

Adam HAYDUKIEWICZ*

LITOSTRATYGRAFIA I ROZWÓJ STRUKTURALNY KOMPLEKSU KACZAWSKIEGO W JEDNOSTCE RZESZÓWKA I W ZACHODNIEJ CZĘŚCI JEDNOSTKI JAKUSZOWEJ

SPIS TREŚCI

Streszczenie	8
Wstęp	8
Dotychczasowy stan badań tektoniki Gór Kaczawskich	9
Stratygrafia i wiek głównego fałdowania kompleksu kaczawskiego	9
Tektonika	9
Mezoskopowe struktury tektoniczne	11
Zasadnicze zagadnienia sporne i nie rozstrzygnięte	12
Pozycja tektoniczna jednostki Rzeszówka	13
Charakterystyka skał zachodniej części jednostki Jakuszowej oraz jednostki Rzeszówka	15
Jednostka Jakuszowej	17
Zespół piaskowców, mułowców i iłowców (O_a)	17
Zespół laminowanych łupków serycycowo-kwarcowych (O_b)	18
Zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S)	18
Uwagi o stratygrafii kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej	18
Jednostka Rzeszówka	18
Zespół łupków mułowcowych i ilastych ($O-D$)	18
Zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S)	19
Zespół szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$)	20
Zespół ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych ($D-2$)	20
Zespół jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$)	21
Zespół pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D)	21
Melanż ($C?$)	22
Przypuszczalny profil litostratygraficzny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka	23
Mezoskopowa struktura (fabric) skał kompleksu kaczawskiego i jej związek z makroskopowymi strukturami tektonicznymi w wybranych obszarach jednostek Rzeszówka i Jakuszowej	24
Definicje, terminologia, symbolika	25
Obszar „J”	28
Struktury mezoskopowe	28
Struktura s_0 i problem najstarszej fazy deformacji	28
Struktury fazy d_{J1}	30
Struktury fazy d_{J2}	32
Fałdy $f_{J?}$	34
Struktury makroskopowe i makroskopowa analiza strukturalna	34
Obszar „R”	37
Struktury mezoskopowe	39
Struktura s_0	39
Struktury fazy a_R	40
Fałdy $f_{R?}$	40

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław,

Struktury makroskopowe i makroskopowa analiza strukturalna	41
Obszar „W”	44
Struktury mezoskopowe	44
Struktura s_0	45
Struktury fazy d_{W1}	45
Struktury fazy d_{W2}	46
Struktury fazy d_{W3}	47
Struktury makroskopowe i makroskopowa analiza strukturalna	48
Struktury tektoniczne obszarów „J”, „R” i „W” — porównanie	51
Rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w nawiązaniu do tektogenezy — podsumowanie i dyskusja wyników	55
Literatura	58
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszów unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie) — summary	61

Streszczenie

Praca jest poświęcona zagadnieniom stratygrafii kompleksu kaczawskiego w obrębie jednostki Rzeszówka i zachodniego fragmentu jednostki Jakuszowej oraz tektoniki tych jednostek. Na podstawie wyników prac kartograficznych oraz badań biostratygraficznych została podjęta w niej próba ustalenia profilu litostratygraficznego tej części kompleksu kaczawskiego. Wyodrębniono w nim dziewięć jednostek litostratygraficznych, nazywanych zespołami skalnymi. W tektonicznym rozwoju

kompleksu kaczawskiego wyróżnione zostały trzy fazy, w czasie których tworzyła się struktura skał. Tektonika płaszczwinowa Gór Kaczawskich jest najprawdopodobniej efektem fazy pierwszej. Osiągnięte wyniki pozwalają na nową interpretację tektoniki północnej części Gór Kaczawskich, w tym na wyróżnienie dwu jednostek typu płaszczwinowego — Rzeszówka i Jakuszowej, w miejsce dotychczasowej jednostki Rzeszówek—Jakuszowa.

WSTĘP

Od kilkunastu lat prowadzone są badania, których celem jest poznanie rozwoju strukturalnego sudeckich kompleksów metamorficznych. Badania znajdują się obecnie w fazie analitycznej, której zadaniem jest w pierwszym rzędzie rejestracja, opis i ustalenie następstwa wiekowego drobnych struktur tektonicznych obserwowanych w skałach tych kompleksów. Umożliwić to może w przyszłości korelację poszczególnych generacji struktur, wykrytych w różnych regionach Sudetów, a tym samym ujednoczyć poglądy na historię metamorfizmu sudeckiego.

Niniejsza praca przedstawia wyniki badań przeprowadzonych w latach 1970—1974 w jednostce Rzeszówka i niewielkim zachodnim fragmencie jednostki Jakuszowej¹, w północnej części Gór Kaczawskich. Badania wykonywano w ramach programu badawczego Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Część ich była finansowana przez Zakład Nauk Geologicznych PAN.

Poza przedstawionymi powyżej, jednym z głównych celów badań było wykrycie tektonicznych struktur

makroskopowych² współczesnych poszczególnym generacjom drobnych struktur tektonicznych. Wymagało to szczegółowych prac kartograficznych, które wraz z wynikami prowadzonych równocześnie badań stratygraficznych umożliwiły ustalenie prawdopodobnego profilu litostratygraficznego metamorficznego kompleksu tej części Gór Kaczawskich. Taki zakres pracy dzieli ją automatycznie na dwie zasadnicze części: jedną — dotyczącą litologii i stratygrafii oraz drugą — poświęconą charakterystyce struktur tektonicznych. Osiągnięte wyniki pozwoliły na krytyczną ocenę dotychczasowych koncepcji tektoniki północnej części Gór Kaczawskich i zaproponowanie nowej. Zagadnieniu temu poświęcony jest odrębny rozdział pracy.

Prowadzone badania w pierwszym okresie przebiegały pod opieką naukową nieżyjącego już Profesora Henryka Teisseyre'a, któremu zawdzięczam opanowanie metodyki badań strukturalnych oraz

¹ W dotychczasowej literaturze obie te jednostki traktowane były wspólnie jako jednostka Rzeszówek—Jakuszowa (Jerzmański 1965).

² Określenia skał — makroskopowa, mezoskopowa, mikroskopowa — za Turnerem i Weissem (1963). Jako synonim terminu „struktura mezoskopowa” będzie niekiedy stosowane określenie „struktura drobna”. W rozdziale poświęconym charakterystyce skał skala obserwacji będzie określana przyjętymi w petrografii terminami — megoskopowa i mikroskopowa.

wprowadzenie w problematykę tektoniki Gór Kaczawskich. Docentowi Marianowi Dumiczowi i docentowi Jerzemu Donowi serdecznie dziękuję za liczne rady i wskazówki udzielone w czasie prowadzenia badań oraz przygotowywania niniejszej pracy. Za kilkuletnią współpracę połączoną z udostępnianiem na

bieżąco nie opublikowanych wyników własnych badań dziękuję dr Zdzisławowi Urbanek i dr. Zdzisławowi Baranowskiemu, a także innym Kolegom, pracownikom Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego oraz Pracowni Geologii Starych Struktur Zakładu Nauk Geologicznych PAN.

DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ TEKTONIKI GÓR KACZAWSKICH.

Góry Kaczawskie, których wycinek jest przedmiotem niniejszej pracy, stanowią jedną z głównych jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich. W jednostce tej wyróżnia się zazwyczaj dwa piętra strukturalne — dolne i górne (H. Teisseyre *et al.* 1957). Piętro dolne zbudowane jest ze zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych eokambriu (?) i paleozoiku, objętych nazwą kompleksu starszego Gór Kaczawskich (*ibid.*) lub kompleksu kaczawskiego (J. H. Teisseyre 1973). Piętro górne stanowią skały osadowe i wulkaniczne karbonu górnego (Milewicz, Górecka 1965), permu i mezozoiku, wypełniające depresję północnosudecką oraz wąskie rowy tektoniczne.

Oberc (1972) wprowadził pojęcie strefy kaczawskiej, do której zaliczył jednostkę Gór Kaczawskich (rozumianą jak wyżej), jej przedłużenie w obrębie bloku przedsudeckiego oraz depresję Świebodziec. W tak określonej strefie Oberc wyróżnia pięć pięter strukturalnych. Dwa z nich (staroassyntyjskie i starowaryscyjskie) mieszczą się w obrębie wymienionego wyżej piętra dolnego. Ponieważ wyróżnienie piętra staroassyntyjskiego pozostaje dyskusyjne i nie ma związku z poruszonymi zagadnieniami, w niniejszej pracy będzie stosowany stary termin — dolne piętro Gór Kaczawskich.

STRATYGRAFIA I WIEK GŁÓWNEGO FAŁDOWANIA KOMPLEKSU KACZAWSKIEGO

W skład kompleksu kaczawskiego wchodzi różnorakie słabo zmetamorfizowane skały osadowe i wulkaniczne. Wiek ich tylko częściowo udokumentowany paleontologicznie (tylko sylur) był ustalany przez porównanie z paleozoicznymi skałami Łużyc, Turynii i Czech (Dahlgrün 1934). Zaproponowany przez tego autora schemat stratygrafii kompleksu kaczawskiego do lat sześćdziesiątych bieżącego stulecia uważany był, z niewielkimi zastrzeżeniami, za obowiązujący w całych Górach Kaczawskich (H. Teisseyre 1956, 1967; Jerzmański 1965). Nowe wyniki badań stratygraficznych wykazały, że jest on w części błędny oraz niekompletny (Chorowska 1975; Chorowska, Sa-

wicki 1975; Urbanek 1975a, b, 1978; Urbanek *et al.* 1975). Te same badania wykazały, że niektóre równowiekowe utwory występujące w Górach Kaczawskich różnią się wybitnie litologią. Nie ma więc możliwości zastąpienia schematu Dahlgrüna nowym, mającym w Górach Kaczawskich uniwersalne zastosowanie.

Do lat sześćdziesiątych bieżącego stulecia osady sylurskie były uważane za najmłodsze ogniwo kompleksu kaczawskiego. Dlatego też, za Bederkem (1924) przyjmowano młodokaledoński wiek fałdowania i metamorfozy skał tego kompleksu (H. Teisseyre *et al.* 1957). Odkrycie poziomu *Monograptus hercynicus* w łupkach graptolitowych w okolicy Lubania (Jaeger 1963, 1964) spowodowało, iż zaczęto mówić o fałdowaniu przedgórnodońskim (Oberc 1966), fałdowaniu na przełomie orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej (H. Teisseyre 1967, 1968) lub fałdowaniu starowaryscyjskim (Oberc 1972). Równocześnie badacze niemieccy (Jaeger 1964; Brause 1965) zasugerowali możliwość jeszcze późniejszego fałdowania i metamorfozy kompleksu kaczawskiego, łącząc je z ruchami młodobretońskimi lub nawet z fazą sudecką. Dokonana ostatnio dokumentacja paleontologiczna emsu, eiflu, franu i famenu w jednostce Rzeszówka (Urbanek 1975a, b, 1978; Urbanek *et al.* 1975) oraz famenu i turneju w jednostce Pilchowic (Chorowska 1975; Chorowska, Sawicki 1975) skłania do przyznania racji Jaegerowi i Brausemu, pod warunkiem, że uzna się za słuszne traktowanie dolnego piętra Gór Kaczawskich jako jednolitego tektogenu.

TEKTONIKA

Badania tektoniki strefy kaczawskiej (Oberc 1972), których wyniki do dziś w części pozostają aktualne, rozpoczęły się od prac kartograficznych Zimmermanna (Kühn, Zimmermann 1918; Zimmermann 1919, 1936). Kontynuowane były w latach trzydziestych przede wszystkim przez Blocka (1938), Quitzowa (1939), Fabiana (1939) i Schwarzbacha (1936, 1939). Autorzy ci zwracają uwagę na kilkietapowy rozwój Gór Kaczawskich. Dwa spośród tych etapów wysuwają się na plan pierwszy. Efektem starszego z nich,

uważanego wówczas za kaledoński, jest tektonika fałdowa o typie alpejskim („der ältere Bau von alpinotypem Charakter” Blocka lub „der alpinotype Bau” Quitzowa). Charakterystycznymi jej elementami są leżące fałdy, łuski i poziome nasunięcia. Drugi etap rozwoju Gór Kaczawskich (waryscyjsko—saksoński) charakteryzuje się przede wszystkim deformacją dysjunktywną. Jego wynikiem jest rozbitcie tej jednostki na szereg zrębów i rowów („der jüngere Bau von germanotypem Charakter” Blocka lub „die germanotype Tektonik” Quitzowa). Wyniki badań wymienionych wyżej autorów zostały uwzględnione w pracy Schwarzbacha (1939) ujmującej w syntetyczny sposób całość ówczesnej wiedzy o tektonice Gór Kaczawskich. Zasadnicze elementy skonstruowanej przez niego koncepcji przedstawić można następująco:

1. W budowie Gór Kaczawskich zaznacza się wyraźnie ich podział na dwie części (dwa „pnie”), rozdzielone rowem Świerzawy. W „pniu” północnym panuje północna wergencja fałdów, w „pniu” południowym — południowa.

2. Wśród struktur głównego etapu fałdowania wyróżnia się nasunięcie uchwytnie w centralnej części siodła Bolków—Wojcieszów³.

3. Z głównym etapem fałdowania wiąże się powstanie głównego złupkowania („Hauptschieferung”).

4. Przebieg osi głównych jednostek fałdowych ma kierunek W—E do WNW—ESE. Jedynie we wschodniej części siodła Bolków—Wojcieszów silnie zaznacza się równowiekowe fałdowanie poprzeczne. Osie fałdów będą tu SSW—NNE. Wergencja ich jest północno-zachodnia.

5. Młodsze od głównych fałdów jest „drugie” złupkowanie („zweite Schieferung”) i związana z nim lineacja.

6. Wszystko to jest efektem kaledońskich procesów fałdowych.

7. Tektonika waryscyjska i saksońska uzewnętrznia się przede wszystkim w postaci uskoków dzielących jednostkę Gór Kaczawskich na zręby i rowy.

Powyższa koncepcja została zmodyfikowana i w znacznym stopniu uzupełniona przez H. Teisseyre’a (1956). Autor ten potwierdza istotną rolę nasunięć w budowie Gór Kaczawskich. Potwierdza też przyjętą przez Schwarzbacha (1939) dwustronną — wachlarzową wergencję fałdów. Krytycznie natomiast odnosi się do sprawy poprzecznego fałdowania we wschodniej części siodła Bolków—Wojcieszów.

W zbadanej południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich H. Teisseyre wyróżnił (*op. cit.*) cztery jednostki tektoniczne: Świerzawy, Bolkowa, Dobromierza i Cieszowa (fig. 1). Jednostki te różnią się między sobą zasięgiem stratygraficznym oraz litologicznym charakterem utworów. Pierwsza z nich, zajmująca najniższą pozycję tektoniczną, może reprezentować autochton. Pozostałe stanowią pokrywy płaszczowinowe nasunięte na jednostkę Świerzawy w wymienionej kolejności. Jednostki te spiętrzone są w siodle Bolków—Wojcieszów. Dzięki temu obraz intersekcyjny tej części Gór Kaczawskich daje się stosunkowo łatwo zinterpretować. W jądrze siodła ukazuje się najniższa jednostka Świerzawy, na jego południowym i wschodnim skłonie — jednostki wyższe.

Poza obszarem siodła Bolków—Wojcieszów wyodrębnienie jednostek o typie płaszczowin sprawia więcej trudności. Próbę taką podjął Gierwielaniec (1956) w zachodniej części Gór Kaczawskich. Wyróżnione przez niego jednostki Wlenia i Pilchowic występują w dwu blokach rozdzielonych rowem Wlenia. Ich wzajemna pierwotna pozycja pozostaje więc niejasna. Nie wyjaśniony jest też ich stosunek do jednostek wyróżnionych przez H. Teisseyre’a (1956) w siodle Bolków—Wojcieszów. Zdaniem H. Teisseyre’a (1967) jednostki Wlenia i Pilchowic mogą być jednostkami głębszymi niż jednostki Świerzawy i Bolkowa lub mogą stanowić ich podrzędne elementy. Podobnie niejasna sytuacja panuje w północnej części (północnym „pniu”) Gór Kaczawskich. Wyróżnione przez Jerzmańskiego (1965) trzy jednostki: Złotoryja—Luboradz, Chełmca i Rzeszówek—Jakuszowa (patrz fig. 1), mogą mieć, według tego autora, charakter płaszczowin ponasuwanych jedna na drugą w kierunku północnym. Najniższą z nich jest jednostka Złotoryja—Luboradz, najwyższą — jednostka Rzeszówek—Jakuszowa. Jednostki te występują dziś w odrębnych, oddzielonych uskokami blokach, a ich wzajemna pozycja w profilu pionowym nie została przez Jerzmańskiego dostatecznie udokumentowana.

Jerzmański (*op. cit.*), akceptując koncepcję wachlarzowej budowy dolnego piętra Kaczawskich, nie stara się doszukać związku pomiędzy jednostkami tektonicznymi północnej i południowej ich części. Czyni to natomiast Oberc (1967, 1972). Zieleńce zajmujące znaczną część obszaru jednostki Rzeszówek—Jakuszowa łączy ten autor z jednostką Dobromierza, pozostałą jej część oraz jednostki Chełmca i Złotoryja—Luboradz w całości uważa za fragment jednostki Bolkowa.

Nowych informacji o istocie i wzajemnym stosunku jednostek tektonicznych północnej części Gór Kaczawskich dostarcza niniejsza praca.

³ Jeden z najlepiej poznanych fragmentów Gór Kaczawskich, obszerna antyforma o rozciągłości około 35 km i szerokości do 10 km, występująca pomiędzy Chrośnicą a Dobromierzem, była nazywana siodłem bolkowskim, siodłem wojcieszowskim lub siodłem Bolków—Wojcieszów.

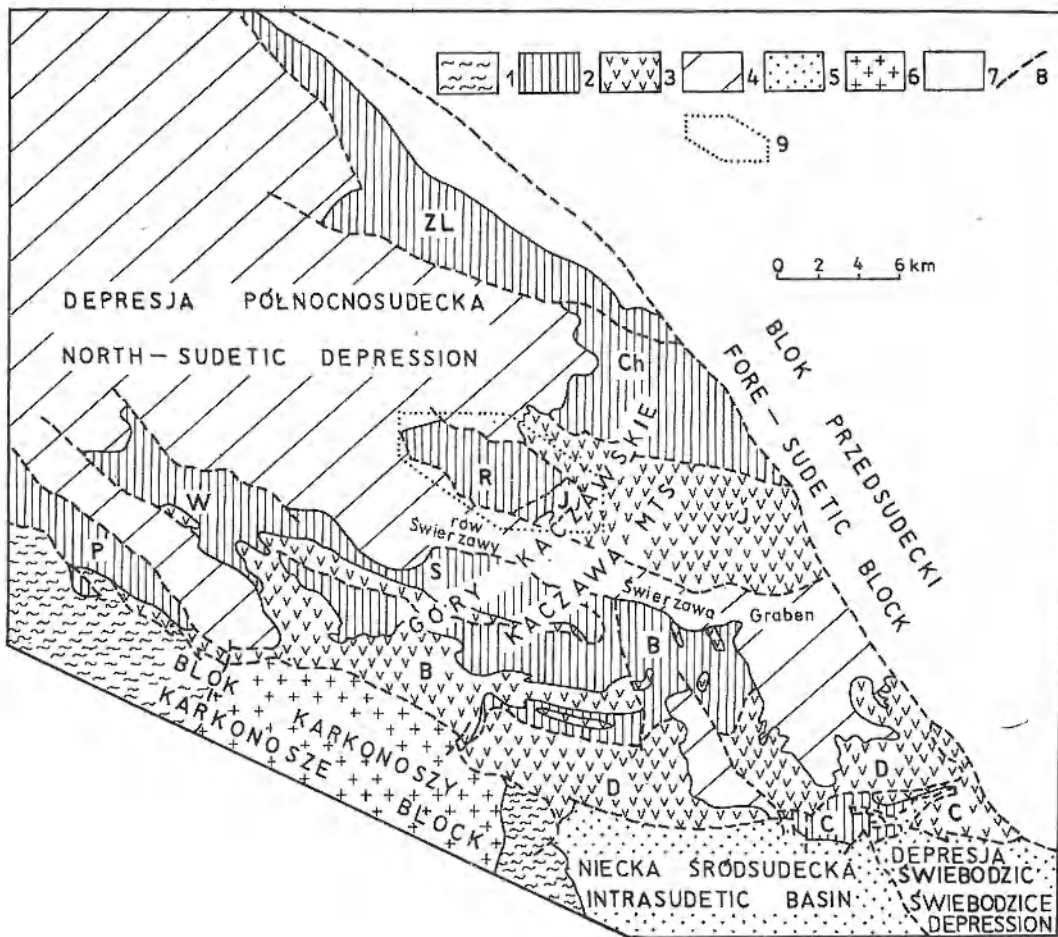


Fig. 1

Szkic tektoniczny Gór Kaczawskich (na podstawie Mapy geologicznej regionu dolnośląskiego — red. L. Sawicki, Warszawa 1966)

1 — łupki łyszczykowe i gnejsy (prekambry?); 2 — zmetamorfizowane skały osadowe dolnego piętra Gór Kaczawskich (eokambry — karbon dolny); 3 — zmetamorfizowane skały wulkaniczne dolnego piętra Gór Kaczawskich (kambry?); 4 — skały osadowe i wulkaniczne górnego piętra Gór Kaczawskich (karbon górny, perm, trias, kreda); 5 — skały osadowe depresji Świebodzi i niecki śródsudeckiej (dewon górny, karbon dolny); 6 — granit (karbon); 7 — skały osadowe trzeciorzędu i czwartorzęd; 8 — dyslokacje; 9 — granica zbadanego obszaru
 ZL — jednostka Złotoryja—Luboradz; Ch — jednostka Chelmeć; R — jednostka Rzeszów; J — jednostka Jakuszów; S — jednostka Świerzawa; B — jednostka Bolków; D — jednostka Dobromierz; C — jednostka Cieszów; W — jednostka Wleń; P — jednostka Pilchowice

Tectonic sketch-map of the Góry Kaczawskie (based on the Geologic Map of the Lower Silesia — L. Sawicki editor, Warszawa 1966)

1 — mica schists and gneisses (Precambrian?); 2 — metasedimentary rocks of the lower stage of the Góry Kaczawskie (Eocambrian — Lower Carboniferous); 3 — metavolcanic rocks of the lower stage of the Góry Kaczawskie (Cambrian?); 4 — sedimentary and volcanic rocks of the upper stage of the Góry Kaczawskie (Upper Carboniferous, Permian, Triassic, Cretaceous); 5 — sedimentary rocks of the Świebodzi Depression and the Intrasudetic Basin (Upper Devonian, Lower Carboniferous); 6 — granite (Carboniferous); 7 — sedimentary rocks of the Tertiary and Quaternary; 8 — faults; 9 — boundaries of the study area
 ZL — the Złotoryja—Luboradz unit; Ch — the Chelmeć unit; R — the Rzeszów unit; J — the Jakuszów unit; S — the Świerzawa unit; B — the Bolków unit; D — the Dobromierz unit; C — the Cieszów unit; W — the Wleń unit; P — the Pilchowice unit

MEZOSKOPOWE STRUKTURY TEKTONICZNE

W latach trzydziestych zaczęto prowadzić dosyć systematyczne obserwacje mezoskopowych struktur tektonicznych w skałach kompleksu kaczawskiego. Schwarzbach (1936, 1939) i Fabian (1939) wyróżniają wśród nich złupkowanie główne („Schieferung”, „Hauptschieferung”), złupkowanie „drugie” („zweite Schieferung”, „Schubklüftung”) i lineację („Linear”, „Striemung”). Spośród spostrzeżeń poczynionych przez tych autorów kilka zasługuje na przytoczenie:

— złupkowanie główne, które powstało w czasie głównego fałdowania, jest najczęściej równoległe do warstwowania, jedynie w przegubach fałdów przecina je;
 — złupkowanie „drugie” jest złupkowaniem spękaniaowym;
 — lineacja jest efektem przecięcia głównego złupkowania przez złupkowanie „drugie”.

Obserwacje tych struktur, a zwłaszcza głównego złupkowania, zostały spożytkowane przez wymienionych autorów przy wnioskowaniu o stylu tektonicz-

nym Gór Kaczawskich. Zasadnicza równoległość warstwowania i głównego złupkowania pozwoliła na określenie spotykanych tu fałdów jako izoklinalnych. Orientacja tego złupkowania przeważnie zbliżona do poziomej świadczy o tym, że są to fałdy leżące. Obserwowany przez Fabiana (1939) i Quitzowa (1939), konsekwentny na ogół, południowy kierunek upadu głównego złupkowania w północnej części Gór Kaczawskich, skłonił ich do wniosku o panującej tu północnej wergencji fałdów.

Badania mezoskopowych struktur tektonicznych prowadzone przez kilkanaście lat przez H. Teisseyre'a w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich wykazały, iż obserwacje wykonane przez wymienionych wyżej autorów nie były kompletne. H. Teisseyre (1964, 1967, 1968, 1971) wyróżnił trzy generacje struktur liniowych oznaczając je symbolami B_1 , B_2 i B_3 (później F_1 , F_2 i F_3). Najstarsza z nich, reprezentowana przez bardzo zróżnicowany zespół, w którym najważniejsze są osie drobnych fałdów, linijne wyciągnięcie ziarn i agregatów mineralnych oraz lineacja z przecięcia foliacji ze złupkowaniem spękaniowym, wiąże się według H. Teisseyre'a z głównym etapem fałdowania. Orientacja tych struktur jest zasadniczo zgodna z rozciągłością dużych elementów fałdowych; zanurzają się one zazwyczaj pod niewielkim kątem w kierunku E lub ESE. Dwie młodsze generacje struktur liniowych w postaci drobnych fałdów, często załomowych, oraz gufrażu układają się równolegle do dwóch systemów dyslokacji. Czy są one genetycznie związane z tymi dyslokacjami, nie zostało dotychczas rozstrzygnięte.

Wśród płaskich (planarnych, powierzchniowych) struktur tektonicznych H. Teisseyre (1971) wyróżnia foliację i wtórne złupkowanie. Foliacja („flow cleavage”) jest z reguły równoległa do sedymentacyjnego warstwowania. Zdarza się jednak, że jest skośna względem niego. Złupkowanie wtórne może należeć do dwu rodzajów — „fracture cleavage” lub „strain-slip cleavage”. Oba te rodzaje autor obejmuje wspólną nazwą złupkowania spękaniowego. Przecina ono foliację pod różnymi kątami. Powstanie złupkowania spękaniowego jest związane z głównym etapem fałdowania, złupkowanie to jest więc równowiekowe z generacją struktur liniowych oznaczoną symbolami B_1 lub F_1 (H. Teisseyre 1968).

Ostatnio do wymienionych generacji struktur liniowych H. Teisseyre (1972) dołączył jeszcze jedną, reprezentowaną przez reliktove, śródfoliacyjne drobne fałdy. Jest to generacja starsza od oznaczanej poprzednio symbolami B_1 lub F_1 , przeto stosowana dotąd numeracja uległa zmianie. Nowo wyróżniona generacja otrzymała symbol F_1 , pozostałe (w nie zmienionej kolejności) F_2 , F_3 i F_4 .

ZASADNICZE ZAGADNIENIA SPORNE I NIE ROZSTRZYgniĘTE

Pomimo wieloletnich badań geologicznych prowadzonych w Górach Kaczawskich ilość problemów związanych z budową i rozwojem tej jednostki, oczekujących definitywnego rozwiązania, jest wciąż duża.

Jednym z nich jest zagadnienie wieku głównej deformacji (głównego fałdowania) i metamorfozy kompleksu kaczawskiego. Jak wspomniano powyżej, procesy te uważano za młodokaledońskie. Nowe wyniki badań stratygraficznych dowodzą, że wśród zmetamorfizowanych skał kaczawskich znajdują się również dewońskie i dolnokarbońskie. Metamorfoza ich i deformacja (nie różniąca się rodzajem i intensywnością od metamorfozy i deformacji skał ordowiku i syluru) musi więc być podewońska — waryscyjska. Jednocześnie w występujących w depresji Świebodzic zlepieńcach tzw. kulmu z Chwaliszowa, których wiek określa się na najwyższy dewon i najniższy karbon, znajdują się otoczaki zmetamorfizowanych skał uważanych za kaczawskie (H. Teisseyre *et al.* 1957). Teoretycznie możliwe są trzy rozwiązania tego problemu: — przyjęcie dwu dosyć odległych od siebie w czasie etapów metamorfozy kompleksu kaczawskiego, oddzielonych etapem erozji i powtórnej sedymentacji (badania prowadzone w Górach Kaczawskich nie dostarczyły dotąd argumentów na korzyść takiego rozwiązania);

— odrzucenie przypuszczenia, że wspomniane otoczaki pochodzą z metamorfiku kaczawskiego;

— przyjęcie, że wiek zlepieńców kulmu z Chwaliszowa jest młodszy niż się to obecnie przypuszcza.

Dwa pozostałe problemy godne uwagi należą do zagadnień czysto tektonicznych. Pierwszy z nich tkwi we wzajemnej relacji mezo- i makroskopowych struktur tektonicznych. Rozpatrując z tego punktu widzenia opisane przez H. Teisseyre'a struktury mezoskopowe, trzeba zwrócić uwagę na ich dwie generacje (łącznie struktury liniowe i płaskie): foliację i fałdy śródfoliacyjne — F_1 , oraz złupkowanie wtórne wraz z fałdami i lineacją — F_2 (dawniej B_1 lub F_1). Dotychczas twierdziło się, że ta druga generacja związana jest z głównym fałdowaniem, a więc z powstaniem dużych struktur fałdowych i nasunięć — płaszczwin. W tym ujęciu zupełnie niejasna jest rola fazy deformacji, która wywołała powstanie pierwszej generacji struktur mezoskopowych.

Do nie rozwiązanych dotychczas zagadnień należy również problem wergencji fałdów w północnej części Gór Kaczawskich. Przeciwno przyjętej w literaturze koncepcji wachlarzowej budowy dolnego piętra Gór Kaczawskich wysunięto ostatnio pewne zastrzeżenia (Baranowski, Haydukiewicz 1970; Oberc 1972).

Autorzy pierwszej z tych prac czynią to posługując się analizą asymetrii drobnych fałdów obserwowanych w północnej części Gór Kaczawskich, Oberc — analizą mapy geologicznej. W obu przypadkach sformułowany został wniosek, iż wergencja fałdów w północnej części Gór Kaczawskich jest raczej południowa. Późniejsze badania przeprowadzone przez autora nie

rozstrzygają tego problemu, lecz stawiają go w zupełnie nowym świetle.

Inne kwestie sporne i dotąd nie rozstrzygnięte problemy niższej rangi, dotyczące zwłaszcza tektoniki jednostek przedstawionych w niniejszej pracy, zostaną skomentowane w dalszych jej rozdziałach.

POZYCJA TEKTONICZNA JEDNOSTKI RZESZÓWKA

Najwyższa, według Jerzmańskiego (1965), spośród trzech jednostek płaszczowinowych tworzących północną część Gór Kaczawskich, nazwana przez tego autora jednostką Rzeszówek—Jakuszowa, występuje w ograniczonym uskoku bloku, który zdaniem Zimmermanna (1936) ma charakter zrębu (między tymi poglądami wymienionych autorów rysuje się wyraźna sprzeczność). Granicami jednostki Rzeszówek—Jakuszowa (innymi słowy, granicami wspomnianego bloku) są: uskok sudecki brzeżny, północny uskoku rowu Świerzawy i uskoku Myślinowa (fig. 2). Wzdłuż pierwszych dwu uskoku jest ona podniesiona względem jednostek sąsiednich. Uskok Myślinowa oddziela ją od jednostki Chełmca, która zdaniem Jerzmańskiego (*op.cit.*) stanowi niższy, względem niej, element tektoniczny. Jednostka Rzeszówek—Jakuszowa powinna by zatem być zrzucona wzdłuż uskoku Myślinowa, choć Jerzmański nigdzie nie stwierdza tego wyraźnie.

Jednostka Rzeszówek—Jakuszowa dzieli się na dwie części: wschodnią — zbudowaną głównie z zieleńców i zachodnią — zbudowaną ze zmetamorfizowanych skał osadowych, które w dalszej części rozdziału dla uproszczenia będą nazywane łupkami. Granica między częściami jednostki w niewielkim południowym odcinku wykazuje przebieg SW—NE i jest zasadniczo równoległa do powierzchni warstw. Może więc być uznana za granicę sedymentacyjną lub za powierzchnię nasunięcia równoległą do powierzchni sedymentacyjnych. W odcinku północnym stanowi ją uskoku Muchowa biegnący generalnie NW—SE. W południowym jego skrzydle występują łupki, północne skrzydło stanowią zieleńce i formacja permskich wulkanitów (patrz fig. 2 i 3).

Wzajemna pozycja zieleńców i łupków jednostki Rzeszówek—Jakuszowa była już kilkakrotnie rozważana. Zimmermann (1936) uważa łupki jednostki Rzeszówek—Jakuszowa oraz jednostki Chełmca za nadkład zieleńców. Bryłę zieleńców ograniczoną uskoku Muchowa i Myślinowa uznał więc za najsilniej wypiętrzoną część tzw. zrębu Świerzawy (tu: wspomnianego wyżej bloku, w którym zawarta jest jednostka Rzeszówek—Jakuszowa). Jednak znajdujące się w jej

zachodnim przedłużeniu permskie wulkanity uważa za tektonicznie zrzucone względem łupków występujących w południowym skrzydle uskoku Muchowa. Sam zresztą uznał to zjawisko za trudne do wyjaśnienia. W jego ujęciu łupki jednostki Chełmca byłyby zrzucone wzdłuż uskoku Myślinowa względem zieleńców jednostki Rzeszówek—Jakuszowa (fig. 2b).

Quitow (1939) sądził, że zieleńce są nasunięte na łupki jednostki Rzeszówek—Jakuszowa. Łupki jednostki Chełmca są według niego przedłużeniem tych ostatnich i ukazują się na powierzchni dzięki jej podniesieniu wzdłuż uskoku Myślinowa (fig. 2c).

Jerzmański (1965) zaprzeczył koncepcji Quitzowa uznając, podobnie jak Zimmermann (1936), że łupki jednostki Rzeszówek—Jakuszowa leżą w nadkładzie zieleńców. Zgodnie z jego koncepcją jednostka Chełmca jest jednostką tektonicznie niższą. W konsekwencji należałoby przyjąć, że wzdłuż uskoku Myślinowa jest ona podniesiona względem poprzedniej (fig. 2d).

W rozważaniu kwestii stosunku zieleńców do łupków jednostki Rzeszówek—Jakuszowa oraz całej tej jednostki do jednostki Chełmca autor oparł się na trzech stwierdzeniach:

1. Warstwy łupków jednostki Rzeszówek—Jakuszowa w pobliżu zieleńców zapadają pod nie (fig. 3).
2. Łupki jednostki Rzeszówek—Jakuszowa różnią się wyraźnie składem litologicznym od skał jednostki Chełmca. Różnica ta polega przede wszystkim na braku, względnie minimalnym udziale, kambryjskich i ordowickich (Quitow 1939) czy też ordowickich, sylurskich i dewońskich (Jerzmański 1967) wulkanitów w łupkach jednostki Rzeszówek—Jakuszowa, a dewońskich skał krzemionkowych w łupkach jednostki Chełmca.
3. W zarysie zachodniej granicy depresji północnosudeckiej wyraźnie zaznacza się obszerna zatoka w przedłużeniu jednostki Chełmca (fig. 1 i 2a).

Fakt przytoczony w punkcie pierwszym ma z pewnością znaczenie nie tylko lokalne, lecz i regionalne — zieleńce jednostki Rzeszówek—Jakuszowa zalegają na łupkach tej jednostki (zgodnie z poglądem Quitzowa). W konsekwencji narzuca się wniosek, iż blok ograniczony uskoku Muchowa i Myślinowa, w którym

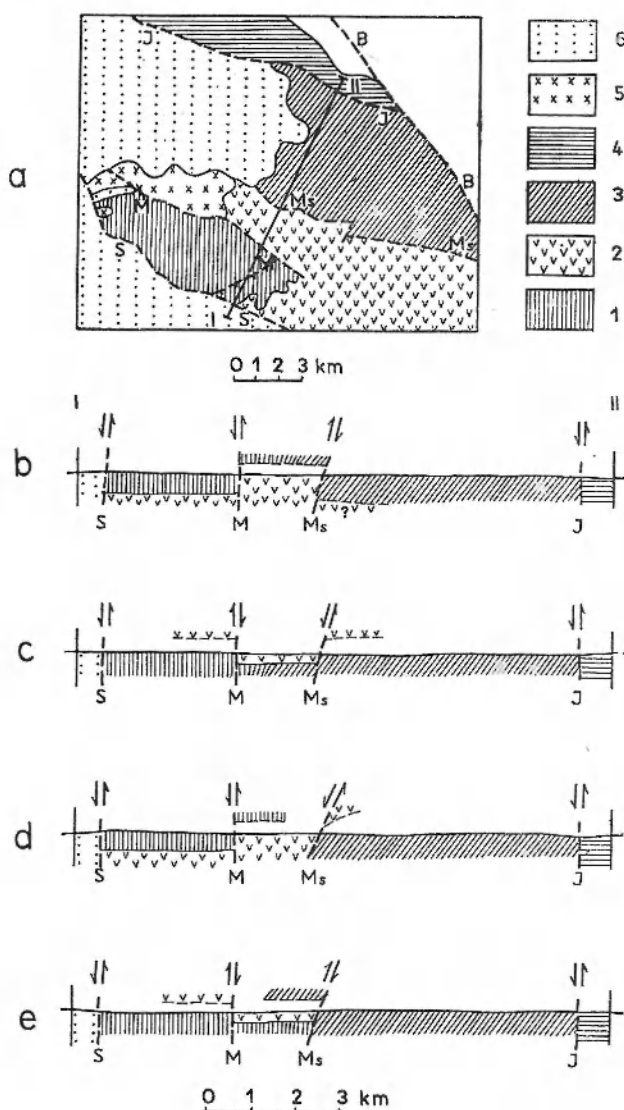


Fig. 2

Schematyczny przekrój przez północną część Gór Kaczawskich

a – lokalizacja przekroju I–II; *b* – przekrój w oparciu o interpretację Zimmermanna (1936); *c* – przekrój według Quitzowa (1939); *d* – przekrój w oparciu o interpretację Jerzmańskiego (1965); *e* – przekrój według autora
1 – łupki jednostek Rzeszówka i Jakuszowa; 2 – zieleńce jednostki Jakuszowej; 3 – łupki i zieleńce jednostki Chełmca; 4 – łupki jednostki Złotoryja–Luboradz; 5 – wulkany górnego piętra Gór Kaczawskich; 6 – skały osadowe górnego piętra Gór Kaczawskich

B – uskoki sudecki brzeżny; *S* – północny uskoki rowu Świerzawy; *M* – uskoki Muchowa; *Ms* – uskoki Myślinowa; *J* – uskoki Jerzmanicki

Schematic cross-section through northern part of the Góry Kaczawskie

a – situation of the I–II cross-section; *b* – cross-section according to the interpretation of Zimmermann (1936); *c* – cross-section after Quitzow (1939); *d* – cross-section according to the interpretation of Jerzmański (1965); *e* – cross-section after the author

I – slates of the Rzeszówka and the Jakuszowa units; 2 – greenstones of the Jakuszowa unit; 3 – slates and greenstones of the Chełmec unit; 4 – slates of the Złotoryja–Luboradz unit; 5 – volcanic rock of the upper stage of the Góry Kaczawskie; 6 – sedimentary rocks of the upper stage of the Góry Kaczawskie

B – marginal Sudetic fault; *S* – northern fault of the Świerzawa graben; *M* – the Muchów fault; *Ms* – the Myślinów fault; *J* – the Jerzmanice fault

występują zieleńce, jest obniżony względem sąsiadującego z nim bloku zawierającego łupki jednostki Rzeszówka–Jakuszowa (fig. 2e). Sytuacja permskich

wulkanitów występujących w jego zachodnim przedłużeniu (fig. 2a) staje się w tym ujęciu jasna. Ustalona stratygrafia skał jednostki Rzeszówka–Jakuszowa pozwala na stwierdzenie, że wzajemna pozycja zieleńców i łupków tej jednostki jest wtórna. Zieleńce uważane tradycyjnie za kambryjskie lub kambryjsko-ordowicko-sylurskie (Baranowski 1975a, b) zalegają ponad łupkami, wśród których stwierdzony został dewon górny (Urbanek 1975a, b; 1978). Utwory te rozdzielać więc musi powierzchnia nasunięcia. Powierzchnia ta leży jednak nie pomiędzy zieleńcami i łupkami, lecz w obrębie samych łupków, których część – łupki ordowickie – wykazuje wyraźny związek z zieleńcami (fig. 1 i 3; na fig. 2 łupki jednostki Rzeszówka–Jakuszowa zostały ujęte wspólnie w celu łatwiejszego nawiązania do dotychczasowych poglądów). Z powyższego wynika, że jednostka Rzeszówka–Jakuszowa składa się z dwu jednostek tektonicznych oddzielonych powierzchnią nasunięcia, które ze względu na swe rozmiary oraz wyraźne różnice w litologii mogą być uważane za odrębne płaszczowiny. Dolna z tych jednostek, utworzona ze zmetamorfizowanych skał osadowych ordowiku (?), syluru, dewonu i prawdopodobnie karbonu dolnego nazywana jest w niniejszej pracy jednostką Rzeszówka. Górna, złożona z zieleńców (kambryjskich lub młodszych) oraz towarzyszących im w niewielkiej ilości metasedymentów ordowiku i syluru będzie nosić nazwę jednostki Jakuszowej.

Konsekwencją drugiego z przytoczonych stwierdzeń jest przyznanie słuszności Jerzmańskiemu (1965), który zaprzeczył poprzednim poglądom traktującym skały jednostki Chełmca jako przedłużenie łupków jednostki Rzeszówka–Jakuszowa i zaliczył je do dwu odrębnych jednostek płaszczowinowych.

Zarys granicy pomiędzy osadami depresji północno-sudeckiej, a metamorficznymi skałami północnej części Gór Kaczawskich sugeruje, że blok, w którym zawarta jest jednostka Chełmca jest obniżony względem ograniczających go uskokiów względem bloków sąsiednich (odwrotnie niż sądził Quitzow i niż można wywnioskować z koncepcji Jerzmańskiego — fig. 2c, d, e). Prowadzi to do wniosku, że wbrew poglądom Jerzmańskiego (*op. cit.*) jednostka Chełmca stanowiła pierwotnie najwyższy element tektoniczny północnej części Gór Kaczawskich. Jednostka Złotoryja–Luboradz, a przynajmniej jej zachodnia część, może być przedłużeniem jednostki Jakuszowej — podobieństwo ich skał, poza zieleńcami, jest wyraźne (Urbanek *et al.* 1975). W części może też odpowiadać jednostce Rzeszówka.

Porównując jednostki płaszczowinowe północnej części Gór Kaczawskich z jednostkami wyróżnionymi w południowej ich części (H. Teisseyre 1956) można

zgodzić się z Obercem (1967, 1972), który uważa meta-sedymenty jednostki Rzeszówek—Jakuszowa (tu: jednostka Rzeszówka) za przedłużenie jednostki Bolkowa, zaś zieleńce jednostki Rzeszówek—Jakuszowa

(tu: jednostka Jakuszowej) za przedłużenie jednostki Dobromierza. Jednostkę Chełmca należy wtedy uznać za odpowiednik (przedłużenie?) jednostki Cieszowa.

CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ZACHODNIEJ CZĘŚCI JEDNOSTKI JAKUSZOWEJ ORAZ JEDNOSTKI RZESZÓWKA

W obrębie jednostki Rzeszówka i zbadanego fragmentu jednostki Jakuszowej występują różnorakie zmetamorfizowane skały osadowe, mające charakter fyllitów. Zdaniem Baranowskiego (1975a, b) przeobrażenie tych skał odbyło się w warunkach dolnego zakresu niskiego stadium metamorfizmu (wg klasyfikacji Winklera 1970).

Słaby metamorfizm najczęściej nie zdołał zatrzeć pierwotnego charakteru skał. Umożliwiło to Baranowskiemu (*op. cit.*) stwierdzenie, iż są one efektem sedimentacji fliszowej. Metamorfizm w połączeniu z procesami tektonicznymi spowodował w nich zmiany struktury i składu mineralnego. Stopień zmian, zwłaszcza strukturalnych, nie jest jednakowy. Niekiedy zaznaczają się bardzo słabo, niekiedy są ogromne (np. powstanie metamorficznej laminacji). Zmiana składu mineralnego polega przede wszystkim na blastezie chlorytu, często bardzo intensywnej. Niejednolite, selektywne oddziaływanie metamorfizmu spowodowało, iż skała osadowa mogła zachować swoje pierwotne cechy strukturalne lub je stracić, uzyskując strukturę i teksturę skały metamorficznej. Trudno jest objąć te skały jednym systemem nazewnictwa. W wielu pracach używane są jednocześnie nazwy stosowane dla skał osadowych (łupki piaszczyste, łupki ilaste, szarogłazy) i skał metamorficznych (fyllity, kwarcyty itp.). Pojawiają się też nazwy łączące w sobie oba te elementy, np. „Stufe der hellen sandigen bis quarzitischen glimmerreichen Tonschiefer” (Zimmermann 1936) czy „szarozielonawe łupki serycytowo-chlorytowe z wkładkami jasnych łupków krzemionkowych” (Baranowski 1975b).

Z uwagi na wskazane trudności wydaje się słuszne stosowanie takich nazw, które wskazują na najistotniejsze, rozpoznawalne megaskopowo cechy skał, choćby cechy te nie stanowiły jednej genetycznej kategorii. Większość z wyróżnionych przez autora nieformalnych jednostek litostratygraficznych, nazywanych tu zespołami skalnymi, otrzymała nazwy stosowane dla skał osadowych (piaskowce, mułowce itp.), wzbogacone o składnik dotyczący ich tekstury (łupki) oraz często barwy (jasne, czarne itp.). Jedynie nazwy dwu z wyróżnionych zespołów skalnych nie odpowiadają tej regule: „laminowane łupki serycytowo-kwarcowe” nie mające w swej zasadniczej odmianie cech

skały osadowej oraz „melanż” utworzony z fragmentów wszystkich rodzajów skał należących do pozostałych zespołów. Nazwa „melanż” ma znaczenie wyłącznie opisowe (zgodnie z definicją Greenly’ego 1919 — *vide* Bailey, McCallien 1953).

W każdym z zespołów skalnych oprócz typowych odmian litologicznych, od których bierze on nazwę, występują podrzędnie inne, mogące stanowić zasadnicze elementy pozostałych zespołów. Dzięki temu odróżnienie niektórych zespołów skalnych w terenie jest niezmiernie trudne i w wielu wypadkach arbitralne. Trudności potęguje bardzo słabe odkrycie terenu i związana z tym konieczność odróżniania skał na podstawie bloczków znajdujących w zwietrzelinie. Powoduje to możliwość wielu pomyłek, a w konsekwencji niepewność w ustaleniu wzajemnej pozycji i ewentualnie wzajemnego następstwa wiekowego poszczególnych zespołów. Z tych przyczyn podane ustalenia należy traktować nie jako pewne, lecz tylko prawdopodobne.

Spośród jednostek litologicznych wchodzących w skład kompleksu kaczawskiego uwzględnionych w treści i legendzie załączonej mapy (fig. 3), w poniższym opisie nie będą rozpatrywane zieleńce, które występują w otoczeniu opracowanego obszaru i nie były badane. Nie będą też charakteryzowane — keratofir i paleoporfir oraz diabaz. W opisie pozostałych zespołów skalnych akcent położony został na cechy megaskopowe, po pierwsze — ze względu na użyteczność takiego opisu w przyszłych polowych badaniach geologicznych, po drugie — na znacznie większe różnicowanie tych cech niż cech mikroskopowych.

Wyróżnione zespoły skalne przedstawia tabela 1. W tabeli tej została podana ilość stanowisk fauny odkrytych dotychczas w skałach zaliczonych do poszczególnych zespołów, wiek skał określony na podstawie fauny oraz prawdopodobny wiek zespołów określony na podstawie fauny i wzajemnej ich pozycji w profilach geologicznych. Trudne do zapamiętania, kilkuskładnikowe nazwy zespołów skalnych zostały opatrzone symbolami ułatwiającymi ich identyfikację oraz umiejscowienie w przypuszczalnym profilu stratygraficznym: O_a i O_b — ordowik (wzajemne następstwo czasowe dwu zespołów skalnych oznaczonych tymi symbolami nie jest znane); S — sylur;

Zespoły skalne jednostki Rzeszówka i zachodniej części jednostki Jakuszowej
 Rock assemblages of the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit

	Zespół skalny Rock assemblage	Stanowiska fauny Localities of fauna	Przypuszczalny wiek zespołu skalnego Presumable age of the rock assemblage
Jednostka Jakuszowej The Jakuszowa unit	melanz (C?) melange (C?)	1 — ordowik Ordovician	wczesny karbon (?) Early Carboniferous (?)
	zespół pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) the assemblage of mottled clay and siliceous slates (D)	1 — famen Famennian 3 — fran Frasnian 1 — fran lub najniższy famen Frasnian or lowermost Famennian 2 — eifel Eifelian 1 — ems Emsian 4 — nie starsza niż ems not older than Emsian	dewon (wczesny, środkowy i późny) Devonian (Early, Middle and Late)
	zespół jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych (D-3) the assemblage of light siliceous and siliceous-clay slates (D-3)	3 — famen Famennian 1 — późny dewon (prawdopodobnie nie famen) Late Devonian (probably Famennian) 3 — nie starsza niż ems not older than Emsian	późny dewon (prawdopodobnie górna część franu i famen) Late Devonian (probably — upper part of Frasnian and Famennian)
	zespół ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych (D-2) the assemblage of dark clay-siliceous slates (D-2)	1 — przedział: najwyższy ems — najniższy fran interval: lowermost Emsian — uppermost Frasnian	górna część środkowego dewonu (w przybliżeniu żyweł) upper part of Middle Devonian (Givetian approximately)
Jednostka Rzeszówka The Rzeszówek unit	zespół szarych łupków krzemionkowych i ilastych (D-1) the assemblage of gray siliceous and clay slates (D-1)	1 — nie starsza niż ems not older than Emsian	wczesny dewon i dolna część dewonu środkowego Early Devonian and lower part of Middle Devonian
	zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S) the assemblage of phtanites and black slates (S)	6 — walent, wenlok, ludlow (?)* Valentian, Wenlockian, Ludlovian (?) 1 — walent Valentian	sylur Silurian
	zespół łupków mułowcowych i ilastych (O-D?) the assemblage of silt and clay slates (O-D?)		ordowik — dewon (?) Ordovician — Devonian (?)
	zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S) the assemblage of phtanites and black slates (S)		sylur (?) Silurian (?)
	zespół laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych (O _b) the assemblage of layered sericite-quartz slates (O _b)	1 — ordowik Ordovician	ordowik Ordovician
	zespół piaskowców, mułowców i ilowców (O _a) the assemblage of sandstones, siltstones and claystones (O _a)	1 — ordowik Ordovician	ordowik Ordovician

* Stanowiska graptolitów: wg Hundta (1922), Kornaś (1963), Tellera (informacja ustna, in Baranowski 1975a, b); pozostałe — stanowiska konodontów: wg Baranowskiego i Urbane (1972), Urbane (1975a, b, 1978), Urbane, Baranowskiego i Haydukiewicza (1975)

Localities of graptolite fauna: after Hundt (1922), Kornaś (1963), Teller (personal communication, in Baranowski 1975a, b); remaining — localities of conodont fauna: after Baranowski, Urbane (1972), Urbane (1975a, b, 1978), Urbane, Baranowski, Haydukiewicz (1975)

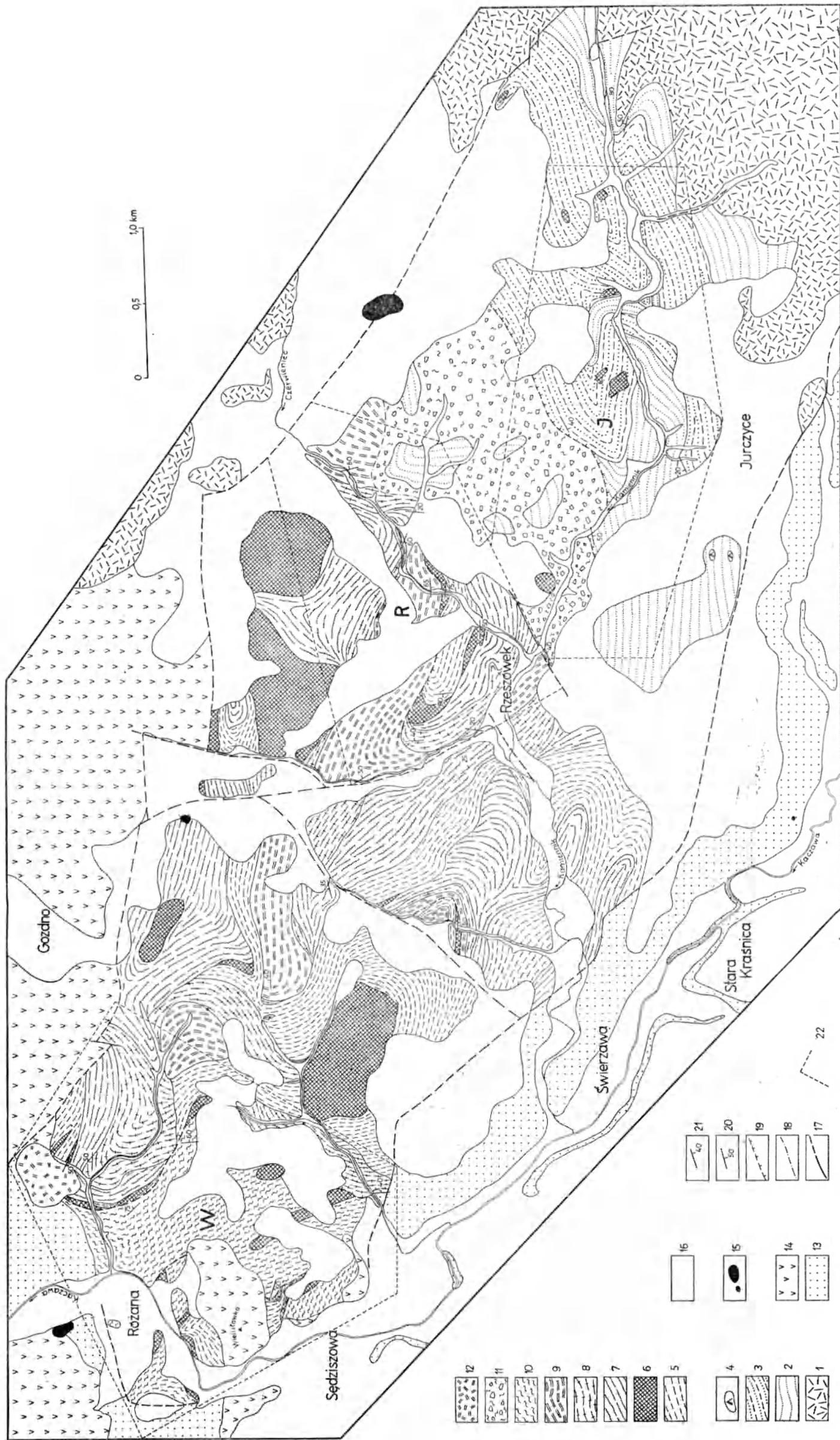


Fig. 3
Mapa geologiczna jednostki Rzeszówka i zachodniej części jełnośki Jakuszowej

kompleks łaczawski: 1 - zieleńce, 2 - zespół piaskowców, mułowców i łupków (O₃), 3 - zespół ilastych i łupków krzemionkowych i ilastych (O-D), 4 - keratolity i porfiry, 5 - zespół łupków mulowcowych i ilastych (O-D), 6 - zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S), 7 - zespół szarych łupków krzemionkowych i ilastych (D-1), 8 - zespół ciemnych i krzemionkowych (D-2), 9 - zespół jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowych (D-3), 10 - zespół piaszczystych i krzemionkowych (D-3), 11 - melange (?), 12 - diabas, 13 - skały osadowe, 14 - skały osadowe (porfiry, metałity, es), 15 - bazalt, 16 - Quaternary deposits, 17 - faults, 18 - discordance (?), 19 - overthrusts (probable), 20 - strike and dip of sedimentary bedding, 21 - strike and dip of differentiatediating, 22 - boundaries of the Górlaczawskich; 13 - sandstones, 14 - volcanic rocks (porphyries, meta-lites, es); 15 - basalt; 16 - Quaternary deposits; 17 - faults; 18 - discordance (?); 19 - overthrusts (probable); 20 - strike and dip of sedimentary bedding; 21 - strike and dip of differentiatediating; 22 - boundaries of the Górlaczawskich; 13 - sandstones, 14 - volcanic rocks (porphyries, meta-lites, es); 15 - basalt; 16 - Quaternary deposits; 17 - faults; 18 - discordance (?); 19 - overthrusts (probable); 20 - strike and dip of sedimentary bedding; 21 - strike and dip of differentiatediating; 22 - boundaries of the Górlaczawskich.

Geologic map of the Rzeszów unit and western part of the Jakuszowa unit

the Jakuszowa complex: 1 - greenstones, 2 - assemblage of sandstones and claystones (O₃), 3 - assemblage of silt and clay slates (O-D), 4 - keratolite and porphyry, 5 - assemblage of silt and clay slates (O-D), 6 - assemblage of phyllites and black slates (S), 7 - assemblage of gray siliceous and clay slates (D-1), 8 - assemblage of dark siliceous slates (D-2), 9 - assemblage of light siliceous and siliceous slates (D-3), 10 - assemblage of mottled clay and siliceous slates (D-3), 11 - melange (?), 12 - diabase, rocks of the upper stage of the Górlaczawskie: 13 - sedimentary rocks, 14 - volcanic rocks (porphyries, meta-lites, es); 15 - basalt; 16 - Quaternary deposits; 17 - faults; 18 - discordance (?); 19 - overthrusts (probable); 20 - strike and dip of sedimentary bedding; 21 - strike and dip of differentiatediating; 22 - boundaries of the Górlaczawskich; 13 - sandstones, 14 - volcanic rocks (porphyries, meta-lites, es); 15 - basalt; 16 - Quaternary deposits; 17 - faults; 18 - discordance (?); 19 - overthrusts (probable); 20 - strike and dip of sedimentary bedding; 21 - strike and dip of differentiatediating; 22 - boundaries of the Górlaczawskich.

O—D? — ordowik—dewon?; *D—1, D—2, D—3* — dewon (następstwo czasowe zespołów skalnych oznaczonych tymi symbolami jest określone z dużym prawdopodobieństwem); *D* — dewon nie rozdzielony; *C?* — karbon? Należy zastrzec, że żaden ze stosowanych tu symboli nie ma ścisłego znaczenia chronostratygraficznego. Odnoszą się one do jednostek litostratygraficznych, których zasięg czasowy jest określony nie dość dokładnie i podkreślają jedynie dotychczasową niewielką wiedzę o ich wieku.

JEDNOSTKA JAKUSZOWEJ

W obrębie zbadanego fragmentu jednostki Jakuszowej wyodrębnione zostały trzy zespoły skalne (fig. 3): zespół piaskowców, mułowców i iłowców (O_a), zespół laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych (O_b) oraz zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (*S*). Według Baranowskiego (1975a, b) są one zmetamorfizowanym osadem o typie subfacji fliszu normalnego. W dotychczasowej literaturze skały należące do dwu pierwszych zespołów, znane z licznych wystąpień w północnej części Gór Kaczawskich, traktowane były na ogół wspólnie (Dahlgren 1934; Zimmermann 1919, 1936; Baranowski 1975a, b) i uznawane przeważnie za niższy ordowik. Wyjątek stanowi wystąpienie w okolicy Złotoryi, gdzie zostały kartograficznie rozdzielone (Zimmermann 1919, 1936) i jako tzw. warstwy z Wojcieszyna uznane za dewon (Oberc 1966, 1967, 1972, 1973). Z ostatnim poglądem dyskutują Urbanek, Baranowski i Haydukiewicz (1975), widząc ich identyczność z opisywanymi zespołami skalnymi jednostki Jakuszowej. W jednostce tej zespoły O_a i O_b zostały wyodrębnione przez autorów wymienionych ostatnio i opatrzone nazwami zbliżonymi do tu stosowanych. Ordowicki wiek przynajmniej części każdego z tych dwu zespołów skalnych potwierdzają znalezione tu konodonty (Baranowski, Urbanek 1972; Urbanek 1975 b). Na ich podstawie nie można niestety określić wzajemnego następstwa czasowego zespołów.

ZESPÓŁ PIASKOWCÓW, MUŁOWCÓW I IŁOWCÓW (O_a)

Skały zaliczone do tego zespołu pojawiają się w dwu głównych wystąpieniach (fig. 3). Jedno z nich „oddziela” skały zespołu laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych (O_b) od zieleńców, drugie towarzyszy zachodniej granicy tego zespołu. Podana niżej charakterystyka zespołu piaskowców, mułowców i iłowców oparta jest na obserwacjach przeprowadzonych w drugim wystąpieniu. Kilka drobnych wystąpień skał zaliczonych do tego zespołu zostało też

wyodrębnionych kartograficznie wśród melanzu (*C?*).

Zasadniczą właściwością skał wchodzących w skład zespołu piaskowców, mułowców i iłowców jest to, że pomimo metamorfizmu zachowały one bardzo dobrze cechy strukturalne skał osadowych. Najważniejsze spośród nich to:

— warstwowanie, którego sedymentacyjna geneza nie budzi wątpliwości, m. in. uziarnienie frakcjonalne w grubszych ławicach piaskowców, laminacja równoległa i przekątna w ławicach drobnopiaszczystych i mułowcowych (pl. I, 1);

— wyraźny detrytyczny charakter ziarna w ławicach piaskowców (zwłaszcza gruboziarnistych i zlepieńcowatych).

Piaskowce stanowiące około 50% objętości omawianego zespołu, są jego najbardziej charakterystycznym elementem. Ze względu na mineralną i strukturalną kompozycję zostały one określone przez Baranowskiego (1975a, b) jako szarogłazy. Według tego autora szkielec ziarnowy tych skał tworzą: kwarc, plagioklaz (albit), łuszczyki (zwłaszcza muskowitz), fragmenty skał (przede wszystkim łupków ilastych). Matrix stanowi zawsze ponad 10% objętości skały.

Pozostałe elementy zespołu, tj. mułowce i iłowce, występują w postaci cienkich wkładek w obrębie ławic piaszczystych (m. in. stanowiąc ich stropowe części w przypadku uziarnienia frakcjonalnego) lub tworzą samodzielne ławice i zestawy ławic o miąższości do kilkunastu metrów. Głównymi składnikami mineralnymi tych skał są kwarc i serycyt. Obecny jest też chloryt poprzerastany nie określonym bliżej jasnym i ciemnym łuszczykiem. Tworzy on na ogół owalne, dosyć duże (do 0,5 mm) ziarna (pl. I, 2). Nie wykluczając możliwości, iż część chlorytu pochodzi z detrytycznego biotyту, o czym wspomina Baranowski (*op. cit.*), trzeba stwierdzić, że w większości przypadków minerał ten jest wynikiem blastezy. Tylko sporadycznie występuje w laminach piaszczystych, natomiast masowo w laminach ilastych, tworzy ziarna kilkakrotnie przewyższające rozmiarami ziarna kwarcu występujące w otoczeniu i prawie zawsze płaszczyzną 001 zorientowany jest równoległe do laminacji.

Piaskowce występujące w bezpośrednim sąsiedztwie laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych zawierają zwykle sporą ilość węglanów (zwłaszcza syderytu — Baranowski, Urbanek 1972). Tu miejscami tracą swe wyraźne cechy skał osadowych i upodabiają się do laminowanych łupków. Wydaje się, że istnieje tu przejście między tymi dwoma zespołami. Konodonty stwierdzone w jednym z odsłonień w obrębie tej strefy pozwalają na określenie wieku tych skał na ordowik (Baranowski, Urbanek 1972; Urbanek 1975 b).

ZESPÓŁ LAMINOWANYCH ŁUPKÓW
SERYCYTOWO-KWARCOWYCH (O_b)

Zespół ten stanowi zasadniczą część zbadanego fragmentu jednostki Jakuszowej (fig. 3). W jego skład wchodzi łącznie łupki o dość wyraźnie (choć nie we wszystkich miejscach) zaznaczonej płaskiej lub soczewkowej laminacji. Laminacja nie wykazuje cech sedymentacyjnego warstwowania. Laminy dwu rodzajów ułożone są naprzemianległe. Jedne, utworzone z drobnych ziarn kwarcu (0,05–0,2 mm), mają przeciętnie grubość 0,5–3 cm. Megaskopowo poszczególne ziarna kwarcu nie są widoczne. Detrytyczne ziarna skalenia pojawiają się wyjątkowo. Niewielka ilość serycytu rozproszona jest wśród kwarcu. Laminy drugiego rodzaju o grubości 0,1–0,5 cm składają się głównie z minerałów blaszkowych — serycytu, jasnego łyszczyku (muskowit?, fengit?) oraz chlorytu. W obu rodzajach lamin widoczne są gołym okiem brunatno-rdzawe punkty. Są to skupienia bliżej nieokreślonych tlenowych związków żelaza. Z ich kształtu widzianego pod mikroskopem można wnioskować, że powstały przez rozkład jakiegoś chlorytu.

Podana wyżej charakterystyka odnosi się do występującej w przewadze typowej odmiany skały. W niektórych jednak miejscach laminy łyszczykowe niemal zupełnie zanikają, w innych zmniejsza się grubość lamin kwarcowych.

Barwa skały na ogół jasna, żółtawa lub zielonawa ustępuje niekiedy miejsca barwie fioletowej lub wiśniowej. Ta fioletowa odmiana została wyodrębniona kartograficznie przez Zimmermanna (1919, 1936) oraz Quitzowa (1939).

Laminowane łupki serycytowo-kwarcowe zawierają wkładki skał piaszczysto-ilastych identycznych z zaliczonymi do zespołu piaskowców, mułowców i ilowców (zwłaszcza w pobliżu granicy z tym zespołem). Jedna z takich wkładek została wyodrębniona kartograficznie (fig. 3).

Konodonty stwierdzone ostatnio w próbach pobranych z jednego z odsłoneń skał zespołu O_b pozwalają na określenie wieku przynajmniej ich części na ordowik (Urbanek 1975 b).

ZESPÓŁ CZARNYCH ŁUPKÓW KRZEMIONKOWYCH
I ILASTYCH (S)

W obrębie zbadanego fragmentu jednostki Jakuszowej zespół ten pojawia się w kilku niewielkich wystąpieniach (fig. 3). Znacznie większą rolę odgrywa w jednostce Rzeszówka. Dlatego też jego szczegółowa charakterystyka zostanie przedstawiona w rozdziale poświęconym skałom tej jednostki. Tu na podkreślenie zasługują jedynie dwa fakty. Po pierwsze, żadne z wystąpień zespołu S w zbadanej części jednostki Jakuszowej nie ma paleontologicznej dokumentacji

wieku. Po drugie, wszystkie zlokalizowane są w obrębie obszernego wystąpienia zespołu laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych (O_b).

UWAGI O STRATYGRAFII KOMPLEKSU KACZAWSKIEGO
W ZACHODNIEJ CZĘŚCI JEDNOSTKI JAKUSZOWEJ

Dotychczasowe znaleziska fauny w skałach zbadanego fragmentu jednostki Jakuszowej nie pozwalają na bezpośrednie określenie wzajemnego następstwa wiekowego wyróżnionych zespołów skalnych. Ich dzisiejsza wzajemna pozycja nie musi być pierwotna. Zagadnienie to może być rozwiązywane na podstawie prawdopodobnego założenia, że zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S) reprezentuje sylur. Prawdopodobieństwo założenia wynika stąd, że w skałach tego zespołu w licznych miejscach w całych Górach Kaczawskich stwierdzana była dotychczas niemal wyłącznie fauna sylurska (w jednym tylko wypadku młodsza — Jaeger 1963, 1964). Z tego założenia można wysnuć wniosek, że sąsiadujące bezpośrednio z zespołem S ordowickie laminowane łupki serycytowo-kwarcowe (O_b) są młodsze od również ordowickiego zespołu piaskowców, mułowców i ilowców (O_a).

JEDNOSTKA RZESZÓWKA

W obrębie jednostki Rzeszówka wyodrębniono kartograficznie siedem zespołów skalnych (tab. 1; fig. 3). W większości są to zmetamorfizowane skały ilaste i krzemionkowe, podrzędnie mułowcowe, wyjątkowo piaszczyste. W starszych opracowaniach wyróżniano wśród nich jedynie sylurskie łupki krzemionkowe i grafitowe (tu: zespół S), pozostałe traktując wspólnie jako łupki ilaste wieku ordowickiego (Dahlgrün 1934; Zimmermann 1936). Ostatnio Baranowski (1975a, b) wyróżnił wśród nich kilka odmian litologicznych. Zdaniem tego autora skały te są produktem sedymentacji fliszowej o typie subfacji fliszu łupkowego. Wyniki badań stratygraficznych prowadzonych od kilku lat w jednostce Rzeszówka (Urbanek 1975a, b, 1978; Urbanek *et al.* 1975) skłaniają do wniosku, że większość występujących tutaj skał — to skały dewońskie.

ZESPÓŁ ŁUPKÓW MUŁOWCOWYCH I ILASTYCH ($O-D?$)

Skały zaliczone do tego zespołu występują przede wszystkim w centralnej części jednostki Rzeszówka, pomiędzy Świerzawą, Gozdnem a Rzeszówkiem. Dwie zaakcentowane w nazwie zespołu odmiany, stanowią jego trzon. Zazębiają się wzajemnie i nie można ich kartograficznie rozdzielić, lokalnie jednak jedna lub druga z nich osiąga przewagę. Na wschód od Świerzawy, gdzie omawiany zespół sąsiaduje z zespo-

łem szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$), przeważają łupki ilaste. Są to najczęściej szare, na świeżym przelamie ciemnostalowe lub prawie czarne, łupki o świetnie rozwiniętej foliacji. Na powierzchni foliacji wykazują srebrzysty połysk. Sedymentacyjne warstwowanie nie jest w nich na ogół widoczne. Widać je jedynie tam, gdzie pojawiają się cienkie laminy krzemionkowe (w pobliżu granicy z zespołem $D-1$) lub wkładki wyraźnie detrytycznego materiału. Składnikami tych skał są: serycyt, kwarc, niekiedy drobne ilości substancji węglistej oraz rzadko chloryt.

Pomiędzy Świerzawą a Gozdnem, szczególnie w otoczeniu położonego w środku tego odcinka wystąpienia litytów, przewagę uzyskują łupki mułowcowe. Są to skały o barwie przeważnie ciemnozielonawej do prawie czarnej, w stanie zwiędzenia — żółtawej lub zielonożółtawej. Często, choć nie zawsze, widoczna jest ich pierwotna laminacja (laminy bogatsze w detrytyczny kwarc i w minerały blaszkowe). Kwarc występuje w ziarnach o średnicy przeciętnie 0,02–0,05 mm. Towarzyszą mu blaszki muskowitu, prawdopodobnie również detrytyczne, o podobnych wymiarach. Ziarna skalenia pojawiają się wyjątkowo. Pozostałe składniki to serycyt i chloryt. Ten ostatni tworzy stosunkowo duże (do 0,5 mm średnicy), owalne lub wydłużone blasty zorientowane z reguły równolegle do laminacji. Zwykle występuje w znacznych ilościach (stanowiąc szacunkowo do 10% objętości skały). Szczególnie dużą zawartość chlorytu wykazują łupki mułowcowe towarzyszące litytom w okolicy Różanej i Sędziszowej. Obecność jego dużych blastów potęguje wrażenie „ziarnistości” łupków mułowcowych i ułatwia ich odróżnianie od łupków ilastych.

Obu zasadniczym odmianom zespołu towarzyszą miejscami wkładki piaskowców. Nie wykazują one żadnych różnic w porównaniu z piaskowcami (szarogłazami) wchodzącymi w skład zespołu piaskowców, mułowców i iłowców (O_a).

W skałach zespołu łupków mułowcowych i ilastych nie znaleziono dotąd żadnej fauny. Z sytuacji, w jakiej występują w licznych miejscach jednostki Rzeszówka, nie można odczytać jednoznacznie ich pozycji względem pozostałych zespołów skalnych. Prawdopodobnie w skład zespołu $O-D?$ włączone zostały podobne do siebie lub identyczne skały należące do różnowiekowych poziomów.

ZESPÓŁ CZARNYCH ŁUPKÓW KRZEMIONKOWYCH I ILASTYCH (S)

Skały tego zespołu tworzą kilkadziesiąt, najczęściej drobnych wystąpień na całym obszarze objętym badaniami (także w jednostce Jakuszowej — patrz wyżej). W skład zespołu wchodzi trzy zasadnicze

odmiany litologiczne. Najbardziej charakterystyczną z nich są czarne skały krzemionkowe o widocznym najczęściej warstwowaniu (lidyty). Grubość warstw waha się od jednego do kilkudziesięciu centymetrów. Podstawowym składnikiem mineralnym skały jest kwarc w drobnych pozazębionych ziarnach o średnicy 0,005–0,05 mm (struktura mikrokwarcytu). Substancja węglista, w większej lub mniejszej ilości, rozproszona jest wśród ziarn kwarcu. Powszechnie uważana jest za grafit, choć mikroskopowe udowodnienie tego jest niemożliwe. Niekiedy w minimalnych ilościach występuje serycyt.

Drugą z odmian zespołu stanowią czarne łupki ilasto-krzemionkowe lub ilaste o mniejszej niż poprzednia zawartości kwarcu i znacznie większej serycytu. Zawartość grafitu jest również nieco większa niż w litytach. W obu odmianach akcesorycznie występują związki żelaza — piryt lub tlenki. Tlenki nadają niektórym czarnym warstwom brunatny lub rdzawy odcień. Obie odmiany często w wyniku wietrzenia ulegają odbarwieniu. Łupki krzemionkowe stają się niekiedy zupełnie białe, łupki ilaste i ilasto-krzemionkowe — szare lub popielate.

Trzecią odmianą zespołu S są jasnoszare, twarde, matowe łupki krzemionkowo-ilaste. W niektórych przypadkach mogą to być skały należące do dwu poprzednich odmian lecz odbarwione, w innych natomiast barwa ich jest z pewnością pierwotna. W łupkach tych, podobnie jak w łupkach ilastych należących do zespołu $D-1$, obserwuje się niekiedy znaczne ilości dużych okazów radiolarii.

Lidyty na ogół uważane są za odpowiednik radiolarytów. Jednak radiolarie występują powszechnie nie w nich, lecz w towarzyszących im łupkach o większej zawartości materiału ilastego (serycytu). Podobnie jest w pozostałych zespołach skał krzemionkowych i ilastych (patrz niżej).

Dotychczas w skałach zaliczonych do zespołu czarnych łupków krzemionkowych i ilastych, występujących w obrębie jednostki Rzeszówka, odkryto 7 stanowisk fauny. Graptolity znalezione w sześciu odsłonięciach (Hundt 1922; Kornaś 1963; Teller — informacja ustna, in Baranowski 1975b) dokumentują piętra walent i wenlok. Obecność ludlowu jest dyskusyjna (por. Hundt 1922; Kornaś 1963). Konodonty w jedynym dotąd stanowisku w tym zespole wskazują na walent (Urbanek — informacja ustna).

Skały zaliczone do opisywanego zespołu w obrębie jednostki Rzeszówka zajmują dwojaki rodzaj pozycję wśród pozostałych zespołów (fig. 3). Najczęściej występują wśród zespołów szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$) oraz łupków mułowcowych i ilastych ($O-D?$). Jest to najprawdopodobniej ich naturalne położenie w profilu litostratygra-

ficznym. W kilku miejscach kontaktują z zespołem jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$) oraz z zespołem pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) (fig. 18, 30). Te kontakty są najprawdopodobniej tektoniczne.

ZESPÓŁ SZARYCH ŁUPKÓW KRZEMIONKOWYCH I ILASTYCH ($D-1$)

Zespół ten najlepiej został rozpoznany w okolicy wsi Rzeszówek (fig. 3). Wzdłuż koryta potoku Czerwieniec odsłania się jego najpełniejszy profil. Zespół zawiera dwie zasadnicze odmiany litologiczne. Jedną z nich stanowią masywne, lite skały krzemionkowe o słabo widocznym warstwowaniu. Mają one strukturę mikrokwarcytu (średnica ziarna kwarcu ok. 0,005–0,04 mm). Serycyt w pojedynczych łuskach, rozproszonych wśród ziarn kwarcu, występuje w minimalnych ilościach. Skała ma zwykle barwę szarą lub ciemnoszarą. Niekiedy pewna zawartość grafitu nadaje jej barwę czarną. Charakterystyczne jest, że czarna odmiana występuje zwykle w pobliżu litytów (np. na północ od Rzeszówka). Odróżnienie jej od litytów, jak też od niektórych odmian zespołu ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych ($D-2$), na podstawie obserwacji pojedynczych prób jest najczęściej niemożliwe.

Drugą odmianą zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych są szare, popielate lub żółtawe łupki ilaste lub ilasto-mułowcowe. Zwykle widoczne jest ich warstwowanie, jednak najczęściej dopiero w przeciętych próbach. Są to skały na ogół bardzo miękkie, porowate, o konsystencji kredy. Ta cecha wyróżnia je spośród wszystkich odmian łupków jednostki Rzeszówka. W płytkach cienkich nie udało się znaleźć jej wytłumaczenia. Podstawowymi składnikami tej odmiany są serycyt, podrzędnie kwarc oraz chloryt. Bardzo charakterystyczną jej cechą są częste masowe nagromadzenia szczątków radiolarii. Jest ich niekiedy tak dużo, że skała na pierwszy rzut oka sprawia wrażenie piaskowca. Prawdopodobnie ze względu na otoczenie przez „miękką” masę serycytową są tu stosunkowo dobrze zachowane duże okazy radiolarii (do ok. 2 mm średnicy), których pierwotna promienista struktura daje się zaobserwować w wielu przypadkach.

W okolicy Rzeszówka można zauważyć, że masywne skały krzemionkowe występują najczęściej w spągowej części zespołu $D-1$. Czy jest to regułą w całej jednostce — nie wiadomo.

Oprócz opisanych dwu zasadniczych odmian w obrębie zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych pojawiają się wkładki ciemnych łupków ilastych i ilasto-mułowcowych.

Dotychczas tylko w jednym stanowisku, w popielatych miękkich łupkach ilastych wchodzących

w skład omawianego zespołu zostały znalezione konodonty, które dowodzą, że są to skały nie starsze niż ems (Urbanek 1975b).

ZESPÓŁ CIEMNYCH ŁUPKÓW ILASTO-KRZEMIONKOWYCH ($D-2$)

Jest to zespół bardziej zróżnicowany pod względem litologii niż dotychczas opisywane. W skład jego wchodzi:

- ciemne, warstwiane łupki ilasto-krzemionkowe;
- prawie czarne, niewarstwiane łupki o „gruzelkowej” strukturze;
- ciemnoszare łupki mułowcowe i ilaste z wkładkami piaszczystymi;
- brekcje sedymentacyjne.

Pierwszy z wymienionych elementów zespołu jest najbardziej charakterystyczny. Jest to skała najczęściej ciemnostalowa zawierająca jasne, zwarte warstwy o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. W obserwowanych przypadkach warstwy te stanowią około 30% objętości skały. Swoim składem i mikrostrukturą nie różnią się od opisanych wyżej skał krzemionkowych. Pozostałą część skały można nazwać fyllitem serycytowo-grafitowym. Poza składnikami wymienionymi w tej nazwie, zawsze obecny jest kwarc w bardzo drobnych ziarnach (poniżej 0,01 mm), niekiedy pojawiają się drobne blasty chlorytu.

Opisanej odmianie zespołu ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych z reguły towarzyszą czarne lub ciemnostalowe łupki bez żadnych śladów sedymentacyjnego warstwowania, o „gruzelkowej” strukturze. Wywołana jest ona obecnością owalnych tworów (do 2 mm średnicy) złożonych z drobnokrystalicznego kwarcu. Wykazują one niekiedy wyraźną radialną strukturę. Najprawdopodobniej są to pozostałości dużych radiolarii. Poza nimi kwarcu w skale jest niewiele. Przeważają minerały blaszkowe — serycyt, ciemny łyszczyk (stilpnomelan?, biotyty?), chloryt.

Łupki mułowcowe i ilaste towarzyszące scharakteryzowanym wyżej odmianom nie różnią się od opisanych jako zespół łupków mułowcowych i ilastych ($O-D?$). Ich pozycja w obrębie opisywanego zespołu nie jest jasna. W kilku przypadkach można stwierdzić, że stanowią wkładki wśród pozostałych jego odmian. W innych nie sposób wykluczyć możliwości, że są to fragmenty właściwego zespołu $O-D?$, włączone tu tylko dzięki niemożności kartograficznego rozdzielania.

W kilku odsłonięciach wśród opisanych wyżej łupków, zaliczonych do zespołu ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych ($D-2$), stwierdzone zostały skały wykazujące strukturę brekcji. Składają się one z ostrokrawędzistych na ogół okruchów różnych łupków

spojonych ilastą masą. Wśród okruchów przeważają jasne lub szare łupki krzemionkowe, są też fragmenty czarnych łupków krzemionkowych i ilastych oraz łupków mułowcowych. Ich wielkość waha się od 1 mm do kilku centymetrów. Stanowią szacunkowo od 30 do 70% objętości skały. W jednym z odsłoneń udało się stwierdzić, że brekcja ta występuje w formie ławicy o grubości około 6 m pomiędzy łupkiem mułowcowym, a czarnym łupkiem ilasto-krzemionkowym. Ta forma występowania, stosunkowo znaczna niekiedy zawartość matrix oraz wymieszanie w brekcji różnych rodzajów łupków dowodzą jej sedymentacyjnego pochodzenia.

Dotychczas tylko w jednym z odsłoneń skał, zaliczonych do scharakteryzowanego tu zespołu, udało się stwierdzić obecność konodontów (w konkretnych sydereytowych występujących w ciemnych łupkach ilastych). Na ich podstawie można umiejscowić wiek tych łupków w przedziale: górny ems — najniższy fran (Urbanek 1975b). Występowanie tych skał pomiędzy zespołem szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$), a zespołem jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$), trzykrotnie stwierdzone w profilu wzdłuż potoku Czerwieńiec, potwierdza ten wiek.

ZESPÓŁ JASNYCH ŁUPKÓW KRZEMIONKOWYCH I KRZEMIONKOWO-ILASTYCH ($D-3$)

Skały wchodzące w skład tego zespołu występują w licznych miejscach w centralnej części zbadanego obszaru. Niemal zawsze widoczne jest ich sedymentacyjne warstwowanie (w skałach krzemionkowych — ławice kilku- do kilkunastocentymetrowej grubości, w krzemionkowo-ilastych — znacznie cieńsze naprzemianległe laminy bogatsze i uboższe w minerały blaszkowe). W nielicznych przypadkach, dzięki bardzo intensywnemu złupkowaniu skał krzemionkowo-ilastych, warstwowanie ich może być niedostrzegalne gołym okiem. Jest jednak zawsze zauważalne w płytkach cienkich i na wygładzonych powierzchniach prób.

Barwa skał jest na ogół jasna, od prawie białej do szarej. Trafiają się jednak również ławice czarne (o dużej zawartości grafitu), zwłaszcza wśród łupków krzemionkowych. Wśród krzemionkowo-ilastych natomiast, często występuje zabarwienie rdzawe lub wiśniowe spowodowane obecnością związków żelaza. Podstawowymi składnikami tych skał są kwarc i serycyt — kwarc w postaci pozazębianych, najczęściej bardzo drobnych ziarn (0,005—0,05 mm średnicy), serycyt w łupkach krzemionkowych dosyć równomiernie rozproszony w całej skale, w łupkach krzemionkowo-ilastych zgromadzony w laminach. Charakterystyczne jest, że w miarę wzrostu zawartości serycytu zmniejsza się na ogół średnica

ziarn kwarcu. W niektórych ławicach obserwuje się znaczną zawartość grafitu. W laminach serycytowych łupków krzemionkowo-ilastych pojawiają się niekiedy drobne, okrągłe blasty chlorytu oraz blaszki nie zidentyfikowanego ciemnego łyszczyku. We wszystkich prawie płytkach cienkich, wykonanych z różnych odmian opisywanych skał, widoczne są owalne lub okrągłe skupienia kwarcu zrekrystalizowanego w grubsze ziarna. Można sądzić, że są to resztki radiolarii (podobnie jak w zespole szarych łupków krzemionkowych i ilastych).

Ze względu na skład mineralny i strukturę, używając nomenklatury stosowanej dla skał metamorficznych, łupki krzemionkowe mogą być nazwane mikrokwarcytami, łupki krzemionkowo-ilaste — fylilitami serycytowo-kwarcowymi.

W licznych miejscach w łupkach krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych zespołu $D-3$ stwierdzona została obecność konodontów. W trzech spośród tych stanowisk wiek opisywanych skał został określony jako fameński (Urbanek 1975a, b, 1978). Najprawdopodobniej zespół ten zawiera również osady franu.

ZESPÓŁ PSTRYCH ŁUPKÓW ILASTYCH I KRZEMIONKOWYCH (D)

Zespół ten wyodrębniony został w zachodniej części zbadanego obszaru. Zawiera wiele odmian litologicznych opisanych powyżej:

- szare i jasne łupki krzemionkowe;
- szare i jasne łupki krzemionkowo-ilaste;
- ciemne, warstwowane łupki ilasto-krzemionkowe;
- czarne łupki o „gruzełkowej” strukturze.

Prócz nich pojawiają się tu nowe odmiany skał, nie spotykane w pozostałej części jednostki Rzeszówka. Jedną z nich są pstre, warstwowane, bardzo zwarte skały krzemionkowe. Charakterystyczną cechą tych skał jest naprzemianległość warstw o różnym zabarwieniu — białym, zielonawym, szarym, rdzawym lub ciemnobrunatnym. Przy obserwacji prób tych skał trudno wykryć w nich jakiegokolwiek piętno metamorfizmu czy procesów tektonicznych (oprócz sękań). W płytkach cienkich widać, że mają one strukturę mikrokwarcytu. Warstwy krzemionkowe o grubości kilku centymetrów rozdzielone są bardzo cienkimi (około 1 mm) laminami złożonymi z sydereytu i tlenków żelaza. Skałom tym towarzyszą szare łupki krzemionkowo-ilaste o delikatnej laminacji, zawierające nieregularnie rozmieszczone, nieciągnięte warstewki lub soczewki krzemionkowe, przypominające przerosty rogowców — dalej będą one nazywane łupkami „rogowcowymi”.

Drugą z odmian litologicznych zespołu D , nie występującą w żadnym z pozostałych zespołów, są

zielonawe łupki ilaste z cienkimi (do 3 cm) warstwami łupków krzemionkowych. W obrębie tych łupków pojawiają się niekiedy warstwy o wyraźnie detrytycznym ziarnie frakcji mułu, a nawet piasku.

W skałach omawianego zespołu w licznych miejscach stwierdzona została obecność konodontów. Konodonty wskazują, że zawiera on następujące piętra dewonu: ems, eifel, fran i famen (Urbanek 1975a, b, 1978; Urbanek *et al.* 1975). Prócz nich w zespole tym występują też zapewne piętra niższe od emsu oraz żywet, choć ich obecność nie została dotąd potwierdzona fauną.

Podkreślona powyżej wielka różnorodność odmian litologicznych scharakteryzowanego zespołu oraz udokumentowany częściowo jego wiek skłaniają do wniosku, że jest on odpowiednikiem przynajmniej trzech spośród zespołów skalnych wyodrębnionych w pozostałej części jednostki Rzeszówka: zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych (*D-1*), zespołu ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych (*D-2*) oraz zespołu jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych (*D-3*). Nie jest on jednak prostą sumą tamtych trzech — zawiera pewne, jemu tylko właściwe odmiany litologiczne, a jego miąższość wydaje się wyraźnie mniejsza od sumy miąższości zespołów *D-1*, *D-2* i *D-3*.

Niemal wszystkie odmiany litologiczne zespołu *D* obserwować można w prawie ciągłej odkrywce w wąwozie położonym na południe od porfiru wzgórza Wielisławka (fig. 30). W części NE profilu występują opisane powyżej pstry skały krzemionkowe wraz z łupkami „rogowcowymi”. Idąc w kierunku SW napotyka się zielonawe łupki ilaste z wkładkami łupków mułowcowych, a nawet piaszczystych, następnie kilkakrotnie naprzemianległe pakiety zielonawych łupków ilastych z jasnymi warstwami krzemionkowymi oraz ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych z wkładkami czarnych łupków „gruzełkowych”, dalej jasne łupki krzemionkowe i krzemionkowo-ilaste. W tych ostatnich stwierdzone są dwa stanowiska konodontów (fig. 30). Konodonty w jednym z nich, w części spągowej tego pakietu, wskazują na fran lub najniższy famen, w drugim, bliskim jego stropu — na famen. Ponad łupkami krzemionkowymi leży pakiet łupków mułowcowych szarych lub zielonawych, który zamyka przedstawiony profil (sąsiadujące z nim lidyty kontaktują tektonicznie). Dostatecznie zawiła tektonika, zauważalna zwłaszcza w północno-wschodniej części profilu, utrudnia wykrycie związku między pstrykami skałami krzemionkowymi i łupkami „rogowcowymi”, a pozostałymi odmianami litologicznymi zespołu *D*. W świetle interpretacji przedstawionej na figurze 30 skały te stanowią spąg tego zespołu. Miąższość sumaryczna zespołu *D* odsłaniającego się w opisanym profilu nie

przekracza 100 m. Obserwacje poczynione w pozostałej części obszaru jego występowania raczej potwierdzają tę wielkość.

MELANŻ (C?)

Nazwą tą objęty został zespół skalny występujący szerokim pasem (do ok. 1 km) na wschód od Rzeszówka (fig. 3). Zespół ten zajmuje specyficzną pozycję tektoniczną, oddzielając pozostałe zespoły skalne jednostki Rzeszówka od zespołów jednostki Jakuszowej. Podstawowym jego elementem jest materiał ilasty i mułowy, w którym tkwią różnej wielkości fragmenty rozmaitych skał — przede wszystkim piaskowców (szarogłazów), łupków mułowcowych, lidyków oraz podrzędnie szarych i jasnych łupków krzemionkowych. Skały tego zespołu najlepiej odsłonięte są w dolinie potoku Kamiennik. Niektóre spośród nich zostały uznane przez Baranowskiego (1971) za efekt podmorskich grawitacyjnych ruchów masowych typowych dla facji fliszowej — osuwisk i spływów osadu.

Pod względem struktury skały omawianego zespołu przedstawiają (ze względu na skalę obserwacji) niejednorodny obraz. Skały będące efektem osuwisk i spływów wykazują w skali mega- i mikroskopowej kompletną strukturę brekcji. Większe (kilku- do kilkudziesięciometrowych) fragmenty ławic krzemionkowych i piaszczystych mają z reguły nienaruszone sedymentacyjne warstwowanie. W podobnej wielkości pakietach łupków ilasto-piaszczystych tkwiących w melanżu można prześledzić wszystkie stadia rozwoju brekcji, będącej wynikiem wewnętrznego kruszenia towarzyszącego ich transportowi (pl. II). Obecność tych dużych fragmentów, z których kilka zostało wyodrębnionych kartograficznie, nadaje melanżowi (C?) strukturę brekcji w skali mapy (fig. 3).

Pozycja melanżu (C?) względem pozostałych zespołów skalnych jednostki Rzeszówka nie została dotychczas definitywnie wyjaśniona. Jego północno-zachodnia granica przebiega częściowo wzdłuż uskoku, długi jej odcinek jest zaś ukryty pod osadami czwartorzędowymi. Jedynie w północnej części kontakt melanżu (C?) z zespołem jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych (*D-3*) oraz zespołem ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych (*D-2*) wydaje się być pierwotny i mieć charakter dyskordancji. Z orientacji sedymentacyjnego warstwowania w skałach tych dwu ostatnich zespołów można wnosić, że melanż leży w ich stropie. Identyczny wniosek nasuwa sytuacja ujawniona w odkrywce w dolinie potoku Kamiennik, gdzie osady osuwiskowe zaliczone do melanżu leżą w stropie jasnych łupków krzemionkowych, odciętych wspomnianym uskokiem od głównej masy zespołu *D-3* (fig. 3, 4). Fauna konodontów odkryta w tych jasnych łupkach krzemion-

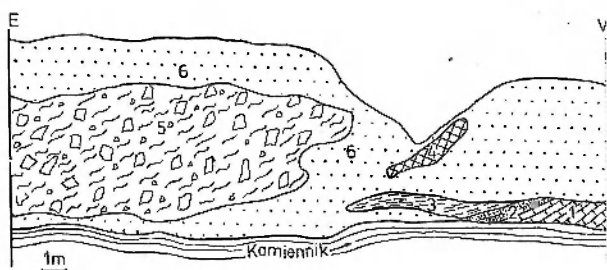


Fig. 4

Odślonienie kontaktu zespołu jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$) i melanżu ($C?$) w dolinie potoku Kamiennik

zespół jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$): 1 — jasny łupek krzemionkowy, 2 — zbrekcjonowane ławice jasnego łupku krzemionkowego; melanz ($C?$): 3 — łupek ilasty, 4 — lidyty, 5 — utwór osuwiskowy; 6 — zwietrzelina

Exposure of the contact of the light siliceous and siliceous-clay slates ($D-3$) and the melange ($C?$) in the Kamiennik Creek valley

assemblage of light siliceous and siliceous-clay slates ($D-3$): 1 — light siliceous slates, 2 — brecciated beds of siliceous slates; melange ($C?$): 3 — clay slates, 4 — phantites, 5 — sedimentary breccia; 6 — weatherings

kowych wyznacza ich fameński lub nawet wczesno-karboński wiek (Urbanek 1975b).

W jedynym dotąd stanowisku w obrębie samego melanżu, w pakiecie ławic piaskowców zostały stwierdzone konodonty ordowickie (*ibid.*). Nie wyznaczają one jednak zapewne wieku całego zespołu, o czym przekonują przytoczone powyżej obserwacje.

Wiele faktów (m. in. litologia i cechy strukturalne melanżu, obecne w nim skały ordowickie, osuwiskowa geneza pewnych jego odmian, jego pozycja względem pozostałych zespołów skalnych jednostki Rzeszówka) przemawia za tym, że melanz jest utworem typu olistostromy. Zawiera on redeponowane fragmenty skał ordowickich, a także zapewne sylurskich i dewońskich, choć obecność tych dwu ostatnich nie została dotąd udowodniona. Jego wiek można, z dużym prawdopodobieństwem, określić jako wczesnokarboński. Poza przytoczonymi wyżej faktami, o tym, że melanz ($C?$) jest najmłodszym zespołem skalnym jednostki Rzeszówka przekonuje również to, że podściela on jednostkę Jakuszowej.

PRZYPUŚCZALNY PROFIL LITOSTRATYGRAFICZNY KOMPLEKSU KACZAWSKIEGO W JEDNOSTCE RZESZÓWKA

Posiadane dane biostratygraficzne (tab. 1) oraz obserwowana w kilku ciągach odkrywek wzajemna pozycja (następstwo) poszczególnych odmian litologicznych lub całych scharakteryzowanych wyżej zespołów skalnych, umożliwiając podjęcie próby ustalenia profilu litostratygraficznego kompleksu kaczawskiego w obrębie jednostki Rzeszówka. Wykorzystane w niej zostają przytoczone poniżej fakty i ich konsekwencje:

1. Zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S) ma dokumentację paleontologiczną wskazującą na sylur (7 stanowisk — piętra: walent, wenlok, być może ludlow). Jest najbardziej prawdopodobne, że w wystąpieniach, w których fauny dotąd nie wykryto ma on ten sam wiek.

2. Pstre skały krzemionkowe i łupki „rogowcowe” wchodzące w skład zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) w jednym z odsłoneń kontaktują bezpośrednio z lidydami zawierającymi faunę sylurską. W przedstawionym na figurze 30 profilu stanowią prawdopodobnie spąg systemu dewońskiego (nie jest wykluczone, że w części należą do syluru). Litologicznie i, jak się wydaje, wiekowo odmianie tej odpowiadają szare skały krzemionkowe będące częścią zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$), występującego w centralnej i wschodniej części jednostki Rzeszówka. Łupki te najprawdopodobniej również miejscami kontaktują z lidydami (np. na północ od Rzeszówka), jednak żaden z tych kontaktów nie jest odsłonięty.

Zielonawe łupki ilaste z wkładkami łupków mułowcowych i piaszczystych (w spągu) oraz krzemionkowych (w stropie), stanowiące drugą z odmian zespołu D występujących w profilu na figurze 30, zawierają faunę określającą ich wiek na nie starszy niż ems. Podobne do nich łupki odsłaniające się w zboczu doliny Kaczawy (fig. 32), bogatsze jednak w warstwy krzemionkowe, mają wiek udokumentowany w trzech punktach jako ems oraz eifel. Skały te przypominające niekiedy swoim wykształceniem miękkie, popieilate lub żółtawe łupki ilaste wchodzące w skład zespołu $D-1$ mogą im odpowiadać również wiekowo: i jedne, i drugie występują ponad masywnymi skałami krzemionkowymi wymienionymi wyżej, w stropowych częściach obu odmian pojawiają się w zmiennej ilości wkładki krzemionkowe.

W sumie wydaje się, że dwie wymienione odmiany zespołu D oraz zespół $D-1$ w całości odpowiadają sobie wiekowo, a dotychczasowe dane biostratygraficzne pozwalają przypuszczać, że zawierają w sobie dolny dewon oraz eifel (być może też najwyższy sylur).

3. Zespół ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych ($D-2$) trzykrotnie pojawia się w okolicy wsi Rzeszówek, występując konsekwentnie pomiędzy zespołem szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$), a stosunkowo dobrze udokumentowanym faunistycznie zespołem jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$). Odpowiadająca mu litologicznie odmiana zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) pojawia się w profilach (fig. 30, 32), pomiędzy wymienionymi w punkcie 2 odmianami tego zespołu, a górnodewońskimi łup-

kami krzemionkowymi i ilasto-krzemionkowymi (w jednym z odsłoneń zazębia się z łupkami franu). Wyływa stąd wniosek, że zespół ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych ($D-2$) oraz odpowiadająca mu odmiana zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) obejmują najprawdopodobniej wyższą część dewonu środkowego (w przybliżeniu żywet) oraz niższy fran. Nie przeczy temu jedyne dotychczas odkryte w skałach tego zespołu stanowisko fauny.

4. Zespół jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$) oraz odpowiadająca mu odmiana zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) mają najbogatszą dokumentację wieku spośród zespołów skalnych wyróżnionych w jednostce Rzeszówka. Obejmują one zapewne wyższą część franu oraz famen.

5. Wiek zespołu łupków mułowcowych i ilastych ($O-D?$) nie jest udowodniony w żadnym punkcie. Z jego pozycji względem pozostałych zespołów skal-

nych można wnosić, że jest w nim zawartych kilka różnowiekowych poziomów (fig. 3). Łupki te występują:

- w spągu zespołu czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S), w okolicy Rzeszówka;
- w stropie zespołu czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S), w okolicy Świerzawy i Różanej;
- w stropie zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$), zazębiając się z ciemnymi łupkami ilasto-krzemionkowymi ($D-2$), na południe od Gozdna;
- w stropie jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych, niegrube pakiety widoczne w odsłonięciu (fig. 30).

6. Melanż ($C?$), wbrew wiekowi fauny w jedynym stanowisku w jego obrębie, należy uważać raczej za zespół najmłodszy, zapewne dolnokarboński. Wynika to z argumentów przytoczonych w poprzednim rozdziale.

MEZOSKOPOWA STRUKTURA (FABRIC) SKAŁ KOMPLEKSU KACZAWSKIEGO I JEJ ZWIĄZEK Z MAKROSKOPOWYMI STRUKTURAMI TEKTONICZNYMI W WYBRANYCH OBSZARACH JEDNOSTEK RZESZÓWKA I JAKUSZOWEJ

Zasadniczym celem badań przeprowadzonych przez autora było poznanie mezoskopowej struktury (fabric)⁴ skał kompleksu kaczawskiego w obrębie zbadanych jednostek. Na obecną strukturę (fabric) tych skał składają się elementy pierwotne, powstałe w czasie sedymentacji oraz elementy będące efektem deformacji tektonicznej. Te ostatnie powstały w wyniku pierwszego i zarazem głównego z etapów deformacji, jakim poddany został kompleks kaczawski. Pod tym pojęciem należy rozumieć składający się z kilku faz etap deformacji odbywającej się w warunkach metamorfizmu, w którym powstały zasadnicze elementy fałdowe dolnego piętra Gór Kaczawskich (w tym elementy mające charakter płaszczowin). Struktury tektoniczne późniejszych etapów deformacji nie są na ogół penetratywne⁵ w skali mezoskopowej i jako takie

nie mogą być uważane za elementy struktury (fabric) skał kompleksu kaczawskiego. Przeprowadzone badania ograniczone więc zostały do prześledzenia skutków pierwszego etapu deformacji tektonicznej tego kompleksu. Ograniczenie to dodatkowo usprawiedliwione jest faktem, iż etap ten dał najsilniejsze efekty we wszystkich skałach obserwacji (mikro-, mezo- i makroskopowej), zaś niedostateczny stopień ich poznania powoduje liczne kontrowersje w interpretacji tektoniki dolnego piętra Gór Kaczawskich.

W realizacji tak ujętego ogólnego celu badań wykonano następujące zadania:

- opis mezoskopowych struktur tektonicznych w skali mezo- i mikroskopowej, prześledzenie ich rozwoju oraz rozpoznanie wiekowego następstwa;
- wykrycie makroskopowych form tektonicznych (zwłaszcza fałdów i nasunięć);
- wykrycie związków między strukturami mezo- i makroskopowymi na drodze makroskopowej analizy strukturalnej. Każde z wymienionych zadań następczo szereg trudności powodujących, iż podanych

⁴ W niektórych pozycjach literatury anglosaskiej (Turner, Weiss 1963), a także polskiej (H. Teisseyre 1971) terminu „struktura” używa się jako uproszczenia pojęcia „nieciągłość strukturalna” w ciele geologicznym. Mówi się o strukturach liniowych i płaskich (liniowych i płaskich nieciągłościach strukturalnych). Jako odrębną grupę struktur wyróżnia się niekiedy fałdy, chociaż te są właściwie kombinacją struktur liniowych i płaskich. Ponieważ w polskiej terminologii tektonicznej brak odpowiednika angielskiego terminu „fabric”, którego znaczenie odpowiada w tym wypadku powszechnie rozumianemu znaczeniu słowa „struktura”, będzie tu stosowany również wyraz „struktura” uzupełniony nazwą angielską podaną w nawiasie.

⁵ Termin „penetratywny” jest spolszczeniem angielskiego „penetrative” (Paterson, Weiss 1961; Oertel 1962; Turner,

Weiss 1963; Dennis 1971). W literaturze polskiej termin ten przetłumaczony na „przekraczalny” odniesiony został do granic domen skalnych (H. Teisseyre 1971), względnie do deformacji (Żelaźniewicz 1973). Tu zgodnie z sensem nadanym mu przez wymienionych w pierwszej kolejności autorów odnosi się do struktur i oznacza, że w danej skali obserwacji są one rozmieszczone w skale równomiernie pod względem gęstości i orientacji, tzn. skała jest względem nich ciałem homogenicznym.

w dalszej części pracy rozwiązań nie można traktować jako kategoryczne i ostateczne. Za podstawę wyróżnienia poszczególnych generacji wśród ogółu mezoskopowych struktur tektonicznych występujących w skałach danego regionu służą zazwyczaj dwa kryteria — styl (morfologia) struktur i ich orientacja. Przy deformacji zachodzącej w warunkach silniejszego metamorfizmu poszczególne jej fazy notowane są przez kolejno krystalizujące, różniące się między sobą asocjacje mineralne, co dodatkowo ułatwia rozróżnienie związanych z nimi struktur (np. Żelaźniewicz 1974). W opisywanym przypadku, podczas kolejnych faz deformacji, z różną intensywnością rekrystalizuje jedynie kwarc i serycyt. Styl struktur tektonicznych zależy przede wszystkim od rodzaju skały, w mniejszym stopniu charakteryzuje fazę. Orientacja struktur liniowych jest bardzo zmienna, a najpowszechniejsze tektoniczne struktury płaskie wykazują położenie najczęściej niewiele odchylone od poziomego. Niezmiernie rzadko obserwować można wzajemne przecinanie struktur tektonicznych stwarzające jasną sytuację. Najczęściej mamy do czynienia z następującym układem — sedymentacyjne warstowanie przecięte złupkowaniem i wynikająca stąd lineacja. Wszystko to powoduje, że zaliczenie pewnego rodzaju struktur do którejś z wyróżnionych generacji odbywa się niekiedy z konieczności na podstawie jednego tylko z wymienionych kryteriów (stylu lub orientacji).

Szczegółowe kartowanie geologiczne pozwoliło na wykrycie pewnych makroskopowych struktur, które mogą być interpretowane jako fałdy lub nasunięcia (fig. 3). Sam jednak obraz kartograficzny jest interpretacją, a możliwość błędów w nim zawartych nie mała, co zostało podkreślone w poprzednim rozdziale.

Wyniki makroskopowej geometrycznej analizy strukturalnej są trudne do interpretacji. Charakterystyczna jest ogromna dyspersja orientacji struktur liniowych, najczęściej przy dosyć stałej orientacji złupkowań. Zjawisko to tłumaczone jest przez H. Teisseyre'a (1964) jako efekt rotacji stressu w przestrzeni, najczęściej wokół stromo ustawionych osi. Niekiedy rozrzut orientacji struktur mezoskopowych nawet w obrębie jednej odkrywki jest tak wielki, że trudno wyjaśnić jego przyczynę. Ogólnie można powiedzieć, że spowodowane jest to bardzo intensywną deformacją odbywającą się w warunkach płytkiego metamorfizmu. W tych warunkach ujawniają się znaczne różnice własności mechanicznych skał (różnice współczynnika lepkości i związanej z nim podatności na deformację). Powoduje to tendencję do fałdowania dysharmonijnego, powstawania odkłuc i t.p. Zjawiska te obserwuje się nierzadko w odkrywkach. Silniejszy metamorfizm w znacznym stopniu ujednocza włas-

ności skał, przez to fałdowanie staje się bardziej harmonijne, przebieg osi dużych fałdów bardziej regularny, a dyspersja struktur liniowych mniejsza — por. diagramy struktur liniowych zamieszczone w pracach H. Teisseyre'a (1964) i J. H. Teisseyre'a (1973).

Przedstawione trudności spowodowały, że nie udało się w sposób pewny ustalić następstwa wiekowego wszystkich obserwowanych struktur mezoskopowych. Zostało to wykonane odrębnie w trzech wybranych obszarach zbadanego wycinka Gór Kaczawskich (fig. 3; obszary „J”, „R” i „W”). Porównanie struktur występujących w tych trzech obszarach nie zawsze daje wyniki jednoznaczne. Dlatego, podjęta w końcowej części rozdziału, próba ustalenia jednolitego systemu dla całości zbadanych jednostek mieści się w sferze przypuszczeń.

Spośród mezoskopowych struktur tektonicznych najwięcej uwagi poświęcono strukturom płaskim (złupkowaniom). Autor uważa je za najważniejsze elementy struktury (fabric), gdyż wzdłuż nich zachodzi ruch, którym wyraża się deformacja. Dokładnie badane były również fałdy, których geometria może wiele powiedzieć o warunkach i intensywności deformacji. Nigdy jednak nie były one rozpatrywane w oderwaniu od stowarzyszonych z nimi struktur płaskich. Najmniejszą wagę autor przypisuje strukturom liniowym, gdyż te w skałach zbadanych jednostek niemal zawsze dają się wyprowadzić jako krańcowe przecięcia struktur płaskich, a ich identyfikacja bez uwzględnienia tego związku jest najczęściej niemożliwa.

DEFINICJE, TERMINOLOGIA, SYMBOLIKA

W charakterystyce struktur tektonicznych poszczególne ich rodzaje zostały opatrzone nazwami opisowymi. Dla fałdów została zastosowana geometryczna klasyfikacja wprowadzona przez Ramsay'a (1962, 1967). Wśród grupy struktur płaskich (złupkowań) wyróżnione zostały trzy zasadnicze rodzaje. Pierwszy z nich nazywany jest foliacją. Jest to odpowiednik angielskiego terminu „slaty cleavage”. W polskiej literaturze ten rodzaj złupkowania nazywany był także złupkowaniem foliacyjnym (H. Teisseyre 1963) lub złupkowaniem krystalizacyjnym (J. Teisseyre 1968).

Drugi rodzaj złupkowania będzie nazywany złupkowaniem krenulacyjnym. Nazwa ta użyta już poprzednio przez Dziedzicową (1975) jest spolszczeniem angielskiego terminu „crenulation cleavage” (Rickard 1961). Ten rodzaj złupkowania obdarzany jest często nazwami implikującymi jego genezę. W pol-

skiej literaturze stosowane były jego nazwy: „złupkowanie ścinające” (H. Teisseyre 1963) jako odpowiednik angielskiego „shear cleavage” (np. de Sitter 1964), „złupkowanie ślizgowe” (J. Teisseyre 1968) — tłumaczenie terminu „slip cleavage”, „złupkowanie wtórne” (H. Teisseyre 1971) — odpowiednik niemieckiego „zweite Schieferung (S_2)” (Hoeppeener 1956).

Trzeci rodzaj złupkowania to złupkowanie spękaniaowe nazywane też kliwązem spękaniaowym (Jaroszewski 1974). Nazwa ta odnosi się do złupkowania polegającego wyłącznie na obecności w skale licznych, blisko siebie położonych powierzchni oddzielności (złupkowaniu temu nie towarzyszą żadne inne zmiany strukturalne skały). Należy zaznaczyć, że liczni autorzy, nie dopatrując się genetycznych różnic pomiędzy złupkowaniem spękaniaowym a krenulacyjnym, łączą te oba rodzaje nazywając złupkowaniem spękaniaowym (H. Teisseyre 1971) lub określając innymi terminami, np. „fracture (slip) cleavage” (Gonzales-Bonorino 1960).

W zasadzie żadne spośród licznych odmian złupkowania obserwowanych w skałach kompleksu kaczawskiego nie odpowiada złupkowaniu spękaniaowemu sensu stricto. Oczywiście, we wszystkich skałach równoległe do dominującego złupkowania zorientowane są pęknięcia wypełnione czasem kwarcem lub tlenkami żelaza, ale nie one decydują o charakterze tej struktury. Dwa pozostałe rodzaje złupkowania — foliacja i złupkowanie krenulacyjne — występują powszechnie.

Foliacja, o ile nie jest równoległa do sedymentacyjnego warstwowania, rozwija się najczęściej w tych skałach kompleksu kaczawskiego, które pozbawione były uprzednio jakiegokolwiek penetratywnej (w skali mikroskopowej) struktury płaskiej, a więc przede wszystkim w piaskowcach i w skałach krzemionkowych. W jej rozwoju zaznaczają się dwa stadia. Pierwsze polega na statystycznie równoległej orientacji minerałów blaszkowych — muskowitu, serycytu, chlorytu. W piaskowcach (fig. 5a) detrytyczny kwarc pozostaje w ziarnach w przybliżeniu izometrycznych, między którymi pojawiają się strefy „plastycznych odkształceń międzyziarnowych” (Łącka 1972). W skałach krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych kwarc stanowi mozaikę złożoną z bardzo drobnych izometrycznych ziarn; serycyt w pojedynczych łuskach, lub w drobnych wydłużonych agregatach, prawie w całości zorientowany jest równoległe (fig. 5b). Foliacja w tym stadium rozwoju będzie nazywana foliacją niezupełną i oznaczana symbolem s_{jn} . Drugie stadium rozwoju foliacji zaznacza się równoległą dymensyjną orientacją wydłużonych ziarn kwarcu

lub agregatów kwarcowych (fig. 5c, e). Taka foliacja będzie nazywana foliacją zupełną (s_{z}). Foliacja zupełna jest także charakterystyczną strukturą łupków ilastych, jednak tylko wtedy, gdy jest równoległa do sedymentacyjnego warstwowania (fig. 5d). Może tu być foliacją mimetyczną („bedding foliation”) lub strukturą tektoniczną „nałożoną” na warstwowanie. W piaskowcach i w skałach krzemionkowych foliacja rozwija się niezależnie od warstwowania, jednak niezbyt często osiąga stadium foliacji zupełnej.

Złupkowanie krenulacyjne powstaje najczęściej w łupkach ilastych, ilasto-mułowcowych i ilasto-krzemionkowych, wyjątkowo w piaskowcach. Williams (1972) opisuje przykłady złupkowania krenulacyjnego szarogłazów, z którego na drodze metamorficznej dyferencjacji rozwija się laminacja. Zapewne w podobny sposób doszło do powstania laminacji w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych w jednostce Jakuszowej.

Podobnie jak w przypadku foliacji, umownie zostały wyróżnione stadia rozwoju złupkowania krenulacyjnego. Pierwsze z nich charakteryzuje się tym, że starszą foliację można prześledzić w poprzek nowo powstałej struktury (fig. 5f). Oznaczane będzie symbolem s_{ka} . W drugim stadium (symbol s_{kb}) złupkowanie zachowuje swoje cechy złupkowania krenulacyjnego, jednak wcześniejszej foliacji nie udaje się prześledzić przez granice mikrolitonów (fig. 5g). Złupkowanie krenulacyjne w trzecim stadium rozwoju (s_{kc}) przy niezbyt uważnej obserwacji, nawet pod mikroskopem, może być uznane za prawdziwą foliację. Łyszczki zorientowane są statystycznie równoległe tworząc nową strukturę, a starsza foliacja zachowana jest tylko w reliktach (fig. 5h).

Jak to zostało podkreślone we wstępnej części tego rozdziału, rodzaj złupkowania zależy przede wszystkim od litologii. Ponieważ prawie wszystkie skały występujące w zbadanym obszarze są warstwowane (warstwy krzemionkowe, ilaste, mułowe, piaszczyste), mamy tu do czynienia z licznymi kombinacjami wymienionych wyżej rodzajów i odmian złupkowania.

Struktury tektoniczne będą oznaczane w niniejszej pracy konwencjonalnymi symbolami: s, S — struktury płaskie, l, L — struktury liniowe, f, F — fałdy, przy czym litery małe będą symbolizować struktury mezoskopowe, litery duże — struktury makroskopowe.

Studium następstwa wiekowego struktur zostało przeprowadzone odrębnie dla trzech obszarów, w których skupiona jest największa ilość odsłoneń. Są to: obszar „J” (symbol od nazwy miejscowości Jurczyce), obszar „R” (miejscowość Rzeszówek) i obszar „W”

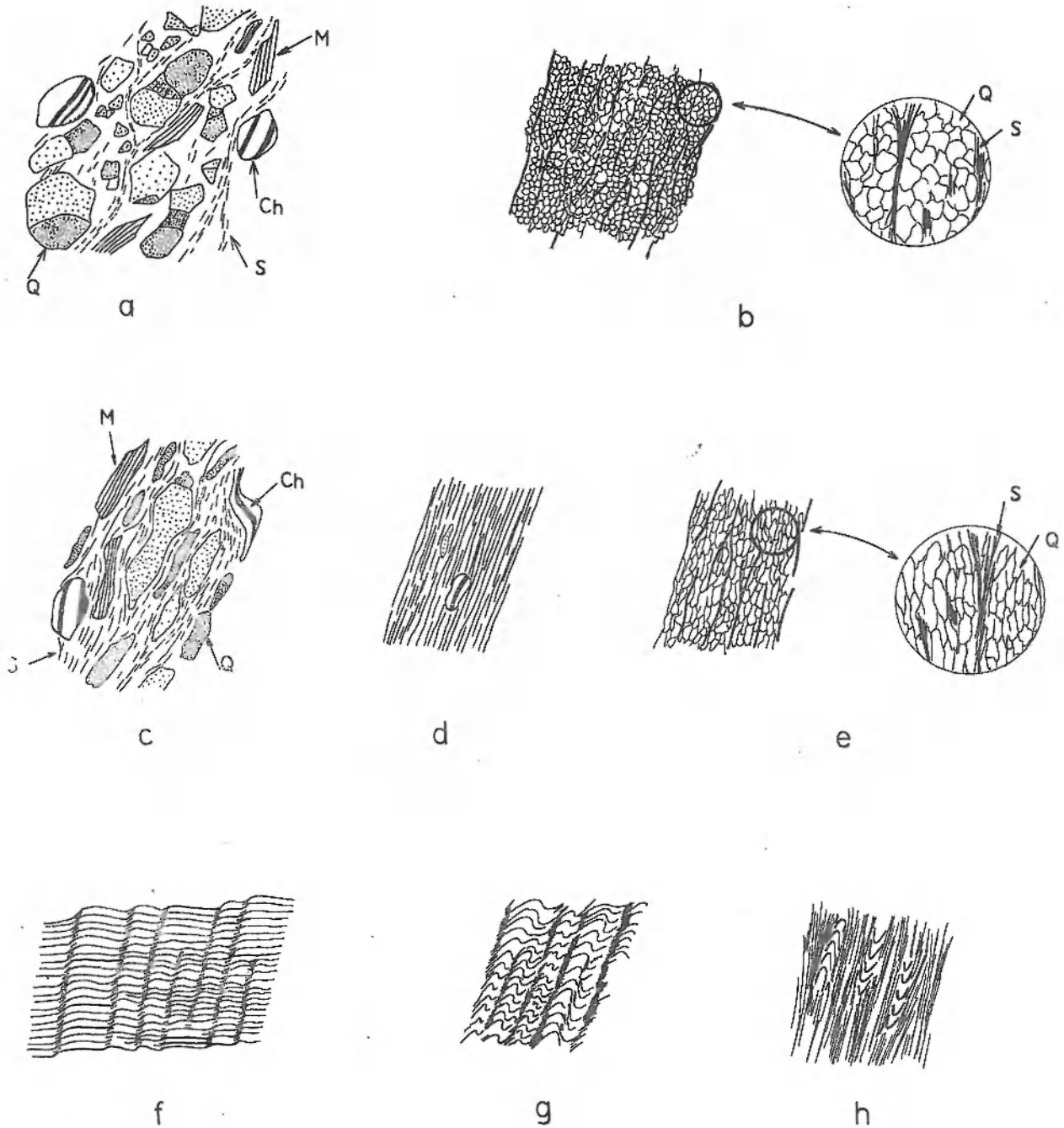


Fig. 5

Zasadnicze rodzaje złupkowania w skałach kompleksu kaczawskiego

foliacja niezupełna (s_{fn}): *a* – w piaskowcach, *b* – w skałach krzemionkowych; foliacja zupełna (s_{fz}): *c* – w piaskowcach, *d* – w łupkach ilastych, *e* – w skałach krzemionkowych; złupkowanie krenulacyjne: *f* – w stadium s_{1a} , *g* – w stadium s_{1b} , *h* – w stadium s_{1c}

Q – kwarc; *Ch* – chloryt; *M* – muskowit; *S* – serycyt

Main types of cleavage observed in the Kaczawa complex rocks

imperfect slaty cleavage (s_{fn}): *a* – in sandstones, *b* – in siliceous rocks; perfect slaty cleavage (s_{fz}): *c* – in sandstones, *d* – in clay slates, *e* – in siliceous rocks; crenulation cleavage: *f* – of s_{1a} stage, *g* – of s_{1b} stage, *h* – of s_{1c} stage

Q – quartz, *Ch* – chlorite, *M* – muscovite, *S* – sericite

(wzgórze Wielisławka). Dlatego też symbole struktur rejestrowanych w poszczególnych obszarach zostały uzupełnione literami oznaczającymi obszar, np. f_R , S_J itp. Kolejność generacji struktur wyrażona jest cyfrą dodaną do takiego symbolu, np. f_{J1} , F_{R2} , s_{W3} itp. Umownie przyjęto, że każda z możliwych do wyróżnienia generacji struktur tektonicznych wywołana jest „fazą” deformacji. Oczywiście, nie muszą to być odrębne, epizodycznie następujące po sobie fazy oddzielone okresami „spokoju”. Mogą to być stadia ciągłego procesu deformacji rejestrowane w strukturze (fabric) skały. „Faza” deformacji będzie oznaczana literą „d”, uzupełnioną literą i cyfrą odpowiadającą wywołanej przez nią generacji struktur tektonicznych, np. faza d_{J1} wywołała powstanie struktur f_{J1} , s_{J1} i l_{J1} . Takim samym symbolem będzie niekiedy oznaczana generacja struktur (np. $d_{J1} = f_{J1} + l_{J1} + s_{J1}$), a także utworzona przez nią struktura (fabric), np. d_{J1} = struktura (fabric) złożona z elementów f_{J1} , l_{J1} i s_{J1} . Rozróżnienie trojakiego znaczenia symbolu „d” nie powinno nastęrczać trudności.

Najstarszą strukturą mezoskopową w skałach badanych jednostek jest zawsze struktura płaska. Prawie zawsze jest to sedymentacyjne warstwowanie. Jedyne w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych nie ma ona cech sedymentacyjnego warstwowania i może być strukturą o genezie całkowicie tektoniczno-metamorficznej lub sedymentacyjnym warstwowaniem modyfikowanym przez procesy tektoniczne połączone z metamorfizmem. Bez względu na genezę tej najstarszej obserwowanej struktury płaskiej będzie ona zawsze oznaczana symbolem s_0 . Oznaczenie jej przez s_1 (Turner, Weiss 1963) wprowadza pewien chaos w system symboli, gdyż wymaga określania struktur należących do kolejnych, młodszych generacji niejednakowymi cyframi: $f_1 + s_2$, $f_2 + s_3$ itd.

Stosowana symbolika tworzy systemy jedynie w obrębie poszczególnych obszarów — odrębne dla struktur mezoskopowych, odrębne dla makroskopowych. Przykładowo: struktura s_{W1} nie musi należeć do tej samej generacji co s_{J1} , a także struktura f_{W2} — do tej samej co F_{W2} . Brak jednolitego systemu klasyfikacji wiekowej struktur mezoskopowych usprawiedliwiony został we wstępnej części bieżącego rozdziału. Odrębność systemów klasyfikacji struktur mezoskopowych i makroskopowych, nawet w obrębie jednego obszaru, wynika stąd, że nie wszystkim generacjom struktur mezoskopowych odpowiadają jakies struktury makroskopowe i odwrotnie, np. nie udało się dotąd znaleźć makroskopowych odpowiedników struktur f_{W3} , s_{W3} i l_{W3} , nie zostały też stwierdzone żadne mezoskopowe struktury odpowiadające fałdom F_{W2} .

Autor zdaje sobie sprawę, że ta niejednorodność wprowadza pewną niedogodność w korzystaniu z niniejszej pracy, jednak zostanie zachowana z dwu zasadniczych względów. Po pierwsze, dla zachowania indukcyjnego układu pracy (a przyjęcie jednolitego systemu klasyfikacji wiekowej struktur jest już wnioskiem). Po drugie, dla podkreślenia, że wyciągnięte wnioski nie mają charakteru udowodnionych twierdzeń. W końcowej części bieżącego rozdziału zostanie przedstawiona próba ujęcia opisanych struktur w jeden system. Kolejność poszczególnych generacji zostanie oznaczona cyframi rzymskimi (tab. 2).

OBSZAR „J”

Obszar „J” obejmuje sąsiadujące fragmenty jednostki Jakuszowej i jednostki Rzeszówka. Ze względu na podobieństwo litologiczne obu fragmentów, podobnie wykształcone są w nim mezoskopowe struktury tektoniczne.

STRUKTURY MEZOSKOPOWE

Mezoskopowe struktury tektoniczne obecne w skałach obszaru „J” zostały zaliczone do dwu zasadniczych generacji — d_{J1} i d_{J2} . Znajduje to uzasadnienie w różnicach ich stylu (morfologii, geometrii) oraz w wynikach makroskopowej geometrycznej analizy strukturalnej. Efektami procesów wcześniejszych są: warstwowanie w skałach zespołu piaskowców, mułowców i iłowców, brekcje w melanzu oraz laminacja w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych.

Struktura s_0 i problem najstarszej fazy deformacji

Sedymentacyjne warstwowanie (s_0) zachowane jest we wszystkich odmianach zespołu piaskowców, mułowców i iłowców (pl. I, 1). Jego cechy mezoskopowe przedstawione zostały krótko w rozdziale o litologii. Dokładnie opisuje i ilustruje je Baranowski (1975a, b). W skali mikroskopowej s_0 ma cechy niezupełnej foliacji. Równoległe do laminacji ułożone są blaszki jasnych łuszczków (serycyt, muskowit) oraz owalne przerosty chlorytowo-muskowitowe (pl. I, 2), ziarna kwarcu mają pokrój mniej więcej izometryczny. Większe blaszki muskowitu są raczej detrytyczne. Serycyt rekrytalizujący w muskowit wywodzi się z minerałów ilastych (illit), chloryt jest również w większości minerałem wtórnym. W opisie łupków kwarcytowych z okolicy Bolkowa — Łącka (1972) podaje, iż większe pakiety przerostów chlorytowo-muskowitowych układają się niezgodnie z laminacją. We wszystkich obserwowanych przez autora przypad-

kach niezgodność taka jest zjawiskiem wtórnym. O ile laminacja jest strukturą pierwotną (sedymentacyjną), skośne względem niej ułożenie blastów chlorytu spowodowane jest rotacją podczas drobnych przemieszczeń wzdłuż powierzchni młodszego złupkowania. W przypadkach, gdzie laminacja jest strukturą wtórną (tektoniczno-metamorficzną) skośne ułożenie chlorytu jest reliktem struktury starszej (pl. IV, 7, 8). Niemal zawsze jest to połączone z deformacją blastów chlorytu.

Wszystkie obserwacje wskazują na to, że foliacja zupełna równoległa do s_0 jest foliacją mimetyczną. Równoległe ułożenie blastów chlorytu nie jest wynikiem krystalizacji pod wpływem stressu, lecz prawdopodobnie jest spowodowane wcześniejszą orientacją zarodków krystalizacji (można to obserwować w przypadku obecności sedymentacyjnej laminacji przekątnej lub zaburzeń wywołanych niestatecznym warstwowaniem gęstościowym — chloryty ułożone są tu równoległe do powierzchni sedymentacyjnych, bez względu na ich wzajemną orientację). Blasteza chlorytu jest najstarszym zaobserwowanym objawem metamorfizmu.

W odniesieniu do melanżu trudno mówić o jakiegokolwiek generalnej strukturze s_n . Tu charakterystyczne jest zjawisko zbrekcjowania. W skali mezoskopowej można wyróżnić dwa rodzaje brekcji:

— brekcje złożone z fragmentów różnych skał, których transport odbywał się już w formie okruców — osuwiska, spływy osadu opisywane przez Baranowskiego (1971);

— brekcje składające się z okruców jednej skały, tworzące się w wyniku wewnętrznego kruszenia jej większego fragmentu.

Drugi rodzaj rozwinięty jest z laminowanych łupków piaszczysto-ilastych. Można w nim prześledzić kolejne stadia tworzenia brekcji (pl. II). W stadium początkowym lamininy piaszczyste są nieregularnie popękane, w pęknięcia te wciska się materiał sąsiednich lamin ilastych. W dalszym stadium lamininy piaszczyste występują jedynie we fragmentach pływających w ilastym tle. Ten rodzaj brekcji pojawia się zwłaszcza w pobliżu wschodniej granicy melanżu, którą w myśl wysuwanej tu koncepcji stanowi powierzchnia nasunięcia. Fakt ten może sugerować, że jest to brekcja tektoniczna związana z powstaniem tego nasunięcia. Sprawa ta nie została kategorycznie rozstrzygnięta. Natomiast pewne jest, że powstanie brekcji jest zjawiskiem wcześniejszym od fazy d_{J1} . Świadczą o tym następujące obserwacje:

— pęknięcia lamin piaszczystych charakterystyczne dla początkowego stadium tworzenia brekcji nie wykazują żadnego związku ze złupkowaniem s_{J1} , które

jest od nich wyraźnie młodsze;

— w pęknięciach tych wypełnionych materiałem ilastym krystalizuje nierzadko chloryt (pl. II, 6), powstanie ich poprzedza zatem blastezę tego minerału, która również jest procesem starszym od fazy d_{J1} .

Najwyraźniejszą strukturą w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych jest laminacja. Przy jej opisie należy zwrócić uwagę na dwa przypadki: laminację w przegubach fałdów f_{J1} i laminację w skrzydłach fałdów f_{J1} (ściślej mówiąc, w odkrywkach, w których nie widać tych fałdów, a laminacja jest zorientowana równoległe do powierzchni osiowych f_{J1} obserwowanych w sąsiedztwie). W obu przypadkach laminacja nie ma rozpoznawalnych cech sedymentacyjnego warstwowania. Ponieważ faza deformacji d_{J1} doprowadza do powstania metamorficznej laminacji w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych, laminacja w drugim przypadku może być strukturą s_{J1} . Należy ograniczyć się więc do opisu przypadku pierwszego. Zasadnicze cechy laminacji to równoległa orientacja łyszczków i chlorytu (jak w przypadku s_0 w piaskowcach, mułowcach i ilowcach), równoległe ułożenie lamin (żyłek) złożonych z wtórnego kwarcu (pl. I, 4) i niekiedy równoległe wydłużenie ziarn kwarcu (pl. I, 3). Powstanie żyłek kwarcowych w przegubach fałdów f_{J1} jest związane z powstaniem tych fałdów („saddle reefs”), natomiast wydłużenie ziarn kwarcu w laminach jest raczej zjawiskiem starszym od fałdów f_{J1} i świadczy o tym, że fałdowaną strukturą jest struktura metamorficzno-tektoniczna. Dodatkowo potwierdzają to przypuszczenie dwie, unikalne niestety, obserwacje. W jednym przypadku w przegubie fałdu f_{J1} udało się zaobserwować starszy izoklinalny fałd, którego powierzchnia osiowa jest równoległa do deformowanej przez f_{J1} laminacji (pl. I, 5). Drugi przypadek dotyczy struktur płaskich. Na zdjęciu (pl. I, 6) widoczne są sąsiadujące z sobą dwie warstwy — kwarcowa i serycytowa. Granica między nimi odpowiada prawdopodobnie powierzchni sedymentacyjnego warstwowania. W warstwie serycytowej widoczna jest zorientowana skośnie do tej granicy foliacja zupełna, którą tworzą łyszczki oraz chloryt. W warstwie kwarcowej znaczna większość serycytu, a także pojedyncze blasty chlorytu zorientowane są równoległe do tej foliacji, a nie do granicy warstw. Stąd wniosek, że blasteza chlorytu odbyła się w tym przypadku już po (lub w trakcie) najstarszej deformacji, w której rozwinęła się ta foliacja (s_0). Wydaje się więc, że laminacja w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych, do której równoległe ułożone są blasty chlorytu (fałdowana przez f_{J1}), może nie być sedymenta-

cyjnym warstwowaniem, lecz strukturą o genezie metamorficzno-tektonicznej.

Z przedstawionych powyżej obserwacji wynika, że zagadnienie najstarszej deformacji nie może być w obecnym stanie badań rozwiązane w sposób ostateczny. Za istnieniem fazy deformacji starszej od d_{J1} , i to odbywającej się w warunkach metamorfizmu, przemawiają obserwacje laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych. Efektem takiej fazy może być również zbrekcjowanie łupków piaszczystych zaliczonych do melanżu. Tu jednak deformacja odbyła się z pewnością bez udziału metamorfizmu. W skałach zespołu piaskowców, mułowców i iłowców nie udało się dotąd stwierdzić żadnych oznak deformacji starszej od d_{J1} . O tym, że taka faza mogła mieć miejsce można by wnioskować jedynie na podstawie wykształcenia s_{J1} . W warstwach ilastych jest to zawsze złupkowanie krenulacyjne, a większość autorów sądzi, że ten rodzaj złupkowania jest charakterystyczny dopiero dla drugiej fazy deformacji (Hoeppener 1956; Talbot 1965). Jednak wnioskowanie to nie ma siły dowodu, gdyż np. Williams (1972) opisuje złupkowanie krenulacyjne związane z pierwszą fazą deformacji.

Bez względu na to czy starsza od s_{J1} struktura płaska jest sedimentacyjnym warstwowaniem, czy metamorficzną laminacją, będzie w dalszej części rozdziału oznaczana symbolem s_0 .

Struktury fazy d_{J1}

Obserwowane w odkrywkach i próbach fałdy f_{J1} osiągają amplitudę od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, są na ogół silnie „ściśnięte” („tight folds”), formą zbliżone do fałdów izoklinalnych (pl. III). Fałdy te często spotkane są w skałach zespołu piaskowców, mułowców i iłowców, rzadziej w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych oraz w melanżu. W zespole piaskowców, mułowców i iłowców obserwuje się trzy formy fałdów f_{J1} . W cienkolaminowanych łupkach piaszczysto-ilastych fałdy te mają zwykle płaskie skrzydła i bardzo ostre przeguby (pl. III, 1, 2). Powierzchnia osiowa fałdu niekiedy rozdwa się w części zewnętrznej powodując, że przyjmuje on formę „skrzynkową” (pl. III, 3). Prace eksperymentalne Ghosha (1968) wykazały, że są to fałdy charakterystyczne dla materiału laminowanego o ograniczonej możliwości poślizgu między laminami, przy wysokim stopniu deformacji. Przemieszczenie materiału podczas ich powstania odbyło się jednak głównie wzdłuż powierzchni laminacji — złupkowania s_{J1} w powierzchniach osiowych fałdów najczęściej nie widać. Obecne są natomiast często pojedyncze pęknięcia w powierzchniach osiowych (pl. III, 2) oraz

powierzchnie nieciągłości w skrzydłach fałdów (pl. III, 3). Wzdłuż nich zachodziło ścinanie.

Opisywane fałdy zbliżone są postacią do klasy „similar folds” co jest, jak się wydaje, charakterystyczne dla fałdów w skałach laminowanych, bez względu na to czy powstają one w wyniku zginania (Bayly 1971), ścinania (Ramsay 1962, 1967), czy zginania połączonego z synchronicznym homogenicznym spłaszczeniem (Hudleston 1973).

Pojedyncze, niegrube warstwy piaszczyste i cienkie zespoły piaszczystych lamin tkwiące w grubszej osłonie materiału ilastego tworzą fałdy należące pod względem geometrii do klasy 1C Ramsay’a (1962, 1967), wykazując tym samym cechy zbliżające je do „spłaszczonych homogenicznie fałdów koncentrycznych” (pl. III, 6). Niemal zawsze fałdy te mają rozerwane skrzydła, często zachowane są jedynie ich izolowane przeguby tkwiące w materiale ilastym, mającym dobrze rozwiniętą foliację s_{fz} lub złupkowanie s_{ko} — fałdy śródfoliacyjne (pl. III, 3, 4, 5). W samych przegubach złupkowania się nie obserwuje.

Dla warstw mułkowych i ilastych charakterystyczne są fałdy, których rozwój wyraźnie jest związany z rozwojem złupkowania. Fałdy te mają formę klasy 2 (pl. III, 7). Formę tę uzyskują dzięki przemieszczeniu materiału wzdłuż wyraźnych powierzchni złupkowania. Te fałdy mogą być uznane za prawdziwe fałdy „ze ścinania”.

Fałdy f_{J1} w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych mają najczęściej bardzo specyficzną formę „mikrolitonów” (pl. III, 8). Z reguły są to fałdy asymetryczne, często o „skrzynkowych” przegubach. Skrzydła wykazują bardzo silnie zredukowaną miąższość, niektóre laminy są rozerwane, co jest efektem ścinania. Skrzydła są równoległe do powierzchni osiowych fałdów i widocznego w przegubach krenulacyjnego złupkowania. Sytuacja w odkrywkach, w których widoczne są opisywane fałdy, przedstawia się tak, jak gdyby złupkowanie krenulacyjne s_{J1} powstawało w dwóch skalach: złupkowanie „pierwszego rzędu”, którego poszczególne powierzchnie oddalone od siebie o kilka centymetrów pokrywają się ze „skrzydłami” fałdów — mikrolitonów i złupkowanie „drugiego rzędu” widoczne w przegubach fałdów (pl. III, 8). Ta forma fałdów, ich związek ze złupkowaniem krenulacyjnym, podobnie jak przytoczone poprzednio obserwacje, mogą świadczyć o tym, że struktury f_{J1} i s_{J1} nie są wynikiem najstarszej fazy deformacji, której poddane zostały laminowane łupki serycytowo-kwarcowe.

Złupkowanie s_{J1} w zespole piaskowców, mułowców i iłowców przebiega często równoległe lub prawie równoległe do s_0 . Jest to związane z formą fałdów

f_{J1} zbliżoną do izoklinalnej i utrudnia śledzenie rozwoju s_{J1} , gdyż często zachodzi interferencja cech strukturalnych s_0 i s_{J1} . W piaskowcach o niewielkiej zawartości minerałów blaszkowych złupkowanie s_{J1} przechodzi wszystkie stadia rozwoju foliacji niezupełnej aż do zupełnej. W stadium początkowym zaznacza się dosyć nieregularną siatką pęknięć, wzdłuż których układa się serycyt (pl. IV, 1). Towarzyszą mu zjawiska „plastycznych odkształceń międzyziarnowych” (pl. IV, 2). W dalszym ciągu rozwoju s_{J1} dochodzi do kompletnej kierunkowej rekrytalizacji matrix przy zachowaniu w przybliżeniu izometrycznych kształtów ziarn szkieletu (pl. IV, 3). W odmianach o mniejszej zawartości matrix ziarna przyjmują pokrój soczewek ułożonych równolegle do s_{J1} . Spłaszczenie ziarn kwarcu odbywa się przez rozrastanie w płaszczyźnie równoległej do s_{J1} (pl. IV, 4) lub przez redukcję średnicy prostopadłej do s_{J1} (pl. IV, 5). W ten sposób złupkowanie s_{J1} przyjmuje postać foliacji zupełnej (pl. IV, 6). Starsza struktura (s_0) notowana jest jedynie przez blasty chlorytu przerośniętego muskowitem, zorientowane płaszczyzną 001 skośnie lub prostopadle do s_{J1} , zwykle silnie zdeformowane, a nawet wydłużone zgodnie z s_{J1} (pl. IV, 7, 8).

W mułowcach i iłowcach s_{J1} ma postać złupkowania krenulacyjnego. W zasadzie nie spotyka się tu stadium s_{ka} , najczęściej s_{kb} (pl. V, 3) i s_{lc} . s_{kb} występuje w przegubach opisanych powyżej fałdów f_{J1} w warstwach mułowych i ilastych, s_{kc} w otoczeniu fałdów śródfoliacyjnych. Struktura s_{kc} może być łatwo pomyłona z zupełną foliacją (s_{J2}). Przy obserwacji odsłoneń i prób odróżnienie ich jest niemożliwe, podobnie przy obserwacji płytek cienkich w niewielkich powiększeniach (pl. V, 1). Dopiero przy powiększeniu rzędu setek razy dają się zauważyć resztki starszej struktury s_0 zawarte w mikrolitonach, których szerokość waha się od 0,01 mm do 0,05 mm (pl. V, 2). W niektórych miejscach tych samych płytek cienkich, nawet przy dużych powiększeniach, reliktyw nie widać, a złupkowanie s_{J1} ma charakter foliacji zupełnej. Do wykształcenia foliacji zupełnej w materiale ilastym może więc dojść poprzez etap złupkowania krenulacyjnego, na co wskazują również obserwacje wykonane przez Williamsa (1972).

W laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych struktura s_{J1} występuje w dwóch postaciach. Jedną z nich stanowi złupkowanie krenulacyjne wspomniane przy opisie fałdów f_{J1} . Drugą jest laminacja będąca główną strukturą płaską tych łupków. Polega na naprzemianległym ułożeniu lamin kwarcowych i łyszczykowych, jednak w odróżnieniu od sedymentacyjnego warstwowania rozciągłość lamin jest niewielka,

najczęściej mają kształt płaskich soczewek (pl. VI, 4). Obserwacje odsłoneń i prób typowych laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych nie dostarczają żadnych informacji o powstaniu tej struktury. Wyjaśniają je dopiero badania mikroskopowe w łupkach piaszczystych zaliczonych do zespołu piaskowców, mułowców i iłowców (O_a), a stanowiących odmianę przejściową między nim, a zespołem laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych (O_b). Kolejne stadia rozwoju laminacji można zauważyć również w przeciętnych próbach. W pierwszym stadium rozwoju laminacji powstają oddalone od siebie o około 0,5–3 cm zespoły pęknięć, wzdłuż których koncentruje się serycyt (pl. VI, 1). Odbywający się wzdłuż pęknięć ruch powoduje łączenie ich w „strefy” (laminy) złożone z minerałów blaszkowych (pl. VI, 2). Kwarc jest rugowany z tych lamin — jego ziarna przyjmują pokrój soczewek przez zmniejszenie średnicy prostopadłej do s_{J1} (pl. IV, 5). Powstaje skała złożona z lamin łyszczykowych i kwarcowych. W laminach kwarcowych obserwuje się zwykle słabo zaznaczone, równoległe do laminacji złupkowanie o typie foliacji niezupełnej, w łyszczykowych na ogół foliację zupełną. Niekiedy zachowane są śródfoliacyjne mikrofałdy (pl. VI, 3) lub inne ślady starszej struktury (np. skośna do laminacji orientacja blastów chlorytu). W przypadkach, gdy skała pozbawiona jest tych śladów, nie ma bezpośrednich dowodów na przedstawioną genezę laminacji. Być może, w wielu wypadkach laminacja jest równoległa do struktury s_0 , z czym należy się liczyć przy izoklinalnej lub zbliżonej formie fałdów F_{J1} .

Taką genezę laminacji przedstawił Williams (1972) na przykładzie płytko zmetamorfizowanych szarogłazów i skał pelitowych występujących w południowo-wschodniej Australii. Autor ten stwierdził, że laminacja wywodzi się ze złupkowania krenulacyjnego, „skrzydła” mikrolitonów przeradzają się w laminy łyszczykowe, „przeguby” — w laminy kwarcowe. W przypadku laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych jednostki Jakuszowej zależności tej nie widać. „Strefy” przeradzające się, dzięki zubożeniu w kwarc, w laminy łyszczykowe rozmieszczone są niezależnie od złupkowania krenulacyjnego. Jednak mechanizm powstawania tej struktury jest w obu wypadkach taki sam. Jest nim niehomogeniczne (w skali mezoskopowej) ścinanie, zachodzące wzdłuż lamin łyszczykowych lub „skrzydeł” mikrolitonów.

Złupkowanie s_{J1} jest najwyraźniejszą strukturą płaską w melanżu. Równoległe do niego ułożona jest większość dużych płaskich fragmentów skał (wtedy struktura s_0 w tych fragmentach jest równoległa do s_{J1}). W brekcjach s_{J1} ma najczęściej cechy niezupełnej

lub zupełnej foliacji. Pierwszy przypadek ma miejsce tam, gdzie stosunek objętości fragmentów warstw piaszczystych do ilastego tła jest duży — fragmenty te wykazują niski stopień uporządkowania orientacji (pl. II, 4). Gdy stosunek ten ma niższą wartość, stopień deformacji jest większy, płaskie okruchy warstw piaszczystych zorientowane są równolegle, złupkowanie uzyskuje cechy foliacji zupełnej (pl. II, 5). Minerale blaszkowe w tle zorientowane są także równolegle, jedynie w pobliżu okruchów dopasowują swą orientację do ich brzegów. W przypadkach skrajnych, przy wyjątkowo silnej deformacji, s_{J1} przybiera postać soczewkowej laminacji przypominającej tę strukturę w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych (pl. V, 5). We wszystkich tych przypadkach, bez względu na stopień rozwoju s_{J1} , można napotkać relikty struktury s_0 w postaci porożrywanych i załadowanych lamin (pl. V, 4) lub foliacji zachowanej w mikrolitonach (wtedy s_{J1} ma postać s_{kc}).

Struktury linijne l_{J1} są zjawiskiem dosyć rzadkim. Ze względów wspomnianych w części wstępnej obecnego rozdziału autor ograniczy się do wymieniaenia kilku rodzajów. Są to:

- lineacja wynikająca z przecięcia struktur płaskich s_0 i s_{J1} (obserwowana najczęściej w mułowcach i drobnoziarnistych piaskowcach);
- lineacja powstająca dzięki deformacji typu fałdowego struktury s_0 (tu należą zmarszczki towarzyszące zawsze złupkowaniu krenulacyjnemu s_{ka} i s_{kb} obserwowane w mułowcach i ilowcach);
- lineacja polegająca na równoległym ułożeniu wydłużonych elementów skały (mogą to być ziarna kwarcu i ich agregaty, wydłużone tektonicznie okruchy warstw piaszczystych w brekcjach, izolowane przeguby fałdów śródfoliacyjnych i inne).

Zakwalifikowanie obserwowanych struktur linijskich do generacji l_{J1} może się odbyć dopiero po wykryciu ich związku ze złupkowaniem s_{J1} .

Struktury fazy d_{J2}

Różnorodne pod względem stylu struktury f_{J2} , s_{J2} i l_{J2} ujęto we wspólną generację przede wszystkim ze względu na to, iż spełniają identyczną geometryczną rolę w strukturze (fabric) skał występujących w obszarze „J”. Polega ona na poziomej w przybliżeniu, orientacji struktury s_{J2} (struktury l_{J2} mają zmienną orientację uzależnioną od wcześniejszego położenia s_0 lub s_{J1} , na których są rozwinięte).

Fałdy f_{J2} przyjmują trzy zasadnicze formy. Jedną z nich są fałdy załomowe („kink folds”, „chevron folds”, „zigzag folds”) o rozmiarach zarówno mezo-, jak i mikroskopowych (pl. VII, 4). Fałdy te pozbawione są znacznej rozciągłości powierzchni osiowej

(„kink plane”) w poprzek powierzchni fałdowanej będącej jedną z cech charakteryzujących typowe fałdy załomowe. Powstawanie fałdów załomowych determinowane jest m. in. własnościami mechanicznymi i strukturalnymi skały. Wszystkie skały występujące w obszarze „J” są warstwowane (sedymentacyjne warstwowanie lub metamorficzno-tektoniczna laminacja). Warstwowanie działa selekcyjnie — fałdy załomowe powstają w warstwach (laminach) łuszczkowych, ich powierzchnie osiowe nie przekraczają granic z warstwami kwarcowymi. Drobne fałdy załomowe, w przegubach większych fałdów, są prawie symetryczne, w skrzydłach asymetryczne. W drugim przypadku można zauważyć nagromadzenia kwarcu w krótszych skrzydłach mikrofałdów f_{J2} , dzięki czemu można je uważać za „segregation kink-bands” Dewey’a (1965). Mikroskopowe fałdy załomowe tworzą niekiedy systemy sprzężone, w skali mezoskopowej zjawiska tego nie udało się dotąd zauważyć. Fałdy załomowe f_{J2} powstają w warstwach pelitowych o bardzo dobrze rozwiniętym złupkowaniu s_{J1} , typu foliacji zupełnej lub złupkowania krenulacyjnego s_{kc} . Częste są w łupkach będących odmianą litologiczną melanżu, a pozbawionych okruchów piaszczystych. Można je obserwować też w laminach łuszczkowych laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych.

W grubszych (kilku-, kilkunastocentymetrowych) warstwach piaszczystych fałdy f_{J2} mają przeważnie formę klasy 1 C Ramsay’a (pl. VII, 2, 3).

W warstwach ilastych, w których stosunkowo dobrze rozwinięte jest złupkowanie s_{J2} fałdy f_{J2} mają niemal idealną postać „similar folds” (pl. VII, 1).

Ogólną cechą wszystkich fałdów f_{J2} , odróżniającą je od f_{J1} , jest kąt wewnętrzny między skrzydłami mający najczęściej wartość pomiędzy 60 a 90° (w fałdach f_{J1} najczęściej od 0 do 30°).

Struktura s_{J2} , podobnie jak fałdy f_{J2} , przybiera trojaka postać. W przegubach fałdów załomowych jest powierzchnią abstrakcyjną — powierzchnią osiową tych fałdów. W wielu miejscach powierzchnie te podkreślone są pęknięciami, wtedy s_{J2} staje się strukturą realną. Ulegają też „wytarciu” skrzydła mikrofałdów o typie „shear kink-bands” Dewey’a (1965), przez co s_{J2} uzyskuje postać nie różniącą się od pospolitego złupkowania krenulacyjnego w stadium s_{ka} lub s_{kb} . Złupkowanie krenulacyjne s_{J2} jest powszechne w ilastych łupkach wchodzących w skład melanżu (pl. VII, 7), zespołu piaskowców, mułowców i ilowców (pl. VII, 5, 6), a także w zawierających mniej kwarcu odmianach zespołu laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych. Złupkowanie osiąga stadia s_{ka} i s_{kb} , i niekiedy jest trudne do odróżnienia od s_{J1} .

W warstwach piaskowców oraz w laminach kwarc-

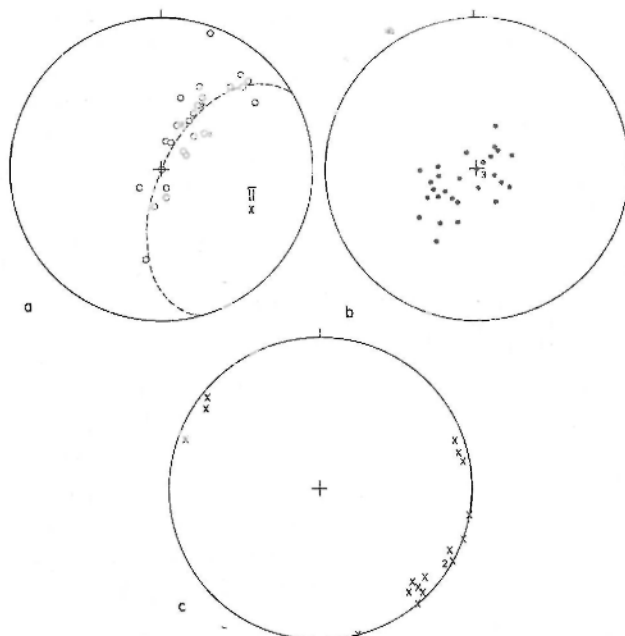


Fig. 6

Orientacja struktur mezoskopowych w odsłonięciu łupków krzemionkowych w pobliżu ujścia potoku Czerwieńiec

a — 30 pomiarów orientacji s_0 ; b — 30 pomiarów orientacji s_{J2} ; c — 18 pomiarów orientacji $f_{J2} + l_{J2}$

Uwaga: wszystkie diagramy zamieszczone w pracy wykonane są na siatce Schmidta przy użyciu półkuli dolnej

Orientation of mesoscopic structures in siliceous slates exposed at the mouth of the Czerwieńiec creek

a — 30 measurements of orientation of s_0 ; b — 30 measurements of orientation of s_{J2} ; c — 18 measurements of orientation of $f_{J2} + l_{J2}$

Note: all diagrams presented in this paper are constructed using lower hemisphere of Schmidt net

cowych laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych s_{J2} ma w zasadzie charakter złupkowania spękaniaowego, do którego równolegle układa się pewna część minerałów blaszkowych (pl. VII, 8). Jedyne w nielicznych miejscach obserwuje się oznaki zgodnej z s_{J2} kierunkowej rekrytalizacji kwarcu. Zdarza się to najczęściej tam, gdzie ziarna kwarcu uległy uprzednio silnej kataklazie.

Z podanego opisu wynika, że efektami fazy deformacji d_{J2} są współwystępujące fałdy załomowe i „ze zginania” (modyfikowane przez spłaszczenie — klasa 1 C) oraz „kink zones” i złupkowanie krenulacyjne. Podobne obserwacje poczynił Żelaźniewicz (1974) w metamorfiku Gór Orlickich wśród struktur wydzielonej tam fazy F_4 . Zjawisko to interpretuje ten autor jako efekt znacznego zeszywnienia materiału skalnego w czasie trwania deformacji F_4 , co doprowadza do powstawania fałdów załomowych jako kontynuacji fałdów „ze zginania”. Nie można tego powiedzieć o strukturach s_{J2} i f_{J2} . Wszystkie obserwacje wskazują na to, że fałdy obu rodzajów powstają równocześnie. Interesująca jest natomiast innego rodzaju czasowa „niezgodność” przejawiająca się jako „niezgodność” geometryczna — w kilku odsłonięciach

można zauważyć, że złupkowanie s_{J2} nie jest równoległe do osi fałdów f_{J2} i przecina skośnie ich przeguby, zachowując się jak struktura należąca do młodszej generacji.

Nie podkreśloną dotychczas cechą fałdów f_{J2} jest, że dosyć często trafiają się wśród nich fałdy niecyldryczne. Ich stożkowa forma nie daje się zauważyć bezpośrednio, lecz wynika niezbitnie ze statystycznego ujęcia orientacji powierzchni fałdowanej (s_0 lub s_{J1}), niekiedy nawet w jednym dużym odsłonięciu. Figura 6 przedstawia taki przykład (odsłonięcia w pobliżu ujścia potoku Czerwieńiec). S_0 rozrzucone jest w stożek o kącie około 30° między osią a tworzącą.

Stożkowa forma fałdów może być spowodowana ujęciem fałdów f_1 w fałdy f_2 (fig. 7a); symbole f_1 i f_2 nie odnoszą się do konkretnych fałdów f_{J1} i f_{J2} . Może też być efektem nierównomiernej deformacji przejawiającej się w zmianie krzywizny wzdłuż osi fałdu (fig. 7b). Zapewne ta forma fałdów powoduje, że rozrzut orientacji struktur liniowych i osi drobnych fałdów w podanym przykładzie (fig. 6) jest tak znaczny. Wydaje się, że ona także może być odpowiedzialna za wspomnianą wyżej „niezgodność” powierzchni osiowej fałdów f_{J2} i złupkowania s_{J2} .

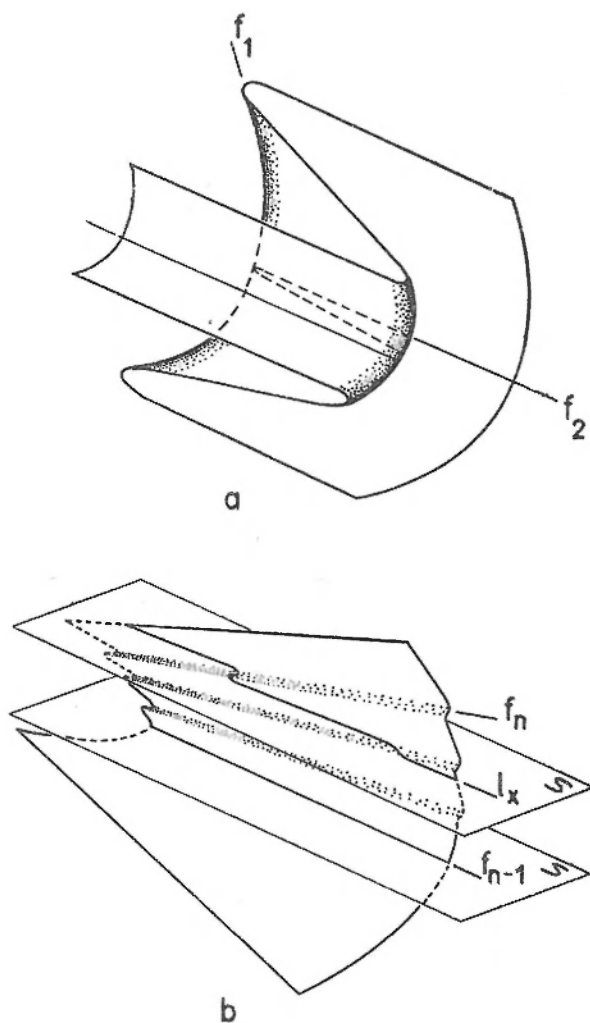


Fig. 7
Fałdy stożkowe

a – fałd stożkowy f_2 powstający dzięki interferencji fałdów dwu generacji (f_1 i f_2); *b* – fałd stożkowy powstający dzięki nierównomiernej deformacji; f_n – fałdy „ n ” rzędu pasożytnicze względem fałdu stożkowego f_{n-1} („ $n-1$ ” rzędu), s – powierzchnie złupkowania równoległe do powierzchni osiowej fałdu f_{n-1} , l_x – linieacja z przecięcia powierzchni fałdowanej i powierzchni złupkowania s

Conical folds

a – conical fold f_2 due to an interference of folds of two generations (f_1 and f_2); *b* – conical fold due to inhomogeneous deformation: f_n – folds of “ n ” order, considered as parasitic in relation to f_{n-1} conical folds (of “ $n-1$ ” order), s – surfaces of cleavage parallel to axial plane of f_{n-1} fold, l_x – lineation due to intersection of the fold surface and the surface of cleavage s

Fałdowanie (zginanie) i powstawanie złupkowania odbywają się równocześnie, ich geometryczna współzależność wydaje się oczywista (Dieterich 1969). Jednak w końcowym stadium procesu rola zginania zmniejsza się i następuje „spłaszczenie” („flattening”); Hudleston, Stephansson (1973). W tym końcowym stadium deformacji uaktywniają się powierzchnie złupkowania, wzdłuż których zachodzi ścinanie (Dieterich 1969). Ścinanie wiąże on z układem stressu panującym w otoczeniu konkretnego drobnego fałdu „ n ” rzędu (fig. 8b). Autor sądzi jednak, że w stadium „flattening”, kiedy zginanie odgrywa niewielką rolę, niewielki jest wpływ konkretnych drobnych fałdów na stress w ich otoczeniu, następuje pewne ujednoczenie układu stressu w większych jednostkach przestrzennych np.

w fałdzie „ $n-1$ ” rzędu (fig. 8a). Skutkiem tego jest spotykany nierzadko „nienormalny” zwrot ruchu wzdłuż powierzchni złupkowania (fig. 8c), może nim być też powstanie zespołu nowych powierzchni nieciągłości (złupkowania), o ile panujące naprężenie nie może być rozładowane wzdłuż powierzchni już istniejących. Wydaje się, że szczególnie sprzyjającą w tym drugim wypadku okolicznością jest właśnie obecność fałdów niecylicydrycznych. „Nowy” zespół powierzchni nieciągłości uzależniony geometrycznie od powierzchni osiowej fałdu „ $n-1$ ” rzędu przecina skośnie przeguby związanych z nim pasożytniczych fałdów „ n ” rzędu (fig. 7b).

Struktury liniowe l_{J_2} są bardziej powszechne niż l_{J_1} , choć ich różnorodność jest mniejsza. Najczęściej są to krawędzie przecięcia s_n lub s_{J_1} z s_{J_2} , zmarszczki (w iłowcach i mułowcach, w których występuje złupkowanie krenulacyjne s_{J_2}) oraz ostry gufraż obserwowany przeważnie w łyszczykowych laminach łupków serycytowo-kwarcowych, utworzony przez przeguby mikrofałdów typu „kink-band”.

Fałdy f_{J_1}

Wśród mezoskopowych struktur tektonicznych obszaru „ J ” podrzędnie trafiają się takie, których przynależność do generacji d_{J_1} lub d_{J_2} budzi wątpliwości. Spośród nich zwracają uwagę dwa podobne przypadki, z których jeden przedstawia figura 9. Są to fałdy oznaczone f_{J_1} o umiarkowanym kącie między skrzydłami (40–50°), o stromo nachylonych, niemal pionowych, powierzchniach osiowych i osiach zorientowanych zgodnie z f_{J_2} . Nie można ich jednak zaliczyć do tej generacji, gdyż ich skrzydła i powierzchnie osiowe są cięte poprzecznie przez złupkowanie s_{J_2} . Są zatem starsze od generacji struktur d_{J_2} . Ze względu na formę brak wyraźnego złupkowania w powierzchni osiowej oraz orientację osi trudno je też zaliczyć do struktur f_{J_1} .

STRUKTURY MAKROSKOPOWE I MAKROSKOPOWA ANALIZA STRUKTURALNA

Analiza mapy geologicznej oraz orientacji struktur mezoskopowych pozwala na wyróżnienie w obszarze „ J ” trzech rodzajów makroskopowych struktur tektonicznych – nasunięcia oraz dwu generacji fałdów. Jako powierzchnię nasunięcia traktowano powierzchnię granicy między zespołem laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych (O_b) i zespołem piaskowców, mułowców i iłowców (O_a), a melanżem (C ?). Powierzchnia ta jest zarazem powierzchnią graniczną między jednostkami Rzeszówką i Jakuszowej (fig. 3, 10). Z bezpośrednich obserwacji w terenie wynika, że jest w przybliżeniu równoległa do złupkowania s_{J_1} . Ponieważ jednak s_{J_1} w większości jest równoległe do s_0 , ze względu na izoklinalną formę fałdów f_{J_1} (fig. 11), nie można wykluczyć, że powierzchnia nasunięcia odpowiada geometrycznie s_0 i jest starsza od struk-

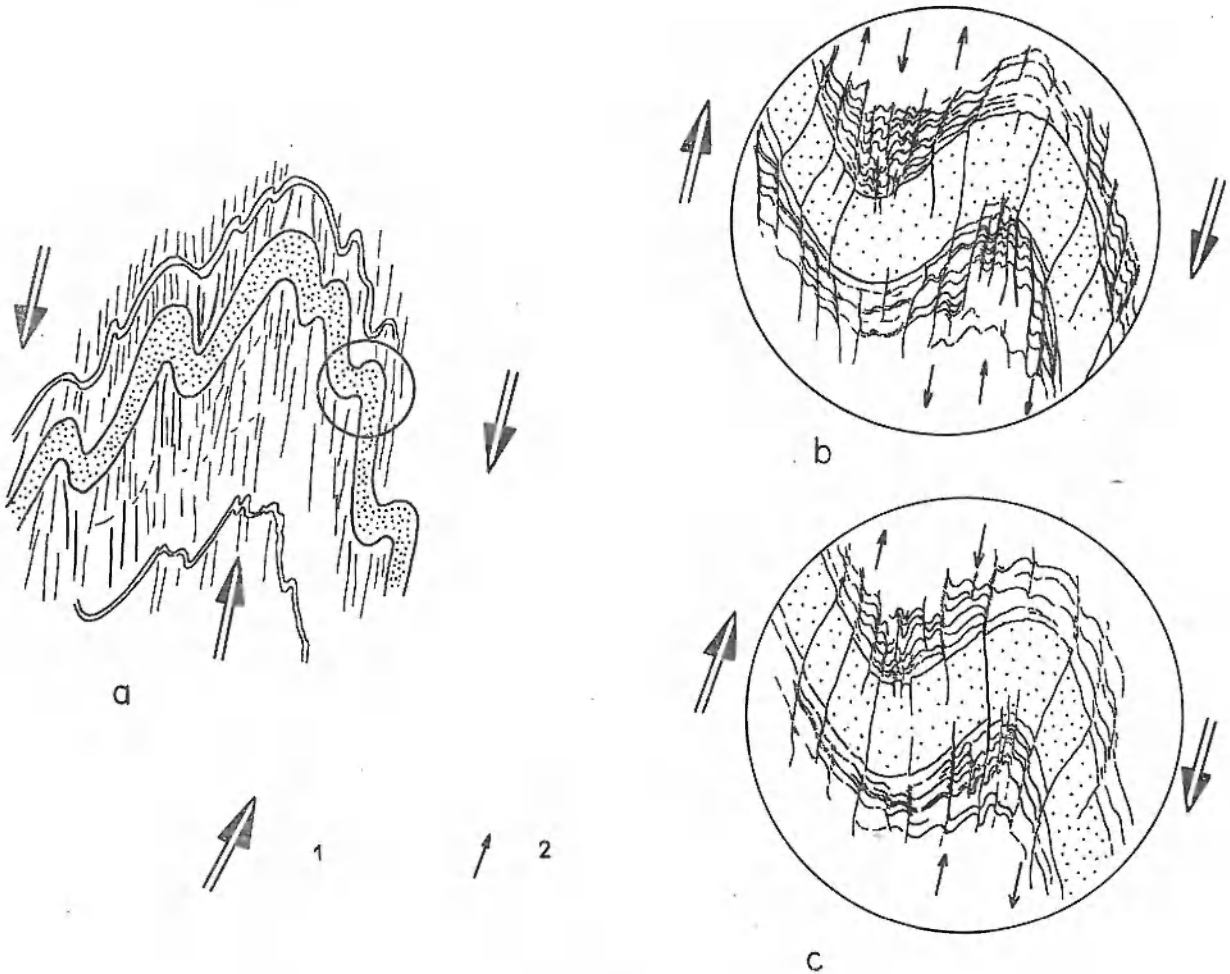


Fig. 8

Schemat ścinania w obrębie fałdów „n-1” i „n” rzędu

a – ścinanie w fałdzie „n-1” rzędu wywołane układem stressu zależnym od tego fałdu; *b* – ścinanie w fałdzie „n” rzędu wywołane układem stressu zależnym od tego fałdu (niezależne od ścinania w fałdzie „n-1” rzędu); *c* – ścinanie w fałdzie „n” rzędu zależne od ścinania w fałdzie „n-1” rzędu
 1 – zwrot ścinania w fałdzie „n-1” rzędu; 2 – zwrot ścinania w fałdzie „n” rzędu

A scheme of shearing within folds of “n-1” and “n” orders

a – shearing within the structure of fold of „n-1” order evoked by stress depending on this fold; *b* – shearing within the structure of fold of „n” order evoked by stress field depending on this fold (independent of shearing in a fold of „n-1”) order; *c* – shearing within the structure of fold of „n” order depending upon shearing in a fold of „n-1” order

1 – sense of shearing in fold of „n-1” order; 2 – sense of shearing in fold of „n” order

tury s_{J1} . Wtedy należałoby powstanie jej wiązać z hipotetyczną, najstarszą fazą deformacji, której istnienie rozważane było powyżej. W tym wypadku powinna ona jednak brać udział w fałdach F_{J1} , co nie wynika z załączonej mapy geologicznej (fig. 3, 10). Jej wychodnia przebiega w przybliżeniu NE-SW nie wykazując większych odchyżeń od tego kierunku. Powyższy fakt skłania raczej ku wnioskowi, iż powstanie nasunięcia jest związane z fazą deformacji d_{J1} .

Charakteryzując mezoskopowe fałdy f_{J1} zwrócono uwagę na to, że ścinanie współdziałające ze zginaniem odbywa się często wzdłuż powierzchni niepenetratywnych w skali próby, prowadząc do powstania fałdów śródfoliacyjnych. Prawdopodobnie w skali

makroskopowej to zjawisko znajduje swoje powtórzenie: ścinanie zachodzi wzdłuż powierzchni lub stref niepenetratywnych – stref lub powierzchni nasunięć, których zależność od poszczególnych makroskopowych fałdów nie zawsze jest zauważalna. Daje to efekt dysharmonii fałdowania. Przestrzenny związek między powierzchnią nasunięcia, a makroskopowymi fałdami F_{J1} ilustruje figura 12 – idealizowany przekrój w przybliżeniu prostopadły do przegubów F_{J1} , nie uwzględniający fałdów F_{J2} . Widoczny w tym przekroju fałd F_{J1} o amplitudzie około 800 m, osi w przybliżeniu poziomej i zorientowanej N-S oraz powierzchni osiowej (S_{J1}) zapadającej pod niewielkim kątem w kierunku E, zaznacza się również na mapie geologicznej. Izoklinałną formę fałdu F_{J1} potwierdza sta-

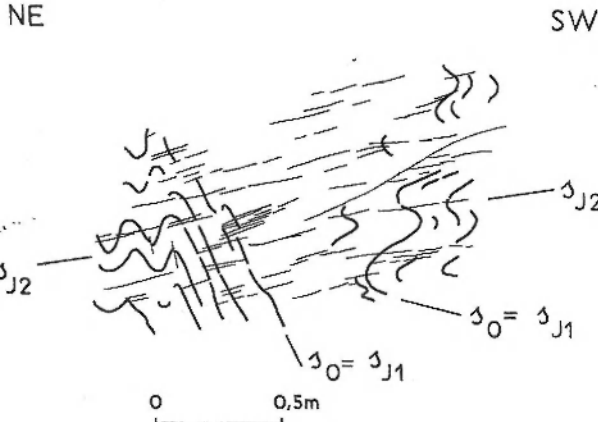


Fig. 9

Fałdy mezoskopowe f_{J2} cięte przez złupkowanie s_{J2} (odkrywka w dolinie potoku Kamiennik)

f_{J2} mesoscopic fold cut by s_{J2} cleavage (exposure in the Kamiennik Creek valley)

tystyczne ujęcie orientacji struktur mezoskopowych (s_0 , s_{J1} , f_{J1}). Ze względu na obecność makroskopowych fałdów F_{J2} widać to dobrze jedynie tam, gdzie ich rola jest najmniejsza, a więc w skrzydłach tych fałdów, w części I i III obszaru „J” (fig. 10). Figura 11 przedstawia orientację struktur s_0 , s_{J1} , f_{J1} w części I

obszaru „J”. Maksimum s_0 pokrywa się z maksimum s_{J1} , co właśnie świadczy o izoklinalności f_{J1} . Charakterystyczna jest znaczna dyspersja orientacji f_{J1} — efekt rotacji wokół osi prostopadłej do s_{J1} . Jest to zapewne skutek nierównomiernego ruchu (ścianania) wzdłuż powierzchni s_{J1} .

Obecność makroskopowych fałdów F_{J2} nie zaznacza się w intersekcji. Przyczyną tego jest interferencja fałdów F_{J1} i F_{J2} . Obecność fałdów F_{J2} przejawia się natomiast wyraźnie w zmiennej orientacji powierzchni s_{J1} (fig. 13, 14). Powierzchnia s_{J1} tworzy dwa skrzydła fałdu F_{J2} o osi zanurzającej się pod kątem około 10° w kierunku E. S_{J1} w skrzydle „normalnym” F_{J2} oznaczonym na rycinach literą X zapada najczęściej pod kątem około 30° na S lub SE. Osie mezoskopowych fałdów f_{J1} występujących w tym skrzydle zanurzają się w kierunku SE do SSE. Struktura (fabric) skrzydła X jest najwyraźniejsza w części III obszaru „J” (fig. 10). S_{J1} w skrzydle „odwróconym” (Y) fałdu F_{J2} zapada pod umiarkowanym lub dużym kątem na N. Osie mezoskopowych fałdów f_{J1} stwierdzonych w tym skrzydle zanurzają się w kierunku NE (część II obszaru „J”; fig. 10). Istnieje trudność w umieszczeniu w tym schemacie części I obszaru „J”. Ze względu na orientację s_{J1} odpowiada ona skrzydłu X fałdu F_{J2} , ze względu na orientację f_{J1} — ra-

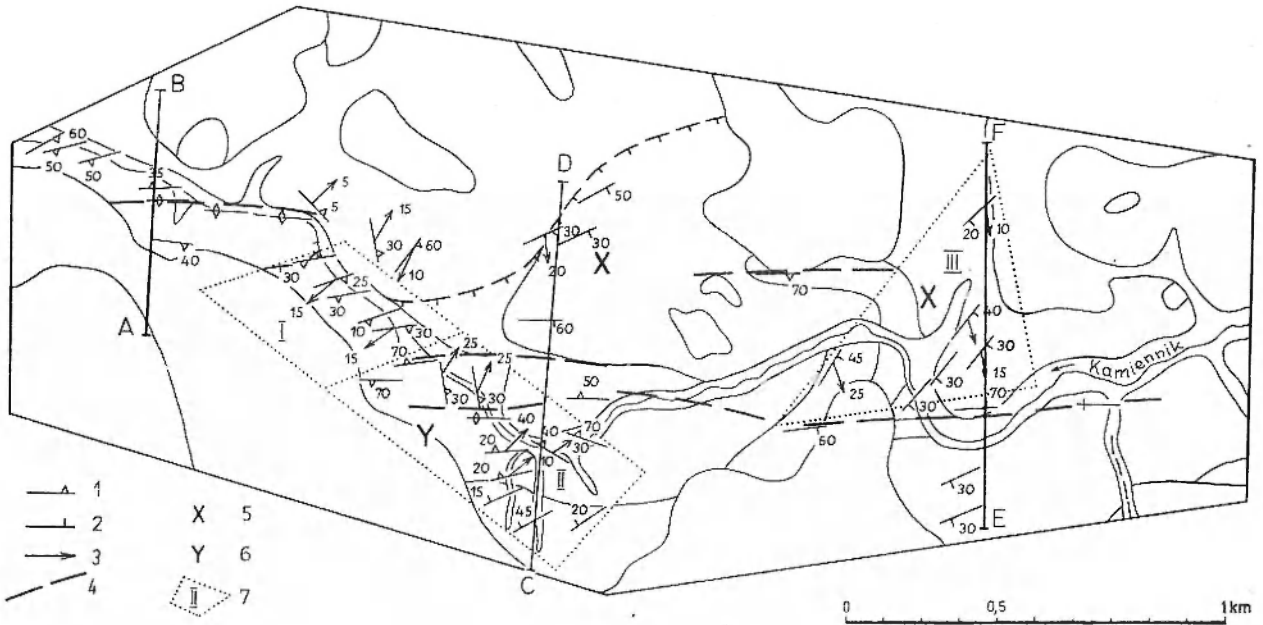


Fig. 10

Obszar „J” — orientacja struktur mezoskopowych f_{J1} i s_{J1}

I — orientacja złupkowania s_{J1} ; 2 — orientacja laminacji s_{T1} ; 3 — orientacja osi fałdów f_{J1} ; 4 — linie przegubów makroskopowych fałdów F_{J2} ; 5 — skrzydła „normalne” fałdów F_{J2} ; 6 — skrzydła „odwrócone” fałdów F_{J2} ; 7 — granice części I, II i III obszaru „J”

The “J” area — orientation of f_{J1} and s_{J1} structures

I — orientation of s_{J1} cleavage; 2 — orientation of s_{J1} layering; 3 — orientation of f_{J1} fold axes; 4 — closures of F_{J2} macroscopic folds; 5 — „normal” limbs of F_{J2} folds; 6 — „inverted” limbs of F_{J2} folds; 7 — three parts (I, II, III) of the „J” area

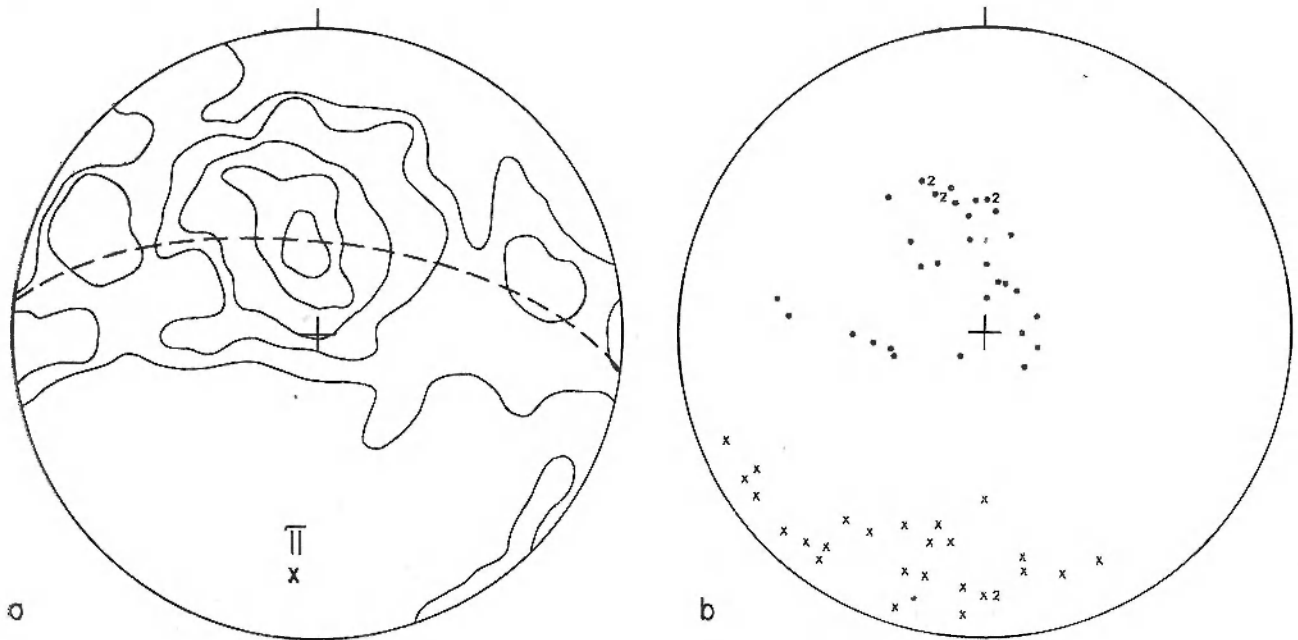


Fig. 11

Orientacja struktur mezoskopowych w części I obszaru „J”

a — 132 pomiarów orientacji s_0 (kontury: 0,5, 1, 3, 6, 10%); b — 33 pomiary orientacji s_{J1} (kropki) i 26 pomiarów orientacji f_{J1} (krzyżyki)

Orientation of mesoscopic structures in part I of the “J” area

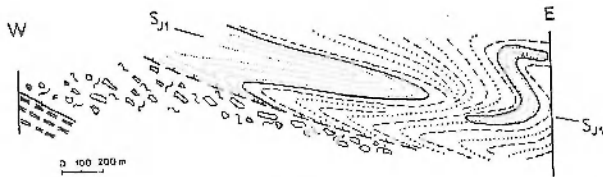
a — 131 measurements of orientation of the s_0 structure (contours: 0,5, 1, 3, 6, 10%); b — 33 measurements of orientation of the s_{J1} structure (dots) and 26 measurements of orientation of f_{J1} structure (crosses)

Fig. 12

Idealizowany przekrój przez strefę graniczną jednostek Jakuszowej i Rzeszówka nie uwzględniający fałdów F_{J2} (objaśnienia jak na fig. 3)Idealized cross-section through the boundary zone of the Jakuszowa and the Rzeszówka units (F_{J2} folds omitted). Explanation as in fig. 3

czej skrzydła Y (por. fig. 11, 13). Z tych dwu możliwości bardziej prawdopodobna wydaje się przynależność tej części do skrzydła X, „nieprawidłową” orientację f_{J1} trzeba złożyć na karb znacznej pierwotnej dyspersji tych struktur.

Makroskopowy fałd F_{J2} jest fałdem asymetrycznym, o asymetrii południowej i zmiennej amplitudzie (fig. 14). W centralnej części obszaru „J” jest ona największa (profil C—D), we wschodniej i zachodniej mniejsza, przy czym to zmniejszenie amplitudy rekompensowane jest przez pojawienie się dodatkowych fałdów F_{J2} ; przeguby widoczne w profilach A—B i C—D nie należą do tego samego fałdu (fig. 10, 13).

Powierzchnie osiowe fałdów F_{J2} zapadają pod niewielkim kątem (10—20°) w kierunku północnym. Złupkowanie s_{J2} układa się w konwergentny wachlarz ujawniający się w rozdzieleniu maksimum jego orientacji (fig. 13).

Z dwu skrzydeł fałdu F_{J2} skrzydło X zajmuje większą przestrzeń. Znajduje to odbicie w „silniejszych” maksimach orientacji struktur mezoskopowych należących do tego skrzydła (fig. 13). Zgodnie z tym, w obszarze „J” przeważają mezoskopowe fałdy f_{J2} o asymetrii południowej. Obserwacje takie zostały już poczynione wcześniej (Baranowski, Haydukiewicz 1970), jednak oparte na tym wnioski dotyczące kierunku nasunięć w północnej części Gór Kaczawskich należy obecnie uznać za bezpodstawne — zgodnie z prezentowaną interpretacją nasunięcia są starsze od struktur fazy d_{J2} .

Przestrzenny schemat interferencji makroskopowych fałdów F_{J1} i F_{J2} przedstawia figura 15.

OBSZAR „R”

Obszar „R” (fig. 16, 17) w całości jest położony w obrębie jednostki Rzeszówka obejmując wystąpienia skał ilastych i krzemionkowych zaliczonych do pięciu zespołów skalnych (zespoły O—D?, S, D—1, D—2, D—3).

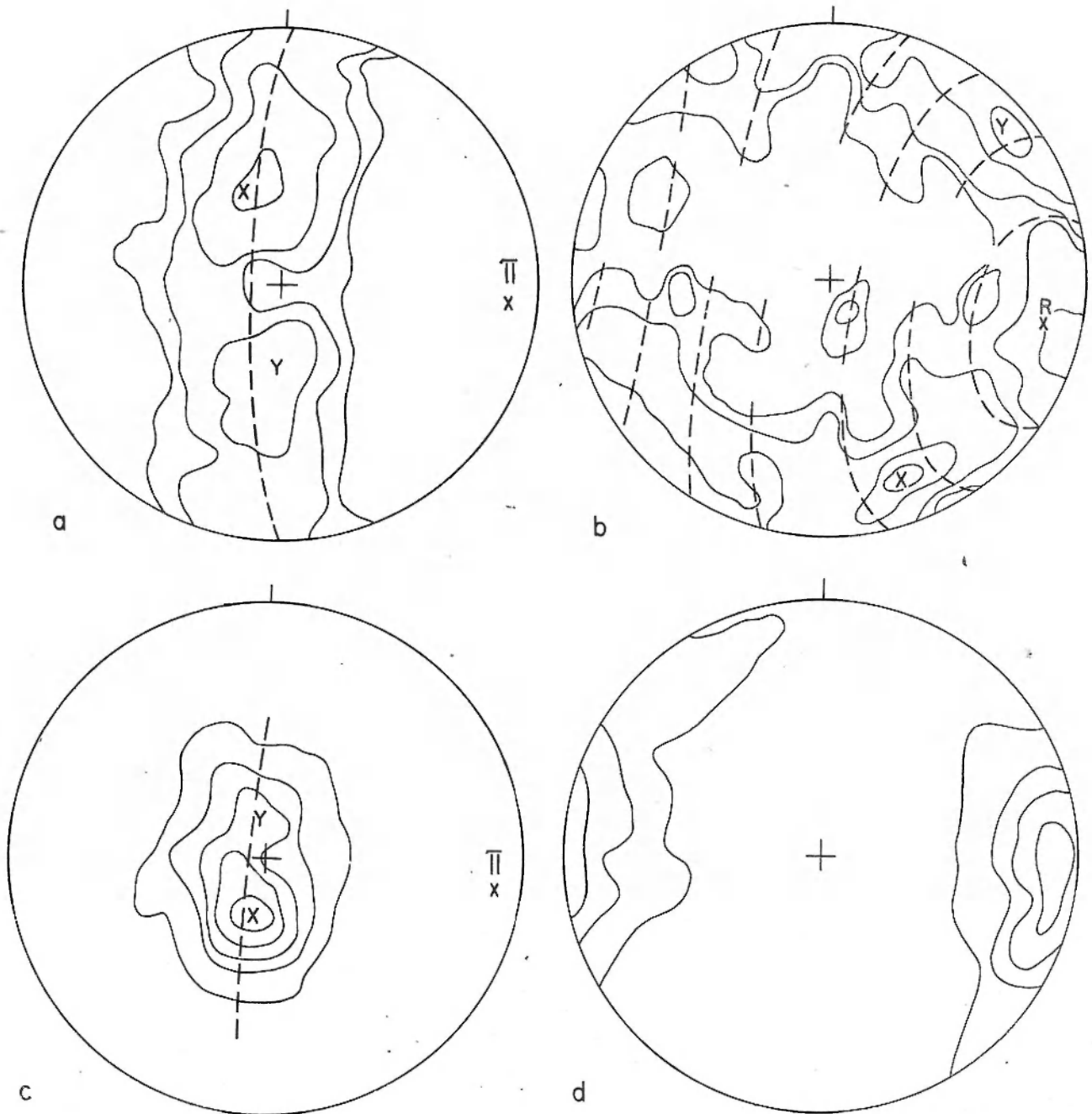


Fig. 13

Orientacja struktur mezoskopowych w obszarze „J”

a – 520 pomiarów orientacji s_{J1} (kontury: 0,5, 1, 2,5, 5%); b – 183 pomiary orientacji f_{J1} (kontury: 0,5, 1, 3, 6%); c – 231 pomiarów orientacji s_{J2} (kontury: 0,5, 3, 6, 10, 15%); d – 206 pomiarów orientacji f_{J2} (kontury: 0,5, 3, 6, 10%)
 X – maksima orientacji struktur w skrzydłach „normalnych” fałdów F_{J2} ; Y – maksima orientacji struktur w skrzydłach „odwróconych” fałdów F_{J2} ; R – oś rotacji fałdów f_{J1} (zgodna ze średnią orientacją f_{J2})

Orientation of mesoscopic structures in the “J” area

a – 520 measurements of orientation of s_{J1} structure (contours: 0,5, 1, 2,5, 5%); b – 183 measurements of orientation of f_{J1} structure (contours: 0,5, 1, 3, 6%); c – 231 measurements of orientation of s_{J2} structure (contours: 0,5, 3, 6, 10, 15%); d – 206 measurements of orientation of f_{J2} structure (contours: 0,5, 3, 6, 10%)
 X – maxima of orientation of structures in “normal” limbs of F_{J2} folds; Y – maxima of orientation of structures in “inverted” limbs of F_{J2} folds; R – axis of rotation of f_{J1} structure (parallel to the median orientation of the f_{J2} structure)

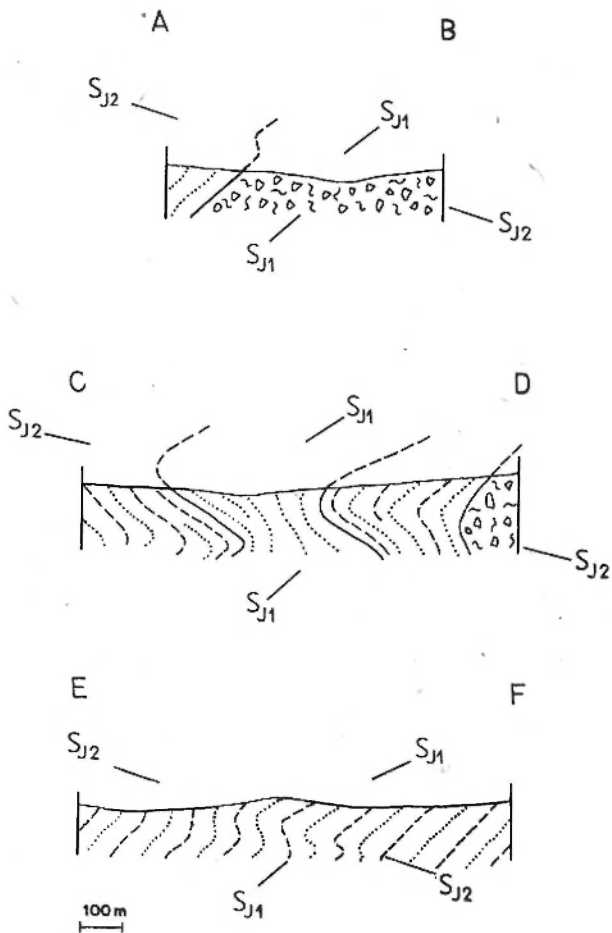


Fig. 14

Przekroje przez fałdy F_{J2} (lokalizacja na fig. 10, objaśnienia jak na fig. 3)

Cross-sections through the F_{J2} folds (situation as in fig. 10, explanation as in fig. 3)

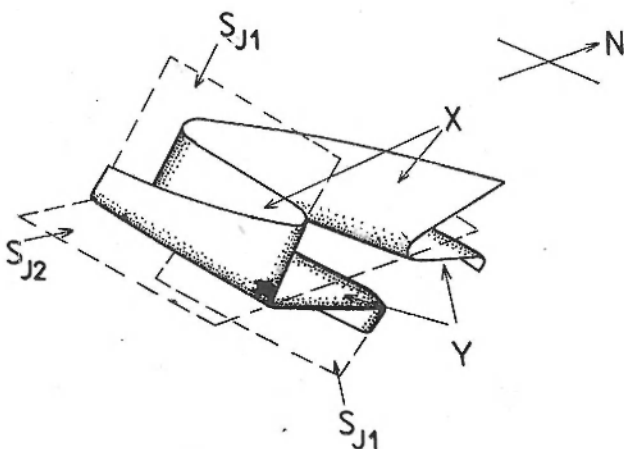


Fig. 15

Schemat interferencji fałdów F_{J1} i F_{J2}

S_{J1} , S_{J2} — powierzchnie osiowe fałdów; X — skrzydła „normalne” fałdów F_{J2} ; Y — skrzydła „odwrócone” fałdów F_{J2}

A scheme of interference of F_{J1} and F_{J2} folds

S_{J1} , S_{J2} — axial planes; X — “normal” limbs of F_{J2} folds; Y — “inverted” limbs of F_{J2} folds

STRUKTURY MEZOSKOPOWE

Jedynymi penetratywnymi w skali całego obszaru „R” mezoskopowymi strukturami są: sedimentacyjne warstwowanie s_0 , złupkowanie s_R oraz fałdy f_R i lineacja l_R . Struktury s_R , f_R i l_R należą do jednej generacji, a ponieważ w obszarze „R” jest to jedyna generacja struktur tektonicznych zachowujących penetratywność, pominięta została w ich symbolach liczba oznaczająca kolejność generacji.

Struktura s_0

Sedymentacyjne warstwowanie s_0 jest widoczne w odkrywkach i próbach niemal wszystkich skał obszaru „R”. Wyjątek stanowią skały krzemionkowe należące do zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych (D-1), a także niektóre odmiany zespołu łupków mułowcowych i ilastych (O-D?) oraz zespołu ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych (D-2). W tych skałach warstwowanie pierwotnie nie było zbyt wyraźne, a silny rozwój złupkowania s_R (zwłaszcza w skałach ilastych) spowodował, że odnalezienie relików s_0 w niektórych odkrywkach jest prawie niemożliwe.

Mikrostruktura s_0 (struktura s_0 penetratywna w skali mikroskopowej) jest najczęściej w dużym stopniu zaburzona lub modyfikowana przez s_R . Dlatego trudno odtworzyć w sposób kompletny jej charakter sprzed powstania tego złupkowania. W łupkach ilastych wchodzących w skład wszystkich występujących w obszarze „R” zespołów skalnych, równoległe do s_0 zorientowana jest część blaszek serycytu i muskowitu (pl. VIII, 1). Owalne lub okrągłe blasty chlorytu płaszczyzną 001 ułożone są także równoległe do s_0 (dłuższa średnica blastów nie zawsze odpowiada płaszczyźnie 001). Podobnie zorientowane są „smugi” substancji węglistej (grafitu?). Kwarc, w minimalnej ilości, obecny jest zawsze w postaci bardzo drobnych ziarn (ok. 0,01 mm). Ze względu na małe rozmiary ziarn oraz silne „maskowanie” ich przez minerały blaszkowe trudno określić w płytkach cienkich ich kształt i orientację. Wszystkie podane cechy odnoszą się zarówno do większych zestawów warstw (ławic) ilastych, jak i do pojedynczych cienkich lamin ilastych występujących w skałach krzemionkowych.

W skałach krzemionkowych (warstwach, laminach krzemionkowych) mikrostruktura s_0 widoczna jest jedynie dzięki pewnej zawartości serycytu. Jest on skupiony w mikrolaminach o grubości ułamków milimetra (pl. VIII, 2). W ich obrębie łuski serycytu zorientowane są równoległe. Poza nimi również część większych blaszek serycytu, odpowiadających rozmiarami ziarnom kwarcu, wykazuje podobną orientację, a część jest rozrzucona chaotycznie (o ile złupkowanie s_R jest słabo rozwinięte — patrz niżej).

Uogólniając można stwierdzić, że struktura s_0 w łupkach ilastych ma cechy foliacji zupełnej lub, ze względu na kształt blastów chlorytu, foliacji niezupełnej. W skałach krzemionkowych jest to foliacja niezupełna, a niekiedy nawet jej brak. Struktura s_0 w skałach obszaru „R” przypomina więc s_0 w skałach zespołu piaskowców, mułowców i iłowców w obszarze „J”. W drugim przypadku, jak powyżej powiedziano, foliacja zgodna z s_0 jest najprawdopodobniej foliacją mimetyczną. Tu wyciągnięcie takiego wniosku jest utrudnione przez dwa zaobserwowane fakty. Jednym z nich jest równoległość do s_0 wydłużenie niektórych okazów radiolarii, zachowane pomimo obecności intensywnego poprzecznego złupkowania s_R (pl. VIII, 3). Nie można jednak wykluczyć możliwości, że są to radiolarie pierwotnie dyskooidalne, a ich orientacja równoległa do s_0 jest wynikiem sedymentacji. Drugim z faktów jest występowanie niekiedy w pobliżu lamin serycytowych mikroskopowej wielkości partii łupku krzemionkowego, w których ziarna kwarcu są wydłużone równoległe do s_0 (pl. VIII, 4). Wydłużenie ziarn kwarcu jest zjawiskiem z pewnością starszym od złupkowania s_R . Może być reliktem starszej, już nie tylko naśladowczej, lecz tektoniczno-metamorficznej foliacji. Poza bezpośrednim otoczeniem lamin serycytowych nigdzie nie udało się tego wydłużenia zaobserwować. Można to tłumaczyć tym, że hipotetyczna foliacja polegająca na równoległej orientacji wydłużonych ziarn kwarcu została zatarta przez późniejszą, lecz starszą od złupkowania s_R , rekrytalizację. Można też przypuszczać, że rozwijała się ona tylko w otoczeniu lamin serycytowych, gdzie zapewne proces deformacji (ruchu) był najbardziej intensywny. Druga ewentualność wydaje się bardziej prawdopodobna.

Na podstawie przytoczonych argumentów trudno uznać za udowodnione istnienie starszej od s_R struktury płaskiej o genezie tektoniczno-metamorficznej „nałożonej” zgodnie na s_0 . Nie zostały dotąd stwierdzone żadne struktury linijne ani mezo- czy mikroskopowe fałdy, które mogłyby być z nią związane. Jednak możliwość istnienia takiej struktury płaskiej wynika z analizy struktur makroskopowych występujących w obszarze „R”.

Struktury fazy d_R

Fałdy f_R są typowymi fałdami „ze zginania” modyfikowanymi przez spłaszczenie („flattening”). Ich forma w sposób wyraźny uzależniona jest od kontrastu współczynnika lepkości („różnicy kompetencji”) pomiędzy sąsiednimi fałdowanymi warstwami: W pojedynczych warstwach krzemionkowych otoczonych ilastym łupkiem są to fałdy koncentryczne (klasa 1 B), w zespołach warstw krzemionkowych fałdy klasy 1 C, w łupku ilastym — klasy 2 lub nawet 3 (pl. IX, 1, 2, 3),

Kąt między skrzydłami wynosi na ogół 60 do 90°. W fałdach rozwiniętych na cienkich, „kompetentnych” warstwach krzemionkowych zmniejsza się niekiedy do prawie 0° (pl. IX, 4).

Na ogół fałdy f_R wykazują „zwyczajny” związek ze złupkowaniem s_R , które jest równoległe do ich powierzchni osiowej lub układa się w konwergentny wachlarz.

Wśród struktur f_R nie spotyka się fałdów śródfoliacyjnych, jak u fałdów f_{J1} , brak też wśród nich fałdów załomowych spotykanych wśród generacji f_{J2} .

Złupkowanie s_R odmiennie wykształcone jest w skałach krzemionkowych, odmiennie w ilastych. W krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych na strukturę s_R składają się trzy elementy — pęknięcia lub zespoły blisko siebie leżących pęknięć, w których koncentrują się związki żelaza, żyłki kwarcowe (do 2 mm grubości) oraz penetratywne w skali mikroskopowej złupkowanie (pl. X, 1). Dwa pierwsze elementy widoczne są w próbach i w odkrywkach, trzeci — przy obserwacji mikroskopowej. Żyłki kwarcowe są niekiedy minimalnie skośne względem mikrostruktury s_R i zafałdowane w ten sposób, że pokrywa się ona z powierzchnią osiową fałdów. Wynika stąd, że żyłki są nieco starsze od mikrostruktury s_R , choć nie można ich zaliczyć do starszej generacji. Ziarna kwarcu w żyłkach są na ogół lekko wydłużone, równoległe do ich granic (pl. X, 2). Mikrostruktura s_R w skałach krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych jest kombinacją niezupełnej (wyjątkowo zupełnej) foliacji i złupkowania krenulacyjnego. W laminach o większej zawartości serycytu widać wyraźną krenulację (pl. X, 3), w laminach uboższych w serycyt jest on z reguły zorientowany równoległe do s_R dając foliację niezupełną (pl. X, 4). W niektórych masywnych warstwach krzemionkowych zarówno w litych, jak i w szarych i jasnych łupkach krzemionkowych złupkowania s_R brak.

W łupkach ilastych, ilasto-mułowcowych, ilasto-krzemionkowych, a także „grafitowych” złupkowanie s_R jest przeważnie złupkowaniem krenulacyjnym, najczęściej w stadium s_{ka} lub s_{kb} . Wyjątkowo pojawia się stadium s_{kc} . W jednym tylko wypadku w łupku ilasto-mułowcowym stwierdzone zostało złupkowanie s_R typu foliacji zupełnej, skośne do s_0 .

Lineacja l_R reprezentowana jest przez zmarszczki, krawędzie przecięcia s_0 i s_R oraz widoczne wyłącznie przy obserwacji mikroskopowej wydłużone osiowo ziarna kwarcu.

Fałdy f_R ?

Mezoskopowe fałdy oznaczone symbolem f_R zostały stwierdzone tylko w jednym odsłonięciu litych. Mają one amplitudę kilkudziesięciu centy-

metrów, powierzchnię osiową zapadającą stromo w kierunku południowym, oś prawie poziomą zorientowaną W—E, asymetrię północną. W odkrywcę nie widać żadnego złupkowania związanego z powierzchnią osiową fałdów $f_{R?}$. Złupkowanie s_R , ze względu na rodzaj skały, jest rozwinięte słabo i widoczne tylko w bardziej stromych skrzydłach fałdów $f_{R?}$. W odsłonięciach sąsiednich wykazuje stałą orientację, na którą fałdy $f_{R?}$ nie mają wpływu. Wydaje się więc, że czasowa relacja między fałdami $f_{R?}$ oraz strukturami fazy d_R jest identyczna jak między $f_{J?}$ oraz strukturami fazy d_{J2} , tzn. $f_{R?}$ są starsze od f_R , s_R i l_R .

STRUKTURY MAKROSKOPOWE
I MAKROSKOPOWA ANALIZA STRUKTURALNA

W obrazie kartograficznym obszaru „R” widoczne są wyraźnie dwie makroskopowe formy tektoniczne (fig. 3, 16, 18). Jedną z nich jest obszerna antyforma

zaznaczająca się najlepiej w północno-wschodniej części obszaru. W jej jądrze ukazują się skały zespołu szarych łupków krzemionkowych i ilastych ($D-1$) oraz, w pobliżu północnej granicy obszaru „R”, czarne łupki krzemionkowe i ilaste (S). W skrzydłach występują kolejno zespoły ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych ($D-2$) oraz jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$). Przebieg antyformy, jak można wnioskować z obrazu intersekcyjnego oraz orientacji s_0 w jej skrzydłach, zanurza się w kierunku SE. Powierzchnia osiowa jest pionowa lub nachylona pod dużym kątem na SW lub NE. S_0 w skrzydle północno-wschodnim (część I obszaru „R”) zapada zasadniczo w kierunku NE lub E (fig. 16, 18, 20a), w skrzydle południowo-zachodnim (część II) przeważnie na S lub SSW (fig. 16, 18, 21a). Zmienność orientacji s_0 widoczna w diagramach (fig. 20a, 21a) jest związana z fałdami f_R , a niezależna

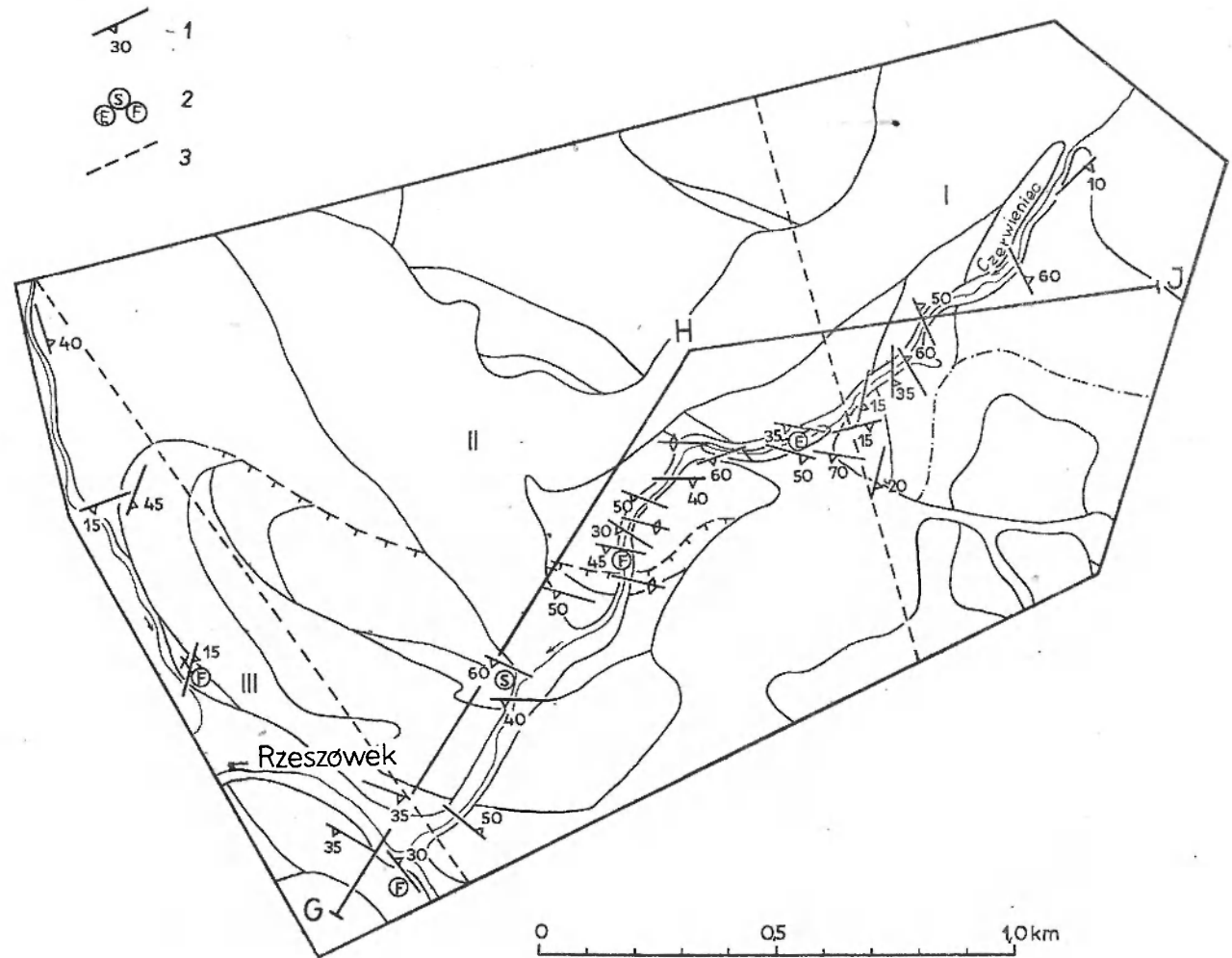


Fig. 16
Obszar „R” — orientacja s_0

I — orientacja s_0 ; 2 — stanowiska fauny: S — sylur (walent), E — nie starsza niż ems, F — famen; 3 — granice części I, II i III obszaru „R”

The “R” area — orientation of the s_0 structure

I — orientation of the s_0 structure; 2 — localities of fauna: S — the Silurian (Valentian), E — the Emsian or younger, F — the Famennian; 3 — boundaries of three parts (I, II, III) of the “R” area

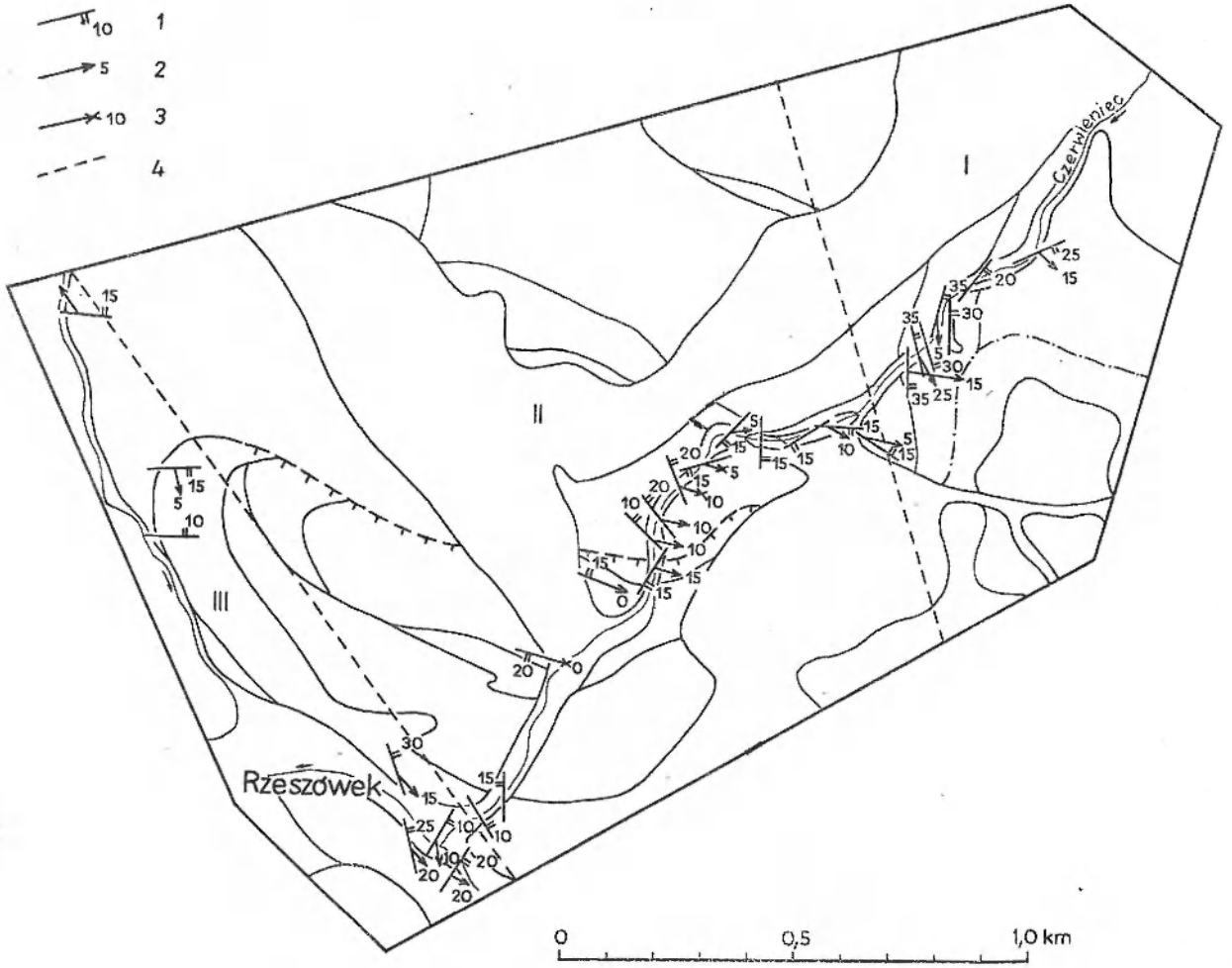


Fig. 17

Obszar „R” – orientacja mezoskopowych struktur tektonicznych

I – orientacja s_R ; 2 – orientacja f_R ; 3 – orientacja l_R ; 4 – granice części I, II i III obszaru „R”

The “R” area – orientation of tectonic structures of mesoscopis dimensions

I – orientation of the s_R structure; 2 – orientation of the f_R structure; 3 – orientation of the l_R structure; 4 – boundaries of three parts (I, II, III) of the “R” area

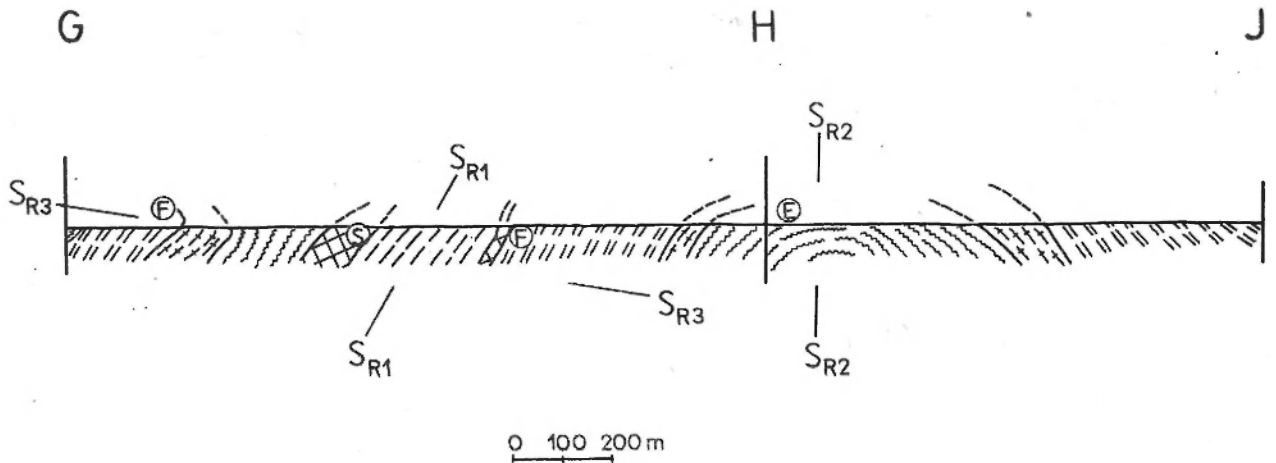


Fig. 18

Przekrój przez fragment jednostki Rzeszówka ograniczony obszarem „R” (lokalizacja przekroju na fig. 16, objaśnienia jak na fig. 3, stanowiska fauny jak na fig. 16)

Cross-section through the fragment of the Rzeszówka unit referred to as the “R” area (localization of the cross-section is shown in fig. 16, explanation as in fig. 3, localities of fauna as in fig. 16)

od opisywanej antyformy. Generalny upad warstw w jej skrzydłach wskazany jest przez maksima o najwyższych wartościach.

W południowo-zachodnim skrzydle antyformy wymieniona wyżej sekwencja od czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (S) do jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$) powtarza się dwukrotnie. Wynika to z obecności widocznego na mapie niemal izoklinalnego fałdu, w którego jądrze występują łupki mułowcowe i ilaste ($O-D?$),

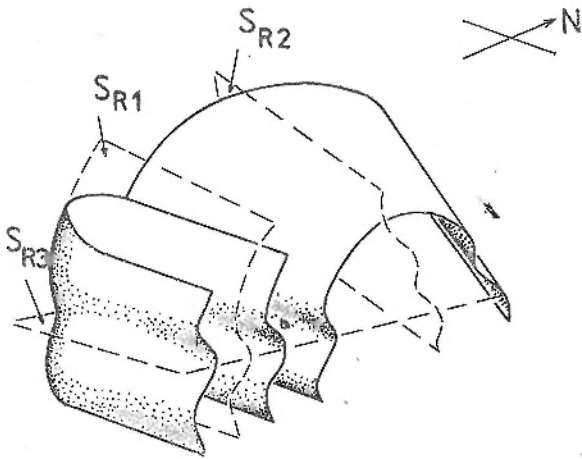


Fig. 19

Schemat interferencji fałdów F_{R1} , F_{R2} i F_{R3}

S_{R1} , S_{R2} , S_{R3} — powierzchnie osiowe fałdów

A scheme of the interference of F_{R1} , F_{R2} and F_{R3} folds

S_{R1} , S_{R2} , S_{R3} — axial planes to these folds

a w skrzydle normalnym cała wymieniona sekwencja. Skrzydło odwrócone jest w znacznej części wytarte, dzięki czemu kontaktują tu bezpośrednio fameńskie jasne łupki krzemionkowe z litydami. W normalnym skrzydle fałdu w przedłużeniu, tego samego zapewne, poziomu litydów stwierdzona została fauna graptolitowa walentu (fig. 16, 18). Powierzchnia osiowa fałdu jest równoległa do s_0 w jego skrzydłach, a więc generalnie równoległa do s_0 w południowo-zachodnim skrzydle antyformy. Z tego, jak również z izoklinalnego kształtu fałdu można wnioskować, że jest on formą starszą od opisywanej antyformy, a równocześnie najstarszą w obszarze „R”. Dlatego będzie on oznaczony symbolem F_{R1} , a jego powierzchnia osiowa — S_{R1} . Młodsza od niego antyforma otrzyma symbole F_{R2} i S_{R2} . Dotychczas nie zostały stwierdzone żadne struktury mezoskopowe odpowiadające fałdowi F_{R1} . Możliwe jest, że jego powierzchni osiowej odpowiada opisana powyżej, zachowana w reliktach foliacja równoległa do s_0 . Fałdowi F_{R2} odpowiadają zapewne mezoskopowe fałdy f_R . Wskazuje na to orientacja

ich osi i powierzchni osiowej oraz północna asymetria (stwierdzone zostały w południowo-zachodnim skrzydle antyformy). Mezoskopowe struktury f_R i s_R nie mają makroskopowych odpowiedników widocznych w intersekcji. Obecność ich zaznaczona jest jedynie zmianą orientacji s_0 w południowo-zachodnim skrzydle antyformy F_{R2} — w kilku odkrywkach, w południowo-zachodniej części obszaru „R” s_0 wykazuje upad w kierunku E, SE lub NE. Taka orientacja s_0 jest charakterystyczna dla odwróconych skrzydeł fałdów makroskopowych F_{R3} , odpowiadających mezoskopowym strukturom f_R i s_R . W jednej z odkrywek, oznaczonej na mapie (fig. 16) znakiem X, odwrócenie warstw zostało potwierdzone sekwencją fauny konodontowej (Urbanek 1975b).

Użycie symbolu F_{R3} wskazuje, że fałdy nim oznaczone są młodsze od fałdów F_{R1} i F_{R2} . O tym, że fałdy F_{R3} (i związane z nimi struktury mezoskopowe f_R i s_R) są młodsze od fałdów F_{R1} mogą przekonać następujące fakty:

— złupkowanie s_R w całej części II obszaru „R”, gdzie występuje fałd F_{R1} , wykazuje stałą orientację (fig. 17, 21b), nie jest więc starsze od F_{R1} ;

— złupkowanie to nie jest równoległe do powierzchni S_{R1} , lecz przecina ją, jak również oba skrzydła fałdu F_{R1} ;

— struktura (fabric) d_R przedstawiona na figurze 21 jest wyjątkowo spójna: oś π pierścienia, w którym mieszczą się najważniejsze maksima orientacji s_0 oraz maksimum orientacji s_R zgadza się idealnie z maksimum orientacji $f_R + l_R$ (niezbyt wybitne maksimum orientacji s_0 leżące w centrum diagramu, poza tym pierścieniem, jest prawdopodobnie reliktem starszej struktury, zapewne F_{R2} ; w miejscach gdzie s_0 wykazuje taką orientację s_R nie jest widoczne — obie struktury są równoległe).

Dla wykazania, że fałdy F_{R3} oraz struktury f_R i s_R są młodsze od antyformy F_{R2} należy przytoczyć następujące argumenty:

— złupkowanie s_R w obu skrzydłach antyformy F_{R2} ma zasadniczo podobną orientację (rozzrut orientacji s_R w północno-wschodnim skrzydle antyformy jest w znacznej części związany z młodszą, nie opisywaną tu fazą deformacji);

— złupkowanie to jest niezależne od powierzchni S_{R2} , przecina ją i oba skrzydła antyformy F_{R2} , w obu skrzydłach antyformy nachylone jest pod kątem mniejszym niż s_0 (fig. 20, 21);

— fałdy f_R , jak również struktura (fabric) utworzona przez s_0 i s_R , wykazują przeciwną asymetrię w obu skrzydłach antyformy F_{R2} , nie jest to jednak asymetria zbieżna ku przegubowi, lecz rozbieżna (w skrzydle północno-wschodnim asymetria NE, w południowo-zachodnim asymetria SSW).

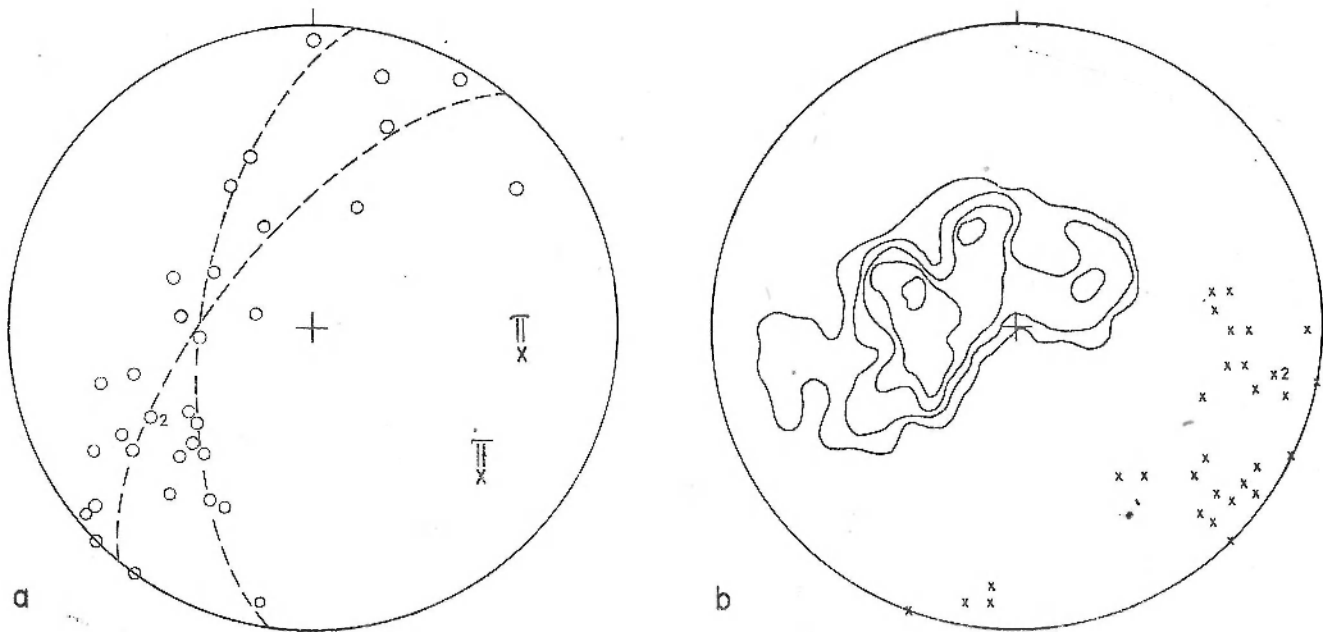


Fig. 20

Orientacja struktur mezoskopowych w północno-wschodnim skrzydle antyformy F_{R2} (część I obszaru „R”)

a – 34 pomiary orientacji s_0 ; b – 54 pomiary orientacji s_R (kontury: 1, 3, 6, 10, 15%) i 32 pomiary orientacji $f_R + l_R$ (krzyżyki)

Orientation of mesoscopic structures in the northeastern limb of the F_{R2} antiform (part I of the “R” area)

a – 34 measurements of orientation of the s_0 structure; b – 54 measurements of orientation of the s_R structure (contours: 1, 3, 6, 10, 15%) and 32 measurements of orientation of the $f_R + l_R$ structures (crosses)

Niewielka rozbieżność między maksimumami orientacji s_R w dwu skrzydłach antyformy (fig. 20b, 21b) jest najprawdopodobniej skutkiem pewnego ugięcia, któremu ulega złupkowanie „nakładane” na przebieg starszego fałdu.

Przestrzenny model interferencji fałdów F_{R1} , F_{R2} i F_{R3} przedstawia figura 19.

Osie mezoskopowych fałdów f_R , a także zapewne fałdów F_{R3} , zanurzają się przeważnie pod kątem 5–15° w kierunku ESE do SE. Można sądzić, że odchylenia od tego kierunku (fig. 20b) są wywołane częściowo uprzednią orientacją s_0 . Nie jest to jednak przyczyna jedyna. Wskazuje na to sytuacja w niewielkiej południowo-zachodniej części obszaru „R” (część III obszaru). Orientacja osi mezoskopowych fałdów f_R i lineacji l_R daje tu dwa maksima oznaczone f_{Ra} i f_{Rb} (fig. 22c). Fałdy f_{Ra} i f_{Rb} nie różnią się stylem, są związane z tym samym złupkowaniem s_R tak, że podczas obserwacji polowych nie można ich rozróżnić. Dopiero statystyczne ujęcie ich orientacji wskazuje, że f_{Rb} są młodsze od f_{Ra} . W diagramach widać, że maksima s_0 odpowiadające skrzydłom fałdów f_R rozrzucone są w niepełne pierścienie wokół osi πb która pokrywa się z maksimum f_{Rb} . Rozrzut taki zaznacza się też, choć niezbyt wyraźnie, w diagramie orientacji osi fałdów f_R (fig. 22c) – maksimum f_{Ra} jest lekko wyciągnięte w pierścień wokół maksimum

f_{Rb} . Jedyne w diagramie orientacji s_R sytuacja nie jest tak jasna (fig. 22b). Tu skutkiem obecności fałdów f_{Rb} może być wyraźne rozszerzenie maksimum s_R w kierunku W–E (por. fig. 21b, 22b).

Na generację struktur d_R składają się więc dwie grupy różnie zorientowanych struktur liniowych i fałdów. Powstanie tego systemu tłumaczyć można zmianą w czasie orientacji osi a i b układu kinematycznego, przy zachowaniu stałej orientacji osi c .

Struktury f_R , s_R i l_R oraz odpowiadające im makroskopowe fałdy F_{R3} są najmłodszymi spośród struktur pierwszego etapu deformacji w obszarze „R”.

OBSZAR „W”

Pod względem litologii występujących tu skał obszar „W” nie różni się zasadniczo od obszaru „R”. Przeważają w nim skały ilaste, ilasto-krzemionkowe i krzemionkowe ujęte w kilka zespołów skalnych (O–D?, S, D–1, D–2, D–3, D).

STRUKTURY MEZOSKOPOWE

Podobieństwo litologii warunkuje podobieństwo mezoskopowych struktur tektonicznych obserwowanych w obszarach „W” i „R”. Dzięki temu niektóre z nich mogą być do siebie bezpośrednio przyrównywane.

W tych przypadkach zamieszczone poniżej opisy struktur zostaną skrócone do koniecznego minimum.

W obszarze „W” można wyróżnić trzy generacje mezoskopowych struktur tektonicznych oznaczone symbolami: s_{W1} , f_{W1} , s_{W2} , f_{W2} , l_{W2} , s_{W3} , f_{W3} , l_{W3} .

Struktura s_0

Sedymentacyjne warstwowanie s_0 w skałach obszaru „W” charakteryzuje się na ogół identycznymi cechami jak s_0 opisane w obszarze „R”. Są to:

- sedymentacyjna naprzemianległość lamin (ławic);
- równoległe ułożenie minerałów blaszkowych w tych laminach;
- równoległa orientacja kierunkowo zrekrytalizowanych ziarn kwarcu (wyjątkowo).

Cechy te nadają strukturze s_0 charakter foliacji zupełnej lub niezupełnej. Ma to miejsce w większości obserwowanych przypadków. W nielicznych, w których występuje skośna do s_0 struktura s_{W1} , ta pierwsza notowana jest jedynie przez naprzemianległość lamin, druga jest najczęściej foliacją zupełną (pl. XI, 3–5). W pozostałych przypadkach można uznać, że obydwie struktury są do siebie równoległe dając w sumie jedną opisywaną jako s_0 .

Struktury fazy d_{W1}

Struktury te można obserwować jedynie w nielicznych odkrywkach, przy czym tylko w czterech występują w sytuacji całkowicie jasnej względem struktur starszych (s_0) i młodszych (s_{W2} , f_{W2}). W jednej z odkrywek, znajdującej się w górnej części wąwozu na południe od porfiru wzgórza Wielisławka, struktury te zachowane są w pstrych skałach krzemionkowych i łupkach „rogowcowych” oraz w warstwach piaszczystych zaliczonych do zespołu D. Widoczne tu fałdy f_{W1} są izoklinalne lub prawie izoklinalne, o przegubach koncentrycznych (lub zbliżonych) w ławicach masywnych skał krzemionkowych albo blis-

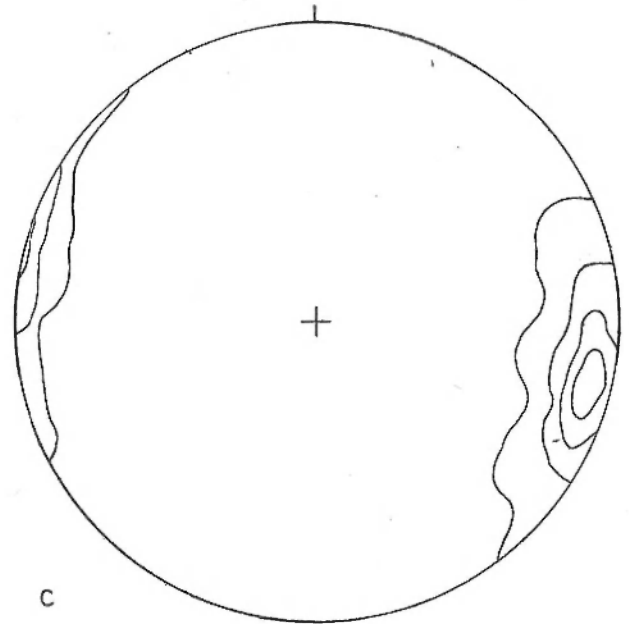
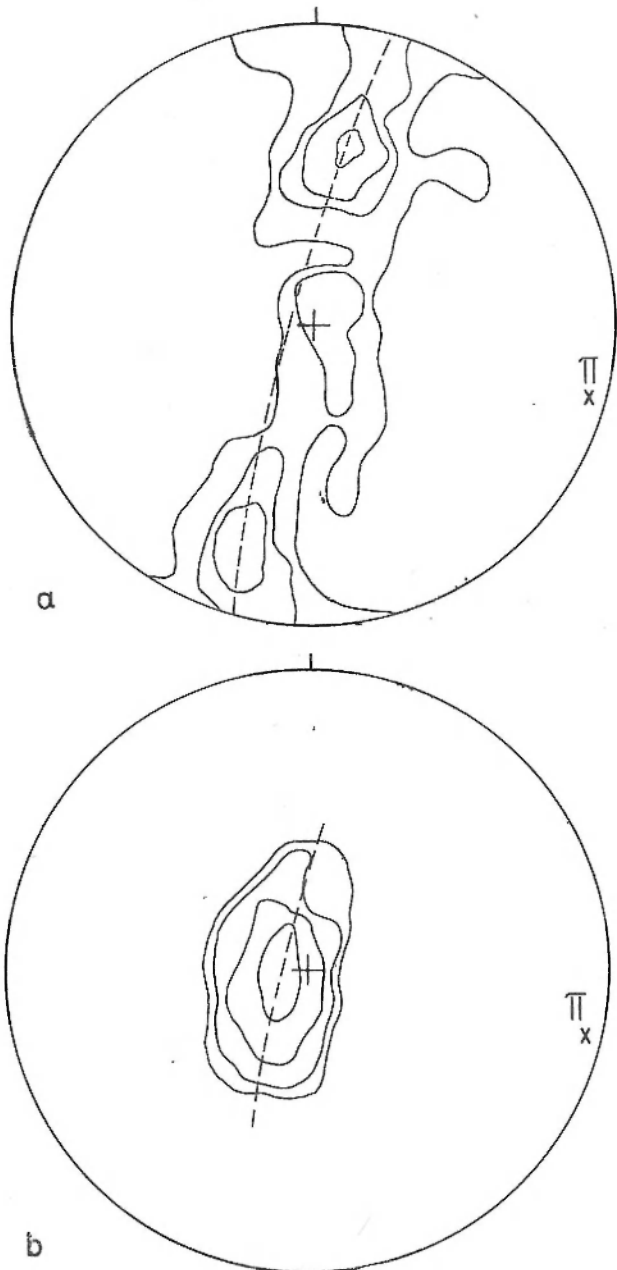


Fig. 21

Orientacja struktur mezoskopowych w południowo-zachodnim skrzydle antyformy F_{R2} (część II obszaru „R”)

a – 120 pomiarów orientacji s_0 (kontury: 1, 3, 6, 10%); b – 107 pomiarów orientacji s_R (kontury: 1, 3, 10, 20%); c – 64 pomiary orientacji $f_R + l_R$ (kontury: 1, 6, 15, 30%)

Orientation of mesoscopic structures in the southwestern limb of the F_{R2} antiform (part II of the “R” area)

a – 120 measurements of orientation of the s_0 structure (contours: 1, 3, 6, 10%); b – 107 measurements of orientation of the s_R structure (contours: 1, 3, 10, 20%); c – 64 measurements of the $f_R + l_R$ structures (contours: 1, 6, 15, 30%)

kich klasie „similar folds” (w łupkach „rogowcowych”). W tych ostatnich forma fałdów wykazuje wyraźny związek z obecnym tu złupkowaniem s_{W1} o typie foliacji zupełnej (pl. XI, 3, 4). Struktura s_{W1} ma również ten charakter w skałach krzemionkowych i w towarzyszących im ławicach piaszczystych (pl. XI, 5).

W innych odkrywkach, gdzie obserwowane były struktury f_{W1} i s_{W1} sytuacja przedstawia się następująco:

- w jednej z nich struktura s_0 i skośne do niej złupkowanie s_{W1} są fałdowane przez f_{W2} i cięte przez s_{W2} (pl. XI, 2), s_{W1} w ilasto-krzemionkowym czarnym łupku ma cechy foliacji zupełnej;
- w dwu pozostałych skrzydła i powierzchnie

osiowe prawie izoklinalnych fałdów f_{W1} cięte są poprzecznie przez złupkowanie s_{W2} (pl. XI, 1).

Spośród wymienionych na podkreślenie zasługują następujące cechy struktur fazy d_{W1} :

- fałdy f_{W1} są najczęściej izoklinalne lub prawie izoklinalne;
- złupkowanie s_{W1} w skałach krzemionkowych, ilasto-krzemionkowych i piaszczystych ma najczęściej cechy foliacji zupełnej;
- złupkowanie s_{W1} jest najczęściej równoległe do s_0 , co jest związane z izoklinalną formą fałdów tej fazy.

Z tej charakterystyki wynika znaczne podobieństwo struktur f_{W1} i s_{W1} do struktur f_{J1} i s_{J1} .

Struktury fazy d_{W2}

Mezoskopowe struktury f_{W2} , s_{W2} i l_{W2} można obserwować niemal we wszystkich odkrywkach w obszarze „W”. Swoim wykształceniem odpowiadają całkowicie opisanym poprzednio strukturom f_R , s_R i l_R , dlatego nie będą charakteryzowane. Ze względu na tę identyczność oraz rolę jaką odgrywają w strukturze (fabric) skał występujących w tych dwu obszarach („W” i „R”) można je uznać za należące do tej samej generacji.

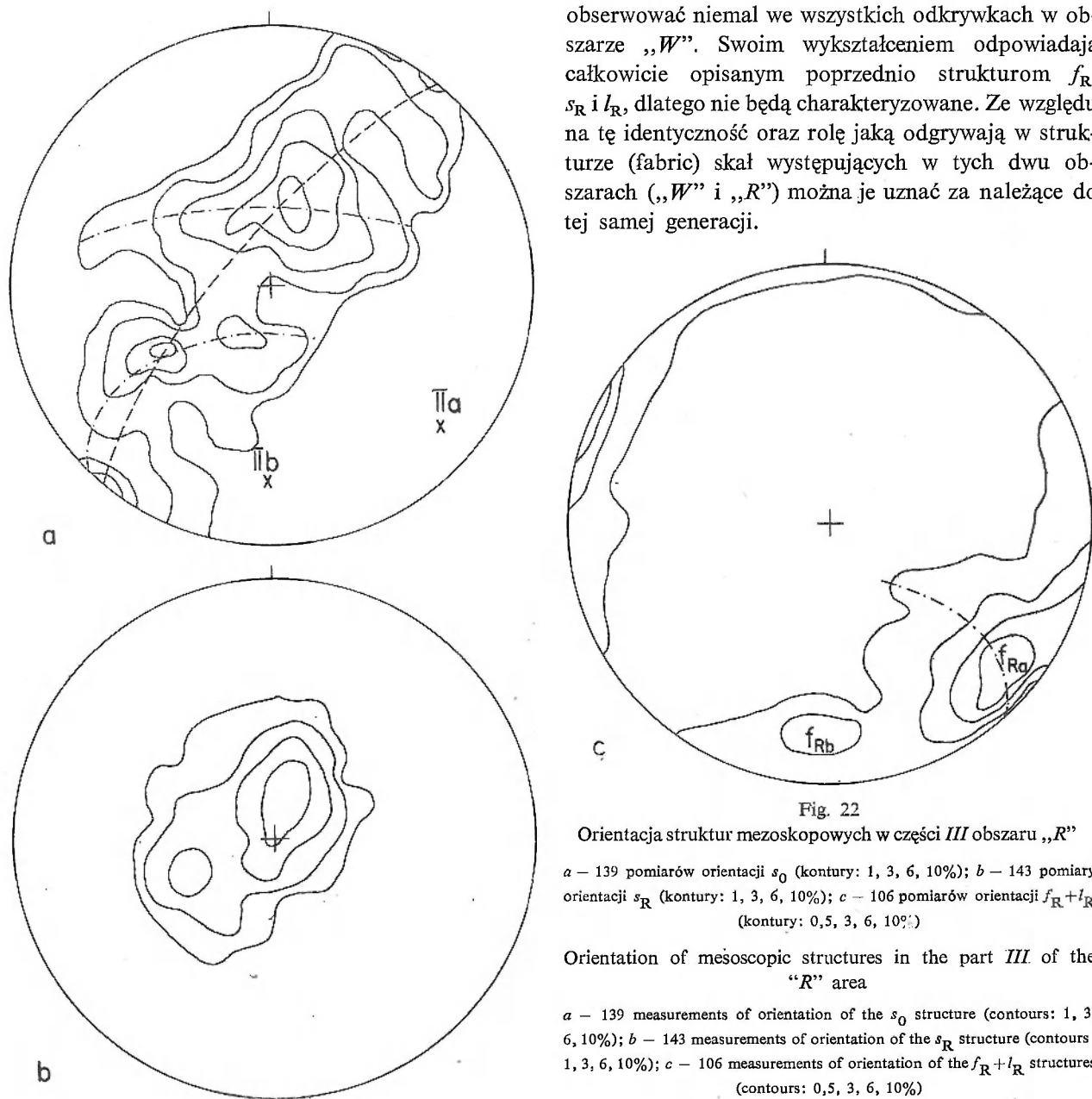


Fig. 22

Orientacja struktur mezoskopowych w części III obszaru „R”

a — 139 pomiarów orientacji s_0 (kontury: 1, 3, 6, 10%); b — 143 pomiary orientacji s_R (kontury: 1, 3, 6, 10%); c — 106 pomiarów orientacji $f_R + l_R$ (kontury: 0,5, 3, 6, 10%.)

Orientation of mesoscopic structures in the part III of the “R” area

a — 139 measurements of orientation of the s_0 structure (contours: 1, 3, 6, 10%); b — 143 measurements of orientation of the s_R structure (contours: 1, 3, 6, 10%); c — 106 measurements of orientation of the $f_R + l_R$ structures (contours: 0,5, 3, 6, 10%)

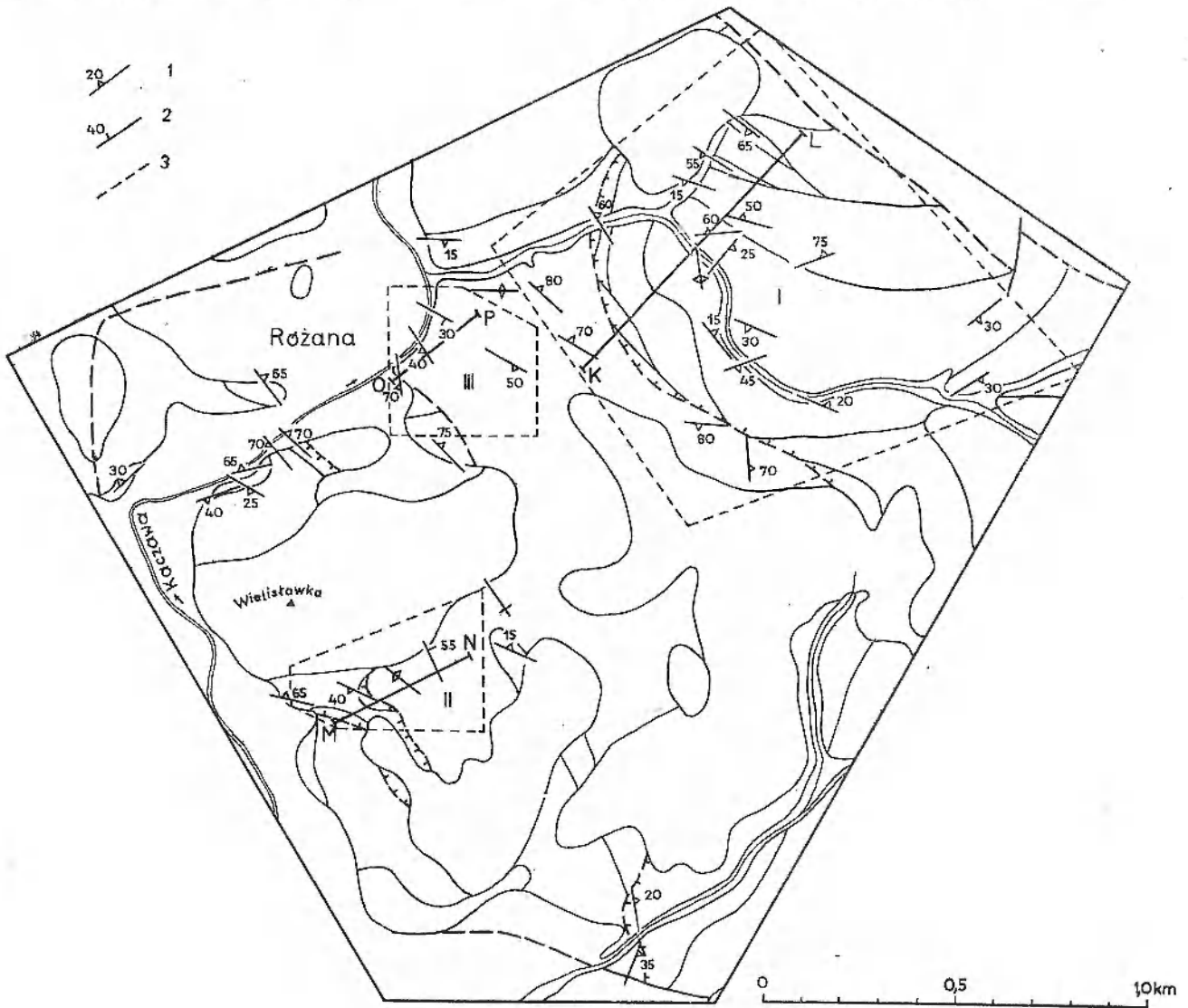


Fig. 23

Obszar „W” — orientacja struktury s_{W1} I — foliacja s_{W1} równoległa do s_0 ; 2 — foliacja s_{W1} skośna do s_0 ; 3 — granice części I, II, III obszaru „W”The „W” area — orientation of the s_{W1} structureI — s_{W1} slaty cleavage parallel to the s_0 structure; 2 — s_{W1} slaty cleavage oblique to the s_0 structure; 3 — boundaries of three parts (I, II, III) of the „W” areaStruktury fazy d_{W3}

Struktury te zostały stwierdzone zaledwie w kilku odsłonięciach, gdzie ich stosunek do struktur generacji d_{W2} jest jasny (pl. XII). Ze względu jednak na ich podobieństwo do tych ostatnich, w szeregu innych odkrywek, gdzie nie występują wspólnie z nimi, mogły zostać uznane za f_{W2} , s_{W2} i l_{W2} . Powierzchnią fałdowaną przez f_{W3} jest złupkowanie s_{W2} lub rzadziej s_0 . Fałdy f_{W3} o amplitudzie od jednego do kilkunastu centymetrów są zawsze asymetryczne — ich powierzchnie osiowe, oraz złupkowanie s_{W3} , tworzą ze złupkowaniem s_{W2} niewielki kąt 15–30° (fig. 25, 27b, 28b).

Złupkowanie s_{W3} jest złupkowaniem krenulacyj-

nym (pl. XII, 4, 5), natomiast przy słabszym rozwoju tworzy odrębne mikroskopowej wielkości strefy o typie „segregation kink-bands”. Ten ostatni typ złupkowania, wybitna asymetria fałdów f_{W3} przy bardzo małym kącie między powierzchnią fałdowaną a powierzchnią osiową, silniejszy rozwój złupkowania w krótszych skrzydłach fałdów świadczą o tym, że zasadniczym motorem tworzenia tych struktur było ścinanie. Dodatkowo potwierdza to fakt, że w wypadku bardziej intensywnej deformacji skrzydła fałdów f_{W3} ulegają rozerwaniu tak, że mogą przybrać postać fałdów śródfoliacyjnych (pl. XII, 3).

Lineację l_{W3} tworzą krawędzie przecięcia s_{W3} z s_0 i s_{W3} z s_{W2} . Najlepiej widać ją na powierzchni s_0 w przegubach fałdów f_{W2} , gdzie przecina skośnie lineację

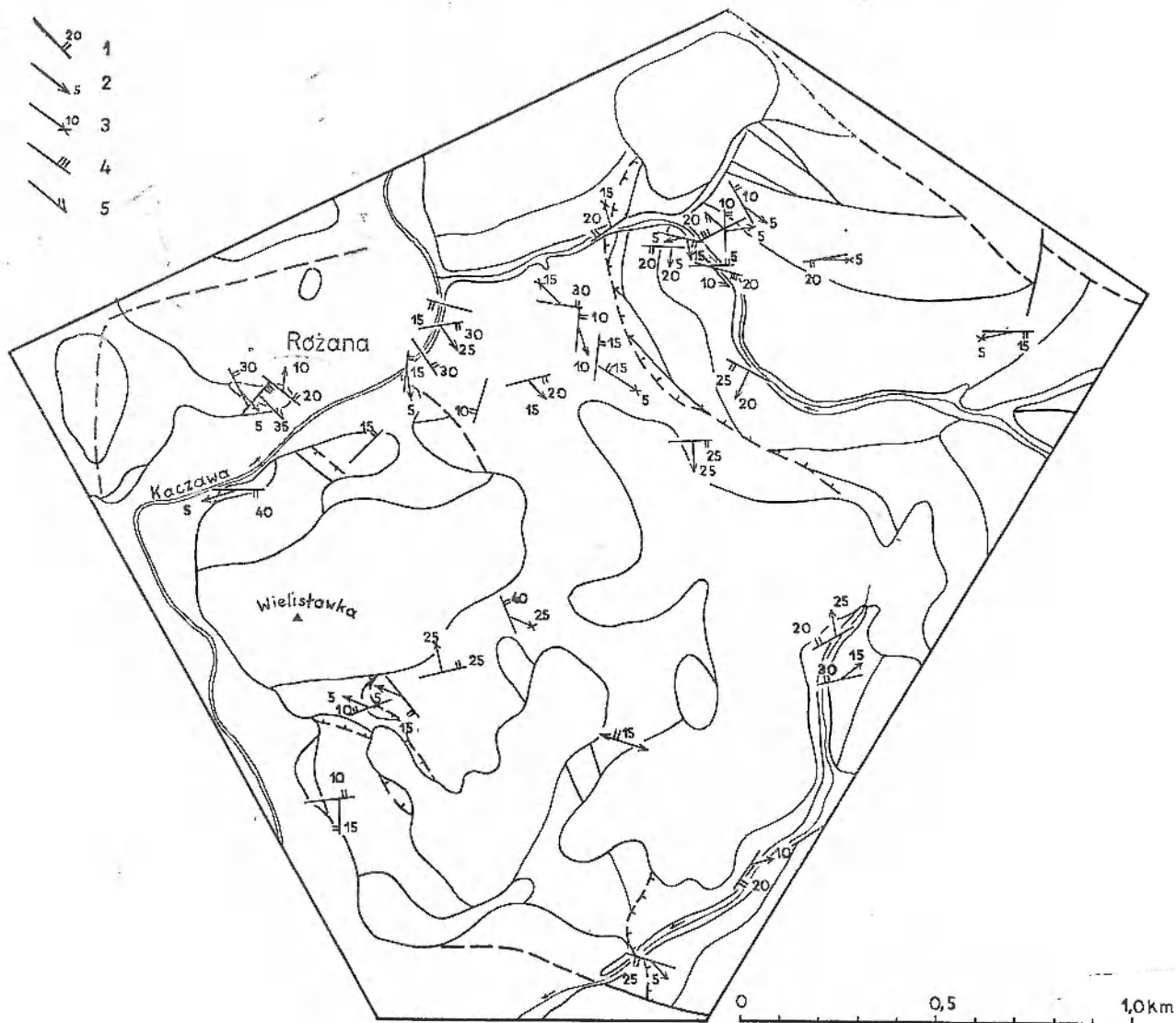


Fig. 24

Obszar „W” — orientacja mezoskopowych struktur tektonicznych drugiej i trzeciej generacji

1 — złupkowanie s_{W2} ; 2 — osie fałdów f_{W2} ; 3 — lineacja l_{W2} ; 4 — złupkowanie s_{W2} ; 5 — osie fałdów f_{W3} i lineacja l_{W3}

The “W” area — orientation of tectonic structures of mesoscopic dimensions

1 — s_{W2} cleavage; 2 — f_{W2} fold axes; 3 — l_{W2} lineation; 4 — s_{W2} cleavage; 5 — f_{W3} fold axes and l_{W3} lineation

l_{W2} (pl. XII, 1). Lineacja l_{W2} jest zwykle łagodnie powyginana, czym objawia się obecność fałdów f_{W3} rozwiniętych na złupkowaniu s_{W2} (pl. XII, 2).

W orientacji struktur s_{W3} , f_{W3} i l_{W3} i ich stosunku do s_{W2} i f_{W2} można dopatrzeć się pewnego podobieństwa do fałdów f_{R2} i ich relacji względem f_{Ra} .

STRUKTURY MAKROSKOPOWE I MAKROSKOPOWA ANALIZA STRUKTURALNA

Możliwości rozpoznania budowy zachodniego fragmentu jednostki Rzeszówka zamkniętego w obszarze „W” są mniejsze niż w obszarach „J” i „R”. Składa się na to parę przyczyn. Po pierwsze, zespół

pstrych łupków ilastych i krzemionkowych, zajmujący znaczną część tego fragmentu nie został kartograficznie rozdzielony na podrzędne ogniwa. Dzięki temu w obrazie kartograficznym uległa zatarciu część występujących tu makroskopowych struktur tektonicznych. Po drugie, orientacja struktur mezoskopowych jest wyjątkowo zmienna, dotyczy to zwłaszcza struktur s_0 i f_{W2} (fig. 23, 24). Interpretacja zbiorczych diagramów struktur jest w znacznej części niemożliwa. Autor nie podejmuje więc próby rozwiązania wszystkich problemów tektonicznych tego fragmentu jednostki, przedstawiając jedynie elementy najbardziej charakterystyczne uchwytnie w trzech częściach obszaru „W” (fig. 23).

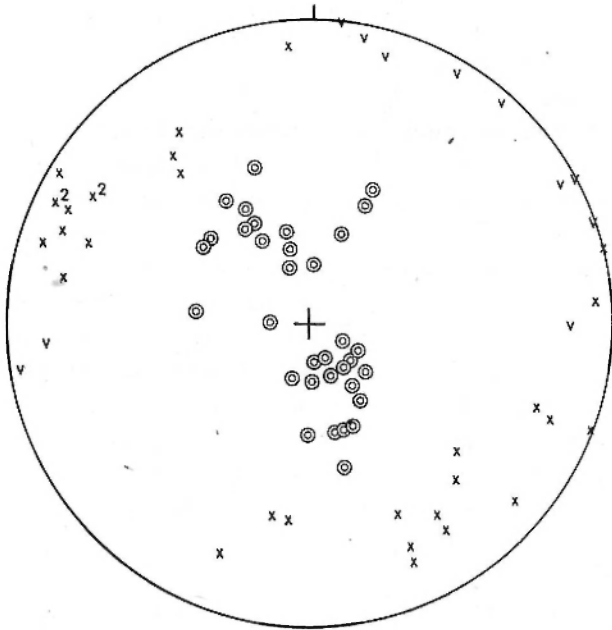


Fig. 25

Orientacja struktur s_{W3} , f_{W3} i l_{W3}

34 pomiary orientacji s_{W3} (podwójne kółka) i 41 pomiarów orientacji $f_{W3} + l_{W3}$ (krzyżyki — $f_{W3} + l_{W3}$ mierzone na powierzchni s_0 , znaczki v — $f_{W3} + l_{W3}$ mierzone na powierzchni s_{W2})

Orientation of the s_{W3} , f_{W3} and l_{W3} structures in the "W" area

34 measurements of orientation of the s_{W3} structure (double circles) and 41 measurements of the $f_{W3} + l_{W3}$ structures (crosses — $f_{W3} + l_{W3}$ structures measured in the s_0 surface, "v" marks — $f_{W3} + l_{W3}$ structures measured in the s_{W2} surface)

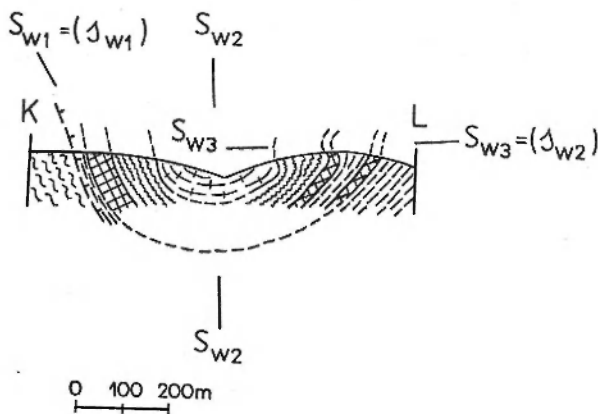


Fig. 26

Przekrój przez synformę F_{W2} (lokalizacja na fig. 23, objaśnienia jak na fig. 3)

Cross-section through the F_{W2} synform — part I of the "W" area (localization of the cross-section is shown in fig. 23, explanation as in fig. 3)

Jedną z najwyraźniejszych makroskopowych struktur obszaru „W” jest powierzchnia oddzielająca zespół pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D) od zajmujących wschodnią część obszaru pozostałych zespołów skalnych. Zespoły te tworzą normalną sek-

wencję — od zespołu łupków mułowcowych i ilastych ($O-D$) po zespół jasnych łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$). Z przebiegu wychodni tej powierzchni w północnym odcinku można wywnioskować, że jest najprawdopodobniej równoległa do powierzchni s_{W1} (i zasadniczo równoległa do s_0) i zapada generalnie w kierunku E. Zatem cała wspomniana wyżej sekwencja zespołów skalnych (sylursko-dewońskich⁶) zalega w pozycji normalnej w stropie dewońskiego zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych. Jediną możliwością wytłumaczenia tej sytuacji jest przyjęcie, że rozdzielająca je powierzchnia jest powierzchnią nasunięcia (S_{W1}). W północnej części obszaru „W” (część I) jest ona ujęta w obszerną synformę, w której jądrze występuje zespół ciemnych łupków ilasto-krzemionkowych (fig. 26). Fałd ten wykazuje znaczną analogię z antyformą F_{R2} opisaną uprzednio. Na orientację s_0 (równoległą do s_{W1}) w jej skrzydłach wywierają jednak znaczny wpływ mezoskopowe fałdy f_{W2} i ewentualnie odpowiadające im fałdy makroskopowe. Wpływ ten zaznacza się przede wszystkim:

— w reorientacji s_0 w skrzydle północnym synformy (główne maksimum ma pozycję 10/25; fig. 27a);
— w ogromnej dyspersji orientacji s_0 w jej skrzydle południowo-zachodnim (fig. 28a).

Na orientację osi mezoskopowych fałdów f_{W2} wpływa w pierwszym rzędzie uprzednia orientacja s_0 ($= s_{W1}$) w skrzydłach synformy (fig. 27c i 28c). Złupkowanie s_{W2} w obu skrzydłach ma orientację niemal identyczną (fig. 27b i 28b).

Przedstawione fakty prowadzą do wniosku identycznego z wyciągniętym w przypadku struktury F_{R2} . — synforma występująca w części I obszaru „W” jest młodsza od nasunięcia S_{W1} i starsza od struktur mezoskopowych s_{W2} i f_{W2} . Będzie oznaczana symbolem F_{W2} , jej powierzchnia osiowa — S_{W2} . Makroskopowe struktury odpowiadające mezoskopowym f_{W2} i s_{W2} — odpowiednio F_{W3} i S_{W3} . Wzajemny stosunek wiekowy fałdu F_{W2} do złupkowania s_{W2} i fałdów f_{W2} potwierdzają również informacje uzyskane w kilku odsłonięciach w jego części przegubowej. Tu s_0 zapada pod niewielkim kątem w kierunku SE, NE lub SW (fig. 29). Przy pierwszym z tych położzeń s_{W2} nie jest wykształcone, przy drugim s_{W2} przecina s_0 zapadając na SW i tworząc z nim strukturę (fabric) o asymetrii NE, przy trzecim odwrotnie — s_{W2} zapada na NE dając strukturę (fabric) o asymetrii SW. Niewielki rozrzut orientacji s_0 ($= s_{W1}$) określa

⁶ Należy zastrzec, że w żadnym z tych zespołów skalnych we wschodniej części obszaru „W” nie znaleziono dotąd fauny i to określenie wieku wynika z porównania z pozostałymi częściami jednostki.

dysyc dobrze orientację przegubu synformy — zanurza się on pod kątem ok. 20° w kierunku SE.

Z sytuacją podobną spotykamy się w części II obszaru „W” (fig. 23, 30). Strukturą S_{W1} jest powierzchnia nasunięcia litytów oraz pstrych skał krzemionkowych i łupków „rogowcowych” (stosunek przestrzenny dwu ostatnich odmian do litytów nie jest jasny) na stropowe ogniwa zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (D). Nasunięcie to „zakorzenione” jest we wschodniej części tego fragmentu obszaru „W”, gdzie pstry skały krzemionkowe i łupki „rogowcowe” znajdują się w swojej normalnej zapewne pozycji w stosunku do pozostałych odmian zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (fig. 30). Wiek litytów leżących w południowo-zachodniej części profilu M—N w stopie tego zespołu

nie jest określony fauną, jednak stanowią one zapewne przedłużenie sylurskich litytów występujących na północ od porfirów wzgórza Wielisławka (fig. 3). Istnienie nasunięcia nie powinno więc budzić wątpliwości. Struktura S_{W1} ujęta jest w antyformę F_{W2} o powierzchni osiowej S_{W2} ustawionej w przybliżeniu pionowo. Z orientacji s_{W1} ($= s_0$ z wyjątkiem wschodniego odcinka profilu) w skrzydłach antyformy wynika, że jej oś zanurza się pod kątem ok. 10° w kierunku SE (fig. 31). Nie zgadza się to z intersekcją, która sugeruje kierunek przeciwny (fig. 30a). Prawdopodobnie oś antyformy wykazuje poprzeczne undulacje, na co nie bez wpływu chyba pozostaje sąsiedztwo dużego ciała porfirowego. Skrzydła antyformy F_{W2} są cięte przez złupkowanie s_{W2} zorientowane w przybliżeniu poziomo (fig. 30b, 31). Złupkowanie to oraz związane z nim fałdy f_{W2} i lineacja l_{W2} są najwyraźniejszymi strukturami mezoskopowymi w części II obszaru „W”. Jednak nie udało się dotychczas wykryć obecności jakichkolwiek związanych z nimi struktur makroskopowych.

Niewielka część III obszaru „W” charakteryzuje się, sądząc z orientacji struktur mezoskopowych,

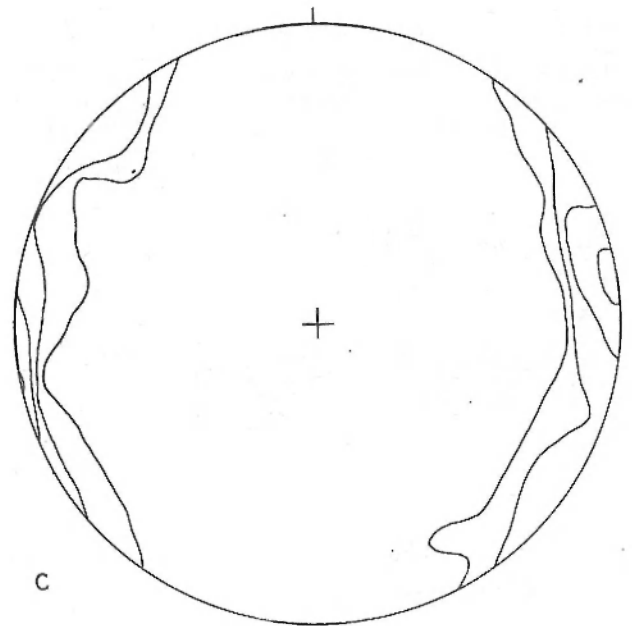
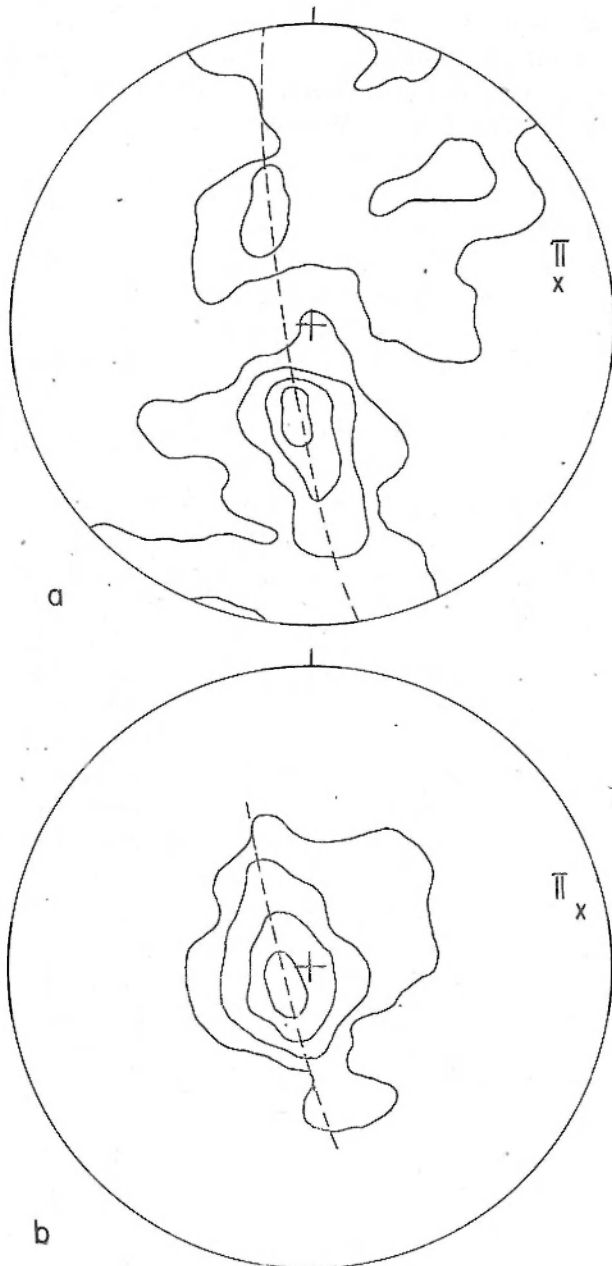


Fig. 27

Orientacja struktur mezoskopowych w północno-wschodnim skrzydle synformy F_{W2} (część I obszaru „W”)

a — 116 pomiarów orientacji s_0 (kontury: 0,5, 3, 6, 10%); b — 99 pomiarów orientacji s_{W2} (kontury: 1, 4, 10, 25%); c — 67 pomiarów orientacji $f_{W2} + l_{W2}$ (kontury: 1, 3, 10, 20%)

Orientation of mesoscopic structures in the northeastern limb of the F_{W2} synform (part I of the “W” area)

a — 116 measurements of orientation of the s_0 structure (contours: 0,5, 3, 6, 10%); b — 99 measurements of orientation of the s_{W2} structure (contours: 1, 4, 10, 25%); c — 67 measurements of orientation of the $f_{W2} + l_{W2}$ structures (contours: 1, 3, 10, 20%)

stosunkowo prostą budową (fig. 32, 33). Foliacja s_{W1} (w ogromnej większości równoległa do s_0) zapada pod umiarkowanym lub dużym kątem w kierunku SW lub W. Przecina ją złupkowanie s_{W2} zapadające pod niewielkim kątem w kierunku S, E lub NE, z którym związane są liczne mezoskopowe fałdy f_{W2} . Jednak w obrębie tej „monokliny” dwukrotnie powtarzają się udokumentowane fauną utwory franu rozdzielone łupkami eiflu (Urbanek 1975a, b). Przyczyną tego stanu rzeczy nie mogą być makroskopowe fałdy związane z drobnymi strukturami f_{W2} i s_{W2} . W orientacji s_{W1} ($= s_0$) dają się zauważyć pewne różnice pomiędzy północno-wschodnim a południowo-zachodnim fragmentem części III obszaru „W”. Traktując te fragmenty jako dwa skrzydła hipotetycznego fałdu otrzymujemy jego oś β zorientowaną 200/45 (fig. 33c).

Orientacja ta jest niemal identyczna z orientacją osi jedynej (niestety!) odkrytego dotąd w tej części obszaru „W” mezoskopowego fałdu f_{W1} (fig. 33a). Istnieniem makroskopowych, prawie izoklinalnych fałdów F_{W1} można wytłumaczyć dwukrotne powtórzenie utworów eiflu i franu w profilu $O-P$ (fig. 32b). Zgodnie z tą interpretacją zostały wykreślone granice pomiędzy poszczególnymi odmianami zespołu pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (fig. 32a).

Podsumowując informacje uzyskane w obszarze „W” należy podkreślić, że na obraz kartograficzny mają wpływ struktury F_{W1} i S_{W1} — izoklinalne fałdy i nasunięcia, oraz struktury F_{W2} — synformy i antyformy o w przybliżeniu pionowych powierzchniach osiowych. Makroskopowe fałdy F_{W3} , związane z mezoskopowymi strukturami f_{W2} i s_{W2} , nie zaznaczają się w intersekcji. Nie zostały stwierdzone żadne makroskopowe struktury związane ze złupkowaniem s_{W3} i fałdami f_{W3} .

STRUKTURY TEKTONICZNE OBSZARÓW „J”, „R” I „W” — PORÓWNANIE

Spośród kilku generacji mezoskopowych struktur tektonicznych wyróżnionych w obszarach „J”, „R”

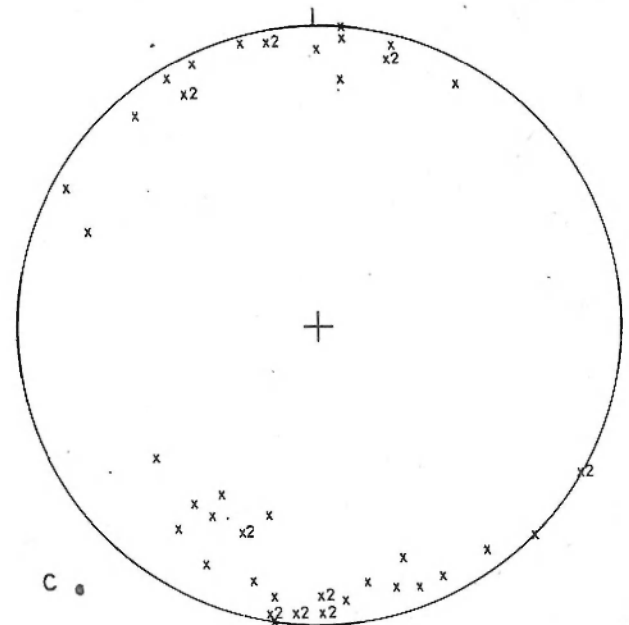
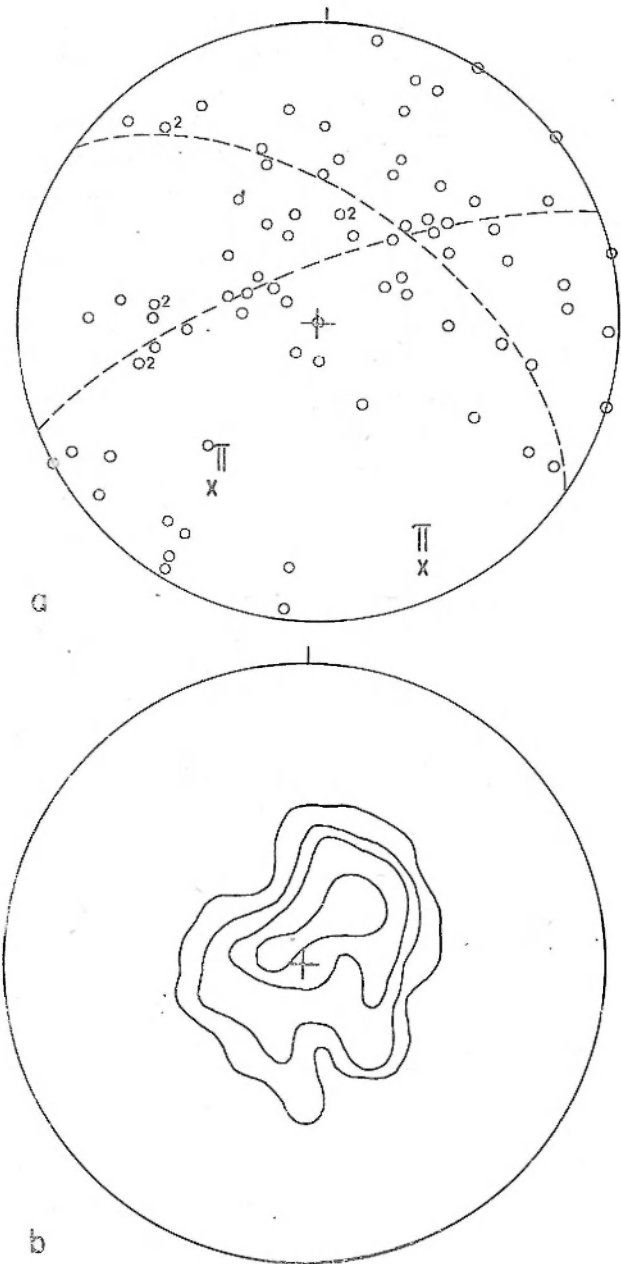


Fig. 28

Orientacja struktur mezoskopowych w południowo-zachodnim skrzydle synformy F_{W2} (część I obszaru „W”)

a — 85 pomiarów orientacji s_0 ; b — 101 pomiarów orientacji s_{W2} (kontury 1, 3, 6, 10%); c — 48 pomiarów orientacji f_{W2}

Orientation of mesoscopic structures in the southwestern limb of the F_{W2} synform (part I of the “W” area)

a — 85 measurements of orientation of the s_0 structure; b — 101 measurements of orientation of the s_{W2} structure (contours: 1, 3, 6, 10%); c — 48 measurements of orientation of f_{W2} structure

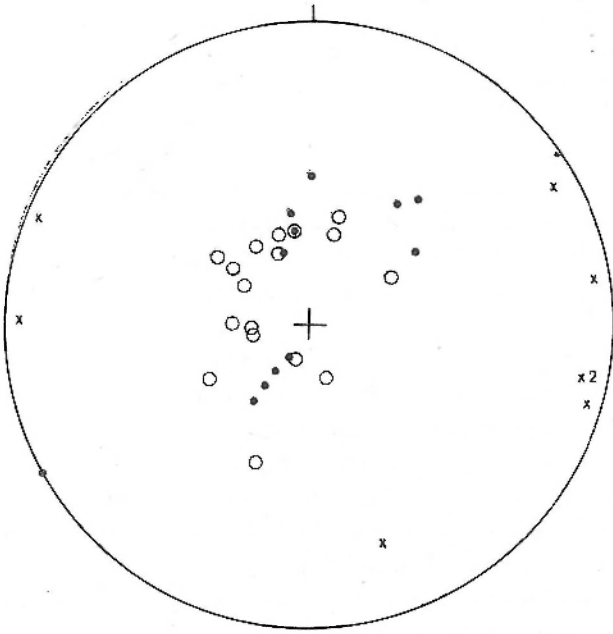


Fig. 29

Orientacja struktur mezoskopowych w przegubie synformy F_{W2}
(część I obszaru „W”)

kółka — s_0 ; kropki — s_{W2} ; krzyżyki — $f_{W2} + l_{W2}$

Orientation of mesoscopic structures at the hinge region of
the F_{W2} synform (part I of the “W” area)

s_0 — circles; s_{W2} — dots; $f_{W2} + l_{W2}$ — crosses

i „W” niektóre wykazują taką analogię w wykształceniu, że stwierdzenie ich identyczności wprost się narzuca. W innych przypadkach pomocne jest odkrycie ich związku ze strukturami makroskopowymi, których podobieństwo także umożliwia porównanie.

Wyniki porównania struktur tektonicznych stwierdzonych w obszarach „J”, „R” i „W” zestawione są w tabeli 2. Porównanie daje możliwość uznania ich różnorodnych rodzajów i odmian za efekt trzech następujących po sobie faz deformacji oznaczonych symbolami D_I , D_{II} i D_{III} .

Domniemyanych efektów hipotetycznej, najstarszej fazy oznaczonej D_0 ? nie udało się stwierdzić dotąd nigdzie, poza obszarem „J”. Do generacji D_I zostały zaliczone mezoskopowe struktury, których obecność została stwierdzona w obszarze „J” (f_{J1} , s_{J1}) i w obszarze „W” (f_{W1} , s_{W1}). W obu tych obszarach wykazują one podobne cechy:

- fałdy f_I mają formę izoklinalną lub zbliżoną, trafiają się wśród nich fałdy śródfoliacyjne, osie ich, w zależności od pozycji w skrzydłach młodszych, makroskopowych fałdów są najczęściej zorientowane N—S, NNE—SSW lub NNW—SSE, zanurzając się w jednym lub drugim z tych kierunków;
- złupkowanie s_I jest najczęściej równoległe do sedy-

mentacyjnego warstwowania, w skałach piaszczystych i w krzemionkowych jest to najczęściej foliacja niezupełna lub zupełna, w skałach ilastych i mułowcowych — intensywne złupkowanie krenulacyjne.

Makroskopowymi odpowiednikami tych struktur są izoklinalne fałdy F_I , niekiedy o „wytartych” skrzydłach odwróconych (łuski) i nasunięcia S_I . Powierzchnie nasunięć są równoległe (lub prawie równoległe) do sedymentacyjnego warstwowania.

Za makroskopowe struktury generacji D_{II} autor uważa stwierdzone w obszarach „R” i „W” fałdy F_{II} (antyformy i synformy) o pionowych lub zbliżonych powierzchniach osiowych S_{II} . Być może są to fałdy niecyldryczne, jak to przedstawia figura 19. Mogą to być też fałdy cylindryczne o nachylonych przegubach. W obu tych przypadkach powstanie podobny obraz intersekcji (widoczne zamknięcia przegubów). W każdym z nich fałdowana struktura płaska (s_0 lub s_I) będzie wykazywać różny bieg w obu skrzydłach fałdu, jak to ma miejsce w opisanych dotychczas przypadkach — w jednym skrzydle W—E, w drugim NNW—SSE do N—S. Jeżeli fałdy F_{II} są fałdami cylindrycznymi, z orientacji ich skrzydeł można, choć niezbyt precyzyjnie, określić orientację przegubów. W trzech przypadkach rozważanych w poprzednich rozdziałach zanurzać się one powinny pod kątem ok. 15—20° w kierunku SE.

Makroskopowe fałdy F_{II} nie mają swoich mezoskopowych odpowiedników w ilości pozwalającej na ujęcie ich w odrębną generację struktur mezoskopowych. Najprawdopodobniej związane są z nimi nieliczne fałdy obserwowane w obszarach „J” (f_{J1}) i „R” (f_{R1}).

Do trzeciej generacji struktur tektonicznych D_{III} zostały zaliczone występujące powszechnie w skałach wszystkich trzech obszarów mezoskopowe fałdy f_{III} i generalnie poziome złupkowanie s_{III} . Orientacja osi fałdów f_{III} uzależniona jest od uprzedniej orientacji struktury s_0 (lub s_I) wywołanej obecnością fałdów F_{II} . W skrzydłach fałdów F_{II} wykazujących bieg W—E osie fałdów f_{III} zorientowane są W—E, zanurzając się najczęściej w kierunku E. W skrzydłach wykazujących bieg NNW—SSE osie f_{III} zorientowane NNW—SSE zanurzają się przeważnie w kierunku SSE (fig. 20, 21, 27, 28). Analiza orientacji struktur f_{III} w obszarze „R” wykazała, że na tę generację składają się dwa różnowiekowe zespoły (f_{Ra} i f_{Rb}). W obszarze „W” stwierdzona została młodsza od struktur f_{W2} i s_{W2} (= f_{III} i s_{III}) generacja struktur mezoskopowych (f_{W3} i s_{W3}). Pod względem stylu fałdów oraz rodzaju i intensywności związanego z nimi złupkowania, struktury f_{Ra} i f_{Rb} są identyczne (podczas badań terenowych nie zostały rozróżnione). Prawdopodobnie rów-

Tabela 2

Struktury tektoniczne w jednostkach Rzeszówka i Jakuszowej
Tectonic structures in the Rzeszówek and the Jakuszowa units

Faza deformacji deformational phase		Jednostki Rzeszówka i Jakuszowej The Rzeszówek and the Jakuszowa units				Obszar „J” Area “J”		Obszar „R” Area “R”		Obszar „W” Area “W”							
		struktury mezoskopowe mesoscopic structures		struktury makroskopowe macroscopic structures		faza deformacji deformational phase	struktury structures	faza deformacji deformational phase	struktury structures	faza deformacji deformational phase	struktury structures						
		symbol denotation	morfologia (styl) morphology (style)	orientacja orientation	symbol denotation	morfologia (styl) morphology (style)	orientacja orientation	symbol denotation	struktury structures	faza deformacji deformational phase	struktury structures	symbol denotation	morfologia (styl) morphology (style)	orientacja orientation	symbol denotation	morfologia (styl) morphology (style)	orientacja orientation
D ₀ ?		S ₀	sedymencyjne warstwowanie sedimentary bedding					S ₀				S ₀					
		S ₀	laminacja dyferencyjna (?) differentiated layering (?)														
D _I		f _I	faldy izoklinalne lub zbliżone, często śródfoliacyjne isoclinal or nearly isoclinal folds, frequently intrafolial folds	zanurzenie osi w kierunkach NNW, SSE, NNE lub SSW, w zależności od pozycji w skrzydłach młodszych fałdów NNW, SSE, NNE or SSW plunges of fold axes depending upon position in limbs of younger folds	F _I	izoklinalne fałdy, łuski isoclinal folds, thrust folds	orientacja zależna od pozycji w skrzydłach młodszych fałdów position in limbs of younger folds	f _{I1}	F _{J1}			f _{W1}	F _{W1}				
		S _I	foliacja niepełna lub zupełna, złupko- wanie krenulacyjne, laminacja dyferen- cyjna imperfect or perfect slaty cleavage, crenulation cleavage, differentiated layering	orientacja zmienna, statystycznie równo- legła do S ₀ orientation variant, statistically parallel to S ₀	S _I	powierzchnie osiowe fałdów F _I , nasunięcia axial planes to F _I folds, overthrusts	orientacja zmienna, zasadniczo równoległa do S ₀ orientation variant, substantially parallel to S ₀	S _{J1}	S _{R1}		d _{W1}	S _{W1}					
D _{II}		f _{II}	fałdy o umiarkowanym kącie między skrzydłami (40-60°) folds with moderate interlimb angle (40-60°)	zanurzenie osi w kierunku E lub SE pod kątem ok. 15° E or SE plunges of fold axes at an angle of 15°	F _{II}	synformy i antyformy synforms and antiforms	zanurzenie przegubów w kierun- ku SE pod kątem 15-20° SE plunges of fold hinges at an angle of 15-20°	f _{J?}				f _{W2}	F _{W2}				
		S _{II}	powierzchnie osiowe fałdów f _{II} axial planes to f _{II} folds	w przybliżeniu pionowe o biegu W-E lub NW-SE nearly vertical, striking W-E or NW-SE	S _{II}	powierzchnie osiowe fałdów F _{II} axial planes to F _{II} folds	w przybliżeniu pionowe o biegu NW-SE nearly vertical, striking NW-SE					S _{R2}	S _{W2}				
D _{III}		f _{IIIa}	fałdy o umiarkowanym kącie między skrzydłami (60-90°), forma — od fałdów koncentrycznych do fałdów „similar” folds with moderate interlimb angle (60-90°), geometry ranging from concen- tric folds to similar folds	zanurzenie osi pod kątem do 20° w kie- runkach E, SE lub S, zależnie od po- zycji w skrzydłach fałdów F _{II} E, SE or S plunges of fold axes at an angle of 20°, depending upon position in limbs of F _{II} folds	F _{III}	fałdy o umiarkowanym kącie mię- dzy skrzydłami, o formie zbliżo- nej do fałdów „similar” folds of nearly similar geometry characterized by moderate interlimb angle	na ogół upad w kierunku N, NE do E pod kątem do 20° generally N, NE and E dips at an angle of 20°	f _{J2}	F _{J2}			f _{W3}	F _{W3}				
		S _{IIIa}	niepełna foliacja, złupkowanie krenu- lacyjne imperfect slaty cleavage, crenulation cleavage	orientacja zbliżona do poziomej orientation near horizontal	S _{III}	powierzchnie osiowe fałdów F _{III} , nasunięcia? axial planes to F _{III} folds, overthrusts?					d _R	S _{R3}	S _{W3}				
D _{III}		f _{IIIb}	jak f _{IIIa} as f _{IIIa}	zanurzenie osi w kierunku N lub S N or S plunges of fold axes								f _{W3}					
		S _{IIIb}	jak S _{IIIa} as S _{IIIa}	jak S _I i a as S _{III}								S _R	S _{W3}				

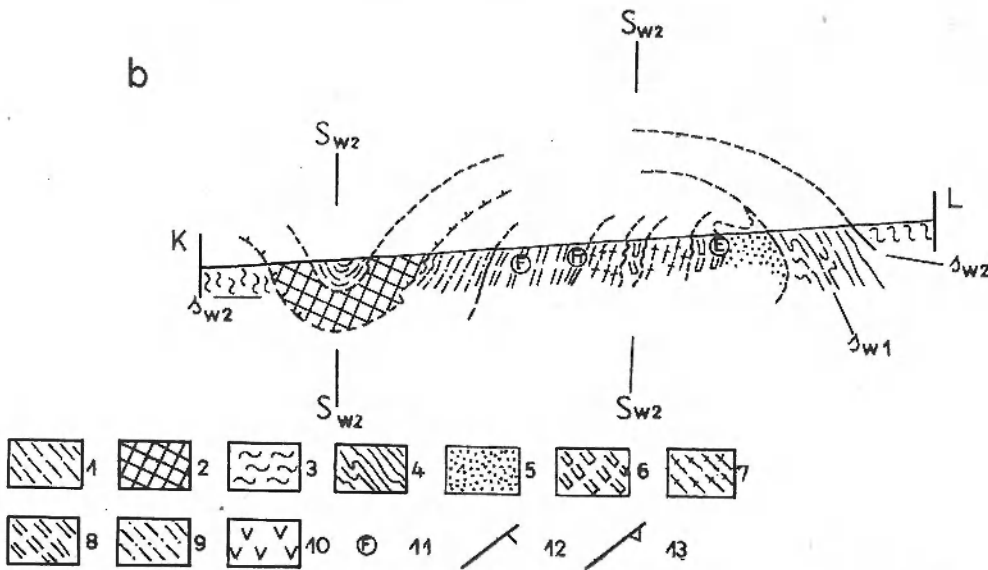
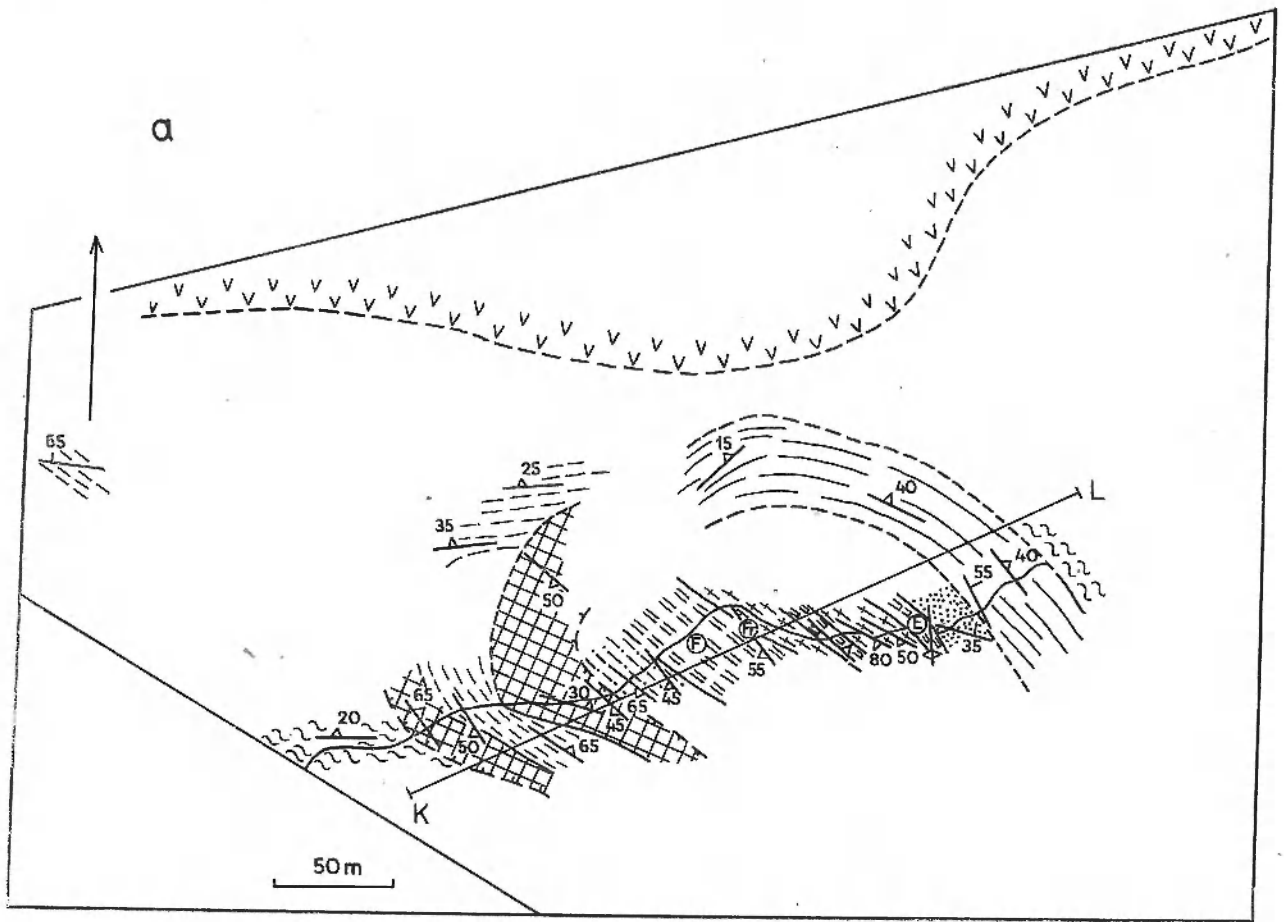


Fig. 30
Część II obszaru „W”

a – plan; *b* – przekrój; 1 – zespół łupków mułowcowych i ilastych (*O-D*?); 2 – zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (*S*); zespół pstrych łupków ilastych i krzemionkowych (*D*); 3 – nie rozdzielony, 4 – pstre skały krzemionkowe i łupki „rogowcowe”, 5 – zielonawe łupki ilaste i mułowcowe z wkładkami piaszczystymi, 6 – zielonawe łupki ilaste z wkładkami krzemionkowymi, 7 – ciemne, warstwowane łupki ilasto-krzemionkowe i czarne łupki o strukturze „gruzkowej”, 8 – jasne łupki krzemionkowe i krzemionkowo-ilaste, 9 – szare łupki ilasto-mułowcowe; 10 – porfiry; 11 – stanowiska fauny: *E* – nie starsza niż ems, *Fr* – fran lub najniższy famen, *F* – famen; 12 – orientacja foliacji s_{w1} skośnej do s_0 ; 13 – orientacja foliacji s_{w2} równoległej do s_0

Part II of the “W” area

a – plan; *b* – cross-section; 1 – assemblage of silt and clay slates (*O-D*?); 2 – assemblage of phthanites and black slates (*S*); assemblage of mottled clay slates and siliceous slates (*D*); 3 – undivided, 4 – “mottled siliceous rocks” and “cherty slates”, 5 – greenish clay slates and silt slates with sandy intercalations, 6 – greenish clay slates with siliceous intercalations, 7 – dark bedded clay-siliceous slates and black “cloddish” slates, 8 – light siliceous and siliceous-clay slates, 9 – gray clay-silt slates; 10 – porphyre; 11 – localities of fauna: *E* – the Emsian or younger, *Fr* – the Frasnian or the lowermost Famennian, *F* – the Famennian; 12 – orientation of the s_{w1} structure oblique to the s_0 one; 13 – orientation of the s_{w2} structure parallel to the s_0 one

niez struktury f_{W2} i f_{W3} (oraz s_{W2} i s_{W3}) nie zostałyby rozróżnione, gdyby nie fakt, że w kilku odkrywkach stwierdzono ich wzajemne przecinanie. Z tych względów wszystkie te struktury zostały uznane wspólnie za efekt jednej fazy D_{III} , w której umownie wydzielono dwa stadia: D_{IIIa} i D_{IIIb} .

W obszarach „J”, „R” i „W” brak wyraźnych makroskopowych struktur generacji D_{III} uchwytnych w intersekcji. Zaznaczają się jedynie w lokalnych zmianach orientacji s_0 (lub s_I) w skrzydłach fałdów F_{II} lub w miejscach, gdzie fałdów F_{II} nie obserwuje się, np. w obszarze „J”. Nie można jednak twierdzić, że ich rola jest tylko do tego ograniczona. Przeczy temu na przykład sytuacja panująca na obszarze leżącym około 1 km na północ od Świerzawy, uwidocznioma na

fig. 3. Tu, w południowym skrzydle nie zidentyfikowanego fałdu — antyformy, pojawia się kolejno kilka zespołów skalnych, z których cztery ($O-D?$, $D-1$, $D-2$ i $D-3$) tworzą normalną dla jednostki Rzeszowska sekwencję. Skąły zespołu jasnych łuków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych ($D-3$), w których stwierdzone zostały konodonty górnodewońskie (Urbanek 1975b) kontaktują bezpośrednio z litydami. Jest to sytuacja kilkakrotnie stwierdzana w obszarach „R” i „W”; jest prawdopodobne, że powierzchnia oddzielająca te dwa zespoły jest powierzchnią nasunięcia S_I . Tu jednak całość występuje w pozycji odwróconej — w spągu lidyty, wyżej łupki krzemionkowe górnego dewonu ($D-3$), ponad nimi trzy pozostałe zespoły w kolejności od młodszych do starszych ($D-2$,

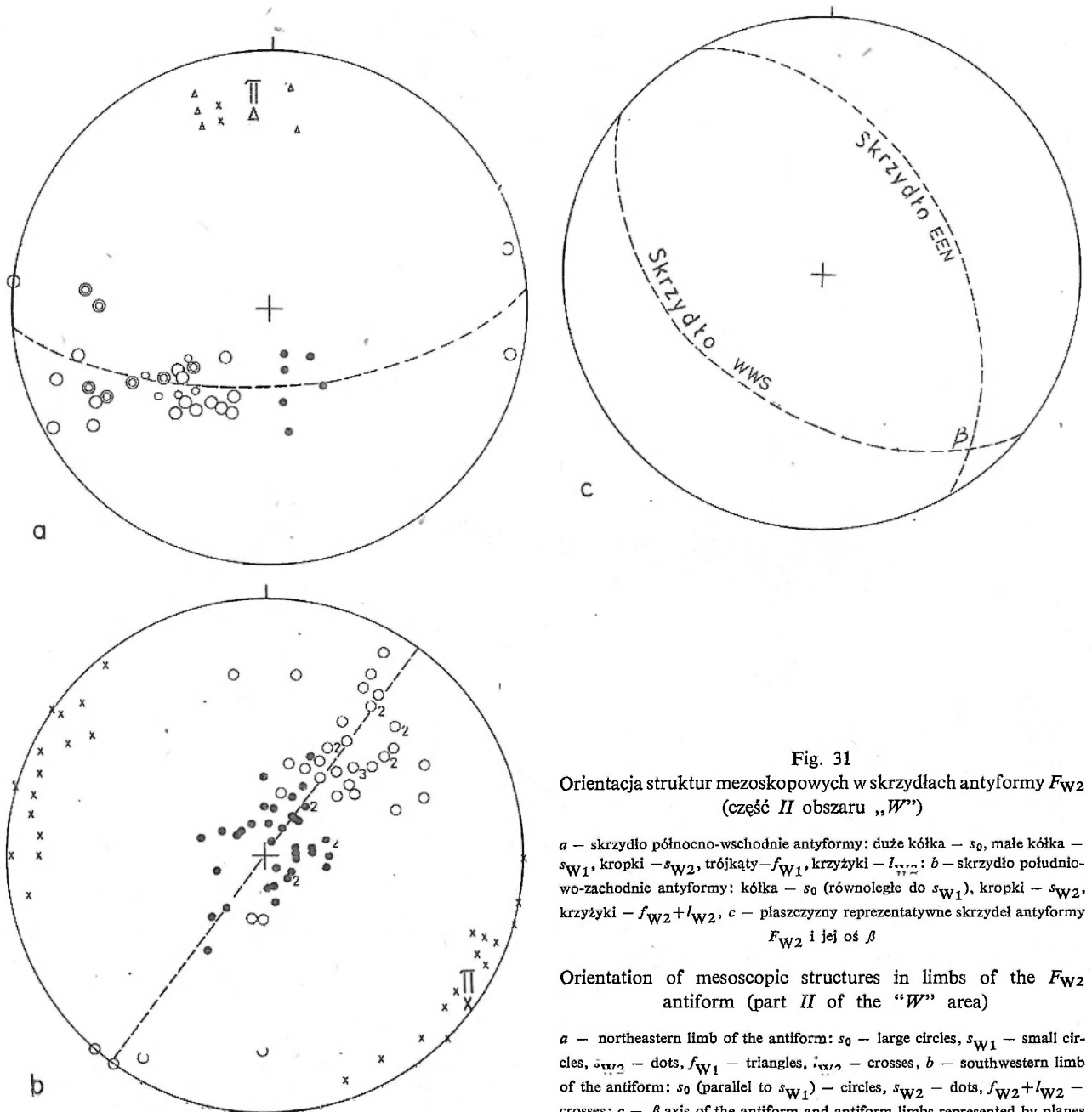


Fig. 31

Orientacja struktur mezoskopowych w skrzydłach antyformy F_{W2} (część II obszaru „W”)

a — skrzydło północno-wschodnie antyformy: duże kółka — s_0 , małe kółka — s_{W1} , kropki — s_{W2} , trójkąty — f_{W1} , krzyżyki — $f_{W2} + l_{W2}$; b — skrzydło południowo-zachodnie antyformy: kółka — s_0 (równoległe do s_{W1}), kropki — s_{W2} , krzyżyki — $f_{W2} + l_{W2}$; c — płaszczyzny reprezentatywne skrzydeł antyformy F_{W2} i jej oś β

Orientation of mesoscopic structures in limbs of the F_{W2} antiform (part II of the “W” area)

a — northeastern limb of the antiform: s_0 — large circles, s_{W1} — small circles, s_{W2} — dots, f_{W1} — triangles, $f_{W2} + l_{W2}$ — crosses; b — southwestern limb of the antiform: s_0 (parallel to s_{W1}) — circles, s_{W2} — dots, $f_{W2} + l_{W2}$ — crosses; c — β axis of the antiform and antiform limbs represented by planes

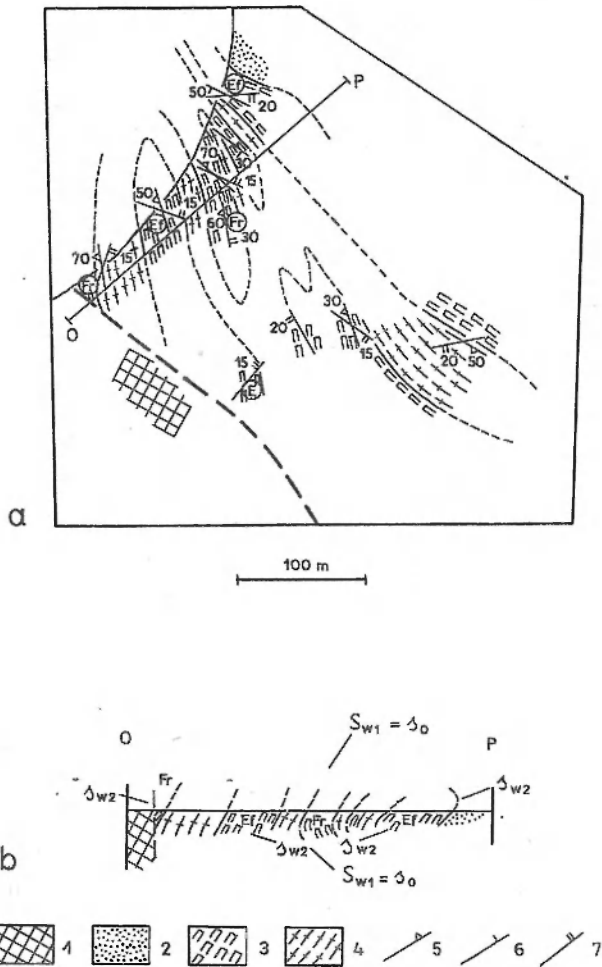


Fig. 32
Część III obszaru „W”

a — plan; *b* — przekrój; 1 — zespół czarnych łupków krzemionkowych i ilastych (*S*); zespół pstych łupków ilastych i krzemionkowych (*D*): 2 — łupki ilaste i mulowcowe z wkładkami piaszczystymi, 3 — zielonawe łupki ilaste i jasne łupki krzemionkowe, 4 — ciemne, warstwowane łupki ilasto-krzemionkowe, 4 — ciemne, warstwowane łupki ilasto-krzemionkowe i czarne łupki o strukturze „gruzelkowej”; 5 — orientacja s_{W1} równoległego do s_0 ; 6 — orientacja s_{W1} skośnego do s_0 ; 7 — orientacja s_{W2} , stanowiska fauny: *E* — ems, *Ef* — eifel, *Fr* — fran

Part III of the “W” area

a — plan, *b* — cross-section; 1 — assemblage of phanites and black slates (*S*); assemblage of mottled clay and siliceous slates (*D*): 2 — clay and silt slates with sandy intercalations, 3 — greenish clay slates and light siliceous slates, 4 — dark bedded clay-siliceous slates and black “cloddy” slates; 5 — orientation of the s_0 structure (parallel to s_{W1}); 6 — orientation of the s_{W1} structure (oblique to s_0); 7 — orientation of the s_{W2} structure; localities of fauna: *E* — the Emsian, *Ef* — the Eifelian, *Fr* — the Frasnian

D—1 i *O*—*D*?). Możliwe jest więc, że odwrócenie tej sekwencji, w której bierze udział prawdopodobne nasunięcie s_I jest spowodowane obecnością dużego, makroskopowego fałdu F_{III} . Do skrzydła odwróconego tego fałdu należałyby całość występujących skał (op-

rócz, być może, zespołów *O*—*D*? i *D*—3 pojawiających się w jądrze antyformy). Z powodu niemal zupełnego braku odkrywek sytuacji tej nie można jednoznacznie wyjaśnić.

Z posiadanych obecnie informacji wynika bezspornie, że faza D_{III} jest ostatnią, w zbadanej części Gór Kaczawskich, fazą deformacji typu generalnie fałdowego. Złupkowanie s_{III} wykazując pewną zmienność orientacji (rozrzut w diagramach przekracza 60°), statystycznie zorientowane jest poziomo. Jedyną powtarzającą się regułą tego rozrzutu jest wynikająca z wachlarzowego ułożenia złupkowania s_{III} w skrzydłach i przegubach fałdów F_{III} — jest to więc rozrzut pierwotny.

Wyróżnione w skałach jednostek Rzeszówka i Jakuszowej trzy generacje mezoskopowych struktur tektonicznych można porównać z generacjami wyróżnionymi przez H. Teisseyre’a (1964, 1967, 1968, 1972) w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich. Sądząc z podanego przez tego autora krótkiego opisu (H. Teisseyre 1972) fałdom f_I powinny odpowiadać stwierdzone przez niego reliktove, śródfoliacyjne fałdy oznaczone symbolem F_I . Złupkowaniu s_I odpowiada w tym ujęciu struktura płaska nazwana „foliacją”, która jest z reguły równoległa do sedimentacyjnego warstwowania. Opisanie znacznie wcześniej (H. Teisseyre 1959) fałdy starsze od „złupkowania spękaniaowego”, na podstawie zamieszczonych w tej pracy ilustracji, można uznać za odpowiedniki fałdów f_{II} . Najbardziej powszechne struktury mezoskopowe f_{III} z pewnością odpowiadają wyróżnionej w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich generacji F_2 (H. Teisseyre 1972), w starszych pracach tego autora F_1 lub B_1 . Złupkowaniu s_{III} odpowiadać zatem musi struktura nazywana najczęściej „wtórnym złupkowaniem spękaniaowym”. Identyczność tych struktur przejawia się zarówno w wykształceniu, jak i w orientacji. Co więcej, wśród generacji struktur oznaczanych wówczas symbolem B_1 odkrył H. Teisseyre (1967) dwa przecinające się systemy oznaczone B_{1a} i B_{1b} , które uważał za efekt jednej deformacji, a ich powstanie za niezbyt odległe w czasie. Jest to jeszcze jedna analogia ze strukturami f_{III} (f_{IIIa} i f_{IIIb}).

Pozostałe, młodsze generacje struktur mezoskopowych wyróżnione w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich oznaczane symbolami B_2 i B_3 (H. Teisseyre 1964, 1967, 1968), F_2 i F_3 (H. Teisseyre 1971) lub F_3 , F_4 i ewentualnie F_5 (H. Teisseyre 1972) także mają swoje odpowiedniki w skałach jednostek zbadanych przez autora. Nie należą one jednak do struktur pierwszego (głównego) etapu deformacji.

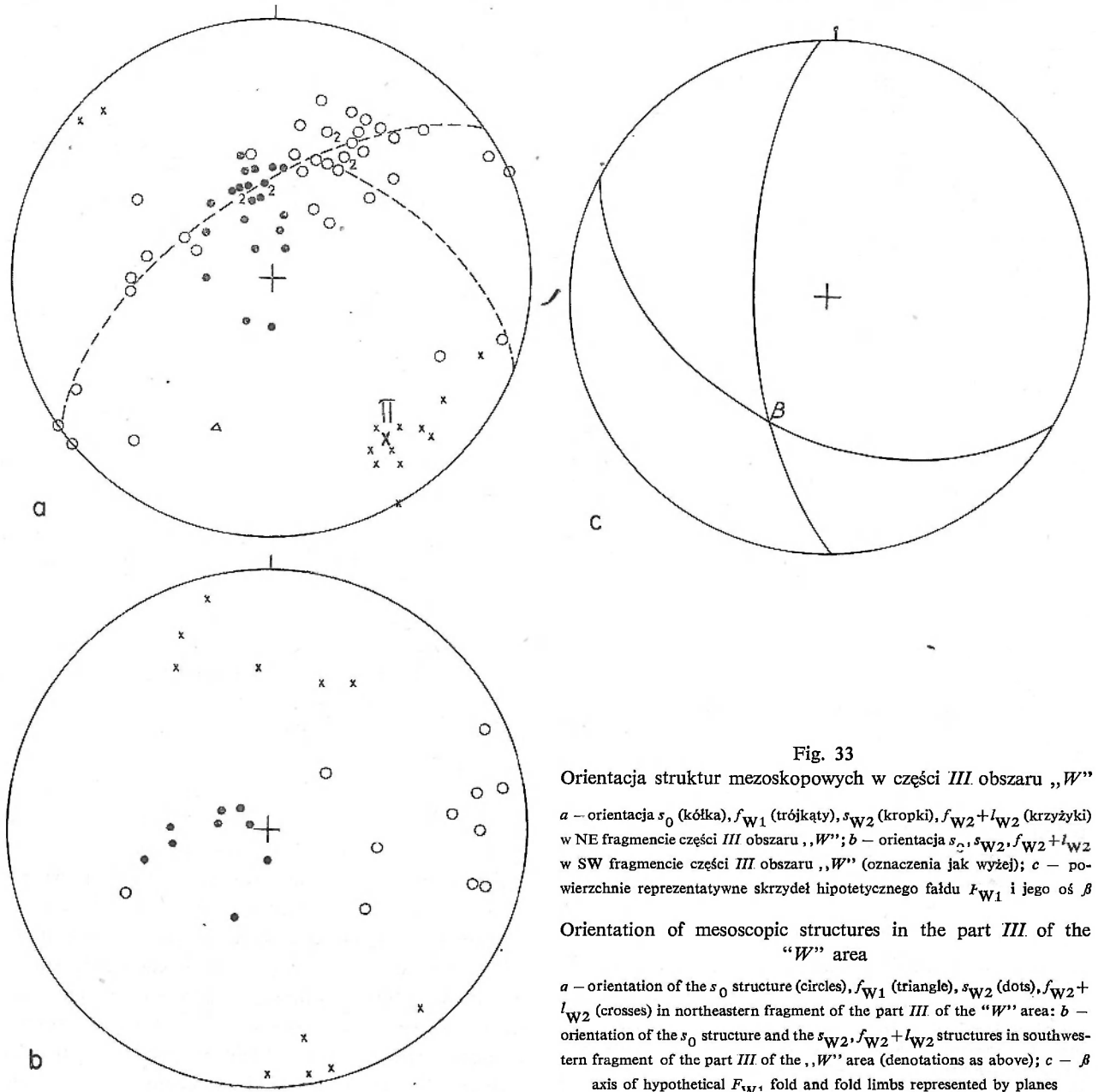


Fig. 33

Orientacja struktur mezoskopowych w części III obszaru „W”

a – orientacja s_0 (kółka), f_{W1} (trójkąty), s_{W2} (kropki), $f_{W2}+l_{W2}$ (krzyżyki) w NE fragmencie części III obszaru „W”; b – orientacja s_0 , s_{W2} , $f_{W2}+l_{W2}$ w SW fragmencie części III obszaru „W” (oznaczenia jak wyżej); c – powierzchnie reprezentatywne skrzydeł hipotetycznego fałdu F_{W1} i jego oś β

Orientation of mesoscopic structures in the part III of the “W” area

a – orientation of the s_0 structure (circles), f_{W1} (triangle), s_{W2} (dots), $f_{W2}+l_{W2}$ (crosses) in northeastern fragment of the part III of the “W” area; b – orientation of the s_0 structure and the s_{W2} , $f_{W2}+l_{W2}$ structures in southwestern fragment of the part III of the „W” area (denotations as above); c – β axis of hypothetical F_{W1} fold and fold limbs represented by planes

ROZWÓJ STRUKTURALNY KOMPLEKSU KACZAWSKIEGO W NAWIĄZANIU DO TEKTOGENEZY – PODSUMOWANIE I DYSKUSJA WYNIKÓW

Wykorzystując wykryte objawy trzech faz (D_I , D_{II} i D_{III}) składających się na główny etap deformacji skał kompleksu kaczawskiego można skonstruować przytoczony poniżej schemat tektonogenezy Gór Kaczawskich.

Styl mezoskopowych i makroskopowych struktur i form tektonicznych fazy D_I wskazuje na znaczną rolę niehomogenicznego ścinania w tej fazie. Styl ten oraz zasadnicza równoległość struktur płaskich tej fazy (s_I , S_I) do sedimentacyjnego warstwowania sugeruje, że przemieszczanie mas skalnych odbywało się podczas niej wzdłuż powierzchni zbliżonych do pozi-

mych. Nasuwa to wniosek, że w tej właśnie fazie formowały się jednostki płaszczowinowe Gór Kaczawskich. Trudno rozważać, czy przyczyną tego procesu jest grawitacja, czy czynnik endogeniczny. Jedyne fakt, że fazie D_I towarzyszy metamorfizm skłania raczej do akcentowania tego drugiego.

Deformacja wywołana fazą D_I uległa zahamowaniu ustępując miejsca deformacji D_{II} . Przyczyną nie było raczej rozładowanie nagromadzonej energii, lecz jakiś nowy zewnętrzny czynnik uniemożliwiający kontynuację deformacji w sposób charakterystyczny dla fazy D_I . Skutkiem działania tego czynnika była zmiana

orientacji układu strukturalnego, którego oś A przyjęła położenie w przybliżeniu pionowe. Efektem tego stanu było powstanie fałdów F_{II} o pionowych (lub zbliżonych) powierzchniach osiowych. Zastanawiający jest niemal zupełny brak struktur mezoskopowych wywołanych fazą deformacji D_{II} . Przyczyny tej różnicy w charakterze odkształcenia wywołanego fazą D_{II} , a fazami D_I i D_{III} można dopatrywać się w różnicy warunków procesu deformacji (ciśnienia hydrostatycznego, temperatury i in.). W przedstawionym schemacie tektogenezy trudno jednak uzasadnić taką różnicę. Autor sądzi, że decydujący wpływ na charakter odkształcenia w fazie D_{II} miał czynnik czasu — wzrost i rozładowanie naprężenia nastąpiły szybko. Powolny wzrost i długotrwałe oddziaływanie stresu powinny wywołać odkształcenie „plastyczne” o wyższym stopniu homogeniczności niż to ma miejsce w fazie D_{II} . W warunkach identycznych z panującymi w fazie D_I i D_{III} — w warunkach metamorfizmu — odkształceniu powinno towarzyszyć powstanie nowego systemu złupkowania ułatwiającego przemieszczanie materiału. W fazie D_{II} nie powstał żaden system złupkowania. Ruch odbywał się wyłącznie wzdłuż istniejących już powierzchni s_0 i s_1 („flexural-slip folding”). Deformacja była wybitnie niehomogeniczna w skali makroskopowej.

Faza D_{II} , dzięki wywołanej przez nią orientacji układu strukturalnego, doprowadziła zapewne do dalszego zwiększenia pionowej „miąższości” fałdowanego kompleksu. Być może „miąższość” ta osiągnęła tu wielkość maksymalną.

Faza D_{III} przynosi dosyć radykalną zmianę. Rozwija się podczas niej intensywne złupkowanie, znów położone w przybliżeniu poziomo. Przyczyna tego rodzaju deformacji może być dwojaka. Pierwszą z możliwości jest odzyskanie, po chwilowym „przestoju”, znaczenia przez czynnik (stress) powodujący rozwój płaszczowin w fazie D_I . Poziome ścinanie w tym wypadku powinno być rejestrowane identyczną asymetrią fałdów f_{III} w obu skrzydłach antyform i synform F_{II} . Dotychczasowe informacje nie potwierdzają tego, jednak kategoryczne zaprzeczenie wymaga znacznie większej ich ilości, co przy tym stanie odsłonięcia terenu nie jest możliwe. Drugą możliwością wy tłumaczenia roli fazy D_{III} w cyklu tektonicznym Gór Kaczawskich może być, jak sądzę, taka jaką przedstawił Dumicz (1976) w odniesieniu do fałdów typu „similar folds” i związanej z nimi foliacji występujących w skałach metamorficznych masywu Łądką i Śnieżnika. Badacz ten sądzi, że powstały one w wyniku działania pionowej kompresji wywołanej grawitacyjnym ciężeniem nadkładu oraz dążeniem tektogenu do wyrównania izostatycznego. Kompresja taka powoduje specyficzny kształt i orientację elipsoidy deformacji. Teo-

retycznie powinna to być elipsoida obrotowa o osi maksymalnego skrócenia ustawionej pionowo, a dwu pozostałych w płaszczyźnie poziomej. Powierzchnie osiowe fałdów powstających w wyniku takiej deformacji będą zorientowane poziomo, na orientację ich osi będzie miała zasadniczy wpływ uprzednia orientacja powierzchni fałdowanej. Używając potocznych sformułowań, proces ten będzie polegał na „rozplywaniu się” skał we wszystkich poziomych kierunkach. W tym ujęciu faza D_{III} , będąca ostatnią fazą deformacji typu generalnie fałdowego, stanowiłaby niejako „wstęp” do etapu orogenicznego.

Powyższy schemat tektogenezy nie wyjaśnia jednak szeregu kwestii, dotyczących zwłaszcza powstania płaszczowin w Górach Kaczawskich. Faza D_I , z którą połączone zostało w tym schemacie powstanie płaszczowin, odbywała się przy współdziałaniu metamorfizmu. Wymagało to obecności pewnego nakładu, który stanowiłby ekran uniemożliwiający rozproszenie energii cieplnej, podwyższając zarazem hydrostatyczną składową układu naprężeń konieczną dla odkształcenia „plastycznego”. Obecna znajomość stratygrafii kompleksu kaczawskiego zaprzecza dotychczasowym poglądom, w myśl których nadkładem były osady górnego dewonu i dolnego karbonu, gdyż te w postaci przeobrażonej również wchodzi w skład tego kompleksu. Równocześnie wiadomo, że w uznanych za wyższy turnej i dolny wizen osadach niecki śródsudeckiej metamorficzne skały kompleksu kaczawskiego występują już w postaci otoczków (A. K. Teisseyre 1968). Przedział czasu pomiędzy utworzeniem najmłodszych znanych dziś ogniw kompleksu kaczawskiego, a początkiem jego erozji jest zbyt krótki, aby mogła się w nim nagromadzić ilość osadu mogąca spełnić rolę wspomnianego ekranu. Pozostaje więc przyjąć, że dzisiejszy kompleks kaczawski znajdował się w fazie D_I w spągu jakiejś nieznannej dziś płaszczowiny (lub zespołu płaszczowin) złożonej z równowiekowych z nim skał osadowych.

Utworzenie takiego nadkładu może też być wynikiem procesu stojącego właściwie na pograniczu sedymentacji i tektoniki — redepozycji złożonego wcześniej osadu prowadzącej do powstania utworu typu olistostromy oraz grawitacyjnego przemieszczenia znacznych mas skalnych w formie pokryw ślizgowych (por. Patzelt 1973).

Śladów wymienionego procesu można doszukiwać się w jednostkach Rzeszówka i Jakuszowej. Przy charakterystyce melanżu ($C?$) autor podkreślił, że ma on cechy olistostromy. Nie jest wykluczone, że zalegające na nim zieleńce (wraz z towarzyszącymi im zespołami O_a i O_b) stanowią przemieszczoną grawitacyjnie pokrywę ślizgową. Nie można też wykluczyć, że pewne sytuacje stwierdzone w jednostce Rzeszówka (np. za-

leganie sylurskich litytów na dewońskich łupkach krzemionkowych) znajdują swoją przyczynę w tego typu grawitacyjnych ruchach masowych. W tym wypadku cały kompleks tworzący tę jednostkę należałoby uznać za melanż (usprawiedliwiony byłby tym samym niejasny w wielu miejscach obraz kartograficzny). W przypadku gdyby przypuszczenia te potwierdziły się, wspólne traktowanie mezo- i makroskopowych struktur tektonicznych, uważanych tu za rezultat fazy D_I , musiałoby zostać uznane za błędne. Na razie przypuszczeniom tym sprzeciwia się stwierdzona kilkakrotnie w jednostce Rzeszówka sukcesja osadów od ordowiku (?) po dewon górny.

Pozostaje jeszcze do rozważenia następujący problem — czy jest możliwe, aby Góry Kaczawskie zawdzięczały swoją budowę płaszczowinową fazie D_{III} ?

W dotychczasowej literaturze tę właśnie fazę uznano za najstarszą i główną, traktowano jako odpowiedzialną za powstanie płaszczowin w tej jednostce geologicznej.

Można uznać za prawdopodobne, że w fazie D_{III} lokalnie doszło do powstania struktur tektonicznych o typie nasunięć. Deformacja w tej fazie, tak jak i w innych, nie mogła być w skali makroskopowej zupełnie homogeniczna. Wzdłuż pewnych powierzchni — lub w obrębie pewnych stref — ruch, którym wyraża się deformacja mógł być większy niż w sąsiedztwie. Mogło

to doprowadzić do powstania powierzchni (stref) nieciągłości o typie nasunięć. Przykładem może być powierzchnia nasunięcia ścinająca podłużne wystąpienie zespołu skalnego S we wschodniej części obszaru „ W ” w jednostce Rzeszówka (fig. 3). Można też przypuszczać, że w etapie orogenicznym dobrze wykształcone poziome złupkowanie s_{III} stało się powierzchnią, wzdłuż której zachodziły przemieszczenia na większą skalę. Motorem takiego ruchu byłaby grawitacja. Tak tłumaczy H. Teisseyre (1956) powstanie tzw. płatu Jaskólna w depresji Świebodzic. Pomimo przytoczonych możliwości trudno sądzić, by w fazie D_{III} mogły powstać jednostki płaszczowinowe Gór Kaczawskich. Szereg przytoczonych w niniejszej pracy argumentów przemawia za tym, że są one wcześniejsze od struktur tej fazy. Stąd również wynika, że wszelkie dotychczasowe wnioski na temat ich wergencji, wyciągane w oparciu o orientację mezoskopowych struktur fazy D_{III} , są pozbawione podstaw.

Pomimo drobiazgowości przeprowadzonych badań, wiele spośród problemów poruszanych w niniejszej pracy, dotyczących rozwoju tektoniki jednostek Rzeszówka i Jakuszowej, a także całych Gór Kaczawskich nie doczekało się rozwiązania. Część z nich znajdzie zapewne rozwiązanie w wyniku dalszych systematycznych badań stratygraficznych oraz szczegółowych badań tektonicznych innych jednostek Gór Kaczawskich.

LITERATURA

- BAILEY E. B., McCALLIEN W. J., 1953: Serpentine lavas, the Ankara Melange, and the Anatolian Thrust. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, vol. 62, part II, no. 11.
- BARANOWSKI Z., 1971: Gravity submarine mass movements in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. geol., gèogr.*, vol. 19, no. 4.
- 1975a: Flysch facies in the epimetamorphic formation of the Northern Part of the Kaczawa Mts. (SW Poland). Facja flyszowa w epimetamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 45, z. 1.
- 1975b: Zmetamorfizowane osady flyszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek—Jakuszowa). Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek—Jakuszowa unit). *Geol. Sudetica*, vol. 10, no. 1.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., 1970: Preliminary note on the structural research in the Northern Trunk of the Góry Kaczawskie (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. geol., gèogr.*, vol. 18, no. 1.
- BARANOWSKI Z., URBANEK Z., 1972: Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. de la Terre*, vol. 20, no. 3.
- BAYLY M. B., 1971: Similar folds, buckling and a great-circle pattern. *J. Geol.*, vol. 79, no. 1.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. etc.*, H. 7.
- BLOCK W., 1938: Das Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges. *Geotekt. Forsch.*, H. 2.
- BRAUSE H., 1965: Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpaläozoikum der Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach-Gebirge). *Geologie, Jg.* 14, H. 2.
- CHOROWSKA M., 1975: Utwory dewonu górnego i karbonu dolnego na południowym obszarze Gór Kaczawskich. *Prz. geol.*, nr 3.
- CHOROWSKA M., SAWICKI L., 1975: O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. On the occurrence of metamorphosed Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks in the Kaczawskie Mountains. *Kwart. geol.*, t. 19, nr 2.
- DAHLGRUN F., 1934: Zur Altersdeutung des Vordevons in westsudetischen Schiefergebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 86.
- DENNIS J. G., 1971: Meždunarodnyj slovar' anglijskich tektoničeskich terminov. International tectonic dictionary (English terminology). Mir, Moskva.
- DEWEY J. F., 1965: Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, vol. 1, no. 6.
- DIETERICH J. H., 1969: Origin of cleavage in folded rocks. *Am. J. Sc.*, vol. 267, no. 2.
- DUMICZ M., 1976: Znaczenie fałdów typu similar w analizie strukturalnej metamorfiku sudeckiego. *Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP Brunensis, Geologia I.*

- DZIEDZICOWA H., 1975: Rozwój i sekwencja deformacji w strefie łupków kamieniecko-niemczańskich. [w:] Przewodnik XLVII Zjazdu PT Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- FABIAN H.-J., 1939: Das nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Teil A, Bd. 59 (für d. J. 1938).
- GHOSH S. K., 1968: Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, vol. 6, no. 3.
- GIERWIELANIEC J., 1956: Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Geological structure of the area to the north of Lubomierz. *Inst. Geol. Biul.* 106, *Z badań geol. na Dl. Sl.*, t. 3.
- GONZALES-BONORINO F., 1960: The mechanical factor in the formation of schistosity. Intern. Geol. Congress, Rep. 21 Sess., Part 18, Copenhagen.
- GUNIA T., 1967: *Cambrotrypa (Tabulata)* z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Cambrotrypa (Tabulata)* from metamorphic rocks of the Western Sudetes. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, z. 3.
- HOEPPENER R., 1956: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rundsch.*, Bd. 45, H. 2.
- HUDLESTON P. J., 1973: The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar, Scotland. *Tectonophysics*, vol. 17, no. 1/2.
- HUDLESTON P. J., STEPHANSSON O., 1973: Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. *Ibid.*, vol. 17, no. 4.
- HUNDT R., 1922: Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands (westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Teil 2, Bd. 41 (für d. J. 1920).
- JAEGER H., 1963: *Monograptus hercynicus* in den Westsudeteten und das Alter der Westsudeteten-Hauptfaltung. *Ber. Geol. Ges.*, Bd. 8, H. 5/6.
- 1964: *Monograptus hercynicus* in den Westsudeteten und das Alter der Westsudeteten-Hauptfaltung. Teil 1, 2. *Geologie*, Jg. 13, H. 3, 4.
- JAROSZEWSKI W., 1974: Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol. Warszawa.
- JERZMAŃSKI J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of the north-eastern part of the Kaczawa Mts. and of their eastern extent. *Inst. Geol. Biul.* 185.
- 1967: Zagadnienie złóż polimetalicznych Gór Kaczawskich. Polymetallic ore deposits of the Kaczawa Mts. [w:] Przewodnik XL Zjazdu PT Geol., Wrocław.
- KORNAŚ I., 1963: Stratygrafia syluru wschodniej części Gór Kaczawskich. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. *Kwart. geol.*, t. 7, nr 4.
- KÜHN B., ZIMMERMANN E., 1918: Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Schonau a. Katzbach, Lief. 202, Preuss. Geol. L.-A.
- ŁĄCKA B., 1972: Charakterystyka petrograficzna metapsyfity i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia. Petrology of metasediments and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń (Góry Kaczawskie Mts.). *Geol. Sudetica*, vol. 7.
- MILEWICZ J., GÓRECKA T., 1965: Wstępne uwagi o karbonie depresji północnosudeckiej. Preliminary remarks on the Carboniferous in the North-Sudetic Depression. *Kwart. geol.*, t. 9, nr 1.
- OBERC J., 1966: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Inst. Geol., Pr.*, t. 47.
- 1967: Budowa tektoniczna terenów XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (w Zgorzelcu). *Prz. geol.*, nr 6.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Warszawa.
- 1973: Die Entwicklung der Sudeten und des vorsudetischen Blockes während des Devons und Karbons. *Zbl. Geol. Palaont.*, Teil. I, H. 9/10.
- OERTEL G., 1962: Extrapolation in geologic fabrics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 73, no. 3.
- PATERSON M. S., WEISS L. E., 1961: Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 72, no. 6.
- PATZELT G., 1973: Tektonische Probleme des Ostharzes. *Z. geol. Wiss.*, Themenh. 1.
- QUITZOW H. W., 1939: Der geologische Bau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges und der anschließenden Teile des Sudetenvorlandes. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Bd. 59 (für d. J. 1938).
- RAMSAY J. G., 1962: The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. *J. Geol.*, vol. 70, no. 3.
- 1967: Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill.
- RICKARD M. J., 1961: A note on cleavages in crenulated rocks. *Geol. Mag.*, vol. 98, no. 4.
- SCHWARZBACH M., 1936: Oberlausitzer Schiefergebirge und Bober-katzbachgebirge — ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. *Abh. Naturforsch. Ges.*, Bd. 32, H. 3.
- 1939: Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. *Jb. Schles. Ges. f. v. Kult.*, 113.
- SITTER L. U., de, 1964: Structural geology. McGraw-Hill.
- TALBOT J. L., 1965: Crenulation cleavage in the Hunsrück-schiefer of the middle Moselle Region. *Geol. Rundsch.*, Bd. 54, H. 2.
- TEISSEYRE A. K., 1968: Charakterystyka sedimentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: a study in sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- TEISSEYRE H., 1956: Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Świebodzice depression as geological unit. *Inst. Geol. Biul.* 106.
- 1959: Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in tektonischen Forschung. *Freiberger Forschungsh.*, C 57.
- 1963: Siodło Bolków—Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków—Wojcieszów Anticline — a representative Caledonian structure in the Western Sudetes. *Inst. Geol. Pr.*, t. 30, cz. 4.
- 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta geol. pol.*, vol. 14, no 4.
- 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. [w:] Przewodnik XL Zjazdu PT Geol., Wrocław.
- 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 4.

- 1971: Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Structural analysis in the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- 1972: O niektórych spornych problemach w geologii Sudetów. On some controversial problems in the geology of Sudetes. *Kwart. geol.*, t. 16, nr 4.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski. t. 4, Sudety, z. 1, Kraków.
- TEISSEYRE J., 1968: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze Granite in Miedzianka region (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- TEISSEYRE J. H., 1973: Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Grzbiet Lasocki ranges. *Geol. Sudetica*, vol. 8.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York.
- URBANEK Z., 1975 a: On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 22, no. 3, 4.
- 1975 b: Konodonty i ich znaczenie dla stratygrafii epimetamorficznego kompleksu północno-wschodniej części Gór Kaczawskich. Arch. Inst. Nauk Geol. U. Wr. (praca doktorska, maszynopis).
- 1978: The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epi-metamorphic rocks of the northern part of the Góry Kaczawskie. Znaczenie dewońskich faun konodontowych dla stratygrafii epimetamorficznego kompleksu północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 1 (w druku).
- URBANEK Z., BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., 1975: Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. Geological consequences of the occurrence of the Devonian conodonts in metamorphic rocks of Northern part of the Kaczawa Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 1.
- WILLIAMS P. F., 1972: Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sc.*, vol. 272, no. 1.
- WINKLER H. G. F., 1970: Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of the classification based on isogrades in common rocks. *N. Jb. Miner. etc. Mh.*, H. 5.
- ZIMMERMANN E., 1919: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Goldberg, Lief. 202. Preuss. Geol. L.—A.
- 1936: Geologische Karte von Preussen etc., Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schönau. Lief. 292, II Aufl., Preuss., Geol. L.—A.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1973: Kink band structures in the Orlica Mts., Middle Sudetes. Fałdy załamowe w metamorfiku Gór Orlickich. *Acta geol. pol.*, vol. 23, no 2.
- 1974: Rozwój strukturalny metamorfiku w polskiej części Gór Orlickich. Arch. Z. N. Geol. PAN (praca doktorska, maszynopis).

ADAM HAYDUKIEWICZ*

LITOSTRATIGRAPHY AND STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE KACZAWA COMPLEX IN THE RZESZÓWEK UNIT AND WESTERN PART OF THE JAKUSZOWA UNIT (THE GÓRY KACZAWSKIE)

ABSTRACT: This paper deals with the stratigraphic and tectonic problems of the Rzeszów unit and part of the Jakuszowa unit, the units are built of rocks belonging to the Kaczawa complex. A tentative lithostratigraphic sequence of this part of the Kaczawa complex is presented. It is based upon the results of both the detailed mapping and biostratigraphic investigations. Nine informal lithostratigraphic units are distinguished and referred

to as rock assemblages. Three phases of tectonic development of the Kaczawa complex have been recognized. The Kaczawa complex rocks fabric was successively formed during these phases. Nappe tectonics of the Góry Kaczawskie was likely due to the first phase. The results obtained allow to present a new interpretation of the tectonics of the Góry Kaczawskie northern part.

Summary

INTRODUCTION

The present paper discusses the results of investigations of metasedimentary rocks of the Rzeszów unit and western part of the Jakuszowa unit¹ (figs. 1, 3). It was J. H. Teisseyre (1973) who included those rocks to the so-called Kaczawa complex, known also as the older complex of the Góry Kaczawskie (H. Teisseyre in H. Teisseyre *et al.* 1957). The rocks in question are represented in the investigated units by metamorphosed sediments of the Ordovician, Silurian, and Devonian (metasandstones, metasiltsstones, slates, siliceous slates, phanites) as well as by greenstones believed to be Cambrian in their age. Paleontological evidence supports in part Ordovician (Baranowski, Urbanek 1972; Urbanek 1975b), Silurian (Hundt 1922; Kornaś 1963; Teller in Baranowski 1975a, b) and Devonian ages (Urbanek 1975a, b; Urbanek *et al.* 1975) of the discussed rocks. Cambrian (Gunia 1967) and Lower Carboniferous rocks (Chorowska 1975; Chorowska, Sawicki 1975) were also evidenced but beyond the investigated units (in southern part of the Góry Kaczawskie). Probably Eocambrian rocks are present too (H. Teisseyre 1956). Hence, the Kaczawa complex is built of a huge rock pile including both Eocambrian and Lower Carboniferous (Tourneisian) deposits. Despite the incomplete paleontologic documentation it is inferred that this pile was sedimented without any considerable break (H. Teisseyre 1967; Urbanek *et al.* 1975). According to Urbanek (1975a) the end of sedimentation, folding and metamorphism of the Kaczawa complex took place in the Carboniferous. This statement confirms the earlier assumptions of Jaeger (1964) but contradicts the opinions expressed by Bederke (1924), H. Teisseyre (1956, 1967, 1968), and Oberc (1966, 1972).

Tectonic problems of the Góry Kaczawskie were discussed by numerous workers of which Schwarzbach (1936, 1939) and H. Teisseyre (1956, 1963, 1964, 1967, 1968, 1971, 1972)

should be necessarily mentioned. Those discussions resulted in a number of opinions and hypotheses of which the hypothesis suggesting a nappe structure of the Góry Kaczawskie has been a prominent one. Nine tectonic units of a nappe character have so far been distinguished (fig. 1). The author finds that only the Bolków unit, the Dobromierz unit and the Cieszów unit (H. Teisseyre 1956) may be presently defined as nappes. The hitherto published data suggest that, neither the Wleń and the Pilchowice units (Gierwielaniec 1956) nor the Rzeszów-Jakuszowa, the Chelmiec, and the Złotoryja-Luboradz units (Jerzmański 1965) can be considered as nappes because of their occurrence in separate blocks bordered by faults. New data on the nature of the three last mentioned units are provided by the present paper.

General concept of tectonics of the Góry Kaczawskie was presented by Schwarzbach (1939). He divided the Góry Kaczawskie into two parts ("trunks"), the parts being separated by the Świerzawa graben (fig. 1). The main fold units (nappes?) are characterized by northern vergence in the northern part and southern vergence in the southern part. This concept with some restrictions was accepted by H. Teisseyre (1967; H. Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) and Jerzmański (1965). It was, however, rejected by Baranowski, Haydukiewicz (1970) and Oberc (1972). According to these authors the main folds in northern part of the Góry Kaczawskie display a southern vergence. The present writer's subsequent investigations throw a new light on this problem though they do not solve it ultimately.

Tectonic investigations in the Góry Kaczawskie were supplemented by valuable observations of mesoscopic² tectonic structures (Block 1939; Quitzow 1939; Fabian 1939; Schwarzbach 1936, 1939; H. Teisseyre 1964, 1967, 1971, 1972). Those

* Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

¹ Till now both the units were treated in common as the Rzeszów-Jakuszowa unit (Jerzmański 1965).

² The adjectives: macroscopic, mesoscopic, and microscopic determine the scale of the investigated structures (after Turner, Weiss 1963). The word "megascopic" is a synonyme of the word "macroscopic".

observations resulted in a number of conclusions about the tectonic style and structural development of the Góry Kaczawskie.

The main object of the present author's investigations was to recognize the mesoscopic structures recorded in metasedimentary rocks of the Kaczawa complex of the so-called Rzeszówek—Jakuszowa unit and how these structures refer to the structures of megascopic dimensions. The latter have been discovered by means of a detailed mapping. Such a mapping and concurrent biostratigraphic investigations (Baranowski, Urbaneck 1972; Urbaneck 1975a, b; Urbaneck, Baranowski, Haydu-

kiewicz 1975) allowed to present a tentative lithostratigraphic sequence for the discussed part of the Kaczawa complex. Internal architecture of the questioned fragment of the Góry Kaczawskie has not been understood in all details, despite the careful author's studies. These studies, however, led to quite a new interpretation of the tectonics of northern part of the Góry Kaczawskie.

Among others two higher order units of nappe character were recognized and referred to as the Rzeszówek unit and the Jakuszowa unit. Both the units were distinguished instead of the former Rzeszówek—Jakuszowa unit.

TECTONIC POSITION OF THE RZESZÓWEK UNIT

The Rzeszówek—Jakuszowa unit of Jerzmański (1965) is the highest of the three nappe units which are to form northern part of the Góry Kaczawskie. The unit under question occurs in a block bordered by faults. The block was determined by Zimmermann (1936) as a horst (the so-called Świerzawa horst). These two opinions are in disagreement. Mutual positions of three elements must be considered in order to solve this problem. These are metasedimentary and volcanic rocks of the Chełmiec unit, metasedimentary rocks of the Rzeszówek—Jakuszowa unit, and metavolcanic rocks of the latter unit (fig. 2). Interrelations of the mentioned elements were discussed by Zimmermann (1936), Quitzow (1939), and Jerzmański (1965). But none of various concepts proposed by those authors (fig. 2*b, c, d*) takes into account all necessary facts. They are as follows: 1) Metasedimentary rocks of the Rzeszówek—Jakuszowa unit are overlain by greenstones of this unit (it may be observed at the contact of the two elements). 2) The Chełmiec unit and the Rzeszówek—Jakuszowa unit distinctly differ in their lithology. 3) Western boundary of the north-Sudetic depression forms a wide bay, where the sedimentary rocks abut against the Chełmiec unit (fig. 1, 2*a*).

Some conclusions (fig. 2*e*) can be drawn on the basis of the above listed facts

1. The block embracing metasedimentary rocks of the Rzeszówek—Jakuszowa unit and bordered by the Świerzawa graben northern fault and by the Muchów fault, has an horst character;

2. The adjacent block built of greenstones of the Rzeszówek—Jakuszowa unit and bordered by the Muchów fault and by the Myślinów fault, is lowered in respect to the former;

3. The block built of the Chełmiec unit rocks and bordered by the Myślinów and the Jerzmanice faults is the lowest of the

three. It abuts against the block embracing the Złotoryja—Lunboradz unit rocks, the latter block occupies a higher position than the former.

The above concept of block tectonics allows to revise the hitherto presented explanations of nappe tectonics of northern part of the Góry Kaczawskie. It has been recognized that the Rzeszówek—Jakuszowa unit consists of two nappe units, the lower built of Ordovician (?), Silurian, and Devonian metasediments, the upper built of greenstones (commonly included to the Cambrian) accompanied by small amounts of Ordovician and Silurian metasedimentary rocks. The lower unit is referred to as the Rzeszówek unit, the upper is determined as the Jakuszowa unit. A thrust surface striking NE—SW (east of Rzeszówek; fig. 3) appears to be the primary boundary of these two units. Rocks of the Chełmiec unit cannot be included to any of the distinguished units because of their distinctly different lithology. Therefore, it is assumed that the Chełmiec unit has been correctly discerned (Jerzmański 1965). Because of the present position of the Chełmiec unit it is suggested that it represents the higher level than the two formerly named. The Złotoryja—Lunboradz unit may be considered as a continuation of the Rzeszówek unit or the Jakuszowa unit.

The above described nappe units of the northern part of the Góry Kaczawskie are comparable with the nappe units distinguished by H. Teisseyre (1956) in southern part of these mountains. Following Oberc's (1967, 1972) opinions one can assume that metasedimentary rocks of the Rzeszówek—Jakuszowa unit (the Rzeszówek unit of the present author) are extending to the Bolków unit and greenstones of the Rzeszówek—Jakuszowa unit (the Jakuszowa unit of the present author) are extending to the Dobromierz unit. The Chełmiec unit could be consequently related to the Cieszów unit.

CHARACTERISTICS OF ROCK ASSEMBLAGES

The Rzeszówek unit and neighbouring fragment of the Jakuszowa unit are built of various metasedimentary rocks. Baranowski (1975a, b) found that they were derived from flysch deposits subsequently subject to transformations under the conditions of lower range of low grade metamorphism (in classification of Winkler 1970). The primary features of the discussed rocks have not been obliterated by such a weak metamorphism. That is why the majority of the distinguished informal lithostratigraphic units considered herein as rock assemblages are classified and named in a way expressing their sedimentary origin (e. g. sandstones, siltstones). The names are supplemented with

words defining texture and colour (light, black, etc.). Only two of all the discussed rock assemblages are called in a different way. These are the "assemblage of layered³ sericite-quartz slates" whose principal variety does not display any sedimentary feature and the "mélange" composed of fragments of rocks belonging to nearly all others assemblages. The term "mélange"

³ Throughout the paper the word "layering" is used to refer to layering of metamorphic or unknown origin; layering of sedimentary origin is referred to as "bedding" or "lamination".

is used only in a descriptive way (according to the definition of Greenly 1919 — *vide* Bailey, McCallien 1953).

Each of the rock assemblages includes the typical variety giving its name for the whole assemblage, and subsidiary varieties which may be recognized as the main elements of others assemblages. For this reason the precise delimitation of individual assemblages during mapping is difficult and often arbitrary. Therefore the determinations are probable but not certain.

The rock assemblages distinguished in the course of mapping in the study area are listed in tab. 1. It presents the number of fauna sites discovered in each assemblage, age of fauna, and probable age of the assemblages. Their age is deduced from faunae and from their mutual positions in geological sections. To easily identify and place the discussed assemblages in the presumable stratigraphic scheme their names are followed (in tab. 1 and text) by denotations. These are: O_a and O_b — the Ordovician (temporal relations of two rock assemblages denoted in such a way are unknown); S — the Silurian; $O-D?$ — the Ordovician—the Devonian?; $D-1$, $D-2$ and $D-3$ — the Devonian (temporal sequence of rock assemblages denoted in such a way is recognized with a great probability); D — the Devonian (undivided); $C?$ — the Carboniferous?. None of the above mentioned denotations has an exact chronostratigraphic meaning. These denotations refer only to the lithostratigraphic units whose temporal range is not defined precisely. Therefore they only accentuate still little knowledge about age of those units.

THE JAKUSZOWA UNIT

Three rock assemblages have been distinguished within the investigated fragment of the Jakuszowa unit (fig. 3). These are the assemblage of sandstones, siltstones and claystones (O_a), the assemblage of layered sericite-quartz slates (O_b) and the assemblages of phanites and black slates (S). According to Baranowski (1975a, b) they represent a metamorphosed sediment of the normal flysch subfacies. Rocks of the two first assemblages are outcropped in numerous places in the Góry Kaczawskie. These rocks were hitherto considered in common (Dahlgrün 1934; Zimmermann 1919, 1936; Baranowski 1975a, b) and usually included to the Lower Ordovician. They were cartographically separated only in the Złotoryja region (Zimmermann 1919, 1936) and ascribed to the Devonian as the so-called Wojcieszyn beds (Oberc 1966, 1967, 1972, 1973). This view was criticized by Urbanek *et al.* (1975), who distinguished the O_a and O_b assemblages in the mentioned region. Ordovician age of at least parts of the two assemblages is evidenced by conodonts (Baranowski, Urbanek 1972; Urbanek 1975b). Temporal sequence of these assemblages cannot be defined, however, on the basis of fauna.

Rocks of the assemblage of phanites and black slates (S) occurring in the Rzeszówek and the Jakuszowa units will be featured together in subsequent sections.

The assemblage of sandstones,
siltstones and claystones (O_a)

Rocks of this assemblage occur mostly in the Jakuszowa unit and subordinately within melange ($C?$) of the Rzeszówek unit. Distinct structural and textural features of sedimentary rocks are preserved in the questioned rocks in spite of their metamorphic transformations (mostly detrital grains and undoubted sedimentary bedding are still well discernible — pl. I, 1). The sandstones making nearly 50 percent of the discussed assemblage were determined by Baranowski (1975a, b) as graywackes. Their framework is chiefly built of quartz, plagioclase, mica (mainly muscovite), and rock fragments (mostly of shales).

Matrix always exceeds 10 percent of a rock volume. Siltstones and claystones occur as thin intercalations amidst sandstone beds or form the independent beds or groups of beds reaching several metres in their thicknesses. Quartz, sericite and blasts of chlorite are main constituents of siltstones and claystones.

Sedimentary features of rocks of the O_a assemblage become locally obliterated. It is where these rocks occur near the assemblage of layered sericite-quartz slates (O_b). Then a transitional variety can be observed.

The assemblage of layered sericite-quartz slates (O_b)

This assemblage is represented mostly by yellowish, greenish or sometimes violet slates displaying distinct parallel or lenticular layering. The layering is devoided of characters of sedimentary bedding. Sharply bounded layers of two kinds can be distinguished. Quartz layers (quartz grains have 0,05–0,2 mm in diameter) are usually 0,5–3 cm thick. Sericite layers are only 0,1–0,5 cm thick but they contain large chlorite blasts (up to 0,3 mm).

The layered sericite-quartz slates are intercalated with rocks similar to those included to the assemblage of sandstones, siltstones and claystones (O_a). The largest of these intercalations was mapped.

THE RZESZÓWEK UNIT

Seven rock assemblages were mapped in the Rzeszówek unit (tab. 1; fig. 3). They are composed mostly of metamorphosed clayey and siliceous rocks. Metasiltstones are subsidiary and metasandstones are only exceptional. All the rocks are believed (Baranowski 1975a, b) to be shaly flysch. Ordovician and Silurian ages of the discussed rocks were claimed by Dahlgrün (1934). Recently also Devonian age was evidenced (Urbanek 1975a, b; Urbanek *et al.* 1975).

The assemblage of silt and clay slates ($O-D?$)

Rocks of this assemblage are outcropped north and northeast of Świerzawa (fig. 3). Silt slates and clay slates are strongly interlocking and they cannot be mapped independently. In places, however, one variety dominates over the other. Dark gray or nearly black clay slates with excellent slaty cleavage are most frequently met northeast and east of Świerzawa. Sedimentary bedding in these rocks can be visible only where thin siliceous laminae or intercalations of detrital material appear. The clay slates are composed of sericite, quartz, and occasional coal material or chlorite. The silt slates are prevailing over the area situated between Świerzawa and Gozdno. They are gray-greenish rocks characterized by well visible sedimentary lamination. Their chief constituents are quartz (0,02–0,05 mm), detritic muscovite, sericite and chlorite forming large blasts (up to 0,5 mm). Plagioclase occurs exceptionally.

Both varieties of the $O-D?$ assemblage are locally intercalated with sandstones. No fauna has been found in rocks of the featured assemblage. Thus its age is still uncertain and cannot be determined even in an indirect way.

The assemblage of phanites and black slates (S)

Rocks of this assemblage occur in usually small outcrops over the whole investigated area. Among them phanites are the most characteristic variety with frequently well visible sedimentary bedding. Fine interlocking grains of quartz (0,005–0,05 mm) are the main component of the phanites (micro-quartzite structure). Graphite and occasional sericite are dis-

persed amidst quartz grains. The phtanites are accompanied by black clay-siliceous slates and clay slates significantly enriched in sericite and graphite but poorer in quartz (known also as graptolite slates). Hard, light-gray, mat siliceous-clay slates form the third variety. They sometimes contain a number of radiolarian specimens.

Seven sites of fauna occurrence have so far been found in rocks of the S assemblage in the Rzeszów unit. Graptolites collected from six sites point to Valentian and Wenlockian ages of the discussed rocks (Hundt 1920; Kornaś 1963; Teller — oral communication *vide* Baranowski 1975b). The presence of Ludlovian rocks is still discussed. Conodonts discovered in only one site indicate the Valentian (Urbanek — oral communication). It seems that all rocks of the S assemblage belong to the Silurian though fauna has not been found in all the outcrops of these rocks. The S assemblage rocks occur between the O-D? and the D-1 assemblages in the majority of their outcrops in the Rzeszów unit. Such a position of them is probably the primary one. The same is true about their position in relation to the O_b assemblage of the Jakuszowa unit. The S assemblage abuts, however, tectonically against the D-3 assemblage and locally on the D assemblage.

The assemblage of gray siliceous and clay slates (D-1)

This assemblage is recognized best near the village of Rzeszów. It embraces the massive gray siliceous rocks with poorly developed sedimentary bedding and the soft, gray or yellowish clay slates (locally clay-silt slates). The first of these two varieties may sometimes be hardly told from phtanites. A great deal of radiolarian fragments is the main feature of the second variety. The siliceous rocks occur mostly at the bottom part of the D-1 assemblage in the vicinity of Rzeszów, but it is unknown how they occur elsewhere.

Only one site of occurrence of conodonts has so far been discovered in the discussed rocks. They indicate that these rocks cannot be older than the Emsian (Urbanek 1975b).

The assemblage of dark clay-siliceous slates (D-2)

This assemblage is fairly diversified lithologically. Two typical varieties are readily distinguishable. The first variety is represented by bedded clay-siliceous slates (light beds — siliceous ones, black beds — clay ones). The other variety is represented by nearly black unbedded slates displaying a characteristic cloddish structure. This structure is due to the presence of oval concentrations of fine-grained quartz (in part these are radiolarian fragments) appearing against the background of flaky minerals. Both mentioned above varieties are frequently accompanied by gray, clay or silt slates similar to those of the assemblage of silt and clay slates (O-D?). Therefore, all these rocks are hard to be mapped.

Sedimentary breccias were found several times amidst rocks of the D-2 assemblage. It seems to be a symptomatic feature.

The age of the discussed assemblage was defined in only one site. The Upper Emsian—Lower Frasnian interval was evidenced by conodont fauna (Urbanek 1975b).

The assemblage of light siliceous slates and siliceous-clay slates (D-3)

Rocks of this assemblage are known from numerous exposures in the Rzeszów unit. They are characterized by well visible sedimentary bedding. Several centimetres thick beds

occur in the siliceous rocks. Thin, richer or poorer in flaky minerals laminae alternate within the siliceous-clay rocks. The D-3 rocks are gray or nearly white. Black beds (rich in graphite) may sometimes be encountered in the siliceous slates. The siliceous-clay slates are often characterized by rusty colour.

Quartz (interlocking grains, 0,005–0,05 mm in diameter) and sericite (dispersed among quartz grains in siliceous slates, concentrated in laminae in siliceous-clay ones) are the main minerals of the discussed rocks.

Abundant conodonts were discovered in the D-3 assemblage rocks. They pointed to the Famennian (Urbanek 1975a, b). Frasnian age of the discussed rocks is also probable.

The assemblage of mottled clay and siliceous slates (D)

This assemblage is recognized in the western part of the Rzeszów unit. It embraces two lithological varieties unknown in the other part of this unit. Other varieties are common for the whole unit. These have been described above (among others the light and gray siliceous slates, siliceous-clay slates, dark bedded clay-siliceous slates, dark slates of cloddish structure). Mottled bedded very massive siliceous rocks accompanied by gray siliceous-clay slates form the first of the two exceptional varieties. It must be added that the latter slates contain chert-like lenses and beds (further discussed as cherty slates). The second variety of these two is formed by greenish clay slates thinly (up to 3 cm) interbedded with siliceous rocks. Intercalations made of detrital grains (mud or sand fractions) are met occasionally.

All the principal lithological varieties of the D assemblage may be observed in a gorge south of the Wielistawka Hill (figs. 3, 23, 30).

Conodonts have discovered in many exposures of the D assemblage rocks. They indicate the Emsian, the Eifelian, the Frasnian and the Famennian (Urbanek 1975a, b; Urbanek *et al.* 1975). The Givetian and stages older than the Emsian are probable though still not in evidence.

The lithological diversity and partly evidenced age of the discussed assemblage suggest that it can be considered as a counterpart of at least three rock assemblages distinguished in the other part of the Rzeszów unit, namely the D-1, the D-2, and the D-3 assemblages. But it cannot be treated, however, as their simple summing-up. The D assemblage has its own lithological varieties and is thinner than the thickness of the D-1, D-2, and D-3 assemblages taken in common.

The mélange (C?)

A rock assemblage occurring in a wide belt (nearly 1 km) east of Rzeszów (fig. 3) is referred to as mélange. Owing to its specific tectonic position it separates the Rzeszów unit from the Jakuszowa unit. Clay or clay-silt material containing various rock fragments appears to be the main constituent of the discussed assemblage. Those rock fragments are represented mostly by sandstones (graywackes), silt slates, phtanites and subsidiary by gray and light siliceous slates. Rocks of the C? assemblage are exposed best in the valley of Kamiennik Creek. Some of them are considered by Baranowski (1971) as a result of submarine gravitational mass movements.

Structure of the C? assemblage is inhomogenous (in relation to the scale of observations). Sedimentary breccias display a complete brecciation when observed meso- and microscopically. But larger (several to some tens meters) fragments of siliceous and sandy beds commonly preserve the undisturbed sedi-

mentary bedding. All stages of the breccia development may be studied in large bodies of laminated clay-sandy slates occurring within the melange (pl. II). The melange (*C?*) is considered as a megascopic breccia owing to the very presence of such large fragments. Some of them have even been mapped (fig. 3).

Ordovician conodont fauna has been discovered in only one site in a sandstone body (Urbanek 1975b). But probably it is not indicative of the age of the whole *C?* assemblage. Sedimentary breccia of this assemblage has been found to overlie Famennian (or even Carboniferous) siliceous rocks in one of the exposures in the Kamiennik Creek valley (fig. 4). The melange lies probably discordantly over the *D-2* and *D-3* assemblages exposed northwest of Rzeszów. So, the *C?* assemblage must be younger than the assemblage of light siliceous and siliceous-clay slates (*D-3*).

A number of data seem to suggest that the melange can be defined as an olisthostrome containing undoubted fragments of the Ordovician and probable (unproved paleontologically) Silurian and Devonian rocks. For this reason the melange is believed to be likely of Lower Carboniferous age.

Presumable lithostratigraphic sequence in the Kaczawa complex of the Rzeszów unit

The biostratigraphic data so far obtained as well as mutual positions of individual lithologic varieties or their assemblages observed in several arrays of exposures, allow to present a tentative lithostratigraphic sequence in the Kaczawa complex of the Rzeszów unit. The following facts and their consequences have been taken into account.

1. Silurian age of the assemblage of phanites and black slates (*S*) was proved in seven sites;
2. Mottled siliceous rocks and cherty slates of the *D* assemblage were encountered at the immediate contact with the phanites

containing Silurian fauna. The neighbouring greenish clay slates intercalated with silt and sandy slates at the bottom and with siliceous slates at the top are certainly not older than the Emsian (fig. 30). Similar slates though a little richer in siliceous beds are outcropped in two sites along the Kaczawa river-side (fig. 32). They are included to the Emsian and the Eifelian. The above mentioned varieties of the *D* assemblage are greatly similar to the *D-1* assemblage because of their lithology, presence of fauna, and relations to the Silurian *S* assemblage. Those varieties probably embrace (as the *D-1* assemblage) rocks of the Lower Devonian, the Eifelian, and perhaps even the Upper Silurian;

3. The *D-2* assemblage in the vicinity of Rzeszów occurs always between the *D-1* assemblage and the *D-3* assemblage whose age is well established. The *D-2* assemblage corresponds to that variety of the *D* assemblage which appears in the vertical sections illustrated in figs. 30 and 32 below the Upper Devonian siliceous and clay-siliceous slates. Thus, it can be concluded that the *D-2* assemblage and the mentioned variety of the *D* assemblage most probably belong to the higher part of the Middle Devonian (the Givetian approximately) and the Lower Frasnian. The sole locality of fauna discovered in the *D-2* rocks does not contradict this statement;

4. The assemblage of light siliceous slates and siliceous-clay slates (*D-3*) as well as its counterpart within the *D* assemblage are the richest in fauna evidencing their age. These rocks belong likely to the Late Frasnian and the Famennian;

5. The age of the *O-D?* assemblage is still unproved. Its relations to other assemblages allow to infer that it includes several horizons of different age (probably belonging to the Ordovician, Silurian, and Devonian);

6. The melange (*C?*) in spite of the Ordovician fauna should be regarded as the youngest assemblage, probably of the Lower Carboniferous age. This assumption was accounted for in the previous section.

MESOSCOPIC FABRIC OF THE KACZAWA COMPLEX ROCKS AND ITS RELATION TO MEGASCOPIC STRUCTURES IN THE RZESZÓW AND JAKUSZOWA UNITS

The author's investigations were limited only to the recognition of effects of the first and main deformational stage. Principal fold elements (including the nappes) and the actual mesoscopic fabric of rocks of the Góry Kaczawskie were formed during this stage which was accompanied by weak metamorphism. The greatest attention was paid to slaty or crenulation cleavage. The detailed descriptive classification of these two types of cleavage used in this paper is shown in figure 5 (as well as denotations of their successive stages of development).

Tectonic structures are conventionally denoted: *s*, *S* — planar structures; *l* — linear structures; *f*, *F* — folds (small letters denote structures of mesoscopic dimensions, capitals — structures of megascopic dimensions). A sequence of tectonic structures has been studied independently in three chosen areas referred to as "*J*", "*R*", and "*W*" (fig. 3). Thus the denotations of structures recognized in the individual areas are supplemented with letters denoting the area (e. g. F_R , s_J , etc.). A succession of the structures is expressed by numerals added to the letter denotations (e. g. f_{J1} , F_{R2} , S_{W3} , etc.). The oldest planar structure is always referred to as s_0 . Structures of the same generation (e. g. f_{J1} , s_{J1} , l_{J1}) are ascribed to one deformational phase denoted as *d* (e. g. d_{J1}). This denotation may also mean a generation of structures (e. g. $d_{J1} = f_{J1} + s_{J1} + l_{J1}$) and a fabric composed of elements (structures) of the very generation.

The denotations used in this paper form certain systems which are valid only for individual areas ("*J*", "*R*", and "*W*") and for structures of the same dimensions (e. g. s_{W1} structure is incompatible with s_{J1} structure, f_{W2} structure may belong to other generation than F_{W2} one). This is due to difficulty in correlation of the structures recognized in those three areas. Nevertheless such a correlation will be presented at the end of this section. Sequence of generations will be designated by Roman numerals (tab. 2).

THE "*J*" AREA

The "*J*" area (denotation after the first letter of the name Jurczyce) covers those fragments of the Rzeszów and Jakuszowa units, which display a distinct similarity in style of tectonic structures.

Structures of mesoscopic dimensions

Tectonic structures of two generations (d_{J1} and d_{J2}) were recognized in the "*J*" area (figs. 3, 10). They were superimposed on older structures referred to as s_0 . The s_0 structures are represented by sedimentary bedding in rocks of the O_a assemblage and by layering in rocks of the O_b assemblage (pl. I). This lay-

ring is of a tectonic non-sedimentary nature (pl. I, 3, 5, 6) as evidenced by few observations. It suggests that d_{J1} phase was preceded by d_0 phase undistinguishable elsewhere. The s_0 structure was developed as imperfect slaty cleavage (fig. 5), if undisturbed by younger tectonic structures. Large chlorite flakes (pl. I, 2) grew parallel to the s_0 surfaces. Their growth preceded the d_{J1} deformational phase and was considered as the oldest metamorphic event. Chlorite was also crystallized in cracks filled with clay material and separating fragments of sandy layers which occurred in breccias of the melange (pl. II). Thus the breccias must have been originated before the d_{J1} phase which produced f_{J1} folds of mesoscopic dimensions, s_{J1} cleavage, and l_{J1} linear structures. The f_{J1} folds are nearly isoclinal (interlimb angle — 0–30°), often intrafolial (pl. III). The S_{J1} structure was developed as perfect or imperfect slaty cleavage in sandy rocks (pl. IV) but as crenulation cleavage of s_{kb} or s_{kc} stages in clayey rocks (pl. V; fig. 5), and locally as metamorphic differentiated layering (pl. VI) in layered quartz-sericite slates (O_b). The l_{J1} linear structures were developed as wrinkling, s_0/s_{J1} intersection lineation, and preferred orientation of elongated quartz aggregates.

The d_{J2} deformational phase effected f_{J2} mesoscopic folds of various geometry, s_{J2} crenulation cleavage of s_{ka} and s_{kb} stages, and s_{J2} fracture cleavage accompanied sometimes by quartz-recrystallization. Some f_{J2} folds of several metres amplitude are non-cylindrical (fig. 6). Probable explanations of their geometry are shown in figure 7. It is supposed that the diagonal orientation of the s_{J2} cleavage to f_{J2} axial directions (fig. 7b) is due to the presence of non-cylindrical folds developing in shorter time than the cleavage. For this reason the s_{J2} structures are geometrically independent of these folds. Numerous observations (cf. fig. 8) indicate that movement along cleavage surfaces may be in no relation to geometry of the individual folds of mesoscopic dimensions.

Folds of unknown provenience are exceedingly rare. Among them f_{J2} folds are of interest. They have vertical axial planes and are older than the d_{J2} structures.

Structures of megascopic dimensions

The above featured mesoscopic structures have their counterparts of megascopic dimensions. F_{J1} fold of isoclinal geometry have been recognized during mapping of the O_a and O_b assemblages boundary zone (figs. 3, 10). Its geometry is confirmed by the orientation of the s_0 , s_{J1} , and f_{J1} mesoscopic structures (fig. 11). The fold axis formerly run probably in the NNW–SSE direction and its axial plane was parallel to s_0 surfaces. The overthrust separating the Jakuszowa unit and the Rzeszów unit may be included to the same generation (S_{J1}). Hypothetical cross-section throughout the “J” area (omitting younger structures) takes into account the above assumption (fig. 12). The F_{J2} folds are superimposed on the mentioned structures. They are not seen on the map but their presence is inferred from the orientations of the s_{J1} and f_{J1} mesoscopic structures (figs. 10, 13). The F_{J2} folds displaying the southern asymmetry plunge to the east direction at an angle of 10–15°, have amplitude of tens to some hundred metres and axial planes dipping to N at an angle of 20° (fig. 14). The presented model of the interference of F_{J1} and F_{J2} folds (fig. 15) is confirmed by structural analysis (fig. 13).

THE “R” AREA

The “R” area (figs. 3, 16, 17) is entirely situated within the Rzeszów unit. Clay and siliceous rocks occur in this area ($O-D?$, S , $D-1$, $D-2$, and $D-3$ rock assemblages).

Structures of mesoscopic dimensions

Mesoscopic tectonic structures referred to as s_R , f_R , and l_R (one generation) are superimposed on the sedimentary bedding (s_0) which is developed as a perfect slaty cleavage in clayey beds or as an imperfect slaty cleavage in siliceous beds (pl. VIII, 1, 2). Discoid radiolarian specimens are parallel to the s_0 surfaces (pl. VIII, 3). If it has not been their natural shape, this may suggest that any foliation older than s_R is superimposed upon the sedimentary bedding. Such an assumption is confirmed by the presence of quartz grains elongated parallel to s_0 (pl. VIII, 4) and occurring in microscopic fragments of siliceous slates in the neighbourhood of clayey layers.

The d_R deformational phase produced f_R folds, s_R cleavage, and l_R linear structures. The values of interlimb angles of f_R folds vary from 60° to 90°. Various geometry of those folds (ranging from concentric to similar) is distinctly dependent upon the viscosity coefficients of every two neighbouring beds involved in folding (pl. IX). The s_R cleavage is developed as crenulation cleavage (of s_{kb} and exceptionally s_{kc} stages) in clayey beds or as imperfect slaty cleavage in siliceous beds (pl. X). The s_R structures are paralleled by quartz veinlets and cracks filled with iron oxides. The l_R structures are represented mostly by wrinkling and s_0/s_R intersection lineation.

Two fold systems (f_{Ra} and f_{Rb}) of various age has been recognized among the f_R folds (fig. 22). What is a significance of this fact for the megascopic structures remains unsolved.

Only in one exposure folds referred to as $f_{R?}$ have been found. Their style and orientation are corresponding to the $f_{J?}$ folds described previously.

Structures of megascopic dimensions

Two megascopic structures were recognized in the “R” area. They are represented by partly exposed antiform (NE part of the “R” area) and thrust fold occurring in its southern limb (fig. 3, 16, 18). Both geometry and interrelationships of these two structures suggest that thrust fold (F_{R1}) is older than antiform (F_{R2}). The development of the F_{R1} structure may probably be related to the development of an hypothetical slaty cleavage parallel to the s_0 surfaces. The F_{R2} antiform plunges to SE at an angle of 20°. Its axial plane (S_{R2}) is nearly vertical. For this reason it is similar geometrically to mesoscopic folds referred to as $f_{R?}$. Both the mentioned megascopic structures are older than the f_R , s_R , and l_R structures of mesoscopic dimensions. This is suggested by the orientation of the s_R surfaces in limbs of the F_{R2} antiform and by the orientation of the f_R and l_R structures dependent on previous orientation of the s_0 surfaces in those limbs (figs. 16, 17, 20, 21). Folds of megascopic dimensions (of f_R , s_R , l_R generation) are not seen on the geologic map. Their existence can be inferred only from the changes in orientation of s_0 surfaces in the limbs of the F_{R2} antiform (figs. 18, 20–22). The F_{R3} folds plunge to E or SE at an angle of 10–15°, their axial planes dip shallowly to NE or E.

The model of interference of the F_{R1} , F_{R2} and F_{R3} folds is shown in figure 19.

THE “W” AREA

Rocks outcropping in the “W” area are identical with those of the R area. This results in a considerable resemblance of compatible tectonic structures of mesoscopic dimensions observed in these two areas.

Structures of mesoscopic dimensions

Sedimentary bedding (s_0) and tectonic structures of three generations (d_{W1} , d_{W2} , d_{W3}) are visible in rocks of the "W" area. The s_0 structure is quite the same as in rocks of the "R" area. There are only few f_{W1} and s_{W1} structures (pl. XI). The f_{W1} folds (pl. XI, 1, 2) are nearly isoclinal, some of them are developed as typical shear folds (pl. XI, 4). The s_{W1} cleavage in all inspected sites is developed as a perfect slaty cleavage (pl. XI, 4, 5). The s_{W1} cleavage is parallel to s_0 surfaces in the majority of exposures. The f_{W2} , s_{W2} and l_{W2} structures display the same geometry and orientation as formerly described structures referred to as f_R , s_R , and l_R . Quite similar are the f_{W3} , s_{W3} , and l_{W3} structures, though recognized only in several exposures (pl. XII). This similarity and their orientation (fig. 25) seem to suggest that they correspond with the f_{Rb} folds (fig. 22) included in the "R" area to the d_R generation.

Structures of megascopic dimensions

Several tectonic structures of megascopic dimensions were recognized in three parts of the "W" area (fig. 23—parts I, II, III). Isoclinal folds referred to as F_{W1} (fig. 32) and overthrusts (S_{W1}) bringing into contact the Silurian phanites and the Devonian mottled clay and siliceous slates, are the oldest structures (figs. 26, 30). The existence of F_{W1} folds is confirmed by structural analysis (fig. 33). These folds are connected with mesoscopic folds referred to as f_{W1} and cleavage referred to as s_{W1} . The F_{W2} megascopic folds are believed to be younger and folded on nearly vertical axial planes (figs. 26, 30). It is inferred from the orientation of the s_0 structure that their axes plunge shallowly to SE. Such a view is in part confirmed by the geological map in the case of F_{W2} synform of the "W" area part I (figs. 3, 24). Obviously, younger folds greatly affect the s_0 orientation (figs. 27, 28). No mesoscopic structures genetically connected with the F_{W2} folds were found in the "W" area. The F_{W2} folds are older than the f_{W2} , s_{W2} , and l_{W2} structures. The s_{W2} cleavage is nearly perpendicular to the S_{W2} axial planes. The orientations of the f_{W2} fold axes and of the l_{W2} lineations depend upon the previous orientation of s_0 surfaces

in limbs of the F_{W2} synforms and antiforms (figs. 24, 27, 28, 31). The F_{W2} megascopic folds belonging to the same generation as the f_{W2} , s_{W2} , and l_{W2} structures are unmappable because of their scale.

TECTONIC STRUCTURES OF THE "J", "R", AND "W" AREAS: COMPARISON

The results of the comparison of tectonic structures recognized in the "J", "R", and "W" areas, are presented in tab. 2. Three successive deformational phases may be inferred from this comparison. They are referred to as D_I , D_{II} , and D_{III} .

Structures effected by the hypothetical oldest phase referred to as $D_0?$ are known only in the "J" area.

The D_I generation is represented by megascopic isoclinal folds, thrust folds, overthrusts and their counterparts of mesoscopic dimensions. Megascopic folds with vertical axial planes are assigned to the D_{II} phase. These folds do not have their equivalents of mesoscopic dimensions (perhaps beyond single specimens of the f_{J1} and f_{R1} folds).

The D_{III} phases resulted in the richest generation of mesoscopic structures. Its megascopic folds are not visible on the geological map. The discussed phase is divided into two stages (D_{IIIa} and D_{IIIb}) and is considered as the last one. This is proved by constant orientation of the s_{III} structures over the whole Rzeszów unit.

The three above distinguished generations of mesoscopic structures have their counterparts (considering a style and an orientation) in southern part of the Góry Kaczawskie. The f_I and s_I structures are compatible with relic intrafolial folds referred to as F_1 (H. Teisseyre 1972) and with planar structure referred to as "foliation" (H. Teisseyre 1964, 1967, 1968). Judging from H. Teisseyre's (1959) illustrations the f_{II} structures may be compared with folds described by him as the older than fracture cleavage. There is no doubt that the richest generation of f_{II} , s_{II} , and l_{II} structures should be related to folds and linear structures referred to as F_2 (H. Teisseyre 1972; or described as F_1 or B_1 in older papers by this author), and to cleavage defined as the "secondary fracture cleavage".

STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE KACZAWA COMPLEX WITH REFERENCE TO TECTOGENESIS: DISCUSSION

Taking into account the structures developed in all the three deformational phases (D_I , D_{II} , D_{III}) one can give a fairly simple scheme of the Góry Kaczawskie tectogenesis. It is inferred from the attitude of megascopic structure of the D_I phase (isoclinal folds, thrust folds, overthrusts) and from the statistical parallelism of s_I and s_0 structures that the very phase is responsible for the development of nappe units in the Góry Kaczawskie. This deformation was accomplished by nearly horizontal inhomogeneous shearing. Horizontal compression is characteristic of the D_{II} phase. It gives rise to folds with vertical axial planes (vertical extension). The greatest thickness of the folded complex is attained in the D_{II} phase. Intense, nearly horizontal cleavage is characteristic of the D_{III} phase which may be treated as a continuation of the D_I one. But it is more probable that the D_{III} phase vertical compression is evoked by a tendency of the tectogene to compensate isostatically the load of overlying strata (Dumicz 1976). If so, the D_{III} phase may be accounted for as an introductory episode of the orogenic stage (D_{III} phase is the last fold-forming phase).

The above presented scheme offers no solution for many problems (especially the development of nappes remains unclear). One cannot reject the view that greenstones of the Jankusowa unit form a gravitationally down-going cover which lies over the melange ($C?$). Such a displacement could be a continuation of the olistostrome sedimentation preceding the D_I phase accompanied by metamorphism. Some structural situations recognized in the Rzeszów unit (e. g. Silurian phanites occur over Devonian siliceous slates) may be accounted for by gravitational mass movement of this sort. If this is the case, the whole Rzeszów unit should be defined as a melange. Such a view may well explain an intricate outcrop pattern, but it is in conflict with observations of the continuous sections from the Ordovician (?) to the Upper Devonian. Apart of this question is must be admitted that others arguments also suggest that nappes could be formed before the D_I phase (then this phase would be considered as a continuation of the nappe-forming process). This phase was accompanied by metamorphism which affected the Upper Devonian and probably even

the Lower Carboniferous rocks. The metamorphic transformations must have taken place under a certain overlay. But it could not be a sedimentary cover, despite the opinions of many authors (metamorphosed pebbles of rocks of the Kaczawa complex are found in the Intrasudetic Basin deposits assigned to the Upper Tournaisian and Lower Viséan; A. K. Teisseyre 1968). Therefore it is suggested that any nappe unit (presently unknown) was such an overlay.

The rival hypothesis states that nappes were formed during the D_{III} phase. In fact it may be assumed that horizontal displacements along the s_{III} cleavage surfaces took place in the D_{III} phase, or later — during the orogenic stage. This may be exemplified by the overthrust which shears the S assemblage rocks in eastern part of the "W" area (fig. 3). Thus, the obser-

ved shear discontinuity seems to be rather young structure (perhaps S_{III}). It is, however hard to assume that the main nappe units of the Góry Kaczawskie were developed during the D_{III} phase. Hence, all hitherto presented conclusions about vergence of the nappes based on the orientation of mesoscopic structures of this phase are invalid.

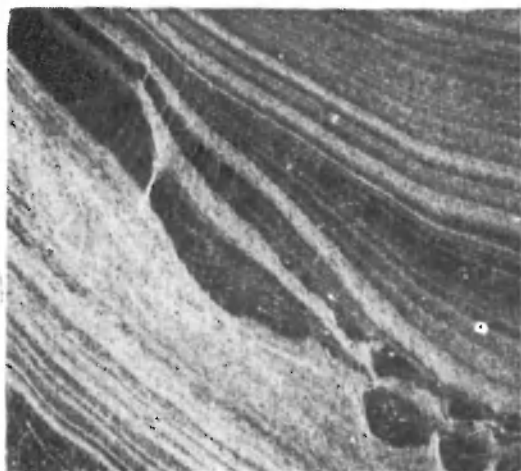
A great many problems discussed in this paper are still far from the definite solutions. Much of them will certainly be solved owing to further stratigraphical investigations in the Rzeszówek unit and to detailed tectonic studies in other units of northern part of the Góry Kaczawskie.

Translated by Andrzej Żelaźniewicz

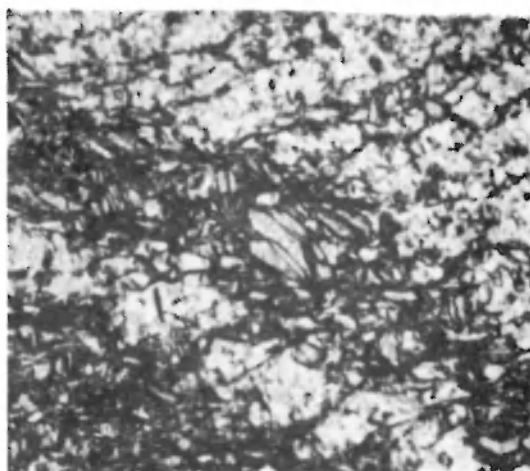
PLANSZA I

Struktura s_0 w skałach obszaru „J”
The s_0 structure in rocks of the “J” area

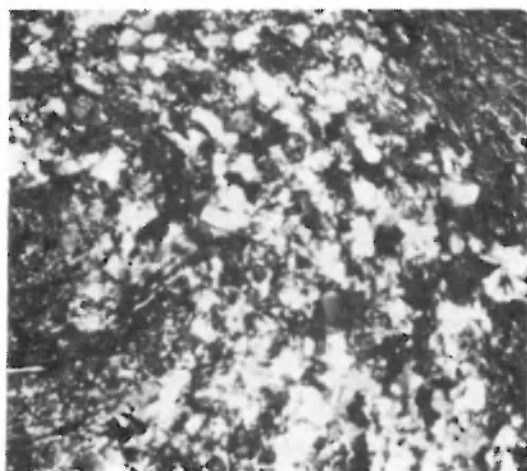
1. Sedymentacyjna laminacja w łupku piaszczystym. Negatyw (laminy piaszczyste — ciemne, ilaste — jasne). Pow. 7 ×
Sedimentary lamination in sandy slate. Negative (sandy laminae are dark, clay laminae are light). Mag. 7 ×
2. Laminowany łupek piaszczysty. W laminie ilastej widoczne ziarno chlorytu zorientowane płaszczyzną 001 równoległe do sedymentacyjnej laminacji. Nikole równoległe. Pow. 85 ×
Laminated sandy slate. Chlorite blast visible in clay lamina. Its 001 planes are parallel to sedimentary lamination. Nicols parallel. Mag. 85 ×
3. Laminowany łupek serycytowo-kwarcowy. Wydłużone ziarna kwarcu zorientowane równoległe do laminacji w przegubie fałdu f_{j_1} . Nikole skrzyżowane. Pow. 55 ×
Layered sericite-quartz slate. Elongated quartz grains are parallel to layering in the hinge region of f_{j_1} fold. Nicols crossed. Mag. 55 ×
4. Laminowany łupek serycytowo-kwarcowy. “Saddle reefs” w przegubach mikrofałdów f_{j_1} . Nikole skrzyżowane. Pow. 60 ×
Layered sericite-quartz slate. Saddle reefs in the hinges of f_{j_1} microfolds. Nicols crossed. Mag. 60 ×
5. Laminowany łupek serycytowo-kwarcowy. Przegub śródfoliacyjnego fałdu f_{j_1} . W przegubie widoczny starszy, izoklinalny fałd o powierzchni osiowej równoległej do s_0 . Wielkość naturalna
Layered sericite-quartz slate. The hinge of f_{j_1} intrafolial fold. Older isoclinal fold visible in the hinge regions. Natural size
6. Laminowany łupek serycytowo-kwarcowy. Widoczna foliacja zupełna s_0 zorientowana skośnie do sedymentacyjnego warstwowania (granica warstw widoczna w dolnej części zdjęcia). Negatyw. Pow. 5 ×
Layered sericite-quartz slate. The s_0 perfect slaty cleavage oblique to sedimentary bedding (boundary of beds is visible at the bottom of the photograph). Negative. Mag. 5 ×



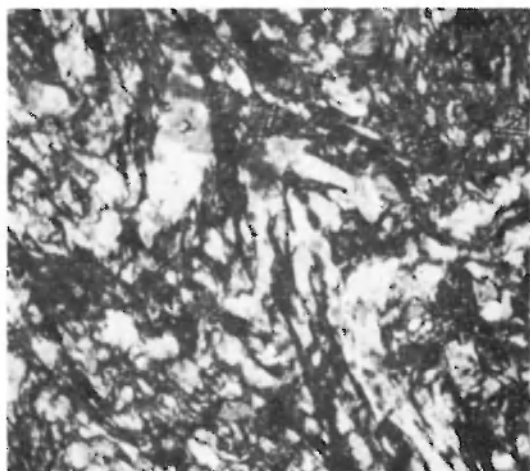
1



2



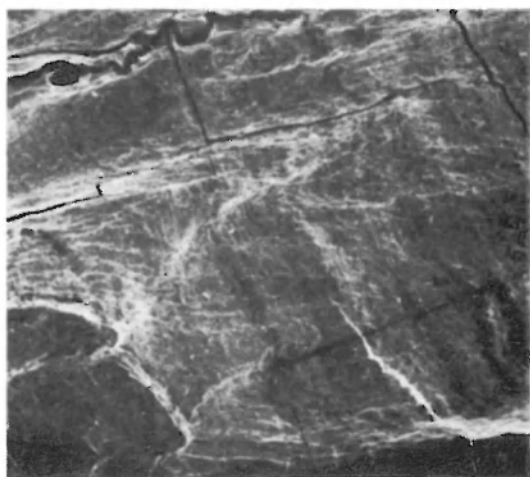
3



4



5



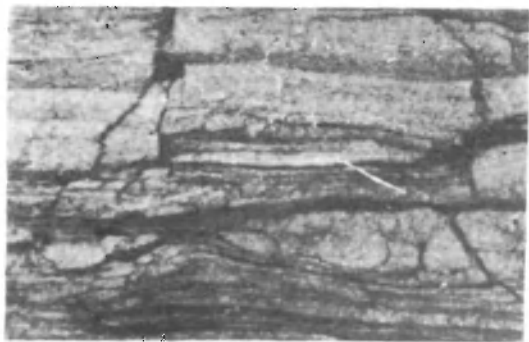
6

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

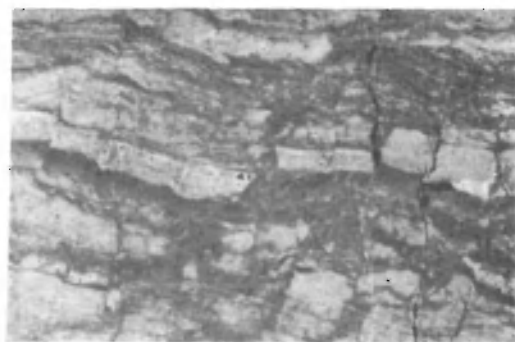
PLANSZA II

Brekcje laminowanych łupków piaszczystych w melanżu
Breccias of laminated sandy slates in the melange

- 1 – 5. Kolejne stadia powstawania brekcji. Wielkość naturalna
Successive stages of breccia development. Natural size
6. Błasty chlorytu w materiale ilastym wypełniającym szczeliny pomiędzy fragmentami lamin piaszczystych. Nikole równoległe.
Pow. 150 ×
Chlorite blasts in the clay material which fills cracks between fragments of sandy laminae. Nicols parallel. Mag. 150 ×



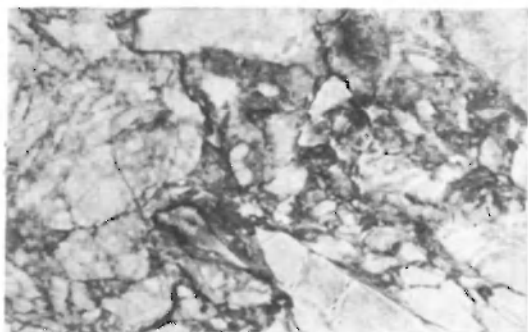
1



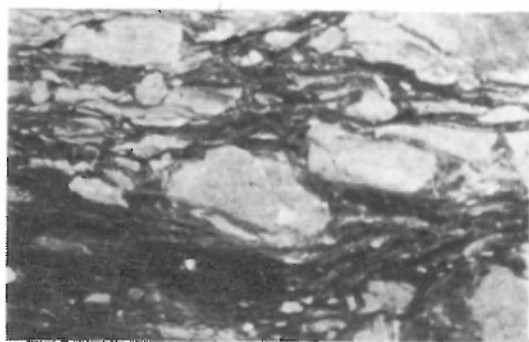
2



3



4



5



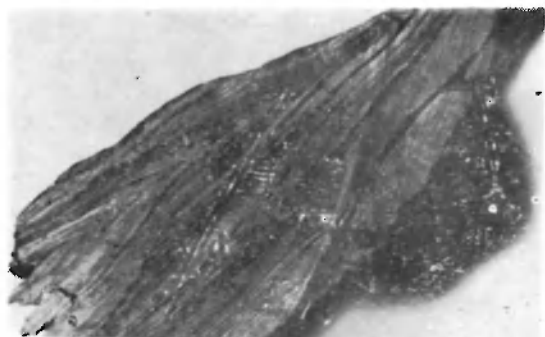
6

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

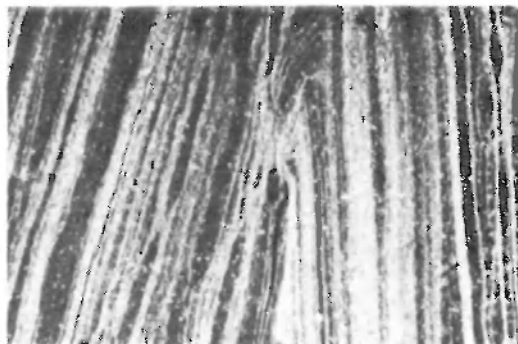
PLANSZA III

Fałdy f_{J_1}
The f_{J_1} folds

1. Fałd f_{J_1} o płaskich skrzydłach i ostrym przegubie w laminowanym łupku piaszczysto-ilastym. Wielkość naturalna.
Plane limbs and angular closure of the f_{J_1} fold occurring in laminated sandy-clay slate. Natural size
2. Fałd f_{J_1} . Ostry przegub podkreślony pęknięciem. Negatyw. Pow. 6 ×
The f_{J_1} fold. Angular closure marked by fracture. Negative. Mag. 6 ×
3. Fałd f_{J_1} o „skrzynkowym” przegubie i rozerwanym jednym ze skrzydeł. Wielkość naturalna
The f_{J_1} box fold. One limb of its is sheared out. Natural size
4. Przeguby śródfoliacyjnych fałdów f_{J_1} . Średnica widocznego przedmiotu — 8 cm
The hinges of f_{J_1} intrafolial folds. The visible object has 8 cm in diameter
5. Śródfoliacyjny fałd f_{J_1} . Wielkość naturalna
The f_{J_1} intrafolial fold. Natural size
6. Przegub śródfoliacyjnego fałdu f_{J_1} . Negatyw. Pow. 4 ×
The closure of f_{J_1} intrafolial fold. Negative. Mag. 4 ×
7. Fałd f_{J_1} klasy 2 („similar fold”) w łupku ilastym. Negatyw. Pow. 5 ×
The f_{J_1} fold of the class 2 (similar fold) in clay slate. Negative. Mag. 5 ×
8. Fałd f_{J_1} o formie „mikrolitonu” w laminowanym łupku serycytowo-kwarcowym. Negatyw. Pow. 5 ×
The f_{J_1} fold of a microlithon-like form. Layered sericite-quartz slate. Negative. Mag. 5 ×



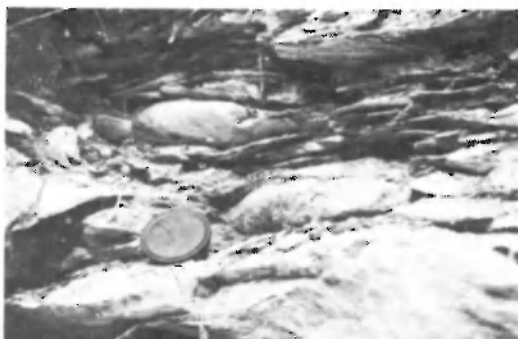
1



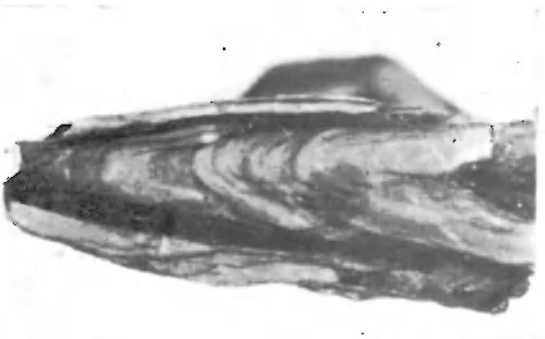
2



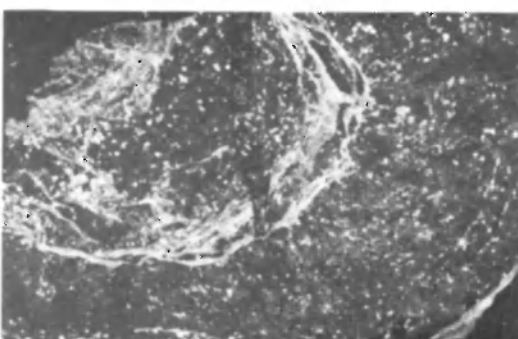
3



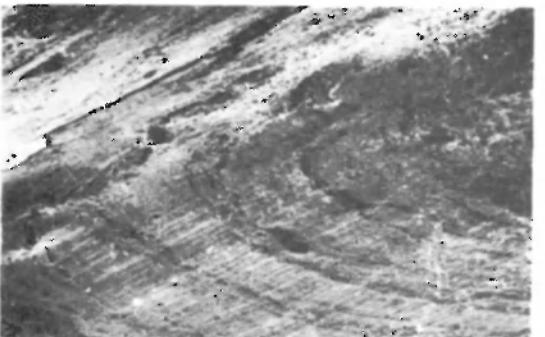
4



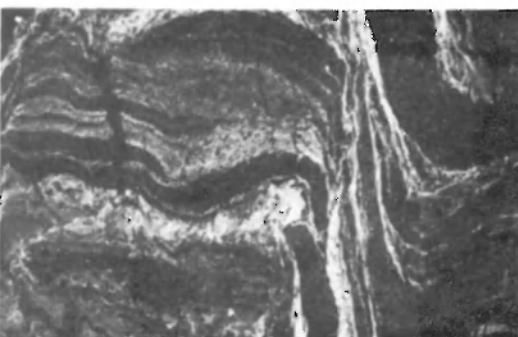
5



6



7



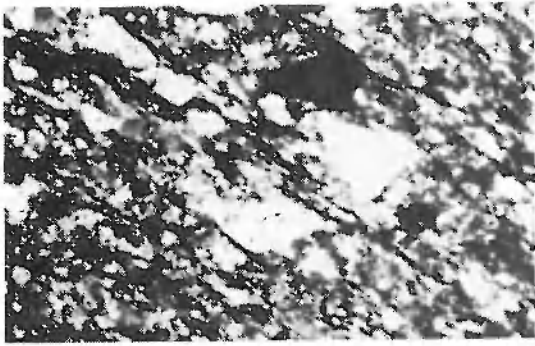
8

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

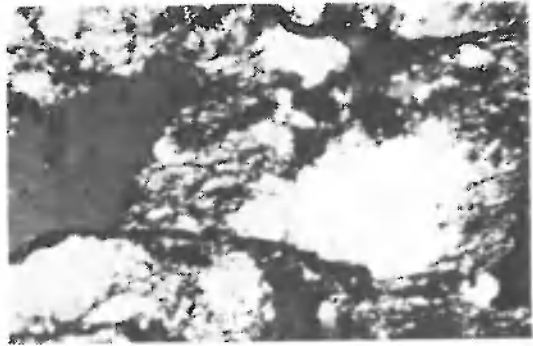
PLANSZA IV

Złupkowanie s_{J_1} w piaskowcach
The s_{J_1} cleavage in sandstones

1. Niezupełna foliacja s_{J_1} . Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
The s_{J_1} imperfect slaty cleavage. Nicols crossed. Mag. 45 ×
2. „Plastyczne odkształcenia międzyziarnowe”. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
“Intergranular plastic deformations”. Nicols crossed. Mag. 100 ×
3. Kierunkowo zrekrystalizowana matrix. Nikole skrzyżowane. Pow. 40 ×
Directional recrystallization of matrix. Nicols crossed. Pow. 40 ×
4. Ziarno kwarcu rozrastające się w płaszczyźnie równoległej do s_{J_1} . Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
Quartz grain growing parallel to the s_{J_1} structure. Nicols crossed. Mag. 100 ×
5. Ziarna kwarcu o zredukowanej średnicy prostopadłej do s_{J_1} . Nikole skrzyżowane. Pow. 40 X
Dimensions of quartz grains are reduced perpendicularly to the s_{J_1} structure. Nicols crossed. Mag. 40 ×
6. Foliacja zupełna s_{J_1} . Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
The s_{J_1} perfect slaty cleavage. Nicols crossed. Mag. 45 ×
- 7, 8. Błasty chlorytu o reliktovej orientacji skośnej względem s_{J_1} . Nikole równoległe. Pow. 100 ×
Chlorite blasts displaying a relic orientation oblique to the s_{J_1} structure. Nicols parallel. Mag. 100 ×



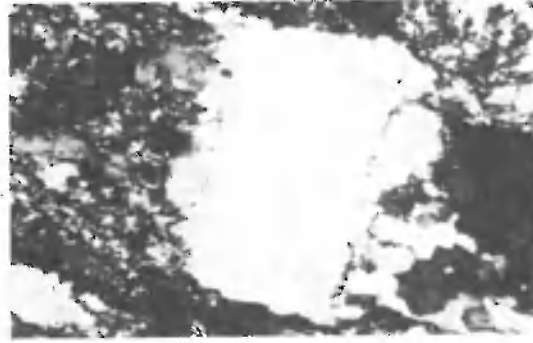
1



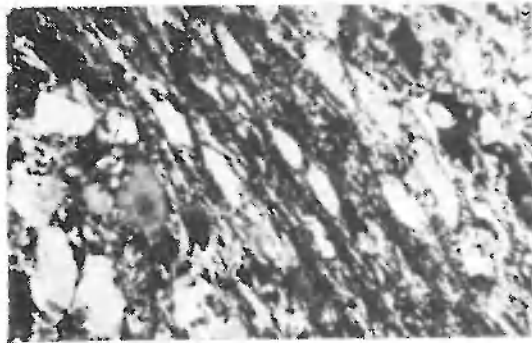
2



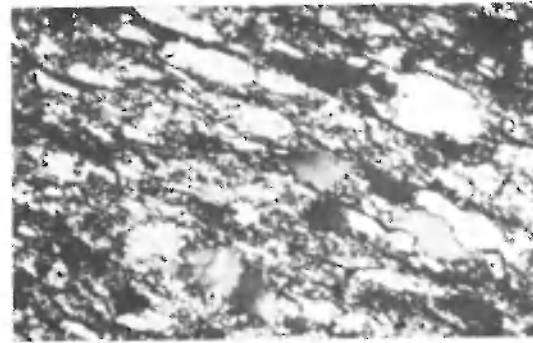
3



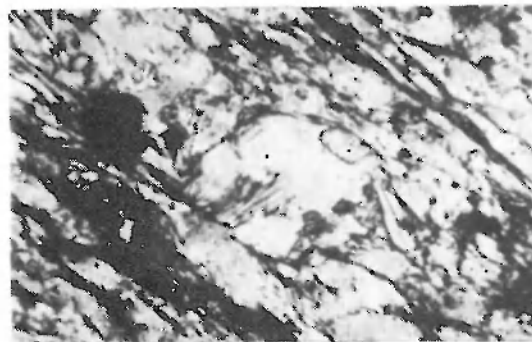
4



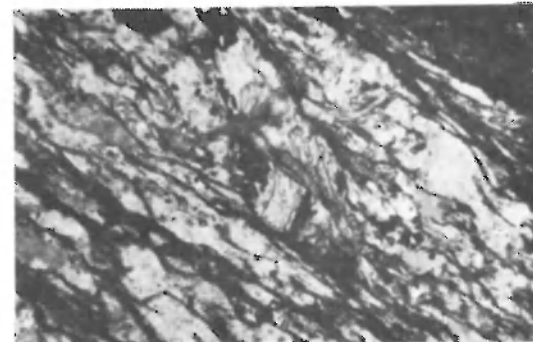
5



6



7



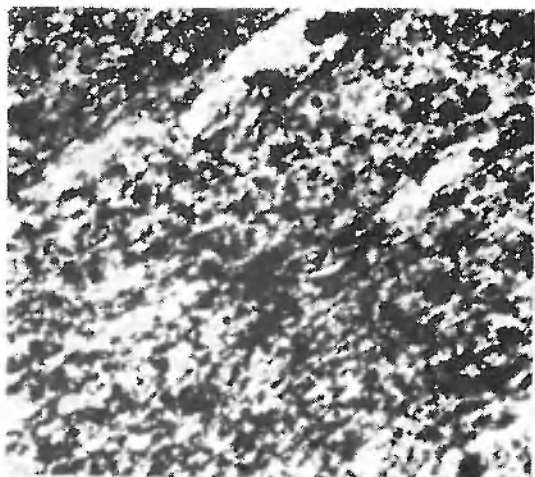
8

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

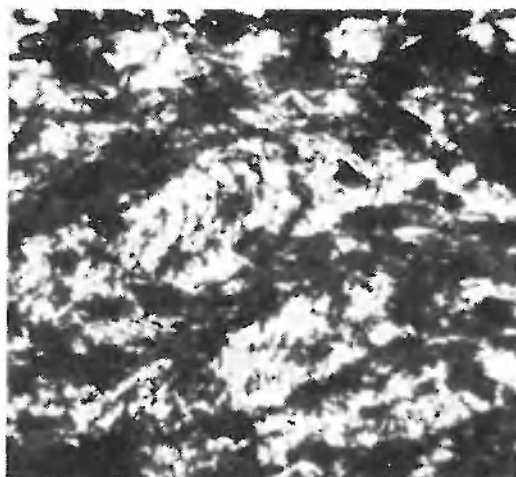
PLANSZA V

Struktura s_{J1} w mułowcach i iłowcach
The s_{J1} structure in siltstones and claystones

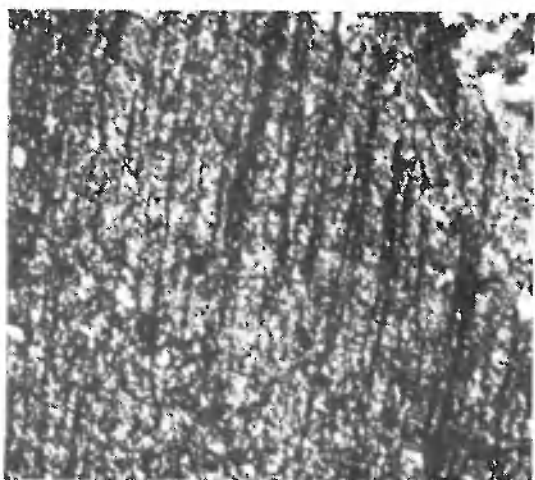
1. Złupkowanie krenulacyjne s_{J1} w stadium s_{kc} w łupku ilastym. W niewielkim powiększeniu sprawia wrażenie foliacji zupełnej. Nikole skrzyżowane. Pow. 40 ×
The s_{J1} crenulation cleavage of s_{kc} stage. Clay slate. It looks like perfect slaty cleavage. Nicols crossed. Mag. 40 ×
2. Złupkowanie krenulacyjne s_{J1} w stadium s_{kc} w łupku ilastym (fragment zdjęcia 1). Nikole równoległe. Pow. 370 ×
The s_{J1} crenulation cleavage of s_{kc} stage in clay slate (fragment of photo 1). Nicols parallel. Mag. 370 ×
3. Złupkowanie krenulacyjne s_{J1} w stadium s_{kb} w łupku mułowcowym. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×
The s_{J1} crenulation cleavage of s_{kb} stage in silt slate. Nicols crossed. Mag. 50 ×
4. Złupkowanie s_{J1} o typie foliacji zupełnej w brekcji. Widoczne fragmenty zafaldowanych lamin (s_0). Negatyw. Pow. 7 ×
The s_{J1} perfect slaty cleavage in breccia. Visible fragments of folded laminae (s_0). Negative. Mag. 7 ×
5. Struktura s_{J1} typu soczewkowej laminacji w brekcji. Negatyw. Pow. 8 ×
The s_{J1} structure of lensoid layering type in breccia. Negative. Mag. 8 ×



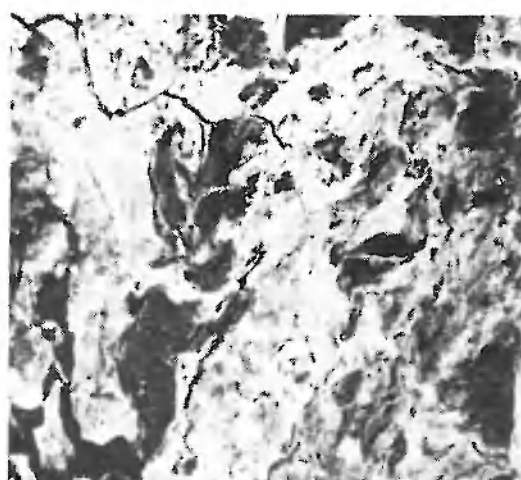
1



2



3



4



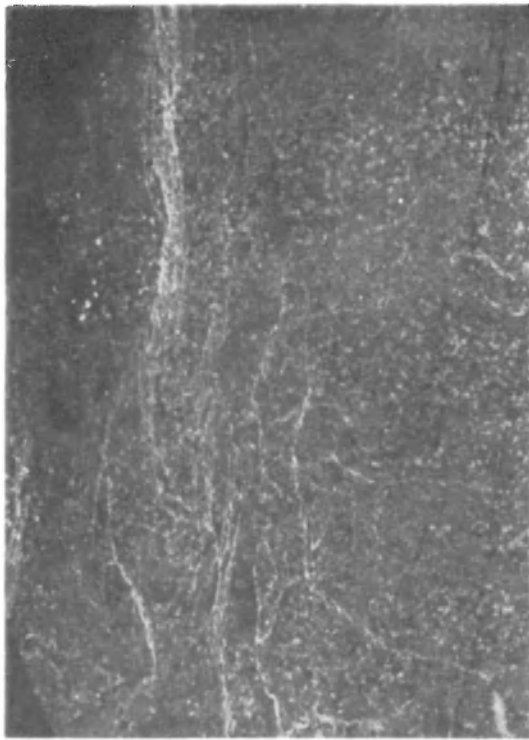
5

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
 Lithostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

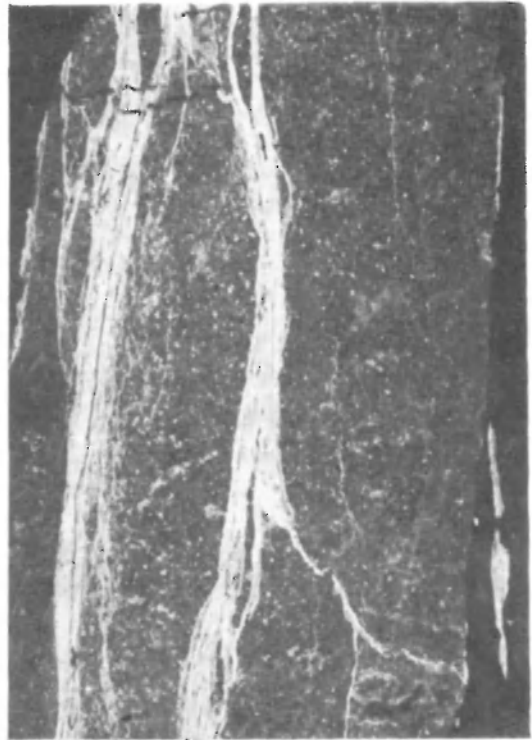
PLANSZA VI

Kolejne stadia rozwoju dyferencjalnej laminacji s_{J1} w laminowanych łupkach serycytowo-kwarcowych. Negatywy. Pow. 7 X. Development of differentiated layering s_{J1} in layered sericite-quartz slates. Negatives. Mag. 7 ×

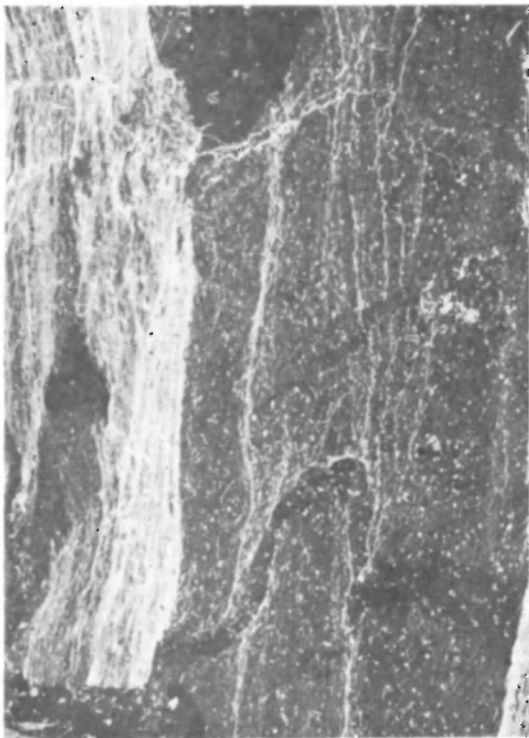
- 1, 2. Równoległe do s_{J1} podłużne partie łupku wzbogacone w serycyt. Widoczna też prostopadła do nich struktura s_0
Longitudinal fragments of slate are parallel to the s_{J1} structure and enriched in sericite. The s_0 structure is perpendicular to them
3. Laminacja s_{J1} . W laminie serycytowej (jasnej) widoczna sfałdowana warstewka kwarcowa (relikt s_0)
The s_{J1} layering. The folded quartz lamina, visible in sericite layer is a relic of the s_0 structure
4. Soczewkowa laminacja s_{J1} . Struktura s_0 nie jest widoczna
The s_{J1} lensoid layering. The s_0 structure is invisible



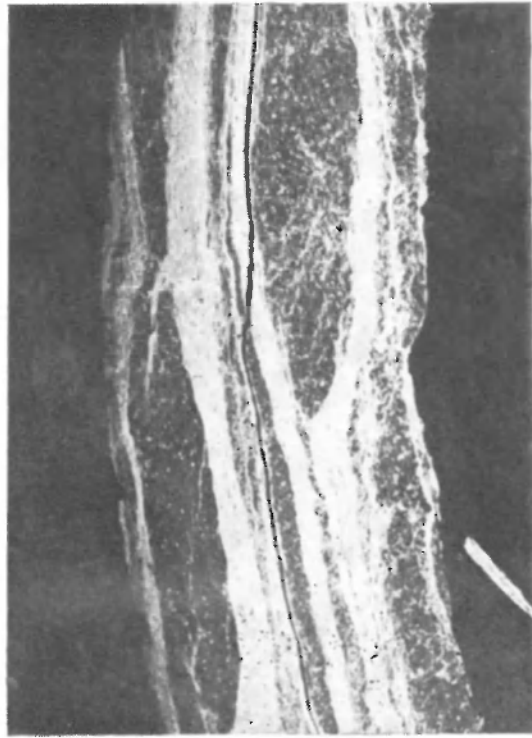
1



2



3



4

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

PLANSZA VII

Fałdy f_{J_2} i złupkowanie s_{J_2}
The f_{J_2} folds and s_{J_2} cleavage

1. Fałdy f_{J_2} klasy 2 („similar folds”) w łupku ilastym. Pow. 2 ×
The f_{J_2} fold of class 2 (similar fold) in clay slate. Mag. 2 ×
2. Fałd f_{J_2} o typie pośrednim między fałdami załomowymi, a fałdami „ze zginania” w piaskowcu. Wielkość naturalna
The f_{J_2} fold, intermediate type between kink folds and flexure-slip fold. Sandstone. Natural size
3. Przegub fałdu f_{J_2} klasy 1C w laminowanym łupku serycytowo-kwarcowym. Pow. 1,5 ×
The hinge of f_{J_2} fold of class 1C in layered sericite-quartz slate. Mag. 1,5 ×
4. Sprzężone mikrofałdy załomowe f_{J_2} w laminowanym łupku serycytowo-kwarcowym. Nikole równoległe. Pow. 55 ×
The f_{J_2} conjugate kink folds of microscopic dimensions in layered sericite-quartz slate. Nicols parallel. Mag. 55 ×
5. Złupkowanie krenulacyjne s_{J_2} w stadium s_{ka} w łupku ilastym. Nikole równoległe. Pow. 40 ×
The s_{J_2} crenulation cleavage of s_{ka} stage. Clay slate. Nicols parallel. Mag. 40 ×
6. Złupkowanie krenulacyjne s_{J_2} w stadium s_{kb} w łupku ilasto-mułowcowym. Nikole równoległe. Pow. 40 ×
The s_{J_2} crenulation cleavage of s_{kb} stage. Clay slate. Mag. 40 ×
7. Złupkowanie krenulacyjne s_{J_2} w stadium s_{kb} w brekcji. Negatyw. Pow. 6 ×
The s_{J_2} crenulation cleavage of s_{kb} stage. Breccia. Negative. Mag. 6 ×
8. Złupkowanie spękania w kwarcowych laminach laminowanych łupków serycytowo-kwarcowych. Negatyw. Pow. 5 ×
Fracture cleavage in quartz layers of layered sericite-quartz slate. Negative. Mag. 5 x



1



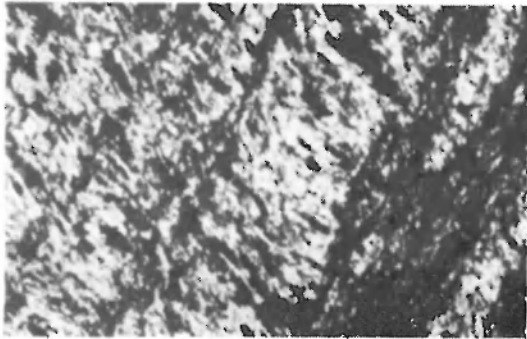
2



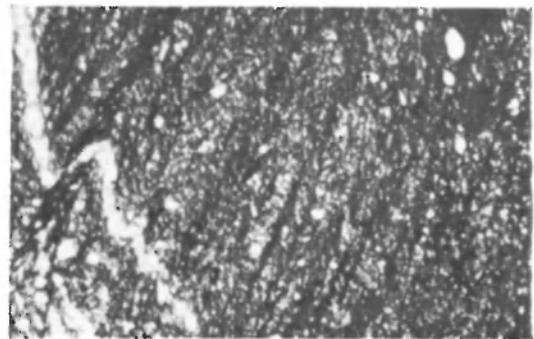
3



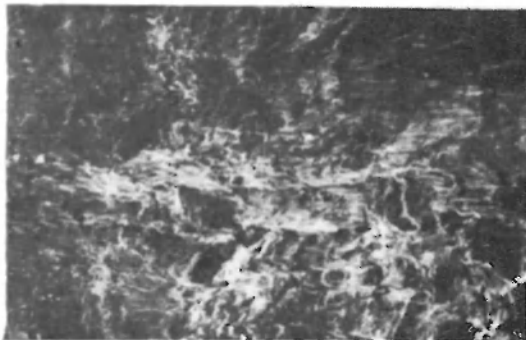
4



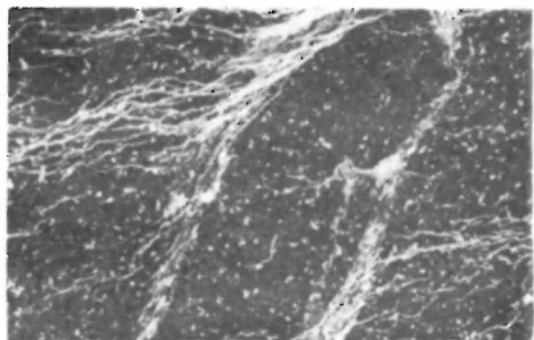
5



6



7



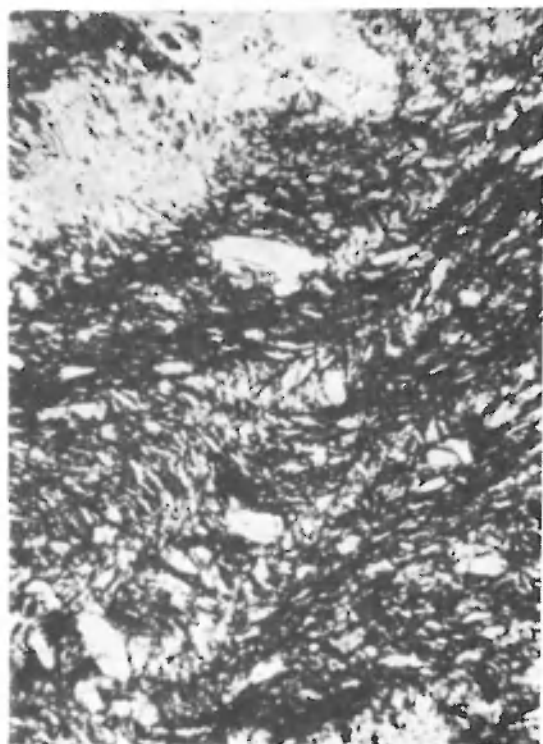
8

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

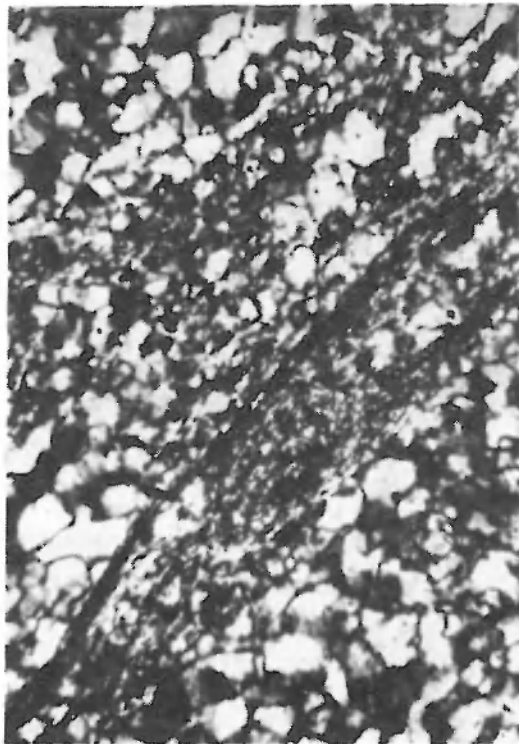
PLANSZA VIII

Struktura s_0 w skalach obszaru „R”
The s_0 structure in rocks of the “R” area

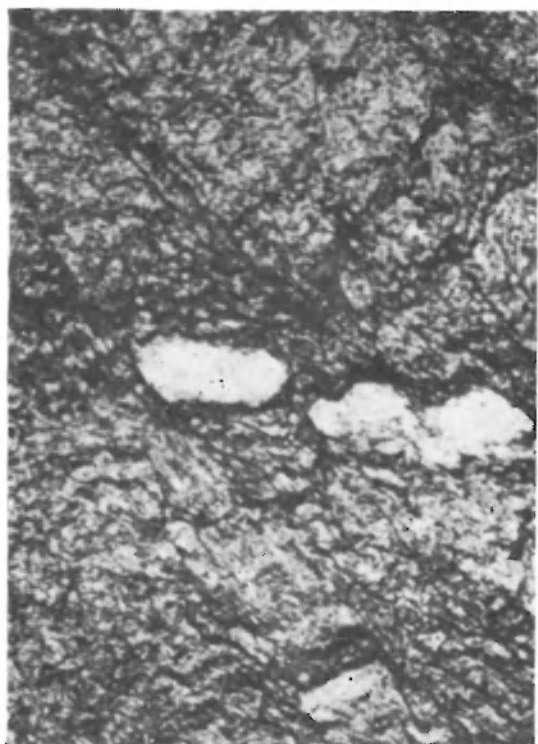
1. Równoległe do s_0 ułożenie minerałów blaszkowych w łupku ilastym. Nikole równoległe. Pow. 210 ×
Flaky minerals of clay slate are arranged parallel to the s_0 structure. Nicols parallel. Mag. 210 ×
2. Równoległa do s_0 mikrolamina serycytowa w łupku krzemionkowym. Nikole skrzyżowane. Pow. 210 ×
Sericitic microlamina of siliceous slate parallel to the s_0 structure. Nicols crossed. Mag. 210 ×
3. Spłaszczone okazy radiolarii ułożone równoległe do s_0 w łupku ilasto-krzemionkowym. Nikole równoległe. Pow. 90 ×
Flattened specimens of Radiolaria are parallel to the s_0 structure. Clay-siliceous slate. Nicols parallel. Mag. 90 ×
4. Agregat wydłużonych ziaren kwarcu ułożonych równoległe do s_0 , rozcinany złupkowaniem s_R w łupku krzemionkowo-ilastym. Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Aggregate of elongated quartz grains arranged parallel to the s_0 structure, cut by the s_R structure. Siliceous-clay slate. Nicols crossed. Mag. 65 ×



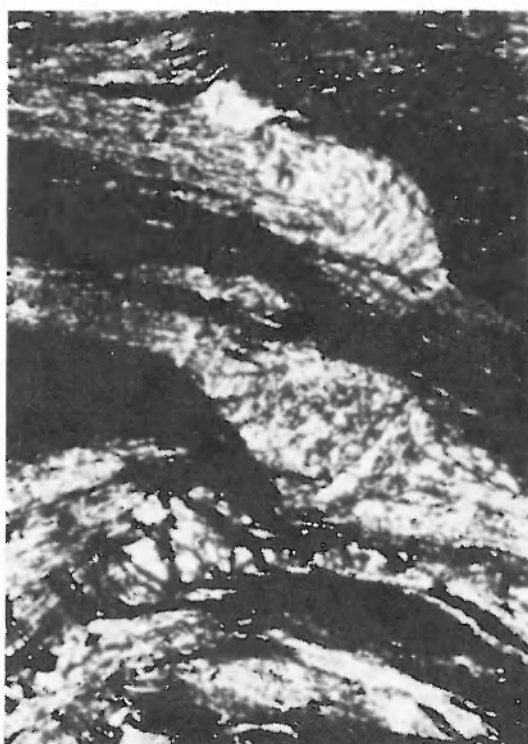
1



2



3



4

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

PLANSZA IX

Fałdy f_R

The f_R folds

1. Sfałdowana koncentrycznie warstwa krzemionkowa w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym
Siliceous bed of dark clay-siliceous slate is involved in a concentric fold
2. Fałdy klasy 1C w jasnych łupkach krzemionkowych
Folds of class 1C in light siliceous slate
3. Fałd klasy 2 („similar fold”) w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym
Fold of class 2 (similar fold) in dark clay-siliceous slate
4. Przeguby niemal izoklinalnych fałdów koncentrycznych w warstwie krzemionkowej w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym
The hinges of nearly isoclinal concentric folds. Siliceous bed of dark clay-siliceous-slate



1



2



3



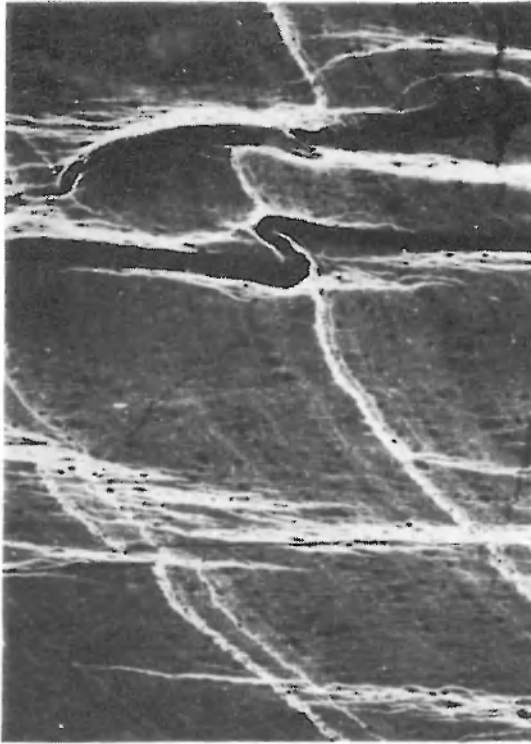
4

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

PLANSZA X

Złupkowanie s_R w łupkach krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych
The s_R cleavage in siliceous slates and siliceous-clay slates

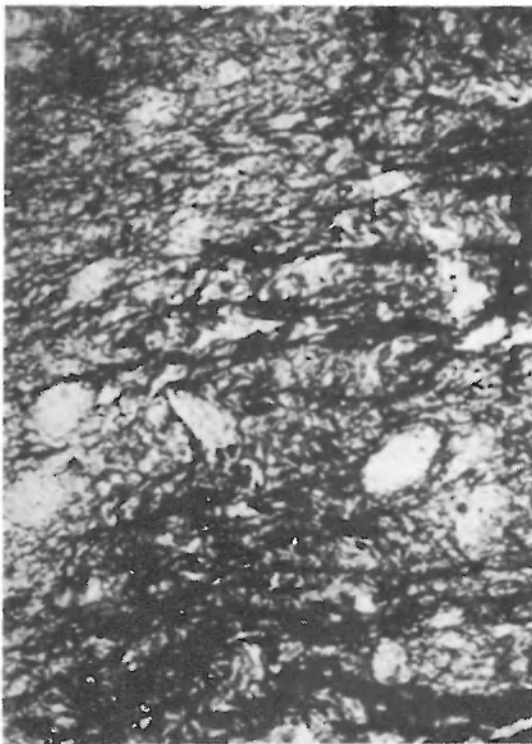
1. Złupkowanie s_R w jasnym łupku krzemionkowo-ilastym. Widoczne pęknięcia wypełnione tlenkami żelaza (jasne), żyłki kwarcowe (czarne) i penetratywne w skali mikroskopowej złupkowanie s_R . Negatyw. Pow. $7 \times$
The s_R cleavage in siliceous-clay slate. Fissures filled with iron oxides (light), quartz veinlets (black), and the s_R penetrative cleavage. Negative. Mag. $7 \times$
2. Wydłużone równoległe do s_D ziarna w żyłce kwarcowej (fragment zdjęcia 1). Nikole skrzyżowane. Pow. $85 \times$
Grains of quartz veinlet elongated parallel to the s_R structure (fragment of the photograph 1). Nicols crossed. Mag. $85 \times$
3. Złupkowanie krenulacyjne w lamini o dużej zawartości serycytu (fragment zdjęcia 1). Nikole równoległe. Pow. $85 \times$
The s_R crenulation cleavage in the lamina rich in sericite (fragment of the photograph 1). Nicols parallel. Mag. $85 \times$
4. Foliacja niezupełna s_R w łupku krzemionkowym. Nikole skrzyżowane. Pow. $300 \times$
The s_R imperfect slaty cleavage in siliceous slate. Nicols crossed. Mag. $300 \times$



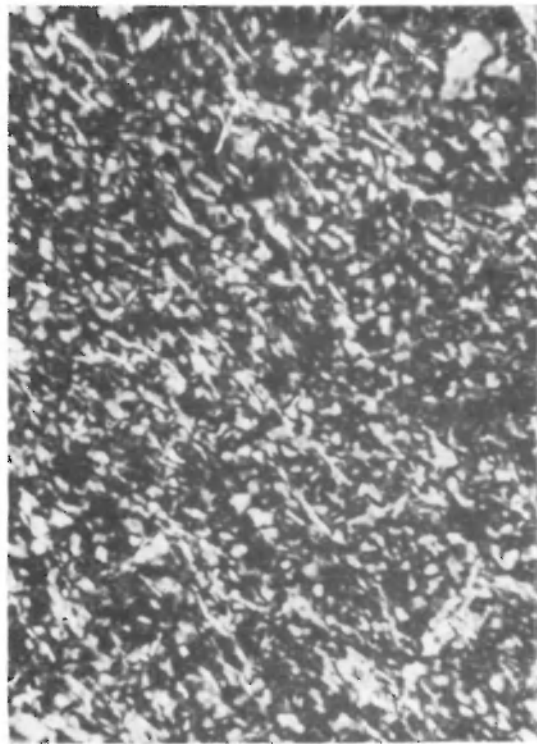
1



2



3



4

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

PLANSZA XI

Struktury f_{W1} i s_{W1}

The f_{W1} and s_{W1} structures

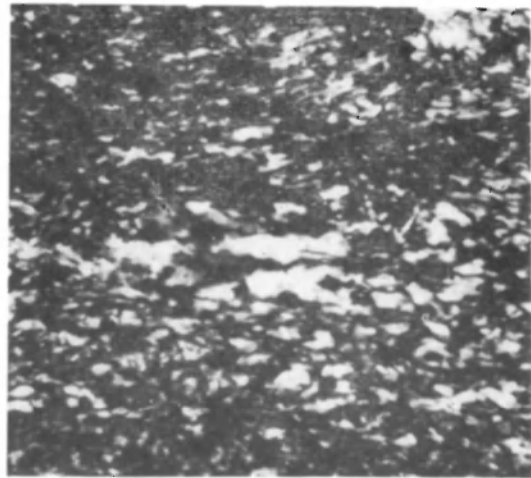
1. Niemal izoklinalny fałd f_{W1} w warstwach krzemionkowych
The f_{W1} fold of nearly isoclinal geometry in siliceous beds
2. Warstwy czarnego łupku krzemionkowego wygięte w fałd f_{W2} . W środkowej warstwie widoczna foliacja zupełna s_{W1} (jaśniejsze smugi) skośna do s_0 i cięta przez złupkowanie s_{W2} . Wielkość naturalna
Beds of black siliceous slate involved in f_{W2} fold. In central bed visible the s_{W1} perfect slaty cleavage (lighter streaks) oblique to the s_0 structure and cut by the s_{W2} cleavage. Natural size
3. Fałd f_{W1} klasy 2 („similar fold”) w łupku „rogowcowym”. Równoległa do jego powierzchni osiowej foliacja zupełna s_{W1} (zgodne z nią ciemne żyłki kwarcowe). Pod kątem ok. 20° względem niej zorientowane złupkowanie s_{W2} . Negatyw. Pow. $2 \times$
The f_{W1} fold of class 2 (similar fold) in “cherty” slate. Its axial plane is parallel to the s_{W1} perfect slaty cleavage (paralleled by dark quartz veinlets). The s_{W1} structure makes an angle of 20° with the s_{W2} cleavage. Negative. Mag. $2 \times$
4. Foliacja zupełna s_{W1} w łupku „rogowcowym” (fragment zdjęcia 3). Nikole skrzyżowane. Pow. $250 \times$
The s_{W1} perfect slaty cleavage in “cherty” slate (fragment of photo 3). Nicols crossed. Mag. $250 \times$
5. Foliacja zupełna s_{W1} w łupku piaszczystym. W środkowej części zdjęcia widoczna w przybliżeniu pionowa granica dwu warstw różniących się grubością ziarna. Nikole skrzyżowane. Pow. $60 \times$
The s_{W1} perfect slaty cleavage in sandy slate. Nearly vertical boundary of two beds is visible in central part of photograph. Nicols crossed. Mag. $60 \times$



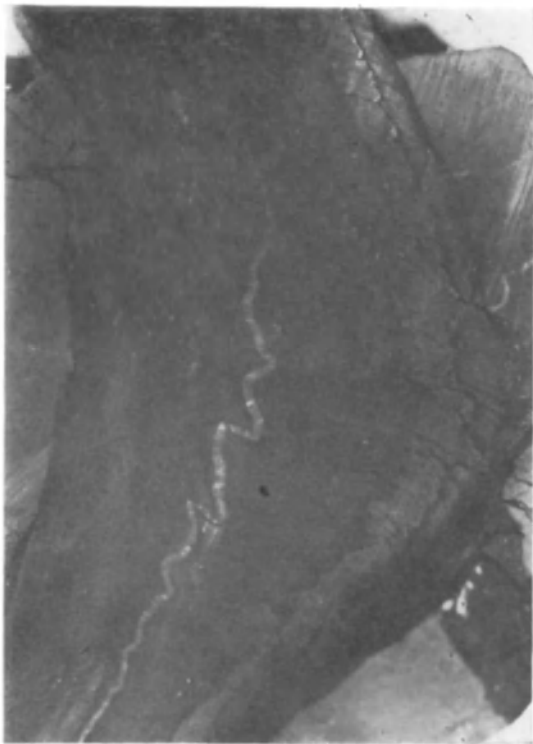
1



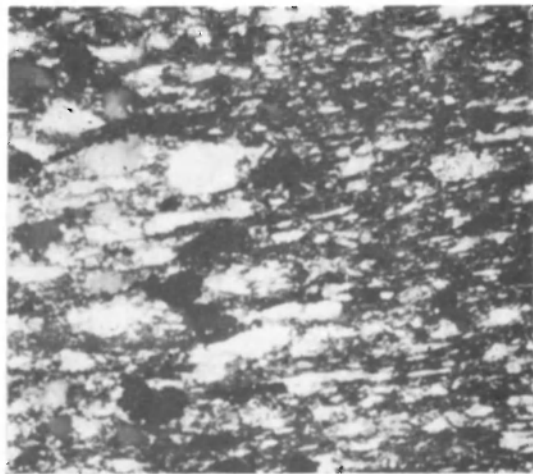
3



4



2



5

Adam HAYDUKIEWICZ — Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Lithostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)

PLANSZA XII

Struktury f_{W3} , s_{W3} i l_{W3}

The f_{W3} , s_{W3} and l_{W3} structures

1. Krzyżowanie się lineacji l_{W2} i l_{W3} widoczne na powierzchni s_0 w przegubie fałdu f_{W2} w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym
Intersection of the l_{W2} and l_{W3} linear structures visible in the s_0 surface in the hinge of the f_{W2} fold. Dark clay-siliceous slate
2. Lineacje l_{W2} i l_{W3} krzyżujące się na powierzchni s_0 w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym. Lineacja l_{W2} wyraźnie wygięta
Wielkość naturalna
The l_{W2} and l_{W3} linear structures intersecting in the s_0 surface. The l_{W2} lineation distinctly bent. Dark clay-siliceous slate. Natural size
3. Fałd f_{W3} o zredukowanych skrzydłach w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym. Wielkość naturalna
The f_{W3} fold with reduced limbs in dark clay-siliceous slate. Natural size
- 4, 5. Złupkowanie krenulacyjne s_{W3} w ciemnym łupku ilasto-krzemionkowym. Nikole równoległe. Pow. 70 ×
The s_{W3} crenulation cleavage in dark clay-siliceous slate. Nicols parallel. Mag. 70 ×

Translated by Andrzej Żelaźniewicz



1



2



3



4



5

Adam HAYDUKIEWICZ – Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej
Litostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)