

KAZIMIERZ GUZIK

Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w reglach zakopiańskich

STRESZCZENIE: Autor opisuje litostratygrafię i tektonikę serii reglowej dolnej na terenie Małej Świnicy w reglach zakopiańskich, opierając się na odkrytych przez niego nie znanych do tej pory w północnym pasmie reglowym utworach seisu i kampilu. Budowa tego terenu, której przewodnie rysy są omówione w pracy K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963), jest zdaniem autora dobrym przykładem tektoniki grawitacyjno-splywowej, w całości dającej się wytłumaczyć pod względem tektoniczno-mechanicznym dynamiczną teorią wytrzymałości M. Reinera (1958) i zróżnicowanym zachowaniem się reologicznym skał.

UWAGI OGÓLNE O NOWYCH BADANIACH W REGLACH ZAKOPIAŃSKICH

Treścią niniejszego opracowania są wstępne wyniki badań i kartowania masywu Małej Świnicy w reglach zakopiańskich. Wyniki te nawiązują bezpośrednio do prac K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963), S. Jaczynowskiego i W. Jaczynowskiej (1963), a także do prac magisterskich wykonanych pod moim kierunkiem, w pierwszym rzędzie przez J. Kwiatkowskiego (1960) i S. Dymitriadisa (1961).

Już w 1956 r., w czasie terenowej kontroli zdjęć geologicznych, wykonywanych przez inż. W. Jaczynowską do arkusza „Kominy Tylkowe“ Mapy Geologicznej Tatr Polskich, zauważyłem, że trias dolny i dolna część triasu środkowego, występujące na terenach reglowych między Doliną Kościeliską i Małej Łąki, a szczególnie w zlebie z Hali pod Upłazem Miętusim i na Sywarowem, są wykształcone bardzo podobnie do opracowanych przez Z. Kotańskiego wykształceń górnego seisu, dolnego a zwłaszcza górnego kampilu i anizyku wierchowego i reglowego (prace Z. Kotańskiego cytowane w pozycjach Z. Kotański 1963 i K. Guzik & Z. Kotański 1963). Podobną sytuację zauważyłem na terenach pracy magisterskiej S. Dymitriadisa (1961), wykonywanej w terenach reglowych w dolinie Jaworzynki i w Dolinie Olczyskiej. Zwróciłem wówczas uwagę mgr S. Dymitriadisowi na szczególnie piękne i jednoznaczne wykształcenie górnego kampilu w facji brekcji sedymentacyjnej nadmyophorio-

wej i warstw myophoriowych, odkrytych na buli przy ścieżce turystycznej na Przełęcz Między Kopami. Opierając się na tych sugestiach i na wskazówkach doc. Z. Kotańskiego, mgr S. Dymitriadis skartował odcinek dygitacji Suchego Wierchu, wydzielając tam, na ogół zgodnie z moimi obecnymi poglądami, ogniwa seisu i kampilu.

W 1958 r. w czasie kontroli pracy magisterskiej mgr J. Kwiatkowskiego zauważyłem, że na zboczach Małej Świnicy między Czerwoną Przełęczą a Szczytkami występuje gruba seria brekcji sedymentacyjnej, zupełnie podobna do górnokampilskiej brekcji spod Sywarowego i z innych miejsc zbudowanych z werfenu dygitacji Suchego Wierchu. Jeszcze jednak w latach 1960 i 1961, zasugerowany obowiązującymi poglądami o stosunku dygitacji Krokwi do synkliny Czerwonej Przełęczy (Goetel & Sokołowski 1930 — dyskusja poglądów in Guzik & Kotański 1963), a zwłaszcza, jak się później okazało, mylnymi danymi o budowie geologicznej regli na arkuszu Łysanki Mapy Geologicznej Tatr Polskich, przedstawionej na manuskrypcyjnym egzemplarzu tego arkusza przez A. Michalika (1958), przyjmowałem, że w górnym ładynie może istnieć lokalne wykształcenie brekcji sedymentacyjnej, podobnej do górnokampilskiej, lub też że w masywie Małej Świnicy dochodzi do kontaktu ze strefą synkliny Czerwonej Przełęczy jądro anizyjskie dygitacji Krokwi. Jądro to zawierałoby przewarstwienia brekcji sedymentacyjnej, związanej wówczas z anizykiem.

Znalezienie jednak przeze mnie w lecie 1962 r. w dniu Doliny Strążyskiej, na przestrzeni między mostkiem tuż powyżej Skały Jelinka i Halą Strążyską, zupełnie typowych warstw myophoriowych i tej samej brekcji sedymentacyjnej spod Małej Świnicy, a także warstw myophoriowych tuż nad kajprem w Czerwonej Przełęczy, przesądziło ostatecznie sprawę występowania w spągowych partiach dygitacji Krokwi i w synklinie d' (Goetel & Sokołowski 1930) co najmniej kampilu, a jak się wkrótce okazało i seisu, zupełnie niezależnych od kajprowo-retycko-gresteńskiej serii Czerwonej Przełęczy. Stało się wówczas jasne, że bezpośrednim zadaniem badawczym i kartograficzno-geologicznym, szczególnie dla arkusza Łysanki (a tym samym i dla pozostałych do druku arkuszy „reglowych“ Mapy Geologicznej Tatr Polskich), jest opracowanie zasad stratygraficznych wydzieleni w obrębie triasu dolnego i środkowego serii reglowej dolnej i reambulacja treści geologicznej tego arkusza.

Zaproszony przeze mnie do opracowania stratygrafii dolnego, a zwłaszcza środkowego triasu dygitacji Suchego Wierchu i dygitacji Krokwi doc. Z. Kotański, jak to było dla mnie oczywiste, dobrze przygotowany do realizacji tego zadania, dokonał wkrótce odkryć o doniosłym znaczeniu dla uporządkowania stratygrafii triasu środkowego, a w dalszej konsekwencji dla tektoniki i dla realizacji zadań kartograficznych w obrębie regli zakopiańskich.

Podział stratygraficzny triasu środkowego (Kotański 1963) i uporządkowanie litostratygraficzne triasu dolnego w reglach zakopiańskich kończy dotychczasowy etap badań i opracowań kartograficzno-geologicznych, którego trwałym pomnikiem w historii badań tatrzańskich pozostanie praca i mapa W. Goetla i S. Sokołowskiego.

Wydaje się również konieczne podkreślenie, że wszelkie dyskusje nad prawdziwością poglądów W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930) oraz W. Goetla i F. Rałbowski (1922), a szczególnie przypuszczenia M. Mahela i D. Andrusova (zob. dyskusja poglądów in Guzik & Kotański 1963), miały wartość czysto teoretycznych rozważań, możliwych do snucia w ramach obowiązujących teorii o tektogenezie tatrzańskich płaszczowin reglowych i w ramach dotychczasowego stanu wiedzy o stratygrafii środkowego triasu serii reglowej dolnej.

Badania geologiczne i prace kartograficzne, podjęte przeze mnie w 1963 r. w masywie Małej Świnicy, nie są jeszcze ukończone. W pracy niniejszej można było przedstawić w związku z tym tylko wstępnie najważniejsze wyniki dotychczasowych badań, które w istotny sposób zmieniają dotychczasowe poglądy na budowę tej części regli zakopiańskich. Wnioski ogólniejszej natury, jak również przewodnie rysy tektoniki omawianego terenu przedstawione są w pracy K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963).

LITOSTRATYGRAFIA JEDNOSTEK TEKTONICZNYCH W MASYWIE MAŁEJ ŚWINICY

W skład masywu Małej Świnicy wchodzi następujące jednostki tektoniczne: jednostka (płaszczowina cząstkowa) Małej Świnicy, łuska Czarnej Turni wraz z elementem synklinalnym Kapeluszy i łuska Krokwi (Guzik & Kotański 1963). Jednostki te składają się z poszczególnych ogniw górnego seisu, dolnego i górnego kampilu oraz z anizyku.

Wykształcenie i wzajemną pozycję przestrzenną górnego seisu, dolnego kampilu, warstw podmyophoriowych i myophoriowych, a także nadmyophoriowej brekcji sedymentacyjnej górnego kampilu najlepiej prześledzić można w żlebie spadającym spod Szczytków do Doliny Strążyńskiej (jest to pierwszy od góry prawoboczny żleb potoku Strążyńskiego, obok drugiego, który również spod Szczytków schodzi do doliny głównej (tabl. I).

Przekroje geologiczne (fig. 1-3, a zwłaszcza fig. 4-5) ilustrują pięknie tu wykształcone i dobrze czytelne strome fałdy kaskadowe, spłynięte grawitacyjnie ku północy, zbudowane z dolnego i górnego kampilu. Mimo daleko posuniętych komplikacji tektonicznych zachowały się dobrze czytelne związki między seriami kampilu i między górnym seisem a dolnym kampilem, w całości należącymi do łuski Czarnej Turni.

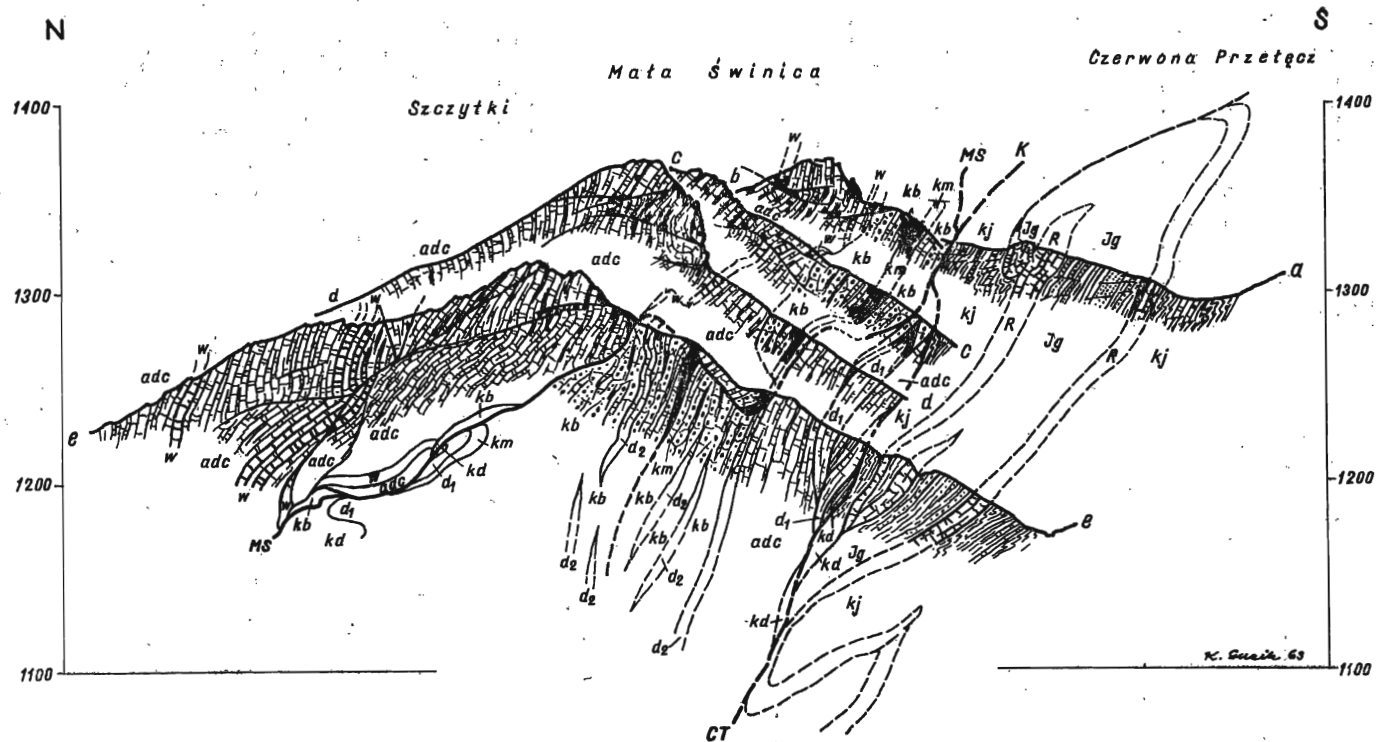


Fig. 1

Przekroje geologiczne (a-e) przez masyw Małej Świnicy
Objaśnienia jak do tabl. I

Coupes géologiques (a-e) à travers le massif de la Mała Świnica
Explications comme pour le tabl. I

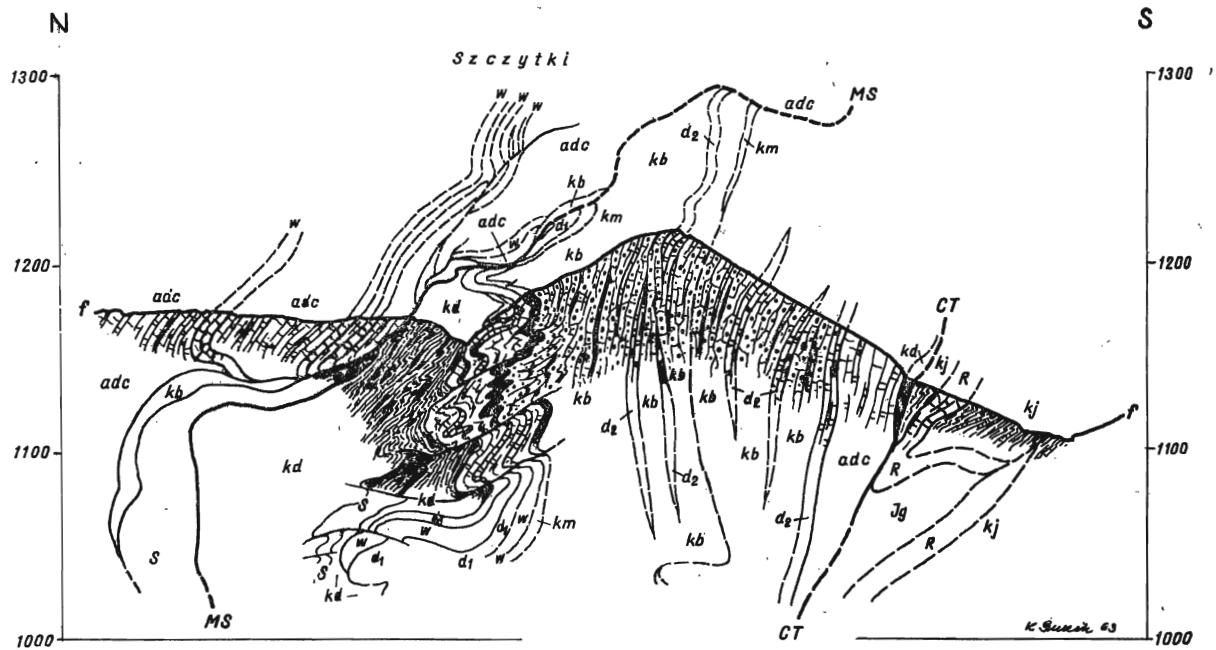


Fig. 2

Przekrój geologiczny (f) przez masyw Małej Świnicy
 Objasnienia jak do tabl. I

Coupe géologique (f) à travers le massif de la Mała Świnica
 Explications comme pour le tabl. I

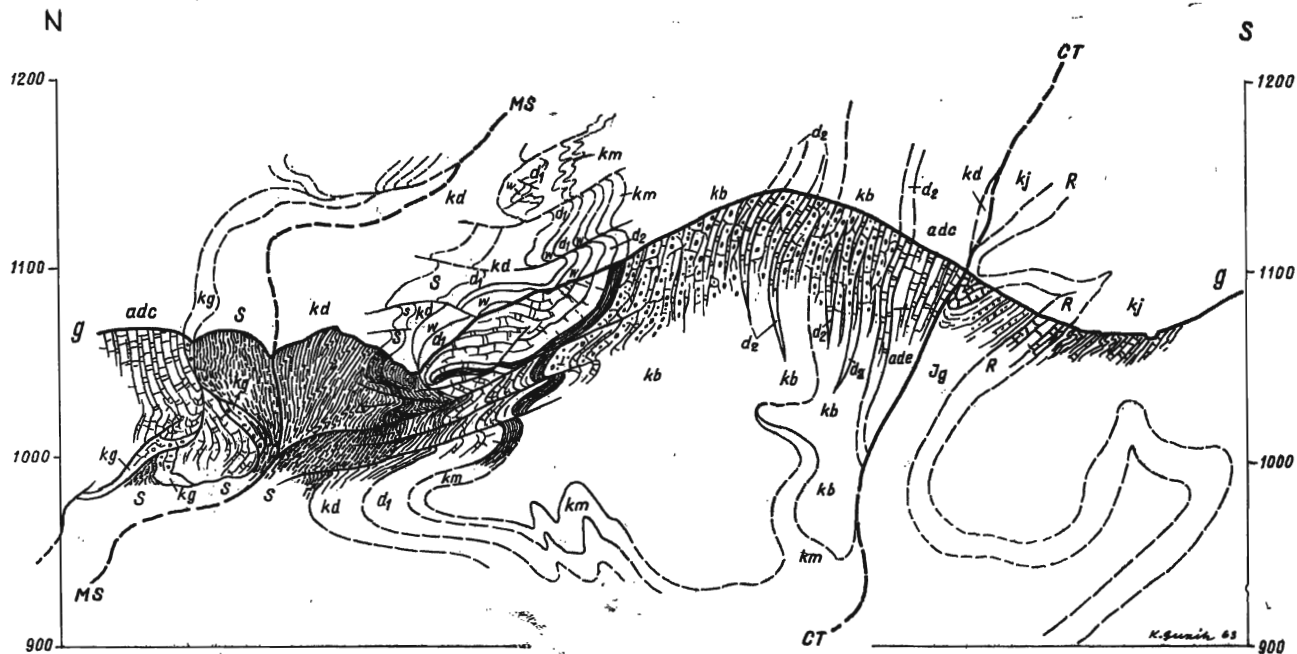


Fig. 3

Przekrój geologiczny (g) przez masyw Małej Świnicy
Objaśnienia jak do tabl. I

Coupe géologique (g) à travers le massif de la Mała Świnica
Explications comme pour le tabl. I

Górny seis

Utwory górnego seisu o miąższości około 30 metrów, składają się z czerwonych i zielonych łupków dolomitycznych, zawierających wąskie smugi łupków żółtawo-szarych. Te pstre łupki mogą być mylone z pstrymi łupkami kajpru, jeśli się nie zauważy, że są one przegradzane zupełnie nieznanymi w łupkach kajpru pstrymi (czerwonymi, zielonawo-niebieskimi i zielonawo-szarymi) zwiężłymi dolomitami. Dolomity te, grubokrystaliczne lub drobnokrystaliczne, niewarstwowane, tworzą cienkie (kilka do kilkunastu centymetrów) soczewki, lateralnie skupiające się w pakiety z przewagą dolomitów nad pstrymi łupkami, grubości do kilku decymetrów. Dolomity zawierają często domieszkę piasku kwarcowego i miejscami przechodzą wprost w skałę piaskowcowo-dolomitową.

W górnym seisie dość często trafiają się ławiczki piaskowców twarдых, zwykle gruboziarnistych, grubości do kilku centymetrów, barwy czerwonej, zielonej lub jasnoszarej, a także ławice gruboziarnistych miejscami mikowych piaskowców kwarcytowych barwy jasnoszarej, rzadziej czerwonej, grubości do kilku decymetrów. Miejscami, wysoko w profilu seisu górnego, tworzą one pakiet o miąższości do 4 metrów, zbudowany z piaskowców przegradzanych łupkami pstrymi. Pakiet ten zupełnie przypomina płytowe wykształcenia kwarcytów z Czerwonej Turni (Jaczynowski & Jaczynowska 1963).

W krystalicznych dolomitach seisu można miejscami zauważyć pojedyncze drobne kryształki pirytu autogenicznego, charakterystycznego jednak szczególnie dla tzw. warstw pirytowych dolnego kampilu.

Między górnym seisem i dolnym kampilem zaznacza się stopniowe przejście polegające na tym, że zanikają czerwone i zielone łupki, a pojawiają się stalowo-szare, krystaliczne dolomity dolnego kampilu.

Dolny kampil

Kampil dolny składa się przede wszystkim z nierównopłytowych, nieco gruzełkowatych dolomitów krystalicznych, stalowo-szarych i szaro-niebieskawych, rytmicznie przegradzanych cienkimi wkładkami łupków dolomitycznych tej samej barwy. Sporadycznie spotyka się tu pojedyncze ławiczki piaskowca kwarcowego o spoiwie dolomityczno-ilastym, nieco jaśniejszego od dolomitów. Charakterystyczne dla tego zespołu są licznie występujące drobne kryształki pirytu i dlatego proponuję dla niego nazwę warstwy pirytowe. Miąższość utworów dolnego kampilu wynosi 20-30 m. Utwory te stopniowo, w obrębie kilku metrów profilu, przechodzą w dolomity podmyophoriowe górnego kampilu.

Górny kampiil

Warstwy podmyophoriowe

Warstwy te składają się z dolomitów i wapieni grubopłytkowych lub cienkopłytkowych, o barwie u dołu szaro-zielonej lub stalowo-szarej, u góry coraz ciemniejszej, do czarnej w stropie. Struktura tych bardzo twardej skał jest zwykle skrytokrystaliczna, ale bywa i grubokrystaliczna (rzadko). Skała wówczas upodabnia się nieco do niektórych dolomitów dolnego anizyku. Charakterystyczna jest natomiast tekstura, zwłaszcza dolomitów. Są one drobnowarstwowane, przy czym takie warstwowanie, często zaburzone spływami podmorskimi, ujawnia się w czasie wietrzenia skały przybierającej wówczas charakterystyczny pomarańczowo-szary kolor. Opisane cechy dolomitów pozwalają na ich jednoznaczny identyfikację w brekcjach sedimentacyjnych wyższego kampilu. Ławice dolomitów i wapieni tego poziomu są przegradzane cienkimi wkładkami twardej łupków dolomitycznych, u dołu barwy stalowo-szarej, a u góry czarnej.

W przejściu do warstw myophoriowych zaobserwowałem (w obrębie fałdu kaskadowego na wysokości 1030-1040 m, por. fig. 4) około 1-metrowej grubości wkładkę czarnego wapienia dolomitycznego, zawie-

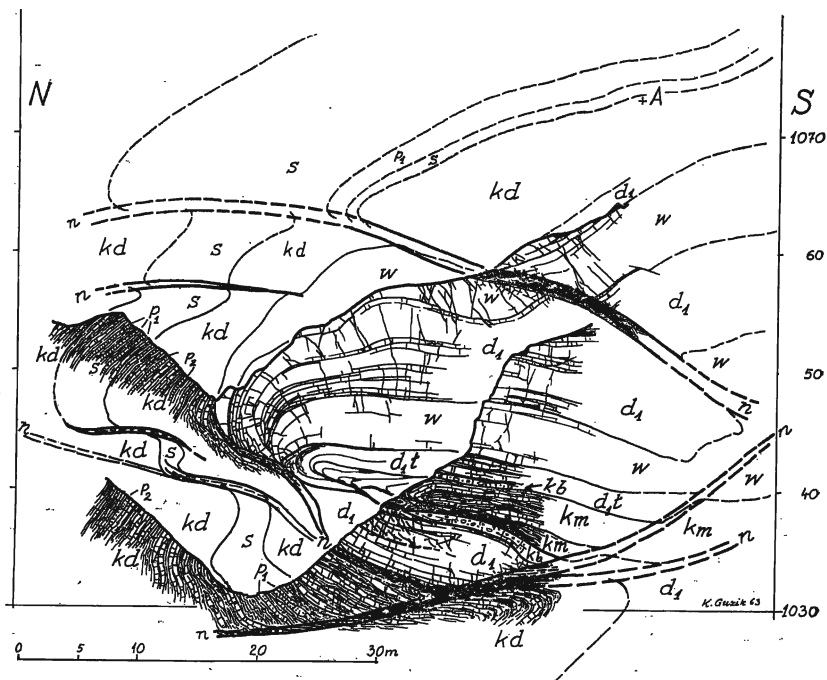


Fig. 4

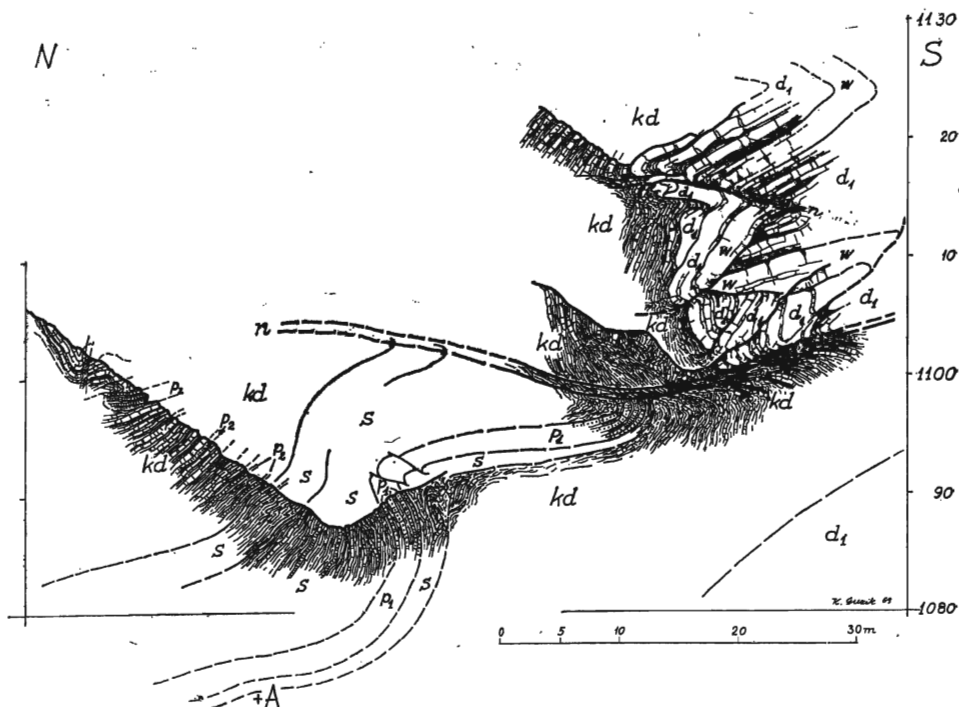


Fig. 4 i 5

Kulisowe przekroje geologiczne przez fałdy kaskadowe pod Szczytkami
s Seis: *p₁* wkładki piaskowców; *kd* dolny kampil (warstwy pirytowe), *p₂* wkładki piaskowców; górny kampil: *d₁* warstwy podmyophoriowe, *w* wapienie, *d_{1t}* czarne łupkowo-dolomitowe warstwy przejściowe, *km* warstwy myophoriowe; *n* strefy nasunięć

Coupes géologiques en coulisse à travers les plis à cascades au-dessous des Szczytki

s Seis: *p₁* intercalations de grès; *kd* Campillien inférieur (couches à pyrite), *p₂* intercalations de grès; Campillien supérieur: *d₁* couches sous-myophorieuses, dolomies, *w* calcaires, *d_{1t}* couches noires calcaires schisteuses et dolomitiques de transition, *km* couches à *Myophoria*; *n* zones de charriages

rającego dość liczne, słabo obtoczone fragmenty dolomitów podmyophoriowych, o średnicy 1-3 cm. Wkładka ta jest związana z czarnymi dolomitami płytowymi i z czarnymi łupkami dolomitycznymi grubości 1-2 metrów (tzw. warstwy przejściowe — fig. 4 *d_{1t}*). Warstwy podmyophoriowe mają miąższość od 15 do 35 metrów i przechodzą stopniowo w warstwy myophoriowe.

Warstwy myophoriowe

Warstwy myophoriowe, grubości od kilku do kilkunastu metrów, wykształcone są tu jako czarne wapienie płytowe, gruzłowate, zwykle drobnokrystaliczne, przegradzane czarnymi marglami wapnistymi i ta-

kimiż łupkami. Wapienie i margle są bitumiczne. Procesy rekryształizacji doprowadziły do przekryształowania kilku znalezionych tu nieoznaczalnych osródek myophorii. W stropowej części warstw myophoriowych obserwuje się tzw. brekcje osadowe przejściowe (*kb'* na fig. 7),

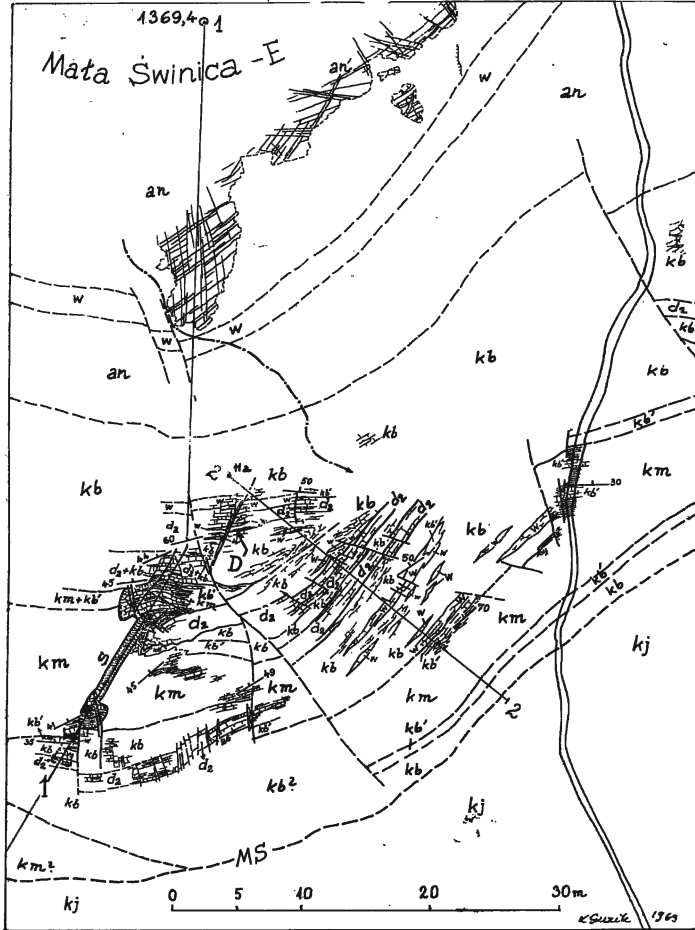


Fig. 6

Schematyczna mapka geologiczna górnego kampilu nad Czerwoną Przełęczą *kj* kajper Czerwonej Przełęcz; *an* anizyk; *km* warstwy myophoriowe górnego kampilu; *kb'* brekcje osadowe przejściowe; warstwy nadmyophoriowe górnego kampilu: *w* wapienie, *d₂* dolomity, *kb* brekcje osadowe; *D* trochity liliowców z rodzaju *Dadocrinus* sp.

Carte géologique schématique du Campilien supérieur au-dessus de la Czerwona Przełęcz

kj Keuper de la Czerwona Przełęcz; *an* Anisien, *km* couches à *Myophoria* du Campilien supérieur; *kb'* brèches sédimentaires de transition; couches supra-myophorieuses du Campilien supérieur: *w* calcaires, *d₂* dolomies, *kb* brèches sédimentaires; *D* fragments d'article de Crinoïdes du genre *Dadocrinus* sp.

zawierające drobne fragmenty dolomitów podmyophoriowych, tkwiące w czarnym wapieniu gruzłowatym. Miąższość tak wąsko pojętych warstw myophoriowych wynosi 4-6 m.

Warstwy nadmyophoriowe

Nad warstwami myophoriowymi spoczywa gruby zespół brekcji sedymentacyjnej osadowej, osiągający miąższość 50-70 m. W wapnistym szarym spoiwie tkwią bezładnie lub soczewkowato ułożone, mniej lub więcej obtoczone, fragmenty skał o średnicy od kilku milimetrów do kilku decymetrów. Tuż nad warstwami myophoriowymi otoczaki pochodzą niemal wyłącznie z dolomitów podmyophoriowych, wyżej zaś kolejno ze wszystkich skał starszych, do górnego seisu włącznie. W środkowej i górnej części tego zespołu obserwuje się też w otoczkach, wówczas bardzo słabo obtoczonych, przerobione „śródwarstwowo“ dolomity i wapienie, które występują w całym profilu górnokampilskich brekcji osadowych.

Dolomity, które tworzą w brekcji sedymentacyjnej częste ławice, grubości od kilku centymetrów do 2-4 metrów, są zawsze węglanowo-detrytyczne, często frakcjonalnie i przekątnie warstwowane. Piasek dolomitowy, z którego są zbudowane, uległ rekrytalizacji z dolomitycznym spoiwem, wietrzenie zawsze jednak ujawnia opisany charakter sedymentacyjny tych dolomitów. Wapienie czarne, które są pospolicie spotykane w brekcji górnokampilskiej, tworzą niewielkie soczewki o teksturze bezładnej (miąższość od kilku centymetrów do kilku decymetrów), utworzone z mułu wapiennego, również przerabianego przez falowanie, podobnie jak detrytyczny materiał, z którego składają się ławice dolomitowe. Miejscami wapienie te tworzą pakiety o miąższości kilku metrów i wówczas zachodzi wątpliwość, czy nie są one tektonicznym powtórzeniem warstw myophoriowych, do których są bardzo podobne.

Opisany profil stratygraficzny jest typowy dla łuski Czarnej Turni, w której występują także dolomity anizyku, tworzące w niej element synklinalny Kapeluszy (Jaczynowski & Jaczynowska 1963).

Stosunek brekcji sedymentacyjnej górnego kampilu do anizyku, czytelny jest dobrze w spągowych partiach jednostki Małej Świnicy, w zboczach Małej Świnicy nad Czerwoną Przełęczą (fig. 6 i 7). Warstwy myophoriowe i brekcje sedymentacyjne wykształcone są tam podobnie jak w łusce Czarnej Turni. Można jednak zaobserwować, że w górnej części brekcji sedymentacyjnej trafiają się coraz częściej ławice dolomitowe, podobne do cukrowatych dolomitów dolnego anizyku, przegradzane brekcjami osadowymi i wkładkami czarnych wapieni. W jednej z tych ostatnich widoczne są; znalezione przez doc. Z. Kotańskiego, trochity *Dadocrinus* sp.

Jak widać z tego, facja górnokampilskich brekcji osadowych sięga do anizyku dolnego w tych miejscach, gdzie w spągu anizyku nie została wykształcona brekcja podstawowa, w kilku miejscach stwierdzona jednak w spągu anizyku zarówno w jednostce Małej Świnicy, jak i w synklinie Kapeluszy (Kotański 1963, Jaczynowski & Jaczynowska 1963). Kontynuacja warunków powstawania utworów górnego kampilu do dolnego anizyku wyraża się tym, iż w spągowej części anizyku spotyka się dość często typowe brekcje śródwarstwowe.

Anizyk

Anizyk jednostki Małej Świnicy składa się z dwóch odmian dolomitów. Pierwsza z nich, powstała jako osad dolomitowo-klastyczny, wykształcona jest w formie grubych pakietów dolomitów płytowych poziomo lub przekątnie warstwowanych, monottonnych petrograficznie. Drugą odmianę, pochodzącą zapewne z mułu węglanowego, reprezentują gruboławicowe lub płytowe dolomity krystaliczne o warstwowaniu ziarenkowym, często zbrekcjowane tektonicznie, miejscami wapienste. Dolomity zawierają wkłady czarnych wapieni, dość często robaczkowych. Dość wysoko w profilu anizyku wapień te zawierają miejscami (w Szczytkach) licznie nagromadzone, wielkie elementy liliowcowe (*Encrinus* sp. ?) i drobną faunę małżów i ślimaków.

TEKTONIKA MASYWU MAŁEJ ŚWINICY

Zarys budowy masywu Małej Świnicy został przedstawiony w pracy K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963). Szczegółowe opracowanie tektoniki tej części regli zakopiańskich nastąpi po ukończeniu terenowych opracowań i szczegółowego, wykonywanego obecnie zdjęcia geologicznego w masywie Małej Świnicy i w masywie Łysanek (przez W. i S. Jaczynowskich).

Budowa strefy Mała Świnica — Łysanki jest niezmiernie interesująca, gdyż może ona stanowić przykład tektoniki grawitacyjno-spliwowej. Występujące na zachodnich zboczach Małej Świnicy fałdy grawitacyjno-kaskadowe są rozcinane przez młodą erozję, a zatem starsze od rzeźby. Współczesne pełznięcie reologiczne tych fałdów na stromych zboczach jest tu niewątpliwie procesem mechanicznie wtórnym, któremu nie towarzyszą zresztą żadne procesy osuwiskowe.

Fig. 7

Profile górnego kampilu nad Czerwoną Przełęczą
Objaśnienia jak do fig. 6

Coupes géologiques du Campilien supérieur au-dessus de la Czerwona Przełęcz
Explications comme pour la fig. 6

Starsze od rzeźby są niewątpliwie także powierzchnie i strefy tektoniki nieciągłej. Są one często mineralizowane węglanami, przy czym występuje tu piryt i pył hematytowy (?) — np. w strefie przesunięć poziomych pod szczytem Małej Świnicy.

Przewodnie rysy stylu tektonicznego, który w szczegółach nie jest dokładnie rozpoznany, przedstawiają przekroje (tabl. I oraz fig. 1-3). Styl ten można scharakteryzować następująco pod względem tektonicznym.

Serie łupkowe i margliste, zawierające pakiety skał „sztywnych“, o dużych modułach sprężystości E , utworzyły fałdowo-splywowe formy tektoniki ciągłej, poprzerywane powierzchniami uskoków i przesunięć o kierunkach zgodnych z kierunkami działania sił. Relaksacja energii sprężystej była powodowana w małym stopniu reologiczną przebudową tekstury i struktury łupków i margli, szczególnie wyraźną w skałach „sztywnych“, a przede wszystkim powstaniem mikrotektoniki nieciągłej i masowym tworzeniem się odkluców wzdłuż powierzchni uwarstwienia. Te ostatnie prowadziły do przesunięć poszczególnych pakietów łupkowo-marglistych, a także do ich lokalnych spiętrzeń.

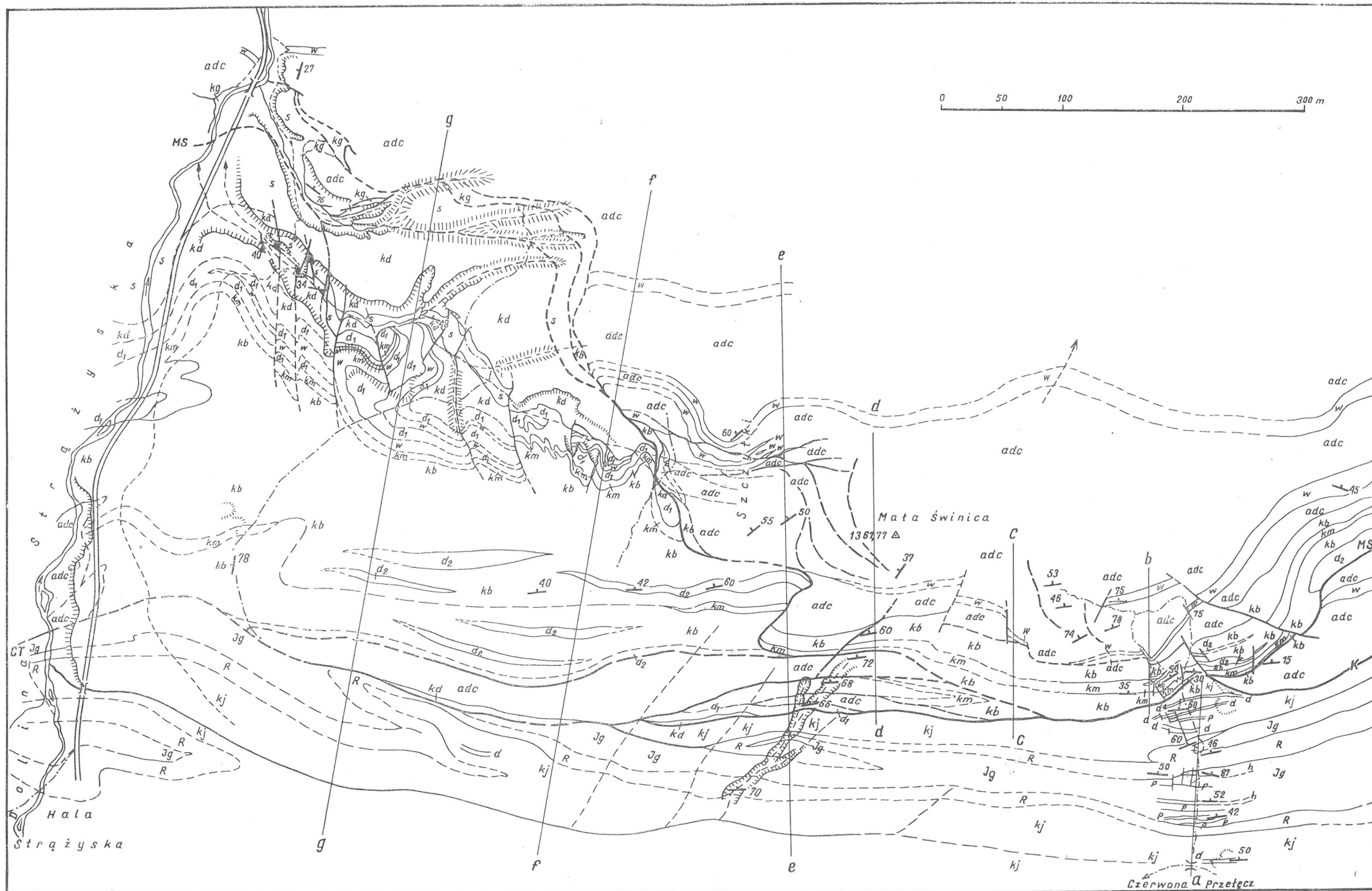
Zespoły dolomitowe i wapienne zachowały się sztywno, ale tylko w górnych, bliskich powierzchni subaeralnej częściach układu. Reologiczna relaksacja polegała tam na wytworzeniu przez energię sprężystą „szybkich“ ścinań kierunkowych (Reiner 1958), tworzących nachylone ogólnie ku północy, płaskie i rotujące powierzchnie lokalnych drobnych nasunięć. Już jednak na nieznacznym głębokościach, rzędu kilkuset metrów, jednak tylko tam, gdzie nie istniały warunki „hydrostatycznego“, równomiernego, izotropowego rozmieszczenia energii sprężystej (jak w modelu Hooke'a ciała sztywnego), skały sztywne deformowały się reologicznie w sposób plastyczny.

Jest rzeczą znamionną, że W. Goetel i S. Sokołowski (1930) poczynili szereg trafnych obserwacji o zachowaniu się mechanicznym serii „sztywnych“ i „plastycznych“ w reglach zakopiańskich oraz o drobnych, przede wszystkim nieciągłych deformacjach, wiążąc je zupełnie trafnie z mechanicznymi własnościami zespołów skalnych. Taka, nieschematyczna w ramach ówczesnie obowiązujących teorii tektogenicznych, charakterystyka mas dolomitowo-wapiennych wiąże cytowane dzieło z nowymi kierunkami pojmowania deformacji skał.

Relaksacja energii sprężystej spowodowana tu była przebudową struktury, a być może także tekstury skał, a zarazem i ścinaniami kierunkowymi, łącznie z ciągłymi przemieszczeniami mas skalnych, prowadzącymi do wykształcenia się fałdów splywowo-kaskadowych, jak np. pod Szczytkami.

Zwarte zespoły skał o strukturze gruboziarnistej i zlepieńcowatej (np. brekcje osadowe kampilu) rozpraszały energię sprężystą przede

Mapa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy
 Carte géologique des versants sud et ouest de la Mała Świnica



Jg dolny lias (hetang-synemur): p piaskowce, h łupki hematytowe; R retyk; kj kajper: d dolomity, p piaskowce; adc anizyk, w wapienie; kg górny kampil: d₁ warstwy podmyophoriowe, km warstwy myophoriowe, kb warstwy nadmyophoriowe, d₂ dolomity; kd dolny kampil (warstwy pirytowe); s górny seis; MS powierzchnia nasunięcia jednostki Małej Świnicy, K powierzchnia nasunięcia łuski Krokwi, CT powierzchnia nasunięcia łuski Czarnej Turni; a-g linie przekrojów geologicznych (fig. 1-3)

Jg Lias inférieur (Hétangien-Sinémurien): p grès, h schistes à hematite; R Rhétien; kj Keuper: d dolomies, p grès; adc Anisien w calcaires; kg Campilien supérieur: d₁ couches sous-myophorieuses, km couches à Myophoria, kb couches supra-myophorieuses, d₂ dolomies; kd Campilien inférieur (couches à pyrite); s Seis supérieur; MS surface du charriage de l'unité de la Mała Świnica, K surface du charriage de l'écaille de la Krokiew, CT surface du charriage de l'écaille de la Czarna Turnia; a-g lignes de coupes géologiques (fig. 1-3)

wszystkim na drodze przebudowy swojej tekstury, to znaczy wzajemnego ułożenia ziaren, składających się na teksturę skały.

Cały powstający wówczas gmach tektoniczny odpowiadał pod względem mechanicznym warunkom przewidzianym przez M. Reinera (1958), które spełniają skały naturalne, zachowujące się reologicznie. Podkreślić przy tym należy, że „układ mechaniczno-tektogeniczny“ Małej Świnicy wykazuje wyraźnie dwie przechodzące w siebie strefy — górną, bliską powierzchni subaeralnej, charakteryzującą się szybkimi ścinaniami kierunkowymi, i dolną, dla której typowe są plastyczno-ciągłe, trwałe deformacje zespołów skalnych i powstające stopniowo i być może znacznie wolniej ścięcia kierunkowe. W tej niższej strefie występowały również rotacje ściętych zespołów (por. K. Guzik in A. Grabowska-Hakenberg 1962). Cały ten układ znajdował się ponadto stale w warunkach dynamicznych istniejących w wielkich masach, grawitacyjnie przemieszczających się w kierunku strefy sukcji (Guzik & Kotański 1963). Jest on zatem typowym geologicznym przykładem słuszności dynamicznej teorii wytrzymałości Reinera i Freudenthala oraz Reinera i Weissenberga (in Reiner 1958). Już chociażby z tego powodu omawiany teren będzie obiektem dalszych szczegółowych badań nad tektogenezą pasma reglowego, co może się przyczynić do pogłębienia teorii tektogenicznych i ich głębszego mechanicznego uzasadnienia.

Podkreślić w końcu należy brak dowodów na decydujący wpływ młodszych ruchów pionowych (posteoceńskich) na pierwotne, orogeniczne zorientowanie względem składowej pionowej przestrzennych układów odniesienia opisanego tektoniczno-mechanicznego zespołu Małej Świnicy (por. Guzik & Kotański 1963).

*Zakład Kartowania Geologicznego
Uniwersytetu Warszawskiego*

*Pracownia Kartografii Geologicznej
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, w kwietniu 1963 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- DYMITRIADIS S. 1961. Zdjęcie geologiczne Kop Królowych w Tatrach. Praca magisterska. Archiwum Zakł. Kartowania Geol. UW. Warszawa.
- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego (Sur la tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VI. Kraków.
- GRABOWSKA-HAKENBERG H. 1962. Tektogeneza Alp Francuskich w świetle teorii splywów grawitacyjnych i próba zastosowania tej teorii w tektogenezie Karpat Centralnych (Tectogenesis of the French Alps in the light of the theory of gravity flowage and attempt at applying this theory in the tectogenesis of the Central Carpathians). — Kwartalnik Geol., t. 6, z. 4. Warszawa.

- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subtatrique de Zakopane). — Acta Geol. Pol., vol. XIII/3-4. Warszawa.
- 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 subtatrique de Zakopane). — Ibidem.
- KOTAŃSKI Z. 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias subtatrique de la région de Zakopane). — Ibidem.
- KWIATKOWSKI J. 1960. Budowa geologiczna okolic Doliny ku Dziurze i Doliny Małej Łąki w Tatrach. Praca magisterska. Archiwum Zakł. Kartowania Geol. UW. Warszawa.
- MECHALIK A. 1958. Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10000, arkusz Łysanki. Rękopis w archiwum Redakcji M.G.T.P. Inst. Geol. Warszawa.
- REINER M. 1958. Reologia teoretyczna. PWN. Warszawa (tłumaczenie: "Twelve lectures on theoretical rheology". Amsterdam 1949. N. H. Publ. Co., uzupełnione z: "Rhéologie théorique", Paris 1955, Dunod).

K. GUZIK

**STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES VERSANTS SUD ET OUEST
DE LA MAŁA ŚWINICA DANS LA RÉGION SUBTATRIQUE DE ZAKOPANE**

(Résumé)

Le massif de la Mała Świnica dans la zone subtatrique de Zakopane se caractérise par une structure géologique bien lisible (tabl. I). Cette structure, très compliquée, constitue la clé de la compréhension de la tectonique de la nappe subtatrique inférieure des environs de Zakopane. Le massif de la Mała Świnica et son entourage direct se compose de la partie monoclinale de la nappe partielle du Suchy Wierch, de la série plissée du Keuper-Rhétien-Lias inférieur de cette unité ainsi que des écailles de la Czarna Turnia et de la Krokiew chevauchées par la nappe partielle de la Mała Świnica (Guzik et Kotański 1963).

L'écaille de la Czarna Turnia et la nappe partielle de la Mała Świnica composant le massif de la Mała Świnica et ses versants sud et ouest ont été étudiées en détail. Le présent travail traite des résultats préliminaires de ces études qui seront poursuivies en vue de rassembler des matériaux détaillés pour la discussion sur la stratigraphie et la paléogéographie de la zone subtatrique inférieure ainsi que pour la discussion sur la tectogénèse des unités tectoniques de la nappe subtatrique inférieure dans les Tatras.

PROFIL STRATIGRAPHIQUE

L'écaille de la Czarna Turnia se compose dans le terrain étudié du Seis et du Campilien — dans sa partie anticlinale ainsi que de l'Anisien — dans l'élément synclinal des Kapelusze. L'unité de la Mała Świnica se compose du Seis, du Campilien et de l'Anisien.

Les profils stratigraphiques les plus lisibles et complets du Seis et du Campilien se trouvent dans l'écaille de la Czarna Turnia, dans la série renversée, composant les versants de la Mała Świnica (des Szczytki) du côté de la vallée Strażyska. Malgré les complications tectoniques prononcées on peut établir le profil stratigraphique suivant de l'écaille de la Czarna Turnia.

Le Seis supérieur et le Campilien inférieur

Le Seis supérieur est développé comme schistes rouges et verts, dolomitiques pour la plupart. Ces schistes passent en dolomies rouges et verts, en plaquettes, macrocristallines, contenant des grains de quartz. Elles passent latéralement et vers le haut en schistes dolomitiques bigarrés. Dans le Seis supérieur on trouve assez souvent des intercalations de grès quartzites, en plaquettes, à mica, blancs, gris et rouges. Par endroits ils forment des complexes de grès et schistes de 3-4 mètres d'épaisseur. Les sédiments du Seis passent progressivement en sédiments du Campilien inférieur. La puissance du Seis supérieur est de 30 m. environ.

Le Campilien inférieur est développé comme complexe très caractéristique de dolomies et schistes composé de dolomies alternées en plaquettes gris-vert et gris-acier micro — ou macrocristallines, séparées par des intercalations de schistes dolomitiques de la même couleur. Les schistes mêmes et surtout les dolomies contiennent beaucoup de grains détritiques de quartz. On observe aussi la présence d'intercalations isolées de grès dolomitiques — quartzeux, à teinte gris-acier clair, macrogrenues, en plaquettes. Cette série se caractérise par une grande contenance de pyrite autigène microcristallin. Le Campilien inférieur est probablement un sédiment sapropélien contenant beaucoup de matériel clastique quartzeux et dolomitique ainsi qu'argileux.

Le passage progressif de ces couches en Campilien supérieur consiste en cela que les intercalations de dolomies deviennent plus épaisses et le nombre des intercalations schisteuses se réduit à une quinzaine de pourcents. La puissance des couches du Campilien inférieur est de 20 m.

Campilien supérieur

Couches sous-myophorieuses. — Les dolomies dures en plaques et en grosses plaques, par endroits un peu siliceuses en sont le principal

élément lithologique. Elles se sont formées du sédiment chimique ainsi que du sédiment microclastique, carbonaté, finement laminé. Ce sédiment accuse souvent des structures de glissement sou-marin. Du point de vue sédimentaire ces dolomies sont l'effet des conditions de sédimentation — et ensuite aussi de la diagénèse — du Campilien inférieur, avec une diminution considérable de l'affluence du matériel terrigène plus macroclastique, sans matériel quartzeux.

A côté des dolomies on trouve dans ce niveau des calcaires en plaques et en grosses plaques gris-vert ou gris clair. Ces calcaires, et surtout les dolomies ne sont qu'exceptionnellement „granulaires”. Dans les couches sous-myophorieuses on rencontre des intercalations subalternes de schistes dolomitiques gris-bleu dans le bas et noirs dans les parties supérieures. La présence de schistes noirs, de calcaires gris foncé et de dolomies dans les parties du toit témoigne du passage progressif en couches à *Myophoria* du Campilien supérieur.

Les couches à Myophoria. — Elles se composent de calcaires noduleux marneux noirs, souvent macrocristallins avec intercalations de schistes noirs carbonatés, durs, finement laminés. On y trouve des moules indéterminables de Lamellibranches du genre *Myophoria* sp. (versants de la Mała Świnica au-dessus de la Czerwona Przełęcz). Dans la partie supérieure on trouve des brèches sédimentaires contenant de menus fragments de dolomies sous-myophorieuses plantées dans le calcaire noduleux noir. La puissance des couches à *Myophoria* sensu stricto est de 4-6 m.

Couches supra-myophorieuses. — Ce sont pour la plupart des brèches sédimentaires reposant directement sur la „série noire” à *Myophoria* soit sur la couche de la brèche sédimentaire mentionnée avec galets de dolomies sous-myophorieuses. Leur puissance est considérable (50-70 m.).

Elles se composent d'éléments différemment roulés provenant de tous les faciès du Campilien et dans les parties du toit, dans le passage à l'Anisien ou dans la brèche anisienne basale — de roches de Seis également. Le ciment de la brèche est toujours carbonaté, cristallin (d'ordinaire microcristallin) et contient du matériel carbonaté microcristallin; sa couleur varie du gris foncé au noirâtre.

Dans la brèche on trouve des dolomies détritiques, à structure microgrenue, à texture laminé et souvent diagonale. Elles forment des lentilles en plaques dont la puissance va de quelques centimètres à quelques mètres.

A côté de dolomies formant par endroits des complexes de „dolomies supra-myophorieuses” dans les parties inférieures de la brèche, on rencontre très souvent dans la brèche des bancs en lentilles de calcaires noduleux noirs, très souvent nettement microclastiques, à texture cependant désordonnée. Ces bancs sont en règle générale minces

(de quelques centimètres à quelques décimètres), par endroits ils forment cependant des complexes dont l'épaisseur atteint plusieurs mètres et alors la question se pose s'ils ne sont pas la répétition tectonique des couches à *Myophoria* auxquelles ils ressemblent beaucoup.

La brèche sédimentaire du Campilien supérieur passe progressivement en Anisien inférieur à savoir là où dans le mur de la masse compacte des dolomies de l'Anisien la brèche basale ne s'est pas déposée.

On peut observer un tel passage surtout dans le Campilien supérieur et dans l'Anisien le plus bas, dans la série de la Mała Świnica au-dessus de la Czerwona Przełęcz. Il consiste en cela que les dolomies formant les intercalations dans la brèche deviennent semblables aux dolomies „granulaires” de l'Anisien inférieur, leurs bancs sont plus épais et toujours plus fréquents dans le profil pour devenir enfin une seule roche.

Il est difficile de définir dans ce cas la limite stratigraphique entre le Campilien supérieur et l'Anisien. Étant donnée que Z. Kotański a trouvé dans le banc de calcaire dans la partie supérieure de la brèche sédimentaire des articles de Crinoïdes du genre *Dadocrinus* sp. il convient d'admettre qu'il existe une transition du faciès du Campilien en Anisien inférieur (fig. 6 et 7).

Dans la série de la Mała Świnica, dans le terrain étudié, le Seis et le Campilien sont fortement réduits tectoniquement. Dans le terrain des Lysanki (Jaczynowski et Jaczynowska — 1963) les deux niveaux sont mieux conservés. Les couches sous-myophorieuses y sont développées comme dolomies. Dans la série de la Mała Świnica les brèches sédimentaires du Campilien supérieur atteignent la puissance maximale de 30 m. (versants sud de la Mała Świnica).

L' Anisien

L'Anisien de l'élément synclinal des Kapelusze est développé principalement comme dolomie en grosses plaques grise et dolomie „granulaire” gris foncé.

L'Anisien de la Mała Świnica se compose de dolomies à différents faciès. Les dolomies en plaques et en grosses plaques constituées de matériel dolomitique „granulaire” microclastique, fortement cristallisé prédominent. Le caractère clastique du sédiment est marqué dans la lamination horizontale et diagonale, bien visible. Les bandes pas trop épaisses de la brèche intraformationnelle sont souvent liées à ce faciès. Cette variation stratifiée de dolomies forme des bancs épais de dizaines de mètres parmi les dolomies, d'ordinaires brèchoïdes, non stratifiées, macrocristallines, parfois carbonatés. Les deux variétés de dolomies et surtout les dolomies brèchoïdes, non stratifiées, forment d'épaisses brèches tectoniques cimentées par un ciment dolomitique microcristallin.

Dans l'Anisien on trouve de rares intercalations de calcaires en plaquettes (dans le mur de l'Anisien) et d'épais bancs de calcaires dans les parties supérieures du profil. La couleur de ces calcaires va, en règle générale, du brun foncé au noir; ils sont parfois vermiculaires. Dans les parties supérieures de l'Anisien au-dessous des Szczytki on trouve parmi les calcaires des débris indéterminables de Lamellibranches et de Gastéropodes ainsi que des articles de grands Crinoïdes.

REMARQUES TECTONIQUES

Les principales données de la tectonique du terrain en question ont été citées dans le travail de K. Guzik et de Z. Kotański (1963). En entrant dans les détails (tabl. I et fig. 1-3) il convient d'attirer l'attention sur le fait qu'à côté de la tectonique de l'écoulement par gravité, caractéristique surtout pour la série du Keuper-Rhétien-Lias de la nappe partielle du Suchy Wierch et pour l'écaille de la Czarna Turnia (plis à cascades du Seis-Campilien sur les versants au-dessous des Szczytki — fig. 4 et 5) on a ici souvent à faire aussi à la tectonique discontinue comme zone de charriages horizontaux et penchés et de déplacements verticaux (ou disposés verticalement) en failles. Leur orientation spatiale est digne d'attention; elle correspond en effet à l'orientation de l'action des forces pendant l'écoulement par gravité. Il est également digne d'attention que dans les parties inférieures du massif se trouvant près des vallées ils accompagnent les formes de la tectonique continue. Par contre dans la partie supérieure du massif les dolomies accusent la présence des seules perturbations discontinues (charriages et failles).

Il convient également de souligner que les zones des failles et charriages sont souvent minéralisées par le calcite, la dolomie et dans certains endroits aussi par le silice. Dans la brèche tectonique de telles zones, le ciment accuse également la présence du pyrite bien cristallisé, une coloration par la poussière d'hématite et la minéralisation sidéritique (?) et enfin une faible minéralisation du manganèse.

Les problèmes de la tectonique et de la tectogénèse détaillées de cette partie de la zone subalpine de Zakopane seront l'objet d'études ultérieures. On peut cependant constater dès maintenant que beaucoup de faits observés peuvent être expliqués à la lumière de la théorie moderne de rhéologie (Reiner 1958).