o podobnym składzie i bardzo grubym ziarnie. Dalej ku wschodowi zlepieńiec nie występuje.

Na zlepieńcu leży wszędzie dochodząca do 10 m grubości warstwa czerwonych łupków, przechodzących miejscami w łupki fioletowe, lub zmieniających barwę na szarozieloną lub seledynową. Te zielonkawe partie, ilaste lub mułowcowe zawierają spoiwo dolomityczne. M. Turnau-Morawska (1953) uważa je za osadzone w morzu czerwone iły lądowe. Wśród zielonkawych łupków tkwią miejscami buły seledynowego dolomitu, a w jednej z partii tych łupków zawarta jest ławica szarego

zlepieńca o drobnym ziarnie (do ok. 0,5 cm) i spoiwie wapnistym, dająca się prześledzić w Dolinie Strążyskiej i w żlebach położonych na zachód od niej.

Na łupkach leży pakiet gruboławicowych dolomitów, miąższości około 10 m (w Dolinie Strążyskiej) lub zespół szarych dolomitów ławicowych (15—30 cm) z wkładkami oliwkowożółtych łupków, miejscami dolomitycznymi, występujących w żlebach na zachód od Doliny Strążyskiej. Pakiet jasnoszarego dolomitu zlewego, bardzo podobnego do dolomitów górnoladyńskich, składa się z ławic o miąższości 5 do 7 cm. W Dolinie Białego dolomit jest seledynowy, ilasty, gruboławicowy, z żółto wietrzejącymi powierzchniami. Na wschód od Doliny Białego obserwuje się stopniowe przejście łupków czerwonych, poprzez łupki dolomityczne, w serię dolomitów łupkowatych i dolomitów ławicowych. Cała ta partia przejściowa wykazuje pstre zabarwienie. Stopniowe jest również przejście pakietu dolomitowego w zespół łupków piaszczystych, stanowiących zakończenie dolnego zespołu. W Dolinie Strążyskiej jej przejście jest ostre, a niegruby kompleks łupków piaszczystych ma barwę szarooliwkową. W żlebach w pobliżu Przełęczy w Grzybowcu obserwuje się w stropie pakiet łupków fioletowych, seledynowych, miejscami zielonofioletowych, ze stopniowym przejściem poprzez piaskowce łupkowate w zespół piaskowcowy.

Zespół piaskowcowy (kjs)

Zespół piaskowcowy składa się zasadniczo z dwóch poziomów. W poziomie dolnym występują drobnoziarniste piaskowce z młką, cienkoławicowe (5—15 cm), o barwie szarooliwkowej, często laminowane i miejscami z rozsianymi rdzawymi plamkami. Piaskowce te, o składzie szarogłazu (Turnau-Morawska 1953), składają się z ziaren kwarcu, a rzadziej z szarych rogowców i białych skaleni scementowanych spoiwem wapnisto-dolomitycznym.

W górnym poziomie piaskowcowym, oddzielnym miejscami od dolnego wkładką łupków piaszczystych, czerwonych i oliwkowych, występują jasne zlewne piaskowce, zbudowane z ziaren kwarcu, bogate również w plagioklasy, scementowane bezwapnistym spoiwem serycytowym, z wtrąconymi ziarnami kwarcu autogenicznego. Piaskowce te, znane z Czerwonego Żlebu (fig. 3 B) i ze żlebu na południe od Krokwi (tabl. I), są gruboławicowe (do 40 cm) i bardzo twarde. Wietrzejąc piaskowce obu poziomów pokrywają blokami zbocza.

W partiach stropowych tego zespołu w Suchej Dolinie M. Limanowski (1903) znalazł ślady flory. Ślady flory znajdują się również w analogicznym poziomie w Czerwonym Żlebie, spadającym z Czerwonej Przełęczy na Hałę Strążyską. W tej części znane są również poziomy wapnistych zlepieńców z kwarcem i rogowcami.

Stropowe partie piaskowców tracą spoiwość i przechodzą w nieuławiczone masy łupków piaszczysto-ilastych z muskowitem i serycytem, o barwach zmieniających się stopniowo od szaro-oliwkowej (podobnej jak w piaskowcach) poprzez różowawe i czerwone w wyraźnie fioletowe. Wśród łupków fioletowych w Czerwonym Żlebie występuje ławica fioletowego piaskowca. Te łupki piaszczyste obfitują w ziarna rogowców i skaleni (skład podobny do piaskowców), bogate są w serycyt i chloryt oraz często zmieniony brunatny biotyt (Turnau-Morawska, op. cit.). Miąższość tego górnego kompleksu piaszczysto-łupkowego w Czerwonym Żlebie wynosi około 20 m.

Zespół łupkowo-dolomitowy (k₁g)

Ponad opisanym powyżej zespołem piaskowcowym leżą czerwone łupki ilaste, które są najbardziej podatnym na erozję ogniwem na badanym terenie. Odślaniają się one wyraźnie w żlebach na wschodnich zboczach Czerwonej Przełęczy, gdzie widoczne są masy pękających kostkowo czerwonych łupków ilastych ze słabą tylko domieszką substancji detrytycznych. Te czerwone łupki ilaste przechodzą stopniowo poprzez łupki dolomityczne i dolomity łupkowate, odsłaniające się na Czerwonej Przełęczy, w grubości osiągający około 10 m pakiet seledynowego zlewnego dolomitu ławicowego (ok. 20 cm) o żółtej powierzchni wietrzenia. Poziom ten odsłania się doskonale w Czerwonym Żlebie, niedaleko jego ujścia na Halę Strażyską (fig. 3 B).

Powyżej dolomitów w tym samym żlebie widoczny jest pakiet łupków ilastych, czerwonych i fiołkowych przechodzących stopniowo poprzez fioletowy dolomit ilasty, łupiący się kostkowo, w kompleks jasnych dolomitów, stopniowo wzbogacających się ku stropowi w węglan wapnia, przewarstwionych bezwapnistymi łupkami o podobnej barwie. Wyżej wśród ławic jasnego dolomitu wapnistego pojawiają się wkładki łupków czarnych i nagle ostrą granicą leżą na nich czarne wapienie retyckie. Utwory wchodzące w skład górnego poziomu łupkowo-dolomitowego nie były badane przez M. Turnau-Morawską (1953).

Miąższość kajpru jest trudna do ustalenia. Osiąga ona maksymalnie w profilu Suchej Doliny około 130 m.

Powstaje tu kwestia, czy nie należałoby granicy retyku obniżyć aż poniżej poziomu piaskowców uważanych dziś za kajprów. M. Limanowski (1903) bowiem, badając zachowaną w nim florę paproci i skrzypów oraz charakter piaskowców w Dolinie Białego, w których są zawarte, stwierdza, że skład gatunkowy zachowanego tam zespołu roślinnego jest analogiczny do składu flory znalezionej w warstwach tomanowskich z serii wierchowej, zaliczanej do retyku. W ten sposób, po odpowiednim oznaczeniu flory, cały zespół piaskowców lub przynajmniej ich część i wyżej leżący poziom łupkowo-dolomityczny można by ewentualnie zaliczyć do retyku.

Retyk

Utwory najwyższego triasu, zaliczane do retyku, są najlepiej odsłonięte w Dolinie Strążyskiej na Czerwonej Przełęczy, w żlebach na południowym zboczu Małej Świnicy, w Suchej Dolinie i w Dolinie Białego (fig. 3 A i B). Wskutek wielkiego zróżnicowania warunków osadzania w morzu retyckim, tworzyły się wtedy wapienie, wapienie piaszczyste, piaskowce i łupki w różnym następstwie. Stratygrafia retyku została opracowana przez W. Goetla (1916), który na badanym terenie opisał profil na Czerwonej Przełęczy.

Dolny lias (*hettang-synemur*)

Przejście od retyku do liasu odbywa się niepostrzeżenie. Z badań W. Goetla (1916) wynika, że wskazuje na to tylko odmienna fauna małżów dolnoliasowych, zawartych w wapieniach identycznych z czarnymi wapieniami retyku. W przekroju Doliny Strążyskiej leży nad nimi warstwa ciemnobrunatnych drobnoziarnistych piaskowców kwarcyticznych, które są przykryte pakietem czerwonych łupków mułowcowych z miąką. Wyżej występują oliwkowobrunatne łupki ilaste, wśród których w Dolinie Białego pojawiają się przewarstwienia cienkoławicowych, zlewnych ciemnoszarych lub czarnych wapieni. Wyższa część zespołu liasowego, występująca tylko między Czerwoną Przełęczą a Doliną Białego, wykształcona jest w postaci utworów fliszowych (warstwy gresteńskie). W okolicach Hali Białego reprezentowane są one przez bardzo grubą kompleks naprzemianległych łupków piaszczystych z miąką i cienkoławicowych, wapnistych piaskowców z hieroglifami. Kompleks ten zawiera miejscami wkładki brunatnych piaskowców kwarcyticznych, występujących np. na stoku Igły nad Doliną Białego (fig. 3 A).

TEKTONIKA

Jednostka Suchego Wierchu była wyodrębniana jako osobny element tektoniczny we wszystkich koncepcjach, niezależnie od ogólnych założeń i hipotez tektonicznych (Uhlig 1899, 1911; Lugeon 1903; Limanowski 1912). W najbardziej rozpowszechnionym ujęciu była ona nazywana dygitacją Suchego Wierchu (Goetel & Sokołowski 1930), wchodzącą w skład płaszczowiny reglowej (górnej — Rabowski & Goetel 1925, Goetel & Sokołowski 1930, Rabowski 1930, a później dolnej — Matějka & Andrusov 1930, Andrusov 1936, Guzik 1936, Rabowski 1954, Sokołowski 1948).

Z dygitacją Suchego Wierchu wiązano zawsze tzw. synklinę Czerwonej Przełęczy (normalną — Uhlig 1899, lub odwróconą — Lugeon 1903 i wszyscy pozostali badacze), którą uważano za skręt synklinalny wiążący dwie główne dygitacje reglowe.

K. Guzik i Z. Kotański (1963) udowodnili, że jednostka Suchego Wierchu nie ma charakteru dygitacji, lecz jest odrębną łuską płaszczowinową lub płaszczowiną cząstkową. W ich ujęciu synklina Czerwonej Przełęczy nie wiąże jednostki Suchego Wierchu z wyższymi jednostkami reglowymi, lecz jest przez nie ścięta, sama składając się z szeregu fałdów kaskadowych. Wykazali oni, że regle zakopiańskie mają łuskowo-płaszczowinowy styl budowy, oraz udowodnili dużą zbieżność budowy i tektogenezy pasma reglowego z pasmem wierchowym, opracowanym przez Z. Kotańskiego (1963a).

Jednostka Suchego Wierchu tworzy na badanym terenie stromo nachyloną monoklinalną łuskę, leżącą bezpośrednio na wierchowym fałdzie Giewontu, łuska ta jest czołową, samodzielną tektonicznie częścią płaszczowiny reglowej dolnej, tworzącą oddzielną płaszczowinę cząstkową (Guzik & Kotański 1963). Na omawianym odcinku regli charakteryzuje ją stosunkowo pełny, w porównaniu do wyższych jednostek, profil triasu i dolnej jury.

Na badanym obszarze obserwuje się zwykle bardzo strome upady w granicach 65° – 80° . Na sąsiednich obszarach, jak wykazały już badania W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930), upady zmniejszają się do maksimum 60° na zachodzie (Skoruśniak) i 20° do 35° na wschodzie (Hala Królowej), co jest dowodem spływania się i zmniejszania się spadku podłoża, do którego dostosowały się masy jednostki Suchego Wierchu na tamtych obszarach.

Pewne zmniejszenie upadów na badanym terenie obserwuje się w rejonie Bącugu oraz na wschodnim zboczu Krokwi. Wywołane to jest prawdopodobnie tymi samymi przyczynami, jak na terenach sąsiednich. Lokalne niewielkie zmniejszenie upadu w Dolinie Strążyskiej w okolicy ujścia Wielkiej Równi może również być skutkiem lokalnego załamania spadku podłoża.

Stosunkowo bardzo strome ustawienie jednostki Suchego Wierchu w reglach zakopiańskich w porównaniu z terenami zachodnimi skłania do przyjęcia poglądu W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930), że masy jednostki Suchego Wierchu nagromadziły się w niezupełnie jeszcze wypełnionej przez jednostki wierchowe depresji Goryczkowej.

Kontakt z serią wierchową

Spągowy kompleks dolnotriasowy wraz z podścielającym go albem wierchowym tworzy plastyczną warstwę oddzielającą sztywne masy dolomitowe jednostki Suchego Wierchu od równie sztywnych mas wapiennych fałdu Giewontu. Znajdując się w tak niejednorodnym układzie elementów o zróżnicowanych właściwościach mechanicznych, ten kom-

pleks spągowy uległ silnemu sprasowaniu, rozgnieceniu i rozwłóczeniu, a wiele jego elementów (np. seis) uległo miejscami zupełnemu wytłoczeniu.

Drugą przyczyną zluźnień i spękania spągowych części łuski Suchego Wierchu było zapewne dostosowywanie się nasuwających się mas reglowych do nierówności powierzchni twardych utworów fałdu Giewontu. O morfologii tej powierzchni można wnioskować z analizy kontaktu dolnego triasu jednostki Suchego Wierchu z fałdem Giewontu. Już W. Goetel i S. Sokołowski (1930) stwierdzili kilka większych załamów powierzchni nasunięcia reglowego na odcinku między górną partią Wielkiej Równi a Suchym Żlebem. Wiele potrzaskań widać również wyraźnie w żlebie Banie (tabl. I oraz pl. III). Można tu zauważyć szereg ostrych załamów — zębów widocznych doskonale w białych urgońskich wapieniach Giewontu.

Podczas przesuwania się płaszczowiny reglowej pewne fragmenty podłoża znajdujące się w jej spągu ulegały wyrwaniu i przesuwanemu aż do chwili unieruchomienia w nowym miejscu w wyniku napotkanego oporu. Takim właśnie porwakiem tektonicznym (łuska Bań — tabl. I i pl. III) jest bula dolomitowa w dolnej części żlebu Banie, która zatrzymała się w jednym z takich zagłębień między zębami powierzchni fałdu Giewontu. Należy ona do tzw. spągowych mas reglowych F. Rabowskiego (1954, s. 23, notka 2), lub do jakiejś jednostki reglowej niższej od jednostki Suchego Wierchu, których istnienie udowodnił ostatnio Z. Kotański (1965) na Uplazie Miętusim.

W innym z zagłębień podłoża wierchowego, powstałym na lokalnej dyslokacji na zachód od Wrótek, znajduje się względnie pełny pakiet dolnokampilski, przechodzący tam na południową stronę grani Giewontu. F. Rabowski (1959) wyróżniał tutaj dolną łuskę reglową, która — zdaniem autora — nie istnieje. Podobnie jest w żlebie Banie, gdzie nie ma podstaw do załączenia dolomitów i margli leżących pod piaskowcami (fig. 1) do osobnej łuski, jak to uczynił A. Michalik (1958).

Na badanym terenie nie stwierdziłem również nigdzie prześladowania dolnego triasu reglowego z wierchowym, co sugerowali W. Goetel i S. Sokołowski (1930).

O tym, że niektóre spągowe pakiety tej jednostki mogły się podczas ruchu zachowywać niezależnie, świadczy również fakt, że w niektórych miejscach na Bacugu i na Pątykach brak jest nie tylko seisu i kampilu, lecz także anizyku (tabl. I).

Dyslokacje poprzeczne

Główna masa jednostki Suchego Wierchu, składająca się niemal wyłącznie z dolomitów, osiąga miąższość od 570 m w Dolinie Strążyskiej do 800 m w Dolinie Białego.

ANDRZEJ IWANOW

414

N

1700 -
m

1600 -

1500 -

1400 -

1300 -

1200 -

1100 -

N

1400 -
m

1300 -

1200 -

1100 -

1000 -

N

1500 -
m

1400 -

1300 -

1200 -

1100 -

S

S

S

Turnia Igła

tśr

td

dSD

ds

Stopy (Zamecki)

dbd

A-A

kg

kd

dz

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

N

1400 -
m

1300 -

1200 -

1100 -

1000 -

N

1500 -
m

1400 -

1300 -

1200 -

1100 -

Kaniski Żleb

dpc

ds

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

dbd

N

1400 -
m

1300 -

1200 -

1100 -

1000 -

N

1500 -
m

1400 -

1300 -

1200 -

1100 -

Dolina pod Grybowiec

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

B

a

c

u

g

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

an

Fig. 3

Rozpoziomowanie utworów środkowego triasu pozwoliło opracować szczegółowo tektonikę badanego odcinka jednostki Suchego Wierchu.

W. Goetel i S. Sokołowski (1930) uważali, że zauważone przez nich poprzeczne uskoki nie mają większego znaczenia w budowie regli zakopiańskich, podkreślając przy tym niemal zupełny brak większych uskoków w dygitacji Suchego Wierchu.

Na podstawie szczegółowego kartowania wydzielonych kompleksów litologicznych, a także fotointerpretacji zdjęć lotniczych można było dojść do wniosku, że jednostka Suchego Wierchu nie jest jednolitą bryłą, lecz jest gęsto pocięta licznymi dyslokacjami, z których dwie, szczególnie wyraźnie zaznaczające się, dzielą ją na trzy bloki.

Dyslokację wschodnią, od powstałej na niej doliny (tabl. I), proponuję nazwać dyslokacją Suchej Doliny. Oddziela ona wschodnią część jednostki, którą proponuję nazwać blokiem Zameczków, od części środkowej, którą nazywam blokiem Suchego Wierchu.

Powierzchnia opisanego nasunięcia jest ogólnie nachylona ku WNW, ale wzdłuż linii swego przebiegu zdaje się wykazywać lokalnie zmianę kąta nachylenia. Może to być odbiciem faktu występowania w niej łagodnych załamań przywiązanych do pewnych stref o określonej wysokości, ale z powodu prowadzenia obserwacji na różnych wysokościach bezwzględnych, jakie narzucała morfologia, mogło powstać złudzenie zmiany kąta nachylenia całej powierzchni. Dokładnie stwierdzić charakter tych zmian można by w przypadku dokładnego prześledzenia linii intersekcyjnej, co jest dzisiaj niemożliwe. Obserwuje się w każdym razie, że jeśli w swej prawie prosto biegnącej części spadającej do Doliny Białego powierzchnia ta jest nachylona bardzo stromo lub prawie pionowo, to w okolicach wschodniego odgałęzienia Suchej Doliny, gdzie widać skręcanie linii intersekcyjnej, powierzchnia ta ustawia się łagodniej, mając nachylenie zgodne z dzisiejszym nachyleniem stoku, który odpowiada mniej więcej odpreparowanej w tym miejscu powierzchni dyslokacji (pl. II, fig. 2). Odpreparowanie części tej powierzchni i zniszczenie wyższych utworów, ułatwione właśnie przez jej niewielkie na-

Fig. 3

Przekroje poprzeczne przez jednostkę Suchego Wierchu i pasmo pseudosynklinalne Czerwonej Przełęczy

Objaśnienia ogólnych litologicznych jak na tabl. I. A-A przekrój przez Zameczki (Stupy), B-B przekrój przez wschodnie zbocza Doliny Strążyńskiej, C-C przekrój przez Bacug

Coupes géologiques transversaux à travers l'unité de Suchy (Wierch et la chaîne pseudosynclinale de Czerwona Przełęcz

Explications des termes lithologiques comme sur la table I. A-A coupe à travers Zameczki (Stupy), B-B coupe à travers les versants d'est de la vallée Strążyńska, C-C coupe à travers Bacug

chylenie, powoduje takie nagłe załamanie linii intersekcyjnej. Nachylenie tej powierzchni wzrasta znowu u podnóża Suchego Wierchu, predisponując powstanie stromych ścian jego wschodniego zbocza.

Jak wynika z mapy (tabl. I), wychodnie warstw bloku Zameczków są przesunięte wzdłuż północnej części dyslokacji Suchej Doliny w stosunku do analogicznych wychodni bloku Suchego Wierchu ku NNE o blisko 300 m. Szczególnie wyraźnie zaznacza się ta dyslokacja przesunięciem warstw górnego ładynu, kajpru i retyku. Natomiast w górnych partiach Suchej Doliny przesunięcie to maleje stopniowo do około 50—30 m lub nawet mniej metrów.

Zmniejszanie się amplitudy przesunięcia wzdłuż dyslokacji Suchej Doliny ku południowi można wytłumaczyć w ten sposób, że południowa część wysuwającego się ku NNE i rotującego jednocześnie w swej części czołowej ku WNW bloku Zameczków, nie mogąc pokonać tarcia o podłoże i o wschodnią powierzchnię bloku Suchego Wierchu i wskutek tego nadążać swobodnie za partiami czołowymi, zaczęła się silnie odginać ku południowi. Zahamowane i zdeformowane partie południowe nie mogły już wyrównać powstałych różnic przesunięć, które, jak wynika z przytoczonych cyfr, są mniejsze właśnie w tych partiach. Okazuje się przy tym, że leżące powyżej odgiętych mas kampilu i anizyku dolomity bryłowe i skaliste ładynu uległy na kontakcie silnemu zdruzgotaniu.

Dyslokacja zachodnia, którą nazywam dyslokacją Bacugu, oddziela środkową część jednostki, należącą do bloku Suchego Wierchu, od zachodniej — bloku Bacugu. O nachyleniu tej dyslokacji trudno jest sądzić; być może i ona jest nachylona ku WNW. Wielkość przesunięcia osiąga tu 380—400 m.

W dolnej części północnego stoku Bacugu i na wschodnim stoku Przełęczy w Grzybowcu istnieje kilka małych bloków, składających się z utworów górnego ładynu i kajpru, oderwanych od skał spągowych i wypchniętych ku północy.

Istnienie tych struktur można wytłumaczyć w następujący sposób. Podczas przesuwania się bloku Suchego Wierchu ku NNE, na wschodniej ścianie bloku Bacugu powstał ząb (częściowo zachowany do dzisiaj — tabl. I), który przeszkadzał blokowi Suchego Wierchu w swobodnym zsuwaniu się zgodnie z kierunkiem nasuwania się całej łuski i istniejącą w niej tendencją do kolejnego wyprzedzania się bloków leżących bardziej ku zachodowi przez bloki wschodnie. Ząb ten prawdopodobnie także samemu blokowi Bacugu musiał przy zsuwaniu się utrudniać dopasowywanie swej ściany wschodniej do sąsiedniej ściany bloku Suchego Wierchu. Wskutek powstałych naprężeń, dolomity owego zębu uległy ścinaniu wewnętrznemu i utworzyły szereg klinowatych łusek, które naciskane przez sąsiednie masy bloku Suchego Wierchu, wciskały się ku zachodowi w dolomitowe masy bloku Bacugu, powodując odklucie stropowych części tego kompleksu, i spychały je ku północy. Spychane, stropowe masy bloku Bacugu napotkały jednak niżej opór zsuwających się ku NNE normalnych mas bloku Bacugu i uległy stłoczeniu między nimi a naciskającymi od wschodu masami bloku Suchego Wierchu. W rezultacie powstałych naprężeń w spychanych masach nastąpiło ścinanie i powstanie poprzecznych pęknięć, wzdłuż których niektóre z powstałych w ten sposób drob-

nych bloków mogły się przemieścić i wysunąć dalej ku północy od pozostałych. W trzecim od Doliny Strążyskiej żlebie spadającym z Bacugu do Dolinki pod Grzybowiec obserwuje się niemal prostopadle (dyskrepantne) dochodzenie warstw kajprowych jednego z tych bloków do kontaktu z górnym ładymem bloku sąsiedniego. W rozgałęzieniach następnego ku zachodowi żlebiu widoczne są dowody obecności innych dyslokacji.

Można przypuszczać, że również blok Zameczków od wschodu i blok Bacugu od zachodu są ograniczone przez wielkie dyslokacje poprzeczne, przebiegające: jedna w dnie Doliny Bystrej i oddzielająca blok Zameczków od bloku Czół Jaworzyńskich i druga w dnie Doliny Małej Łąki, oddzielająca blok Bacugu od bloku Skoruśniaka; odcinki bowiem tych dolin przebiegające przez utwory reglowe były prawdopodobnie predysponowane przez te dyslokacje.

Oprócz tych pierwszorzędnych dyslokacji, masy triasowe łuski Suchego Wierchu pocięte są jeszcze drugorzędnymi uskokami, z których większe znaczenie mają dyslokacje tnące blok Zameczków i czasem dosyć znacznie przesuwające ograniczone przez nie drugorzędne bloki (np. dyslokacja biegnąca prawie zgodnie z grzbietem Patyków przesuwa masy sąsiadujące o ok. 70 m). Taką dyslokacją jest również uskok przebiegający w górnych partiach Doliny Białego, uskok istniejący na zachodnich stokach Patyków oraz dyslokacje przecinające grzbiety dolomitowe na wschodnim zboczu Krokwi (tabl. I i pl. I).

Bardzo interesujące są również dyslokacje na wschodnim zboczu Krokwi.

Analiza ich kierunków wskazuje, że układają się one nieco promieniście, zbiegając się ku jakiemś centrum, położonemu mniej więcej w okolicach Doliny Białego. Być może, są one jeszcze jednym dowodem istnienia obniżenia transwersalnego, które wypełniane było przez masy jednostki Suchego Wierchu. Masy bloku Zameczków, omijające od wschodu osiowe partie tego obniżenia, znalazły się na jej wschodnim zboczu i nie potrafiły oprzeć się działaniu grawitacji ściągającej je w kierunku jego środka. Pod wpływem działania tych sił północne części bloku Zameczków odchyliły się ku zachodowi, przy czym biegi jego warstw dostosowały się do morfologii obniżenia, co obserwować można jeszcze obecnie. W wyniku powstałych naprężeń utworzyły się rozładowujące je dyslokacje, zgodnie z kierunkami ich największych wartości, a więc zgodne z liniami stoku tej depresji w odpowiednich miejscach.

Obecność drugorzędnych dyslokacji bloku Suchego Wierchu na północnych zboczach Wielkiej Równi oraz w bloku Zameczków na północnych zboczach Patyków jest podkreślona istnieniem tam wielu równoległych do siebie wcięć erozyjnych.

Na mapie (tabl. I) zaznaczone są tylko te dyslokacje, których obecność można było stwierdzić w terenie. Dlatego widoczny na mapie brak analogicznych dyslokacji w bloku Bacugu wynika z faktu trudności bezpośredniego ich wyznaczenia. Ale niektóre wskazówki pośrednie, jak

nagle załamania i wyginanie się całych zespołów warstw, a także zaobserwowane w odsłonięciach przesuwanie się przebiegu granic warstw w stosunku do przebiegów przypuszczalnych, wskazują, że i blok Bacugu też nie ostał się działaniu sił dyslokujących, ale skutki ich działania słabiej się w nim zaznaczają niż w innych blokach.

System opisanych dyslokacji poprzecznych powstał w kończącej swój ruch łusce Suchego Wierchu w wyniku rozładowania pola naprężeń. Powstanie tego pola było wywołane albo siłami spychającymi tę łuskę z wyniesienia tatrzańskiego, albo siłami grawitacji powodującymi zsuwanie się jej do obniżenia, lub obiema siłami jednocześnie. Dyslokacje tu spotykane należą do typu powstającego przy gwałtownych rozładowaniach pola naprężeń, kiedy kierunki ścinania powstających dyslokacji są zgodne z kierunkami działania sił (najgwałtowniejszych impulsów). Przebieg większości dyslokacji ma kierunek SSW-NNE. Odpowiadając kierunkowi największych naprężeń, ich linie wskazują kierunek działania sił, a zatem i kierunek nasuwania się mas łuski Suchego Wierchu. Odpowiadać on może albo liniom największego spadku nachylenia podłoża, albo kierunkowi nacisku mas zaplecza.

Można też określić wiek tych dyslokacji. Opisane powyżej generalne bloki musiały powstać już w czasie nasuwania się mas jednostki Suchego Wierchu, ale przed nasunięciem się następnych, wyżej leżących łusek reglowych. Świadczy o tym brak kontynuacji dzielących ją dyslokacji zarówno ku południowi — w jednostce Giewontu, jak i ku północy w wyższych jednostkach reglowych. Można zatem przypuszczać, że to właśnie rozładowanie pola naprężeń w fazie zsuwania się z wyniesienia w jednolitej prawdopodobnie dotąd łusce Suchego Wierchu wytworzyło cały system prawie równoległych spękań, tnących w poprzek cały opisywany kompleks. W następnej fazie, wzdłuż pewnych z nich, kompleks ten uległ zróżnicowaniu na szereg bloków przesuwających się względem siebie i nasuwających, przy wzajemnym dopasowywaniu swych wschodnich ścian do kontaktujących z nimi ścian sąsiednich bloków.

Opisany powyżej styl budowy łuski płaszczowinowej Suchego Wierchu można nazwać łuskowo-blokowym.

Strefa Czerwonej Przełęczy

Bezpośrednio na dolomitach górnego ladynu na większej części badanego obszaru leży normalny, również monoklinalny kompleks kajprowo-retycko-liasowy, uważany dawniej za południowe skrzydło synkliny Czerwonej Przełęczy. Miejscami na tym kontakcie nastąpiły pewne zluźnienia, które są widoczne np. w żlebach na zachód od Doliny Strążyńskiej. Wyraźnie dyskrepanentny kontakt różnych poziomów kajpru, przeważnie jednak piaskowców z różnymi ogniwami ladynu (m. in. dolnego) można również zauważyć na wschodnich zboczach Krokwi w Dolinie Bystrej.

Strefa ta zaczyna się od dosyć ważnej dyslokacji przebiegającej nieco na zachód od Przełęczy na Patykach i ciągnie się ku północy aż do stacji kolejki linowej w Kuźnicach. W wyniku nacisku nasuwających się mas wyższych jednostek reglowych kompleks kajprowo-retycko-liasowy uległ znacznemu wytłoczeniu i odkłuciu od niżej leżących utworów środkowego triasu.

Ponad normalnym kompleksem kajpru-retyku-liasu w szeregu doskonałych przekrojów: w Dolinie Strążyskiej, w żlebach spadających z Małej Świnicy, na Czerwonej Przełęczy, w dnie Suchoj Doliny przy Hali Białego, na Przełęczy pod Igłą i w Dolinie Białego (tabl. I i fig. 3 A, B) można zauważyć kilkakrotne powtarzanie się niepełnych, zredukowanych tektonicznie pakietów tych samych utworów kajpru, retyku i liasu, lecz nie w odwróconym porządku; pozwalającym sądzić o istnieniu tam drugiego, północnego skrzydła tzw. synkliny Czerwonej Przełęczy, a w formie trzech odrębnych łusek.

Bezpośrednio na warstwach gresteńskich serii normalnej między Doliną Strążyską a Doliną Białego leży niegruby (do 20 m) pakiet wapieni retyku oraz związana z nim warstwa liasowego piaskowca kwarcytycznego, a miejscami także leżące na niej liasowe łupki ilaste. Utwory te tworzą osobną tzw. dolną łuskę.

Powyżej liasu tej dolnej łuski między Doliną Strążyską a Czerwoną Przełęczą leży pakiet łupków i dolomitów górnego kajpru, zaczynającego środkową łuskę. Pakiet ten, o miąższości 10—15 m w Dolinie Strążyskiej, na południowo-zachodnich zboczach Szczytków w połowie odległości od Czerwonej Przełęczy redukuje się do kilku metrów i nie zawiera już dolomitów i łupków dolomitycznych, a tylko czerwone łupki ilaste. Podobne wytłoczenia wykazuje leżący na tym kajprze pakiet wapieni retyku. W Dolinie Strążyskiej ma on miąższość około 40 m, natomiast już w żlebach na południowych stokach Małej Świnicy liczy on tylko 5 m. Widać stąd wyraźnie, że nawet jeżeli ten retyk w Dolinie Strążyskiej leży na kajprze w kontakcie sedymentacyjnym, to już dalej ku wschodowi, cieniejąc przekształca się w niezależną od niego łuskę. Występowanie łupkowych warstw gresteńskich nad pakietem retyckim jest problematyczne; być może występują one w Dolinie Strążyskiej, a niewyraźne ich ślady są również na Przełęczy pod Igłą, gdzie jest go jednak na pewno bardzo mało.

Powstaje zatem wrażenie, iż jeśli nawet te pakiety — kajprowe, retyckie i liasowe — tworzyły niegdyś jednolity kompleks sedymentacyjny, to można sądzić, że w wyniku zachodzących później ruchów kompleks ten podzielił się na kilka pakietów — łusek pooddzielanych kontaktami tektonicznymi. Z pełnych niegdyś profilów kajpru, retyku i liasu zachowały się tylko niewielkie fragmenty i nastąpiła znaczna redukcja miąższości. W rezultacie dzisiaj opisywane: dolna i środkowa łuska składają się w rzeczywistości z szeregu drobnych łusek.

Na odcinku między Przełęczą w Grzybowcu a Czerwoną Przełęczą na retyku lub ewentualnie na liasie środkowej łuski, a bezpośrednim podłożu Czerwonej Turni, leży ponownie kajper, złożony na Czerwonej Przełęczy z naprzemianległych łupków i dolomitów. Mamy tu zatem do czynienia z górną łuską, której istnienie wykrył K. Guzik (1963). Powstaje przy tym wrażenie, że ta najwyższa łuska związana jest bezpośrednio tektonicznie z leżącą w jej stropie łuską Czarnej Turni, ponieważ mają one podobny zasięg.

Na obszarze występowania opisanych łusek zwraca uwagę fakt, że np. na południowym zboczu Małej Świnicy można miejscami zauważyć rozdzielenie pakietów skał twardych przez łuseczki łupków: np. miękkie warstwy gresteńskie — twardy retyk i piaskowiec liasowy — miękki lias i kajper — twardy retyk — miękki kajper — twarde skały łuski Czarnej Turni. Często jednak te pakiety miękkie są prawie zupełnie wyciśnięte.

Z powyższych obserwacji wynika, że utwory kajpru, retyku i liasu nie tworzą symetrycznej odwróconej struktury, którą można by nazwać synkliną Czerwonej Przełęczy. Nie można się tu również doszukać istnienia fałdów kaskadowych, których istnienie przyjmował K. Guzik (1963, Guzik & Kotański 1963), a za nim S. i W. Jaczynowscy (1963). Okazuje się natomiast, że na normalnej monoklinalnej serii kajpru, retyku i liasu leży kilka łusek, które były trudne do zidentyfikowania z tego powodu, że zbudowane są z podobnych jak normalna seria utworów, a miejscami brak jest pełnego profilu ich ogniw. Łuski te musiały utworzyć się już po odkłuciu się wyższej jurajsko-kredowej części jednostki Suchego Wierchu, lecz prawdopodobnie przed zsunieniem się wyższych jednostek reglowych, bowiem, gdyby te drobne łuski były przesuwane pod ich naciskiem, uległyby niechybnie jeszcze silniejszemu wytłoczeniu niż to dziś obserwujemy oraz rozczłonkowaniu, a — być może — nawet zupełnej likwidacji. Te łuski retycko-liasowe oddzieliły się zatem od powierzchniowych partii jednostki Suchego Wierchu, które pod wpływem jakichś impulsów wewnętrznych, być może trzęsień ziemi, towarzyszących nasuwaniu się łuski Suchego Wierchu zsunęły się grawitacyjnie do obniżenia, a następnie częściowo mogły ulec strzaskaniu i pękaniu obejmującemu całą jednostkę, a w każdym razie na pewno zostały przecięte przez dyslokację Suchej Doliny.

Górna łuska kajprawa natomiast została, być może, porwana z odsłoniętych partii jednostki Suchego Wierchu przez nasuwającą się łuskę Czarnej Turni i poruszała się wspólnie z nią.

Nałożone na siebie wszystkie łuski w tej niezbyt dotąd szczegółowo zbadanej strefie sprawiały wrażenie pełnej zamkniętej synkliny. Proponuję zatem zachować poprzednią tradycyjną nazwę związaną z Czerwoną Przełęczą, ale używać jej nie dla nie istniejącej synkliny, ale właśnie dla całej opisanej strefy kontaktowej jednostki Suchego Wierchu

z wyższymi jednostkami reglowymi. Dla najwyższych, „synklijalnych“ ogniw monoklijalnych zespołów warstw, na które są nasunięte starsze utwory wyższych jednostek tektonicznych, Z. Kobański (1963a) proponuje stosować nazwę pseudosynkliny. Nazwa ta ma zastosowanie do tej części dawnej synkliny Czerwonej Przełęczy, która składa się z normalnych najwyższych ogniw stratygraficznych jednostki Suchego Wierchu, obejmujących kajper, retyk i lias. Tego rodzaju pseudosynklinę, poszerzoną o nasunięte na nią łuski kajpru, retyku i liasu, proponuję nazywać *strefą pseudosynklijalną Czerwonej Przełęczy*.

W. Goetel i S. Sokołowski (1930) przeprowadzili analizę przebiegu oddzielnych elementów synkliny Czerwonej Przełęczy. Do analizy tej można teraz wnieść pewne poprawki i uzupełnienia.

Na zachód od dyslokacji Bacugu, gdzie powstały wysunięte daleko ku północy drobne bloki ladyńsko-kajprze, brak jest nie tylko wyższych łusek (kajpru, retyku i liasu, lecz również normalnie leżących utworów retyku i liasu. Dopiero na wschód od tej dyslokacji pojawia się najpierw retyk z piaskowcami kwarcytowymi liasu, a później ciemno-brunatne łupki liasu serii normalnej. W pobliżu Doliny Strążyskiej pojawia się dolna łuska retycka z liasem w stropie. Budowa tej strefy między Doliną Strążyską a Czerwoną Przełęczą została przedstawiona szczegółowo powyżej.

Obserwowane rozszerzenie wychodni liasu wzdłuż żlebu opadającego z Czerwonej Przełęczy ku Hali Białego jest związane z pojawieniem się wśród łupków liasowych ławiczek piaskowcowych i grubych kwarcytów, na co już zwracali uwagę W. Goetel i S. Sokołowski (op. cit.). Związane jest to jednak nie tyle ze zmianą facji liasu, lecz raczej z pojawieniem się tu wyprasowanych gdzie indziej wyższych, fliszowatych części warstw gresteńskich.

Stwierdzenie komplikacji tektonicznych, sygnalizowanych w pracy wspomnianych autorów na zboczu wznoszącym się od Hali Białego na Przełęcz pod Igłą, jest dzisiaj utrudnione z powodu silnego zarośnięcia i pokrycia deluwiami. Pojawienie się tu wyprasowanej na przeciwnym zboczu Suchoj Doliny łuski retycko-liasowej tłumaczyli oni rozdwojeniem się jednego pasma retyku obserwowanego przez nich na tamtym zboczu. Dzisiaj fakt ten tłumaczy się pojawieniem się tu środkowej łuski. W podłożu nasunięcia łuski Krokwi retyk tej łuski jest rozerwany na powyginane płyty. Ten pas retyku oddzielony jest od dolomitów łuski Krokwi wąskim pasemkiem łupków liasu.

W. Goetel i S. Sokołowski wspominali o sprasowaniu południowego pasa retyku (dolnej łuski) i o jego wygnieceniu. W świetle nowych badań retyk ten kontynuuje się aż do poprzecznej dyslokacji Suchoj Doliny, wzdłuż której ulega przerzuceniu aż na dno Doliny Białego.

Wśród pasa liasu opadającego od Igły ku południowo-zachodniemu dopływowi Doliny Białego tkwi izolowany wielki blok dolomitów środko-

wotriasowych. W. Goetel i S. Sokołowski (op. cit.) nie byli pewni jego znaczenia tektonicznego. Być może, jest on pozostałością wielkiego zsuwu powierzchniowego, lecz raczej, można przypuszczać, że stanowi on wciśnięcie tektoniczne fragmentu łuski Krokwi w masy liasowe.

Nieco powyżej dna Doliny Białego na tym samym zboczach obserwuje się bezpośrednie zetknięcie normalnego pasa liasu, a być może i retyku z dolomitami łuski Krokwi, zrzuconych tu przez dyslokację Suchej Doliny. Znajduje się tam również przesunięty wespół z poprzednimi niewielki fragment retyku dolnej łuski.

Począwszy od tego miejsca aż po Przełęcz Białego na południowych zboczach Krokwi obserwuje się tylko normalną serię kajpru-retyku i liasu. W żlebie biegnącym u stóp tego zbocza z Przełęczy na Patyki widać kilka wyraźnych wygięć ławic dolomitowych kajpru. Od Przełęczy Białego aż do Kuźnic na wschodnich zboczach Krokwi nad Doliną Bystrej normalna seria kajpru, retyku i liasu jest silnie zdeformowana i wyprasowana, ale ponad nią pojawiają się wyraźnie zachowane w strzępach fragmenty retyku, kajpru, a nawet górnego ładynu (Guzik & Kosiński 1963).

Zakład Kartowania Geologicznego
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w grudniu 1964 r.

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1936. Subdivision des nappes subtatricque sur le versant nord de la Haut Tatra. — Zap. Nauč.-izsledovat. Objedín. pri Russk. Svobod. Univers. v Prage, sekc. D, jestestvovedeniye i matematičeskije nauki, t. 4, ser 9, no. 23. Praga.
- GOETEL W. 1916. Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr., Sér. A, sci. math., Cracovie.
- 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. — Ibidem.
- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego (La structure tectonique de la zone subtatricque aux environs de Zakopane). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 6. Kraków.
- GUZIK K. 1936. O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Chocz-Gebirge). — Ibidem, t. 12.
- 1961. Sporządzanie uproszczonych zdjęć fotograficznych stereoskopowych dla dokumentacji geologicznej (Preparation of the simplified stereoscopic photographs for the geological documentation). — Przegląd Geol., nr 2, Warszawa.
- 1963. Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w reglach zakopiańskich (Structure géologique des versants sud et ouest de la Mała Świnica dans la région subtatricque de Zakopane). — Acta Geol. Pol., vol. 13, nr 3/4, Warszawa.

- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subalpine de Zakopane). — *Ibidem*.
- IWIŃSKI J. E. 1932. Dolomity Tatr Polskich. Trias środkowy facji reglowej (Über die Dolomiten der Polnischen Tatra). — Wydawn. Tow. Przyr. im. St. Staszica w Łodzi, nr 21. Łódź.
- JACZYŃOWSKI S. & JACZYŃOWSKA W. 1963. Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w reglach zakopiańskich (La structure géologique des versants sud-est des Łysanki dans la zone subalpine de Zakopane). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 3/4. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — *Ibidem*, vol. 6, nr 1.
- 1958. Stratigraphic and paleogeographic position of the Triassic in the Bielskie Tatry Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. chim.*, vol. 6, no. 8. Warszawa.
- 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. 4 (In: From geological researches in the Tatras, v. 4). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139. Warszawa.
- 1959b. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, nr 2. Warszawa.
- 1963a. Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów (New elements in the structure of the Czerwone Wierchy massif). — *Ibidem*, vol. 13, nr 2.
- 1963b. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias subalpine de la région de Zakopane). — *Ibidem*, vol. 13, nr 3/4.
- 1965. Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską (La structure géologique de la zone subalpine entre la vallée de Mała Łąka et la vallée Kościeliska dans les Tatras Occidentales). — *Ibidem*, vol. 15, nr 3.
- KUŹNIAR C. 1913. Skąty osadowe tatrzańskie (Studium petrograficzne). — *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU*, ser. 3, t. 13, z. 3, dz. A. Kraków.
- LIMAINOWSKI M. 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. — *Kosmos*, t. 26. Lwów.
- 1903. Perm i trias lądowy w Tatrach. — *Pam. Pol. Tow. Tatr.*, t. 24.
- 1912. Tektonika Tatr. — *Encyklopedia Polska*, t. 1. Geografia fizyczna ziem polskich. PAU. Kraków.
- LUGEON M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Karpathes. — *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, vol. 39, p. 146. Lausanne.
- MATĚJKKA A. & ANDRUSOV D. 1930. Kritická poznámka o subalpiňských přikrovách ve Vysokých Tatrách. — *Věstn. Státn. Geol. Úst. ČSR*, roč. 6. Praha.
- MECHALIK A. 1958. Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10000. Ark. Czerwone Wierchy. Wydawn. Geol. Warszawa.
- PASSENDORFER E. 1951. Trias tatrzański. — *Reg. Geologia Polski*, t. 1 Karpaty, z. 1 Stratygrafia. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- RABOWSKI F. 1930. Rozważania nad budową pasma reglowego w Tatrach (Quelques réflexions sur la tectonique de la zone subalpine de la Tatra). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, t. 5, z. 3/4. Warszawa.
- 1954. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej w okolicy Uplazu Miętusiego i ich znaczenie (Les rapports structuraux entre les nappes subalpines de la Tatra sur le versant droit de la Vallée Kościeliska aux environs de l'Uplaz Miętusi et leur signification). W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu, t. 1 (In: Recherches géologiques exécutées dans la Tatra, Pienines et en Podhale, v. 1). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 86. Warszawa.

- 1959. Serie wierchow w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in Western Tatra). Opracował i przygotował do druku Z. Kotański pod redakcją S. Sokołowskiego. — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 27. Warszawa.
- RABOWSKI F. & GOETEL W. 1925. Budowa Tatr, Pasma reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. 3, z. 1/2. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zbczoy południowych (Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. 4. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1953. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). — Acta Geol. Pol., vol. 3, nr 1. Warszawa.
- UHLIG V. 1899. Geologie des Tatragebirges. II Th. Tektonik des Tatragebirges, mit geologischer Karte des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-Naturw. Cl., Bd. 68. Wien.
- 1911. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi. Nakład. Akad. Um. Wyd. Mitt. Geograph. Inst. Wiedeń.

A. IWANOW

**LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE L'UNITÉ DE SUCHY WIERCH
ENTRE LA VALLÉE DE BYSTRÁ ET LA VALLÉE DE MAŁA ŁAKA
DANS LES TATRAS**

(Résumé)

SOMMAIRE: Dans l'unité de Suchy Wierch, qui constitue la chaîne méridionale de la région subtatrique de Zakopane, on a subdivisé le Trias en complexes lithologiques, dont l'âge était déterminé sur la base de quelques données paléontologiques nouvelles. Cette stratigraphie nouvelle et le levé cartographique au 1:5.000 ont permis à établir en détail la tectonique de cette unité. L'unité de Suchy Wierch, qui forme une écaille de nappe de la série subtatrique inférieure, est fracturée en trois grands blocs par les dislocations transversales de direction SSW-NNE, qui n'affectent ni les unités haut-tatriques situées plus haut, ni les unités subtatriques situées plus bas. En outre de ces dislocations principales, l'unité de Suchy Wierch est coupée par les failles moins importantes, qui accusent le plus souvent la même direction. Dans la zone de Czerwona Przełęcz, au-dessus de la série normale on rencontre quelques petites écailles, constituées de dépôts du Keuper, du Rhétien et du Lias.

Le terrain décrit est situé dans la partie moyenne de la chaîne méridionale de la région subtatrique de Zakopane, au pied du Giewont. Il est constitué de dépôts de la série subtatrique inférieure, qui forment ici l'unité de Suchy Wierch. Les résultats des études géologiques détaillées furent présentés sur la carte géologique, effectuée au 1:5.000 (tabl. I).

STRATIGRAPHIE

En se basant sur les traits caractéristiques de roches, l'auteur présente un essai de la division des assises de la série subtatrique dans l'unité de Suchy Wierch en plusieurs termes lithologiques. Les fossiles trouvés dans ces assises aussi que les ressemblances de quelques termes aux termes analogues, discernés dans les autres endroits ont permis d'établir des complexes correspondants aux termes du schéma stratigraphique proposé par Z. Kotański (1963b).

Dans le terrain décrit il manque de dépôts du Seisien et — peut-être — de dépôts basaux du Campilien. L'auteur a attribué au Campilien inférieur les dépôts le mieux développés dans le ravin Banie (pl. III; fig. 1 A). Sa partie principale y comprends les dépôts carbonatés, surtout dolomitiques (1 et 8), avec un niveau caractéristique de roches vaseuses carbonatées, renfermant des lentilles des dolomies (2) et au-dessus d'eux — les quartzites grumeleux en plaquettes, avec le pyrite (3 et 5). Ces quartzites, développés par endroits comme un banc très épais, peuvent être considérés comme un résultat de la silification secondaire des sédiments autrefois gréseux, dolomitiques ou calcaires (4). Le profil dans la crête Upiaz Pasiaste (fig. 2) représente uniquement la partie supérieure du profil de Banie. Dans le ravin Warzęcha (tabl. I; pl. III, fig. 2) il manque de partie inférieure de ces dépôts et leur partie supérieure est fort réduite.

Le Campilien supérieur est développé comme les dolomies en bancs avec des intercalations de calcaires (couches à *Myophoria*) et comme les dolomies dites supramyophorieuses (Kotański 1956). Le complexe dolomitique du Trias moyen a été subdivisé en termes suivants (tabl. I): les dolomies granuleuses (*dz*), les dolomies compactes et cristallines en bancs (*an*) avec les intercalations de calcaires noirs à *Dadocrinus* (*w*) et de calcaires clairs à Crinoïdes (*wk*), les dolomies gris-vert en bancs (*ano*) — attribuées à l'Anisien; les dolomies bréchoïdes inférieures (*dbd*), dans lesquelles M. Z. Kotański a trouvé *Diplopora annulata*, *D. uniserialis* et *D. annulatissima*, les dolomies rocheuses (*ds*) et les dolomies bréchoïdes supérieures (*dbg*) — attribuées au Ladinien inférieur; enfin les dolomies noires en plaques (*dbc*), les dolomies claires en plaquettes avec les intercalations de schistes (*dpt*), les dolomies détritiques bitumineuses (*db*) et les dolomies claires en plaques — attribuées au Ladinien supérieur.

Dans le Keuper on a distingué les trois niveaux: un ensemble de schistes rouges avec des conglomérats calcaires (*kjd*) et des intercalations de dolomies (*d*), un ensemble gréseux (*kjs*) et un ensemble schisto-dolomitique (*kjg*). En outre on y rencontre aussi le Rhétien (Goetel 1917) sous faciès de calcaires zoogènes et de calcaires gréseux (*r*), aussi que le plus bas Lias (Hettangien-Sinémurien) représenté par un niveau de grès quartzites dans la base, par les schistes argileux gris-vert, par endroits avec des calcaires et plus haut — par les dépôts de type du Flysch (couches de Gresten): les grès avec des hiéroglyphes et les schistes (*Jg*).

TECTONIQUE

Les dépôts du Mésozoïque dans le terrain décrit constituent un fragment de l'unité de Suchy Wierch, très étendue dans les Tatras. Elle appartient à la nappe subtatratique inférieure (de Križna) et était regardée comme une digitation par W. Goetel et S. Sokołowski (1930). L'unité de Suchy Wierch est un écaille (ou une nappe partielle) monoclinale, redressée très à pic (les pendages de 60° à 80°, fig. 3), glissée du sud, de l'intumescence tatraque (Guzik & Kotański 1963). Les parties basales de la nappe ont été réduites par laminage pendant le charriage. D'après l'auteur, dans la base de l'unité de Suchy Wierch il y a uniquement une écaille renversée, constituée de dolomies. L'auteur propose pour cette unité le nom d'écaille de Banie, pris du ravin où elle est développée. Les parties basales de la nappe s'accordaient au relief du substratum, qui était déjà coupé par des crevasses et accusait plusieurs dents et dépressions. L'écaille de Banie a été déracinée du substratum (pl. III).

Déjà pendant le glissement, dans la masse de dolomies compactes se formaient des contraintes, causées soit par les forces pressantes soit par les forces de

gravité, qui poussaient la nappe en bas. En résultat ces masses subissaient un rabotage, conformément à la direction de l'action de forces. De cette manière se formaient plusieurs cassures, qui coupent à travers l'unité de Suchy Wierch en direction SSW-NNE. Le mouvement progressif a causé ensuite la division de la nappe le long de deux directions: celle de la dislocation de Bacug (*dB* — pl. IV) et celle de la dislocation de Sucha Dolina (*dSD* — pl. II, fig. 2) en trois grands blocs: le bloc de Bacug (*bB* — pl. IV; fig. 3 C), le bloc de Suchy Wierch (*bSW* — pl. III; fig. 3 B) et le bloc de Zameczki (*bZ* — pl. II; fig. 3 A). Ces blocs ont été déplacés l'un l'autre de 380 m. environ dans le premier cas et de 300 m. environ dans le second.

Encore pendant le glissement de l'unité de Suchy Wierch vers la dépression les masses supérieures du Jurassique et du Crétacé devaient se décoller de cette unité, alors les dépôts peu compacts du Rhétien et du Lias devaient se mettre à nus. Dans la phase suivante de mouvement les paquets individuels de ces dépôts s'écoulaient vers la dépression et formaient plusieurs petites écaïlles, qui se trouvent au sommet de la série normale de l'unité de Suchy Wierch. On y a distingué les trois écaïlles: 1) l'écaïlle inférieure constituée du Rhétien et du Lias, 2) l'écaïlle moyenne constituée du Keuper, du Rhétien et du Lias et 3) l'écaïlle supérieure comprenant le Lias. L'écaïlle supérieure a l'étendue pareille à l'unité subtatrique plus haute, c'est à dire à l'écaïlle de Czarna Turnia. Cette écaïlle supérieure est liée probablement au point de vue de la tectonique à l'écaïlle de Czarna Turnia et elle y est traînée par cette unité. Il est difficile de répondre, si les failles, qui coupent la série normale, coupent-elles aussi les écaïlles superposantes, mais on sait sans doute, que les dislocations générales coupent ces écaïlles.

La présence de quelques écaïlles, qui surmontent les termes les plus jeunes de l'unité de Suchy Wierch, a permis à prouver, que le synclinal dit de Czerwona Przełęcz n'existe ni comme un synclinal normal (Uhlig 1899) ni comme un synclinal renversé, représentant une charnière radicale des unités subtatriques plus hautes (Lugeon 1903, Limanowski 1912, Rabowski & Goetel 1925, Goetel & Sokołowski 1930). On n'y observe pas de même de plis à cascades, distingués par K. Guzik (1963). Conformément à la conception de la tectonique de la chaîne haut-tatrique émise par Z. Kotański (1963a) la série normale de l'unité de Suchy Wierch, comprenant le Keuper, le Rhétien et le Lias, on peut appeler le pseudosynclinal de Czerwona Przełęcz. Enfin pour cette série avec les écaïlles superposantes j'emploie le nom de la zone pseudosynclinale de Czerwona Przełęcz.

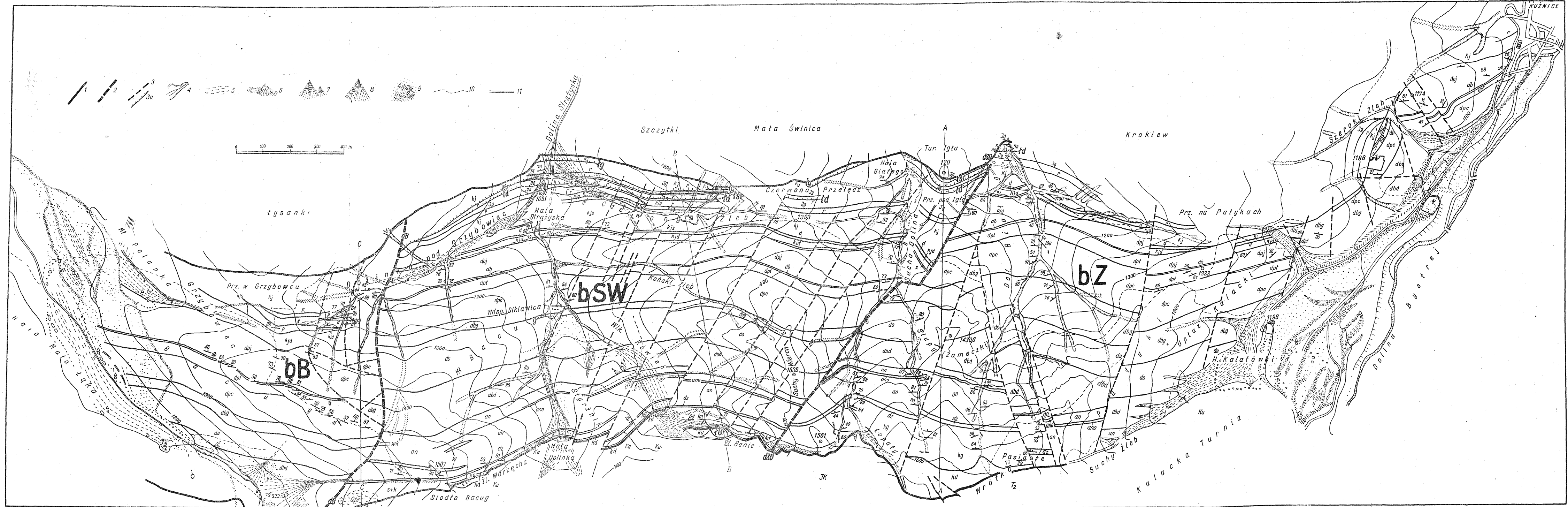
Laboratoire de Cartographie Géologique
de l'Université de Varsovie
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Varsovie, en décembre 1964

Mapa geologiczna regłowej jednostki Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki

Seria wierzchowa: T_2 trias środkowy, JK dogger, malm i neokom, Ku urgon, Ka alb; seria dolna: dolny trias: s+k seis i kampil, kd dolny kampil, kg górny kampil; anizyk: dz dolomity ziarenkowe, an ławicowe dolomity zlewne i krystaliczne (w czarne wapienie, wk jasne wapienie krynoidowe), ano ławicowe dolomity oliwkowe; dolny ladin: dbd dolne dolomity bryłowe (miejscami z diploporemi), ds dolomity skałkotwórcze, dbg górne dolomity bryłowe; górny ladin: dpc czarne dolomity płytowe, dpt jasne dolomity cienkopłytowe z wkładkami łupków, db bitumiczne dolomity detrytyczne, dpj jasne dolomity płytowe; kajper (kj): kjd zespół łupkowo-zlepieńcowy (z zlepieńce, d wkładka dolomitów), kjs zespół piaskowcowy, p wkładka piaskowców, l łupki, kfg zespół łupkowo-dolomitowy; r retyk, Jg warstwy gresteńskie (hettang-synemur). Główne dyslokacje poprzeczne i bloki: dB dyslokacja Bacugu, dSD dyslokacja Suchej Doliny, bB blok Bacugu, bSW blok Suchego Wierchu, bZ blok Zameczków, tB łuska Bań; łuski w strefie pseudosynklijinalnej Czerwonej Przełęczy: tD łuska dolna, tŚr łuska środkowa, tG łuska górna. Oznaczenia: 1 nasunięcie jednostki Suchego Wierchu na podłoże wierzchowe oraz wyższych jednostek regłowych na jednostkę Suchego Wierchu, 2 główne dyslokacje poprzeczne, 3 inne dyslokacje, 3a linie nasunięć łusek w strefie pseudosynklijinalnej Czerwonej Przełęczy, 4 podcięcia erozyjne i cieki, 5 brekcja martwicowa (Qbr), 6 piargi i usypiska, 7 stożki nasypowe, 8 stożki napływowe, 9 wały morenowe i rozrzucone głazy (w Dolinie Strążyckiej morena śnieżnikowa), 10 ścieżki, 11 drogi. A-A, B-B, C-C linie przekrojów (fig. 3)

Carte géologique de l'unité subtatrique de Suchy Wierch entre la vallée de Bystra et la vallée de Mała Łąka

Série haut-tatrique: T_2 Trias moyen, JK Dogger, Malm et Néocomien, Ku Urgonien, Ka Albien; série subtatrique inférieure: Trias inférieur: s+k Selsien et Campilien, kd Campilien inférieur, kg Campilien supérieur; Anisien: dz dolomies granuleuses, an dolomies en bancs, compactes et cristallines (w calcaires noirs, wk calcaires clairs à Crinoides), ano dolomies gris-vert en bancs; Ladinien inférieur: dbd dolomies bréchoïdes inférieures (par endroits avec des Diplopores), ds dolomies rocheuses, dbg dolomies bréchoïdes supérieures; Ladinien supérieur: dpc dolomies noires en plaques, dpt dolomies claires en plaquettes avec les intercalations de schistes, db dolomies détritiques bitumineuses, dpj dolomies claires en plaques; Keuper (kj): kjd ensemble schisto-conglomératique (z conglomérats, d intercalation de dolomies), kjs ensemble gréseux, p grès, l schistes, kfg ensemble schisto-dolomitique; r Rhétien, Jg couches de Gresten (Hettangien-Sinemurien). Dislocations principales transversales: dB dislocation de Bacug, dSD dislocation de Sucha Dolina; blocs: bB bloc de Bacug, bSW bloc de Suchy Wierch, bZ bloc de Zameczki, tB écaille de Bań; écailles dans la zone pseudosynclinal de Czerwona Przelecz: tD écaille inférieure, tŚr écaille moyenne, tG écaille supérieure. Symboles: 1 charriage de l'unité de Suchy Wierch sur le substratum haut-tatrique ainsi que charriage des unités subtatriques plus hautes sur l'unité de Suchy Wierch, 2 dislocations principales transversales, 3 autres dislocations, 3a lignes des charriages des écailles dans la zone pseudosynclinal de Czerwona Przelecz, 4 rebords d'érosion et courants, 5 brèche de tufs calcaires (Qbr), 6 éboulis, 7 cônes de déjection, 8 cônes d'alluvions, 9 remparts morainiques et blocs erratiques (moraine nivale dans la vallée Strążycka), 10 sentiers, 11 routes. A-A, B-B, C-C lignes des coupes géologiques (fig. 3)



OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—IV

DESCRIPTION DES PLANCHES I—IV

PL. I

Fig. 1

Grzbiet Patyków, Upiąż Kalacki i wschodnie zbocza Krokwi nad halą Kalatówki. Widok z wagonu kolejki linowej. Widoczne są wschodnie i północne partie bloku Zameczków, pociętego na mniejsze bloki przez liczne dyslokacje. W Suchym Żlebie w spągu tego bloku brak jest wyciśniętych utworów dolnego i górnego kampilu i częściowo anizyku. W kontakcie tektonicznym z dolomitami ladyńskimi (*dpj*, *dbg*) leży środkowe ogniwo kajpru

Crête de Patyki, crête Upiąż Kalacki et versants d'est de Krokiew au-dessus de l'alpage Kalatówki, vue du wagon de téléphérique. On y voit les parties d'est et du nord du bloc de Zameczki, coupé en blocs moindres par des dislocations nombreuses. Dans le ravin Suchy Żleb, dans la base de ce bloc il manque de dépôts du Campilien inférieur et supérieur et partiellement de l'Anisien. Dans le contact tectonique avec les dolomies du Ladinien (*dpj*, *dbg*) apparaît un terme moyen du Keuper

Fig. 2

Zachodnie zbocza grzbietu Patyków i górna część Doliny Białego. Widok z turni Igła. Widoczne są pochylone stromo ku północy warstwy bloku Zameczków, pocięte licznymi dyslokacjami

Versants d'ouest de la crête Patyki et la partie haute de la vallée de Biały. Vue du pic Igła. On y voit les couches du bloc de Zameczki, inclinées à pic vers le nord, coupées par des dislocations nombreuses

PL. III

Fig. 1

Wschodnie zbocza grzbietu Zameczków nad Doliną Białego. Widok z Wrótek ku zachodowi. Widoczne są pochylone stromo ku północy warstwy bloku Zameczków

Versant d'est de la crête de Zameczki au-dessus de la vallée de Biały. Vue de Wrótka vers l'ouest. On y voit les couches du bloc de Zameczki, inclinées à pic vers le nord

Fig. 2

Zachodnie zbocza Zameczków nad wschodnim odgałęzieniem Suchej Doliny. Widok z Małej Świnicy. Blok Zameczków (bZ), tworzący grzbiety Patyków i Zameczków oddzielony jest dyslokacją Suchej Doliny (*dSD*) od bloku Suchego Wierchu (bSW).

Versants d'ouest de Zameczki, au-dessus d'un affluent d'est de la vallée Sucha Dolina. Vue de Mała Świnica. Le bloc de Zameczki (bZ) constituant les crêtes de Patyki et de Zameczki est séparé par la dislocation de Sucha Dolina (*dSD*) du bloc de Suchy Wierch (bSW)

PL. III

Południowe zbocza Suchego Wierchu nad Wielką Równią. Widok ze Styrznika. Widoczne są utwory bloku Suchego Wierchu (bSW) pocięte licznymi uskokami. W żlebie Banie pod utworami dolnego kampakilu zaklinowana jest łuska Bań (tB).

Versants du sud de Suchy Wierch, au-dessus de Wielka Równia. Vue de Styrznik. On y voit les dépôts du bloc de Suchy Wierch (bSW), coupés par des failles nombreuses. Dans le ravin Banie l'écaille de Banie (tB) apparaît au-dessous de dépôts du Campilien inférieur

PL. IV

Fig. 1

Mały Bacug, zachodnie zbocza Doliny Strążyskiej i Dolinka pod Grzybowiec. Widok z Małej Świnicy. Widoczna dyslokacja Bacugu (dB) oddzielająca blok Suchego Wierchu (bSW) od bloku Bacugu (bB). W stropie utworów wchodzących w skład pseudosynkliny Czerwonej Przełęczy znajduje się dolna łuska zbudowana z retyku

Mały Bacug, versants d'ouest de la vallée Strążyska et vallon Dolinka pod Grzybowiec. Vue de Mała Świnica. On y voit la dislocation de Bacug (dB), qui separe le bloc de Suchy Wierch (bSW) du bloc de Bacug (bB). Au-dessus des dépôts appartenants au pseudosynclinal de Czerwona Przełęcz il y a l'écaille inférieure, constituée du Rhétien

Fig. 2

Grzbiet Bacugu nad Halą Mała Łąka. Widok ze Skoruśniaka. Widoczna jednostka Suchego Wierchu, rozcięta dyslokacją Bacugu (dB) na dwa bloki: blok Bacugu (bB) i blok Suchego Wierchu (bSW). W bloku Bacugu nie odsłaniają się utwory kampakilu i anizyku. W dolomitach dolnoanizyjskich bloku Suchego Wierchu obserwuje się wkładki czarnych wapieni (w) i jasnych wapieni krynoidowych (wk)

Crête de Bacug au-dessus de l'alpage Mała Łąka. Vue de Skoruśniak. On y voit l'unité de Suchy Wierch, coupée par la dislocation de Bacug (dB) en deux blocs: celui de Bacug (bB) et celui de Suchy Wierch (bSW). Dans le bloc de Bacug des dépôts du Campilien et de l'Anisien ne sont pas mis à nus. Dans les dolomies de l'Anisien inférieur dans le bloc de Suchy Wierch on observe les intercalations des calcaires noirs (w) et des calcaires clairs à Crinoïdes (wk)

Objaśnienia skrótów oznaczających wyróżnione ogniwa litostratygraficzne, użytych na wszystkich planszach, znajdują się na tablicy I

Explications des abréviations de termes lithologico-stratigraphiques pour toutes les planches se trouvent sur la table I

*Wszystkie fotografie zostały wykonane przez autora
Toutes les photographies furent exécutées par l'auteur*

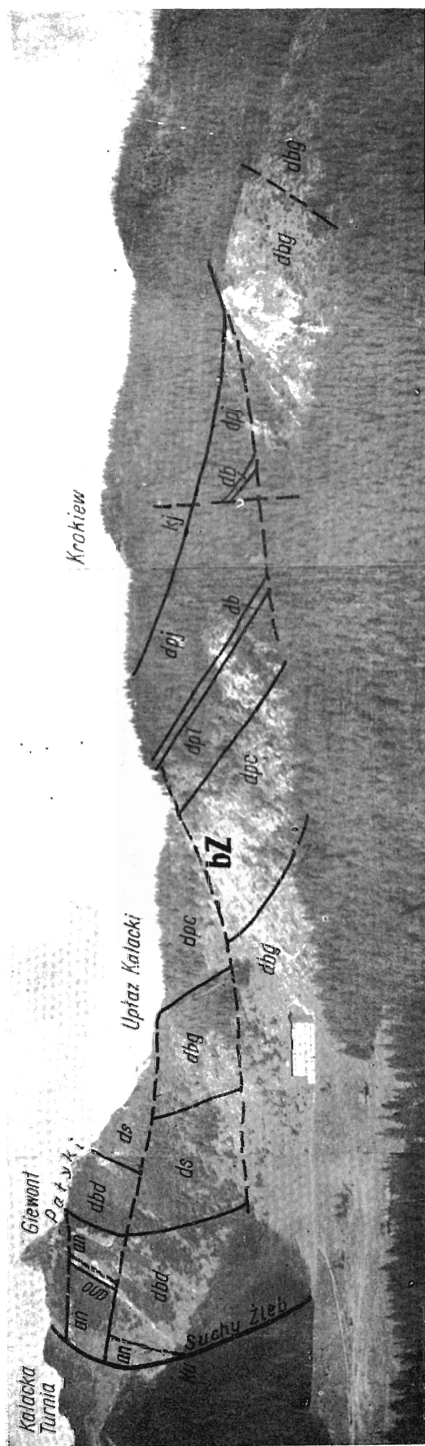


Fig. 1



Fig. 2

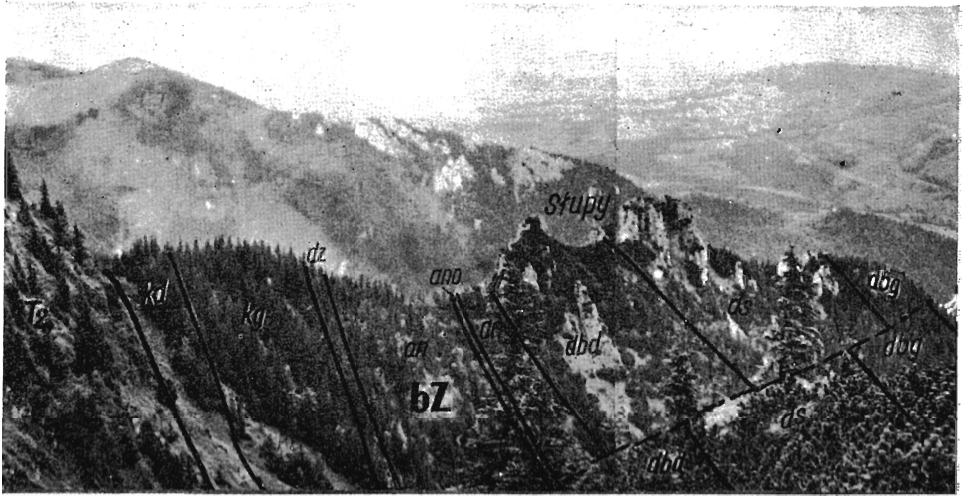


Fig. 1

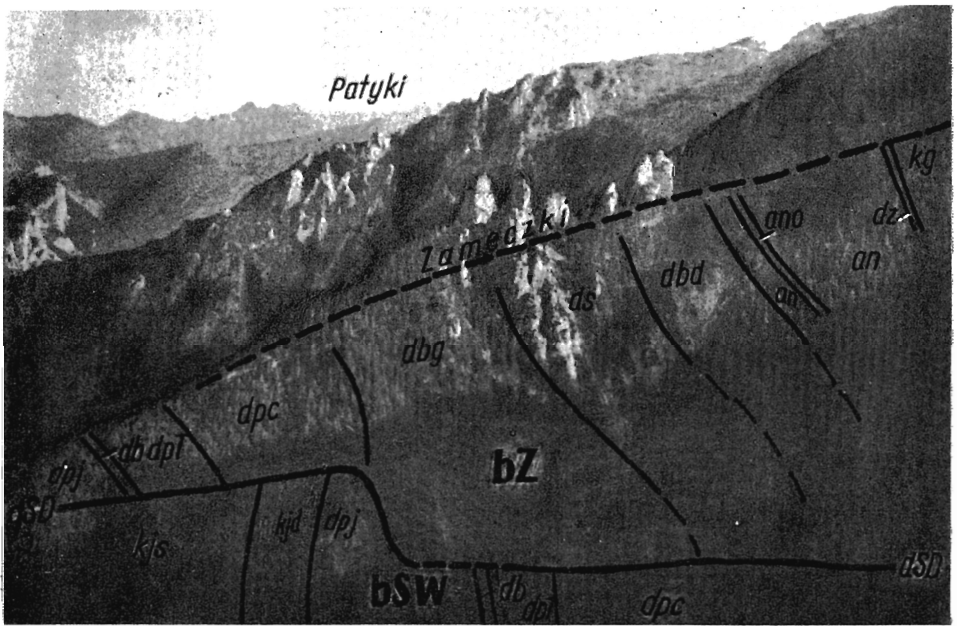
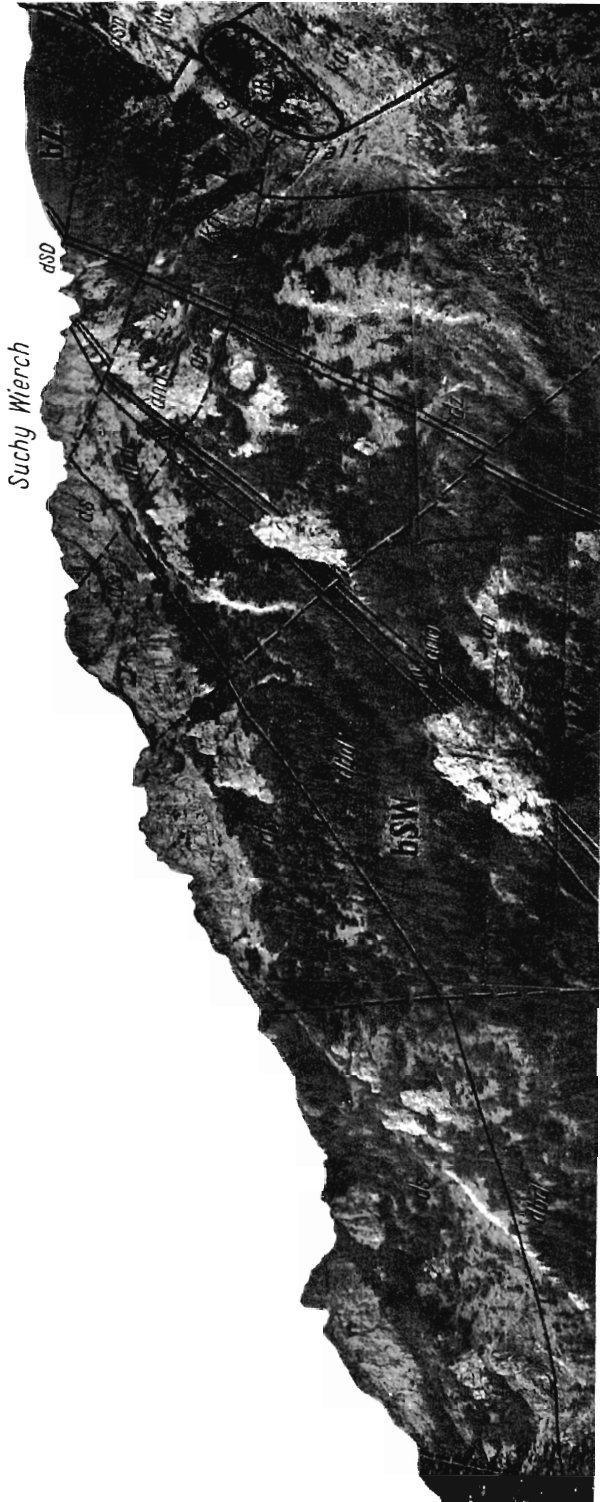


Fig. 2



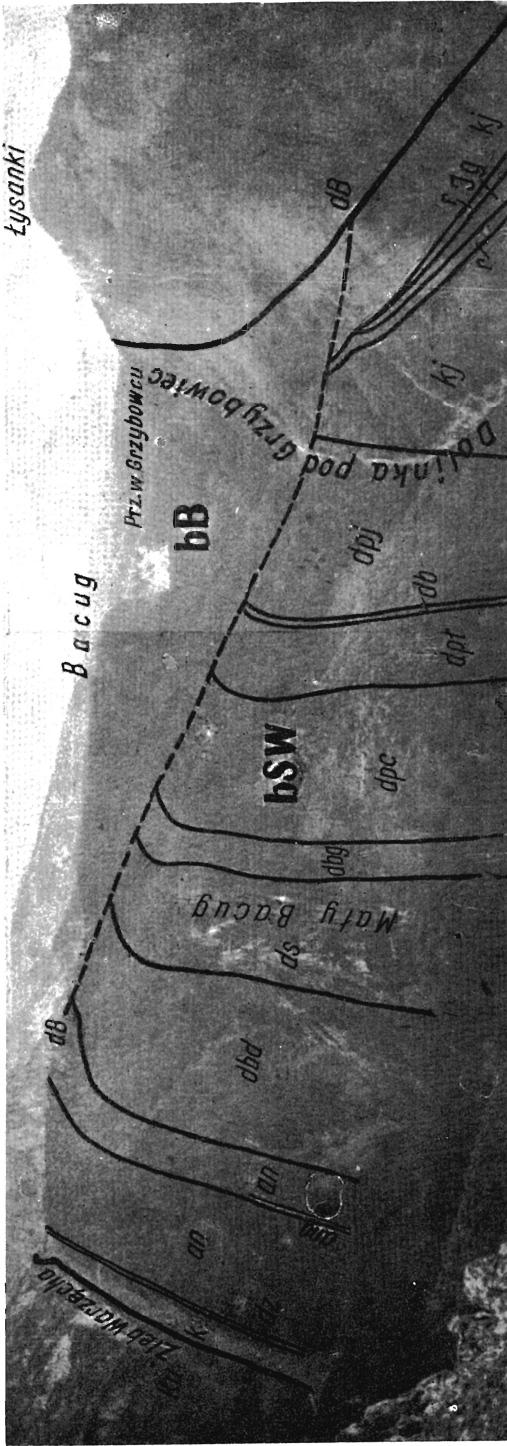


Fig. 1

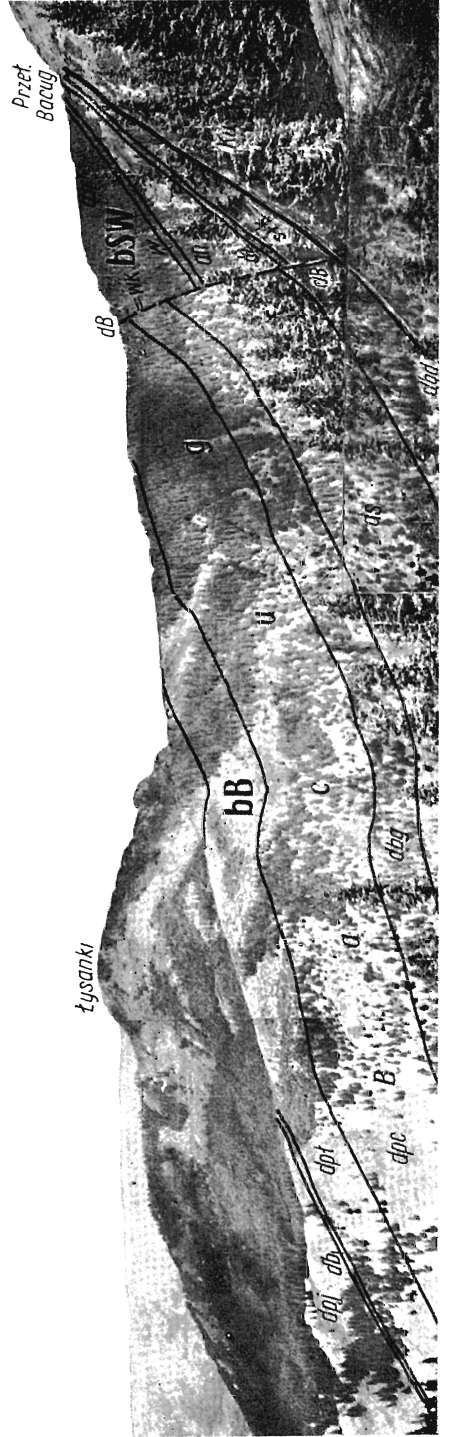


Fig. 2