

BRONISŁAW HALICKI

O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach

TREŚĆ: Opis terenu — Zagadnienie budowy północnego brzegu Tatr w świetle analizy strukturalnej Czerwonej Przełęczy — Wnioski — Literatura cytowana

OPIS TERENU

Brak nowszej mapy geologicznej sprawił, że pochodzące sprzed kilkunastu lat zdjęcie Uhliga stanowiło i dziś jeszcze, niestety, stanowi jedyny podstawowy materiał kartograficzny dla geologa interesującego się zagadnieniami budowy masywu tatrzańskiego. Z tym związany jest zapewne brak zainteresowań badaczy dla obszaru dorzeczy Suchej Wody — Pańszczycy, gdzie według tej mapy mają występować jedynie utwory morenowe lodowców plejstocenijskich.

Podczas kilku wycieczek, jakie odbyłem w latach powojennych na zalesionym terenie wspomnianych dolin, wyszło na jaw, że obszar ten nie jest pozbawiony całkowicie odsłonięć skał starszych, gładzowiska zaś morenowe stanowią w wielu miejscach cienką jedynie, powierzchniową powłokę (por. fig. 1).

Od zachodu teren, o którym mowa, graniczy z terenem objętym przez nowoczesne zdjęcie geologiczne Goetla i Sokołowskiego (4)*. Wschodnią granicę swego zdjęcia oparli ci autorzy o zwarty pas czwartorzędowy przedstawiony na mapie Uhliga. Jak się okazało, już w tym pasie granicznym dadzą się wprowadzić uzupełnienia w zakresie wychodni skał reglowych.

Jeszcze w obrębie terenu skartowanego przez Goetla i Sokołowskiego natknąłem się na spory klin retu, kontaktujący od zachodu z liasem, od wschodu zaś z rozwleczonym materiałem morenowym, spływającym do doliny Olczyjskiej z przyległego działu wód Suchej Wody. Klin ten uwydatnia się dość wyraźnie w morfologii terenu, tworzy bowiem grzędę z rzucającą się w oczy turniczka, która wznosi się w odległości kilkunastu

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

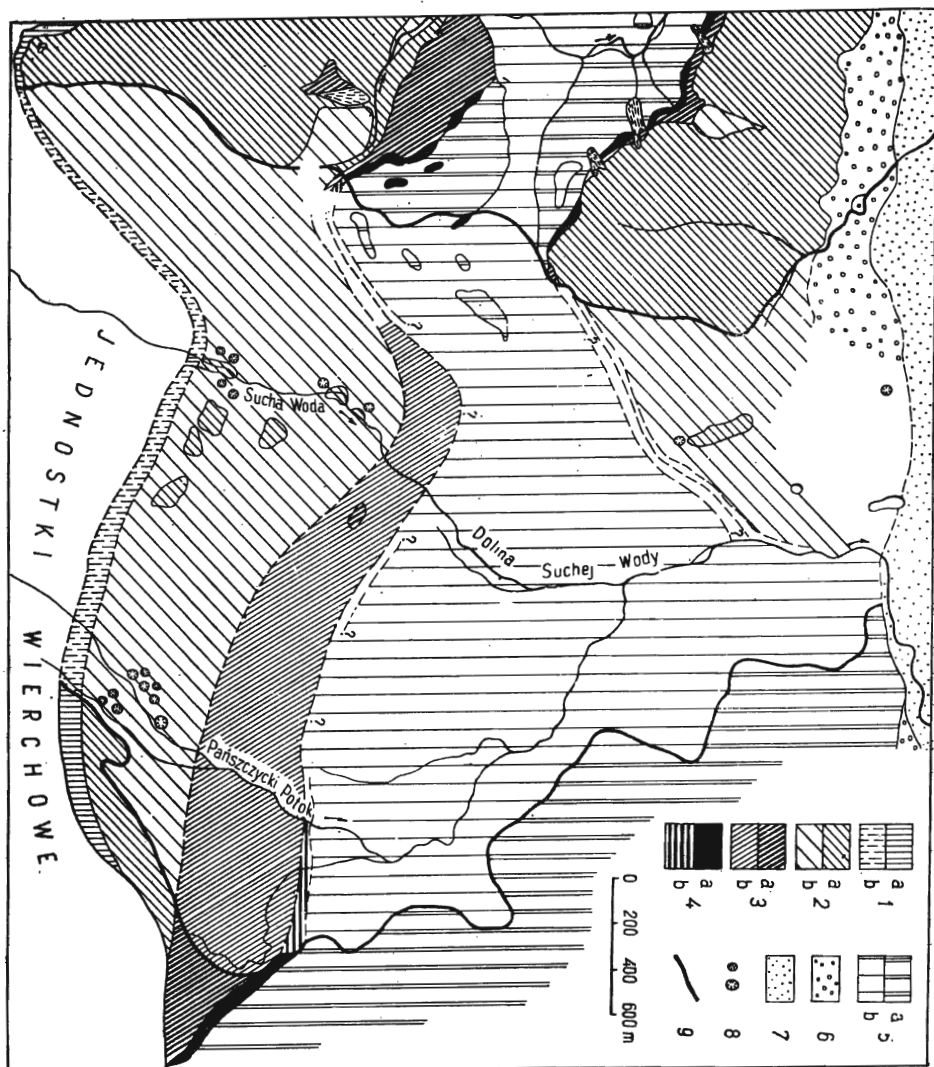


Fig. 1

Przebieg jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody — Pańszczyca
 1 wersen, 2 trias środkowy, 3 kajper, 4 retyk, 5 lias dolny, 6 eocen: zlepienie i wapienie numulitowe, 7 eocen: flisz podhalański, 8 leje krasowe, 9 granica wschodnia zdjęcia Goetla i Sokołowskiego, granica zachodnia odsłoniętego reglowego podłoża według mapy Uhliga (częściowo poprawiona); a skały odsłonięte, b skały pod powłoką czwartorzędową

sięciu m na W od drogi jezdnej, wiodącej z hali Olczyńskiej (od wywierzyńska) na halę Skupniową (w pobliżu punktu, w którym droga rozpoczyna trawersowanie blokowiska granitowego; na mapach tej drogi brak). Ret wykształcony jest w postaci typowych sinawo-szarych wapieni z dość obfi-

tą fauną (m.i. *Terebratula gregaria*) oraz czarnych łupków tworzących wkładki wśród ławic wapiennych. Wspomniany klin retu stanowi jeszcze jedną ilustrację wtórnych zafałdowań, występujących w obrębie synklinalnych mas liasu w dolinie Olczyskiej.

Wysoki dział wód między dolinami Olczyską a Suchą Wodą, uważany dotychczas za potężną lewobrzeżną morenę Suchej Wody, bynajmniej nią nie jest. Na sporym odcinku zachodniego zbocza grzbietu wododzielnego widać w wykrotach łupki dolno-liasowe, które uchodziły uwadze geologów, zapewne dzięki gęstemu zalesieniu terenu. W szczególności odsłaniają się one zaraz poniżej warstwicy 1 300 przy drodze, która prowadzi od punktu 1 352¹ na grzbiecie wododzielnym ku Hali Skupniowej. Z tych samych łupków składa się spory garb, tworzący południowe zbocze siodła, przez które odbyła się druga transfluencja lodowca Suchej Wody do doliny Olczyskiej (pierwsza dokonała się, jak wiadomo, przez Halę Królową Niżnią). Liczne dalsze drobne odsłonięcia liasu na bardziej stromych zboczach w obrębie samego blokowiska transfluencyjnego świadczą o małej miąższości materiału granitowego w górnych partiach głazowego jezora. W tych okolicznościach można stwierdzić, że dział wód między dolinami Olczyską a Suchą Wodą jest działem preglacjalnym i bynajmniej nie powstał dopiero w plejstocenie wskutek usypania lewobrzeżnej moreny amfiteatru Toporowych Stawów, jak sądził Gadomski (3).

Kilkaset metrów na pn.-wschód od Hali Skupniowej wynurza się spod materiałów akumulacji lodowcowej spory grzbiecik, zbudowany z wapieni i dolomitów środkowego triasu, które wypada zaliczyć do dygitalacji Krokwi. Ciągnie się on na przestrzeni około 400 m wzdłuż drogi leśnej prowadzącej z leśniczówki Brzeziny na Kotlinowy Wierch i Halę Skupniową, u stóp lewej zewnętrznej moreny Toporowych Stawów (po jej stronie zachodniej).

Pierwsze odsłonięcie jasnoszarego brekcyjowego dolomitu występuje tuż powyżej przecięcia się tej drogi ze szlakiem turystycznym, prowadzącym do Morskiego Oka przez Waksmundzką Polanę. Około 200 m powyżej tego punktu odsłaniają się ciemniejsze szare wapienie o gładkiej powierzchni. Druga droga leśna, równoległa do poprzedniej, prowadząca po zachodniej stronie triasowego grzbieciku, zasypana jest na sporym odcinku wapienno-dolomitowym piargiem, a w kilku miejscach odsłania skałę in situ. Południowe zakończenie grzbieciku tworzą ostre skałki, które stanowią równocześnie jego kulminację. Morena boczna Toporowych Stawów jest w tym punkcie o 10-15 m niższa niż skałki i jest wyraźnie do nich przyparta. Najprawdopodobniej mamy tu do czynienia z dalszym cią-

¹ Wszystkie cytowane koty podaje według mapy fotogrametrycznej Tatr w skali 1 : 20 000.

giem grzbietu wododzielnego, ciągnącego się bez przerw od Karczmiska. Powyżej skałek, w ich przedłużeniu ku S, bezpośrednich odsłoneń skał podłoża nie napotkałem. Na ich obecność pod niegrubą powłoką morenową wskazują jednak typowy lej krasowy sporych rozmiarów, położony w odległości kilkudziesięciu m od skałek.

W pobliżu opisanego grzbieciku środkowo-triasowego Uhlig znaczą na swej mapie drobną plamkę „wapienia i zlepieńca numulitowego“ (21). Nie potrafiłem ustalić, czy to jest pomyłka Uhliga, czy też napotkał on niedaleko tego miejsca inne odsłonecie, w którym miał istotnie eocen. O możliwości występowania wapieni eoceńskich w odległości około 600 m na N od pierwszych odsłoneń triasu świadczy inny lej krasowy, znajdujący się tuż przy skrzyżowaniu dróg: poprzednio wspomnianej z Brzezin i drogi jezdnej Toporowa Cyrla — Toporowy Staw Niżni. Jak wiadomo, eocen na E od doliny Olczyskiej obfituje w zjawiska krasowe, natomiast tak daleki zasięg ku N wapieni i dolomitów środkowego triasu bez eoceńskiego przykrycia wydaje się mniej prawdopodobny.

Nie mniejsza liczba odsłoneń występuje na wschodnim zboczu doliny Suchej Wody i w dnie jej potoku.

Czerwone łupki werfenu, odsłaniające się w pobliżu turbiny „Murowańca“ poniżej Hali Gąsienicowej, są ostatnim znanym punktem wychodni skał wierchowego autochtonu w łózysku Suchej Wody. Na N od ścieżki wiodącej na Dubrowiska mamy jeszcze na zboczu sporą skałkę wierchowego środkowego triasu, poza którą cały grzbiet Skoruśniaka figuruje na mapach geologicznych jako obszar akumulacji lodowcowej. Stan faktyczny jednak dowodzi czegoś wręcz przeciwnego.

W odległości 500 m w linii powietrznej od punktu 1 348 nad Suchą wodą pojawiają się pierwsze odsłonecia skał podłoża w potoku. Na przestrzeni około 20 m potok podcina tu na prawym brzegu zbite drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe, obok których widoczne są maziste czerwone łupki. Płytki zalesiony żleb, który w tym miejscu rozcina prawe zbocze doliny, zawiera w swym stożku napływowym dość liczne okruchy tych samych łupków. Możliwe, że jest on formą strukturalną, związaną z pasem łupkowym przecinającym w poprzek dolinę. Po kilkunastu metrach kwarcyty ustępują miejsca typowym wapieniom i dolomitom środkowego triasu, z których zbudowane są cokoły najniższych tarasów na obu brzegach potoku.

Nie ulega wątpliwości, że odsłonecia te rozpoczynają przekrój skał reglowych należących do dygitacji Suchego Wierchu. Wprawdzie nie znamy pełnej miąższości kwarcytowo-łupkowego werfenu, można wszakże na podstawie analogii przypuszczać, że i tu, podobnie jak w całym pasie reglowym, nie jest ona zbyt wielka. Tym samym należy wnioskować, że na przestrzeni między środkowo-triasową skałką Dubrawisk a opisanymi

odsłonięciami zbocza doliny Suchej Wody są zbudowane ze skał wierchowych. Stromość prawego zbocza, opadającego około 100-metrowym progiem w kierunku dna doliny, przemawia za tym, że tworzą je skały bardziej odporne na erozję i denudację zboczową, niż luźne zwały morenowe. Staranne przejrzanie pod tym kątem widzenia drobnych wcięć i wykroćków na omawianym odcinku może dać wyniki pozytywne.

Prawdopodobieństwo to wydaje się o tyle uzasadnione, że tuż za pierwszymi odsłonięciami środkowego triasu, widocznymi w potoku, cały pd.-wschodni stok doliny składa się z tych skał. Sięgają one do szczytowych partii grzbietu, łączącego Dubrawiska ze Skoruśniakiem, i na polanie z kotą 1 487 tworzą na jej kulminacji niewielkie skałki (około 200 m nad odsłonięciami w potoku).

Powracając do odsłonieć na dnie doliny należy dodać, że na obu brzegach Suchej Wody rozwinęły się w wapieniach leje krasowe. Niektóre spośród nich dochodzą do wielkich rozmiarów i kilkumetrowej głębokości. Częściowo wypełnione są one głazami granitowymi, w kilku widoczna jest skała in situ.

Odsłonięcia w potoku ciągną się prawie bez przerw na przestrzeni stu kilkudziesięciu m, po czym następuje przerwa mniej więcej 400-metrowa. W połowie przerwy występuje na prawym zboczu wysoka zerwa skalna, utworzona przez te same wapienie i dolomity środkowego triasu. Podnóże jej sięga w pobliże starej drogi leśnej, wiodącej dnem doliny ku polanie Psia Trawka.

W łożysku Suchej Wody skały, o których mowa, pojawiają się powtórnie w pierwszym z trzech ostro zarysowanych zakrętów, gdzie potok wcina się w nie do głębokości kilku metrów tworząc wąski przełom (nieco w lewo od litery S napisu „Sucha Woda“ na mapie 1 : 20 000)². Na następnym zakręcie trias środkowy odsłania się w krawędzi lewobrzeżnego tarasu dennego pomiędzy obecną drogą jezdnią a łożyskiem potoku. I tu wytworzyło się na dnie doliny parę lejów krasowych. Poniżej drugiego zakola Suchej Wody odsłonięcia się kończą.

W południowej części zbocza Stólni powstało w r. 1950 drobne osuwisko, które odsłoniło zielonkawę łupki kajprowe z wyciśniętymi strzępkami dolomitów. Sygnalizują one początek synkliny Czerwonej Przełęczy i dają możliwość ustalić szerokość środkowo-triasowego pasa dygitacji Suchego Wierchu w przekroju Suchej Wody na 800-900 m.

Dalszy przebieg tego pasa ku E pozwalają poprowadzić na mapie skupienia lejów krasowych na W od Hali Pańszczycy, gdzie tworzą one miejscami wyjątkowe wprost zagęszczenie. Na przestrzeni kilku ha po-

² Według ustnej informacji p. Stefana Zwolińskiego, odsłonięcie to znał on już dawniej.

między bulą w południowej części Hali a starasowanym lewym brzegiem Pańszczyckiego potoku liczba ich przekracza 20. Zbocze wznoszące się nad dnem doliny jest już wolne od lejów krasowych. Ponieważ najwyższe położone leje nie przekraczają warstwy 1 440, zbliżoną zaś wysokość ma również wspomniana buła na Hali Pańszczycy, zbudowana z regłowego środkowego triasu, sądzę, że od tej wysokości zaczyna się w opisywanym profilu grubsza pokrywa morenowa. W kierunku zachodnim podłoże wapienno-dolomitowe podnosi się lekko i w punkcie 1 487 działu wód Suchej Wody—Pańszczycy osiąga swą kulminację.

W okolicy poręb i młodych zalesień Butorowa i Strzeleckiej Koliby krajobraz jest tak typowo morenowy, że napotkanie tu wychodni starszych skał wydaje się wyłączone. Ze znacznym natomiast prawdopodobieństwem wykrycia regłowego liasu należałoby się liczyć na północno-zachodnich stokach Stólni, gdzie morfologiczny charakter zbocza nie ulega zmianie jeszcze na przestrzeni kilkuset m w dół doliny licząc od punktu, w którym odsłaniają się łupki kajprowe.

*

Liczba wzmiankowanych odsłonień skał podłoża nie jest wprawdzie wielka, wystarcza jednak do ogólnego zorientowania się w przebiegu serii regłowych w dorzeczu Suchej Wody — Pańszczycy. Pozwala ona również nawiązać do terenu opracowanego przez Goetla i Sokołowskiego (4). W szczególności rozświetla się obecnie pozostawione bez ostatecznego wyjaśnienia „zjawisko skręcania ogólnego kierunku jednostek tektonicznych z zachodnio-wschodniego na północno-zachodnio-południowo-wschodni w grupie Kopieńców i Skupniowego Uplazu, położonej na wschód od doliny Bystrej“ (l. c. str. 33).

Kierunek NW-SE sięga, jak się okazuje, ściśle do wschodniej granicy zdjęcia Goetla i Sokołowskiego, po czym zmienia się na SW-NE pod kątem niemal prostym. Jądro dolomitowo-wapienne środkowego triasu dygitacji Krokwi daje się prześledzić do okolicy Toporowych Stawów, w których poblizu znika ono z mapy Tatr na znacznym odcinku aż po dolinę Filipki. Środkowo-triasowy blok Kopieńców zachowuje się tu podobnie jak płat dygitacji Skałek Andrusowa dalej na wschodzie — między Doliną Jaworową a Filipką. Jeśli płat ten wyznacza w strefie regłowej przebieg transwersalnej depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, to blok Kopieńców odpowiada drugorzędnemu i raczej płytkiemu obniżeniu poprzecznemu Tatr na zachodniej peryferii elewacji Koszystej. Za taką interpretacją skreślenia dygitacji Krokwi wokół Wielkiego Kopieńca przemawiają: pewne zwięźnienie w tym miejscu synkliny Czerwonej Przełęczy, równoległy skręt dygitacji Suchoego Wierchu i prawdopodobne wysunięcie się ku północy mas wierchowych na osi doliny Suchej Wody poniżej Hali Gąsienicowej.

Na wschód od tej doliny synklina Czerwonej Przełęczy rozszerza się gwałtownie ogarniając nieco dalej gniazdo Kop Sołtysich od Waksmundzkiej Polany po północny brzeg Tatr. Jest to jedyne miejsce w Tatrach, gdzie całą strefę reglową wypełnia jądro odwróconej synkliny, oba zaś obrzeżające je pasy wapieni i dolomitów środkowego triasu wyklinowują się równocześnie całkowicie. W ten sposób uzewnętrznia się w reglach rola wielkiej elewacji Koszystej — maksymalnego wyniesienia w osi podłużnej Wysokich Tatr.

ZAGADNIENIE BUDOWY PÓŁNOCNEGO BRZEGU TATR W ŚWIETLE ANALIZY STRUKTURALNEJ SYNKLINY CZERWONEJ PRZEŁĘCZY

Zależność dzisiejszego obrazu tektonicznego pokryw osadowych od undulacji osi podłużnej Tatr była rozpatrywana przez Rabowskiego (15, 17), następnie przez Goetla i Sokołowskiego (4). Ostatni autorzy naświetlili ją głównie z punktu widzenia przebiegu i zachowania się czołowych mas triasowych dygitacji Krokwi i Suchego Wierchu. Obraz ten uzupełnił po wojnie Sokołowski dla terenu Tatr Bielskich (19).

Ponieważ element tektoniczny Czerwonej Przełęczy wydaje się być niemniej czułym wskaźnikiem przy analizie strukturalnej gmachu tatrzańskiego, zastanawiałem się niejednokrotnie nad jego strukturą.

Zanim jednak sformułuję myśli, które nasunęły mi się w związku z tym zagadnieniem, chcę przedtem poruszyć pokrótce sprawę związaną z tatrzańską nomenklaturą tektoniczną. Wydaje mi się, że osobnych nazw należy używać wyłącznie w odniesieniu do ściśle ograniczonych w przestrzeni lokalnych elementów tektonicznych, jak np. nazwy (zastosowane przez Goetla i Sokołowskiego): dygitacja Spadowca, fałd wsteczny Bocznia itp. Równie uzasadnione są, w moim mniemaniu, nazwy użyte przez Andrusowa (2) w regionie Szerokiej Jaworzyńskiej, np. dygitacje Gołego, Starego Szałas lub Suchego Wierchu, chociaż ta ostatnia nazwa brzmi dwuznacznie, skoro po polskiej stronie wiąże się z nią inna treść tektoniczna.

Zupełnie inaczej przedstawia się sprawa nazewnictwa w obrębie walnych elementów tektonicznych Tatr. Przy opisie Tatr Bielskich Sokołowski (19) używa wielu nowych nazw nie tylko dla określenia jednostek lokalnych (np. dygitacja Jatek), lecz również dla określenia pojęć, pokrywających się z jednostkami wyróżnionymi przez niego poprzednio w obrębie położonych dalej na zachód Tatr Polskich (dygitacje Hawrania i Suchego Wierchu, Palenicy i Krokwi, synklina Murania i Czerwonej Przełęczy). Dwoistość nazw doprowadzić może do nieporozumień. Czy nie jest np. zbyt ostrożnością ze strony Michalika (13, str. 237), referującego

wyniki ostatnich prac Sokołowskiego i Andrusowa, analizowanie możliwości pozycji tektonicznej synkliny Murania na tle przebiegu lokalnych dygitacji Siodła i Gołego Wierchu, gdy sam Andrusow zdaje się nie mieć pod tym względem skrpułów (2, str. 25 - 26)?

Zasadnicza dwudzielność tektoniczna płaszczowiny reglowej dolnej w całych Tatrach nie będzie dziś napewno przez nikogo kwestionowana a zjawisko pozornego zanikania przewróconej synkliny dzielącej dwie walne dygitacje da się zawsze wyjaśnić lokalną komplikacją tektoniczną sfałdowanych mas skreću synklinalnego. W takiej sytuacji zawsze może się zdarzyć, że jądro synkliny ujawni na jakimś mocniej zdygitowanym odcinku kilkakrotne powtórzenie się pewnych serii warstw, ale w gruncie rzeczy sprawą czysto formalną będzie decyzja, którą z wytworzonych łusek lub klinów należałoby uznać tu za właściwą synklinę, którą zaś — za element poboczny. Tak się dzieje również na odcinku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, gdzie szeroka strefa synkliny Murania (= Czerwonej Przełęczy) ulega szybkiemu wyciśnięciu i wtłoczeniu w głąb tak, że nieco dalej na W trias środkowy dygitacji Hawrania (= dygitacji Holicy Andrusowa = dygitacji Suchego Wierchu w rozumieniu Goetla i Sokołowskiego, nie zaś Andrusowa), kontaktuje bezpośrednio z tymże triasem dygitacji Skałek (=dygitacji Palenicy Sokołowskiego = dygitacji Bujaczego Wierchu Andrusowa 1936 = dygitacji Krokwi Goetla i Sokołowskiego).

Zilustrowana na przykładzie kłopotliwość używania synonimiki terminologicznej przy wszelkich rozważaniach wykraczających poza obręb najściślej lokalny w Tatrach upoważnia mnie, jak sądzę, do stosowania dla całej przestrzeni strefy reglowej Tatr terminów Goetla i Sokołowskiego, podobnie jak używane są stale bez budzenia czyichkolwiek wątpliwości nazwy dwóch zasadniczych fałdów wierchowych, stosowane przez Rabowskiego.

Powracając do rozważań nad przebiegiem i budową synkliny Czerwonej Przełęczy należałoby na pierwszym miejscu podnieść okoliczność, o której jedynie mimochodem wspomnieli Goetel i Sokołowski w wielokrotnie cytowanej rozprawie. Mam tu na myśli treść geologiczną synkliny odsłaniającą się na powierzchni w dzisiejszym obrazie intersekcyjnym strefy reglowej. Zrozumiałe jest, że w przewróconej synklinie można obserwować w depresjach poprzecznych jedynie zewnętrzne powłoki jąder dygitacji, a więc w danym przypadku przede wszystkim kajper i retyk. Pomijając lokalne wyciśnięcia lub litologiczne zgrubienia serii skalnych powłoki te przedstawiają się na mapie w postaci dość wąskich pasków. Na elewacjach poprzecznych powinny się wynurzać głębsze ogniwa stratygraficzne mas synklinalnych i szerokość synkliny wzrasta. W ten to sposób, tj. przez podnoszenie się ku wschodowi osi podłużnej Tatr, tłu-

maczą Goetel i Sokołowski gwałtowne rozszerzanie się poprzednio wąskiej synkliny Czerwonej Przełęczy na obszarze zlewiska doliny Olczyńskiej. To, że nie odsłaniają się w jej jądrze młodsze ogniwa jury, zdaje się wynikać z intensywnych przeobrażeń w obrębie samego liasu. Na wschód od Suchej Wody, gdzie przypada maksimum elewacji Koszystej, synklina Czerwonej Przełęczy nie tylko zajmuje całą szerokość regli, lecz w skład jej wchodzi wyższa jura a nawet kreda. Szczegóły budowy tego odcinka pozwoli poznać dopiero skartowanie Kop Sołtysich, ale ogólny jej zarys nie powinienby się już zmienić. Wapienno-dolomitowy trias środkowy dygitacji Krokwi przebiega tu z N na S; synklina Czerwonej Przełęczy jest wybitnie asymetryczna: na powierzchni odsłania się tylko jej skrzydło południowe, gdy tymczasem północne jest ścięte przez sztywne jądro tej dygitacji. Oba ostatnio wymienione zjawiska wiążą się ze stromym pochylaniem się osi podłużnej Tatr ku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej.

Do tego miejsca, tj. na przestrzeni od doliny Małej Łąki na zachodzie po Jaworzynę na wschodzie, sprawa wydaje się prosta i strukturalne zachowanie się synkliny Czerwonej Przełęczy zdaje się być uzależnione w głównym stopniu od undulacji poprzecznych tatrzańskiego masywu.

Rzut oka na mapę Tatr przekonuje, że w budowie tej synkliny uczestniczą wyższe ogniwa jury i kreda również na obu skrzydłach masywu, gdzie ponadto wydatnie zwiększa się jej szerokość. Czy i tu ta sama przyczyna wystarczy do wytłumaczenia tego zjawiska? Jak się zdaje, tłumaczy je ona przynajmniej częściowo. Na zachód od Małej Łąki oś łańcucha podnosi się ku elewacji Kominów Tylkowych. Jeszcze przed kulminacją, w otoczeniu doliny Miętusiej, dygitacja Krokwi kryje się pod eocenem Hrubego Regła. Pozycja tektoniczna szeregu płatów dolno-reglowych na Uplazie i Gładkiem jest jeszcze bardzo niejasna i wymaga definitywnego umiejscowienia (por. 16 i 16a). Również i synklina Czerwonej Przełęczy zatracą na tym skomplikowanym odcinku typowe swe oblicze tektoniczne, stłoczona przez przesunięte nad nią masy dygitacji Krokwi i płaszczowiny reglowej chociażńskiej. Dopiero począwszy od Doliny Kościeliskiej budowa synkliny staje się prostsza, aczkolwiek odmienna aniżeli w reglach okolicy Zakopanego.

Następna z kolei depresja Bobrowca zaznaczona jest głęboko wygiętym ku południowi płatem środkowego triasu dygitacji Suchego Wierchu, a synklina Czerwonej Przełęczy zwęża się i wnet redukuje do wąskiego paska dolnej kredy, obrzeżającego od zachodu i pn.-zachodu trzon krystaliczny. Elewacja Osobitej-Salatyńskiego nie odbija się już niczym w jej zredukowanej strukturze.

Przenieśmy się na północno-wschodni brzeg Tatr. Na E od depresji Szerokiej Jaworzyńskiej gmach Tatr dźwiga się po raz ostatni osiągając maksimum wyniesienia wzdłuż linii Jagnięcy—Hawrań, po czym oś po-

dłużna masywu fleksurowo opada nie wykazując jednak dalszych wyraźniejszych undulacji. Na całej tej przestrzeni, od Murania po Fajksową, synklina Czerwonej Przełęczy nie zdradza żadnych zmian w swej strukturze zachowując dość znaczną szerokość. Wyraźnemu ściśnięciu i, co za tym idzie, zwężeniu ulega ona dopiero na skraju Tatr — w dolinie Huczawy.

W tym miejscu należałoby podkreślić daleko posunięte podobieństwo w budowie synkliny Czerwonej Przełęczy na zachodzie i na wschodzie. I tu i tam jest ona wybitnie asymetryczna. Jej skrzydło południowe jest wykształcone mniej lub więcej kompletnie, północne natomiast ulega ścięciu: na wschodzie przez dygitację Krokwi, na zachodzie przez płaszczowinę choczańską. Jak wynika z map Uhliga (21) oraz Guzika (9), płaszczowina ta jest również zdygitowana a komplikacje w jej obrębie dadzą się obserwować niemal po dolinę Zuberską. Pod kątem widzenia kryterium przyjętego w naszych rozważaniach momentem istotnym jest fakt na ogół pełnego zachowania się warstw kredy w jądrze synkliny Czerwonej Przełęczy. Zjawisko to uderza tym bardziej, że na skrajnym zachodzie i pn.-zachodzie cała wąska strefa oddzielająca trzon krystaliczny od mas, płaszczowiny choczańskiej zdaje się składać wyłącznie z margli neokomu, przynależnych pod względem tektonicznym do stratygraficznego zespołu opisywanej synkliny³.

Analiza budowy synkliny Czerwonej Przełęczy na całej przestrzeni strefy reglowej wskazywałaby zatem na pewną trójdzielność podłużną Tatr. Na odcinku środkowym synklina jest na ogół wąska i w jądrze jej ukazują się na powierzchni osady starsze z liasem włącznie. Wyjątek stanowi elewacja Koszystej, gdzie wydobywa się z głębi nawet kreda, a szerokość synkliny wzrasta. Jako całość odcinek ten (Mała Łąka—Jaworowa) odgrywa w stosunku do synkliny Czerwonej Przełęczy rolę generalnej depresji, w której obrębie ujawnia się jednak wyraźnie wpływ sfalowania osi podłużnej Tatr. Na obu skrzydłach odwrócona synklina jest wciąż o wiele szersza niż na odcinku środkowym i w budowie jej na dzisiejszej powierzchni intersekcyjnej poważny udział mają wgłębne masy kredowe. W całości zachowuje się więc ona na zachodzie i wschodzie podobnie jak na elewacjach, zależność wszakże jej struktury od lokalnych undulacji osi Tatr zaznacza się słabiej lub prawie wcale się nie zaznacza.

W konsekwencji obraz uzyskany na drodze przytoczonego rozumowania sprowadza się do „dwu owali“ tatrzańskich wysp przedzielonych

³ Wymagałoby to może ostatecznego sprawdzenia, albowiem na obszarze Doliny Chochołowskiej Guzik (9) rozpoznał w „neokomie“ Uhliga choczański lias, obrzeżony retykiem. Zdjęcie Gorka (7), sięgające ku północy po Białą Skalę, przemawia jednak za tym, że od Osobitej po Siwy Wierch występuje na brzegu Tatr istotnie neokom.

obniżeniem centralnym, jak je zrekonstruował Swiderski na podstawie zupełnie innych przesłanek (20).

*

Pominałem świadomie w swych rozważaniach zasadę kompensacji tektonicznej, chociaż odbija się ona bardzo wyraźnie na tektonice Tatr. Na wielką skalę ujawnia się ona w reglach, chociażby w zastąpieniu dygitalacji Krokwi przez płaszczowinę choczańską na zachodzie masywu, nie mówiąc już o elementach drobniejszych. Rozwijaniem nowego tematu nie chciałem komplikować zasadniczego toku rozumowania, tym bardziej, że sens uzyskanego obrazu wymaga wyjaśnień. Nasuwa się tu zasadnicze pytanie, jaka jest przyczyna tak intensywnego wytłoczenia mas kredowych z głębi na wschodnim i zachodnim skrzydle Tatr w synklinie Czerwonej Przełęczy. Odpowiedź na nie musi obracać się w sferze domysłów, dopóki nie uzyskamy konkretnych danych o budowie podłoża w strefie położonej na północ Tatr. Zależność bowiem architektury osadowych mas skalnych w Tatrach od ukształtowania tego podłoża wydaje się oczywista. Już Rabowski nie wątpił, że masy te opadają fleksurowo ku północy wzdłuż brzegu całego masywu i okolicznością tą tłumaczył szereg zjawisk ujawniających się w tektonice płaszczowin zarówno wierchowych, jak i reglowych (15, 17).

Rozpatrując szczupły zasób faktów, jakimi w chwili obecnej rozporządzamy, wydaje się, że walne elementy planu longitudinalnego tej części Karpat krzyżują się w głębszym podłożu z elementami transwersalnymi. Do pierwszych zaliczam elewację Tatr, częściowo wypełnioną przez masy reglowe wgłębny rów podtatrzański oraz odtworzony przez Gołąba wgłębny wał podhalański (5, 6). Za transwersalne elementy pierwszego rzędu można uważać wyniesienia Tatr zachodnich i wschodnich, przedzielone wielką depresją środkową. Na przedpolu tej depresji, której oś wyznacza dziś w przybliżeniu młodsze strukturalnie obniżenie Goryczkowej, wypadłoby maksimum depresyjne w miejscu przecięcia z podłużnym obniżeniem podkreślonym, podobnie jak poprzednie, przed odmłodzony rów podtatrzański. Pewne fakty, o których będzie mowa poniżej, wskazują, że również elementy niższego rzędu znajdują swe przedłużenie pod eocenem Podhala.

Pomijając na razie różnice litologiczne poszczególnych kompleksów skalnych, które nie pozostają bez istotnego wpływu na ich styl tektoniczny, należałoby się spodziewać, że w obniżeniach podłoża spływanie mas nasuniętych będzie miało bardziej spokojny przebieg, komplikacje zaś tektoniczne w ich obrębie ujawnią charakter deformacji raczej ciągłych, wynikający głównie ze stłoczeń grawitacyjnych przy dość stromych upadach. Przy płytszym występowaniu i nierównym, „garbatym“ ukształtowaniu oporowego podłoża powinny wystąpić objawy silniejszych nacis-

ków lateralnych, intensywniejsze rozdarcia mas bardziej sztywnych, wytłoczenia zaś ku powierzchni hamowanych w ruchu mas plastyczniejszych. Pomijam tu kwestię, w jakim stopniu naciski te wiążą się z parciem sztywnych kier podłoża, w jakim zaś — z naporem sunących mas osadowych zaplecza, objętych grawitacyjnym ruchem spływowym.

Jeśli przypatrzymy się przekrojom, przez osadową strefę Tatr, zauważymy, że zachowanie się pofałdowanych mas skalnych na poszczególnych odcinkach odpowiada na ogół tej ogólnej zasadzie.

Z mapy i profilów regli zakopiańskich Goetla i Sokołowskiego (4) widać, że najbardziej strome upady średnio-triasowych jąder głównych dygitacji Suchego Wierchu i Krokwi przypadają na osiową strefę depresji malejącą ku wschodowi i zachodowi. Szczególnie dobrze uwidacznia się złagodnienie upadów na E od ostatniego profilu (IX) w grupie Kopieńców. Najbardziej stromo ustawiony jest na zakopiańskim odcinku i fałd Giewontu. Ogólny, na ogół jednak plastyczny styl tektoniki mas reglowych okolic Zakopanego równie dobrze odpowiada wyżej sformułowanym założeniom teoretycznym.

Nie wchodząc w szczegóły możemy stwierdzić, że dość podobnie wygląda tektonika na wschodzie i zachodzie, w szczególności tektonika mas reglowych. W depresji Szerokiej Jaworzyńskiej upady są bardziej strome, w Tatrach Bielskich — o wiele bardziej łagodne (2, 19). W Tatrach Zachodnich, gdzie można się oprzeć na mapie Guziłka (9), bardziej strome upady i większa plastyczność odkształceń (szczególnie wyraźnie odzwierciedlona w symetrycznej budowie osiowego pasa synkliny Czerwonej Przełęczy) cechują depresję Bobrowca w porównaniu z przyległą elewacją Kominów Tylkowych.

Silne rozdarcie sztywnych wapienno-dolomitowych mas triasu na elewacjach, ujawniające się jaskrawo w jednostkach tektonicznych zewnętrznych, świadczą może najdobitniej, że ondulacje poprzeczne gmachu tatrzańskiego przedłużają się ku północy pod eocenem. Jak daleko sięgają one, nie wiemy, ale młode ruchy tektoniczne, ujawnione w rowie podtatrzańskim (10, 18), dźwigają jego odcinki przypadające właśnie na przedłużenie elewacji poprzecznych Tatr (Gaberówka, Zgorzeliska). W przedłużeniu elewacji mamy niemal wszystkie współczesne działy wód na terenie rowu podtatrzańskiego.

Tak przedstawia się obraz elementów niższego rzędu, dla których materiał jest nieco obfitszy. Zważywszy jednak, że sfałdowane pokrywy osadowe Tatr sięgają najprawdopodobniej dość daleko na północ, należałoby szukać wskazówek uzasadniających specyficzną budowę synkliny Czerwonej Przełęczy na E i W — na nieco większych obszarach. Ze względu na większą skalę zjawiska przyczyna jego musi być natury bardziej

generalnej. Powróćmy więc do walnych elementów opisywanego odcinka Karpat.

Przyjęliśmy poprzednio, że walnymi elementami transwersalnymi Tatr są ich lateralne wzniesienia i dzieląca je depresja. Czy można dopatrzeć się dziś ich odpowiedników po północnej stronie głębokiego rowu podtatrzańskiego?

Zacznijmy od odcinka wschodniego. W pn.-wschodnim przedłużeniu Tatr wynurza się spod fliszu tzw. wyspa družbacka, świadcząca o niewątpliwym wyniesieniu podłoża. Potężna, niemal prostolinijna dyslokacja obcinająca SE część „wyspy“ zrzuca jednocześnie na znaczną głębokość pd.-wschodni narożnik tatrzańskiego masywu. Na odcinku pośrednim przebieg dyslokacji zaznacza się zupełnie wyraźnie w upadach fliszu podhalańskiego na SE zboczu Spiskiej Magury (22). Pozornie zarysowują one dość wąską antyklinę o kierunku NE-SW, skręcającą następnie w rów podtatrzański. W istocie, jak sądzę, dwustronne upady fliszu na tym odcinku mogą odzwierciedlać jedynie linię głębokiego pęknięcia. Na SE od niej, tj. na skrzydle zrzuconym, pd.-wschodnie upady są bardziej stałe, po stronie NW, wyniesionej, flisz jest sfałowany. Duży zasięg dyslokacji i jej stosunek do masywu Tatr przemawia również za tym, że wyspa družbacka nie reprezentuje wąskiego grzbieciku, dziś na mapie widocznego, lecz jest wschodnim wyniesionym brzegiem większej masy ukrytej pod fliszem. Uważam ją za część składową głębokiego wału podhalańskiego.

Argumentem przemawiającym za tym, że cały północno-wschodni blok Tatr był już przynajmniej przed eoceńską transgresją wysoko wydzwigniętym obszarem, jest występowanie na przedpolu Tatr Bielskich zwartego i szerokiego pasa zlepieńców. Kompleks ten osiąga tu miąższość nie spotykaną na żadnym innym odcinku północnego brzegu Tatr, rozmiary zaś otoczków i bloków, osiągających kubaturę kilku m³, są dowodem dużych deniwelacji (12).

Gdy nasuwające się płaszczowiny reglowe mogły na odcinku centralnym przedpola Tatr spłynąć do głębokiej depresji podłoża, w której „utoneły“ głębsze ich elementy, tu napotkały one wzniesienie, które spowodowało bardziej płaskie ułożenie mas oraz wytłoczenie synklijalnej kredy i, w związku z tym, ułatwiło tektoniczne usamodzielnienie potężnych kompleksów sztywnych wapieni murańskich (por. 19).

Odcinek położony na zachód od środkowego obniżenia tatrzańskiego masywu był również, jak wynika z naszych rozważań, obszarem wyniesionym w stosunku do otoczenia. Za przedłużaniem się w kierunku północnym strefy transwersalnego garbu Tatr Zachodnich przemawia na razie tylko jeden argument. Jest nim rozmieszczenie egzotyków we fliszu Podhala. Z badań Gołąba wzdłuż Czarnego Dunajca wynika, że transport egzotycznego materiału odbywał się z zachodu, tam też należy

szukać jego źródła (14, 5). W roku 1948 na grzbiecie Skoruszyny obserwowałem we fliszu całe ławice otoczków, wśród których obok skał reglowych reprezentowane są skały krystaliczne, niewątpliwie „egzotyczne“ dla Tatr⁴. Istnienie elewacji w obrębie wgłębnego wału podhalańskiego na jego zachodnim odcinku wydaje się więc zupełnie prawdopodobne.

Obszar Podhala położony pomiędzy wyniesionymi odcinkami — na wschodzie i najprawdopodobniej też na zachodzie — odpowiada przedłużeniu ku N środkowej depresji poprzecznej Tatr. Jej istnienie podkreśla zanurzanie się osi pasma skałkowego między Białką a Białym Dunajcem.

WNIOSKI

Podsumowując swe rozważania widzę w pewnych różnicach tektoniki mas reglowych wzdłuż północnego brzegu Tatr, w szczególności zaś tektoniki synkliny Czerwonej Przełęczy, rezultat różnego ukształtowania wgłębnego podłoża na ich peryferii. Nie wchodząc w szczegóły strukturalne, omówione przez Rabowskiego oraz Goetla i Sokołowskiego (17, 4), przebieg tektogenezy mas reglowych wyobrażam sobie jak następuje:

Po przewyciężeniu przeszkody, jaką stanowił dla tych mas dźwigający się stopniowo masyw Tatr, płaszczowiny reglowe spłynęły kaskadowo we wgłębny rów podtatrzański, tylko częściowo wypełniony przez czołowe partie fałdów wierchowych. Dolna z nich uległa zdygitowaniu rozdzielając się na dwie dygitacje pierwszego rzędu i szereg pomniejszych. Powstała wówczas przewrócona synklina Czerwonej Przełęczy. W środku obszaru, o którym mowa, wpływ hamujący podłoża był słabszy, na obu skrzydłach silniejszy, ponieważ po stronie północnej wgłębnego rowu podtatrzańskiego znalazły się wyniesienia strukturalnej powierzchni podłoża. Ta okoliczność stała się również przyczyną dzisiejszej asymetrii synkliny Czerwonej Przełęczy, umożliwiła bowiem tektoniczne ścięcie jej północnego skrzydła na zachodzie i wschodzie przez nasuwające się jednostki nadległe. Na wschodzie dokonała tego sztywna masa średnio-triasowego jądra dygitacji Krokwi, na zachodzie — płaszczowina choczańska. Płaszczowina ta, mająca powierzchnię strukturalną podłoża w znacznym stopniu podbudowaną i wyrównaną przez masy reglowe dolnie, zachowała się tylko na stosunkowo niewielkim odcinku. Na pozostałych uległa ona zerodowaniu. Dzięki temu, ani o jej roli w tektogenezie regli środkowej i wschodniej części Tatr, ani o nasuniętej, być może, lecz również zdartej

⁴ Nie znając jeszcze tych skupień egzotykowych z autopsji i opierając się na opisie Gotkiewicza, który je uznał za wysoko położone tatrzańskie żwiry rzeczne (8), wypowiedziałem pogląd o możliwości zachowania się w specjalnych warunkach otoczków skał węglanowych w żwirowiskach przedplejstoczeńskich Tatr (11). Po stwierdzeniu pomyłki Gotkiewicza korzystam ze sposobności, aby ten pogląd odwołać.

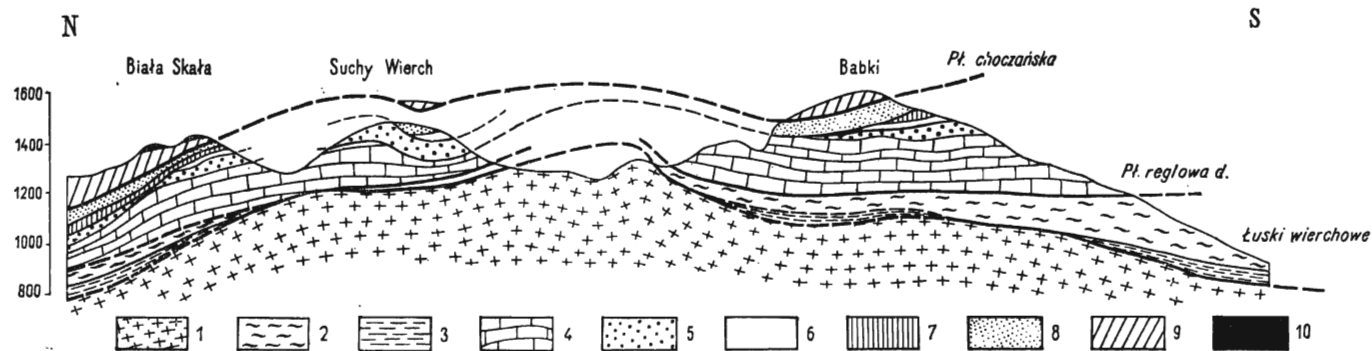


Fig. 2

Próba interpretacji struktury tektonicznej zachodniego obrzeżenia Tatr na podstawie mapy A. Gorka (7)

1 trzon krystaliczny, 2 malm-urgon wierzchowy, 3 alb wierzchowy; płaszczowina regłowa dolna, 4 trias środkowy, 5 kajper, 6 retyk,
7 jura, 8 neokom; płaszczowina regłowa choczańska: 9 dolomity choczańskie, 10 retyk

Linie grube — granice nasuniętych jednostek; linie cieńsze — przesunięcia wewnątrz jednostek

przez erozję płaszczowinie reglowej górnej (strażowskiej) nic konkretnego nie wiemy.

Wschodni brzeg Tatr, obciążony wielką dyslokacją, nie pozwala na zorientowanie się w stylu tektonicznym szariowanych jednostek na E od tej dyslokacji, bowiem zapadły się one w głąb. Natomiast łagodne pochylenie się trzonu krystalicznego Tatr w kierunku zachodnim umożliwia tę orientację, jeśli się oprzemy na nowym zdjęciu geologicznym Gorka (7). Brak tu już wysokiej poprzecznej przeszkody dla nasuwanych płaszczowin, więc nie tworzą one obalonych i fleksurowo opadających fałdów, lecz przekraczają obniżony masyw w postaci płasko leżących pokryw o kompleksach stratygraficznych normalnych, poprzesuowanych względem siebie jedynie przez odkłucia i poślizgi poziome. Profil (fig. 2) przedstawia próbę interpretacji ich tektoniki na podstawie mapy Gorka. Eocen maskuje, niestety, budowę mas na obszarze leżącym dalej na północ, jest jednak niemal pewne, że odwrócona synklina Czerwonej Przełęczy, rozdzielająca zdygitowane masy płaszczowiny reglowej dolnej, nie znajduje już tu przedłużenia.

*Zakład Geologii Polski
i Regionalnej Świata U. W.
Warszawa, w listopadzie 1954*

LITERATURA CYTOWANA

1. ANDRUSOV D. Subdivision des nappes subtatriques sur le versant nord de la Haute Tatra. — Bull. Assoc. Rech. Sci., IV, 23. Praha 1936.
2. — Tektonická stavba masivu Širokej (Vysoké Tatry). — Geol. Sborn. I, 1. Bratislava 1950.
3. GADOMSKI A. Polodowcowe zmiany hydrografii tatrzańskiej. — Ref. II Zjazdu Słow. Geogr. i Etnogr. 1927.
4. GOETTEL W. & SOKOŁOWSKI S. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego (Sur la tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), VI. Kraków 1930.
5. GOŁĄB J. Tektonika Podhala. — Geol. Biul. Inf., zesz. 1. Warszawa 1952.
6. — Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flysch of Podhale. — Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź, Cl. III, Sci. Math. Nat. V, 1. Łódź 1954.
7. GOREK A. Tektonické okna na zapadnom ukončení Vysokých Tatier. — Geol. Sborn. I, 1. Bratislava 1950.
8. GOTKIEWICZ M. Predyluwialny poziom skoruszyński na Orawie (Die vordiluviale Hochfläche von Skoruszyna im Orawagebiet). — Przegl. Geogr. (Rev. Pol. Géogr.), XI. Warszawa 1931.
9. GUZIK K. Serie reglowe na zachód od dol. Kościeliskiej w Tatrach — mapa (Séries subtatriques dans la partie occid. de la Haute Tatra — carte géol.). — P.I.G. (Serv. Géol. de Pologne). Warszawa 1939.

10. HALICKI B. Dyluwialne zlodowacenie pn. stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne). V. Warszawa 1930.
11. — O właściwej roli kwarcytów w żwirowiskach przedpola Tatr (Sur le rôle des quartzites dans les graviers de l'avant-pays de la Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), XVII. Kraków 1948.
12. KUŹNIAR W. Eocen tatrzański. — Spraw. Kom. Fizjogr., XLII. Kraków 1908.
13. MICHALIK A. Budowa Tatr. — Reg. Geol. Polski, I, 2. Kraków 1953.
14. Protokół z Konferencji w spr. geologii regionu podhalańskiego odbytej w Krakowie w Zakł. Geol. Ogólnej AGH w dniach 2-3.XI.1949 (powielony).
15. RABOWSKI F. Budowa Tatr. Pasma wierchowce (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone haut-tatryque). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), III. Warszawa 1925.
16. — Rozważania nad budową pasma reglowego w Tatrach (Quelques réflexions sur la tectonique de la zone subtatryque de la Tatra). Ibidem, V, 3-4. Warszawa 1930.
- 16a. — Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczu dol. Kościeliskiej w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie (Les rapports structuraux entre les nappes subtatryques de la Tatra sur le versant droit de la vallée Kościeliska aux environs de l'Upłaz Miętusi et leur signification). — Biul. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), Nr 86. Warszawa 1954.
17. RABOWSKI F. & GOETEL W. Budowa Tatr, Pasma reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatryque). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), III. Warszawa 1925.
18. ROMER E. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). — Prace Geogr. (Trav. Géogr.). XI. Lwów 1929.
19. SOKOŁOWSKI S. Tatry Bielskie. Geologia zbczycy południowych (Les Tatry Bielskie. Géologie du versant sud). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. de Pologne). IV. Warszawa 1948.
20. ŚWIDERSKI B. Geneza dolin tatrzańskich (Sur la genèse des vallées des Monts Tatras). — Przegl. Geogr. (Rev. Pol. Géogr.), III. Warszawa 1922.
21. UHLIG V. Tatry (mapa geologiczna). Atlas geol. Galicji. Zesz. 24.
22. — Ark. Szczawnica. Pas 7, słup IV. Ibidem.