

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

*Profesorowi Dr Edwardowi Passendorferowi  
w czterdziestopięciolecie Jego działalności nau-  
kowej.*

## Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską

**STRESZCZENIE:** W oparciu o nowe wydzielenia stratygraficzne w triasie reglowym została przedstawiona budowa środkowego odcinka pasma reglowego w Tatrach Zachodnich, wiążącego regle zachodnie z reglami zakopiańskimi. Tektonika tego odcinka jest niezwykle skomplikowana i, podobnie jak gdzieś indziej, ma styl łuskowo-płaszczowinowy. Dało się tutaj wyodrębnić wiele łuskowych jednostek tektonicznych, a wśród nich jednostki znane z regli zakopiańskich (jednostka Suchego Wierchu i łuska Czarnej Turni) oraz z regli zachodnich (jednostka Bobrowca), dzięki czemu można było powiązać budowę obu tych odcinków, których jednostki zągębiają się ze sobą na Uplazie Miętusim. Jednostka Bobrowca wchodzi mianowicie między jednostkę Suchego Wierchu a łuskę Czarnej Turni. Z kolei spod jednostki Suchego Wierchu wyłaniają się jeszcze niższe reglowe jednostki tektoniczne (łuska Pieca i łuska Wolarni). Nasunięta na nie łuska Gładkiego wiązała się pierwotnie z łuską Kotaszki, która wchodzi pod jednostkę Bobrowca. Jednostka Bobrowca jest wewnętrznie złuskowana. Odrębną jednostkę stanowi łuska Czerwonej Skałki, oddzielona od jednostki Bobrowca łuską Czarnej Turni. Najwyższą jednostką jest łuska Uplazu, należąca już do serii reglowej górnej (choczańskiej), która jest tutaj bardzo zredukowana i charakteryzuje się transgresją liasu na amizyku z diploporami. Natomiast w łusce Kończystej można wyróżnić pod wapiennym liasem również warstwy gresteńskie, retyk i noryk. Łuska Kończystej wraz z łuską Bramy Kantaka są nasunięte z góry i prześladowane wtórnie z jednostką Bobrowca oraz z łuską Czarnej Turni i Czerwonej Skałki. Podobnie jak w reglach zakopiańskich, została tutaj potwierdzona zasada, że jednostki tektoniczne mają ograniczony zasięg i na niewielkiej przestrzeni są zastępowane przez zupełnie inne elementy tektoniczne.

### WSTĘP

Nie ma chyba żadnej innej części Tatr, której poświęcono tyle opracowań, co grzbietowi dzielącemu Dolinę Miętusią od Doliny Kościeliskiej. Na zalesionym grzbiecie Uplazu Miętusiego utwory reglowe wysuwają się bardzo daleko ku południowi, leżąc wyraźnie na skałach serii wierchowej, co jest szczególnie dobrze widoczne w okolicy Hali pod

Uplazem i na wyniosłej kopule Gładkiego Uplaziańskiego. Teren ten nie jest najlepiej odkryty, co przy niedostatecznej znajomości stratygrafii triasu reglowego było przyczyną ustawicznej zmiany poglądów na jego budowę, która, pomijając różnice poglądów, jest na pewno bardzo skomplikowana.

A jest to obszar, mający kluczowe znaczenie dla zrozumienia powiązań regli zakopiańskich z reglami zachodnimi, leżącymi na zachód od Doliny Kościeliskiej. O tym, że przedłużają się tutaj zarówno jednostki tektoniczne regli zakopiańskich, jak i regli zachodnich, wiadano już od dawna, jednak sposoby takiej paralelizacji stanowiły najbardziej sporne i kontrowersyjne zagadnienie w geologii Tatr. Były to bowiem problemy ważne nie tylko dla tego rejonu, lecz dla zrozumienia całej budowy pasma reglowego, co jasno wynika z faktu, że na przykład regle zakopiańskie aż do III Kongresu Asocjacji Karpacko-Bałkańskiej w 1931 r. były zaliczane do płaszczowiny reglowej górnej, właśnie w oparciu o wyniki badań przeprowadzonych na Uplazie Miętusim. Tutaj rodziły się pierwsze pojęcia o różnicach facjalnych między płaszczowiną reglową dolną i górną, co później, głównie w oparciu o badania geologów słowackich, stało się podstawą właściwego rozdziału tych płaszczowin.

W poznanie budowy tego terenu wnieśli swój wkład niemal wszyscy najświetniejsi geolodzy tatrzańscy, począwszy od Zejsznera, Stachego i Uhliga, poprzez Limanowskiego i Goetla do Rabowskiego, Sokołowskiego i Guzika.

W okresie międzywojennym w rejonie Uplazu Miętusiego pracował początkowo Goetel i Rabowski, a później już tylko sam Rabowski. Natomiast sąsiednie obszary były opracowywane przez innych geologów. Regle zakopiańskie zostały zbadane przez Goetla i Sokołowskiego, skałki na zachód od Przysłopu Miętusiego były przedmiotem badań Sokołowskiego, a regle na zachód od Doliny Kościeliskiej zostały skartowane przez Guzika. Żaden jednak z tych badaczy nie przeprowadził szczegółowych badań na Uplazie Miętusim wraz z jego szerokim otoczeniem, co dopiero mogło stanowić pewniejszą podstawę dla szerokich paralelizacji tektonicznych.

Na badaniach wykonanych przed wojną zaciążył ujemnie brak szczegółowej stratygrafii triasu reglowego. Opracowanie takiej stratygrafii po wojnie doprowadziło, jak wiadomo, do zupełnej zmiany poglądów na styl budowy regli zakopiańskich, co miało daleko idące konsekwencje również i dla wyjaśnienia budowy innych odcinków pasma reglowego w Tatrach.

Badania moje objęły wszystkie jednostki reglowe na grzbiecie między Doliną Kościeliską i Doliną Miętusią, a więc Gładkie Uplaziańskie, Wolarnię, okolice skałki Piec (pl. III, fig. 1), cały Uplaz Miętusi (Halę na Wyznie i wszystkie trzy jego północne odgałęzienia, łącznie z Jadamica, Krowim Żlebem i Szerokim Żlebem — pl. II), rejon Halli pod

Upłazem wraz z Kotaszką (pl. I) i północnym zboczem Zlebu pod Wystranki (pl. III, fig. 2), zbocza dolinki, którą proponuję nazywać Dolinką pod Jadamicę, ciągnącą się od Hali pod Upłazem ku NW do Lodowego Źródła, oraz prawe zbocze Doliny Kościeliskiej między Bramą Kraszewskiego a Doliną Miętusią, w rejonie Starych Kościelisk (tabl. I). Cały ten obszar został skartowany w skali 1:10000 w oparciu o istniejące zdjęcie Rabowskiego.

Badania porównawcze nad triasem reglowym zostały wykonane również w reglach zachodnich, szczególnie na lewym zboczu Doliny Kościeliskiej na N od Bramy Kraszewskiego oraz w Dolinie Chochołowskiej, zarówno w jednostce Bobrowca, jak i w płaszczowinie choczańskiej. Zadanie moje było ułatwione dzięki istnieniu szczegółowych zdjęć K. Guzika.

Z opisywanym terenem wiąże się również pasmo reglowe na północ od Doliny Miętusiej, w rejonie turni Kończystej, Eliaszowej i Zawieszistej (pl. II), opracowane przez S. Sokołowskiego, gdzie poczyniłem również pewne obserwacje nad stratygrafią triasu i tektoniką.

Najważniejsze badania stratygraficzne poczyniłem na grzbiecie Sywarowego i Skoruśniaka (pl. IV, fig. 1), dzielącym Dolinę Miętusią od Doliny Małej Łąki. Został tutaj rozpoziomowany środkowy trias, a szczególnie lądym, w którym zostały znalezione przewodnie diplopory i wapienie z fauną. Obszar ten stanowi już bezpośrednio nawiązanie do regli zakopiańskich, których budowa została ostatnio szczegółowo opracowana (Kotański 1963b, c, Guzik & Kotański 1963a, b).

#### PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Zainteresowanie geologów grzbietem między Doliną Kościeliską a Doliną Miętusią datuje się już od połowy ubiegłego stulecia, zapewne z tego powodu, że tędy prowadzi najłatwiejsza droga na Czerwone Wierchy. Tutaj właśnie, na Hali pod Upłazem G. Stache (1868) odkrył wapienie z liasową fauną brachiopodową, które porównywał do analogicznych wapieni z fauną małżową i brachiopodową, opisanych przez L. Zejsznera (1856) z okolic Przysłopu Miętusiego.

V. Uhlig (1897—1899) granicę między strefą wierchową i reglową poprowadził na północ od Hali pod Upłazem, przydzielając wspomniane wapienie do serii wierchowej (Uhlig 1897—1899, s. 23 i Tafel V), mimo iż zdawał sobie sprawę z ich analogii do reglowych wapieni liasowych z okolic Przysłopu Miętusiego. Ujęcie takie pozostawił nawet w nowym wydaniu swej mapy tatrzańskiej w Atlasie Geologicznym Galicji (1911), choć istnieje na niej już reglowa czapka tektoniczna Gładkiego Upłaziańskiego, odkryta przez M. Limanowskiego (1904). W analogiczny sposób zaliczył on odkryte przez siebie margle neokomskie na Gładkiem do serii wierchowej.

Odkrycie płatu dolnotatrzańskiego (reglowego) na Gładkiem Upląziańskim zawdzięczamy M. Limanowskiemu (1904). Opiszana przez niego czapka tektoniczna stała się odtąd klasycznym przykładem istnienia płaszczowin w Tatrach w ogóle i dowodem nasunięcia mas reglowych z południa. Należy zauważyć, że utwory reglowe na Gładkiem zostały przez Limanowskiego opisane w oparciu o analogie facjalne w retyku, jurze i neokomie, nie zaś o dokładne zdjęcie geologiczne. Jeszcze na mapie Uhliga czapka ta jest oddzielona od głównej części płaszczowiny reglowej pasmem wierchowym, biegnącym od Halli pod Uplązem do skałki Piec. Należy przy tym zauważyć, że Uhlig pierwszy wyróżnił w czapce reglowej Gładkiego Upląziańskiego dolomity środkowego triasu, na które Limanowski nie zwrócił uwagi, lub może uznał je za dolomity choczańskie aptu, gdyż leżą one na neokomie. Jak widać z mapy Uhliga, trias Chudej Turni zaliczył on, przynajmniej częściowo, do serii wierchowej jako „Lias-Jura-Kalk“, oddzielający trias reglowy od granitów Twardego Uplązu. Uhlig wyróżnił środkowy trias na Gładkiem Upląziańskim, jednak z jego mapy nie można się zorientować, czy chodzi tu o trias spod jury reglowej, czy o trias leżący na neokomie reglowym. Należy raczej sądzić, że chodzi tu o trias spągowy, gdyż przytyka do niego lias plamisty. Uhlig zrezygnował przy tym z wydzielenia neokomu, o którym wspominał uprzednio Limanowski.

Dolomity z Chudej Turni zaliczył konsekwentnie do serii reglowej M. Limanowski (1911, s. 26) stwierdzając, że spoczywają one tu bezpośrednio na granicie Twardego Uplązu.

M. Limanowski (1911) pierwszy próbował wyjaśnić, czy czapka reglowa na Gładkiem Upląziańskim należy do południowej czy północnej dygitacji reglowej, które zostały wyróżnione w Tatrach przez M. Lugona (1903). Warto przytoczyć tutaj jego rozumowanie dotyczące tego problemu. Dowodzi on, że dygitacje reglowe powstały w ścisłym związku z rozrastaniem się wielkiego fałdu Czerwonych Wierchów i stwierdza (s. 35):

„Przedewszystkiem skręt korzeniowy północnej dygitacji posiada oś równoległą do osi skreću czolowego fałdu Czerw. Wierchów. Z drugiej strony oś ta przebiega wszędzie w pobliżu tego ostatniego skreću i to bezpośrednio po północnej stronie. Tak jest w regionach Szerokiej Jaworzyńskiej jak i koło Zakopanego i Kościelisk. Nigdzie skręt korzeniowy północnej dygitacji nie leży na grzbiecie fałdu. Na Gładkiem oraz w Holicy ukazują się wprawdzie masy reglowe bezpośrednio na fałdzie. Masy te tworzą seryę normalną (silnie wprawdzie zredukowaną), związaną z grzbiętową stroną północnej dygitacji i leżą po południowej stronie skreću dygitacyjnego“<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> „Na Gładkiem występuje nad tryasem serya jurajsko dolnokredowa. Kilka kilometrów na północy, w dolinie Małej Łąki, te ostatnie utwory są jeszcze ukryte w głębi ziemi. Zatem masa reglowa na Gładkiem należy do dygitacji północnej. Podobne rozumowanie należy zastosować do Holicy. W dolinie Kościelisk pojawia się jurajski i kreda w jądrze fałszywego siódła z pod tryasu, tylko na skutek elewacji maksymalnej. Krzesanicy oraz głębokiej erozyi. O tem, aby oś skreću z doliny Małej Łąki zawracała szaloną fleksurą horyzontalną na Gładkie, nie może być mo-

wy. Uhlig słusznie podkreśla znaczną analogię stratygraficzną reglowej masy na Gładkiem i na Holicy (Uhlig Geol. aus dem Tatragebenge, str. 364). Niedawno zaznaczyłem pokrewieństwo stratygraficzne Holicowej masy z utworami na północnym zboczu Tatr Bielskich, zatem z utworami grzbietowej strony północnej dygitacji (Ob. Limanowski. Czy eocen w Tatrach itd., str. 723)".

W ten sposób zapoczątkował Limanowski dyskusję o paralelizacjach tektonicznych czapki tektonicznej z Gładkiego Upłaziańskiego z innymi jednostkami reglowymi, która ciągnęła się aż do ostatnich lat. Z ujęcia jego wynika, że jurę i kredę z Gładkiego zaliczał on do pokrywy północnej dygitacji reglowej, podczas gdy jura i kreda z dna Doliny Kościeliskiej odpowiada, jego zdaniem, południowemu, normalnemu skrzydłu synkliny (fałszywej antykliny) Czerwonej Przełęczy i jest związana z południową dygitacją reglową.

Sytuacja skomplikowała się jeszcze bardziej, gdy W. Goetel (1916) i inni badacze (Vigh 1915, Pia 1917, Dornay 1917) zaliczyli dolomity chochozańskie, uważane dotychczas za kredowe, do triasu płaszczowiny reglowej górnej, czyli chochońskiej. Mimo że istnienie tej płaszczowiny zostało udowodnione w zachodniokarpackich górach „trzonowych“, istniały jeszcze wątpliwości co do tego, co w Tatrach należało zaliczyć do tej płaszczowiny — czy tylko to, co Uhlig nazwał dolomitami chochońskimi, czy też w części lub w całości również i górną płaszczowinę lub dygitację północnego pasma reglowego okolic Zakopanego. M. Lugeon (1903) bowiem wyróżnił w pasmie reglowym dwie płaszczowiny — reglową dolną i górną, nie był jednak pewien, czy nie chodzi tu o dwie dygitacje jednej płaszczowiny. Ten drugi pogląd spopularyzował później M. Limanowski (1912). W. Goetel (1916) do płaszczowiny reglowej górnej zaliczył w reglach zakopiańskich początkowo tylko późniejszą dygitację Spadowca. Jednak potem F. Rabowski i W. Goetel stwierdzili, że (1925, s. 190), opierając się na dotychczasowych badaniach Uhliga i Goetla, można było wykazać, że oba pasma reglowe w okolicy Zakopanego należą do jednej tylko płaszczowiny i tworzą dygitacje związane ze sobą skretem synklinalnym. Nadal jednak pozostawało pytanie, czy należą one do płaszczowiny reglowej dolnej, czy do górnej.

Aby wyjaśnić to zagadnienie, Rabowski i Goetel (1924, 1925) przeanalizowali stosunek mas reglowych w okolicy Zakopanego do innych mas reglowych na wschodzie i na zachodzie. W rozważaniach tych decydującego znaczenia nabrał ustalony przez F. Rabowskiego (1921) fakt, że normalna seria reglowa płatu Gładkiego, złożona z triasu aż po neokom, zanurza się pod trias Upłazu Miętusiego, identyfikowany przez niego z masami reglowymi na południe od Zakopanego. Płat Gładkiego natomiast łączy się, ich zdaniem, z główną masą reglową w Dolinie Kościeliskiej poprzez wytłoczone pasmo triasowe wraz z niepełną pokrywą jurajską, ciągnące się wzdłuż północnego zbocza Żlebu pod Wysranki aż do dna Dolinki pod Jadamicę, gdzie w potoku widoczne są margliste-

i brekcjowate warstwy welfenu, a wyżej wapienie środkowego triasu. Trias ten tworzy, zdaniem cytowanych autorów, niewielki fałd wsteczny (op. cit., tabl. VIII) z silnie wytłoczonymi warstwami jurajskimi i kredowymi. W tym właśnie miejscu, na północ od Bramy Kraszewskiego, te masy regłowe przechodzą przez Dolinę Kościeliską, kierując się ku zachodowi w stronę Bobrowca. Wszystkie te masy regłowe należą do płaszczowiny regłowej dolnej.

Płaszczowina regłowa górna (choczańska) w rejonie Uplazu Miętusiego składa się z dwóch jednostek. Są to masy dolne Uplazu (łuska Uplazu) i płat sfałdowany Uplazu Miętusiego (dygitacja Uplazu).

Do łuski Uplazu zostały zaliczone wapienie liasowe z Hali pod Uplazem, odkryte przez Stachego oraz strzępy dolomitów triasowych tworzące skałki w lesie na W od hali (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII i IX)<sup>1</sup>. Uprzednio Rabowski i Goetel (1924) przypuszczali, że wapienie liasowe z Hali pod Uplazem stanowią przedłużenie ku północy serii regłowej z Gładkiego Uplaziańskiego. Później jednak okazało się, że są one oddzielone marglami neokomu<sup>2</sup> zarówno od płaszczowiny regłowej dolnej, jak i od triasu z grzbietu Uplazu Miętusiego, pod który się wklinaują. Przedłużeniem łuski Uplazu ku północy są skałki wapienne na W od Przysłópu Miętusiego.

Dygitacja Uplazu składa się głównie z potężnie rozwiniętego triasowego skrzydła górnego oraz z resztek skrzydła odwróconego, do którego należą liasowe wapienie z rogowcami, tworzące bulę nad najwyższym szczytem na Hali pod Uplazem. Główne skrzydło płatu (dygitacji) Uplazu jest jeszcze wtórnie zdygitowane — spagowa dygitacja południowa, oddzielona od głównej masy triasowej utworami kajpru i retyku tworzy skałkę Piec. W północnej części płatu Uplazu istnieją natomiast dwie podrzędne czołowe dygitacje — południowa i północna. Północna podrzędna dygitacja czołowa znajduje się na zboczach Doliny Miętusiej, gdzie środkowy trias tej dygitacji leży na neokomie normalnego skrzydła wspomnianego fałdu wstecznego płaszczowiny regłowej dolnej, nasuniętego wstecznie od dołu na główną masę płatu (dygitacji) Uplazu i oddzielającego go od południowej podrzędnej dygitacji czołowej (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII). Tędy właśnie przebiegało połączenie łuski Uplazu ze skałkami Kończystej Turni na W od Przysłópu Miętusiego.

W pracy F. Rabowskiego i W. Goetla (1925) po raz pierwszy zostało jasno stwierdzone, że ponad płatem regłowym Gładkiego leży płat triasowy, należący do wyższej płaszczowiny regłowej. Jak wynika z tabli-

<sup>1</sup> Zapewne omyłkowo jako jura łuski Uplazu została na tablicy IX (Rabowski & Goetel 1925) zaznaczona jura Jadamicy i prawego zbocza Doliny Kościeliskiej, która w tekście została zaliczona do płaszczowiny regłowej dolnej.

<sup>2</sup> Strzępy margli neokomu zostały znalezione przez S. Sokołowskiego w czasie wspólnego noclegu z F. Rabowskim w najwyższym szczyście na Hali pod Uplazem, który został zbudowany na tych marglach (informacja ustna prof. dra S. Sokołowskiego).

cę VIII w ich pracy, płat ten łączyli oni bezpośrednio ze spagową dygitacją masy triasowej Upłazu.

Początkowo F. Rabowski i W. Goetel (1924) uważali, że bezpośrednim przedłużeniem dygitacji (płatu) Upłazu ku wschodowi są masy reglowe na wschodnim zboczu Doliny Miętusiej, należące do południowego pasma regli zakopiańskich. Później jednak, opierając się na stwierdzeniu, że w płacie Upłazu dużą rolę grają kwarcyty i łupki kajpru, a w spągu mas reglowych na południe od Zakopanego występują wapienie brekcjowate, piaskowce i łupki, doszli oni do wniosku (1925), że masy reglowe na wschód od Doliny Miętusiej nie są przedłużeniem płatu Upłazu, lecz należą do jeszcze wyższej jednostki płaszczowiny reglowej górnej, która spłynęła do depresji Goryczkowej, wytłaczając niższe jednostki, zgodnie z prawem kompensacji.

W. Goetel i S. Sokołowski (1930), opracowujący budowę regli zakopiańskich, przyjęli ostatni pogląd Rabowskiego i Goetla, że należą one do górnej części płaszczowiny reglowej górnej. Stosunek mas reglowych okolic Zakopanego do niższych jednostek płaszczowiny reglowej górnej — do dygitacji Upłazu i do łuski Upłazu, nie został — ich zdaniem — jeszcze wówczas definitywnie ustalony. Dla wyjaśnienia nasuwających się trudności w paralelizacji, przewidywali oni możliwość przyjęcia istnienia poprzecznego przesunięcia między pasmami wapiennymi Miętusiej, stanowiącymi przedłużenie łuski Upłazu, a pasmem Przysłopu. Istnienie takiego przesunięcia przewidywał już zresztą V. Uhlig (1898) oraz F. Rabowski i W. Goetel (1925).

Opierając się na nowym ujęciu Goetla i Sokołowskiego, F. Rabowski (1930) dokonał nowej próby paralelizacji mas reglowych na południe od Zakopanego z jednostkami tektonicznymi płaszczowiny reglowej górnej, wyróżnionymi na grzbiecie między Doliną Miętusią a Doliną Kościeliską. Stwierdza on mianowicie, że masy reglowe okolic Zakopanego zostały zaliczone do najwyższej jednostki tej płaszczowiny właściwie bez specjalnego uzasadnienia, gdyż z jednej strony nigdzie nie widać nadległości trzech jednostek płaszczowiny reglowej górnej (tzn. łuski Upłazu, płatu sfałdowanego Upłazu i mas reglowych na południe od Zakopanego) w jednym przekroju, z drugiej zaś strony ciągłość między poszczególnymi jednostkami została przerwana akurat w miejscu, gdzie bezpośrednio obserwacja byłaby najbardziej miarodajna, to znaczy w dnie Doliny Miętusiej, co pozwalało na pewną dowolność w paralelizacji utworów jednego zbocza z drugim. Rabowski zauważa ponadto, że argument, jakim posługiwano się uprzednio, był raczej natury negatywnej, gdyż stwierdzono tylko, że masy reglowe na wschód od Doliny Miętusiej nie są, wobec odmiennej budowy, przedłużeniem fałdu Upłazu.

Rabowski stwierdza, że dzięki nowym obserwacjom Sokołowskiego i Goetla można rozstrzygnąć tę tak delikatną sprawę powiązań poszczególnych jednostek tektonicznych w oparciu o wyraźne analogie budowy

fałdu Krokwi i fałdu Uplazu (Rabowski, jak wiadomo, proponuje w tej pracy zastąpić terminy dygitacji Suchego Wierchu i Krokwi terminami fałd Suchego Wierchu i Krokwi).

Stwierdza on mianowicie, że istniejące w północnej części leżącego fałdu Uplazu dwie czołowe dygitacje, przedzielone fałdem wstecznym płaszczowiny reglowej dolnej, można paralelizować z dygitacjami czołowymi fałdu Krokwi w Dolinie Małej Łąki. Z kolei spągową dygitację fałdu Uplazu z okolicy Pieca można paralelizować z dygitacją Małej Świniicy, zajmującą analogiczne położenie w stosunku do fałdu Krokwi. Te analogie budowy, a więc argument pozytywny, przeważają — zdaniem Rabowskiego — szale na korzyść poglądu, że fałd Krokwi jest identyczny z fałdem Uplazu, a nie należy do mas reglowych wyższych. Istniejące różnice polegają tylko na bardziej połoim położeniu fałdu Uplazu, na mniejszym rozwoju kajpru dzielącego poszczególne dygitacje tego fałdu oraz na braku w jego podłożu fałdu Suchego Wierchu. Rabowski przypuszcza przy tym, że resztką tego fałdu może być płat triasowy na Gładkiem, leżący na neokomie, który pozostał w tyle względem fałdu Uplazu. Aby wytłumaczyć z kolei, że wprost na wschód od fałdu Uplazu, po drugiej stronie Doliny Miętusiej znajduje się fałd Suchego Wierchu, Rabowski przyjmuje jako logiczną konsekwencję tożsamości fałdu Uplazu i Krokwi, istnienie wielkiej dyslokacji lub fleksury, wzdłuż której masy reglowe okolic Zakopanego zostały przesunięte ku północy o około półtora kilometra. Rabowski zaznacza jednak, że przesunięcie takie nie ujawnia się zupełnie w serii wierchowej.

W efekcie tych rozważań Rabowski dochodzi do wniosku, że na całej przestrzeni między Doliną Kościeliską a Doliną Suchej Wody w obrębie płaszczowiny reglowej górnej można wyróżnić nie trzy, lecz dwie odrębne jednostki tektoniczne — masy dolne, które wraz z łuską Uplazu nazywa łuską Kończystej, oraz masy wyższe, do których należą fałdy Uplazu-Krokwi i Suchego Wierchu.

Do fałdu Uplazu-Krokwi Rabowski jest skłonny zaliczyć również masy triasowe leżące nad kredą reglową w Dolinie Chochołowskiej, mimo ich analogii facjalnych do triasu z masywu Choczu. To samo odnosi się do triasu z Gęsiej Szyi, zaliczonego uprzednio przez W. Goëtla (1916), za Uhlgiem, do triasu chociażńskiego.

W artykule pt. „Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Komdratową“ F. Rabowski (1931) zajmuje się głównie tektoniką pasma wierchowego. Kilka luźnych uwag poświęconych jest jednak również budowie interesującego nas odcinka reglowego. Profil przez Uplaz Miętusi jest właściwie powtórzeniem opublikowanego uprzednio barwnego profilu (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII). Termin łuska Uplazu jest tutaj zastąpiony terminem łuska Kończystej.

Jak widać z przeglądu dotychczasowych badań, rozważania geologów polskich sprowadzały się właściwie do rozważań czysto tektonicz-



nych, geometrycznych. Wypowiedziano już właściwie niemal wszystkie możliwe poglądy co do paralelizacji jednostek tektonicznych z Upłazem Miętusiego z jednostkami regli zakopiańskich, nie rozwiązano jednak zasadniczego problemu, to znaczy sposobu powiązania regli zakopiańskich z reglami zachodnimi. Szczególnie niejasnym problemem stała się jednak kwestia, które właściwie jednostki reglowe należą do płaszczowiny reglowej dolnej, a które do górnej.

Zagadnienia tego nie można było rozwiązać wyłącznie z tektonicznego punktu widzenia. Konieczne były badania porównawczo-facjalne, prowadzone na wielkich obszarach Karpat Centralnych, a nie tylko w Tatrach. Obserwacje tego typu poczynił A. Matějka (1927), który w okolicy Rużomberku wydzielił — w oparciu o badania facjalne — płaszczowinę reglową dolną, środkową i górną (choczańską). Opierając się na rozważaniach facjalnych, A. Matějka i D. Andrusov (1930) doszli do wniosku, że masy reglowe północnego zbocza Tatr między Popradem a Doliną Kościeliską należą tylko do płaszczowiny reglowej dolnej, tworzącej kilka płaszczowin podrzędnych, lub grup dygitacji, odpowiadających całkowicie dolnej i górnej płaszczowinie reglowej w sensie Lugeona (lecz nie płaszczowinie choczańskiej!). Już wtedy stwierdzili oni, że obie te podrzędne płaszczowiny czy grupy dygitacji są oddzielone od siebie płaszczyną nasunięcia i nie ma między nimi związku stratygraficznego za pośrednictwem skreśtu synklinalnego, co stanowiło podstawę rozważań zarówno Limanowskiego, jak i Rabowskiego i Goetla, a także Goetla i Sokołowskiego. Opierając się na dawniejszych badaniach Rabowskiego, stwierdzili oni przy tym, że spod dolnej grupy dygitacji reglowych (Suchego Wierchu) wychodzi jeszcze niższa jednostka, rozwinięta silnie na zachód od Doliny Kościeliskiej. Masy reglowe, leżące na tej jednostce na odcinku od Doliny Chochołowskiej do Doliny Juraniowej, należą — zgodnie z ostatnim poglądem Rabowskiego (1930) — do jednostki Krokwi, a nie do płaszczowiny choczańskiej, która w Tatrach rozwinięta jest tylko w masywie Osobitej, a dalej ku wschodowi nie występuje zupełnie, podobnie jak płaszczowina reglowa środkowa.

Pogląd, że w Tatrach występuje właściwie głównie płaszczowina reglowa dolna, został rozpowszechniony przez A. Matějkę i D. Andrusova (1931) na III Kongresie Asocjacji Karpackiej, który odbył się w 1931 r. w Czechosłowacji. Dla płaszczowiny reglowej dolnej D. Andrusov (1936a) wprowadził później nazwę płaszczowina krizniańska, dla górnej tatrzańskiej — choczańska, a dla najwyższej — nie występującej w Tatrach — strażowska. F. Rabowski w swej pracy pośmiertnej (1954) sugeruje, by dla obu płaszczowin reglowych nadal używać nazw „dolna“ i „górna“, zamiast proponowanych przez Andrusova nazw lokalnych. Dla płaszczowin jeszcze wyższych, nie występujących w Tatrach, lecz w bardziej południowej części Karpat Wewnętrznych, można natomiast — jego zdaniem — znaleźć inne nazwy, nie związane z mawą Tatr, jak

to przyjęto w języku francuskim dla płaszczowin reglowych (subtatriques). Określenie „płaszczowina reglowa dolna i górna“ używa już w tym nowym znaczeniu S. Sokołowski (1948), lecz w praktyce ostatnio często stosuje się oba terminy (por. Passendorfer 1952). D. Andrusov zmodyfikował później swe poglądy dotyczące paralelizacji różnych reglowych jednostek tektonicznych. Zerwał on zupełnie z przejętym od Rabowskiego poglądem, że w reglach na zachód od Doliny Kościeliskiej występuje jednostka reglowa niższa od najniższej jednostki na prawym zboczach doliny, i doszedł do przekonania, że w reglach zachodnich istnieje tylko jednostka, stanowiąca przedłużenie najniższej jednostki z Gładkiego Upłaziańskiego i odpowiadająca dygitacji Suchego Wierchu z regli zakopiańskich (Andrusov 1936b). Tym samym wrócił on do pierwotnego ujęcia Uhliga (1897—1899), Lugeona (1903) i Limanowskiego (1911). Pogląd ten zyskał wkrótce powszechne uznanie i był rozpowszechniony w wielu syntetycznych ujęciach (Sokołowski 1948, Passendorfer 1952, Michaliłk 1953, Halicki 1954).

D. Andrusov (1936a) uznał również, że w reglach zachodnich nie ma wcale dygitacji Krokwi, a jej miejsce zajmuje płaszczowina chociażńska, cechująca się typowo alpejskimi facjami triasu. Również K. Guziłk (1936) zaliczył tę jednostkę do płaszczowiny chociażńskiej, kwestionując jednak zauważone przez Andrusova analogie wschodnioalpejskie w triasie i zwracając uwagę na pewne analogie facjalne do płaszczowiny reglowej dolnej. D. Andrusov (1936a) i K. Guziłk (1936) zaliczyli również do płaszczowiny chociażńskiej łuskę Kończystej i Upłazu. Znalazło to później swój wyraz w syntetycznych ujęciach S. Sokołowskiego (1948), E. Passendorfera (1952) i A. Michaliłki (1953). Na swej mapce tektonicznej S. Sokołowski (1948, fig. 1) zaliczył do dygitacji Krokwi fałd Upłazu, zgodnie z ostatnim ujęciem Rabowskiego z 1930 r. Do dygitacji Krokwi zaliczył on również płat triasu na Gładkiem, zaliczany uprzednio przez Rabowskiego do dygitacji Suchego Wierchu (1930). Podobne ujęcie można znaleźć także na mapkach tektonicznych E. Passendorfera (1952, rys. 5), A. Michaliłki (1953, tabl. XVIII) i D. Andrusova (1959a, obr. 11). Do ostatnich lat jednak nie było w tym względzie jednolitych poglądów, skoro E. Passendorfer (1952, rys. 83; 1954) zaliczył do płaszczowiny reglowej górnej nie tylko łuskę Kończystej, lecz również fałd Upłazu i płat triasowy na Gładkiem, leżący na neokomie. Podobne ujęcie można znaleźć także u A. Michaliłki (1953, tabl. XIX, profil 8), który do płaszczowiny chociażńskiej, prócz łuski Kończystej i Upłazu, zaliczył również i płat triasowy na Gładkiem oraz nie sprecyzowane bliżej wtórnie sfałdowane utwory kajpru i jury na południowym zboczach Doliny Miętusiej (op. cit., s. 242), a także, jak można sądzić z cytowanej tablicy, fałd Upłazu.

W 1954 roku zostało opublikowane pośmiertnie ostatnie opracowanie F. Rabowskiego omawiające stosunki strukturalne płaszczowin reglowych w okolicy Upłazu Miętusiego. Do płaszczowiny reglowej dolnej

zaliczył on wszystkie jednostki z wyjątkiem łuski Upłazu i łuski Kończystej, które — zgodnie z ujęciem D. Andrusova (1936a, b) i K. Guzika (1936) — zaliczył do płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej).

Płaszczowina reglowa dolna w tym najnowszym ujęciu składa się z mas spagowych, leżących wprost na podłożu wierchowym (strzępy reglowe nad Bramą Kraszewskiego) oraz z fałdu Upłazu. Rabowski stwierdza przy tym, że między triasem płatu Gładkiego Upłaziańskiego a triasem grzbietu Upłazu Miętusiego nie ma płaszczyny nasunięcia, jak to przyjmowano dotychczas, lecz że obydwie te jednostki łączą się ze sobą w ten sposób, że fałd Upłazu jest po prostu dygitacją leżącą, odgałęziającą się od mas triasowych Gładkiego Upłaziańskiego. Związek ten, zdaniem Rabowskiego, można prześledzić w rejonie skałki Piec, gdzie istnieją dwie wsteczne synkliny złożone wyłącznie ze skrzydeł odwróconych (północnych), przedzielone wstecznym fałdem antyklinalnym. Nie są to przy tym fałszywe antykliny, jak to przyjmowano poprzednio, lecz prawdziwe sykliny, zamykające się od dołu; również i fałd antyklinalny nie jest fałdem obalonym, lecz fałdem wstecznym zamykającym się od góry. Dość regularny, choć silnie wytłoczony skręt synklinalny wiążący masy spagowe z fałdem Upłazu znajduje się na Hali pod Upłazem, gdzie otula od góry łuskę Upłazu. W północnej części grzbietu Upłazu fałd Upłazu jest podrzędnie sfałdowany, jednak Rabowski nie mógł zdecydować, czy mamy tu do czynienia z fałdem wstecznym, czy też z małą dygitacją czołową. Sądząc z jego przekroju (tabl. 2), poprowadzonego dalej ku zachodowi, przez Jadamicę, tę drugą ewentualność był on skłonny wyłączyć, gdyż na tym przekroju trias na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej nie został zaliczony, jak uprzednio, do jakiejś niższej jednostki tektonicznej, z której mogłoby wyjść fałd wsteczny, lecz wiąże się wyraźnie z fałdem Upłazu, tworząc czołową dygitację, z zaznaczonym wyraźnie skrętem antyklinalnym.

Jeżeli chodzi o paralelizację z reglami zakopiańskimi, to w tym względzie F. Rabowski powraca do swej pierwszej koncepcji (Rabowski & Goetel 1924), wiążąc fałd Upłazu z jednostką (dygitacją) Suchego Wierchu, podobnie zresztą, jak to już wcześniej uczynił M. Limanowski (1911) i, niezależnie od Rabowskiego, D. Andrusov (1936b, 1959a). Jest to jednocześnie ta sama jednostka reglowa, która jest rozwinięta na lewym zboczu Doliny Kościeliskiej i dalej w reglach zachodnich. Odpowiednik spagowych mas płaszczowiny reglowej dolnej, zachowanych w strzępach nad Bramą Kraszewskiego, mogą — zdaniem Rabowskiego — stanowić łuski triasowe leżące na wschód od Doliny Miętusiej, przylegające do normalnego skrzydła fałdu Giewontu. Do dygitacji Krokwi w tym ujęciu zaliczył F. Rabowski tylko trias z obu zboczy Doliny Miętusiej i ze skałki nad Przystopem Miętusim, widząc w nich element analogiczny do drugorzędnej dygitacji Małej Świnicy W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930). F. Rabowski nie wypowiada się tym razem

co do sposobu powiązań płatu triasowego leżącego na neokomie Gładkiego Uplaziańskiego. Ponieważ jednak na tablicy 2 nie zaliczył on go do płaszczowiny reglowej górnej, a płat ten nie został związany z fałdem Uplazu, należy sądzić, że mógł go uważać za zachowany płat jakiejś podrzędnej dygitacji, wchodzącej w skład dygitacji Krokwi, lub za fragment jeszcze wyższej jednostki tektonicznej, wchodzącej jednak w skład płaszczowiny reglowej dolnej.

Wiele uwagi poświęcił Rabowski powiązaniom strukturalnym łuski Uplazu. Jego zdaniem, leży ona na masach spągowych płaszczowiny reglowej dolnej, a pod fałdem Uplazu. Od południa jest ona otulona skrzętem synklinalnym, musiała zatem wnikać w ten skrzęt od północy, od strony łuski Kończystej, gdzie znajdują się analogiczne facje liasu. Ponieważ — zdaniem Rabowskiego — obie łuski nie mogły się ze sobą łączyć ponad neokomem z brzegów Doliny Miętusiej, jedyna możliwość połączenia istnieje w głębi pod czołową częścią fałdu Uplazu do Bramy Kantaka, gdzie przedłuża się północne pasmo łuski Kończystej.

Nowe ujęcie budowy Uplazu Miętusiego przez Rabowskiego nie zostało zaakceptowane przez geologów po wojnie. W szczególności została zakwestionowana pozycja tektoniczna łuski Uplazu, która we wszystkich poprzednich ujęciach była umieszczona pod fałdem Uplazu. S. Sokołowski (1959) wysunął przypuszczenie, że nasunęła się ona bezpośrednio z góry, z południa, nie zaś podfałdowała się od północy. Zdaniem S. Sokołowskiego i Z. Kotańskiego (1959, 1961), łuska Uplazu znajduje się w lokalnej depresji, leżąc na różnych ogniwach płaszczowiny reglowej dolnej. Idea ta została zaznaczona na przekroju prawego zbocza Doliny Kościeliskiej (Kotański 1961, tabl. VI, przekrój I).

W ostatnim swym ujęciu F. Rabowski (1954) zredukował bardzo znaczenie tzw. mas spągowych, leżących nad Bramą Kraszewskiego. Ten fakt zapewne stał się przyczyną zupełnego pominięcia przez S. Sokołowskiego (1958; 1961, fig. 8) tej jednostki na jego najnowszych przekrojach. Widać tam tylko potężnie rozrośniętą jednostkę znajdującą się w położeniu fałdu Uplazu, wiążącą się za pośrednictwem wstecznych synklin z płatem Gładkiego Uplaziańskiego i przechodzącą ku zachodowi w wielką jednostkę regli zachodnich. W czołowej części mas Uplazu znajdują się dwie dygitacje triasowe, nurzające się na zboczach Doliny Miętusiej w synklinalne masy kajpru, jury i neokomu. Powojenne zdjęcia geologiczne S. Sokołowskiego wykazały (ark. Hrubby Regiel 1958; Sokołowski 1959, 1961), że między Kończystą Turnią a Bramą Kantaka wśród margli neokomu przebiega dygitacja składająca się z dolomitów środkowotriasowych i białych wapieni tytońskich, okalających od góry i od dołu środkowy trias i przechodzących w obu kierunkach do margli neokomskich. Wynika z tego, że masy neokomu pod Kończystą Turnią są podwojone. Poglądy te zostały przez S. Sokołowskiego zilustrowane

na kilku rysunkach i przekrojach (Sokołowski 1958; 1961, fig. 8, 14 i tabl. XL).

S. Sokołowski nie przeprowadził paralelizacji jednostek tektonicznych Upłazu z reglami zakopiańskimi, jednak z jego mapek (1958 i 1961, tabl. XXXIX) wynika, że fałdu Upłazu nie zalicza już jak uprzednio (1948, fig. 1) do dygitacji Krokwi, lecz łącznie z masą spągową i czapką Gładkiego Upłaziańskiego — do dygitacji Suchego Wierchu. Do dygitacji Krokwi zaliczył on tym razem tylko płat triasu leżący na neokomie Gładkiego Upłaziańskiego (1961, tabl. XXXIX), chociaż nie wykluczał możliwości przynależności tego płatu do płaszczowiny choczańskiej (Sokołowski & Kotański 1959, Sokołowski 1961). S. Sokołowski nie podtrzymał natomiast paralelizacji F. Rałowskiego (1954) triasu ze zboczy Doliny Miętusiej z dygitacją Małej Świnicy, ani nie wypowiedział się w odniesieniu do powiązań odkrytej przez niego dygitacji pod Kończywą Turnią z którąś z dygitacji regli zakopiańskich lub z Upłazu Miętusiego. Jak wynika z jego syntetycznego przekroju (Sokołowski 1961, fig. 8), dygitację tę próbuje on wyprowadzić z najwyższej czołowej dygitacji fałdu Upłazu.

Jak widać z tego obszernego przeglądu dotychczasowych badań, pomimo dużej ilości wypowiedzianych poglądów i hipotez, budowa omawianego terenu nie została ostatecznie wyjaśniona, a w ostatnich latach dokonano nawet pewnych uproszczeń, które jednak wcale nie przyczyniły się do wyjaśnienia ogólnego obrazu budowy, ani nie usunęły istniejących wątpliwości.

Stało się rzeczą jasną, że wyjaśnienie budowy Upłazu Miętusiego i terenów sąsiednich jest niemożliwe w świetle obowiązującej dotychczas teorii dygitacyjno-płaszczowinowej, gdyż wszelkie próby paralelizacji wyróżnionych tu jednostek tektonicznych z dygitacjami okolic Zakopanego i regli zachodnich właściwie zawiodły. Po udowodnieniu przez K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963a, b), że regle zakopiańskie mają nie dygitacyjno-płaszczowinowy, lecz łuskowo-płaszczowinowy styl budowy, stało się rzeczą oczywistą, że należy zrewidować również poglądy na budowę Upłazu Miętusiego, tym bardziej że w tym czasie nastąpił znaczny postęp w dziedzinie stratygrafii triasu reglowego (Kotański 1963b, c), co miało duże znaczenie dla badań kartograficzno-tektonicznych (Guzik 1963, W. Jaczynowska & S. Jaczynowski 1963).

Należy podkreślić, że — jeszcze przed naszym wspólnym opracowaniem budowy regli zakopiańskich — prof. K. Guzik w dyskusjach na zebraniach Katedry Geologii Ogólnej Uniwersytetu Warszawskiego, nawiązując do wypowiedzianych już dawniej poglądów podkreślał, że jednostka Bobrowca może nie odpowiadać żadnej z dygitacji regli zakopiańskich, lecz stanowić zupełnie odrębną jednostkę, zastępującą tamte obydwie w reglach zachodnich. Koncepcja ta stała się jeszcze bardziej prawdopodobna po stwierdzeniu, że w reglach zakopiańskich poszcze-

gólne jednostki tektoniczne nie ciągną się na wielkiej przestrzeni, lecz nawzajem się ścinają, wytłaczają i zastępują. Zasada ta znalazła pełne potwierdzenie w szczegółowych badaniach wykonanych przeze mnie na Uplazie Miętusim i na sąsiednich terenach.

## STRATYGRAFIA

Dzięki badaniom wielu pokoleń geologów, począwszy od Zejsznera i Stachego, poprzez Uhliga, Limanowskiego i Goetla aż do Rałbowskiiego i Sokołowskiego, mamy dzisiaj dość pełny obraz litostratygrafii utworów reglowych na Uplazie Miętusim, w rejonie Przysłopu Miętusiego i na sąsiednich terenach. Wyróżnione tu zostały wszystkie ogniwa litostratygraficzne, które zostały lepiej poznane w innych miejscach występowania płaszczowiny reglowej dolnej. Dotyczy to szczególnie retyku, jury i neokomu reglowego. Skamieniałości w większych ilościach występują na omawianym terenie tylko w retyku na Gładkiem Uplaziańskim (Limanowski 1904) oraz pod Piecem (Rałbowski 1954) i w liasie Czerwonej Skałki nad Przysłopem Miętusim, gdzie zostały opisane przez L. Zejsznera (1856), a później przez S. Sokołowskiego (1925). Obfita fauna liasowa znana jest natomiast z płaszczowiny reglowej górnej, gdzie została odkryta przez Stachego (w łusce Uplazu) i przez S. Sokołowskiego (w łusce Kończystej).

W porównaniu z tymi utworami bardzo słabo została dotychczas opracowana stratygrafia triasu reglowego, co było zresztą główną przyczyną braków w dotychczasowym ujęciu budowy omawianego obszaru i powstania wielu niedostatecznie umotywowanych koncepcji i paralelizacji tektonicznych.

Dolny trias na omawianym obszarze nie był wyróżniany w ogóle. F. Rałbowski (1954) wydzielał wprawdzie płytowe wapienie brekcjonowane i łupki, zaliczył je jednak do środkowego triasu. W wyższej części tak pojętego środkowego triasu nie wyróżnił on dolomitów i wapieni, nie mówiąc już o jakichś odmianach tych skał, lecz mówił ogólnie o wapieniach dolomitycznych (Rałbowski 1954, tabl. 1 i 2). Do kajpru zaliczał pstre łupki i piaskowce kwarcytowe. Szczególnie te ostatnie, jego zdaniem, są charakterystyczne dla kajpru tego rejonu i zajmują spore obszary na północnym ramieniu Uplazu Miętusiego oraz na północ od Hali pod Uplazem.

Obecność dużej ilości jasnych kwarcytów w kajprze stała się wątpliwa, odkąd kwarcyty na południowym zboczu Łysanek zostały zaliczone do dolnego triasu (Guzik 1963, W. Jaczynowska & S. Jaczynowski 1963, Kotański 1963c). Na możliwość zaliczenia tych kwarcytów do dolnego triasu zwróciła uwagę mgr Maria Bac. Na wspólnej wycieczce odbytej w 1963 r. podtrzymałem jej przypuszczenia i stwierdziłem, że kwarcyty te są istotnie bardzo podobne do kwarcytów seisu z łuski

Czarnej Turni. Mgr M. Bac, prowadząc grupy studenckie na Kursie Kartowania Geologicznego w latach 1962 i 1963, kierowanym przez prof. K. Guzika, zauważyła również, że w kilku miejscach wydzielenia Rabowskiego nie pokrywają się z rzeczywistością — tak na przykład w żlebie w północnej części Hali pod Upłazem prócz margli neokomu występują również czarne łupki i wapienie górnego kampału.

Próbie podziału litologicznego utworów środkowotriasowych na Upłazie Miętusim i na Gładkiem Upłaziańskim podejmował już wcześniej R. Hryniewski (1961), który wykonał na tym obszarze pracę magisterską pod kierunkiem prof. K. Guzika. Wydzielił on kilka odmian skał triasowych, lecz ich pozycja stratygraficzna nie została prawidłowo określona ze względu na to, że tektonika, szczególnie w okolicy skałki Piec jest bardzo zawiła, co — przy braku jeszcze wówczas wzorcowego profilu litostratygraficznego triasu reglowego — nie mogło dać poprawnych rezultatów.

Badania na omawianym terenie, najpierw w rejonie Przysłopu Miętusiego, rozpocząłem w 1962 r. Stwierdziłem już wówczas, że siodło to nie jest zbudowane z utworów kajpru, jak to dotychczas przyjmowano, lecz z utworów dolnego triasu (Kotański 1963b, c). W 1963 roku ustaliłem wzorcowy profil anizyku i ładynu na grzbiecie Sywarowego i na Skoruśniaku, gdzie zostały znalezione m.in. przewodnie liliowce i diplopory. W tymże roku poczyniłem obserwacje na obu zboczach Doliny Miętusiej na południe od Kończystej Turni oraz na Upłazie Miętusim, na Hali pod Upłazem i na Gładkiem Upłaziańskim, co pozwoliło mi na stworzenie tektonicznej koncepcji roboczej. W 1964 roku skartowałem rejon Upłazu Miętusiego i Gładkiego Upłaziańskiego (tabl. I), opierając się na istniejącym zdjęciu Rabowskiego. Znalazłem przy tym kilka stanowisk z diploporami oraz pobrałem dużą ilość próbek do badań mikrofacjalnych. Dla uzyskania możliwie pełnej charakterystyki najważniejszych typów litologicznych, z pobranych próbek zostało wykonanych przeszło 300 szlifów mikroskopowych, które zostały opracowane zgodnie z zasadami analizy mikrofacjalnej, zastosowanej z wielkim powodzeniem przez E. Flügelę (1963a, b) w badaniach triasu wschodnioalpejskiego. Pełne opracowanie mikrofacji triasu reglowego odkładam do osobnych publikacji, jednak już tutaj podaję najważniejsze wyniki opracowań mikrofacjalnych, częściowo z zastosowaniem terminologii używanej przez Flügelę.

Ze względu na skomplikowaną tektonikę, konieczne było na opisywanym terenie jednoczesne prowadzenie badań stratygraficznych i tektonicznych. Dopiero na tej podstawie można było wyróżnić poszczególne jednostki tektoniczne i ustalić ich superpozycję. Szczegółowe uzasadnienie tej superpozycji zostanie podane w części tektonicznej. Już teraz jednak wyróżnione ogniwa litologiczno-stratygraficzne będą opisywane zgodnie z jednostkami tektonicznymi — od najniższych do najwyższych.

## DOLNY TRIAS

Utwory dolnego triasu występują na omawianym obszarze w wielu miejscach, zajmując nieraz znaczne przestrzenie (tabl. I). Wyróżnienie utworów dolnotriasowych ułatwiło zorientowanie się w zawiłej tektonice i umożliwiło wydzielenie wielu odrębnych jednostek tektonicznych (fig. 4). Szczególnie ważną rolę grają kwarcyty dolnego seisu i warstwy myophoriowe górnego kampilu.

*Dolny seis*

Do dolnego seisu na omawianym obszarze należą jasne, białawe, żółtawe lub zielonkawe, a rzadziej różowawe piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty. Tworzą one dość grube ławice i prawie wcale nie zawierają wkładek łupkowych. Najbardziej podobne są one do kwarcytów z łuski Czarnej Turni na południowym zboczu Łysanek, różnią się natomiast jasną barwą od dolnego seisu reglowego z Jaworzynki i od większości piaskowców werfenu wierchowego.

W łusce Pieca występują one na zachodnim zboczu Uplazu Miętusiego pod Piecem, gdzie znajdują się pod górnym seisem i kampilem, a są nasunięte na odwróconą łuskę kajpru i retyku. Nie tworzą tu one dobrych odkrywek, lecz duża ilość ułamków kwarcytów na zboczu pozwala dość dokładnie ustalić ich przebieg. Na przełęczce na południe od Pieca znajdują się *in situ* i są tu nasunięte na ładyn łuski Wolarni. Sypią się one również i na wschodnim zboczu Uplazu poniżej Pieca, gdzie pas ich wychodni znajduje się między anizykiem łuski Wolarni a górnym kampilem łuski Pieca. Wszystkie te wychodnie kwarcytów znane były Rabowskiemu (1954), który zaliczał jednak te utwory do kajpru. Ich przynależność do dolnego seisu nie może budzić wątpliwości ze względu na wspomniane wyżej analogie litologiczne, jak również dlatego, że występują one zawsze poniżej wyższych ogniwi werfenu; łuski Pieca, względem których są jednak zluźnione.

Kwarcyty dolnego seisu znane są również ze wschodniego zbocza Doliny Miętusiej, gdzie występują poniżej drogi hawiarskiej nad Wodniściakiem. Należą one tu do łuski Przełęczy Sywarowej, która stanowi — być może — przedłużenie łuski Pieca. Kwarcyty te są zupełnie analogiczne do skał spod Pieca, występują również w spagu wyższych utworów werfeńskich i już przez Rabowskiego (1959) były zaliczane do dolnego triasu.

W jednostce Suchego Wierchu kwarcyty seisu tworzą pas wychodni ciągnący się na zachodnim zboczu Uplazu Miętusiego, poniżej Hali na Wyżnie a ponad Halą pod Uplazem. Ten pas kwarcytów był również znany Rabowskiemu (1954), który jednak uważał go za kajper. Kwarcyty te



wykazują zupełne analogie do innych kwarcytów dolnego seisu, a ponadto znajdują się w wyraźnym związku z leżącymi ponad nimi utworami kampilu, choć są od nich odkłute (fig. 3). Rabowski zaliczył je do kajpru zapewne na tej podstawie, że w ich spągu wyróżnił on wapienie retyckie. Okazało się jednak, że retyku tutaj w ogóle nie ma, a zaliczane do niego wapienie należą w rzeczywistości do anizyku łuski Pieca. Kwarcyty dolnego seisu sypią się również w żlebie nad drogą w północnej części Hali pod Upłazem, gdzie leżą pod dolnym kampilem. Do tego pasma należy zaliczyć zapewne również kwarcyty znajdujące się w dwóch miejscach w żlebie poniżej drogi na Halę pod Upłazem, które Rabowski (1954) również zaliczał do kajpru. Kwarcyty te są tutaj wyraźnie ścięte przez wyższe ogniwa triasu jednostki Suchego Wierchu i rozwleczone u podstawy nasunięcia łuski Upłazu.

W jednostce Bobrowca wychodnie dolnego seisu ciągną się z przewrami niemal od Bramy Kraszewskiego do zbocza Jadamicy, a następnie występują na obu zboczach Krowiego Żlebu, w północnej części Upłazu Miętusiego i na zachodnim zboczu Szerokiego Żlebu. Są to wyłącznie jasne kwarcyty, bez wkładek łupków, które w miejscach znanych Rabowskiemu (1954) były przez niego zaliczane do kajpru. Okazało się, że wychodnie kwarcytów zajmują znacznie większy obszar i wszędzie ciągną się w spągu kampilu lub anizyku. Taka ich pozycja stratygraficzna oraz analogie z kwarcytami z łuski Czarnej Turni przemawiają za zaliczeniem ich do dolnego seisu. Jest to najniższe ogniwo litologiczne jednostki Bobrowca, które znaczy wszędzie nasunięcie tej jednostki (a ściślej mówiąc — łuski Starych Kościelisk) na różne jednostki podłoża reglowego i wierchowego.

Pierwszy raz kwarcyty pojawiają się przy chodniku do Jaskini Mroźnej, w miejscu gdzie się rozdzielają drogi. Wyraźnych odkrywtek tu nie ma, lecz można sądzić, iż jasne kwarcyty leżą tu pod kampilem widocznym nieco dalej ku północy w dnio potoku, a nasunięte są na różne ogniwa jury, a przede wszystkim na radiolaryty łuski Kotaszki. Ciągły pas wychodni tworzą kwarcyty na NE od osuwiska, którym wiedzie droga na Halę pod Upłazem (tabl. I). Sypią się one na całym zboczku nad Dolinką pod Jadamicę, a na miejscu występują dość wysoko, na wyraźnym upłazie (fig. 1) ciągnącym się poniżej podmokłych wychodni margli neokomu łuski Kotaszki, na które są nasunięte. Te nieznane dotychczas wychodnie kwarcytów dolnego seisu łączą się ze znanym Rabowskiemu (1954) wielkim obszarem występowania kwarcytów poniżej Hali pod Upłazem, zaliczanych zresztą przez niego do kajpru. Wszędzie tutaj kwarcyty leżą pod transgredującym na nie zlepieńcem anizyjskim, w którym bardzo liczne są otoczaki i okruchy kwarcytów seisu (miejsce, gdzie anizyjski zlepieniec podstawowy występuje *in situ*, jest zaznaczone na tabl. I znakiem x). W ten sposób dolnotriasowy wiek kwarcytów zo-

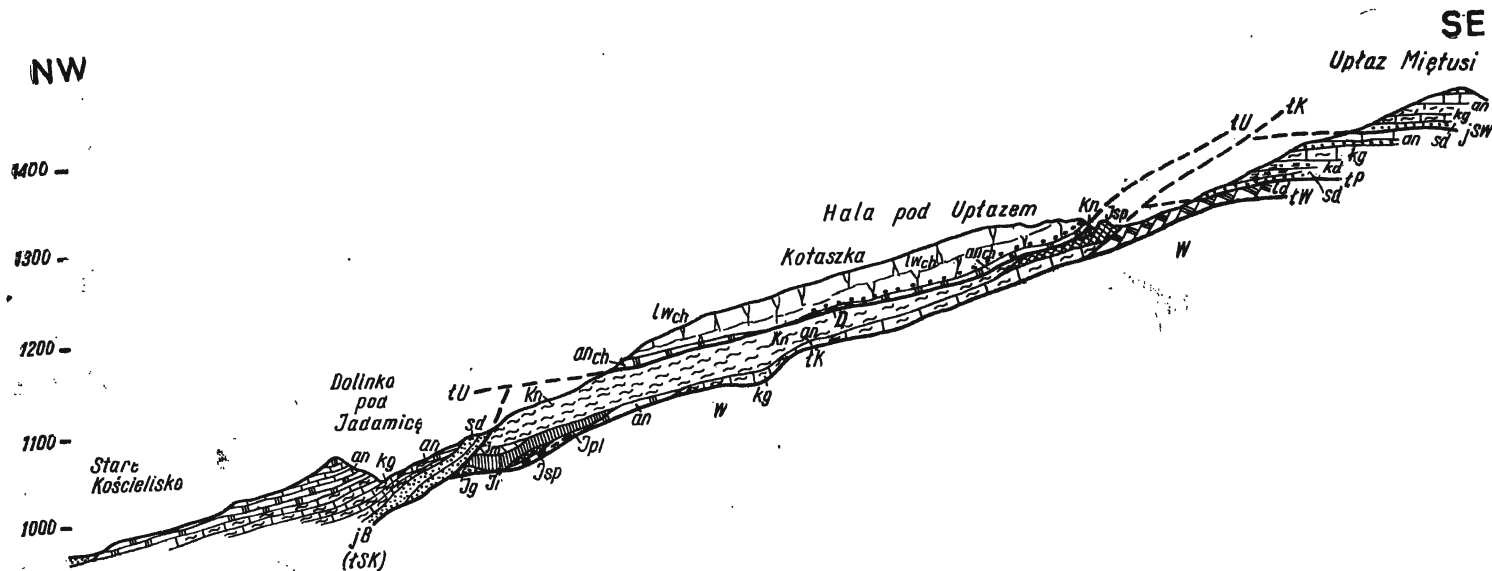


Fig. 1

Przekrój przez jednostki reglowe na wschodnim zboczach Doliny Kościeliskiej od Starych Kościelisk przez Dolinkę pod Jadamicą i Halę pod Uptazem do Uptazu Miętusiego

Seria reglowa dolna: *sd* dolny seis, *sg* górny seis, *kd* dolny kampil, *kg* górny kampil, *an* anizyk, *ld* dolny ladyn, *Jg* warstwy gresteńskie (hetang-synemur), *Jpl* wapienie plamiste (lotaryng), *Jsp* spongiolity i wapienie krynowide (pliensbach-aalen), *Jr* radiolaryty (dogger — dolny malm), *Jm* wapienie górnego malmu, *Kn* wapienie margliste neokomu; seria reglowa górna: *anch* górny anizyk, *lwch* wapienie środkowoliasowe; *D* miejsce występowania diplop. Jednostki tektoniczne płaszczowiny reglowej dolnej: *tW* łuska Wolarni, *tP* łuska Pieca, *jSW* jednostka (płaszczowina cząstkowa) Suchego Wierchu, *tK* łuska Kotaszki, *jB* jednostka (płaszczowina cząstkowa) Bobrowca (*tSK* łuska Starych Kościelisk); płaszczowina reglowa górna (choczańska): *tU* łuska Uptazu; *w* podłoże wierzchowe (fałd synkinalny Organów)

Coupe géologique à travers les unités subtatriques sur le versant est de la vallée Kościeliska, à partir de Stare Kościeliska par le vallon Dolinka pod Jadamicą et l'alpage Hala pod Uptazem jusqu'à la crête Uptaz Miętusi

Série subtatrique inférieure: *sd* Selsien inférieur, *sg* Selsien supérieur, *kd* Campilien inférieur, *kg* Campilien supérieur, *an* Anisien, *ld* Ladnien inférieur, *Jg* couches de Gresten (Hettangien-Sinemurien), *Jpl* calcaires tachetés (Lotharingien), *Jsp* spongiolithes et calcaires à Crinoides (Pliensbachien-Aalénien), *Jr* radiolarites (Dogger — Malm inférieur), *Jm* calcaires du Malm supérieur, *Kn* calcaires marneux du Néocomien; série subtatrique supérieure: *anch* Anisien supérieur, *lwch* calcaires du Lias moyen; *D* localités à Diplopores. Unités tectoniques de la nappe subtatrique inférieure: *tW* écaille de Wolarnia, *tP* écaille de Piec, *jSW* unité (nappe partielle) de Suchy Wierch, *tK* écaille de Kotaszka. *jB* unité

stał udowodniony również metodami stratygraficzno-sedymentologicznymi.

Kwarcyty dolnego seisu od wschodu graniczą tectonicznie z dolnym ładynem jednostki Suchego Wierchu. Dalej ku północy kryją się one pod nasuniętą na nie łuską Jadamiicy i wyłaniają się dopiero na zachodnim zboczach Krowiego Żlebu, gdzie tworzą pas wychodni, zaznaczony przez Rabowskiego (op. cit.). Tworzą one tutaj jedyne ogniwo litologiczne łuski Starych Kościelisk, która jest nasunięta na jednostkę Suchego Wierchu i łuskę Krowiego Żlebu, a sama jest z kolei ścięta przez łuskę Kiry Miętusiej. Na wschodnim zboczach Krowiego Żlebu wychodnie kwarcytów seisu są przesunięte o około 200 m ku południowi na linii dość znacznego uskoku i wznoszą się tutaj na grzbiet Upłazu Miętusiego. Tworzą one tutaj dwie niewielkie skałki, przedzielone upłazem (fig 2). Są to jasne, brązowe na nadwietrzalnej powierzchni, gruboławicowe piaskowce kwarcytowe o dość grubym ziarnie, miejscami nawet zlepieńcowate, zupełnie podobne do kwarcytów z Czarnej Turni. Leżą one pod dolomitami anizyku należącymi do tej samej co kwarcyty łuski Starych Kościelisk, a są nasunięte na anizyjskie dolomity łuski Krowiego Żlebu. Zbocze nad Szerokim Żlebem jest na dużej przestrzeni pokryte gołoborzem kwarcytowym, które sięga aż nad Dolinę Miętusią.

### Górny seis

Utwory górnego seisu składają się z miękkich pstrych łupków i piaskowców, które są przeważnie silnie wytłoczone i zawsze źle odkryte. Występują one powyżej kwarcytów dolnego seisu na zboczach Upłazu Miętusiego nad Halą pod Upłazem poniżej Pieca (fig. 3), gdzie należą do łuski Pieca. W jednostce Suchego Wierchu i w jednostce Bobrowca warstwy te zostały przeważnie zerodowane i obecnie fragmenty tych skał można znaleźć w anizyjskiej brekcji podstawowej. (Być może jednak, że w niektórych miejscach między kwarcytami dolnego seisu a kamplem lub anizykiem mogą się również znaleźć i miękkie warstwy górnego seisu, co z powodu złego stanu odkrycia terenu nie jest obecnie możliwe do stwierdzenia.

Możliwe, że warstwy górnego seisu występują również w rejonie Przysłopu Miętusiego na N od strefy wychodni dolnego kampilu. Przedłuża się tutaj łuska Czarnej Turni, w której warstwy znajdują się w położeniu odwróconym. Rejon ten jest jednak tak źle odkryty, że w tej sprawie można wypowiedzieć tylko luźne przypuszczenia. Nie można również z całą pewnością rozstrzygnąć, które odkrywki piaskowców i łupków w dnie Doliny Małej Łąki należą do seisu, a które do kajpru. Na tablicy I wszystkie te utwory zostały zaliczone do kajpru.

### Dolny kampil

Miękkie utwory dolnego kampilu, podobnie jak warstwy górnego seisu, nie występują w wielu miejscach, gdyż przeważnie zostały zerodowane przed anizykiem, wytlócone lub nie są po prostu odkryte. W kilku miejscach w wyniku nasunięć i silnych wytlóczeń nastąpiło ponadto zbliżenie tektoniczne dolnego kampilu do kajpru z różnych jednostek, co z powodu podobieństwa litologicznego tych utworów powoduje trudności w ich odróżnieniu od siebie, szczególnie przy złym stanie odkrycia.

Zółte dolomity i pstre łupki dolomityczne dolnego kampilu występują w kilku miejscach na zachodnim zboczu poniżej Pieca. Szczególnie dobrze są one widoczne w głębokim wcięciu najbardziej północnego zlebu, gdzie przy nachyleniu warstw, zgodnym z nachyleniem zbocza, te same warstwy ukazują się w kilku miejscach spod warstw myophoriowych górnego kampilu, należąc wraz z nimi do łuski Pieca. Najbardziej charakterystycznym ogniwem litologicznym dolnego kampilu są żółto wietrzejące dolomity „maczkowe“, zupełnie podobne do analogicznych dolomitów znanych z południowego zbocza Panienek (Kotański 1956a).

Silnie zmięte żółte dolomity oraz żółte, czarne i zielone łupki dolomityczne często zlimonityzowane, które można zaliczyć do dolnego kampilu, występują poniżej warstw myophoriowych w rejonie Przełęczy Sywarowej, gdzie należą do łuski o tejże nazwie (tabl. I i II).

W jednostce *Suchego Wierchu* zostały one przeważnie wytlócone. Widoczne są tylko w północnej części Hali pod Uplazem, w zlebie tuż nad drogą prowadzącą na halę.

W jednostce *Bobrowca* zostały one przeważnie zerodowane przed transgresją dolnego anizyku. Taka sytuacja istnieje na przykład wzdłuż granicy kwarcytów dolnego seisu z transgredującym nań anizyjskim zlepkiem podstawowym. Natomiast nieco dalej ku N, w Dolince pod Jadamie, w kilku miejscach spod górnokampilskich warstw myophoriowych wyłaniają się pasiaste dolomity i brązowe łupki margliste, które mogą już należeć do dolnego kampilu.

Dolny kampil zajmuje rozległe przestrzenie w rejonie Przysłopu Miętusiego, gdzie należy do łuski *Czarnej Turni* i znajduje się w odwróconym położeniu. Nie ma tutaj wyraźnych odkrywek, lecz można zebrać w zwietrzelinie ułamki żółtych dolomitów i łupków dolomitycznych. Szare krucho dolomity oraz dolomity margliste i pstre łupki występują także przy szlaku na Przysłop Miętusi pod Zawieszistą Turnią, gdzie zostały przez S. Sokołowskiego (arkusz Hruby Regiel) zaliczone do kajpru. Ponieważ są one bardzo podobne do warstw dolnego kampilu, z których powstają dolomity komórkowe, i występują w związku z warstwami myophoriowymi górnego kampilu w przedłużeniu wychodni z Przysłopu

Miętusiego, można je również zaliczyć do strzępów dolnego kampilu łuski Czarnej Turni.

Do łuski Czarnej Turni należą także żółte i szare zbite dolomity z wkładkami żółtych łupków dolomitycznych, występujące na S od Rabusiowej Turni na obu zboczach Doliny Małej Łąki. Szczególnie dobrze są one odsłonięte w bocznym zlebie na N od Równi, w południowej części zbocza zwanego Nad Sotrą.

### Górny kampil

Górny kampil występuje niemal we wszystkich wyróżnionych jednostkach tektonicznych i wszędzie jest wykształcony w postaci typowych warstw myophoriowych (por. Kotański 1956a). Są to charakterystyczne ciemne żółto wietrzejące dolomity z wkładkami czarnych łupków i czarnych bitumicznych wapieni łupkowatych. Liczne są tu również poziomy brekcji śródwarstwowych, a w niektórych jednostkach trafiają się wkładki zlepieńców, podobnych do zlepieńców z Czarnej Turni. W nielicznych miejscach powyżej warstw myophoriowych, a poniżej typowego dolnego anizyku można jeszcze wyróżnić dolomity myophoriowe, pozbawione wkładek czarnych łupków i wapieni.

W *łusce Wolarni* nad Małą Świstówką występują brekcjowate warstwy dolomitowe, które na mapie (tabl. I) zostały zaliczone do anizyku, nie można jednak wykluczyć możliwości, że należą one częściowo do górnego kampilu, co przy bardzo złym stanie odkrycia i porośnięciu zbocza *kosówką* jest trudne do stwierdzenia.

Bardzo ważną rolę grają warstwy myophoriowe w *łusce Pieca*, gdzie zajmują największą przestrzeń na konsekwentnym zboczu nad Hałą pod Upłazem. Widoczne są one również na przełęczce na S od Pieca wzdłuż wychodni kwarcytów dolnego seisu, gdzie są jednak silnie wytłoczone. Znaczną przestrzeń zajmują one natomiast na wschodnim zboczu Upłazu Miętusiego poniżej Pieca, szczególnie w niższej części zbocza (tabl. I).

Do warstw myophoriowych i częściowo do dolomitów nadmyophoriowych należą dolomity płytowe żółto wietrzejące, ciągnące się wzdłuż drogi hawiańskiej na S od pasa wychodni urgonu Niedźwiedzia. Ten tzw. trias wewnętrzny był zaliczany przez F. Rabowskiego (1959) do środkowego triasu. Z większym prawdopodobieństwem warstwy te można jednak zaliczyć do górnego kampilu *łuski Przełęczy Sywarowej*.

W *jednostce Suchego Wierchu* warstwy myophoriowe górnego kampilu ciągną się u podstawy nasunięcia w tych wszystkich miejscach, gdzie uległ wytłoczeniu seis i dolny kampil. W typowym wykształceniu są one widoczne na przełęczce między grzbietem Skorusińskiego a Niedźwiedziem, skąd opuszczają się na zbocze nad Wantulami, odsłaniając się wzdłuż drogi hawiańskiej. Ciąg ten przedłuża się po przeciwnej stronie

Doliny Miętusiej na zboczu Uplązu Miętusiego, sięgając aż do przełączki na N od Pieca (tabl. I). Następnie na pewnym odcinku górny kampil jest wytłoczony między kwarcytami dolnego seisu a dolnym anizykiem i pojawia się dopiero w pięknych odkrywkach w wykrotach nad drogą prowadzącą z Jadamicy na Hałę pod Uplązem (fig. 3). Widoczne są tutaj m.in. brekcje śródwarstwowe.

W łusce Krowiego Żlebu warstwy myophoriowe górnego kampilu są najlepiej odkryte w północnej części grzbietu Uplązu Miętusiego (fig. 2), skąd opuszczają się zarówno do Krowiego jak i do Szerokiego Żlebu. Leżą one tutaj na górnym ladynie jednostki Suchego Wierchu.

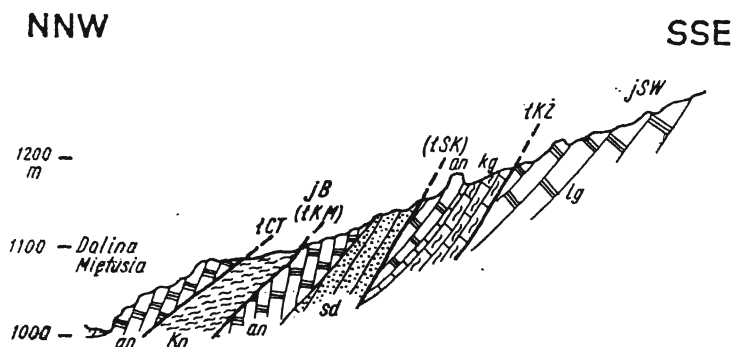


Fig. 2

Przekrój przez jednostki tektoniczne płaszczowiny regłowej dolnej północnej części Uplązu Miętusiego nad Doliną Miętusią

*sd* dolny seis, *kg* górny kampil, *an* anizyk, *lg* górny ladin, *Kn* neokom; *jSW* jednostka (płaszczowina cząstkowa) Suchego Wierchu, *iKZ* łuska Krowiego Żlebu, *JB* jednostka (płaszczowina cząstkowa) Bobrowca (*iSK* łuska Starych Kościelisk, *iKM* łuska Kira Miętusiej), *iCT* łuska Czarnej Turni

Coupe géologique à travers les unités tectoniques de la nappe subalpine inférieure dans la partie du nord d'Uplaz Miętusi au-dessus de la vallée Miętusia

*sd* Seisien inférieur, *kg* Campilien, *an* Anisien, *lg* Ladinien supérieur, *Kn* Néocomien; *jSW* unité (nappe partielle) de Suchy Wierch, *iKZ* écaille de Krowi Żleb, *JB* unité (nappe partielle) de Bobrowiec (*iSK* écaille de Stare Kościeliska, *iKM* écaille de Kira Miętusia), *iCT* écaille de Czarna Turnia

W miejscu ich występowania na grzbiecie Uplązu Miętusiego F. Rabowski (1954) zaznaczył odosobnioną plamkę kajpru. W przedłużeniu tych wychodni znajdują się wychodnie ciemnych zbitych dolomitów, należących zapewne do dolomitów nadmyophoriowych, ciągnące się nad drogą na północnym zboczu Doliny Miętusiej, sięgające ku górze aż do szlaku na Przysłop Miętusi. W wysuniętej najdalej ku E odkrywce w dnie Potoku Miętusiego występują warstwy myophoriowe, choć są tu również i dolnoanizyjskie dolomity cukrowate.

W jednostce Bobrowca górny kampil odgrywa bardzo poważną rolę, będąc związany z łuską Starych Kościelisk. Warstwy myophoriowe znajdują się na lewym zboczu Bramy Kraszewskiego, gdzie leżą wprost na wapieniach malmu wierchowego i są silnie wytłoczone. Najlepiej są one widoczne na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej, w Dolince pod Jadamicę, gdzie były znaczone przez F. Rabowskiego (1954) jako tzw. wapienie brekcyjne. W wielkim obrywie poniżej chodnika prowadzącego do Jaskini Mrożnej widoczne są czarne łupki o dość znacznej miąższości, z wkładkami czarnych wapieni i żółto wietrzejących dolomitów. Warstwy myophoriowe sięgają jeszcze dość wysoko na północne zbocze nad obrywem (fig. 1). Warstwy myophoriowe ciągną się następnie ku wschodowi na znacznej przestrzeni wzdłuż dna dolinki, przechodząc także na jej południowe zbocze. Ostatni raz pojawiają się warstwy myophoriowe w NW części wielkiego obrywu z marglami neokomu pod Jadamicą.

W łusce Czarnej Turni górny kampil jest najlepiej odkryty w skałkach na S od Przysłópu Miętusiego. Występują tutaj warstwy myophoriowe i dolomity nadmyophoriowe w odwróconym położeniu. Są to zbite dolomity płytowe, żółto wietrzejące, miejscami groszkowe, z wkładkami czarnych łupków wapnistych, wyraźnie laminowanych. Z łupkami związane są bardzo liczne brekcje śródwarstwowe z fragmentami skał kampskich, a przede wszystkim z okruchami kwarcytów dolnego seisu. Dotychczas takie brekcje znane są tylko z Czarnej Turni na południowym zboczu Łysanek, jako tzw. zlepieniec z Czarnej Turni. Występowanie podobnych skał również i w rejonie Przysłópu Miętusiego jest jeszcze jednym argumentem za zaliczeniem występujących tu utworów do łuski Czarnej Turni. Górny kampil tej jednostki widoczny jest również wzdłuż zlebu, którym biegnie skrót z Doliny Małej Łąki do czarnego szlaku.

#### ŚRODKOWY TRIAS

Dzięki dość dobremu poznaniu litologii utworów środkowotriasowych, zastosowaniu badań mikrofacjalnych i znalezieniu przewodnich skamieniałości, stało się możliwe oddzielenie anizyku od ladynu, podział tych pięter na część dolną i górną, a także wydzielenie poszczególnych ogniw litologicznych. Pozwoliło to z kolei na przeprowadzenie porównań zmienności facjalnej poszczególnych ogniw w różnych jednostkach tektonicznych i w obrębie tych samych jednostek.

#### Anizyk

Anizyk łuski Wolarni jest przeważnie dolomitowy. Są to zbite płytowe dolomity pelitowe, brekcyjne, żółto wietrzejące, bez wyraźnych struktur organodetrytycznych. Jedynie przy dolnym źródelku tuż nad szlakiem na Czerwone Wierchy na zboczu Gładkiego Upłaziańskiego wy-

stępują dolomity krzynoidowe z bardzo rzadkimi diploporami z gatunku *Physoporella* aff. *pauciforata* (Gümb.), należące do górnego anizyku. Są to skały dość urozmaicone pod względem mikrofacjalnym. Prócz fragmentów liliowców, często z powłoczkami onkolitowymi, liczny jest w nich detrytus glonowy (solenopory, diplopor), tzw. filamenty (*filaments*) oraz duże ułamki skorup małżów, również z powłoczkami onkolitowymi. Obecne są także dość liczne intraklasty. Miejscami laminowany osad wykazuje ślady zaburzeń spływowych.

Wapienie w łusce Wolarni są stosunkowo rzadkie. Występują tylko przy szlaku u północnego krańca łuski Gładkiego, gdzie są bardzo podobne do malmu wierchowego (tabl. I). Wapienie obecne są także w odosobnionym płacie reglowym na Wolarni oraz nad Małą Świstówką. Duża masa wapieni dolnoanizyjskich z pięknymi strukturami robaczkowymi znajduje się na wschodnim zboczu Uplazu Miętusiego poniżej Pieca, gdzie są one widoczne w licznych wykrotach.

Wzdłuż nasunięcia łuski Wolarni na wierchowy fałd synklinalny Ździarów nad Małą Świstówką występuje anizyjska brekcja podstawowa z licznymi okruchami skał kampilu i seisu.

W łusce Pieca reprezentowany jest głównie dolny anizyk w bardzo typowym rozwoju. Dobrze rozwinięta jest tutaj anizyjska brekcja podstawowa, widoczna na zboczu Uplazu Miętusiego powyżej Hali pod Uplazem wzdłuż szlaku. Prócz fragmentów skał kampilskich szczególnie liczne są w niej kwarcyty dolnego seisu. Powyżej leżą ciemne zbite wapienie gruboławicowe, pelitowe, silnie użylone, miejscami tylko nieco robaczkowe. Z wapieni tych jest zbudowana skałka Piec oraz obydwie zbocza poniżej skałki. W wapieniach znajdują się przewarstwienia płytowych dolomitów żółto wietrzejących. Do górnego zapewne anizyku należą mikrytowe dolomity z licznymi członami dużych liliowców, występujące powyżej szlaku.

W jednostce Suchego Wierchu anizyk jest bardzo typowo rozwinięty i częściowo zdefiniowany paleontologicznie. Anizyjska brekcja podstawowa z kilkucentymetrowymi okruchami skał kampilu i seisu odsłania się w wykrotach nad drogą na N od Hali pod Uplazem, skąd pas jej wychodni ciągnie się aż na Halę na Wyżnie (fig. 3). Powyżej leżą szare dolomity i wapienie cukrowate z przekryształizowanymi strukturami organodetrytycznymi. Ciągną się one również od wspomnianych wykrotów na Halę na Wyżnie. Z dolomitów cukrowatych jest również zbudowany szczyt Skoruśniaka i zbocza poniżej. Nad nimi leżą niebieskawoczarne wapienie, miejscami robaczkowe, o miąższości kilkudziesięciu metrów, w których znajdują się wkładki płytowych dolomitów. Tworzą one kilka warstw między Piecem a skałką 1460 m na Hali na Wyżnie i ciągną się stąd do Dolinki pod Jadamięcą. Szczególnie dobrze widoczne są w wykrotach nad drogą na Halę pod Uplazem, gdzie są w nich liczne struktury robaczkowe. Tutaj oraz na Hali na Wyżnie znalazły się w nich łodyżki



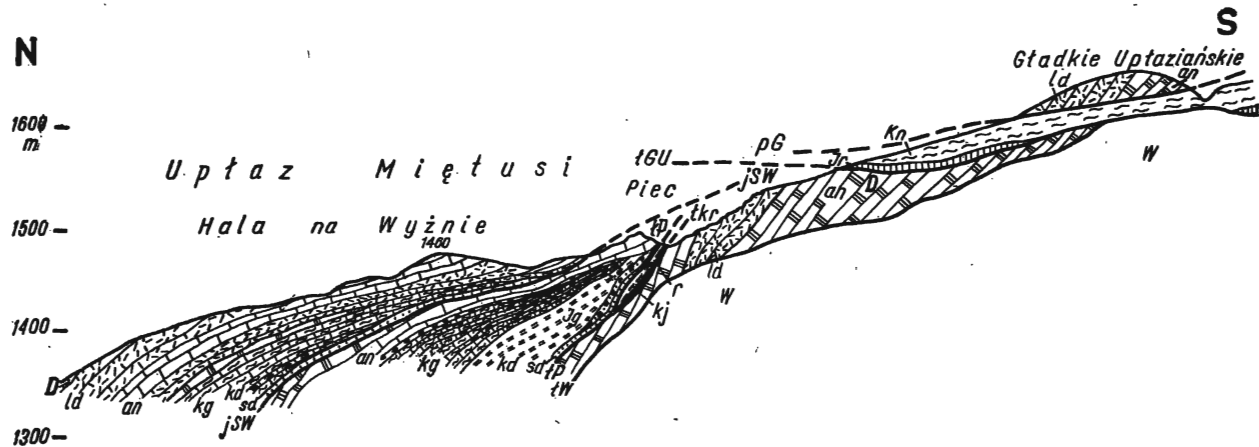


Fig. 3

Przekrój przez jednostki tektoniczne płaszczowiny regłowej dolnej wzdłuż grzbietu Uplazu Miętusiego od Hali na Wyżnie poprzez Piec do północnej części Gładkiego Uptaziańskiego

sd dolny seis, sg górny seis, kd dolny kampil, kg górny kampil, an anizyk, ld dolny ladin, kj kajper, r retyk, Jr radiolaryty doggeru i dolnego malmu, Kn wapienie margliste neokomu, D miejsce występowania diplopor; iW łuska Wolarni, ikr łuska kajpru-retyku pod Piecem, iP łuska Pieca, jSW jednostka (płaszczowina cząstkowa) Suchego Wierchu, iGU łuska Gładkiego Uptaziańskiego, pG płat Gładkiego; w podłoże wierzchowe (fałdy synklijalne Organów i Żdziarów)

Coupe géologique à travers les unités tectoniques de la nappe subalpine inférieure le long de la crête d'Uplaz Miętusi, à partir de l'alpage Hala na Wyżnie par Piec jusqu'à la partie du nord de Gładkie Uptaziańskie

sd Sésien inférieur, sg Sésien supérieur, kd Campilien inférieur, kg Campilien supérieur, an Anisien, ld Ladinien inférieur, kj Keuper, r Rhétien, Jr radiolarites du Dogger et du Malm inférieur, Kn calcaires marneux du Néocomien, D localités de Diplopor; iW écaille de Wolarnia, ikr écaille du Keuper et du Rhétien au-dessous de Piec, iP écaille de Piec, jSW unité (nappe partielle) de Suchy Wierch, iGU écaille de Gładkie Uptaziańskie, pG lambeau de Gładkie; w substratum haut-alpin (plis synclinaux d'Organy et de Żdziary)

liliowców z rodzaju *Dadocrinus*, przewodnich dla dolnego anizyku oraz nagromadzenia drobnych małżów i ślimaków. Wapienie te są przeważnie organodetrytyczne lub pseudoolitowe, z licznymi intraklastami i fekaliami (?).

Wapienie dolnoanizyjskie występują również na zboczu Uplazu Miętusiego nad Wyżnią Równią w Dolinie Miętusiej. Po przeciwnej stronie doliny tworzą one dobre odkrywki wzdłuż drogi hawiarskiej, gdzie znalazły się w nich również liliowce z rodzaju *Dadocrinus*, tworzące miejscami warstwy wapieni krynoidowych, oraz nagromadzenia fauny małżowo-brachiopodowej, a być może także brachiopodowej. Analogiczne gruboławicowe wapienie tworzą środkową część grzbietu Skoruśniaka, gdzie są one lekko faliste lub nieco robaczkowe. Tworzą one tutaj co najmniej dwa odrębne poziomy, przedzielone płytowymi dolomitami. Z grzbietu Skoruśniaka kompleks ten przechodzi na jego zbocze nad Doliną Małej Łąki, gdzie można go prześledzić na znacznej przestrzeni nad moreną.

Górny anizyk w jednostce Suchego Wierchu niewątpliwie istnieje, lecz nie jest udokumentowany paleontologicznie. Na Uplazie Miętusim należy tu zapewne zaliczyć górną część wapieni, gdyż bezpośrednio nad nimi występują już diplopory ladyńskie. Natomiast na Skoruśniaku do górnego anizyku należą szare cukrowate (organodetrytyczne) lub mikrytowe dolomity, które tworzą skałki w północnej części tego grzbietu i widoczne są tu w licznych wykrotach. Również do górnego anizyku wypada zaliczyć wkładkę czarnych wapieni z jasnymi dolomitowymi wyrostkami, występującą na przełęczce między Skoruśniakiem a Sywarowem.

W łusce Krowiego Żlebu występuje dolny anizyk, związany z warstwami myophoriowymi górnego kampilu (fig. 2). U dołu są to ciemne nieco robaczkowe wapienie, a wyżej szare, zbite, brekcjowate i silnie użyłone dolomity, tworzące ostrą skałkę w północnej części grzbietu Uplazu Miętusiego. Ciągną się one na obu jego zboczach, nie dochodząc jednak ani do dna Szerokiego, ani Krowiego Żlebu z powodu ścięcia przez nasunięte na nie kwarcyty jednostki Bobrowca. Zbite i drobno-cukrowate dolomity anizyku pojawiają się również na zachodnim zboczu Krowiego Żlebu, gdzie zostały przesunięte ku północy wzdłuż uskoku biegnącego dnem żlebu.

W łusce Gładkiego Uplaziańskiego anizyk nie występuje w ogóle, gdyż cały profil zaczyna się tutaj dopiero od górnego lądynu. Natomiast w płacie Gładkiego (tabl. I i II oraz fig. 3) jest on obecny i jest reprezentowany wyłącznie przez dolomity. Są to dolomity zbite szare, lub lekko cukrowate oraz dolomity ceglasto-różowe, silnie brekcjowate. Występują one wszędzie u podstawy nasunięcia płatu Gładkiego na neokom łuski Gładkiego i są to w istocie brekcje tektoniczne. Szczególnie dobrze są one widoczne w południowej części płatu oraz w Żlebie nad Silkawką.

Okruchy brekcji, infiltrowane związkami żelaza, składają się z jasnego dolosparytu, lub mają charakter biomiłkrytowy (ciemne okruchy), z za-tartymi strukturami biogenicznymi (terminologia Flügela, 1963a, b).

W łusce Kotaszki środkowy trias jest bardzo silnie wytłoczony i zachowany tylko w strzępach. Jeden z takich strzępów tworzą zbite brekcjowate dolomity, należące prawdopodobnie do anizyku, występujące na północnym zboczu Żlebu pod Wysramki (tabl. I i fig. 1).

W jednostce Bobrowca anizyk jest dobrze rozwinięty i związany jest tutaj z łuską Starych Kościelisk (tabl. II). Na lewym zboczu Doliny Kościeliskiej wapienie i dolomity anizyku występują w strzępach nad Bramą Kraszewskiego, a wychodnie ich rozszerzają się znacznie na Stołach i nad polaną Przysłop Kominiarski (K. Guzik — arkusz Hruby Re-giel). Na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej anizyk występuje naprzeciw Starych Kościelisk oraz na obu zboczach Dolinki pod Jadami-cią (tabl. I i fig. 1). Występuje tu tylko dolny anizyk, gdyż wyższe warstwy triasowe zostały ścięte przez jurę i neokom łuski Kiry Miętusiej i łuski Jadamicy. Anizyk zaczyna się brekcją podstawową, widoczną zarówno nad obrywem łupków kampilskich przy chodniku do Jaskini Mrożnej, jak i na S od Dolinki pod Jadamicą. Szczególnie w tym ostat-nim miejscu anizyjska brekcja podstawowa jest typowo wykształcona i składa się z wielkich fragmentów skał kampilu i kwarcytów dolnego seisu. Spoiwo brekcji stanowi ciemny wapień z brązowymi smugami. Miejsce to jest oznaczone na mapie (tabl. I) znakiem x. Nad brekcją podstawową leżą przeważnie wprost ciemne wapienie lub płytowe dolo-mity, brak jest natomiast szarych cukrowatych dolomitów, które sta-nowią jednak jeden ze składników brekcji. Świadczy to o tym, że wła-ściwa transgresja anizyjska odbyła się już po osadzeniu się pierwszych detrytycznych osadów anizyku. Wzdłuż Doliny Kościeliskiej ciągną się tylko płytowe, gruboławicowe dolomity. Wapienie natomiast tworzą skałki na grzbiecie na N od Dolinki pod Jadamicą. Dalej ku wschodowi, już na zboczu Jadamicy, wapienie anizyjskie tworzą stromą ścianę skal-ną u podstawy nasuniętych na nie margli neokomu łuski Jadamicy. Wapienie i dolomity dolnoanizyjskie tworzą również grzbiecik w roz-dwojeniu cieków w górnej części Dolinki pod Jadamicą. Dalej ku NE anizyk łuski Starych Kościelisk kryje się pod nasuniętymi nań łuskami Kiry Miętusiej i Jadamicy (tabl. I) i wyłania się dopiero na wschodnim zboczu Krowiego Żlebu. Należą tutaj szare zbite, silnie użylone dolomity widoczne w północnej części Upłazu Miętusiego pod neokomem (fig. 2).

W łusce Czarnej Turni anizyk występuje w skałkach na S od Przy-słopu Miętusiego na niewielkim odcinku wzdłuż perci prowadzącej na Sywarowe (tabl. I). Anizyk ten leży w odwróconym położeniu na gór-nym kampilu i stanowi odpowiednik tzw. synkliny Kapeluszy z połu-dniowych zboczy Łysanek (Guzik & Kotański 1963). Widoczne są tutaj ciemne zbite silnie użylone wapienie oraz związane z nimi brekcje sedy-

mentacyjne złożone z okruchów skał kampilu oraz kwarcytów dolnego seisu. Jest to odpowiednik anizyjskiej brekcji podstawowej. Okruchy skał werfeńskich są rozsiane także i w wapieniach, co świadczy o tym, że również i tutaj transgresja anizyku rozwijała się jeszcze podczas sedymentacji wapieni. Wapienie dolnoanizyjskie różnią się wyraźnie od luma-szellowych wapieni retyckich jednostki Suchego Wierchu (pasma pseudo-synklinalnego Czerwonej Przełęczy), na które są nasunięte.

Anizyk łuski Czarnej Turni pojawia się raz jeszcze na północnym cyplu Uplazu Miętusiego (fig. 2). W urwisku nad Potokiem Miętusim widoczne są szare zbite (mikrytowe) i drobnokrystaliczne (mikroonkolitowe) dolomity skałkotwórcze, leżące na neokomie łuski Kiry Miętusiej.

Na szczególną uwagę zasługuje anizyk *łuski Uplazu*. Nie określone bliżej skały środkowego triasu należące do tej łuski zostały odkryte przez F. Rabowskiego i W. Goetla (1925), którzy prawidłowo związali je z leżącymi powyżej wapieniami liasowymi. Są to dolomity grubopłytkowe, żółto wietrzejące, zbite pelitowe lub organodetrytyczne, które największą miąższość mają na NW od Hali pod Uplazem, gdzie tworzą w lesie strome kilkumetrowe (fig. 1) skałki. Pod mikroskopem widać, że są to dolomity o strukturze mikrytovej lub sparytovej, z rozproszonymi szczątkami organicznymi (małże, ślimaki, liliowce i glony — m.in. diplopory). Miejscami dość liczne są struktury pseudooolitowe, mikroonkolitowe, a także brekcje spływowe i intraklasty.

Najciekawsze pod względem mikrofacjalnym są jasne żółto wietrzejące dolomity, znajdujące się tuż na N od szalasów Kotaszki. Są to miejscami dolomity onkolitowe, złożone z dużych rozplywających się, doskonale zachowanych onkolitów typu *Nubecularites*, w jądrach których znajdują się ułamki skorup małżów, ślimaków, brachiopodów i diplopor. Najczęściej jednak w jądrach onkolitów są długie krystaliczne formy typu wielkich „filaments”. Miejscami są tylko otoczki onkolitowe na pięknie zachowanych ślimakach oraz na filamentach i na diploporach (physoporellach). Prócz dolomitów onkolitowych znajdują się tu również dolomity diploporowe, złożone wyłącznie z pokruszonych form z rodzajów *Physoporella* i *Diplopore*. Z obydwu typów dolomitów znad Kotaszki — onkolitowych i diploporowych — oznaczyłem następujące gatunki: *Physoporella pauciforata* (Gümb.), *Ph. prealpina* Pia, *Ph. aff. dissita* (Gümb.) oraz *Diplopore annulatissima* Pia i *D. aff. uniserialis* Pia. Obecność tych form pozwala na zaliczenie dolomitów łuski Uplazu do górnego anizyku (pelson-illyr). Bezpośrednio na nich transgredują wapienie liasu.

### Ladyn

Utwory ladyńskie występujące na opisywanym terenie, podobnie jak w reglach zakopiańskich (Kotański 1963b, c), można podzielić na część dolną i górną. Do dolnego ladynu należą, najogólniej rzecz biorąc,

nieuławiczone dolomity cukrowate, organodetrytyczne, wśród których najważniejsze są dolomity diploporowe, a do górnego — dolomity płytowe, w dole ciemne, a w górze jasne. Najwyższe ogniwo ładynu stanowią miejscami jasne dolomity z chalcedonitami. Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt, że w dolnym ładynie w niektórych częściach jednostki Suchego Wierchu występują wapienie, osiągające dość znaczną miąższość (do 30 m), wyjątkową w serii reglowej dolnej.

### *Dolny ładyn*

W łusce Wolarni dolny ładyn występuje na zboczu na S od Pieca, po którym prowadzi szlak na Czerwone Wierchy. Widoczne są tutaj bardzo stromo stojące dolomity wstęgowane i pasiaste, złożone z na przemian ułożonych wstęg grubo- i drobnokrystalicznych. Pierwotnie były to dolomity organodetrytyczne — ślady takich struktur widoczne są w niektórych ciemnych (drobnokrystalicznych) wstęgach — później podległy jednak one rekrystalizacji i wtórnej dolomityzacji. W niektórych krystalicznych dolomitach widoczne są również żółte ziarna dolomitów o przekroju rombowym i budowie zonalno-pasowej. Dość częste są również dolomity o warstwowaniu zaburzonemu spływowo, które w innych miejscach są związane z dolomitami diploporowymi (Kotański 1963c).

W jednostce Suchego Wierchu został ustalony najpełniejszy profil dolnego ładynu, przy czym najlepsze odkrywki znajdują się na grzbiecie Sywarowego, dzielącego Dolinę Miętusią od Doliny Małej Łąki. Odkrywki są dość liczne na samym grzbiecie, jednak najpełniejszy profil można prześledzić w wykrotach na zboczu Sywarowego, nad moreną boczną lodowca Małej Łąki.

W wykrotach pod szczytem Sywarowego można było ustalić następujący profil dolnego ładynu (miąższości nie są podane, gdyż warstwy są widoczne tylko fragmentarycznie, w wykrotach):

1. Dolomity drobn- i grubocukrowate, organodetrytyczne, miejscami pasiaste. Wstęgi i pasy zaznaczają tu warstwowanie poziome, ukośne lub są zaburzone spływowo. W niektórych miejscach widoczne są ślady drażenia pierwotnego osadu przez mułojady (dolomity ze strukturami bioturbacyjnymi). W tych dolomitach organodetrytycznych są przewarstwienia zbitych dolomitów pelitowych z groszkami, będącymi sferycznymi skupieniami krystalicznego dolomitu.

2. Dolomity cukrowate organodetrytyczne, z kilkumilimetrowymi fragmentami pelitowych żółto wietrzejących dolomitów pochodzących z podłoża. Fragmenty te, są to tzw. intraklasty w terminologii E. Flügeła (1963a, b). Miejscami ilość intraklastów jest tak duża, że dolomity przechodzą w brekcje śródwarstwowe.

3. Brązowawe drobnocukrowate dolomity organodetrytyczne, przeważnie z wyraźnie zaznaczającą się laminacją (dolomity pasiaste), pole-

gającą na naprzemianległym ułożeniu pasów grubego i drobnego dolosparytu.

4. Dolomity diploporowe. Są to jasnoszare, drobnocukrowate, mączyste na nadwietrzającej powierzchni dolomity z widocznymi na powierzchni przekrojami solenopor, ślimaczków oraz diplopor. Najdłuższe podłużne przekroje diplopor dochodzą do 3 cm. Oznaczyłem stąd następujące formy: *Diplopora annulata* Pia, *D. uniserialis* Pia, *D. annulatis-sima* Pia, *Macroporella* sp., *Physoporella dinarica* Herak i *Teutloporella* sp. W dolomitach diploporowych, zarówno na powierzchni jak i w szlifach mikroskopowych, doskonale widoczne jest warstwowanie. Diploporory występują w kilkucentymetrowych warstwach organodetrytycznych, które są odgraniczone ostrą granicą od zbitych dolomitów drobnodetrytycznych lub pelitowych. Świadczy to o tym, że cały materiał diploporowy został redeponowany. Miąższość dolomitów diploporowych nie przekracza zapewne 5 m.

Dolomity diploporowe są bardzo interesujące pod względem mikrofacjalnym. Przeważającym typem jest tutaj diploporowy biodolosparyt, którego widocznymi składnikami są drobne ślimaki, małże, solenopory, filamenty, fekalia (podłużne lekko wygięte ciemne wałeczki o jednakowych rozmiarach), pseudoooidy, groszki (sfery z krystalicznego dolomitu), intraklasty (wśród nich ciemne regularne okrągłe formy oraz zazębiające się powyginane formy płasko-soczewkowe). W dolomitach diploporowych obserwuje się zróżnicowanie składu gatunkowego diplopor w poszczególnych laminach, co świadczy o ich redepozycji i pochodzeniu z różnych miejsc pierwotnego zasiedlenia. Często są przy tym fragmenty diplopor z ciemnymi powłoczkami onkolitowymi. W dolomitach tych są też przewarstwienia dolomitów sparytowych i mikrytowych.

5. Dolomity zbite pelitowe, przeważnie groszkowe, z wkładkami brązowych dolomitów organodetrytycznych, w których są liczne przekroje małżów. Miejscami cała skała jest złożona ze zdolomityzowanych szczątków małżów, tkwiących przeważnie w drobnokrystalicznej masie dolomitowej (małżowy biodolosparyt).

Nad opisanym poniżej zespołem dolomitów dolnoladyńskich na grzbiecie Sywarowego leżą wapienie, również zaliczane do dolnego ladynu. Najlepiej są one widoczne w szczytowej skałce Sywarowego z kopczykiem. Widoczne są tutaj wapienie przepelnione muszlami małżów, wśród których dominują pekteny i limy. Miąższość ławic wapiennych osiąga 20—30—40 cm, jednak ławice masowo nagromadzonej fauny są tylko w cieńszych warstwach o miąższości maksymalnej 15 cm. Miejscami na powierzchni ławic widoczne są czerwone naloty, a same powierzchnie są nierówne, rozmyte, co przypomina nieco struktury hard ground, oraz sprawia, że wapienie te miejscami są nieco bulaste. Na północ od kopuły szczytowej występują nadal ciemne wapienie, jednak bez śladów organizmów. Miąższość wapieni na grzbiecie Sywarowego można ocenić na 20—30 m.

Pełniejszy profil wapieni, leżących na cukrowatych dolomitach diploporowych, można było ustalić na zboczu Sywarowego, w wykrotach nad moreną w Małej Łące:

1. Ciemnoniebieskawe wapienie przepelnione małżami, wśród których na pierwszy plan wybijają się pekteny. Dość liczne są w nich również ślimaki. Miejscami szczątki fauny są zupełnie pokruszone i wtedy obserwuje się przewarstwianie się tych szczątków z mikrytem obfitującym w intraklasty oraz ze sparytem z niezidentyfikowanymi drobnymi ciemnymi rurkami.

2. Wapienie zbite z licznymi członami liliowców.

3. Szare cukrowate wapienie organodetrytyczne.

4. Zbite wapienie płytowe, miejscami robaczkowe i gruzłowane.

5. Wapienie onkolitowe złożone z pięknie zachowanych pędrakowatych form onkolitowych, głównie typu *Ottonosia*, uformowanych przeważnie wokół ułamków muszli pektenów. Zdarzają się także nieregularne onkolity o nieostrych granicach oraz polipowate narosty onkolitowe na muszlach małżów.

6. Płytowe wapienie jasnoszare, przepelnione limami; odciski są dobrze zachowane, a ośrodki bez rzeźby, pokryte białym proszkiem.

7. Jasnoszare wapienie bulaste.

8. Szare wapienie brachiopodowe, z bardzo licznymi dużymi terebratulami.

Powyżej wapieni leżą ponownie dolomity cukrowate, jednak bez diplopor, a z licznymi przekrojami cienkoskorupowych małżów.

Jak wynika z powyższych profili, dolny lądyn Sywarowego jest wyraźnie dwudzielny. Wiek dolomitów diploporowych na podstawie zawartych w nich diplopor można określić na dolny lądyn (fassan). Do dolnego lądynu należą też najprawdopodobniej leżące tuż nad nimi wapienie, tym bardziej, że powyżej leżą ponownie dolomity małżowe typu dolnoladyńskiego, a w innych profilach wapienie tworzą tylko cienką wkładkę w dolomitach dolnoladyńskich (Kotański 1963c).

Wapienie dolnoladyńskie dalej ku wschodowi się wyklinowują i na zboczu Bacugu nad halą Mała Łąka nie ma ich zupełnie. Kontynuują się natomiast dalej ku zachodowi przez Dolinę Miętusią i tworzą północno-wschodnie ramię Upłazu Miętusiego nad halą Niżnia Rówień. Zanikają jednak w górnej części Szerokiego Żlebu i na północnym ramieniu Upłazu Miętusiego brak ich już zupełnie.

Dolomity diploporowe dolnego lądynu kontynuują się dalej ku wschodowi w jednostce Suchego Wierchu, a diplopor zostały przede mnie znalezione na zboczu Bacugu. Ku zachodowi wychodnie dolomitów diploporowych przecinają szerokim pasem Upłaz Miętusi i dochodzą do jednostki Bobrowca w górnej części Dolinki pod Jadamicę. Są to cukrowate dolomity organodetrytyczne z mikroonkolitami, pseudooolitami, intraklastami ciemnych dolomitów mikrytowych, z fragmentami liliowców, a przede wszystkim z okruciami glonów (*Solenoporaceae* i *Codiaceae*), najczęściej obwiedzionych otoczką onkolitową. Oznaczone diplopor zostały przede mnie znalezione w północnej części Hali na Wyznie, już na granicy lasu oraz w wykrotach nad drogą na Halę pod Upłazem na S od Jadamicy. Przewodnie znaczenie mają tutaj pięknie zachowane

okazy *Diplopora uniserialis* Pia. Gatunek ten w Prealpach Środkowych oraz w strefie briansońskiej jest charakterystyczny dla dolnego lądynu (Genge 1958, Ellenberger 1958, Botteron 1961).

W łusce Gładkiego Uplaziańskiego dolny lądyn nie występuje, gdyż najstarszym ogniwiem jest tam najwyższy lądyn. Lądynu brak jest również w łusce Kotaszki i w łusce Krowiego Żlebu.

W płacie Gładkiego dolny lądyn występuje w północnej części czapki tektonicznej, przy czym najlepsze wychodnie znajdują się na północnej polance wśród kosówki, dokąd jedyny dostęp prowadzi od zachodu, od żlebu w zboczu Gładkiego Uplaziańskiego. Są to szare cukrowate dolomity organodetrytyczne, złożone głównie z pokruszonych fragmentów glonów (solenopor). Dość liczne są także intraklasty oraz struktury onkolitowe i pseudoolitowe.

W jednostce Bobrowca dolnego lądynu na opisywanym terenie nie ma, gdyż został on przykryty przez wyższe łuski tej samej jednostki.

Dolny lądyn w jednostce Bobrowca pojawia się dopiero na zachód od Kobylích Głóv, na wschodnim zboczu Doliny Chochołowskiej oraz na zboczach wąwozu Międzyściany, gdzie występują zarówno dolomity diploporowe, jak i wkładki małżowych wapieni dolnoladyńskich. Inne punkty z diploporami w jednostce Bobrowca, to wschodnie zbocze Doliny Chochołowskiej nad drogą prowadzącą na polanę Jamy, zachodnie zbocze tej doliny tuż na S od wylotu Głębowca, skałki nad Głębowcem blisko jego wylotu oraz pas ciągnący się z tej dolinki pod szczyt Bobrowca, gdzie szczególnie piękne diplopory można znaleźć na południowym zboczu Bobrowca na W od Mnichów Chochołowskich.

Lądynu brak jest zarówno w łusce Czarnej Turni, jak i w łusce Czerwonej Skałki. Dolny lądyn należący do jednostki Małej Świnicy występuje w Dolinie Małej Łąki nad Sotrą i w Rabusiowej Turni, gdzie prócz dolomitów organodetrytycznych są również wapień.

Lądynu brak jest również w łuskach choczańskich, gdyż w łusce Uplazu lias transgreduje na górnym anizyku, a w łusce Kończystej i w łusce Bramy Kantaka cały dolny i środkowy trias pozostał poniżej powierzchni odkłucia tych łusek, lub uległ wytłoczeniu.

### Górny lądyn

Utwory górnego lądynu z przyczyn paleogeograficznych, a głównie tektonicznych, zachowały się tylko w niewielu jednostkach.

W łusce Gładkiego Uplaziańskiego najniższe zachowane ogniwo stratygraficzne stanowią zielonkawe dolomity silnie zsylikowane, z bułami chalcedonitu, wiążące się sedymentacyjnie z kajprem, zaliczone prawidłowo do najwyższego lądynu przez J. Hryniewskiego (1961).

W jednostce Suchego Wierchu górny lądyn jest potężnie rozwinięty i wykształcony jest podobnie jak w reglach zakopiańskich, gdzie został szczegółowo opisany (Kotański 1963c, Iwanow 1965). Są to dolo-



mity płytowe, w dole ciemne, a w górnej części jasne (struktury organodetrytyczne i mikrobrekcyjne), z przewarstwieniami bryłowych dolomitów skałkotwórczych. Tworzą one skałki na Sywarowem na SE od Przysłopu Miętusiego (pl. III, fig. 1) oraz postrzępiony grzbiet w północnej części Upłazu Miętusiego (fig. 2).

W jednostce Suchego Wierchu nie ma zapewne najwyższych ogniw górnego ładynu, tzn. białych płytowych dolomitów z wkładkami i bułami chałcedonitów, które zostały tutaj zerodowane w dolnym kajprze, podobnie jak w reglach zakopiańskich (Kotański 1963c).

W jednostce Bobrowca dolomity górnego ładynu nie występują na badanym obszarze, lecz pojawiają się dopiero na Hali pod Kominami, gdzie są związane z kajprem, wchodząc w skład łuski Kiry Miętusiej. Natomiast w Dolinie Chochołowskiej są one związane z pozostałymi ogniwami środkowego triasu. Szczególnie silnie są tu rozwinięte górnoladyńskie dolomity skałkotwórcze, tworzące m.in. Skałkę Kmietowicza na południe od Hucisk.

Utwory górnego ładynu występują na znacznej przestrzeni w dolnej części Doliny Małej Łąki, gdzie należą do jednostki Małej Świniicy i Samkowej Czuby (Kotański 1963b, c).

#### GÓRNY TRIAS

Górny trias na opisywanym terenie jest wykształcony w płaszczynie regłowej dolnej w facji kajpru karpackiego, nad którym leży retyk w facji kesseńskiej.

Kajper i retyk tworzą osobną łuskę na S od Pieca (fig. 3 oraz pl. I) i znajdują się tutaj w położeniu odwróconym między łuską Wolarni a łuską Pieca. Kajper składa się tutaj z czerwonych łupków oraz z żółtych na powierzchni, a seledynowych na świeżym przełamie mikrytowych dolomitów z drobnymi intraklastami i sferulitami. Do retyku należą natomiast wapienie niebieskawe, miejscami łumaszellowe, oraz czarne łupki.

W jednostce Suchego Wierchu kajper i retyk występują tylko na SE od Przysłopu Miętusiego (pl. III, fig. 1), gdzie tworzą wąski pas pseudosynkliny Czerwonej Przełęczy w spągu nasunięcia odwróconej łuski Czarnej Turni i mają tu miąższość zaledwie kilku metrów. Kajper składa się z czerwonych łupków i piaskowców, a retyk — z wapieni z bogatą fauną małżowo-brachiopodową. Dalej ku wschodowi czerwone piaskowce i łupki kajpru znajdują się jeszcze w dnie Doliny Małej Łąki, gdzie pas ich wychodni ma znacznie większą szerokość. Natomiast w północnej części Upłazu Miętusiego nad ładynem nie ma wcale kajpru, znaczonego przez F. Rabowskiego (1954), tylko leży nasunięty górny kampil łuski Krowiego Żlebu (fig. 2).

Dobrze odsłonięte i od dawna znane (Limanowski 1904) utwory kajpru i retyku wchodzą w skład łuski *Gładkiego Uplazińskiego*.

W jednostce *Bobrowca* kajper i retyk występują na znacznej przestrzeni na zachodnim zboczach Doliny Kościeliskiej (K. Guzik, ark. Hrubý Regiel, 1958), gdzie stanowią one najniższe ogniwa łuski Kiry Miętusiej. Zgodnie z danymi F. Rabowskiego (1954), ani kajper ani retyk nie występują natomiast na wschodnim zboczach Doliny Kościeliskiej. Jednak na wschód od Starych Kościelisk istnieje osobna łuska kajpru (tabl. I i II), złożona ze zbitych seledynowych dolomitów o pomarańczowej powierzchni wietrzenia. Dolomity takie spotyka się wśród czarnych łupków kajpru na zachodnim zboczach doliny, ich przynależność do górnego triasu nie budzi więc wątpliwości. Dalej ku wschodowi w jednostce *Bobrowca* kajpru już nie ma, gdyż jest on skryty pod młodszymi ogniwami stratygraficznymi i wyższymi łuskami. Jak to już pisałem powyżej, kwarcyty w Dolince pod Jadamicę, zaliczane przez F. Rabowskiego (op. cit.) do kajpru, należą do dolnego seisu.

Kajper należący do jednostki *Małej Świnicy* wyłania się w Dolinie Małej Łąki (Kotański 1963b, c).

Do łuski *Kończystej* należy retyk, znaczony przez V. Uhliga (1897—1899) i przez S. Sokołowskiego (ark. Hrubý Regiel, 1958) nad moreną, na której stoi schronisko na Przysłopie Miętusim. Jest on reprezentowany przez ciemnoszare wapienie ongonodetrytyczne, z fauną małżowobrachliopodową. Leżące poniżej retyku i związane z nim niebieskawe dolomity z otwornicami i innymi mikroorganizmami należą wobec tego do górnego triasu (noryk?), lecz nie są wykształcone w facji kajpru. Jest to jeszcze jeden argument za zaliczeniem opisywanego kajpru i retyku oraz leżących powyżej warstw gresteńskich do płaszczowiny chochańskiej.

#### JURA I NEOKOM

Jura i neokom *serii reglowej dolnej* są pod względem litostratygraficznym dość dobrze i od dawna opracowane. Dlatego przy reambulacji mapy geologicznej oparłem się na dotychczasowych wydzieleniach, stosowanych na mapie geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10 000 (arkusz Hrubý Regiel, Kominy Tyłkowe i Czerwone Wierchy). Ponieważ jednak wydzielenia te są dość szczegółowe, lecz niejednolite na poszczególnych arkuszach, zastosowałem uproszczenia, wydzielając tylko główne kompleksy litostratygraficzne, takie jak warstwy gresteńskie, margle plamiste, spongiolity i wapienie krynoidowe, radiolaryty, wapienie górnego malmu i wapienie margliste neokomu (por. tabl. I), dostosowując się w tym względzie do wydzieleni F. Rabowskiego (1954). Mapa zyskała w ten sposób na przejrzystości, lecz pomimo mniej szczegółowego obrazu, nadal może być podstawą do wniosków tektonicznych.

W prowadzeniu granic poszczególnych kompleksów oparłem się na istniejących zdjęciach Rabowskiego, Sokołowskiego i Guzika. Tylko na obszarze objętym mniej szczegółowym zdjęciem Rabowskiego poprawiłem przebieg niektórych granic. Odnosi się to do Jadamicy, do wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej na N od Starych Kościelisk oraz szczególnie do południowego zbocza Dolinki pod Jadamicę w rejonie Groty Mroźnej.

W ujęciu wszystkich badaczy seria regłowa dolna ma charakter intrageosynklinalny, na co wskazuje przede wszystkim obecność radiolarytów w doggerze i dolnym malmie oraz wapieni kalpionellowych w górnym malmie. Takie facje jak warstwy gresteńskie i margle plamiste również znane są tylko z Alp Wschodnich, gdzie występują m.in. w górnych płaszczowinach wschodnioalpejskich.

*Seria regłowa górna (choczańska)* reprezentowana jest na omawianym terenie w niepełnej formie, jednak już nawet na podstawie badania istniejących ogniw litologicznych można powziąć przekonanie, że nie ma ona charakteru intrageosynklinalnego, lecz przeciwnie — intrageoantyklinalny.

Najbardziej intrageoantyklinalny charakter posiada seria *choczańska łuski Upłazu*, w której lias transgreduje bezpośrednio na anizyku. Są to głównie wapień brachiopodowe z terebratulami, rynchonellami i spiryferynami. Prócz nich są tu również wapień krynooidowe, wapień organodetrytyczne z onkolitami i otoczkami onkolitowymi na skorupach brachiopodów oraz białe i szare wapień z rogowcami. Wiek tych wapieni F. Rabowski (1954) uznał umownie za pliensbach-lotaryng, jednak opierając się na opinii ich odkrywcy, G. Stachego (1868), że wykazują one wielkie analogie do hierlatzkiej facji wapieni górnoliasowych z Alp Wschodnich, można je zaliczyć do wyższych pięter liasu. W tym przypadku istniejąca tu luka stratygraficzna — między anizykiem a ewentualnym górnym liasem — byłaby jeszcze większa. Dowodem transgresji tych wapieni na anizyk jest obecność w dolnej części wapieni brachiopodowych licznych bloków, okruchów i otoczków żółtych dolomitów triasowych. Niektóre z nich są pocięte przez skałotoczne (pierścienice — pl. IV, fig. 2). Pełne wyobrażenie o rozmiarach erozji liasowej można uzyskać, jeśli zważymy, jak wielkie miąższości utworów triasowych znanych z innych miejsc musiały zostać usunięte (np. górnotriasowy Hauptdolomit i ladyński dolomit choczański), zanim wapień liasowe mogły się osadzić wprost na górnym anizyku. Tak wielkie luki stratygraficzne w serii choczańskiej, porównywalne tylko z lukami w serii wierchowej, nie były dotychczas znane i świadczą dobitnie o intrageoantyklinalnym charakterze tej części strefy choczańskiej, z której pochodzi łuska Upłazu, oraz o dość dużym znaczeniu ruchów staroklimeryjskich na tym obszarze.

*W łusce Kończystej i w łusce Bramy Kantaka*, jak to wynika z badań S. Sokołowskiego (1925), występują — być może — nieco niższe piętra liasu (lotaryng-toank). Nadal jednak występujące tu wapienie liasowe wykazują wiele cech charakterystycznych dla facji hierlatzkiej, która (np. wapienie krynoidowe i brachiopodowe) powstała w płytkim morzu.

W świetle wykonanych ostatnio badań wydaje się możliwe zaliczenie warstw gresteńskich, występujących pod wapieniami z Kończystej, a nad retykiem znad moreny, na której stoi schronisko na Przysłopie Miętusim (Uhlig 1897—1899 — fig. 20 i 21, Sokołowski — ark. Hruby Regiel, 1958), do łuski Kończystej. Byłoby to ogniwo nie znane dotychczas z tej części płaszczowiny choczańskiej. Możliwe, że powyżej występują również margle plamiste, o których obecności w tej okolicy wspomina zarówno V. Uhlig (1897—1899), jak i S. Sokołowski (1925). Jeśli te przypuszczenia okazały się słuszne, to wówczas wiek wapieni z Kończystej musiałby być nieco młodszy. W łusce Kończystej mielibyśmy wówczas do czynienia z taką częścią profilu serii choczańskiej, w której byłaby wyraźna łączność sedymentacyjna górnego triasu z liasem, w facjach charakterystycznych dla górnych płaszczowin wschodnioalpejskich. Seria łuski Kończystej byłaby więc w tym przypadku serią osadzoną w rowie, natomiast seria łuski Uplazu odpowiadałaby grzbietowi w choczańskiej strefie intrageoantyklinalnej. Seria choczańska nie została zatem osadzona w głębokim morzu, lecz za to charakteryzuje się południowymi, typowo medyterańskimi facjami zarówno w triasie, jak i w liasie.

## TEKTONIKA

Jak wynika z przeglądu badań wykonanych na badanym obszarze, a przede wszystkim na Uplazie Miętusim, poglądy na tektonikę tej części pasma reglowego podlegały ustawicznym zmianom, co pociągało za sobą nieuchronne zmiany w ujęciu powiązań regli zakopiańskich z reglami zachodnimi. Przyczyn niepowodzeń dotychczasowych koncepcji tektonicznych należy szukać przede wszystkim w niedostatecznej znajomości stratygrafii triasu oraz w tym, że wydzielano tutaj na ogół tę samą, niewielką ilość jednostek tektonicznych (spągowe masy płaszczowinowe, zdygitowany fałd Uplazu, płat Gładkiego oraz łuskę Uplazu-Kończystej), które usiłowano w dodatku wtłoczyć w ramy fałszywego — jak się okazało — schematu dygitacyjnego, obowiązującego w reglach zakopiańskich. Dużą rolę w dotychczasowych koncepcjach tektonicznych odegrał również fakt, że Rabowski, nawykły do stosunków alpejskich, operował zbyt wielkimi płaszczyznami i formami, które chętnie dygitował i rozpatrywał na rzutni pionowej, natomiast nie przypisywał większego znaczenia deniwelacjom transwersalnym z jednej,

strony, a z drugiej — fałdowaniu dysharmonijnemu oraz możliwości powstawania powierzchni ścinań, odkłuc i złuskowań.

W świetle nowych badań okazało się, że wytlumaczenie budowy Upłazu Miętusiego i otaczających obszarów reglowych w ramach dotychczasowych koncepcji jest niemożliwe. Stało się bowiem jasne, że na tym obszarze pojawiają się jednostki niższe od najniższej w reglach zakopiańskich jednostki Suchego Wierchu oraz że rozwinięta potężnie w reglach zachodnich jednostka Bobrowca nie odpowiada żadnej z jednostek wyróżnionych w reglach zakopiańskich, lecz spoczywa ponad jednostką Suchego Wierchu, a pod łuską Czarnej Turni. Prócz tych głównych jednostek tektonicznych, w świetle nowych badań stratygrafii triasu stało się konieczne wydzielenie jeszcze innych, drobniejszych jednostek tektonicznych o łuskowym charakterze. Wyjaśnił się wreszcie stosunek obecnych tu jednostek chociażby do jednostek należących do płaszczowiny reglowej dolnej. Choć ilość jednostek tektonicznych (łusek) wydatnie wzrosła, jednak ogólny obraz budowy uległ znacznemu uproszczeniu, dzięki likwidacji licznych wyróżnionych tu dygitek i fałdów wstecznych i uniknięciu kłopotliwej konieczności przyjmowania, że łuska Upłazu znajduje się pod fałdem Upłazu, co stanowiło podstawę wszystkich ujęć Rałbowskiiego.

Wydzielone na badanym obszarze nowe jednostki tektoniczne są omawiane w określonym porządku — od najniższych do najwyższych. Nie ma jednak takiego przekroju, w którym występowałyby wszystkie jednostki jedna nad drugą. Jedne z nich występują na wschodzie, inne na zachodzie, a jeszcze inne na południu lub na północy. Istnieją jednak takie miejsca, gdzie przynajmniej niektóre jednostki z różnych obszarów zazębiają się ze sobą i w tych właśnie miejscach ustalenie ich superpozycji jest rzeczą możliwą. Przy czytaniu poniższych rozważań należy posługiwać się mapą geologiczną (tabl. I), mapką tektoniczną (tabl. II) oraz przekrojami (fig. 1—3). Korzystne jest także zapoznanie się z fotografiami (pl. I—III), na których są zaznaczone wyróżnione jednostki tektoniczne.

#### JEDNOSTKI REGLOWE DOLNE (KRIŻNIAŃSKIE)

##### *Łuska Wolarni*

Jednostka ta nie była wyróżniana w dotychczasowych ujęciach F. Rałbowskiiego, a skały środkowotriasowe wchodzące w jej skład były przez niego wiązane początkowo (Rałbowski & Goetel 1925, tabl. VIII) tylko z dolną jednostką płaszczowinową (tzn. z triasem Chudej Turni oraz ze szczątkowym triasem znad Bramy Kraszewskiego), a później (Rałbowski 1954, tabl. 2) — zarówno z tymi elementami, jak i z fałdem Upłazu.

Łuska Wolarni występuje na stosunkowo wąskim grzbiecie reglowym nad Piecem, a poniżej Gładkiego Uplaziańskiego. Ciągnie się wzdłuż urwisk Małej Świstówki, a ku NE schodzi dość nisko wzdłuż Wołowego Żlebu, gdzie ginie pod pokrywą morenową. Ku NW sięga aż do Hali pod Uplazem, a nad Silkawką tworzy osobny płat na Wolarni, skąd pochodzi nazwa jednostki.

Łuska Wolarni wszędzie leży wprost na podłożu wierchowym. Ku północy zanurza się pod łuskę Pieca i pod łuskę kajpru i retyku spod Pieca (fig. 3). Od północnego zachodu jest ścięta przez łuskę Kotaszki (fig. 1). W południowej części na łuskę Wolarni nasunięta jest łuska Gładkiego Uplaziańskiego (fig. 3).

Łuska Wolarni jest zbudowana z utworów anizyku i dolnego ładynu. Anizyk znajduje się na prawie całym obszarze występowania łuski, a ładyn tylko na skalistym zboczu nad Piecem. Stosunek warstw łuski Wolarni do powierzchni nasunięcia na podłożu wierchowe jest wyraźnie dyskrepanantny. Niezgodne są zarówno biegi jak i upady, które są zawsze większe niż nachylenie powierzchni nasunięcia. Warstwy łuski Wolarni są również dyskrepanantnie ścinane przez powierzchnie nasunięć wyższych jednostek tektonicznych. Widać to wyraźnie wzdłuż szlaku na Czerwone Wierchy na zboczu Gładkiego Uplaziańskiego oraz na zboczu nad Piecem, gdzie dolomity pasiaste dolnego ładynu mają biegi południkowe, natomiast granica nasunięcia łuski Pieca ma prostopadły do nich, równoleżnikowy bieg. Wewnątrz łuski Wolarni również muszą istnieć mniejsze złuskowane bloki, gdyż zmiany biegów i upadów zmieniają się dość nagle, a częste są upady pionowe, lub nawet odwrócone. O tym, że nie zostało to spowodowane wewnętrznym sfałdowaniem, lecz złuskowaniem, świadczy brak widocznych struktur fałdowych oraz fakt, że w górnej części Wołowego Żlebu wapienie dolnoanizyjskie mają biegi równoleżnikowe, a leżące wprost na nich pasiaste dolomity dolnoladyńskie — południkowe.

#### *Łuska kajpru i retyku spod Pieca*

Retyk i kajper (do którego Rabowski zaliczał również i kwarcyty dolnego seisu łuski Pieca), występujące na południe od Pieca, oddziały w pierwotnym ujęciu Rabowskiego (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII) spagową dygitację fałdu Uplazu (czyli płaszczoinę reglową górną w ówczesnym ujęciu) od dolnej płaszczoiny reglowej. W następnym ujęciu (Rabowski 1930) ten wąski pas kajpru i retyku awansował nawet do roli synkliny Czerwonej Przełęczcy, dzielącej dygitację Suchego Wierchu (dzisiaj łuska Gładkiego Uplaziańskiego i Wolarni) od dygitacji Krokwi-Uplazu. W jego ostatnim ujęciu (Rabowski 1954, tabl. 2) kajper i retyk miały stanowić jądro asymetrycznej, lecz normalnej synkliny,

wiążącej wsteczny fałd antyklinalny Pieca z masami triasowymi Gładkiego Upłaziańskiego.

Występowanie łuski kajpru i retyku jest ograniczone tylko do zachodniego zbocza Upłazu Miętusiego nad Halą pod Upłazem. Kajper i retyk mają tutaj położenie odwrócone, są silnie wytłoczone i nie wiążą się ani z leżącą w ich spągu łuską Wolarni, ani ze ścinającą je łuską Pieca. Od południa bowiem z retykiem kontaktuje dyskrepantnie anizytk i dolny ladin łuski Wolarni, a od północy kajper jest ścinany przez dolny seis łuski Pieca (fig. 3). Między tymi utworami brak jest wielu pośrednich ogniów, tak że o bezpośrednim wiązaniu łuski kajpru i retyku z którąś z wymienionych łusek nie może być mowy.

Biorąc jednak pod uwagę fakt, że najbliższe wiekiem ogniwa stratygraficzne (dolny ladin) znajdują się w łusce Wolarni, bardziej prawdopodobne jest przyjęcie, że łuska kajpru i retyku wiązała się dawniej raczej z łuską Wolarni, niż z łuską Pieca. Powstanie odwróconej łuski kajpru i retyku można wytłumaczyć w podobny sposób, jak powstanie odwróconej łuski Czarnej Turni w reglach zakopiańskich (Guzik & Kottański 1963b). W każdym razie można ją wyprowadzić z fałdu synklinalnego wychodzącego z łuski Wolarni w jej pierwotnej postaci i uznać za porwak fałdu rozwleczonego (Kottański 1963a) w spągu wyższych jednostek reglowych.

### *Łuska Pieca*

We wszystkich trzech zasadniczych ujęciach Rabowskiego skałka Piec zajmowała wyraźnie zindywidualizowaną pozycję. Pierwotnie wchodziła ona w skład spągowej dygitacji fałdu Upłazu (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII), uznanej następnie (Rabowski 1930) za odpowiednik dygitacji Małej Świniicy (wszystko to w ramach płaszczowiny reglowej górnej), a później została uznanana za jądro wstecznego fałdu antyklinalnego (Rabowski 1954, tabl. 2), znajdującego się w węzłowym miejscu płaszczowiny reglowej dolnej, gdzie miał się zakorzeniać fałd Upłazu.

Łuska Pieca leży na łusce kajpru i retyku, lub wprost na łusce Wolarni, a sama jest ścięta od północy przez jednostkę Suchego Wierchu (fig. 3), i dodatkowo od zachodu — przez łuskę Kotaszki (fig. 1 i tabl. II).

Łuska Pieca jest zbudowana z utworów dolnotriasowych i dolnoanizyjskich. Można przy tym zauważyć, że kwarcyty dolnego seisu są uniezależnione tektonicznie od wyższych ogniów stratygraficznych i są przez nie dyskrepantnie ścinane. Taka sytuacja jest szczególnie dobrze widoczna na zboczu na wschód od Pieca. Również i anizytk jest częściowo odskłuty od podłoża dolnotriasowego. W skałce Piec oraz na zboczu nad Halą pod Upłazem można ponadto zauważyć, że biegi

warstw w łusce Pieca są skierowane ukośnie względem płaszczyzny nasunięcia na niższe jednostki. Ponieważ jest to zbieżne konsekwentne, na którym upady warstw są skierowane zgodnie z nachyleniem zbocza ku zachodowi, obraz intersekcyjny warstw odsłaniających się w kilku żlebach i na dzielących je grzbietach jest bardzo zawyły (tabl. I), a jednocześnie miąższości pozorne warstw przeciętych na ukos przez linię przekroju (fig. 3) wybitnie wzrastają.

### *Łuska Przełęczy Sywarowej i wierchowa łuska Niedźwiedzia*

Łuska Pieca, złożona głównie z utworów kampilskich, przedłuża się ku wschodowi na dno Doliny Miętusiej. Na wschodnim brzegu doliny, na zboczach Przełęczy Sywarowej, znajdują się — jak wiadomo — wielkie masy dolnego triasu reglowego, który jest tutaj przeładowany ze skałami wierchowymi Niedźwiedzia (Rabowski 1959). W dawnej koncepcji fałdowo-płaszczowinowej istnienie tego przeładowania było jednym z najtrudniejszych zagadnień w tektonice Tatr, właściwie nigdy do końca nie wytłumaczonym. Obecnie z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że łuska Pieca ciągnie się pod Wantulami i odsłania się na wschodnim zboczu Doliny Miętusiej, gdzie można ją nazywać, wobec braku absolutnej pewności co do takiego właśnie połączenia, *łuską Przełęczy Sywarowej* (tabl. II). Dolny trias znajduje się tutaj w normalnym położeniu, podobnie jak w łusce Pieca. Możliwe, że anizytek, wtłoczony w urgon Turni Rabowskiego, a leżący pod dolnym kampillem łuski Przełęczy Sywarowej, może stanowić porwak pochodzący z przedłużającej się pierwotnie aż tutaj łuski Wolarni.

Natomiast neokom i urgon wierchowy Niedźwiedzia nie jest elementem fałdowym, lecz jest łuską leżącą w normalnym położeniu, wyrwaną z podłoża wierchowego przez przesuwaną się nad nią wielką jednostkę Suchego Wierchu. Powstała w rezultacie tych przesunięć *łuska Niedźwiedzia* znalazła się między jednostkami reglowymi — na łusce Przełęczy Sywarowej, a pod jednostką Suchego Wierchu. Bardzo zawiła budowa rejonu Przełęczy Sywarowej, gdzie oprócz łuski Niedźwiedzia są jeszcze inne łuski wierchowe, będzie stanowiła przedmiot odrębnego opracowania.

Porwaki w spągu nasunięcia jednostki Suchego Wierchu znajdują się również dalej ku wschodowi w reglach zakopiańskich (Goetel & Sokołowski 1930; Rabowski 1954, 1959). By wyjaśnić ich powstanie, nie trzeba już obecnie przyjmować, że są to dolne skrzydła dygityacji, lub spągowa część sunącej ku północy płaszczyzny. Są to po prostu porwaki pochodzące z jednostek reglowych niższych od wielkiej jednostki Suchego Wierchu, których istnienie zostało udowodnione na opisywanym obszarze.



### *Jednostka Suchego Wierchu*

Do jednostki Suchego Wierchu w znaczeniu wielkiej łuski płaszczowinowej, czyli płaszczowiny cząstkowej (Andrusov 1959, Guzik & Kottański 1963a, b), należy na opisywanym obszarze dawna dygitacja (płat) Upłazu, lub fałd Upłazu (Rabowski & Goetel 1925; Rabowski 1930, 1954). Utrzymywanie tej nazwy jest obecnie niecelowe zarówno ze względu na to, że nie jest to ani fałd, ani dygitacja, jak również i dlatego, że masy reglowe Upłazu Miętusiego nie tworzą odrębnej jednostki stanowiącej odpowiednik dygitacji Krokwi (Rabowski 1930), lecz na pewno należą do jednostki Suchego Wierchu, wyróżnionej w reglach zakopiańskich. Tak więc, po długoletnich rozważaniach na temat sposobu powiązań regli zakopiańskich z masami Upłazu, należy wrócić do pierwotnego ujęcia M. Limanowskiego (1911) oraz F. Rabowskiego i W. Goetla (1924), co uczynił zresztą D. Andrusov (1963a) i sam Rabowski (1964).

Jednostka Suchego Wierchu z Bacugu kontynuuje się dalej ku zachodowi poprzez Dolinę Małej Łąki na Skoruśniak i Sywarowe, a następnie poprzez Dolinę Miętusią na Upłaz Miętusi. W dolinach tych nie biegną żadne walne uskołki, przesuujące o kilkaset metrów utwory reglowe, jak to przyjmowano dawniej (Uhlig 1897—1899, Rabowski & Goetel 1925, Goetel & Sokołowski 1930, Rabowski 1930). Po obydwu stronach Doliny Miętusiej trafiają na siebie wychodnie tak charakterystycznych ogniw, jak warstwy myophoriowe górnego kampilu, wapienie dolnoanizyjskie, dolnoladyńskie dolomity diploporowe z grubą wkładką wapieni (tabl. I) oraz jasne płytowe dolomity górnoladyńskie. Nie można jednak wyłączyć możliwości, że w wyniku jeszcze bardziej szczegółowych zdjęć połączonych z pracami ziemnymi, można by wykryć i tutaj budowę łuskowo-blokową, jak to uczynił A. Iwanow (1965) w jednostce Suchego Wierchu na północ od Giewontu.

Pozycja jednostki Suchego Wierchu na Upłazie Miętusim jest dokładnie określona. Nasuwa się ona na łuskę Pieca (fig. 3), przy czym powierzchnia nasunięcia zaznacza się występowaniem kwarcytów dolnego seisu, dawniej zaliczanych do północnej synkliny kajprowej dzielącej spagową dygitację łuski Upłazu od jej głównej masy (Rabowski & Goetel 1925), którą Rabowski (1930) utożsamiał później z synkliną (fałszywą antyklina) dzielącą dygitację Małej Świnicy od dygitacji Krokwi, a w końcu uznał za normalną synklinę, dzielącą wsteczny antyklinalny fałd (Pieca) od głównej masy fałdu Upłazu (Rabowski 1954). Wszystkie te paralelizacje straciły oczywiście znaczenie po wykazaniu, że ani kajpru ani retyku tu w ogóle nie ma.

Płaszczyzna nasunięcia jednostki Suchego Wierchu jest dokładnie widoczna w skałkach na północ od Pieca (pl. III, fig. 2), gdzie górny kampil jednostki Suchego Wierchu leży na dolnym anizyku łuski Pieca.

Dalej ku zachodowi, na Hali pod Uplazem i na Jadamicy jednostka Suchego Wierchu zanurza się pod ścinające ją wyższe jednostki tektoniczne (fig. 1), a nie nasuwa się na nie, jak to przyjmował Raibowski we wszystkich swych ujęciach. Jednostka Suchego Wierchu nie wychodzi ku zachodowi w powietrze (Raibowski & Goetel 1925, tabl. VIII; Raibowski 1954, tabl. 2), lecz ginie z powierzchni, ścinana od zachodu kolejno przez łuskę Kotaszki, jednostkę Bobrowca i wreszcie przez łuskę Uplazu (tabl. II). Dalej ku północy i ku wschodowi spod jednostki Bobrowca wyłania się jeszcze łuska Krowiego Żlebu, ścinająca jednostkę Suchego Wierchu w Krowim Żlebie i w północnej części Uplazu Miętusiego (fig. 2 oraz pl. II). W rejonie Przysłopu Miętusiego jednostka Suchego Wierchu jest z kolei ścięta przez odwróconą łuskę Czarnej Turni (pl. III, fig. 1). Widoczne są tutaj dość wysokie ogniwa stratygraficzne jednostki Suchego Wierchu, a mianowicie kajper i retyk, tworzące wysuniętą najdalej ku zachodowi część silnie wytłoczonej pseudosynkliny Czerwonej Przełęczy, która znacznie większą szerokość osiąga w dnie Doliny Małej Łąki (tabl. I). Ogólnie rzecz biorąc widoczne jest, że począwszy od Sywarowego poprzez Uplaz Miętusi, Jadamicę i Halę pod Uplazem, kolejno ku SW coraz starsze ogniwa dochodzą do powierzchni nasunięcia wyższych jednostek tektonicznych, ścinających dyskrepantnie jednostkę Suchego Wierchu. Widać zresztą, że ścięcie to nie było jednorazowe, a silnie urozmaiconą linią kontaktu jednostki Suchego Wierchu z wyższymi jednostkami jest spowodowana kolejnym nasuwaniem się coraz to wyższych jednostek. W rejonie Hali pod Uplazem wychodzą na powierzchnię najstarsze ogniwa jednostki Suchego Wierchu oraz leżąca pod nią łuska Pieca i łuska Wolarni. Bardzo niegłęboko znajduje się tutaj podłoże wierchowce, które dźwiga się ostro ku SW na Wysramkach.

Trudno jest obecnie osądzić, jak daleko ku zachodowi ciągnęła się jednostka Suchego Wierchu przed jej ścięciem przez wyższe jednostki tektoniczne. Na pewno jej zasięg był o wiele dalszy niż obecnie, gdyż warstwy jednostki Suchego Wierchu nie wykazują tendencji do zanikania w tym kierunku, ani żadnych zaburzeń świadczących o ewentualnych wytłoczeniach. Przeciwnie — wszystkie ogniwa litostratygraficzne tej jednostki urywają się nagle, ginąc kolejno pod wyższymi jednostkami tektonicznymi.

### *Łuska Kotaszki*

Łuska Kotaszki jest zupełnie nowym, nie wyróżnianym dotychczas elementem tektonicznym, który obejmuje różne części opisywanych dawniej struktur. Należy do niej wytłoczone pasmo triasowe wraz z niepełną pokrywą jurajsko-kredową na północnym zboczu Żlebu pod Wysramki, zaliczane — jak wiadomo — do płaszczowiny reglowej dolnej, oraz resztki odwróconego skrzydła dygitacji Uplazu (a zatem płaszczow-

winy reglowej górnej) na Hali pod Upłazem (Rabowski & Goetel 1925), lub w innym ujęciu tzw. masy spągowe płaszczowiny reglowej dolnej, leżące wprost na podłożu wierchowym, oraz skręt synklinalny wiążący te masy z fałdem Upłazu i otulający od południa chociażną łuskę Upłazu (Rabowski 1954).

W skład łuski Kotaszki wchodzi silnie złuskowane ogniwa litologiczne od górnego kampilu do neokomu włącznie, które w sumie składają się na dość urozmaicony, choć mocno zdekompletowany profil mezozoiku reglowego. Najstarsze ogniwa stratygraficzne (górną kampil i anizyk) ciągną się u podstawy nasunięcia łuski Kotaszki na podłożu wierchowe na Hali pod Upłazem i na północnym zboczu Żlebu pod Wyranki poniżej Kotaszki (od hali Kotaszki, będącej południowo-zachodnią częścią Hali pod Upłazem — Rabowski 1954 — pochodzi nazwa łuski). Niewielka czapka tektoniczna górnego kampilu, należącego do tej łuski, jest zachowana pod Sikawką (Rabowski 1954, tabl. 1). Dalej ku NW, w rejonie Groty Mroźnej, wprost na podłożu liasowym leżą różne ogniwa liasu, a nawet radiolaryty doggeru (tabl. I). Natomiast w spągu nasunięcia łuski Upłazu przeważnie pojawia się neokom, który towarzyszy tej jednostce od północy, zachodu, południa, a miejscami i od wschodu (tabl. I). Taki stosunek neokomu do łuski Upłazu skłonił Rabowskiego (1954) do poglądu, że znajduje się ona w skřęcie synklinalnym fałdu Upłazu pod tym fałdem, mimo że stanowi jednostkę tektoniczną wyższą od niego. O istnieniu skrętu synklinalnego świadczy, według niego, również łukowaty kształt wychodni liasowych wapieni krynoidowych i spongiolitów przy najwyższym szalecie na Hali pod Upłazem oraz fakt, że neokom pojawia się również na północ od łuski Upłazu.

Należy jednak zauważyć, że w tym przypadku obraz intersekcyjny należy rzutować na rzutnię poziomą, nie zaś na pionową, jak to czynił przy konstruowaniu swych syntetycznych przekrojów Rabowski, gdyż intersekcja odbywa się na terenie stosunkowo płaskim. Jeśli skonstruować przekrój rzeczywisty przez łuskę Kotaszki (fig. 1), to wówczas okaże się, że poszczególne złuskowane jej ogniwa leżą stosunkowo płasko choć dyskrepantnie na podłożu wierchowym, a sama łuska jest również płasko ścięta przez łuskę Upłazu. Żadnego otulania łuski Upłazu przez łuskę Kotaszki, czyli skrętu synklinalnego fałdu Upłazu, w rzeczywistości wcale nie ma.

Nie jest zresztą w ogóle możliwe uznanie jakiegokolwiek części łuski Kotaszki za skręt synklinalny fałdu Upłazu, gdyż ani neokom ani wapień krynoidowy i spongiolity na Hali pod Upłazem nie są na przekroju łukowato wygięte, ani nie leżą w położeniu odwróconym. Utwory te nie wiążą się również w żadnym przypadku z triasem na Upłazie Miętusim, który należy zresztą do kilku różnych jednostek tektonicznych. Wschodnia część Hali pod Upłazem jest bardzo źle odkryta. Jak można

jednak sądzić z mapki tektonicznej (tabl. II), łuska Kotaszki ścina zarówno łuskę Wolarni, jak i łuskę Pieca, a dalej ku północy także i jednostkę Suchego Wierchu. Takie ujęcie jest przedstawione na figurze 1. Wynika z tego, że zachodnie zbocze Uplązu Miętusiego na Hali pod Uplązem ma założenie tektoniczne i jest w gruncie rzeczy nieznacznie przemodelowaną powierzchnią ścięcia wymienionych uprzednio jednostek przez łuskę Kotaszki. Należy przy tym zauważyć, że ku północy coraz to młodsze ogniwa stratygraficzne łuski Kotaszki dochodzą do linii nasunięcia, co powoduje, że łuska w tym kierunku znacznie cienieje i ogranicza się tylko do strzepów neokomu, zachowanych pod nasunięciem łuski Uplązu. Można to doskonale stwierdzić, posuwając się od wschodu ku zachodowi wzdłuż płaszczyzny nasunięcia jednostki Bobrowca na łuskę Kotaszki. Można wtedy zauważyć pojawianie się coraz starszych ogniw litostratygraficznych łuski Kotaszki w tym kierunku.

Łuska Kotaszki zajmuje dość specjalną pozycję wśród wyróżnionych jednostek, gdyż leży na podłożu wierchowym i na kilku niższych jednostkach reglowych, ścinając je od strony zachodniej, a zatem prostopadle do normalnego kierunku nasunięcia w Tatrach. Stanowi ona ponadto przeważnie podłoże chociażniańskiej łuski Uplązu i nosi wyraźne ślady wytłoczeń spowodowanych przez tę jednostkę.

Łuska Kotaszki jest jedyną z wymienionych dotychczas jednostek reglowych, która posiada w swym składzie młode, jurajskie i kredowe ogniwa stratygraficzne. Fakt ten był powodem szukania powiązań tej jednostki z masami jurajsko-kredowymi rozwiniętymi dalej ku północy na zboczach Doliny Kościeliskiej oraz z synkliną Czerwonej Przełęczy z regli zakopiańskich. Jak wynika z przedstawionych powyżej faktów, obydwie te koncepcje nie są słuszne. Pewnych analogii i związków można się doszukać tylko z niedaleką łuską Gładkiego Upląziańskiego.

### *Łuska Gładkiego Upląziańskiego*

Reglowa czapka tektoniczna na Gładkiem Upląziańskim została jak wiadomo odkryta jeszcze przez M. Limanowskiego (1904), który też pierwszy usiłował przeprowadzić paralelizację świeżo odkrytej jednostki z reglami zakopiańskimi, wiążąc ją z dygitacją północną. W ujęciu F. Rałbowskiiego i W. Goetla (1924, 1925) masy reglowe Gładkiego Upląziańskiego wiążą się z masami znajdującymi się na zboczach Doliny Kościeliskiej, tworząc wraz z nimi płaszczowinę reglową dolną, a same są ścięte płaszczyną nasunięcia przebiegającą na S od Pieca, wzdłuż której nasunęły się masy triasowe Uplązu należące do płaszczowiny reglowej górnej. W późniejszym ujęciu F. Rałbowskiiego (1930) masy reglowe Gładkiego Upląziańskiego należą do płaszczowiny reglowej dolnej, na którą nasunięta jest dygitacja Suchego Wierchu (obecny płat Gładkiego),

a dalej na północy — dygitacja Krokwi wraz z synkliną Czerwonej Przełęczy, zaliczane wówczas do płaszczowiny reglowej górnej. Po udowodnieniu przez D. Andrusova (1936a), że w reglach zakopiańskich istnieje tylko płaszczowina reglowa dolna, rozpowszechnił się jego pogląd, że masy reglowe z Gładkiego Upłaziańskiego należą do dygitacji Suchego Wierchu (Sokołowski 1948, Passendorfer 1952, Michalik 1953, Halicki 1954). W swym ostatnim ujęciu F. Rabowski (1954) stwierdził, że masy triasowe Gładkiego Upłaziańskiego i Upłazu Miętusiego wiążą się ze sobą w jedną całość, a fałd Upłazu odgałęzia się po prostu od mas Gładkiego Upłaziańskiego, przy czym młodszy mezozoik tych mas wiąże się z normalną pokrywą fałdu Upłazu za pośrednictwem synklin z rejonu Pieca, nie zaś z masami synklinalnymi rejonu Hali pod Upłazem, stanowiącymi odwrócone skrzydło tego fałdu.

We wszystkich tych ujęciach do mas Gładkiego Upłaziańskiego zaliczano również utwory triasowe wyróżnionej obecnie łuski Wolarni oraz trias z Chudej Turni. Jak się jednak później okazało, trias (anizylik) Chudej Turni wypada zaliczyć raczej do wierchowego fałdu Giewontu, gdyż stanowi on normalną pokrywą płatu krystalicznego Twardego Upłazu (Kotański 1956, 1961). Z drugiej zaś strony indywidualność tektoniczna łuski Wolarni zarysowuje się bardzo wyraźnie. Tak więc w obecnym ujęciu do łuski Gładkiego Upłaziańskiego zalicza się ogniwa począwszy od najwyższego ładynu do neokomu.

Niezależność tektoniczna łuski Gładkiego Upłaziańskiego zarówno od triasu Chudej Turni, jak i od łuski Wolarni jest wyraźnie widoczna na mapie (tabl. I), która zresztą w tym miejscu jest ściśle wzorowana na zdjęciu Rabowskiego (arkusz Kominy Tyłkowe). Z mapy tej wynika wyraźnie, że biegi warstw w łusce Wolarni są prostopadłe do granicy nasunięcia łuski Gładkiego Upłaziańskiego (np. wzdłuż szlaku na Czerwone Wierchy). Fakt ten został zaznaczony na figurze 3. Najpełniejszy profil znajduje się na południowym zboczu Gładkiego Upłaziańskiego, gdzie zachowany jest nawet najwyższy ładyn. Jednak ani ładyn ani kajper łuski Gładkiego Upłaziańskiego nie łączy się z anizykiem Chudej Turni, lecz jest na niego nasunięty. Widać to zresztą doskonale nawet na przekroju Rabowskiego (1954, tabl. 2). Dalej ku północy starsze ogniwa uległy całkowitemu wytłoczeniu, lub zachowały się tylko w strzępach, które wyśledził F. Rabowski (arkusz Kominy Tyłkowe) na granicy neokomu i leżącego pod nim środkowego triasu.

Łuska Gładkiego Upłaziańskiego stanowi stosunkowo rzadki przykład jednostki złożonej z młodszych warstw, nasuniętej na jednostkę reglową zbudowaną z warstw starszych. W południowej i zachodniej części łuska ta nasuwa się wprost na podłoże wierchowe, gdyż łuska Wolarni tutaj nie sięgała, lub uległa zupełnemu wytłoczeniu. W łusce Gładkiego Upłaziańskiego można poza tym zaobserwować zjawisko podobne jak w łusce Kotaszki. Mianowicie ku północy starsze ogniwa stratygra-

ficzne uległy niemal zupełnemu wytłoczeniu, a z licznych ogniwi ocalało tu tylko najwyższe, a mianowicie neokom, w dodatku jeszcze silnie wytłoczone w spągu nasunięcia płatu Gładkiego (fig. 3).

Ustalenie położenia łuski Gładkiego Uplaziańskiego w całym systemie wyróżnionych jednostek reglowych jest bardzo trudne, a nawet niemożliwe. Jest tak dlatego, że łuska ta nasuwa się tylko na łuskę Wolarni, a sama z kolei jest ścięta tylko przez izolowany płat Gładkiego. Nie wiadomo jednak, czy wchodzi ona pod łuskę Pieca, czy pod jednostkę Suchego Wierchu, czy należy ją wiązać z jednostką Suchego Wierchu wraz z pseudosynkliną Czerwonej Przełęcz, czy też z jeszcze wyższymi jednostkami — łuską Kotaszki, czy nawet z jednostką Bobrowca.

Najbardziej prawdopodobne wydaje się powiązanie łuski Gładkiego Uplaziańskiego z pobliską łuską Kotaszki przede wszystkim dlatego, że w obu tych łuskach zachowane są młode ogniwa stratygraficzne, do neokomu włącznie. W tym przypadku łuska Gładkiego Uplaziańskiego byłaby wyższą jednostką od jednostki Suchego Wierchu. Taka koncepcja została zaznaczona na figurze 3. Jak wiadomo, na łuskę Kotaszki jest nasunięta jednostka Bobrowca, co wyznacza pozycję również i łuski Gładkiego Uplaziańskiego. Istniejąca niegdyś jednostka Gładkiego Uplaziańskiego — Kotaszki zapewne nie sięgała daleko ku północy, gdyż w tym kierunku obie jednostki się wyklinowują i w wyniku daleko posuniętych złuskowań zostały z nich tylko najmłodsze ogniwa stratygraficzne. Analogiczną pozycję jak omawiane łuski zajmuje łuska Krowiego Żlebu, jednak składa się ona ze znacznie starszych ogniwi stratygraficznych.

### *Płat Gładkiego*

Nazwa „płat Gładkiego“ była stosowana początkowo (Rabowski & Goetel 1924) na określenie mas reglowych Gładkiego Uplaziańskiego, czyli dzisiejszej łuski Gładkiego Uplaziańskiego z podanymi wyżej omówieniami. Później jednak, po odkryciu przez F. Rabowskiego (in Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII), że na neokomie Gładkiego Uplaziańskiego leży jeszcze wyższy płat triasowy, nazwa ta przeszła na określenie tego właśnie płatu. Początkowo był on wiązany ze spągową dygitacją masy triasowej Uplazu i zaliczany do płaszczowiny reglowej górnej. W następnym ujęciu Rabowskiego (1930) należy on do dygitacji Suchego Wierchu i jeszcze wówczas wraz z nią do płaszczowiny reglowej górnej. Po przeprowadzonych przez D. Andrusova (1936a) paralelizacjach płaszczowin reglowych, S. Sokołowski (1948) zaliczył płat Gładkiego do dygitacji Krokwi, a wraz z nią do płaszczowiny reglowej dolnej. Do ostatnich lat nie było jednak w tym względzie jednolitych poglądów, skoro E. Passendorfer (1952) i A. Michalik (1953) na jednych przekrojach zaliczali go do dygitacji Krokwi, a na innych — do płaszczowiny chociażńskiej. W swym

ostatnim ujęciu F. Rabowski (1954) nie wypowiedzi się co do pozycji tektonicznej płatu Gładkiego, jednak zalicza go do płaszczowiny reglowej dolnej w pozycji zbliżonej do dygitacji Krokwi (op. cit., tabl. VIII). D. Andrusov (1959, obr. 11) i S. Sokołowski (1961, tabl. XXXIX) zaliczają również płat Gładkiego do dygitacji Krokwi, chociaż Sokołowski (in Sokołowski & Kotański 1959, 1961; Sokołowski 1961) nie wykluczał możliwości przynależności tego płatu do płaszczowiny choczańskiej.

Pozycja tektoniczna płatu Gładkiego nie może być definitywnie określona z tych samych przyczyn, co i pozycja łuski Gładkiego Upłaziańskiego. Po prostu płat Gładkiego leży tylko na jednej jednostce tektonicznej i nie jest ścięty przez żadną inną jednostkę.

Stosunek płatu Gładkiego do łuski Gładkiego Upłaziańskiego jest wybitnie dyskrepanantny. Przejawia się to w tym, że dość stromo nachylone ku północy warstwy płatu Gładkiego dochodzą pod ostrym kątem do powierzchni nasunięcia na łuskę Gładkiego Upłaziańskiego, ścinając dość płasko leżące w tym miejscu warstwy tej łuski (fig. 3). W południowej części płatu widoczny jest przy tym kontakt z neokomem anizyku, a w północnej — dolnego ładynu. Można przy tym zauważyć dość silne zmiany dynamometamorficzne na granicy obu łusek, które polegają na przenikaniu się dolomitów triasowych z wapieniami marglistymi neokomu. Dość liczne są tu również charakterystyczne różowe brekreje tektoniczne.

Płat Gładkiego posiadał niegdyś na pewno o wiele większe niż dzisiaj rozprzestrzenienie, gdyż na zachodzie dochodzi on niemal do podłoża wierchowego, a na wschodzie — do łuski Wolarni, z którą niemal kontaktuje wzdłuż szlaku na Czerwone Wierchy, gdzie pas dzielącego te dwie jednostki neokomu łuski Gładkiego Upłaziańskiego jest miejscami bardzo wąski.

Płat Gładkiego na pewno nie należy do płaszczowiny choczańskiej, gdyż dolny ładyn jest tu wykształcony w facji typowej dla płaszczowiny reglowej dolnej (por. rozdział o stratygrafii), nie zaś w facji dolomitu choczańskiego (= dolomitu z Wetterstein), typowej dla ładynu płaszczowiny reglowej górnej. Można przypuszczać, że wraz z łuską Gładkiego Upłaziańskiego spoczywał on niegdyś nad jednostką Suchego Wierchu (fig. 3) i podobnie jak łuska Kotaszki był ścięty przez jednostkę Bobrowca. Pewnych analogii w tym względzie można się doszukać między płatem Gładkiego, a łuską Krowiego Żlebu.

### *Łuska Krowiego Żlebu*

Jednostka ta nie była dotychczas wyróżniana w żadnym z ujęć Rabowskiego z tej przyczyny, że składa się wyłącznie z utworów górnego kampilu i dolnego anizyku nasuniętych na górny ładyn, a wówczas jeszcze nie umiano tych utworów od siebie odróżniać.

Nazwa łuski pochodzi od Krowiego Żlebu, dzielącego Jadamicę od środkowego grzbietu Upłazu Miętusiego. Łuska Krowiego Żlebu ciągnie się na obydwu zboczach żlebu (pl. II) i przechodzi przez grzbiet Upłazu Miętusiego do Szerokiego Żlebu. Ścina ona dyskrepantnie dolomity górnego ładynu jednostki Suchego Wierchu (fig. 2), przy czym w obu jednostkach różnią się nie tylko upady, lecz i biegi warstw. Można przy tym zauważyć, że upady warstw górnego kampilu omawianej łuski są równoległe do powierzchni nasunięcia. Od góry łuska Krowiego Żlebu jest ścięta dyskrepantnie przez kwarcyty dolnego seisu, należące już do jednostki Bobrowca. Na grzbiecie leżą one jeszcze na anizyku, natomiast w dole, w Krowim Żlebie i w Szerokim Żlebie powierzchnia nasunięcia jednostki Bobrowca ścięta zupełnie anizyk i doszła do górnego kampilu.

Do łuski Krowiego Żlebu należą również skały triasowe leżące na północnym zboczu Doliny Miętusiej, między drogą (biegnącą dnem doliny a szlakiem na Przysłop Miętusi (tabl. I i II)). Jest bardzo prawdopodobne, że od NE łuska Krowiego Żlebu jest ścięta wprost przez łuskę Czarnej Turni.

W dnie Krowiego Żlebu biegnie wyraźny uskólk, który przesunął warstwy jednostki Suchego Wierchu, łuski Krowiego Żlebu i jednostki Bobrowca (tabl. II).

Jak to już pisałem wyżej, łuska Krowiego Żlebu mogła mieć kiedyś związek z jednostką Gładkiego Upłaziańskiego — Kotaszki, które zajmują analogiczne położenie tektoniczne, lub z płatem Gładkiego.

### *Jednostka Bobrowca*

Nazwa „jednostka Bobrowca“ została wprowadzona przez D. Andrusova (1959) na określenie dolnej jednostki (płaszczoyny cząstkowej) serii reglowej dolnej (kriżniańskiej) w reglach zachodnich, stanowiącej w jego ujęciu odpowiednik i bezpośrednie przedłużenie jednostki Suchego Wierchu z regli zakopiańskich. Jak wiadomo z badań K. Guziłki (arkusz Bobrowiec, Furkaska, Kominy Tyłkowe i Hruby Regiel), jest to wielka jednostka o pełnym profilu mezozoiku reglowego, od werfenu do neokomu włącznie, ciągnąca się w granicach Polski od Doliny Chochołowskiej do Doliny Kościeliskiej.

O ile na zachód od Doliny Kościeliskiej sytuacja jest na ogół jasna, to sposób w jaki ta jednostka przedłuża się na jej wschodnim zboczu był interpretowany bardzo różnie.

M. Limanowski (1903) uważał trias ze zboczy Doliny Kościeliskiej za odpowiednik dygitacji Suchego Wierchu, a jurę i kredę — za potężnie rozrośnięte południowe skrzydło synkliny Czerwonej Przełęczcy. W ujęciu F. Rabowskiego i W. Goetla (1925, tabl. VIII), masy reglowe, ciągnące się od Bobrowca, przechodzą Dolinę Kościeliską na N od Bramy Kra-



szewskiego i wiążą się ku południowi poprzez wytłoczone pasmo triasu i jury na zboczach Żlebu pod Wysranki z masami regłowymi Gładkiego Upłaziańskiego. Natomiast na północy — w Dolinie Miętusiej — tworzą one niewielki fałd wsteczny. Wszystkie te masy zostały zaliczone do płaszczowiny reglowej dolnej i miały być przykryte przez dygitację Upłazu, tworzącą wraz z masami regłowymi okolic Zakopanego płaszczowinę reglową górną. A. Matějka i D. Andrusov (1930) wszystkie wymienione jednostki łącznie z dygitacją Upłazu zaliczyli do płaszczowiny reglowej dolnej, jednak, opierając się na poprzednich badaniach F. Rabowskiego i W. Goetla (1925), przyjęli, że spod jednostki Suchego Wierchu wychodzi jeszcze niższa jednostka reglowa, potężnie rozwinięta na zachód od Doliny Kościeliskiej. D. Andrusov (1936a) zmodyfikował później swe poglądy i doszedł do przekonania, że w reglach zachodnich występuje tylko jednostka, będąca przedłużeniem mas reglowych Gładkiego Upłaziańskiego i stanowiąca odpowiednik dygitacji Suchego Wierchu. W swym ostatnim ujęciu F. Rabowski (1954) nie wiąże już mas triasowych ze zboczy Doliny Kościeliskiej z masami regłowymi Gładkiego Upłaziańskiego, lecz łączy je z fałdem Upłazu, tworząc wychodzący z niego osobny fałd z wyraźnie zaznaczonym skretem czołowym (op. cit., tabl. 2). Tym samym zaliczył Rabowski wielką jednostkę z regli zachodnich do dygitacji Suchego Wierchu. Podobnie postąpił S. Sokołowski (1958; 1961, fig. 8), który uprościł jednak znacznie obraz nakreślony przez F. Rabowskiego, nie wydzielając ani osobnego fałdu wychodzącego z fałdu Upłazu, ani tzw. mas spagowych, lecz łącząc wszystkie te elementy wraz z masami Gładkiego Upłaziańskiego w jedną całość.

Jak wynika z przeprowadzonych przeze mnie badań, mas reglowych przechodzących z regli zachodnich na wschodnie zbocze Doliny Kościeliskiej nie można identyfikować z żadną z jednostek wydzielonych na Upłazie Miętusim lub w reglach zakopiańskich. Z tego powodu nazwa *jednostka Bobrowca* jest jak najbardziej uzasadniona.

Pozycja tektoniczna jednostki (lub płaszczowiny cząstkowej) Bobrowca została ściśle określona po stwierdzeniu, że jest ona nasunięta na łuskę Kotaszki (fig. 1), na jednostkę Suchego Wierchu (tabl. I i II) oraz na łuskę Krowiego Żlebu, a sama jest ścięta przez łuskę Czarnej Turni (fig. 2).

Linia nasunięcia jednostki Bobrowca na niższe jednostki tektoniczne jest dość skomplikowana (fig. 4). Aby zrozumieć ten obraz, trzeba wziąć pod uwagę fakt, że jednostka Bobrowca nie jest jednolita, lecz sama jest wewnętrznie złuszkowana. Powstały przy tym łuski złożone z pakietów skał o różnych właściwościach mechanicznych oraz doszło do znacznych wytłoczeń. Tak na przykład na zachód od Doliny Kościeliskiej anizyk styka się wprost z kajprem. Na wschodnim zboczach doliny również brak jest zupełnie ladynu, a anizyk graniczy z kajprem, z jurą lub nawet bezpośrednio z neokomem. Opierając się na tego rodzaju obser-

wacjach można w jednostce Bobrowca wydzielić kilka większych łusek, takich jak łuska Starych Kościelisk, łuska kajpru na Starych Kościeliskach, łuska Kiry Miętusiej i łuska Jadamicy (tabl. II).

*Łuska Starych Kościelisk* składa się głównie z anizyku i kwapilu, a na zboczach Dolinki pod Jadamicę — również i z kwarcytów dolnego seisu, uprzednio zaliczanych do kajpru. Powierzchnia nasunięcia tej łuski na łuskę Kotaszki jest dość stroma (fig. 1), lecz ku północy upady warstw wydatnie łagodnieją. W wielu miejscach można wyraźnie zauważyć, że kwarcyty leżą na neokomie. Zaznaczył to zresztą również na swym przekroju Rabowski (1954, tabl. 2), lecz odmiennie zinterpretował ten fakt, gdyż zaliczył kwarcyty do odwróconego skrzydła fałdu Uplazu. W górnej części Dolinki pod Jadamicę łuska Starych Kościelisk graniczy bezpośrednio z jednostką Suchego Wierchu wzdłuż dość znacznej południkowej dyslokacji, która kryje się pod łuską Jadamicy. Jest to zatem bardzo stara dyslokacja, która sprawiła, że w momencie nasuwania się poszczególnych łusek jednostki Bobrowca, jednostka Suchego Wierchu dość stromo urywała się od strony zachodniej.

O dostosowywaniu się łuski Starych Kościelisk do urozmaiconej powierzchni morfologicznej jednostki Suchego Wierchu świadczy również fakt, że niedaleko kontaktu — pod neokomem łuski Jadamicy — upady anizyku łuski Starych Kościelisk wzrastają od  $5^\circ$  do  $50^\circ$  (tabl. I). Świadczy o tym również dalszy przebieg linii nasunięcia, która biegnie na wschodnim zboczu Jadamicy niemal południkowo, kierując się do wylotu Krowiego Żlebu. Na tej przestrzeni łuska Starych Kościelisk jest ograniczona tylko do wąskiego pasa kwarcytów dolnego seisu, ściętych przez łuskę Kiry Miętusiej. Dnem Krowiego Żlebu biegnie uskoki, którego wschodnie skrzydło zostało obniżone, a wychodnie warstw cofnięte o około 200 m ku południowi. W północnej części grzbietu Uplazu Miętusiego widoczny jest dobry profil (fig. 2), z którego widać, że łuska Starych Kościelisk jest tutaj reprezentowana tylko przez dolny seis i anizyk, które są nasunięte na łuskę Krowiego Żlebu. W tym właśnie miejscu miał istnieć wychodzący z dołu wsteczny fałd rozdzielający dwie czołowe dygitacje fałdu Uplazu (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII) lub w innej interpretacji — niższa z dwóch czołowych dygitacji fałdu Uplazu (= dygitacji Suchego Wierchu — Sokołowski 1961, fig. 8). Od góry anizyk łuski Starych Kościelisk jest ścięty przez neokom łuski Kiry Miętusiej.

*Łuska kajpru na Starych Kościeliskach* ma bardzo ograniczone rozmiary (tabl. II) i jest wklinowana między łuskę Starych Kościelisk i łuskę Kiry Miętusiej. Po przeciwnej stronie Doliny Kościeliskiej kajper wchodzi już w skład łuski Kiry Miętusiej i jest przesunięty o około 400 m ku południowi wzdłuż wielkiego uskoku *Starych Kościelisk* (tabl. II), który może mieć również częściowo charakter ostrej fleksury. Uskok ten nie kontynuuje się w skałach wierchowych Bramy Kraszew-

skiego i powstał zapewne jeszcze podczas zróżnicowanych ruchów nasuwawczych poszczególnych bloków jednostki Bobrowca, tak jak to przyjął A. Iwanow (1965) dla jednostki Suchego Wierchu na północ od Giewontu. Jest bardzo prawdopodobne, że również i jednostka Bobrowca posiada łuskowo-blokowy styl budowy, który wykrył A. Iwanow w południowym pasmie reglowym okolic Zakopanego. Omawiany uskoki przesunął również i najniższe warstwy łuski Kiry Miętusiej, lecz dalej ku północy już się nie kontynuuje, gdyż wychodnie warstw po obu stronach doliny trafiają na siebie (tabl. I).

*Łuska Kiry Miętusiej* składa się z wielu ogniw litostratygraficznych, od kajpru do neokomu włącznie i zajmuje wielki obszar na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej, sięgając od Bramy Kraszewskiego do Bramy Kantaka. Na wschodnim zboczu doliny dolne ogniwa ulegają kolejno wytłoczeniu, a ponadto łuska ta ścina dyskrepantnie łuskę Starych Kościelisk, co jest szczególnie dobrze widoczne na wschodnim zboczu Jadamicy. Na grzbiecie Upłazu Miętusiego (fig. 2) z łuski Kiry Miętusiej pozostał już tylko neokom, leżący na anizyku łuski Starych Kościelisk, a pod anizykiem łuski Czarnej Turni. Ostatni raz neokom łuski Kiry Miętusiej pojawia się na szlaku na Przysłop Miętusi, gdzie — zgodnie ze zdjęciem S. Sokołowskiego (arkusz Hruby Regiel) — ma już tylko miąższość kilku metrów. Leży on tutaj na górnym kampielem należącym do łuski Krowiego Żlebu, a pod dolnym kemplem odwróconej łuski Czarnej Turni. Jest to najdalszy ku wschodowi zasięg łuski Kiry Miętusiej, a zarazem jednostki Bobrowca, której miejsce w systemie tektonicznym regli zakopiańskich mogło zatem wypadać powyżej pseudosynkliny Czerwonej Przełęczy, a pod jednostkami północnego pasma reglowego.

Łuska Kiry Miętusiej jest dość silnie pofałdowana. Wynika to ze zdjęcia K. Guziłki na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej (arkusz Hruby Regiel), gdzie — opierając się na jego zdjęciu — można przypuszczać, że neokom jest podwojony i że zaznacza się w nim skręt synklinalny. Być może, z tego właśnie powodu na południe od pasma Bramy Kantaka ciągnie się pas malmu, który można uznać częściowo za rozwleczone porwaki pochodzące z górnego, odwróconego skrzydła fałdu synklinalnego Kiry Miętusiej. Takiego samego pochodzenia mogłyby być porwaki malmu, ciągnące się wzdłuż dygityacji, wyróżnionej przez S. Sokołowskiego pod Kończystą Turnią (arkusz Hruby Regiel oraz Sokołowski 1961, fig. 8, 14 i tabl. XL). Ponieważ jednak trudno jest odróżnić malm normalny od malmu odwróconego (w przypadku istnienia fałdu rozwleczonego wychodzącego z górnego skrzydła fałdu synklinalnego — por. Kotański 1963a), dlatego istnieje również możliwość, że malm, ciągnący się w spągu łuski Bramy Kantaka, należy do łuski Czerwonej Skalki, której wyższe ogniwa zostały wytłoczone (por. tabl. I).

*Łuska Jadamicy* została właściwie wyrysowana, choć nie nazwana, przez F. Rabowskiego (1954, tabl. 2). Na jego przekroju widoczne jest,

że neokom na szczycie Jadamicy nie wiąże się z podłożem, lecz jest odkłuty od jury i nasunięty na trias. Obserwacje te zostały w pełni potwierdzone. Neokom łuski Jadamicy ścina warstwy łuski Kiry Miętusiej z podłoża, przy czym biegi warstw w obu łuskach są miejscami prostopadłe do siebie, a upady w łusce Jadamicy są pochylone ku południowi średnio pod kątem  $30^\circ$ , dochodząc dyskrepantnie do powierzchni nasunięcia. Łuska Jadamicy zakryła powierzchnię nasunięcia niższych łusek jednostki Bobrowca na jednostkę Suchego Wierchu oraz przebiegającą w spagu łuski południkową dyslokację. Na znacznej przestrzeni jest ona nasunięta na dolny lądyn jednostki Suchego Wierchu, wchodzący pod nią na ulkos. Ścinanie warstw triasowych łuski Starych Kościelisk jest widoczne w rejonie wielkiego obrywu nad Dolinką pod Jadamicę.

Łuska Jadamicy jest najwyższym elementem jednostki Bobrowca i nasuwała się ostatnia już wówczas, gdy urozmaicona dotychczas morfologia jednostki Suchego Wierchu została wyrównana. Z dość płaskiego położenia powierzchni nasunięcia łuski Jadamicy można sądzić, że łuska ta miała dawniej szerszy zasięg i pokrywała jednostkę Suchego Wierchu na większej przestrzeni.

### *Łuska Czarnej Turni*

Łuska Czarnej Turni jest jednostką wyróżnioną w północnym pasmie reglowym na południowym zboczu Łysanek (Guzik & Kotański 1963a, b, Jaczynowscy 1963). Jej dokładny przebieg dalej ku zachodowi w Dolinie Małej Łąki nie jest jeszcze dokładnie prześledzony, lecz wiadomo jest z całą pewnością, że pojawia się ona na Przysłopie Miętusim (Kotański 1963c). Podobnie jak w reglach zakopiańskich, znajduje się ona tutaj w położeniu odwróconym i jest nasunięta na bardzo zredukowane w tym miejscu pasmo pseudosynklinalne Czerwonej Przełęczy, czyli na jednostkę Suchego Wierchu (pl. III, fig. 1). Siodło Przysłopu Miętusiego jest wypreparowane w miękkich warstwach dolnego kampilu. Natomiast dalej ku SE, w stronę Sywarowego, w skałkach nad Przysłopem, pojawia się górny kampil. Na samym kontakcie z retykiem pasma pseudosynklinalnego Czerwonej Przełęczy znajduje się anizyk (ciągle w odwróconym położeniu), stanowiący odpowiednik tzw. synkliny Kapeluszy spod Łysanek. Anizyk ten oraz górny kampil w ujęciu W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930) były związane z dygitacją Suchego Wierchu i zaliczane do fałdu wstecznego Boczania. W najnowszym ujęciu S. Sokołowskiego (1961, fig. 9) jest to najniższe ogniwo jakiejś zamurzającej się dygitacji, której główną masę stanowi kajper Przysłopu Miętusiego oraz jura Czerwonej Skałki.

Dalej ku zachodowi przedłużenie łuski Czarnej Turni można ewentualnie widzieć w dolnym kampilu, leżącym nad neokomem łuski Kiry Miętusiej na szlaku na Przysłop Miętusi. Dobrze zachowany frag-

ment łuski Czarnej Turni istnieje natomiast na północnym cyplu Upłazu Miętusiego, gdzie w urwisku nad Potokiem Miętusim widoczny jest anizyk nasunięty na neokom Kiry Miętusiej (fig. 2). W ujęciu F. Rabowskiego i W. Goetla (1925), anizyk ten należał do północnej czołowej dygitacji fałdu (dygitacji) Upłazu, a w ostatnim ujęciu Rabowskiego (1954) — do dygitacji Małej Świnicy.

Dalsza kontynuacja łuski Czarnej Turni byłaby zupełnie zagadkowa, gdyby nie odkrycie przez S. Sokołowskiego (1958, 1959, 1961) dygitacji, dzielącej na dwie części neokom pod Kończystą Turnią. W dygitacji tej wykrył on dolomity środkowego triasu, leżące wśród wapieni malmu, lub tkwiące w wapieniach neokomu. Element ten nie ma wyraźnego charakteru dygitacyjnego, gdyż brak jest zupełnie (z wyjątkiem jednego bloku piaskowców kajpru (?) — Sokołowski 1961, tabl. XL) ogniw pośrednich między triasem i malmem, jednak malm dość regularnie towarzyszy od dołu i od góry dolomitom triasowym. S. Sokołowski (op. cit., fig. 8) uważał tę tak pojętą dygitację za północną czołową dygitację fałdu Upłazu (= dygitacji Suchego Wierchu). Można jednak zauważyć, że malm należy w istocie do dwóch różnych łusek — spągowy do fałdu rozwleczonego w stropie łuski (fałdu synklinalnego) Kiry Miętusiej, a stropowy — do łuski Czerwonej Skałki. W takim ujęciu poprzerywane pasmo wychodni dolomitów triasowych można uważać za dalszy ciąg łuski Czarnej Turni, której zasięg można przedłużyć niemal do Bramy Kantaka (tabl. II). Na mapach i przekrojach S. Sokołowskiego (1961, fig. 8, 14 i tabl. XL) widać jest przy tym, że całe to pasmo jest wtórnie pofałdowane, zgodnie z łuską Kiry Miętusiej i łuską Czerwonej Skałki, a także z łuskami choczańskimi — Kończystej i Bramy Kantaka. Wygląda zresztą na to, że to sfałdowanie zostało wywołane wklonowaniem się sztywnych łusek choczańskich w plastyczne podłoże neokomu, należącego do wymienionych wyżej łusek serii regłowej dolnej.

### *Łuska Czerwonej Skałki*

Potrzeba wyróżnienia tej jednostki wynika z faktu, ustalonego przez S. Sokołowskiego (op. cit.), że neokom pod Kończystą Turnią jest podwojony. Jednostka ta ma wyraźnie łuskowy charakter i ścina łuskę Czarnej Turni, z której zostały tylko strzępy. Główną masę tej jednostki stanowi neokom, w którym wypreparowana jest przełęcz między Kończystą Turnią a Jaworzynką Miętusią (tabl. 1). Na zdjęciu S. Sokołowskiego widać (arkusz Hruby Regiel), że neokom ten kontynuuje się ku wschodowi do Czerwonej Skałki (Sokołowski 1961, fig. 15), gdzie w jego spągu znajduje się piękny profil jury ze słynnymi znaleziskami amonitów liasowych L. Zejsznera (1856) i S. Sokołowskiego (1925). Ponieważ najpełniejszy profil omawianej łuski znajduje się właśnie tutaj, może być ona nazwana łuską Czerwonej Skałki.

W ujęciu S. Sokołowskiego (1961, fig. 9) jura Czerwonej Skałki leży nad retykiem i kajperem znad moreny oraz nad kajperem Przysłopu Miętusiego, tworząc wraz ze środkowotriasowymi skałkami znad Przysłopu dygitację zanurzającą się ku północy, związaną skretem synklinalnym Czerwonej Przełęczy z dygitacją Suchego Wierchu. Nie wypowiedział się on, jakiej jednostce regli zakopiańskich odpowiada ta nowa dygitacja, składająca się z tak młodych ogniów stratygraficznych; w każdym razie nawet w ujęciu Sokołowskiego kajper Przysłopu Miętusiego i jura Czerwonej Skałki nie stanowiły bezpośredniego przedłużenia synkliny Czerwonej Przełęczy, jak to przyjmowali W. Goetel i S. Sokołowski (1930).

Jak wynika z niniejszego opracowania, na Przysłopie Miętusim występuje nie kajper, a dolny trias, a retyk i górny trias znad moreny można zaliczyć do łuski Kończystej. W rezultacie wszystkie paralelizacje tektoniczne musiały ulec zmianie. Nie można jednak wyłączyć możliwości, że na bardzo źle odkrytych zboczach Przysłopu Miętusiego znajdują się jeszcze kiedyś najniższe ogniwa łuski Czerwonej Skałki, takie jak na przykład warstwy gresteńskie, retyk i kajper.

Łuska Czerwonej Skałki jest nasunięta na łuskę Czarnej Turni, co znacznie zwiększa znaczenie tej ostatniej, gdyż jest ona przedzielona od wyższych jednostek północnego pasma reglowego jednostką, w której reprezentowane są młode, jurajskie i kredowe ogniwa stratygraficzne.

Miąższość łuski Czerwonej Skałki nie jest duża, gdyż składa się ona głównie z bardzo zredukowanego neokomu, szczególnie w zachodniej części. Widoczne jest tam, że miejscami łuska ta jest przebita od spodu przez łuskę Czarnej Turni, która wychodzi w oknach tektonicznych, jak to można zauważyć na siodle między Kończystą Turnią a Jaworzynką Miętusią (arkusz Hrubý Regiel). Wynikło to zresztą z wspólnego przefalowania obu tych jednostek wraz z nadległymi łuskami choczańskimi, w wyniku czego powstały tu typowe sfałdowania polisyntetyczne (poliunitarne), wyróżnione w pasmie wierchowym (Kotański 1963a). Najpiękniejszą antyklinałą poliunitarną jest antyklina zaznaczająca się w pięciu jednostkach tektonicznych na zachód od Kończystej Turni, której kształt został ostatnio prześledzony przez S. Sokołowskiego (1961, tabl. XL). Wiadąc z tego, że znana od dawna (Sokołowski 1925; Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII) fałszywa antyklina dzieląca oba pasma łasu choczańskiego ma w rzeczywistości bardzo złożony charakter.

Łuska Czerwonej Skałki jest ścięta od góry łuską Bramy Kantaka, jednak kontynuuje się u jej podstawy na pewno do Bramy Kantaka, a być może nawet do Doliny Lejowej, jeśli przyjąć, że malm towarzyszący łasowi pasma Bramy Kantaka (Guzik — arkusz Hrubý Regiel) nie należy do łuski Kiry Miętusiej, lecz do łuski Czerwonej Skałki. Wklonowana jest w nią również łuska Kończystej, a od północy transgreduje na nią eocen. Ten właśnie eocen maskuje kontakt łuski Czerwonej Skałki z jednostką Małej Świnicy, która pojawia się na S od Raibusowej Turni

(tabl. I). Ponieważ dalej ku wschodowi łuski Czerwonej Skałki już nie ma, można przypuszczać, iż została ona ścięta nasunięciem jednostki Małej Świnicy (tabl. II).

### *Jednostka Małej Świnicy i jednostka Samkowej Czuby*

Obydwie te jednostki zostały wyróżnione w reglach zakopiańskich (Guzik & Kotański 1963b, c, Kotański 1963c). Na badanym terenie występują one w Dolinie Małej Łąki, a ku zachodowi kryją się pod potężną pokrywą eocenu Hrubego Regła. Tam też są one zapewne ścięte przez łuskę Bramy Kantaka, która występuje dalej ku zachodowi, lecz jej granica musi pod eocenem zakreślać ku północy (tabl. I).

Jednostka Samkowej Czuby jest najwyższą jednostką serii reglowej dolnej, występującą na badanym terenie. Istniejąca w reglach zakopiańskich, wyższa od niej jednostka Spadowca na opisywanym obszarze nie występuje.

### JEDNOSTKI CHOCZAŃSKIE

Na zupełną odrębność facjalną liasu pasma Kończystej i pasma Bramy Kantaka od pozostałych punktów występowania liasu reglowego (np. z Czerwonej Skałki) zwrócił uwagę S. Sokołowski (1925), który zauważył również nienormalne kontakty tego liasu z otaczającym go neokomem. F. Rabowski i W. Goetel (1925), biorąc pod uwagę analogie tego liasu z liasem z Hali pod Upłazem, na swym przekroju (op. cit., tabl. VIII) powiązali go razem, wyróżniając porozrywaną jednostkę tektoniczną, którą nazwali łuską Upłazu. Stanowi ona w ich ujęciu tak zwane masy dolne Upłazu, leżące pod dygitaacją Upłazu. Obie te jednostki zaliczyli do płaszczowiny reglowej górnej. W następnym swym ujęciu F. Rabowski (1930) dolne masy tej płaszczowiny nazywa łuską Upłazu-Kończystej i uważa, że powyżej leżą masy wyższe, do których należą dygitaacje (fałdy) Upłazu-Krokwi i Suchego Wierchu. W następnym jego ujęciu termin łuska Upłazu jest zastąpiony terminem łuska Kończystej (Rabowski 1931).

Po stwierdzeniu przez A. Matějku i D. Andrusova (1930), że w reglach zakopiańskich nie ma płaszczowiny reglowej górnej, D. Andrusov (1936a) i K. Guzik (1936) zaliczyli do płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) już tylko łuskę Kończystej i Upłazu. Ujęcie takie było później powtarzane w licznych syntetycznych ujęciach (Sokołowski 1948, Passendorfer 1952, Michałik 1953). Tak samo postąpił F. Rabowski (1954) w swym ostatnim opracowaniu. Podobnie jak we wszystkich poprzednich ujęciach, łuskę Upłazu (termin ten został zatem restytuowany) umieścił on pod fałdem Upłazu, i szukał powiązania łuski Upłazu z łuską Kończystej w bardzo skomplikowany i niesprawdzalny sposób — pod

neokomem Kiry Miętusiej i poprzez pasmo Bramy Kantaka, tworząc gigantyczny fałd wsteczny, wfałdowany od północy w zdygitowane masy płaszczowiny reglowej dolnej.

To ujęcie Rabowskiego nie zostało przyjęte przez S. Sokołowskiego (1958, 1959) oraz Kotańskiego (Sokołowski & Kotański 1959, 1961), którzy wysunęli przypuszczenie, że łuska Uplazu nasunęła się bezpośrednio z góry z południa i znajduje się na Hali pod Uplazem w lokalnej depresji (Kotański 1961, tabl. VI, przekrój I).

Jak widać z poprzednich ujęć, jednostki chociażniańskie na opisywanym terenie są ze sobą związane właściwie tylko facjalnie, nie zaś geometrycznie (tabl. II) i dlatego celowe jest wydzielenie trzech odrębnych jednostek — łuski Uplazu, łuski Kończystej i łuski Bramy Kantaka.

### *Łuska Uplazu*

Nazwa łuska Uplazu została wprowadzona przez F. Rabowskiego i W. Goetla (1925). Pochodzi ona od nazwy hali, na której występuje płat wapieni liasowych, która bywa nazywana halą Uplaz, a której właściwa nazwa brzmi Hala pod Uplazem dlatego, że znajduje się ona pod Uplazem Miętusim. W dawniejszych ujęciach bardzo mylące były zbliżone do siebie terminy łuska Uplazu i fałd (dygitacja, płat) Uplazu na oznaczenie dwóch odmiennych elementów, należących do zupełnie różnych płaszczowin. Ponieważ jednak obecnie określenie fałd Uplazu ma już tylko znaczenie historyczne, można zachować tradycyjną nazwę łuska Uplazu, chociaż nazwa łuska Hali pod Uplazem byłaby poprawniejsza.

Niejednokrotnie już podkreślałem, że Rabowski nie miał bezpośrednich dowodów na to, że jakakolwiek wyższa jednostka jest nasunięta na łuskę Uplazu. Koncepcja taka, którą podtrzymywał on i rozwijał we wszystkich swych kolejnych opracowaniach, wynikała tylko z rozpatrywania intersekcji, którą ujmował on z rozmachem, w skali alpejskiej. W warunkach tatrzańskich, przy niesłychanej miniaturowości budowy, metoda taka zupełnie zawiodła.

Łuska Uplazu leży na całym prawie obszarze swego występowania na łusce Kotaszki, a przeważnie na neokomie tej łuski (fig. 1). Tylko w górnej części Dolinki pod Jadamięcą widać (tabl. III), że nasuwa się ona również i na jednostkę Bobrowca (ma kwarcyty łuski Starych Kościelisk). Od wschodu graniczy ona z jednostką Suchego Wierchu wzdłuż dyslokacji-nasunięcia o przebiegu południkowym. Nigdzie jednak nie widać, by łuska Uplazu wchodziła pod jednostkę Suchego Wierchu, lub była otulona przez neokom lub lias tzw. skreśtu synglinalnego łuski Uplazu (łuskę Kotaszki).

Należy uznać, że łuska Kotaszki znajduje się w zagłębieniu, które powstało jeszcze przed nasunięciem łuski Kotaszki i miało charakter tektoniczno-erozyjny. Nie jest to depresja transwersalna rozumiana jako



wgięcie warstw niżej leżących, lecz forma dyslokacyjno-erozyjna o przebiegu NW-SE, która powstała w miejscu, gdzie na kontakcie z twardymi skałami podłoża wierchowego nagromadziły się miękkie utwory dolno-triasowe należące do jednostki Suchego Wierchu, łuski Pieca i łuski Kotaszki, które podległy łatwo erozji lub wytłoczeniu. Tylko tutaj zachowała się najwyższa, choczańska jednostka, której rozwój był hamowany przez tektoniczno-erozyjną południkową krawędź, jaką tworzyła jednostka Suchego Wierchu.

Obecnie twarde wapienie liasowe łuski Upłazu chronią od erozji leżący pod nim neokom łuski Kotaszki, co doprowadziło do powstania oryginalnego, podciętego niemal z czterech stron bastionu, na którym leży Hała pod Upłazem (pl. I i III, fig. 2).

Stosunek łuski Upłazu do innych łusek choczańskich może być rozpatrzony tylko pośrednio, na drodze ogólnych rozważań. W ujęciu F. Rabowskiego i W. Goetla (1925) łuska Upłazu reprezentowała najbardziej południową część dawnej jednolitej jednostki. Według ostatniej koncepcji F. Rabowskiego (1954) odwrotnie — reprezentowała ona północną, podwiniętą wstecznie ku południowi część płaszczowiny choczańskiej. W ujęciu S. Sokołowskiego (1958, 1959, 1961) łuska Upłazu stanowi znów najbardziej południową część tej nasuniętej z góry płaszczowiny. W przedstawionej tutaj koncepcji łuskowo-płaszczowinowej łuska Upłazu jest najniższą, czyli najbardziej północną jednostką, a na południe od niej znajdowały się kolejno pozostałe jednostki — łuska Kończystej i łuska Bramy Kantaka.

### *Łuska Kończystej*

Nazwa łuska Kończystej została wprowadzona przez F. Rabowskiego (1930) i obejmowała dwa pasma — Kończystej i Bramy Kantaka, wyróżnione przez S. Sokołowskiego (1925). Poprzednio (Rabowski & Goetel 1925, tabl. VIII) pasma te były zaliczane do szeroko pojętej łuski Upłazu, obejmującej wszystkie trzy omawiane jednostki. Później F. Rabowski (1931) proponuje w tym samym znaczeniu stosować termin łuska Kończystej. Zróżnicowanie tych terminów jest jednak potrzebne, i w następnych ujęciach (Andrusov 1936a, Guzik 1936, Sokołowski 1948, Passendorfer 1952, Michalik 1953, Rabowski 1954) stosuje się oba terminy w znaczeniu ściśle regionalnym.

W obecnym ujęciu łuska Kończystej zajmuje dość niewielką przestrzeń, ograniczoną tylko do pasma Kończystej, Eliaszowej i Zawieszistej Turni (pl. II).

S. Sokołowski (1958; 1961, fig. 8, 14 i tabl. XL) przedstawił najnowszy pogląd na stosunek łuski Kończystej do podłoża. W jego ujęciu łuska Kończystej ścina wyróżnioną przez niego dygitezację nad Kirą Miętusią (czyli m.in. łuskę Czarnej Turni). Łuska Kończystej została wgnie-

ciona w miękkie podłoże złożone ze skał niższych jednostek (łuski Kiry Miętusiej, Czarnej Turni i Czerwonej Skałki), co doprowadziło do powstania omówionych już przedtem sfałdowań poliunitarnych. Wewnętrzna tektonika łuski Kończystej nie jest jeszcze opracowana, wobec niedostatecznej znajomości stratygrafii i petrografii wapieni liasowych, które są poza tym niewyraźnie uwarstwione.

Związki facjalne skał łuski Kończystej ze skałami łuski Uplazu i łuski Bramy Kantaka są oczywiście, jednak powiązania tektoniczne nie musiały być takie proste, jak to przedstawiają F. Rałowski i W. Goetel (1925, tabl. VIII) oraz S. Sokołowski (1958 — przekrój); w każdym razie nie były to struktury fałdowe.

### *Łuska Bramy Kantaka*

Łuska o tej nazwie jako osobna jednostka tektoniczna dotychczas nie była wyróżniana, jednak w pracy S. Sokołowskiego (1925) jest mowa o osobnym pasmie Bramy Kantaka. F. Rałowski i W. Goetel (1925, tabl. VIII) łuskę tę wiązali w jedną całość z łuską Kończystej. W ostatnim ujęciu F. Rałowskiego (1954) właśnie łuska Bramy Kantaka stanowiła łącznik łuski Uplazu z łuską Kończystej, mimo że jest wysunięta najbardziej na północ. Również S. Sokołowski (1958, 1961) wiązał łuskę Bramy Kantaka z łuską Kończystej za pośrednictwem dość prostej antykliny (skreću synklinalnego).

Łuska Bramy Kantaka jest największym elementem tektonicznym z omawianych tutaj jednostek choczańskich i ciągnie się niemal od Czerwonej Skałki poprzez Jaworzynkę Miętusią, Staników Żleb i zbocza Małego Regła do Bramy Kantaka, skąd następnie kontynuuje się poprzez halę Kopyka i zbocza Jarońca niemal do Doliny Lejowej (Sokołowski & Guzik — arkusz Hrubego Regiel).

Jej kontakt z podłożem jest wszędzie tektoniczny. Od Doliny Lejowej do Bramy Kantaka leży ona wprost na neokomie łuski Kiry Miętusiej, na malmie fałdu rozwleczonego Kiry Miętusiej (lub w innej koncepcji — na malmie łuski Czerwonej Skałki), w który jest miejscami wklonowana. Od Bramy Kantaka aż do zbocza Przysłopu Miętusiego omawiana łuska jest nasunięta na łuskę Czerwonej Skałki. Dalszy jej przebieg jest skryty pod eocenem Hrubego Regła, lecz można przypuszczać, że jej południowa granica nie biegnie wprost ku wschodowi, lecz skręca ku NE, gdyż w Dolinie Małej Łąki łuska ta już się nie pojawia. Właśnie pod eocenem Hrubego Regła musi łuska Bramy Kantaka ścinać jednostkę Małej Świnicy i jednostkę Samkowej Czuby, jak to jest przedstawione na tablicy II. Zasięg łuski Bramy Kantaka ku północy jest z pewnością bardzo daleki, co zobrazował na swych przekrojach S. Sokołowski (1958; 1961, fig. 8 i 9).

Chociaż facjalnie skały liasowe łuski Bramy Kantaka są niewątpliwie odpowiednikiem skał liasowych łuski Kończystej, to jednak bezpośrednia łączność obu tych łusek jest mało prawdopodobna choćby z tego względu, że ewentualny skręt antyklinalny łączący obie łuski wcale się w nich nie zaznacza. Przeciwnie — biegi warstw w obu łuskach są do siebie przeważnie prostopadłe, a upady bardzo zmienne. Południkowe biegi i bardzo strome upady wapieni rogowiecowych łuski Bramy Kantaka są świetnie widoczne z daleka (np. z Jadamicy) w stromych urwiskach Jaworzynki Miętusiej. Opierając się na tych obserwacjach można przypuszczać, że łuska Bramy Kantaka jest nasunięta z południa i jest jednostką wyższą od łuski Kończystej.

Stosunek wyróżnionych łusek choczańskich do głównej masy płaszczowiny choczańskiej w Dolinie Chochołowskiej nie jest zupełnie jasny. K. Guzik (1959) uważa, że wiąże się ona z jednostką Furkaski, lub też z wyższą od niej jednostką Korycisk. S. Sokołowski nie wypowiedział się w tej sprawie, lecz na swych przekrojach (1958; 1961, fig. 8) wyraźnie zaznaczył choczański środkowy trias skryty pod eocenem, lecz nasunięty na lias pasma Bramy Kantaka. Ujęcie takie jest chyba również zgodne z faktami stwierdzonymi przez K. Guzika, gdyż na mapie (arkusz Hruby Regiel) na wschodnim zboczu Doliny Lejowej rysuje on obraz wskazujący na to, że utwory, należące zapewne do jednostki Furkaski, są nasunięte na wysunięte najdalej ku zachodowi strzępy łuski Bramy Kantaka. Można zatem przypuszczać, że łuski choczańskie z Doliny Kościeliskiej są elementami niższymi od jednostek choczańskich, wyróżnionych przez K. Guzika w Dolinie Chochołowskiej.

Jak to już stwierdziłem przy opisie łuski Upłazu, łuska ta pochodziła z najbardziej północnych obszarów sedymentacyjnych płaszczowiny choczańskiej. Na południe od niej leżała strefa sedymentacyjna łuski Kończystej, a jeszcze dalej na południe — łuski Bramy Kantaka. Z jeszcze bardziej południowych obszarów pochodzą jednostki choczańskie z Doliny Chochołowskiej. Takie uporządkowanie jednostek choczańskich posiada niewątpliwie duże znaczenie dla przyszłych badań mikrofacjalnych, które mogą się poważnie przyczynić do powstania prawidłowej rekonstrukcji paleogeograficznej tym bardziej, że — jak to stwierdziłem w rozdziale o stratygrafii — poszczególne łuski choczańskie powstawały w różnych strefach geosynklinalnych.

## ZAKOŃCZENIE

Przedstawione powyżej rozważania mogą być przykładem, jak różnorodna i urozmaicona jest problematyka geologiczna w Tatrach, jak zawiła jest ich budowa i jak wiele jest jeszcze zagadnień niewyjaśnionych, mimo że tyle pokoleń wybitnych geologów poświęciło się tym badaniom. Nowe ujęcie omawianych zagadnień było niewątpliwie wymini-

kiem powstania nowej koncepcji tektonicznej i stwierdzenia, że cechą charakterystyczną budowy Tatr nie jest przyjmowany dotychczas styl dygitacyjno-płaszczowinowy, lecz łuskowo-płaszczowinowy. Dopiero to stwierdzenie pozwoliło przedstawić względnie nieschematycznie wszystkie komplikacje tektoniczne i oddać z precyzją, możliwą przy użyciu dostępnych dzisiaj metod, całą miniaturowość budowy Tatr i jej swoiste piękno. Wysiłek, jaki się wkłada w możliwie doskonałe poznanie ich budowy, jest w pełni rekompensowany osiąganymi rezultatami oraz otwierającymi się coraz szerszymi perspektywami naukowymi. W Tatrach w całej pełni można ocenić piękno badań przyrodniczych i zrozumieć, że każde opracowanie, każda koncepcja zbliża nas tylko do poznania prawdy, lecz jej całkowicie nie wyczerpuje.

Można by zapytać, gdzie jest kres badań tatrzańskich? Czy badania nie są już zbyt szczegółowe i czy geologia tatrzańska nie jest czymś w rodzaju sztuki dla sztuki, bo przecież nigdzie więcej w Polsce nie ma gór o podobnym stylu budowy. I czy w ogóle warto zajmować się badaniami nad tektoniką tatrzańską, skoro wysunięto już tyle różnorodnych koncepcji, a żadna z nich się nie utrzymała?

Odpowiedź na to jest prosta. Pomimo wszystko, mimo że koncepcje tektoniczne powstawały i przemijały, postęp w badaniach geologicznych w Tatrach jest wyraźny. Nie można by go jednak osiągnąć, gdyby nie było naszych poprzedników. Każda koncepcja, choćby najbardziej jednostronna, zwróciła uwagę na jakąś, pomijaną dotychczas stronę zagadnienia i zmusiła następców do dokładniejszego oświetlenia tego właśnie, niedostatecznie dotychczas opracowanego problemu. I tu właśnie jest odpowiedź na postawione pytanie. Jedyną prawidłową drogą do osiągnięcia prawdziwego postępu również i w tektonice jest bezustanne doskonalenie metod badawczych, pogłębianie podstawowych badań stratygraficznych i litologicznych (mikrofacjalnych) oraz rozwinięcie badań mikrotektonicznych. Jesteśmy przy tym w tej szczęśliwej sytuacji, że w Tatry — urzeczeni początkowo ich pięknem, a później zafascynowani rozległością problematyki geologicznej — garną się młodzi utalentowani geolodzy, którzy wnoszą swój drobny, lecz trwały wkład do poznania geologii tatrzańskiej. Tatry były i pozostaną najlepszą szkołą geologów, szkołą twardą i wymagającą, lecz gwarantującą wysoki poziom jej wychowanków.

Nie można jednak pomijać twórczego znaczenia koncepcji tektonicznych w badaniach tektonicznych. Przykładów tego rodzaju było wiele dawniej, a i ostatnio można by również przytoczyć ich znaczną ilość. Zawsze jednak ważne jest, by odróżniać koncepcje tektoniczne, które były i będą mniej lub więcej hipotetyczne, od stwierdzonych faktów tektonicznych. Nierozróżnianie tych dwóch różnych zagadnień prowadziło niejednokrotnie do nieporozumień.

A czy warto się zajmować budową Tatr, skoro jest ona taka jedyna

w swoim rodzaju? Przy zachowaniu umiaru i odpowiednich proporcji na pewno warto i należy. Tylko tutaj bowiem można *pokazać* na zbieżności formy tektoniczne, takie jak płaszczowina, łuska, czapka tektoniczna, czy porwałk, gdzie indziej znane tylko z intersekcji lub z wierceń. Tutaj najlepiej można poznać zasady analizy tektoniczno-facjalnej i paleogeograficznej, fazy rozwoju geosynklin i ich podział. Tutaj wreszcie są jedyne w Polsce facje medyterańskiego mezozoiku. A przecież na obszarach o budowie płaszczowinowej leżą całe kraje, takie jak Włochy, Szwajcaria, Austria i Słowacja. Badania nad stylem tektoniki tatrzańskiej mają zatem niewątpliwie znaczenie dla postępu badań w tych krajach, a mogą mieć znaczenie również przy powstawaniu koncepcji tektonogenicznych wyjaśniających budowę orogenu hercyńskiego i kaledońskiego, zarówno na powierzchni, jak i w strukturach wglębnych Niżu Polskiego. Wpływ wyników badań tatrzańskich na badania geologiczne w innych obszarach jest już dziś widoczny, a będzie on niewątpliwie jeszcze większy w przyszłości.

Nie wiemy, kiedy nastąpi i czy w ogóle nastąpi kres badań geologicznych w Tatrach, ani jakie mogą być granice wzrostu szczegółowości opracowań. Będą one trwały tak długo, dopóki umysł ludzki będzie ożywiony twórczym niepokojem poznawczym, dopóki poznanie praw przyrody będzie ważniejsze od doraźnych korzyści, dopóki głównym celem i zarazem jedynym usprawiedliwieniem istnienia nauki będzie stwierdzenie: *chcę wiedzieć*.

Dlatego historia rozwoju badań geologicznych w Tatrach jest niewątpliwie jednym z najbardziej pouczających przykładów dróg rozwoju myśli ludzkiej w ogóle, a postępu badań przyrodniczych i geologicznych w szczególności. To właśnie ta niezwykła przygoda intelektualna, którą każdorazowo przeżywa geolog tatrzański, na tle oszałamiającej przyrody Tatr, stanowi o niezwykłym uroku badań geologicznych w Tatrach.

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

#### LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1936a. Subdivision des nappes subtatříque sur le versant nord de la Haute Tatříra. — Bull. Ass. russe Rech. Sci., vol. 4, nr 23. Prague.
- 1936b. Subtatříranské příkrový Západních Karpat. — Carpatica 1. Praha.
- 1959a. Prehľad stratigraphie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatír na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatříra). — Geol. Sborn., r. 10, č. 1. Bratislava.
- 1959b. Geológia československých Karpat. Zv. II, SAV. Bratislava.
- BAC M. & GROCHOCKA K. 1965. Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach (La structure du pli de Czerwone Wierchy sur le versant est de la vallée Kościeliska). — Acta Geol. Pol., vol. XV, nr 3. Warszawa.

- BOTTERON G. 1961. Étude géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes Romandes). — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 54, nr. 1. (Lausanne), Basel.
- DORNYAY B. 1917. Zur Altersfrage des „Choczdolomites“. — *Zbl. Miner. Geol. etc.* Stuttgart.
- ELLENBERGER F. 1958. Étude géologique du pays de Vanoise. — *Mém. Serv. Carte géol. France.* Paris.
- FLÜGEL E. 1963a. Zur Mikrofazies der alpinen Trias. — *Jb. Geol. Bundesanst.*, Bd. 106. Wien.
- 1963b. Grundlagen der mikrofaziellen Analyse von Karbonatgesteinen. — *N. Jb. Geol. Abh.* Stuttgart.
- GENGE E. (jun.). 1958. Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten — Seehorn (Benner Oberland). — *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, no. 1. (Lausanne), Basel.
- GOETEL W. 1916. Zur Liasstratigraphie und Lösung der Choczdolomitfrage in der Tatra. — *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. Varsovie.*
- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego (La structure tectonique de la zone subtatricque aux environs de Zakopane). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 6. Kraków.
- GUZIK K. 1936. O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej, choczańskiej (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Choczs-Gebirge). — *Ibidem*, t. 12.
- 1959. Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich (Index features of Triassic stratigraphy in the upper (Choč) sub-tatric series in Western Tatra). W: *Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu*, t. 5 (In: *From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region*, v. 5). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. 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. 1963a. Geological structure of the Zakopane sub-Tatric belt. — *Bull. Acad. Pol. Sci.*, vol. 1, nr. 2. Warszawa.
- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963b. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subtatricque de Zakopane). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 3/4. Warszawa.
- HALICKI B. 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach (La nappe subtatricque inférieure dans le bassin de Sucha Woda — Haute Tatra). — *Ibidem*, vol. 5, nr 1.
- HRYNLEWSKI J. 1961. Zdjęcie geologiczne górnej części wąwozu Kraków, Gładkiego Upłaziańskiego i Upłazu Miętusiego. Praca magisterska niepublikowana. Arch. Zakł. Kart. Geol. UW. Warszawa.
- IWANOW A. 1965. Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki w Tatrach (Structure géologique de l'unité subtatricque de Suchy Wierch entre la vallée de Bystra et la vallée de Mała Łąka dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, nr 3. 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 subtatricque de Zakopane). — *Ibidem*, vol. 13, nr 3/4.

- KOTAŃSKI Z. 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campillian in the Tatra Mts.). — *Ibidem*, vol. 6, nr 1.
- 1956b. Zlepienie z Chudej Turni i ich znaczenie dla paleogeografii i sedymentacji triasu tatrzańskiego (Chuda Turnia conglomerates and their meaning for the palaeogeography and sedimentation of the Tatra Mts.). — *Przegląd Geol.*, z. 3. Warszawa.
- 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical section 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 Tatra*, 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.
- 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatra). — *Ibidem*, vol. 11, nr 2/3.
- 1963a. Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów (New elements in the structure of the Czerwone Wierchy massif). — *Ibidem*, vol. 13, nr 2.
- 1963b. Outline of the Triassic stratigraphy of the Zakopane subatric zone. — *Bull. Acad. Pol. Sci.*, vol. 1, nr. 2. Warszawa.
- 1963c. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias de la région subatricque de Zakopane). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 3/4. Warszawa.
- LIMANOWSKI M. 1904. Odkrycie płatu dolnotatrzańskiego w pasmie Czerwonych Wierchów na Gładkiem (Sur la découverte d'un lambeau de recouvrement subatricque dans la région hauttatrique de Gładkie, monts Tatra). — *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. Cracovie*.
- 1911. Geologiczne przekroje przez Wielki fałd Czerwonych Wierchów między Doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach (Coupes géologiques par le grand pli couché de Montagnes Rouges entre la vallée de la Sucha Woda et la vallée Chochołowska). — *Rozpr. Pol. Akad. Um.* 51, t. 11. Kraków.
- 1912. Tektonika Tatr. Geografia fizyczna ziem polskich. — *Encykl. Pol. Akad. Um.*, t. 1. Kraków.
- LUGON M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — *Bull. Soc. vaudoise Sci. nat.*, vol. 39. Lausanne.
- MAPA geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10000, 1958—1961. Wydawn. Geol. Warszawa.
- MATĚJKA A. 1927. Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. — *Sborn. Státn. Geol. Úst.*, sv. 7. Praha.
- MATĚJKA A. & ANDRUSOV D. 1930. Kritická poznámka o subtatranských příkrovach ve Vysokých Tatrach (Remarque critique). — *Věstn. Státn. Geol. Úst.*, r. 6.
- MATĚJKA A. & ANDRUSOV D. 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et de régions avoisinantes. Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales. — *Knih. Státn. Geol. Úst. ČSR*, sv. 13, A. Praha.
- MICHALIK A. 1953. Budowa Tatr. — *Reg. Geologia Polski*, t. 1 Karpaty, Pol. Tow. Geol. Kraków.
- PASENDORFER E. 1952. Jak powstały Tatry. Wyd. III. PZWIN. Warszawa.
- PIA J. 1917. Zur Altersfrage des Chocsdolomites. — *Jber. ung. geol. Reichsanst.* Budapest.
- RABOWSKI F. 1921. O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le Trias hauttatrique de la Tatra). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 1, z. 2/3. Warszawa.

- 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — *Ibidem*, t. 6, z. 4.
- 1954. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczach Doliny Kościeliskiej w okolicy Uplązu 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'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 wierzchowe w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in the West Tatra Mts.). Opracował i przygotował do druku Z. Kotański pod redakcją S. Sokołowskiego. — *Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. 27. Warszawa.
- RAIBOWSKI F. & GOETTEL W. 1924. O budowie pasma reglowego w Tatrach (La structure de la zone subtatryque). — *Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.)*, nr 8. Warszawa.
- RAIBOWSKI F. & GOETTEL W. 1925. Budowa Tatr. Pasma reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatryque). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, t. 3, z. 1/2. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1925. Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem miasu reglowego w Tatrach (Die Beobachtungen über das Alter und Entwicklung des subtatrischen Lias in Tatragebänge). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 2. Kraków.
- 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (La géologie de leurs versants méridionaux). — *Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, t. 4. Warszawa.
- 1959. Zarys geologii Tatr (Outline of geology of the Tatra Mountains). W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. 5 (In: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region, v. 5). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- 1961. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the new researches on the tectonic in the Tatra Mts.). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 4. Kraków.
- SOKOŁOWSKI S. & KOTAŃSKI Z. 1959. Wycieczka D<sub>2</sub>. In: Przewodnik XXXII Zjazdu P.T.Geol. Wydawn. Geol. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. & KOTAŃSKI Z. 1961. Wycieczka D<sub>2</sub>. In: Przewodnik do tras wycieczek XXXIII Zjazdu P.T.Geol. w Zakopanem. Praca zbiorowa pod redakcją Z. Kotańskiego, E. Passendorfera i S. Sokołowskiego. — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 4. Kraków.
- SZULCZEWSKI M. 1963. Budowa geologiczna Małej Świstówki (The geology of Mała Świstówka in Western Tatra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 2. Warszawa.
- UHLIG V. 1897—1899. Geologie des Tatragebanges. I Th. Einleitung und stratigraphischer Theil. — *Anz. Akad. Wiss. math. nat. Kl.*, Bd. 64. Wien.
- 1900. Die Geologie des Tatragebirges. II Th. Tektonik d. Tatragebirges. III Th. Geologisches Geschichte d. Tatragebirges. IV Th. Beiträge zur Oberflächengeologie. — *Ibidem*, Bd. 68. Wien.
- 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1:75000. *Nakł. Akad. Um., wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń*.
- VIGH J. 1915. Geologische Beobachtungen in der Nordkarpathen. — *Földt. Közl.* 45. Budapest.
- ZEJSZNER L. 1856. Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach i przyległych pasmach karpackich. — *Rocz. Tow. Nauk. Krak.*, t. 6. Kraków.



Z. KOTAŃSKI

**LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE SUBTATRIQUE  
ENTRE LA VALLÉE DE MAŁA ŁĄKA ET LA VALLÉE KOŚCIELISKA  
DANS LES TATRAS OCCIDENTALES**

(Résumé)

**SOMMAIRE:** Sur la base des subdivisions nouvelles dans le Trias subtatrique on a précisé la structure du ségment moyen de la chaîne subtatrique dans les Tatras Occidentales, liant la région subtatrique de Zakopane à la région subtatrique occidentale. La tectonique de ce ségment est extrêmement compliquée et elle n'a pas de style de digitations des nappes, comme on considèrerait auparavant, mais le style d'écaillés des nappes. On y a pu distinguer plusieurs unités tectoniques d'écaillés, comptant les unités connues dans la région subtatrique de Zakopane (l'unité de Suchy Wierch et l'écaille de Czarna Turnia) et dans la région subtatrique occidentale (l'unité de Bobrowiec). La distinction de ces unités a permis de lier ces deux régions, dont les unités s'engrènent sur Uplaz Miętusi. C'est l'unité de Bobrowiec, qui s'enfonçe entre l'unité de Suchy Wierch et l'écaille de Czarna Turnia. Au-dessous de l'unité de Suchy Wierch on retrouve ensuite des écaillés subtatriques encore plus basses, inconnues dans la région subtatrique de Zakopane. L'écaille d'Uplaz est une unité la plus haute, qui appartient déjà à la série subtatrique supérieure (de Chocz); cette série y est fort réduite, elle accuse la transgression du Lias sur l'Anisien supérieur à Diplopores. Par contre dans l'écaille de Kończysta (la nappe de Chocz), au-dessous du Lias de type de Hierlatz on peut distinguer les couches de Gresten, le Rhétien et le Norien. Pareillement quant à la région subtatrique de Zakopane on y a confirmé le principe, que les unités tectoniques ont les étendues locales et qu'elles sont remplacées par les éléments tectoniques tout à fait différents sur une espace petite.

## INTRODUCTION

À aucune d'autres parties des Tatras on n'a consacré un tel nombre de travaux, qu'à la crête qui sépare la vallée Miętusia de la vallée Kościeliska. C'est ici, où la structure des nappes des Tatras peut-être prouvée tout à fait distinctement, parce que sur la crête boisée d'Uplaz Miętusi et plus haut — sur Gładkie Uplaziańskie les dépôts de la série subtatrique surmontent le plus nettement les dépôts de la série haut-tatrique (pl. I). Ce territoire a aussi une importance particulière d'une autre raison: c'est ici, que les unités subtatriques distinguées dans la région de Zakopane s'engrènent avec les unités de la région subtatrique occidentale. Enfin ici ont pris leur naissance les idées de différences de faciès entre la nappe subtatrique inférieure et la nappe subtatrique supérieure, ce qui est devenu plus tard une base de la distinction correcte de ces deux nappes.

Dans l'établissement de la structure du terrain décrit ont leur part les plus célèbres géologues tatriques, à partir de Zejszner, Stache et Uhlig, comptant Limanowski et Goetel, jusqu'à Rabowski, Sokołowski et Guzik.

## REVUE DES RECHERCHES EFFECTUÉES JUSQU'À PRÉSENT

M. Limanowski (1904) a constaté, que la nappe subtatrique inférieure s'étend sur Gładkie Uplaziańskie très loin vers le sud. Cet auteur y a établi la présence d'un lambeau subtatrique de recouvrement, qui repose sur le substratum haut-tatrique plissé. M. Limanowski a essayé pour la première fois paralléliser les unités subtatriques sur Uplaz Miętusi avec les digitations de la région subtatrique de Zakopane, distinguées par M. Lugeon (1903). C'est le lambeau de recouvrement de Gładkie Uplaziańskie, dont il a parallélisé avec la digitation du nord de la

région de Zakopane, ainsi que le Jurassique et le Crétacé des versants de la vallée Kościeliska — avec la digitation du sud.

Après que W. Goetel (1916) a prouvé dans les Tatras l'existence de la nappe subtratricque supérieure (de Chocz), on ne savait pas si la région subtratricque de Zakopane appartient à cette nappe ou à la nappe subtratricque inférieure et quelles masses d'Uplaz Miętusi appartiennent à laquelle des nappes.

F. Rabowski et W. Goetel (1925) ont attribué à la nappe subtratricque inférieure le lambeau de Gładkie Uplaziańskie, ainsi qu'une unité fort réduite au-dessus de Brama Kraszewskiego, aussi que le Trias, le Jurassique et le Crétacé de tous les deux versants de la vallée Kościeliska, les termes qui sont liés aux masses subtratricques de Bobrowiec dans la région subtratricque occidentale. Par contre la nappe subtratricque supérieure (de Chocz) se compose dans les environs d'Uplaz Miętusi de deux unités: d'écaille d'Uplaz et de digitation d'Uplaz, qui enveloppe cette écaille du haut et qui est secondairement plissée. Selon cette conception les digitations de la région subtratricque de Zakopane furent attribuées à la nappe subtratricque supérieure; la digitation d'Uplaz était considérée d'abord comme une prolongation de la digitation du sud des environs de Zakopane (Rabowski & Goetel 1924) et puis on a admis, que la digitation du sud représente une unité tectonique encore plus jeune que la digitation d'Uplaz.

Sur la base de la conception nouvelle de la structure de la région subtratricque, présentée par W. Goetel et S. Sokołowski (1930), F. Rabowski (1930) a parallélisé la digitation (le pli) d'Uplaz avec la digitation de Krokiew. Il a admis l'existence d'une grande dislocation le long de la vallée Miętusia; cette dislocation devait expliquer la disparition soudaine de l'unité de Suchy Wierch plus loin vers l'ouest. Toutes ces unités F. Rabowski attribuait encore à la nappe subtratricque supérieure.

En résultat des études conçues sur un plan très large et effectuées sur les vastes territoires de la Slovaquie, A. Matějka et D. Andrusov (1930) ont considéré, que dans la région subtratricque de Zakopane il y a uniquement la nappe subtratricque inférieure, qui comporte les deux unités (digitations), d'ailleurs non liées ensemble. Ce n'est que dans la vallée Kościeliska, où au-dessous de l'unité plus basse apparaît l'unité la plus basse, bien développée dans la région subtratricque occidentale. Cette opinion était propagée par ses auteurs durant le III<sup>e</sup> Congrès de l'Association Carpaticque où elle a été généralement admise. D. Andrusov (1936b) a estimé plus tard, que dans la région subtratricque occidentale il y a uniquement l'unité de Suchy Wierch, ce que fut le retour aux conceptions primaires d'Uhlig (1897), de Lugeon (1903), et de Limanowski (1911). Bientôt cette opinion a obtenu l'approbation générale et était propagée dans plusieurs travaux synthétiques (Sokołowski 1948, Passendorfer 1952, Michalik 1953, Haliński 1954). On ne savait pas encore exactement, auxquelles unités distinguées dans la région subtratricque de Zakopane et plus loin vers l'ouest doit-on attribuer les unités des environs d'Uplaz Miętusi. Cella s'est exprimé dans les opinions divergentes, qui à vraie dire règnent jusqu'à présent (cf. Sokołowski 1948, Passendorfer 1952, Michalik 1953, Andrusov 1959a).

En 1954 a été publié posthument le dernier travail de F. Rabowski, concernant les rapports structuraux des nappes subtratricques dans les environs d'Uplaz Miętusi. À la nappe subtratricque inférieure appartiennent toutes les unités sauf l'écaille d'Uplaz et, liée à elle autrefois, l'écaille de Kończysta, qu'il a rattaché, conformément à l'opinion d'Andrusov (1963a, b) et de K. Guzik (1936), à la nappe subtratricque supérieure (de Chocz). Il considérait la présence de l'écaille d'Uplaz sous le pli d'Uplaz comme le résultat de l'encapuchonnement de la nappe subtratricque supérieure sous la nappe subtratricque inférieure. Dans la lumière de cette opinion

le pli d'Uplaz est une prolongation de la digitation de Suchy Wierch, tandis que les équivalents de la digitation de Krokiew peuvent être constatés sur les versants de la vallée Miętusia et dans un lambeau triasique sur Gładkie Uplaziańskie.

L'encapuchonnement profond de l'écaille d'Uplaz par le pli d'Uplaz a été mis en question par S. Sokołowski (1959a) et Z. Kotański (1961), qui ont émis l'opinion, que l'écaille d'Uplaz a été charriée directement du haut et du sud et se trouve dans une dépression locale.

Les travaux cartographiques d'après-guerre exécutés par S. Sokołowski (1958, 1961) ont démontré, que les masses du Néocomien au-dessous de Kończysta Turnia sont redoublées et qu'il y en a là une digitation, auparavant inconnue.

Comme il résulte de cette revue des recherches, on a émis beaucoup d'opinions et de hypothèses, mais on n'a pas établi définitivement la structure du terrain décrit. D'ailleurs cela restait impossible dans la lumière de la théorie des digitations des nappes, qui était continuellement en vigueur. Après que K. Guzik et Z. Kotański (1963a, b) ont démontré, que la structure de la région subalpine de Zakopane n'accuse pas le style de digitations des nappes mais le style d'écailles des nappes, il est devenu évident, qu'on doit faire la révision des opinions concernant la structure d'Uplaz Miętusi, tant plus que dans le même temps un grand progrès s'est produit dans la domaine de la stratigraphie du Trias subalpin (Kotański 1963a, b).

### STRATIGRAPHIE

Les recherches stratigraphiques effectuées jusqu'ici ont permis à diviser assez précisément les sédiments du Jurassique et du Néocomien subalpin en termes lithologico-stratigraphiques. Par contre la stratigraphie du Trias subalpin n'était pas suffisamment établie: on y distinguait uniquement le Rhétien, le Keuper et le Trias moyen avec les couches bréchoïdes dans la base (Rabowski 1954). Le Trias inférieure n'était point distingué.

Les recherches de l'auteur ont permis à distinguer plusieurs horizons lithologico-stratigraphiques dans le Trias et à établir des termes alpins, en se basant sur les fossiles trouvés là, surtout sur les Diplopores. Les recherches stratigraphiques étaient entravées par la tectonique très compliquée.

#### *Trias inférieure*

Les sédiments du Trias inférieure, non distingués précédemment, sont ici très communs; on les rencontre dans plusieurs unités tectoniques.

*Seisien inférieure* se compose de quartzites clairs, qui constituent le plus bas terme stratigraphique dans plusieurs unités tectoniques.

*Seisien supérieure* est représenté par les schistes bigarrés, meubles et par les grès, visibles dans peu d'endroits, parce qu'ils ont subi l'érosion antéalmisienne et un étirement fort et sont mal mis à nus.

*Compilien inférieure* comprend les dolomies jaunes, rubanées et les schistes jaunes, noirs et verts. Ils sont aussi souvent érodés, fortement réduits et mal visibles. Sur leurs affleurements une brèche de pente se produit, après l'altération dominant la naissance aux dolomies cellulaires, très caractéristiques.

*Compilien supérieure* est rencontré dans presque toutes les unités tectoniques y distinguées; il est développé partout comme les couches à *Myophoria* (Kotański 1956, 1959b). Ce sont les dolomies caractéristiques, foncées, à patine jaune, avec les intercalations des schistes noirs et des calcaires noirs, schisteux et bitumineux. Il y a aussi des niveaux nombreux de brèches intraformationnelles et

dans quelques unités on rencontre les intercalations des conglomérats, pareils au conglomérat dit de Czarna Turnia (Jaczynowski & Jaczynowska 1963, Guzik 1963, Kotański 1963a, b), comprenant les galets des quartzites du Séisien inférieur.

### *Trias moyen*

Grâce à la connaissance assez bonne de la lithologie des sédiments du Trias moyen, à l'emploi des études de microfaciès et aux fossiles trouvés il était possible d'établir la différenciation de l'Anisien et du Ladinien, la division de ces étages en parties inférieures et supérieures et la distinction de termes stratigraphiques détaillés. Cela a permis à comparer les variations de faciès dans les unités tectoniques différentes et dans elles-mêmes.

*Anisien* débute le plus souvent par la brèche basale, composée de débris des roches du Campilien et du Séisien. Elle est surmontée par les dolomies grises, cristallines, organodétritiques; au-dessus d'elles on rencontre les calcaires de l'Anisien inférieur (Hydasp) et par endroits les calcaires de caractère vermiculaire. Il y a aussi des accumulations de menus Gastéropodes et Lamellibranches. Dans quelques unités il manque en général de calcaires, qui sont remplacés par des dolomies. Les dolomies à *Encrinus* appartiennent probablement à l'Anisien supérieur.

*Anisien supérieur* (Pelson-Ilir) est représenté par les dolomies organodétritiques avec les oncolithes de type *Nubecularites* et les Diplopores caractéristiques: *Physoporella pauciforata* (Gümb.), *Ph. prealpina* Pia, *Ph. aff. dissita* (Gümb.), *Diplopora annulatissima* Pia et *D. uniserialis* Pia; ces dolomies appartiennent à l'échelle d'Uplaz, qui est attribuée à la nappe subtriasique supérieure (de Chocz).

*Ladinien* débute par les dolomies organodétritiques à Diplopores, y compris: *Diplopora annulata* Pia, *D. uniserialis* Pia et *D. annulatissima* Pia; cet ensemble est caractéristique au Fassan. Les fragments de Solenopores y sont aussi nombreux. Souvent on rencontre dans cet ensemble les dolomies laminées, en général privées de Diplopores et les dolomies avec des coupes de Lamellibranches à valves minces et des filaments.

Au-dessus de dolomies à Diplopores on rencontre sur Sywarowe les calcaires gris renfermant une faune très riche de Lamellibranches (Pectènes et Limes), Gastéropodes et Brachiopodes, ainsi que les oncolithes de type *Ottonosia*. Sans doute on doit attribuer ces calcaires au Ladinien inférieur. Leur puissance atteint 30 m., ce qui est tout à fait exceptionnel dans la série subtriasique. Plus loin vers l'est et vers l'ouest les calcaires du Ladinien font défaut et tout le Ladinien est représenté par les dolomies. Le Ladinien supérieur est développé comme les dolomies compactes en plaques ou organodétritiques, par endroits rocheuses. Dans la base du Keuper les dolomies sont tout à fait blanches et elles renferment les intercalations de silex.

### *Trias supérieur*

Dans la nappe subtriasique inférieure le Trias supérieur est développé sous faciès du *Keuper carpätique*. Ce sont les schistes bigarrés, grès bruns et dolomies schisteuses. Dans la structure du terrain décrit les sédiments du Keuper ne jouent pas de rôle si important, comme l'a supposé F. Rabowski (1954), qui a attribué aussi à ce terme les quartzites du Séisien inférieur. En réalité on rencontre le Keuper dans quelques endroits seulement, p. ex. au sud de Przysłop Miętusi (le col est il-même érodé dans les couches meubles du Trias inférieur) où les affleurements du Keuper forment la terminaison du synclinal de Czerwona Przełęcz, connu de la région subtriasique de Zakopane. Le Keuper est recouvert le plus souvent par le Rhétien, développé sous faciès très typique, comme les couches de Kössen.

On retrouve un faciès pareil dans le Rhétien de l'écaille de Kończysta (la nappe de Chocz), mais le Trias supérieur est développé là comme les dolomies avec des Foraminifères et n'est pas pareil au Keuper carpatique.

#### *Jurassique et Néocomien*

Les sédiments du Jurassique et du Néocomien ont été déjà autrefois subdivisés exactement (cf. Rabowski 1954 aussi que K. Guzik & S. Sokołowski — la feuille Hruby Regiel de la Carte Géologique des Tatras Polonaises au 1:10.000). Dans la nappe subtatrique inférieure on distingue les couches de Gresten, les calcaires tachetés (Fleckenmergel), les spongolithes et les calcaires à Crinoïdes (Lias), les radiolarites (Dogger — Malm inférieur), les calcaires à Calpionelles du Tithonique et les marnes du Néocomien (cf. tabl. I et III ainsi que fig. 1—3). Ce sont les sédiments intragéosynclinaux typiques, qui ont été déposés dans un bassin miogéosynclinal.

Dans la nappe de Chocz on connaissait autrefois uniquement les calcaires à Crinoïdes, à Brachiopodes et à silex, sous faciès pareil aux calcaires de Hierlatz. Dans l'écaille d'Uplaz les mêmes calcaires reposent en transgression directement sur l'Anisien supérieur à Diplopores et renferment dans sa partie basale des blocs nombreux de dolomies du Trias moyen avec les perforations de lithophages (pl. IV). Dans cette partie de la nappe de Chocz il y a donc une grande lacune stratigraphique de dimension pareille comme dans quelques parties de la série haut-tatrique (Kotanski 1961). Cela témoigne de l'existence de mouvements éocimériens dans cette zone, qui était une zone intragéoanticlinale. Par contre, dans l'écaille de Kończysta on observe une continuité stratigraphique à partir du Trias supérieur au minimum jusqu'aux calcaires du Lias supérieur, parce que les termes stratigraphiques intermédiaires (les couches de Gresten et les marnes tachetées), y étaient trouvés au-dessus du Rhétien.

#### TECTONIQUE

Il résulte des levés cartographiques détaillés du terrain décrit (table I), sur la base des subdivisions nouvelles dans le Trias, qu'on y peut discerner plusieurs unités différentes de caractère d'écaille de nappe ou de nappe partielle. Le problème le plus important à résoudre consistait à l'établissement exacte de la position des unités distinguées, ce qu'est visible sur les coupes détaillées (fig. 1—3), sur la carte tectonique (tabl. II) et sur les photographies (pl. I—III).

#### *Unités tectoniques et leur position*

*Écaille de Wolarnia.* C'est l'unité la plus basse parmi y distinguées. Elle repose toujours sur le substratum haut-tatrique et est rabotée par les unités plus hautes. Elle comporte uniquement les sédiments de l'Anisien et du Ladinien inférieur.

*Écaille du Keuper et du Rhétien au-dessous de Piec.* Une petite unité reposante dans la position inversée entre l'écaille de Wolarnia et l'écaille de Piec.

*Écaille de Piec* se compose de sédiments du Trias inférieur (Seisien inférieur et supérieur, Campilien inférieur et supérieur) ainsi que de l'Anisien inférieur calcaire. Elle se poursuit probablement vers l'est dans l'écaille de Sywarowa Przełęcz, recouverte par l'écaille haut-tatrique de Niedźwiedź (tabl. III).

Toutes les écailles ci-dessus se trouvent au-dessous de l'unité de Suchy Wierch, connue comme la plus haute unité subtatrique de la région de Zakopane.

*Unité de Suchy Wierch.* C'est une grande unité tectonique de caractère de la nappe partielle, qui se prolonge sur Uplaz Miętusi de la région subtatrique de Zakopane. Elle se compose de tous les termes triasiques, à partir du Trias

inférieur, à travers l'Anisien, inférieur calcaire, le Ladinien inférieur à Diploporés, les calcaires du Ladinien et les dolomies en plaques du Ladinien supérieur jusqu'au Keuper carpatique et au Rhétien y compris. À l'ouest d'Upiasz Miętusi cette unité est rabotée par les unités plus hautes.

*Écaille de Kotaszka.* Elle est le mieux développée dans les environs de l'alpage Hala pod Upiaszem, où elle rabote transversalement les écailles de Wolarnia et de Piec et l'unité de Bobrowiec, ainsi qu'elle est charriée directement sur le substratum haut-tatmique. Cette écaille est supplémentairement écaillée et se compose de termes déchirés, à partir du Trias inférieur jusqu'au Néocomien y compris. Elle-même est rabotée par l'unité de Bobrowiec.

*Écaille de Gładkie Upiaziąskie.* Elle forme un lambeau tectonique net et est charriée directement sur le substratum haut-tatmique et sur l'écaille de Wolarnia. Elle est caractérisée par le profil complet — du Ladinien jusqu'au Néocomien et à cause de cela on peut considérer cette écaille comme une prolongation de l'écaille de Kotaszka; en ce cas elle doit être plus haute que l'unité de Suchy Wierch.

*Écaille de Krowi Żleb.* Elle comprend uniquement le Campilien et l'Anisien; on la rencontre seulement dans la partie du nord d'Upiasz Miętusi, où elle rabote l'unité de Suchy Wierch et est rabotée elle-même par l'unité de Bobrowiec (fig. 1).

Les trois ci-dessus unités occupent une position intermédiaire entre les grandes unités de Suchy Wierch et de Bobrowiec et elles formaient autrefois une nappe partielle individuelle, comme on peut conclure de leur profil stratigraphique très complet, persisté ici en lambeaux. Probablement on doit attribuer aussi à cet ensemble d'unités le lambeau de Gładkie, composé du Trias sous faciès caractéristique à la nappe subtatmique inférieure.

*Unité de Bobrowiec.* Elle est une grande unité de caractère de la nappe partielle, qui à l'ouest de la vallée Kościeliska occupe toute la largeur de la chaîne subtatmique. Son étendue est rétrécis vers la bordure orientale, où cette unité est intérieurement écaillée et subdivisée en quelques unités subaltermes de caractère des écailles.

*Écaille de Stare Kościeliska* se compose de sédiments du Trias inférieur et de l'Anisien et est charriée sur le substratum haut-tatmique, sur l'écaille de Kotaszka, sur l'unité de Suchy Wierch et sur l'écaille de Krowi Żleb. Dans la base du charriage on y peut observer presque partout les quartzites du Séisien inférieur.

*Écaille du Keuper dans Stare Kościeliska* est charriée sur l'Anisien de l'écaille de Stare Kościeliska et est rabotée à son tour par les termes différents du Lias de l'écaille de Kira Miętusia.

*Écaille de Kira Miętusia* se compose de termes différents du Jurassique, ainsi que du Néocomien énormément développé. Les termes inférieurs subissent une réduction vers l'est et enfin, dans la partie du nord d'Upiasz Miętusi, le Néocomien de cette écaille se montre en contact avec l'Anisien et le Séisien inférieur de l'écaille de Stare Kościeliska.

*Écaille de Jadamica* comporte principalement le Néocomien et elle rabote autant l'unité de Suchy Wierch que l'écaille de Stare Kościeliska et l'écaille de Kira Miętusia.

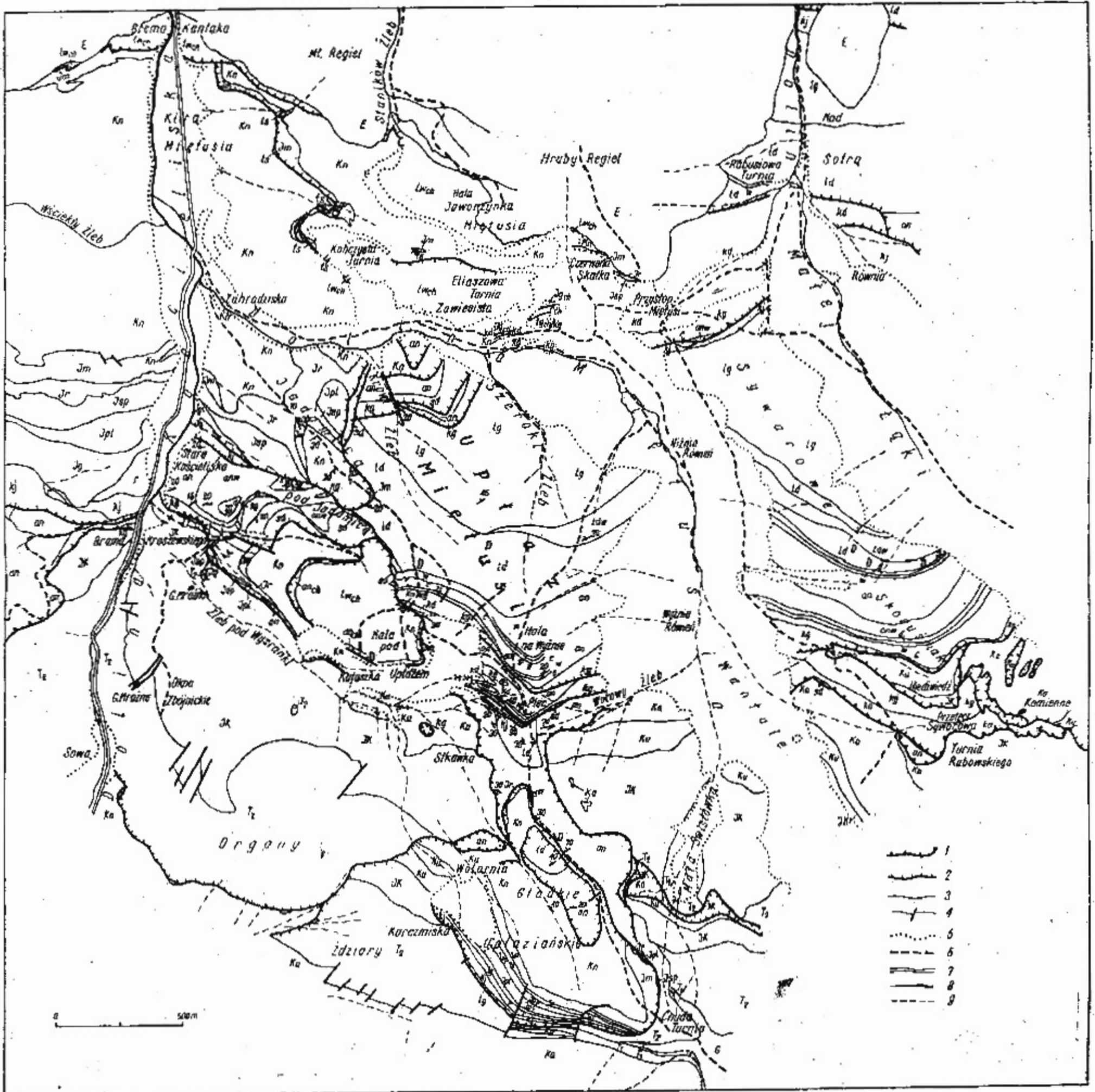
*Écaille de Czarna Turnia.* C'est une écaille connue dans la région subtatmique de Zakopane (Guzik & Kotański 1963a, b) où elle accuse la position inversée. Elle existe dans la même position sur Przysłop Miętusi, où elle est charriée sur l'unité de Bobrowiec (fig. 1). Cette constatation a une importance particulière, parce qu'il résulte de là, que l'unité de Bobrowiec, énormément développé dans la région subtatmique occidentale, se réduit nettement vers l'est et pénètre entre l'écaille de Czarna Turnia et le synclinal de Czerwona Przełęcz, lié à l'unité de

Mapa geologiczna pasma regłowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską

W oparciu o zdjęcia F. Rabowskiego, S. Sokołowskiego i K. Guzika (pasma regłowe) oraz F. Rabowskiego, M. Szulczewskiego, M. Bac i K. Grochockiej (pasma wierzchowe) z uzupełnieniami autora, szczególnie w odniesieniu do triasu regłowego i do kontaktów tektonicznych

Carte géologique de la chaîne subtatrique entre la vallée de Mala Łąka et la vallée Kościeliska

Basée sur les cartes détaillées de F. Rabowski, S. Sokołowski et K. Guzik (chaîne subtatrique) ainsi que de F. Rabowski, M. Szulczewski, M. Bac et K. Grochocka (chaîne haut-tatrique), avec les compléments de l'auteur, concernant surtout le Trias et des contacts tectoniques



G kryształinik. Seria wierzchowa: T<sub>1</sub> trias dolny, T<sub>2</sub> trias środkowy miejscami z karniemi w spągu, JK dogger, malm, neokom, Ku urgon, Ka alb i cenoman; seria regłowa dolna: sd seis dolny, sg seis górny, kd dolny karni, kg górny karni, ts trias środkowy niezakryty, an anizyk (z zlepkiem podstawowy, c dolomity cukrowate, w wapienie, aw anizyk głównie wapienny, d dolomity płytowe), ld ladin (ld wapienie Isydryjskie), lg górny ladin, kj kalper, r retyk, Jg warstwy greszkie (hetang-sinemur), Jpl wapienie plamiste (lotaryng), Jsp spongiolity i wapienie krynowe (pienobach-salen), Jm radiolarity (dogger — dolny malm), Jn wapienie szare, białe i czarne (górny malm), Kn wapienie margalisty (neokom), seria regłowa górna: an<sub>g</sub> górny anizyk, ts<sub>g</sub> górny trias (naryk?), r<sub>g</sub> retyk, Jg<sub>g</sub> warstwy greszkie, lw<sub>g</sub> wapienie środkowoludowe; E eocen; D miejsca występowania diplopor. 1 nasunięcie regłowe na podłoże wierzchowe, 2 inne granice nasunięć w serii regłowej i wierzchowej, 3 granice warstw, 4 uskoki, 5 granice piargów, 6 drogi i ścieżki, 7 stopy, 8 potoki, 9 ciekły okresowe

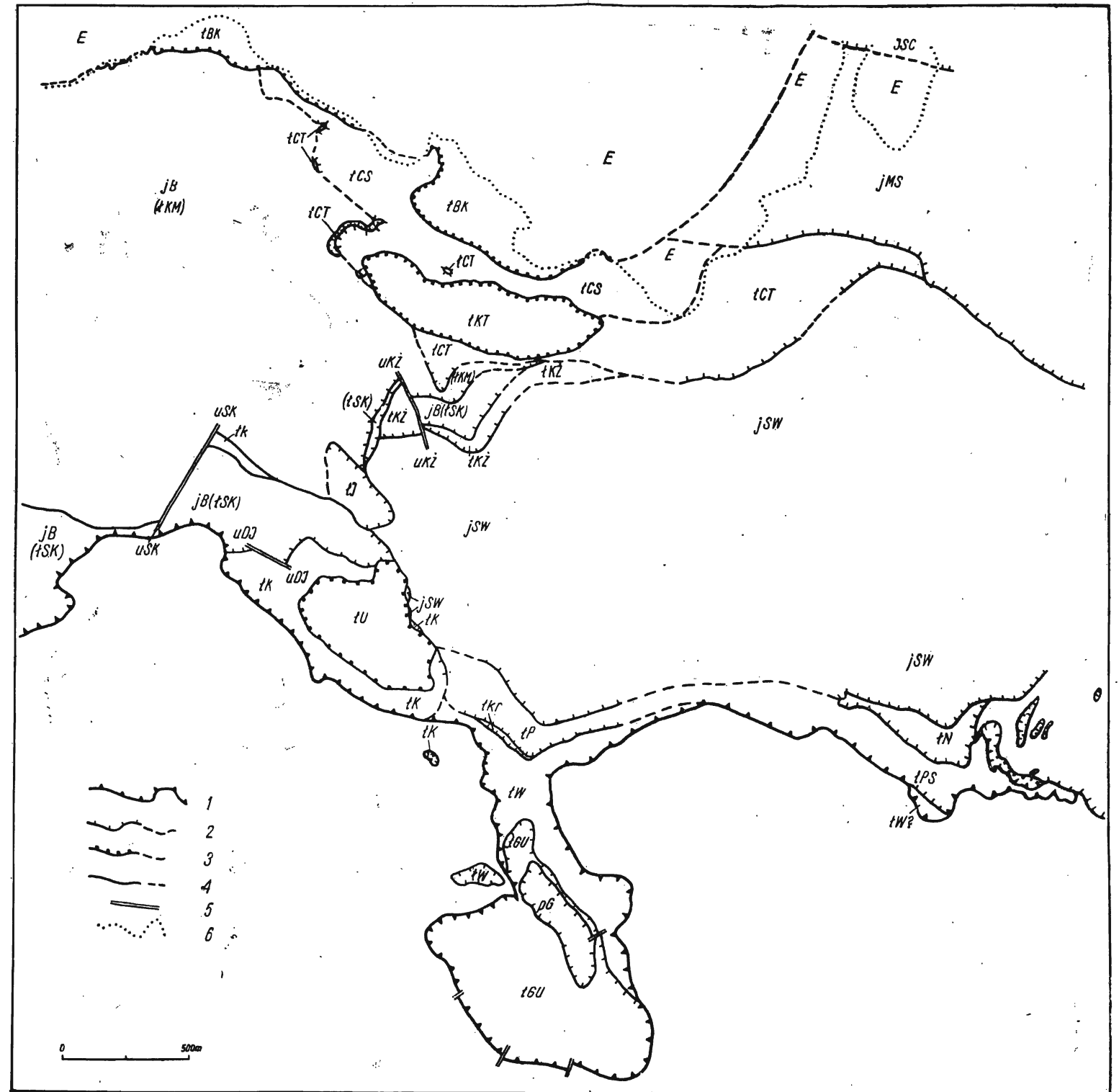
G Crystallin. Série haut-tatrique: T<sub>1</sub> Trias inférieur, T<sub>2</sub> Trias moyen par endroits avec le Carnien dans la base, JK Dogger, Malm et Néocomien, Ku Urgonien, Ka Albien et Cénomaniens; série subtatrique inférieure: sd Seisien inférieur, sg Seisien supérieur, kd Campilien inférieur, kg Campilien supérieur, ts Trias moyen non divisé, an Anisien (z conglomerat de base, c dolomites saccharoides, w calcaires, aw Anisien principalement calcaire, d dolomites en plaques, ld Ladinien inférieur (ldw calcaires du Ladinien), lg Ladinien supérieur, kj Keuper, r Rhétien, Jg couches de Gresten (Hettangien-Sinemurien), Jpl calcaires tachetés (Lotharingien), Jsp spongiolites et calcaires à Crinoides (Pienobachien-Aalénien), Jm radiolarites (Dogger — Malm inférieur), Jn calcaires gris, blancs et rouges (Malm supérieur), Kn calcaires marneux (Néocomien); série subtatrique supérieure: an<sub>g</sub> Anisien supérieur, ts<sub>g</sub> Trias supérieur (Norian?), r<sub>g</sub> Rhétien, Jg<sub>g</sub> couches de Gresten, lw<sub>g</sub> calcaires du Lias moyen; E Eocène; D localités de Diplopor. 1 charriage subtatrique sur le substratum haut-tatrique, 2 autres limites des charriages dans la série subtatrique et dans la série haut-tatrique, 3 limites des couches, 4 failles, 5 limites des cônes d'éboulis, 6 routes et sentiers, 7 chaussées, 8 torrents, 9 torrents périodiques

### Mapka tektoniczna środkowej części pasma reglowego, między Doliną Małej Łąki a Doliną Kościeliską

1 nasunięcie reglowe na podłoże wierchowe, 2 granice jednostek tektonicznych w obrębie płaszczowiny reglowej dolnej, 3 nasunięcia płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej), 4 złuszkowania w obrębie większych jednostek, 5 uskoki, 6 granica pokrywy eoceńskiej (E); IN łuska Niedźwiedzia (porwak wierchowy wśród jednostek reglowych); jednostki tektoniczne płaszczowiny reglowej dolnej: IW łuska Wolarni, IKR łuska kajpru-retyku pod Piecem, IP łuska Pieca i jej prawdopodobne przedłużenie ku wschodowi — łuska Przełęczy Sywarowej (IPS), JSW jednostka (płaszczowina cząstkowa) Suchego Wierchu, IKZ łuska Krowiego Żlebu, IGU łuska Gładkiego Uplaziańskiego, PG płat Gładkiego, IK łuska Kotaszki, JB jednostka (płaszczowina cząstkowa) Bobrowca (ISK łuska Starych Kościelisk, IK łuska kajpru ze Starych Kościelisk, IKM łuska Kiry Miętusiej, IJ łuska Jadamicy), ICT łuska Czarnej Turni, ICS łuska Czerwonej Skałki, JMS jednostka (płaszczowina cząstkowa) Małej Świnicy, JCS jednostka (płaszczowina cząstkowa) Samkowej Czuby; jednostki tektoniczne płaszczowiny reglowej górnej: IU łuska Uplazu, IKT łuska Kończystej, IBK łuska Bramy Kantaka; ważniejsze uskoki: uSK uskoki Starych Kościelisk, uDJ uskoki Dolinki pod Jadamice, uKZ uskoki Krowiego Żlebu

### Carte tectonique de la partie moyenne de la chaîne subalpine, entre la vallée de Mała Łąka et la vallée Kościeliska

1 ligne du charriage subalpin sur le substratum haut-alpin, 2 limites des unités tectoniques dans la nappe subalpine inférieure, 3 ligne du charriage de la nappe subalpine supérieure (de Chocz), 4 écailllements dans les unités plus grandes, 5 failles, 6 limite de la couverture de l'Éocène (E); IN écaillage de Niedźwiedź (lambeau haut-alpin entre les unités subalpine); unités tectoniques de la nappe subalpine inférieure: IW écaillage de Wolarnia, IKR écaillage du Keuper et du Rhétien au-dessous de Piec, IP écaillage de Piec et sa prolongation probable vers l'est — écaillage de Przelecz Sywarowa (IPS), JSW unité (nappe partielle) de Suchy Wierch, IKZ écaillage de Krowi Żleb, IGU écaillage de Gładkie Uplaziańskie, PG lambeau de Gładkie, IK écaillage de Kotaszka, JB unité (nappe partielle) de Bobrowiec (ISK écaillage de Stare Kościeliska, IK écaillage du Keuper de Stare Kościeliska, IKM écaillage de Kira Miętusia, IJ écaillage de Jadamicy), ICT écaillage de Czarna Turnia, ICS écaillage de Czerwona Skałka, JMS unité (nappe partielle) de Mała Świnica, JSC unité (nappe partielle) de Samkowa Czuba; unités tectoniques de la nappe subalpine supérieure: IU écaillage d'Uplaz, IKT écaillage de Kończysta, IBK écaillage de Brama Kantaka; failles plus importantes: uSK faille de Stare Kościeliska, uDJ faille du vallon Dolinka pod Jadamice, uKZ faille de Krowi Żleb





Suchy Wierch. La prolongation de l'écaille de Czarna Turnia plus loin vers l'ouest n'est pas claire. Elle se retrouve peut-être dans la digitation découverte par S. Sokołowski (1958, 1961) au-dessous de Kończysta Turnia.

*Écaille de Czerwona Skalka.* La distinction de cette écaille, composée surtout du Néocomien, a été établie sur la base des études de S. Sokołowski (op. cit.). Elle rabote l'écaille de Kira Miętusia et l'écaille de Czarna Turnia.

*Unité de Mała Świnica.* C'est une grande unité de caractère de la nappe partielle, distinguée récemment dans la région subtratigue de Zakopane (Guzik & Kotański 1963a, b). Elle rabote l'unité de Suchy Wierch, l'écaille de Czarna Turnia et probablement aussi l'écaille de Czerwona Skalka, ce qui n'est pas visible à cause de la couverture de l'Éocène, reposante en transgression sur Hrubý Regiel. Comme on le sait, l'unité de Mała Świnica est rabotée par l'unité de Samkowa Czuba (tabl. III).

À la nappe subtratigue supérieure (de Chocz) appartiennent les trois écailles, présentées ci-dessous:

*Écaille d'Uptaz.* Elle se trouve dans les environs de l'alpage Hala pod Uptazem, où elle repose dans la dépression locale sur l'écaille de Kotaszka (fig. 1), en rabotant aussi par endroits l'unité de Suchy Wierch et l'unité de Bobrowiec (tabl. III). Elle n'est pas enveloppée par les masses d'Uptaz Miętusi, qui sont situées morphologiquement plus haut, mais plus bas quant à leur position tectonique. Dans cette situation le nom de *pli d'Uptaz* doit être abandonné, tant plus que ces masses représentent une prolongation directe de l'unité de Suchy Wierch.

*Écaille de Kończysta.* On emploie ce nom uniquement à la chaîne de Kończysta Turnia — Zawieszta Turnia, parce que sa relation directe avec la chaîne située plus loin vers le nord, au-dessous de l'Éocène n'est pas assez évidente.

*Écaille de Brama Kantaka.* C'est une chaîne subtratigue la plus avancée vers le nord, qui se cache sous l'Éocène.

#### Succession des mouvements

De la position présentée des unités subtratigues il résulte aussi la succession des mouvements pendant le charriage et l'écaillage des nappes subtratigues. Les unités plus basses que l'unité de Suchy Wierch étaient charriées les premières et plus tard cette grande unité. Après le charriage de l'unité de Suchy Wierch une période d'érosion y est venue, ce qui permettrait d'expliquer le plus facilement la formation des dépressions, dans lesquelles s'amoncelaient les unités tectoniques plus hautes dans les environs de l'alpage Hala pod Uptazem. Après ce période d'érosion, sur le substratum inégal ont été charriées les unités suivantes: l'unité de Kotaszka — Gładkie Uptaziąńskie et ensuite la grande unité de Bobrowiec. A leur tour l'unité de Czarna Turnia et l'écaille de Czerwona Skalka ont pris part dans le charriage et ce n'est qu'après ci-dernières, que les unités principales de la chaîne subtratigue du nord ont été charriées: l'unité de Mała Świnica et l'unité de Samkowa Czuba. Les écaille de Chocz ont été charriées le dernières, mais leur liaison primaire à la masse principale de la nappe de Chocz n'est point évidente. On peut remarquer ici, que les unités plus basses ont été charriées du sud-est et les unités plus hautes — du sud-ouest.

Dans la dernière phase des mouvements les masses des unités de Chocz ont été plissées avec les unités subtratigues inférieures. Ce processus, visible au-dessous de Kończysta Turnia, a donné la naissance aux plissements dits polyunitaires (cf. Kotański 1963a).

## OBJAŚNIENIA DO PLAN SZ I—IV

## DESCRIPTION DES PLANCHES I—IV

## PL. I

Widok wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej ze Stołów. Widoczna jest powierzchnia nasunięcia jednostek reglowych na podłoże wierzchowe (*w*). Spod jednostki Suchego Wierchu (*jSW*), rozwiniętej na Uplazie Miętusim, wychodzą niższe jednostki — łuska Pieca (*łP*) wraz z pośrednią łuską kajpru i retyku (*łkr*) i łuska Wolarni (*łW*), która jest ścięta z kolei przez łuskę Gładkiego Uplaziańskiego (*łGU*), przykrytą płatem Gładkiego (*pG*). W rejonie Hali pod Uplazem w depresji transwersalnej rozwinięte są wyższe jednostki — łuska Kotaszki (*łK*), ścinająca ją jednostka Bobrowca (*łB* — jej niższa część — łuska Starych Kościelisk — *łSK*) oraz łuska Uplazu (*łU*), należąca już do płaszczowiny reglowej górnej

Versant est de la vallée Kościeliska, vue de Stoły. On y voit la surface du charriage des unités subtatriques sur le substratum haut-tatrique (*w*). Au-dessous de l'unité de Suchy Wierch (*jSW*) apparaissent les unités plus basses: l'écaille de Piec (*łP*) avec l'écaille intermédiaire du Keuper et du Rhétien (*łkr*), ainsi que l'écaille de Wolarnia (*łW*), qui est elle-même rabotée par l'écaille de Gładkie Uplaziańskie (*łGU*), surmontée par le lambeau de Gładkie (*pG*). Dans les environs de l'alpage Hala pod Uplazem, les unités plus hautes sont développées dans une dépression transversale: l'écaille de Kotaszka (*łK*), l'unité de Bobrowiec (*łB* — sa partie inférieure — écaille de Stare Kościeliska — *łSK*), qui rabote l'écaille précédente. L'unité la plus haute est l'écaille d'Uplaz (*łU*), qui appartient déjà à la nappe subtatrique supérieure (de Chocz)

## PL. II

Widok na zbocza dolnej części Doliny Miętusiej ze Świńskiej Turni. Spod potężnie rozwiniętej reglowej jednostki Suchego Wierchu (*jSW*), przeważnie leżącej wprost na podłożu wierzchowym (*w*), miejscami wychodzą niższe jednostki reglowe — np. łuska Przełęcz Sywarowej (*łPS*) oraz wierzchowa łuska Niedźwiedzia (*łN*). W północnej części Uplazu Miętusiego nad Doliną Miętusią, jednostkę Suchego Wierchu (*jSW*) ścina łuska Krowiego Żlebu (*łKŻ*), ścięta z kolei przez jednostkę Bobrowca (*łB*), złożoną tutaj z dwóch niezależnych łusek — łuski Starych Kościelisk (*łSK*) i łuski Kiry Miętusiej (*łKM*). Na jednostce Bobrowca leży łuska Czarnej Turni (*łCT*), której przedłużenie znajduje się na zboczu pod Kończystą Turnią. Wyższą jednostką jest łuska Czerwonej Skałki (*łCS*), w którą wkliniowane są dwie łuski należące do płaszczowiny reglowej górnej — łuska Kończystej (*łK*) i łuska Bramy Kantaka (*łBK*). Wszystkie wymienione ostatnio jednostki zostały razem sfałdowane, co doprowadziło do powstania antykliny poliunitarnej i skomplikowanego okna tektonicznego

Versants de la partie inférieure de la vallée Miętusia, vue de Świńska Turnia. Au-dessous de l'unité subtatrique de Suchy Wierch (*jSW*), énormément développée et reposante le plus souvent directement sur le substratum haut-tatrique (*w*), se montrent par endroits les unités subtatriques plus basses — p.ex. l'écaille de Przełęcz Sywarowa (*łPS*) et l'écaille de Niedźwiedź (*łN*), qui est un lambeau haut-tatrique. Dans la partie du nord d'Uplaz Miętusi l'unité de Suchy Wierch est rabotée par l'écaille de Krowi Żleb (*łKŻ*), qui est aussi rabotée par l'unité de Bobrowiec (*łB*),

composée ici de deux écailles indépendantes: celle de Stare Kościeliska (*ISK*) et celle de Kira Miętusia (*KM*). L'unité de Bobrowiec est surmontée par l'écaille de Czarna Turnia (*CT*), qui se poursuit au versant au-dessous de Kończysta Turnia. Enfin c'est l'écaille de Czerwona Skałka (*CS*), qui est une unité encore plus haute. Elle est chevauchée par deux écailles, qui appartiennent à la nappe subtatique supérieure (de Chocz): l'écaille de Kończysta (*K*) et l'écaille de Brama Kantaka (*BK*). Toutes les unités ci-dessus ont été plissées ensemble et en conséquence un anticlinal poliunitaire s'est formé, donnant en effet une fenêtre tectonique très compliquée

## PL. III

Fig. 1

Widok na Piec i Gładkie Uplaziańskie od północy, z Hali na Wyżnie. Na podłożu wierchowym (*w*) jest nasunięta łuska Wolarni (*W*), ścięta przez łuskę Pieca (*P*), a ta z kolei przez jednostkę Suchego Wierchu (*SW*). Najwyższymi jednostkami są tutaj łuska Gładkiego Uplaziańskiego (*GU*), nasunięta miejscami wprost na podłożu wierchowym, oraz ścinający ją płat Gładkiego (*PG*)

Piec et Gładkie Uplaziańskie, vue du nord, de l'alpage Hala na Wyżnie. L'écaille de Wolarnia (*W*) est charriée sur le substratum haut-tatique (*w*). Cette écaille est rabotée par l'écaille de Piec (*P*) et celle-ci par l'unité de Suchy Wierch (*SW*), les plus hautes unités sont ici: l'écaille de Gładkie Uplaziańskie (*GU*), charriée par endroits directement sur le substratum haut-tatique et le lambeau de Gładkie (*PG*), qui rabote cette dernière écaille

Fig. 2

Widok na Uplaz Miętusi, Halę pod Uplazem i Gładkie Uplaziańskie. Na podłożu wierchowym (*w*) są nasunięte najniższe elementy tectoniczne płaszczowiny reglowej dolnej — łuska Wolarni (*W*), łuska kajpru i retyku (*Kr*) oraz łuska Pieca (*P*). Leżą one pod jednostką Suchego Wierchu (*SW*), która od zachodu jest ścięta przez łuskę Kotaszki (*K*). Z łuską tą wiazała się niegdyś łuska Gładkiego Uplaziańskiego (*GU*) wraz z płatem Gładkiego (*PG*). Najwyższym elementem serii reglowej dolnej jest jednostka Bobrowca (*B*), której najniższa łuska — łuska Starych Kościelisk (*SK*) jest widoczna na fotografii. Podcięty niemal ze wszystkich stron bastion Hali pod Uplazem jest zbudowany ze skał łuski Uplazu (*U*), należącej już do płaszczowiny chochoziańskiej

Uplaz Miętusi, Hala pod Uplazem et Gładkie Uplaziańskie. Le substratum haut-tatique (*w*) est recouvert par les éléments tectoniques les plus bas de la nappe subtatique inférieure: l'écaille de Wolarnia (*W*), l'écaille du Keuper et du Rhétien (*Kr*) et l'écaille de Piec (*P*). Ces écailles reposent au-dessous de l'unité de Suchy Wierch (*SW*), qui est raboté de l'ouest par l'écaille de Kotaszka (*K*). L'écaille de Kotaszka était liée autrefois à l'écaille de Gładkie Uplaziańskie (*GU*) aussi qu'au lambeau de Gładkie (*PG*). C'est l'unité de Bobrowiec (*B*), qui est un élément le plus haut de la série subtatique inférieure, dont la plus basse écaille — l'écaille de Stare Kościeliska (*SK*) est visible sur la photographie. Le bastion de l'alpage Hala pod Uplazem, raviné de presque tous côtés, est construit de roches de l'écaille d'Uplaz (*U*), qui appartient déjà à la nappe subtatique supérieure (de Chocz)

## PL. IV

Fig. 1

Przysłop Miętusi i Sywarowe od zachodu, spod Eliaszowej Turni. Na jednostkę Suchego Wierchu (jSW) jest nasunięta łuska Czarnej Turni (tCT); znajdująca się w położeniu odwróconym. Na szczycie Sywarowego znajdują się dolnoladyńskie dolomity diploporowe i wapienie z fauną

Przysłop Miętusi et Sywarowe, vue de l'ouest, du pied d'Eliaszowa Turnia. L'écaille de Czarna Turnia (tCT) se trouve dans la position renversée; elle est charriée sur l'unité de Suchy Wierch (jSW). Au sommet de Sywarowe on rencontre les dolomies à Diploporos et des calcaires à faune du Ladinien

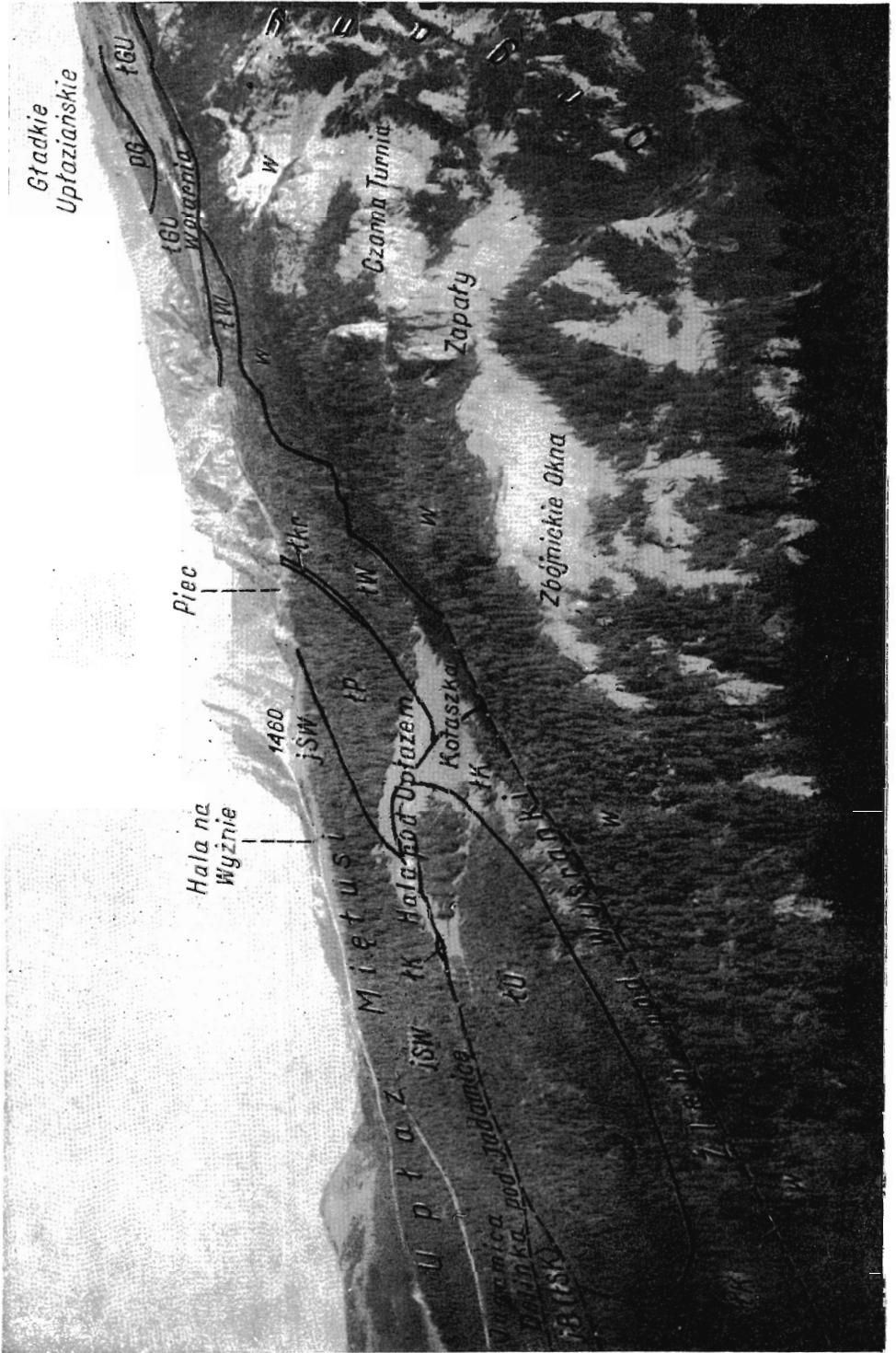
Fig. 2

Wapień liasowy hński Uplazu z okruchami żółtych dolomitów anizyjskich, powierconych przez skałotoczce (pierścienice). Hala pod Uplazem, skałki na W od najwyższego szałas

Calcaire du Lias de l'écaille d'Uplaz, comprenant le débris de dolomies à patine jaune, perforées par les lithophages (Annelides). L'alpage Hala pod Uplazem, les rochers à l'ouest de la plus haute cabane

Fotografia na pl. IV, fig. 2 została wykonana przez autora, a wszystkie pozostałe fotografie przez pracowników Zakładu Kartowania Geologicznego U.W.

La photographie sur pl. IV, fig. 2 fut exécutée par l'auteur et toutes les autres photographies — par les travailleurs du Laboratoire de Cartographie Géologique de l'Université de Varsovie



Gładkie Uptazianskie

PGU tGU  
Wolągonia tW W

Czorna Turnia

Zapaty

Zbójnickie Okna

Piec

Hala na Wyznie  
1480  
jSW

tW W

tk

ep

Koraszka tk

Hala pod Uptazem

tk

tk

Mietusi

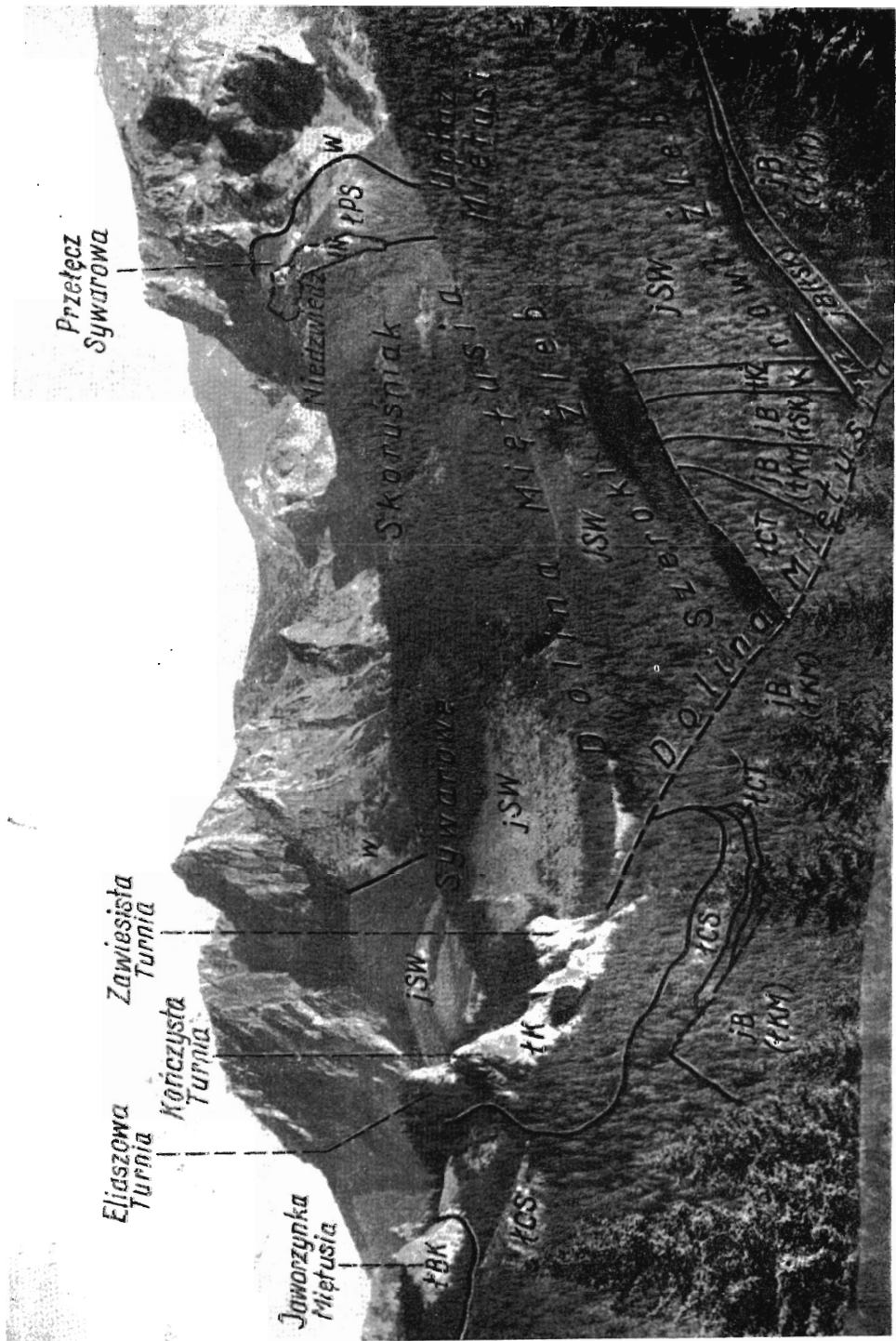
iSW

Uptaz

Dzikie pod Jadamica

tk

tk



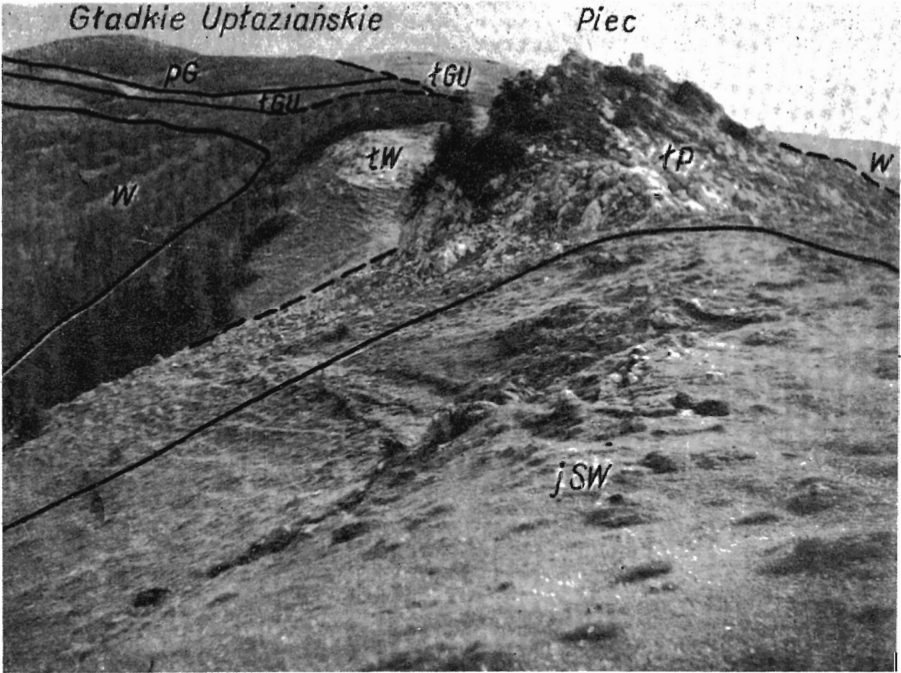


Fig. 1

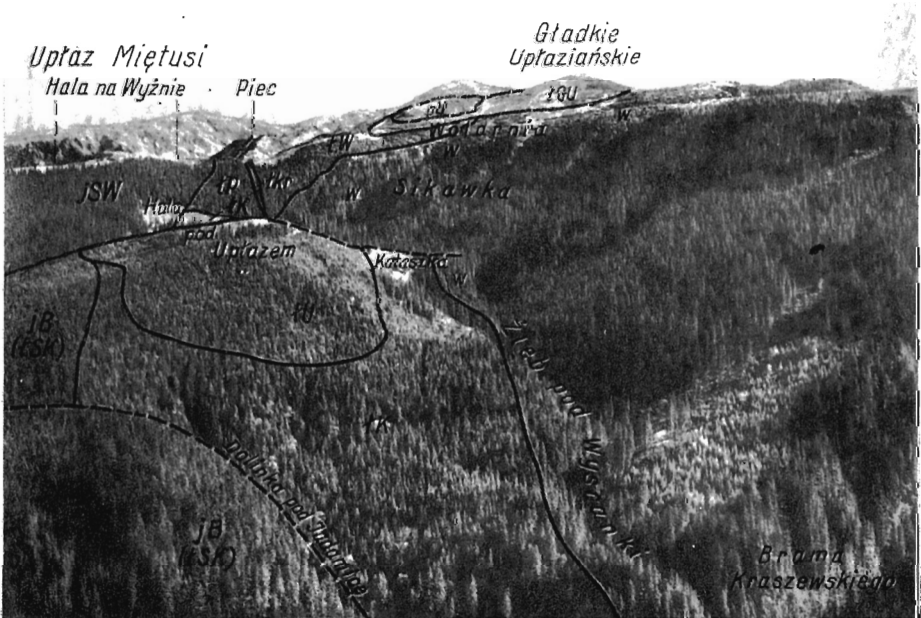


Fig. 2

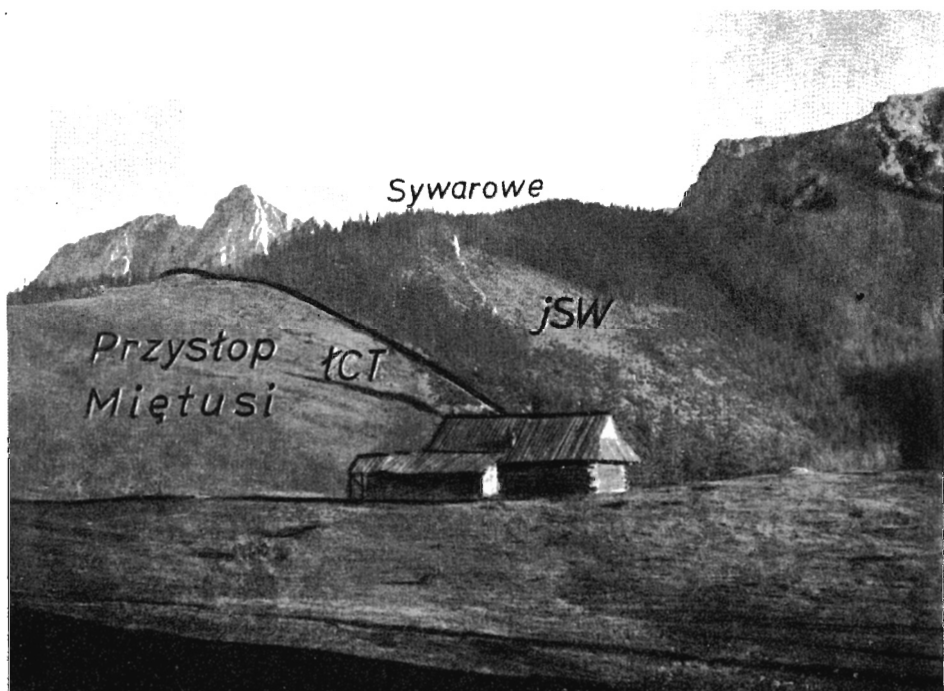


Fig. 1

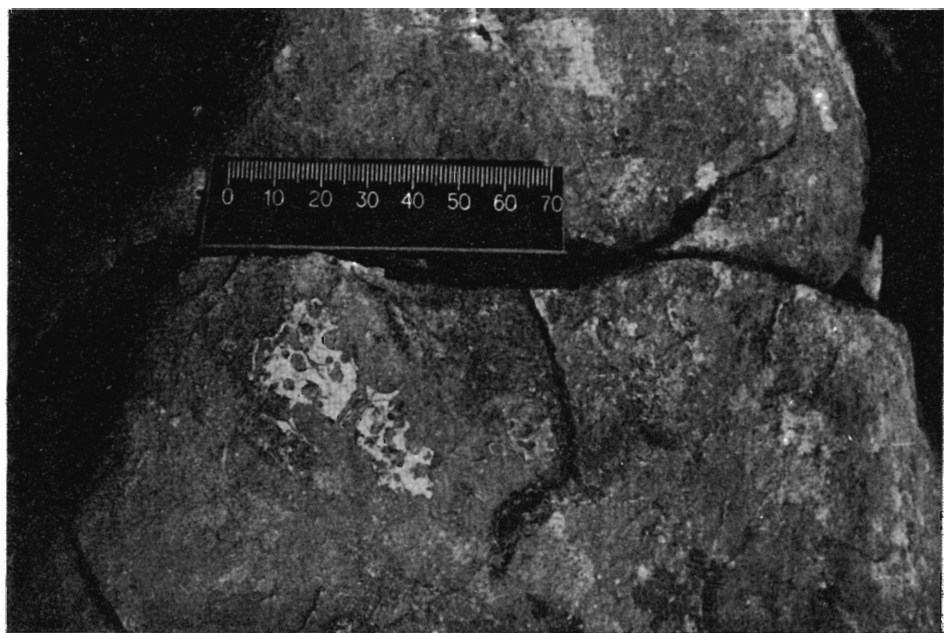


Fig. 2