

ŁUPKI RADZIMOWICKIE GÓR KACZAWSKICH (SUDETY ZACHODNIE): CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA ZMETAMORFIZOWANYCH OSADÓW ROWU OCEANICZNEGO

Zdzisław Baranowski

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Baranowski, Z., 1988. Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie): charakterystyka litofacjalna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. Lithofacies characteristics of trench-fill metasediments in the Radzimowice Slate (Paleozoic), Sudetes, SW Poland. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, vol. 58: 325–383.

Abstract: The Radzimowice Slate (min. 1000 m thick) are part of low-grade Góry Kaczawskie metamorphic complex composed of metasediments and metavolcanics of Cambrian up to Early Carboniferous (Visean) age. The Radzimowice Slate is an assemblage of dark, albitized phyllites with thin intercalations of siliceous slates, metagreywackes and quartzites. All these rocks are strongly recrystallized and tectonized. On the basis of lithology and relict sedimentary structures a facies analysis has been performed and an attempt undertaken to reconstruct the conditions of sedimentation of the Radzimowice Slate. The following lithofacies have been distinguished within this unit: thin-laminated mudstones with silt laminae, thick-laminated mudstones with silt laminae, laminated siltstone, fine-grained sandstones (quartz wackes), medium and coarse-grained sandstones (lithic wackes with admixtures of volcanogenic material), chaotic deposits (sedimentary breccias and olistoliths of mafic volcanics and limestones), mafic tuffites, siliceous slates, graphitic slates. These lithofacies are interpreted as turbidites, hemipelagic/pelagic sediments, and slide to debris flow deposits. The lithic wackes are of magmatic arc and the quartz wackes of continental block provenance. The Radzimowice Slate shows an assemblage of features typical of shaly flysch. The facies association together with other features of the Radzimowice Slate, including the petrographic composition of the lithic wackes, indicate deposition in an environment comparable to that of an oceanic trench (trench floor or immature slope basin).

Key words: Mud turbidite, shaly flysch, trench deposit, Sudetes.

Manuscript received November 1987, accepted December 1987

Abstract: Łupki radzimowickie wchodzą w skład metamorficznego, dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich, zbudowanego z metaosadowych i metawulkanicznych skal, w wieku od kambru do dolnego karbonu (wizenu). Łupki radzimowickie (min. miąższość 1000 m) stanowią zespół ciemnych załbityzowanych fyllitów z cienkimi przewarstwieniami metalupków krzemionkowych, a także metaszarogłazów i kwarcytów. Skąły te są silnie zrekrytalizowane i stektonizowane. Na podstawie cech litologicznych oraz reliktowych struktur sedymentacyjnych przeprowadzono analizę facjalną oraz podjęto próbę rekonstrukcji warunków sedymentacji łupków radzimowickich. W ich obrębie wyróżniono następujące litofacje: cienko laminowanych mułowców pylastych, grubo laminowanych mułowców pylastych, laminowanych pyłowców, drobnoziarnistych piaskowców (wak kwarcowych), średnio- i gruboziarnistych piaskowców (wak

litycznych z dużą liczbą fragmentów wulkanogenicznych), osadów chaotycznych (brekcji sedymentacyjnych oraz olistolitów zasadowych skał wulkanicznych i wapieni), zasadowych tufitów oraz łupków krzemionkowych i grafitowych. Litofacje te reprezentują osady prądów zawiesinowych, hemipelagiczne i pelagiczne oraz splywów kohezyjnych. Obszarem źródłowym wak litycznych był łuk magmowy, a wak kwarcowych — blok kontynentalny. Łupki radzimowickie wykazują zespół cech charakterystycznych dla fliszu łupkowego. Asocjacja facjalna oraz pozostałe cechy łupków radzimowickich, w tym skład petrograficzny wak litycznych wskazują, że łupki te były deponowane w środowisku porównywalnym ze środowiskiem rowu oceanicznego (dno rowu lub basen założony na zboczu rowu).

WSTĘP

Nazwę „łupki radzimowickie” (*Altenberger Schiefer*) wprowadził Ernst Zimmermann (1918) do oznaczenia serii ciemnych, fyllitowych „wstęgowanych” łupków i złupkowanych szarogłazów oraz matałupków krzemionkowych, zalegającej między Nowymi Rochowcami a Chrośnicą w południowej części Gór Kaczawskich. Łupki te są porozrywane, rozdrobnione i zniszczone, co nadaje im wygląd „szarogłazopodobny” (Zimmermann, 1935).

Łupki (lub warstwy) radzimowickie są kluczowym elementem budowy geologicznej Gór Kaczawskich (*vide* Teisseyre, 1975) z uwagi na przypisywany im dotąd prekambryjski (proterozoiczny, eokambryjski) wiek. Będąc najstarszym elementem w obrębie paleozoicznego, dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich, były one przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Dotychczasowe prace koncentrowały się na zagadnieniach wieku łupków radzimowickich i ich pozycji tektonicznej (Dahlgrün, 1934; Block, 1938; Schwarzbach, 1935; 1939; Teisseyre, 1956, 1963, 1967, 1968, 1980; Oberc, 1968, 1972, 1973). Bardziej szczegółowe dane zawarte są w opracowaniach Zimmermanna (1935, 1937, 1941), autora map geologicznych obszaru występowania łupków radzimowickich w skali 1:25 000.

Niniejsza praca zawiera opis skał zaliczanych do łupków (warstw) radzimowickich oraz próbę rekonstrukcji środowiska sedymentacji tych utworów. Rozpoznanie pierwotnych cech skał osadowych i wulkanicznych oraz środowiska ich powstawania jest — zdaniem autora — niezbędnym warunkiem poznania rozwoju budowy geologicznej epimetamorficznego kompleksu kaczawskiego.

METODY BADAŃ I TERMINOLOGIA

Zasięg przestrzenny łupków (warstw) radzimowickich przyjmowany jest różnie przez różnych autorów. Wobec niejasności kryteriów wydzielenia tej serii zaistniała konieczność ponownego skartowania całego terenu, który w ujęciu autorów wcześniejszych opracowań stanowi obszar występowania warstw radzimowickich oraz — do celów porównawczych — obszarów z nimi sąsiadujących. Zdjęcie geologiczne, wykonane w latach 1977–1984 na podkładzie typograficznym w skali 1:10000 obejmuje powierzchnię ok. 75 km². Zdjęcie wykonano według ogólnie przyjętych zasad, lecz przy bardzo ograniczonych możliwościach wykonania wykopów ziemnych.

Szczegółowe badania warstw radzimowickich są w znacznym stopniu utrudnione bardzo złym odsłonięciem terenu. Nieliczne odsłonięcia, usytuowane w skarpach, wrzynkach drogowych

i dolinach potoków mają zwykle powierzchnię ograniczoną do 1–2 lub kilku m². Dlatego z dużą uwagą traktowano również materiał zebrany w zwietrzelinie. Pierwotne struktury i tekstury badanych skał są w różnym stopniu zatarte procesami metamorficznymi i tektonicznymi. Relikty pierwotnych struktur uwidaczniają się dopiero po przecięciu skały, więc wszystkie zebrane próby skał, w liczbie ok. 2000 zostały poprzecinane. Około 450 okazów zbadano w płytkach cienkich.

Próbę rekonstrukcji warunków sedymentacji łupków radzimowickich przeprowadzono stosując klasyczne metody analizy facjalnej. Termin facja (litofacja) jest tu użyty w powszechnie stosowanym znaczeniu do określenia jednorodnego ciała skalnego, różniącego się od skał otaczających sumą cech fizycznych, chemicznych i biologicznych. Poszczególne litofacje wydzielono na podstawie cech litologicznych makro- i mikroskopowych oraz reliktowych struktur sedymentacyjnych.

Warstwy radzimowickie stanowią zespół skał zmetamorfizowanych w facji zielenicowej, powinny więc być opisywane w kategoriach skał metamorficznych. Jednak w niniejszej pracy omawiane są głównie pierwotne, osadowe cechy badanych skał, zatem dla uproszczenia używana będzie również terminologia stosowana w przypadku skał osadowych.

Skały pochodzenia osadowego, wchodzące w skład warstw radzimowickich, reprezentowane są głównie przez osady drobnoziarniste, tj. zawierające ponad 50% ziarn o wymiarach poniżej 0,063 mm. Dla takiej mieszaniny piasku, pyłu i iltu & Piper (1984) proponują stosowanie trójkąta klasyfikacyjnego Sheparda (1954) z modyfikacją Folka (1968). Do opisu miąższości warstw i lamin zastosowano klasyfikację Campbella (1967) w formie zmodyfikowanej przez Grodzińskiego *et al.* (1986).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W budowie Gór Kaczawskich (Fig. 1) wyraźnie zaznaczają się dwa piętra strukturalne (Teisseyre *et al.*, 1957). Piętro dolne, nazywane powszechnie kompleksem kaczawskim, zbudowane jest z epizonalnie zmetamorfizowanych i silnie zdeformowanych skał osadowych i wulkanicznych. Utwory tego piętra uznawano za fragment strefy eugeosynklinalnej (Teisseyre *et al.*, 1957). Niezmetamorfizowane i słabo zaburzone tektonicznie utwory piętra górnego wypełniają depresję północnosudecką oraz zapadliska i rowy tektoniczne (Fig. 1). Warstwy (łupki) radzimowickie wchodzi w skład kompleksu kaczawskiego. Rozwój poglądów na budowę geologiczną tego kompleksu został w ostatnich latach szczegółowo omówiony m. in. przez Haydukiewicza (1977), Urbanek (1978), Teisseyre'a (1980) i Baranowskiego *et al.* (1987). W tym miejscu zostaną zatem przedstawione tylko główne rysy budowy geologicznej dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich. Na tym tle zostaną szerzej omówione poglądy dotyczące łupków (warstw) radzimowickich.

Litologia i wiek. Dolne piętro strukturalne (kompleks kaczawski) zbudowane jest z utworów paleozoicznych, obejmujących serie skalne od kambru do dolnego karbonu (wizenu) włącznie. Do niedawna przyjmowano powszechnie, że w budowie kompleksu kaczawskiego biorą udział utwory najmłodszego proterozoiku (algonku, eokambru). Wiek ten przypisywano łupkom (warstwom) radzimowickim. Jednak ostatnie znaleziska szczątków fauny konodontowej wykluczają prekambryjski wiek łupków radzimowickich (Urbanek & Baranowski, 1986). Zatem za najstarszy element dolnego piętra

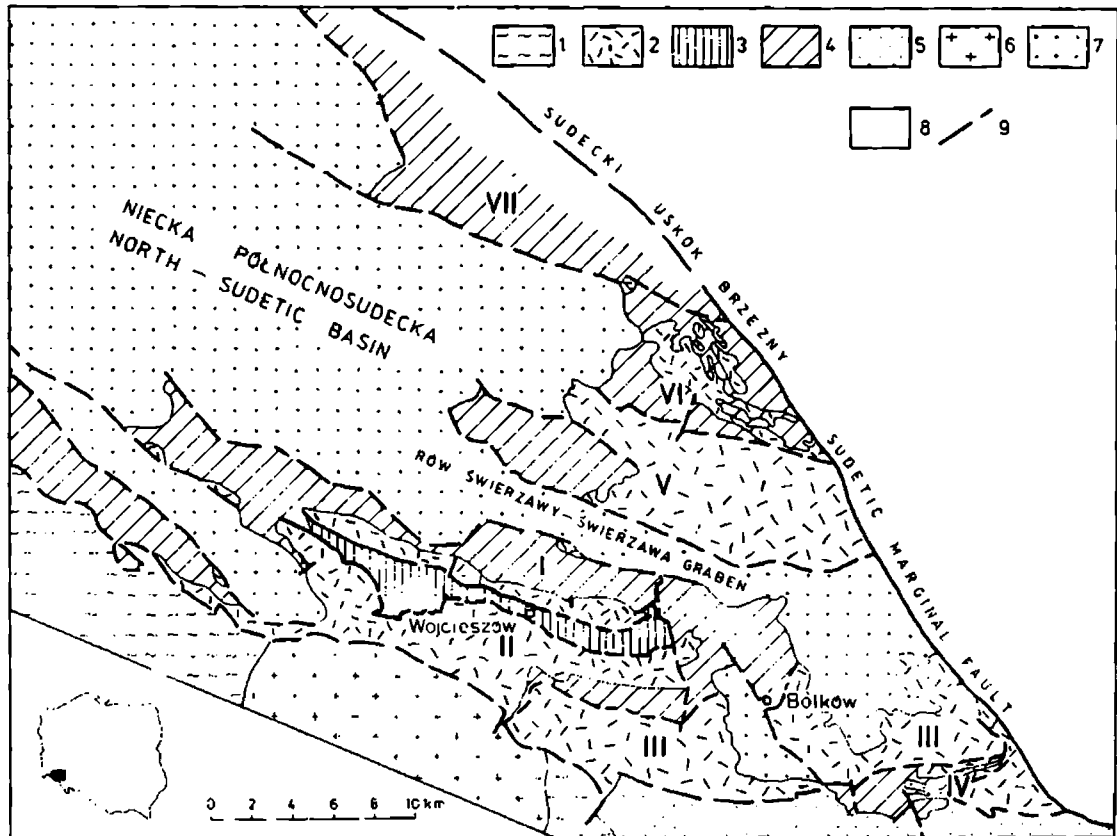


Fig. 1. Szkic tektoniczny Gór Kaczawskich (wg Sawicki, 1966). 1 – łupki łyszczykowe i gnejsy osłony intruzji granitu Karkonoszy (prekambr – dolny paleozoik?); 2 – zmetamorfizowane skały wulkaniczne i wapień krystaliczne dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich (kambr – ordowik); 3 – łupki radzimowickie (bliżej nie określony paleozoik); 4 – zmetamorfizowane skały osadowe (bez łupków radzimowickich) dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich (ordowik – górny dewon); 5 – skały osadowe depresji Świebodzic i niecki śródsudeckiej (górny dewon – karbon); 6 – granit Karkonoszy (górny karbon); 7 – skały osadowe górnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich (górny karbon, trias, górną kreda); 8 – skały osadowe (trzeciorzęd, czwartorzęd); 9 – dyslokacje (uskoki i nasunięcia). Jednostki tektoniczne: I – jednostka Świerzawy; II – jednostka Bolkowa; III – jednostka Dobromierza; IV – jednostka Cieszowa; V – jednostka Rzeszówka-Jakuszowej. VI – jednostka Chełmca; VII – jednostka Złotoryja-Luboradza

Fig. 1. Tectonic sketch map of the Góry Kaczawskie Mts (after Sawicki, 1966). 1 – mica schists and gneisses of metamorphic envelope of the Karkonosze granitoid pluton (Precambrian – Lower Paleozoic?); Góry Kaczawskie complex (2–4): 2 – metavolcanics and crystalline limestones (Cambrian – Ordovician); 3 – Radzimowice Slate (Palaeozoic); 4 – other metasediments (Ordovician – Upper Devonian); 5 – sedimentary rocks of Świebodzice and Intra-Sudetic basins (Upper Devonian – Carboniferous); 6 – Karkonosze Granite (Upper Carboniferous); 7 – Upper Carboniferous, Permian, Triassic and Upper Cretaceous sediments; 8 – Tertiary & Quaternary sediments; 9 – faults and thrusts. Structural units: I – Świerzawa unit; II – Bolków unit; III – Dobromierz unit; IV – Cieszów unit; V – Rzeszówek-Jakuszowa unit; VI – Chełmic unit; VII – Złotoryja-Luboradz unit

strukturalnego Gór Kaczawskich uznać należy serie skalne zaliczane dotąd do kambru.

W tradycyjnym ujęciu kambr reprezentowany jest przez miąższą serię skał wulkanicznych wraz z towarzyszącymi im wapieniami krystalicznymi, znanymi jako wapień wojcieszowski. Na podstawie korelacji litostratygraficznych z obszarem Łużyc wapień wojcieszowski zaliczono do dolnego kambru, a serię zieleńcową z lawami poduszkowymi, traktowaną jako nadkład wapieni – do górnego kambru (Bederke, 1933; Dahlgrün, 1934; Schwarzbach, 1939; Teisseyre, 1956, 1967). Wapień wojcieszowski zostały później udokumentowane paleontologicznie jako środkowy (?) kambr (Gorczyca-Skała, 1966; Gunia, 1967). Biorąc pod uwagę fakt, że wapień wojcieszowski nie stanowią podłoża serii zieleńcowej, lecz tworzą w jej obrębie szereg izolowanych ciał (Baranowski & Lorenc 1981; Lorenc, 1983) można przyjąć, że towarzyszące wapieniom wulkanity reprezentują bliżej nie określoną część systemu kambryjskiego. Wstępne datowanie izotopowe cyrkonów keratofiru z Marcińca (jednostka Świerzawy) wynosi 511 ± 39 mln lat (C. Pin, 1987, informacja ustna).

Do ordowiku zalicza się serię fyllitów (łupków) serycytowo-kwarcowych i kwarcytów wraz z towarzyszącymi im zieleńcami. Seria osadowa składa się z przeobrażonych iłowców, pyłowców i mułowców, niekiedy także piaskowców. W niektórych obszarach seria ta ma charakter fliszowy (Baranowski, 1975). Skały pochodzenia osadowego, uznawane za ordowickie (Dahlgrün, 1934), zajmują w Górach Kaczawskich znaczne obszary. Jednakże dane biostratygraficzne z północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszów-Jakuszowa) wskazują, że tylko część fliszowa serii osadowej reprezentuje środkowy lub późny ordowik (Baranowski & Urbanek, 1972), pozostałą część serii tworzą osady dewońskie (Urbanek *et al.*, 1975; Urbanek, 1978). Także w południowym rejonie Gór Kaczawskich część osadów, uznawanych za ordowickie, jest – jak się okazało – wieku dewońskiego (Haydukiewicz & Urbanek, 1986). Istnieją zatem podstawy do przypuszczeń, że część łupków (fyllitów) tradycyjnie zaliczanych do ordowiku, może reprezentować dewon, a być może nawet dolny karbon (Haydukiewicz, 1977; Baranowski & Haydukiewicz, 1984). Skały wulkanogeniczne zaliczane dotychczas do ordowiku (Jerzmański, 1965; Teisseyre, 1967, 1977) występują w formie niewielkich ciał w obrębie serii fyllitowej. Kryza i Muszyński (1987a) przypisują ordowicki wiek także sillom diabazowym jednostki Świerzawy. Haydukiewicz (1987a) wyodrębnił w kompleksie kaczawskim szereg sekwencji stratygraficznych i na podstawie korelacji litostratygraficznej uzasadnił ordowicki lub ordowicko-sylurski wiek znacznej części wulkanitów kaczawskich.

Skały sylurskie wykształcone są jako łupki ilaste, grafitowe i lidyty, zmetamorfizowane – podobnie jak inne skały dolnego piętra – w facji zieleńcowej. Skały te zawierają faunę graptolitową i są stosunkowo dobrze datowane paleontologicznie (Roemer, 1868; Hundt, 1922; Kornaś, 1977). Do syluru (Baranowski, 1975; Teisseyre, 1977) lub do syluru i najwyższego

ordowiku (Baranowski *et al.*, 1987) zalicza się ponadto mięszszą serię skał zieleńcowych jednostki Rzeszówka-Jakuszowej.

Pod względem chemicznym skały metawulkaniczne kompleksu kaczawskiego reprezentują wulkanizm wewnątrzpłyty (Narębski, 1980). Najlepiej dotąd rozpoznane serie spilitowo-keratofirowe jednostek Świerzawy i Bolkowa wykazują znaczne zróżnicowanie chemiczne: od law toleitowych poprzez „przejściowe” do alkalicznych, oraz znaczny udział wulkanitów obojętnych i kwaśnych (Narębski, 1980; Baranowski *et al.*, 1984; Kryza & Muszyński, 1987b). Pozycja paleogeotektoniczna tych wulkanitów nie jest dotąd jednoznacznie określona. Dotychczasowe badania wskazują, że jest to wulkanizm płytkomorski, reprezentujący środowisko wysp oceanicznych lub ensialicznego ryftu inicjalnego (Narębski, 1980, Narębski *et al.*, 1982, 1986; Baranowski *et al.*, 1984; Kryza & Muszyński, 1987b).

Udokumentowanie paleontologicznie utwory dewonu (Urbanek *et al.*, 1975; Urbanek, 1978; Haydukiewicz & Urbanek, 1986) obejmują fyllity serycytowe i kwarcowe będące przeobrażonymi, pelagicznymi osadami ilastymi i krzemionkowymi.

Skały dolnokarbońskie zostały dotychczas rozpoznane w zachodniej części Gór Kaczawskich, gdzie znane jest stanowisko ciemnych wapieni, zawierających wizeńską faunę konodontową (Chorowska, 1978).

Tektonika. Dolne piętro strukturalne Gór Kaczawskich uznawane jest obecnie za orogen waryscyjski, sfałdowany i zmetamorfizowany w fazie sudeckiej (Chorowska, 1978). Późniejsze ruchy rozczłonkowały obszar kaczawski na szereg zrębów i rowów tektonicznych, z których jeden, zwany rowem Świerzawy, dzieli Góry Kaczawskie na część południową i północną. Część południowa charakteryzuje się budową płaszczowinową (Schwarzbach, 1939; Teisseyre, 1956, 1967). W jej części wschodniej Teisseyre (1956) wyróżnił cztery jednostki tektoniczne. Najniższą pozycję zajmuje parautochtoniczna jednostka Świerzawy, na nią nasunięte są od północy kolejno jednostki płaszczowinowe: Bolkowa (w skład której wchodzi m. in. łupki radzimowickie), Dobromierza i Cieszowa (Fig. 1). Jednostki te zostały następnie spiętrzone w rozległą antyformę, nazwaną siodłem Bolków-Wojcieszów (Schwarzbach, 1939; Teisseyre, 1956). W jądrze siodła osłania się jednostka autochtoniczna, na jego skłonie południowym i wschodnim zaś ukazują się kolejno wyższe jednostki płaszczowinowe. W części zachodniej Gierwielaniec (1956) wydzielił płaszczowinowe jednostki Wlenia i Pilchowic. Nie jest jasne, czy jednostki te stanowią przedłużenie jednostki Świerzawy i Bolkowa, czy też są odrębnymi, głębszymi jednostkami (Teisseyre, 1967). W północnej części Gór Kaczawskich Jerzmański (1965) wydzielił trzy jednostki tektoniczne o charakterze blokowym: Złotoryi-Luboradza, Chełmca i Rzeszówka-Jakuszowej. Zdaniem cytowanego autora jednostki te mogą mieć charakter płaszczowin, ponasuowanych w kierunku północnym.

Ostatnio podjęto próbę rozszerzenia i zmodyfikowania koncepcji płaszczowinowej budowy kompleksu kaczawskiego, przedstawionej przez Teis-

seyre'a (1956, 1967). W ostatnich kilku latach uzyskano nowe dane głównie ze wschodniej części Gór Kaczawskich.

Dotyczą one pierwotnych cech, wieku i środowiska skał metaosadowych i metawulkanicznych, rozmieszczenia tych skał w obrębie elementów tektonicznych (sekwencji stratygraficznych i elementów melanzowych) oraz tektoniki i metamorfozy kompleksu kaczawskiego (m. in. Urbanek, 1978; Lorenc, 1983; Baranowski *et al.*, 1984; Haydukiewicz & Urbanek, 1986; Urbanek & Baranowski, 1986; Haydukiewicz, 1987a, b; Kryza & Muszyński, 1987a,b). Na tej podstawie zespół autorów (Baranowski *et al.*, 1987) określił kompleks kaczawski jako „strukturę o cechach pryzmy akrecyjnej”.

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA CHARAKTER I ROZPRZESTRZENIENIE LUPKÓW (WARSTW) RADZIMOWICKICH

Kryteria pozwalające na odróżnienie warstw radzimowickich od innych łupków, występujących w południowej części Gór Kaczawskich, nie są wyraźnie określone. Charakterystykę łupków radzimowickich podaje Zimmermann (1935, 1937, 1941) w objaśnieniach do arkuszy map geologicznych.

Według Zimmermana typowa odmiana łupków radzimowickich ma barwę grafitową od ciemnoszarej i przypomina drobno- i średnioziarniste szarogłazy. Mają one charakter fyllitów kwarcowych, zbudowanych z nieregularnych przewarstwień kwarcytowych i serycytowych. Jasnoszare, drobnoziarniste laminy kwarcytowe, grubości 0,25–10 mm, o nieostro zarysowanych granicach przedzielone są ciemnymi, fyllitowymi warstewkami serycytowymi o jedwabistym połysku. W składzie mineralnym Zimmermann wyróżnił kwarc, jasny łuszczek, skalenie o wielkości ziarn do 2,5 mm oraz rozproszone blaszki brunatnego łuszczku. Za charakterystyczne dla łupków radzimowickich, a szczególnie dla występujących w ich obrębie warstewek kwarcytowych, uznał ostrokrawędziste pseudomorfozy, wypełnione rdzawo-żelazistą substancją, będącą przypuszczalnie produktem wietrzenia węgianu bogatego w żelazo lub pirytu.

Wśród mniej typowych odmian litologicznych łupków radzimowickich Zimmermann (1941) wyróżnił:

1. Ciemne, miękkie, fyllitowe, grubo złupkowane łupki ilaste oraz łupki jaśniejsze, o większej zawartości serycytu. Skały te są tektonicznie przeobrażonymi i zrekrytalizowanymi mułowcami.

2. Zwięzłe, ciemne łupki z wstęgami jaśniejszych, drobnoklastycznych kwarcytów. Poza sfałdowaniem, skały te nie wykazują znamion tektonicznego przeobrażenia. Zimmermann nie wyjaśnia, czy ich szczególna zwięzłość jest wynikiem kontaktowego metamorfizmu (zalegają one w pobliżu ciał intruzywnych w okolicy wzgórza Żeleźniak), czy też jest to ich cecha pierwotna.

3. Jasnoszare do czarnych, bardzo drobnoziarniste, zwięzłe, cienkowarstwowe kwarcyty. Warstwowanie zaznacza się obecnością cienkich smug substancji grafitowej i serycytu. Skała ta, nazywana również metalupkiem krzemionkowym, tworzy cienkie przewarstwienia wśród innych łupków.

Te trzy typy litologiczne występują w obrębie odmiany typowej w formie wkładek, bądź też tworzą odrębne ciała, zajmujące większą powierzchnię.

Zimmermann (1941) podkreślił, że zastosowane kryteria litologiczne należy traktować z pewną ostrożnością. Typowa odmiana łupków radzimowickich jest specyficzna i łatwo odróżnialna, natomiast odmiany mniej typowe łatwo pomylić z niektórymi łupkami, wchodzącymi w skład wydzieleni litologicznych oznaczonych na mapach Zimmermana jako ps oraz ps.

Drugą cechą wyróżniającą łupki radzimowickie jest ich szczególnie silne przeobrażenie tektoniczne. Są one silnie złupkowane, porozrywane i „mylonitycznie zmetamorfizowane” (wewnętrznie rozgniecione i porozcierane), w rezultacie czego upodabniają się do drobnoziarnistych szarogłazów (Zimmermann, 1937, s. 23). Cecha ta ułatwia odróżnienie łupków radzimowickich od

„jasnych, drobnopiaszczystych do kwarcytowych, bogatych w łuszczyk łupków ilastych” ps i „niebieskoszarych łupków ilastych” (ps).

Zatem Zimmermann wydzielił łupki radzimowickie na podstawie ich cech litologicznych oraz wysokiego stopnia tektonicznej destrukcji.

Block (1938) wyróżnił w obrębie łupków radzimowickich trzy różnowiekowe ogniwa: dolne łupki myslowskie (wschodnia część obszaru występowania łupków radzimowickich), górne łupki myslowskie (część środkowa) i łupki chrośnickie (część zachodnia). Zdaniem tego autora w okolicy Mysłowa występują szarogłazy gruboziarniste, które w kierunku zachodnim są zastępowane przez łupki ilaste, łupki krzemionkowe i szarogłazy drobnoziarniste. Block (1938) uznał, że zmiany w wykształceniu osadu, od gruboziarnistego do drobniejszego odzwierciedlają następstwo czasowe poszczególnych ogniw łupków radzimowickich.

W późniejszych latach pojęcie łupków radzimowickich uległo zmianie, czego wyrazem jest zmiana nazwy łupki radzimowickie na warstwy radzimowickie. Teisseyre (1956) przedstawił koncepcję budowy płaszczowinowej SE części Gór Kaczawskich. W myśl tej koncepcji łupki radzimowickie, poszerzone o utwory sąsiednich obszarów i nazwane warstwami radzimowickimi, weszły w skład najniższej jednostki płaszczowinowej, tj. jednostki Bolkowa (Fig. 1).

Na szkicach geologicznych w cytowanej pracy zasięg warstw radzimowickich jest poszerzony w kierunku wschodnim w okolice Grudna i północno-zachodnim aż po okolice Dobkowa. Także w okolicy Wojcieszowa zasięg warstw radzimowickich zostaje poszerzony w kierunku północnym, aż do granicy z wulkanitami jednostki Świerzawy, zajmującymi grzbietowe partie wzgórz: Dłużek, Rogacz i Marciniac. Obszar ten, oznaczony na mapie Zimmermanna (1932) jako łupki zieleńcowe z enklawą skał przypominających łupki radzimowickie pokrywa się z grubsza z obszarem wyodrębnionej tu przez Blocka (1938) „serii z Lindenweg”. Nazwę Lindenweg nosiła jedna z polnych dróg na zboczu Chmielarza. Według Blocka „seria z Lindenweg” składa się z ciemnych i zielonych łupków serycytowych, nieco piaszczystych, z cienkimi przewarstwieniami wapieni. Ciemne odmiany tych skał przypominają łupki radzimowickie, odmiany zielone zaś, bogate w chloryt, upodabniają się do łupków zieleńcowych. Zdaniem Blocka (1938, s. 74) „seria z Lindenweg” zawiera również „prawdziwe zieleńce i jest z nimi w jakiś sposób związana”. Seria ta została uznana przez Teisseyre'a *et al.*, (1957) za najwyższą część warstw radzimowickich, łączącą się przejściem litologicznym z wyżejległymi wapieniami wojcieszowskimi.

Włączenie do warstw radzimowickich różnych skał („warstwy z Lindenweg”, skały wulkanogeniczne i lidyty okolic Dobkowa, fylity i wulkanity okolic Grudna), pierwotnie nie zaliczanych do łupków radzimowickich, było, jak się wydaje, następstwem konsekwentnego stosowania schematu stratygraficznego Dahlgrena (1934). W schemacie tym łupki radzimowickie (algonk) zajmują pozycję najniższą, wyżej umieszczone są kolejno wapienie wojcieszowskie z porfiroidami (dolny kambry) i łupki zieleńcowe z porfiroidami (wyższy kambry).

Jak można wnioskować na podstawie szkiców geologicznych SE części Gór Kaczawskich (Teisseyre, 1956, 1963, 1967, 1980) nazwą „warstwy radzimowickie” autor ten obejmuje zespół różnorodnych skał (w większości eokambryjskich), zalegających między utworami jednostki Świerzawy zaliczanymi do wyższego kambry i ordowiku a wapieniami jednostki Bolkowa, zaliczanymi do niższego kambry (por. Fig. 1 i 2). Teisseyre (1956, s. 28) skłonny był uznać warstwy radzimowickie za „formację, która powstała przez tektoniczne przetasowanie elementów eokambryjskich ze skałami kambry, ordowiku i syluru”. Zatem atrybutem zróżnicowanych litologicznie warstw radzimowickich stała się ich pozycja geologiczna.

KRYTERIA WYRÓŻNIENIA ŁUPKÓW RADZIMOWICKICH

Obszar występowania warstw radzimowickich (w znaczeniu przyjmowanym przez Teisseyre'a) wraz z ich najbliższym sąsiedztwem został objęty przez autora niniejszej pracy zdjęciem geologicznym (Fig. 2). Sposób wykształcenia i rozprzestrzenienie warstw radzimowickich przedstawiają się następująco:

1. Główna część warstw radzimowickich, tworząca wąski pas między Janówkiem i Nowymi Rochowicami, odpowiada typowym łupkom radzimowickim w znaczeniu stosowanym przez Zimmermanna wraz z ich mniej typowymi odmianami: pierwszą (zmetamorfizowane mułowce) i trzecią (metałupki krzemionkowe). W obrębie tych łupków (fyllitów) tkwią izolowane bloki skał wulkanicznych i wapieni. Podział łupków radzimowickich na łupki myśłowskie i chrośnickie (Block, 1938) nie znajduje uzasadnienia w wykształceniu litologicznym skał tego obszaru.

2. Część warstw radzimowickich obejmująca w przybliżeniu „serię z Lindenweg” oraz drugą z mniej typowych odmian łupków radzimowickich Zimmermanna (zwięzłe, wstęgowane łupki) stanowi zespół skał pochodzenia osadowego i wulkanicznego, wśród których przeważają odmiany litologiczne wspólne z podobną serią jednostki Świerzawy. Omawiana tu część warstw radzimowickich zalega na południowych zboczach Polanki, Chmielarza i Dłużka, na północnych zboczach Żeleźniaka oraz Bukowince.

Zdaniem autora (Fig. 2), w okolicy Chmielarza skały wulkanogeniczne jednostki Świerzawy (zielenice, piaskowce wulkanogeniczne, porfiroidy, diabazy) nie tworzą zwartego ciągu, jak to ma miejsce na odcinku zachodnim, lecz występują w formie soczewkowatych ciał w obrębie fyllitów pochodzenia osadowego. Podobne formy tworzą typowe dla wydzielonej tu „serii z Lindenweg” zielone, laminowane fyllity kwarcowo-albitowo-serycytowo-chlorytowe z licznymi wkładkami wapieni, zielenców i porfiroidów. Skały te zazębiają się z ciemnymi fyllitami (łupkami mułowcami), które w pewnych partiach objęte są nierównomierną blastezą albitową, co upodobnia je do „typowych” łupków radzimowickich.

Dalej na wschód zielenice z grzbietu Dłużka i Marcińca przechodzą w odmiany ciemne o chemizmie trachyandezytowym (Baranowski *et al.*, 1984). Znaczną część ciemnych wulkanitów stanowią tufity, określone przez Zimmermanna (1941) jako druga z mniej typowych odmian łupków radzimowickich. W okolicy Żeleźniaka i Bukowinki wkładki tych skał występują wśród szarych, zielonawych i brunatnych, laminowanych łupków, różniących się wyraźnie od łupków radzimowickich. Stosunki przestrzenne pomiędzy skałami wulkanogenicznymi i skałami pochodzenia osadowego w okolicy Chmielarza, Marcińca i Bukowinki skłaniają autora do włączenia tego zespołu skał do ciągu skał wulkanicznych i osadowych jednostki Świerzawy, ograniczających od północy łupki radzimowickie.

3. Na obszarze między Myśłowem, Grudnem i Dobkowem warstwy radzimowickie obejmują sekwencję skał składającą się z wulkanitów (lawy, wulkanoklastyki, tufity zielencowe i keratofirowe, diabazy, porfiroidy), litydów, wapieni krystalicznych i fyllitów wapnistych oraz fyllitów serycytowo-kwarcowych. Te ostatnie nie są objęte blastezą albitową. Swoimi cechami strukturalnymi, teksturalnymi i petrograficznymi nawiązują do „jasnych, drobnopiaszczystych, bogatych w łyszczyk łupków ilastych” Zimmermanna, które występują w jednostkach Świerzawy i Bolkowa. Znaczną część tych

łupków (fyllitów) stanowi wyróżniony przez Haydukiewicza (1977, 1987a) zespół laminowanych pyłowców pstrych, obejmujący zielonawe, żółte, niebieskoszare i fioletowe mułowce zawierające laminy pyłowe i drobnopiaszczyste. Podana wyżej sekwencja różni się znacznie od zespołu typowych łupków radzimowickich z obszaru wymienionego w punkcie 1. Sekwencja ta stanowi przypuszczalnie oddzielny element tektoniczny (Haydukiewicz, 1987a).

Powyższe spostrzeżenia skłaniają autora niniejszej pracy do odstąpienia od stosowania pozycji geologicznej skał (względem utworów o niepewnej pozycji stratygraficznej) jako głównego kryterium wyróżniania warstw radzimowickich na rzecz specyficznych, pierwotnych i wtórnych cech fyllitów, stanowiących „tło” tychże warstw. W tym ujęciu za warstwy radzimowickie autor skłonny jest uznać tylko tę ich część, która zalega w obszarze wymienionym w punkcie 1. Fyllity tego obszaru swoimi cechami litologicznymi i strukturalnymi najbardziej odpowiadają typowym łupkom radzimowickim w znaczeniu podanym przez Zimmermanna. Autor proponuje zatem powrót do pierwotnego pojęcia i do nazwy łupki radzimowickie.

Należy podkreślić, że charakterystyczne, makroskopowe cechy łupków radzimowickich, tj. silna destrukcja tektoniczna i blasteza albitowa są efektem procesów wtórnych, które zachodziły już po lityfikacji osadu. Ze względu na pierwotne cechy osadu i przypuszczalny mechanizm depozycji (co zostanie omówione w dalszych rozdziałach) łupki radzimowickie przynajmniej w części wykazują wspólne cechy z osadami, występującymi w innych obszarach Gór Kaczawskich i stanowiącymi przypuszczalnie ich ekwiwalent wiekowy. Mogą więc powstać wątpliwości, czy słuszne jest wydzielenie łupków radzimowickich jako odrębnej serii. Jednakże ze względu na ich specyficzny charakter, pozwalający na kartograficzne wyodrębnienie, wydaje się celowe utrzymanie zakorzenionej w tradycji geologicznej nazwy „łupki radzimowickie”.

DEFINICJA ŁUPKÓW RADZIMOWICKICH

Pod nazwą łupków radzimowickich autor rozumie względnie jednolitą serię fyllitów, zalegającą w obszarze określonym na mapie (Fig. 2) i charakteryzującą się następującym zespołem cech:

a. Dominującym elementem litologicznym łupków radzimowickich są ciemne fyllity (laminowane mułowce), których barwa, w zależności od domieszki substancji grafitowej, zmienia się od ciemnoszarej do czarnej.

b. Łupki radzimowickie (fyllity) zawierają liczne, cienkie (od kilku do kilkudziesięciu centymetrów) przewarstwienia ciemnoszarych i czarnych łupków krzemionkowych.

c. W obrębie fyllitów występują cienkie (kilkucentymetrowe) przewarstwienia różnoziarnistych piaskowców o charakterze wak litycznych, w których składzie dominuje materiał wulkanogeniczny.

d. Łupki radzimowickie zostały objęte silną destrukcją tektoniczną (ści-

naniem), co doprowadziło do zniszczenia w różnym stopniu pierwotnych struktur, a w krańcowych przypadkach do mylonityzacji skały.

e. Łupki radzimowickie są silnie zrekrystalizowane, co zaznacza się szczególnie w laminach skaleniowo-kwarcowych i kwarcowych.

f. W łupkach radzimowickich rozwinęła się blasteza albitowa, obejmująca różne ich partie ze zmiennym nasileniem, lecz na ogół dostrzegalna makroskopowo.

Wymieniony zespół cech dość dobrze charakteryzuje łupki radzimowickie jako całość. W skali pojedynczych prób specyficzny wygląd łupków radzimowickich wiąże się z ich silnym stektonizowaniem, a szczególnie z bastezą albitową. Jeżeli jednak laminacja nie jest wyraźnie zaburzona, a blasty albitu makroskopowo niedostrzegalne lub gdy blasteza nie objęła danej partii skały, wówczas łupki radzimowickie nie różnią się od ciemnych, laminowanych łupków (fyllitów), występujących w ich bliższym lub dalszym sąsiedztwie. W takich przypadkach o zaliczaniu danych skał do łupków radzimowickich musi decydować ich położenie w granicach całej serii.

GRANICE KARTOGRAFICZNE ŁUPKÓW RADZIMOWICKICH

Jak już podano w poprzednich rozdziałach, rozprzestrzenienie łupków radzimowickich różni się w ujęciu poszczególnych badaczy. Na mapie autora (Fig. 2*) zaznaczono także przebieg granic łupków lub warstw radzimowickich według map Zimmermanna i Teisseyre'a.

Północna granica łupków radzimowickich ma charakter tektoniczny. Jest ona interpretowana jako powierzchnia nasunięcia, wzdłuż której łupki radzimowickie płaszczowinowej jednostki Bolkowa zostały nasunięte na wulkanity parautochtonicznej jednostki Świerzawy. Późniejsze spiętrzenie siodła Bolków-Wojcieszów spowodowało reorientację zapadów powierzchni struktur w kierunku północnym (Teisseyre, 1956, 1967; Teisseyre *et al.* 1957). Na odcinku między zachodnim krańcem wulkanitów jednostki Świerzawy w Janówku a doliną Kaczawy w Wojcieszowie łupki radzimowickie graniczą bezpośrednio z zieleńcami i keratofirami, a więc przebieg granicy nie budzi wątpliwości. Na odcinku między doliną Kaczawy a wschodnim krańcem łupków radzimowickich przebieg tej granicy nie jest jednoznaczny. Na południowym zboczu Chmielarza granica ta przebiega w strefie, gdzie pojawiają się pierwsze wkładki fyllitów kwarcowo-albitowo-chlorytowych „serii z Lindenweg”. W strefie tej linię graniczną wyznacza także obecność brekcji tektonicznej. Na wschód od porfiru Żeleźniaka granicę łupków radzimowickich wyznacza zmiana litologii.

Południowa granica łupków radzimowickich jest również granicą tektoniczną. Na mapach Zimmermanna uskok zaznaczony jest tylko na arkuszu Jelenia Góra, lecz w objaśnieniach do arkusza Wojcieszów z 1941 r. wyraźnie

* Fig. 2 umieszczono na wklejce po s. 340

wskazuje on na tektoniczny charakter granicy łupków radzimowickich także na tym arkuszu. Na całej niemal rozciągłości łupki radzimowickie kontaktują z zieleńcami i skałami współwystępującymi z nimi, jak wapienie krystaliczne i porfiroidy. Tylko w okolicy Dziwiszowa łupki radzimowickie kontaktują z łupkami (fyllitami) serycytowo-kwarcowymi, makroskopowo podobnymi do łupków radzimowickich, lecz zazębiającymi się z łupkami zieleńcowymi i porfiroidami. Autor uznał za łupki radzimowickie tę część fyllitów, która jest silniej zdeformowana tektonicznie i w swoim składzie zawiera blastyczny albit.

Od wschodu wychodnie łupków radzimowickich obcina poprzeczna dyslokacja. Biegnie ona od Lipy na północy, poprzez Nowe Rochowice do Pastewnika (poza obszarem na Fig. 2) na południu (uskok Leipe-Lamprecht; Zimmermann, 1935). W porównaniu z mapą Zimmermanna i Haacka (1929) na wysokości wzgórza Głogowiec autor przesuwa nieznacznie linię dyslokacji w kierunku wschodnim, do strefy brekcji tektonicznej, odsłaniającej się w starym przekopie górniczym oraz do granicy z masywem zieleńcowym. Na mapie Teisseyre'a (1976 arkusz Lipa) wschodnia granica warstw radzimowickich przebiega doliną potoku Świętotka. Wykartowane tam łupki serycytowe i serycytowo-chlorytowe (obok wapieni i zieleńców) zostały uznane przez Teisseyre'a (1976, 1977) za najwyższą część warstw radzimowickich (eokambr-kambr) odpowiadającą „serii z Lindenweg”. Jak wyjaśniono w poprzednim rozdziale, swoimi cechami litologicznymi i strukturalnymi łupki te nie odpowiadają łupkom radzimowickim w rozumieniu autora niniejszej pracy.

Zachodnia granica łupków radzimowickich nie jest ustalona. Na mapie Zimmermanna (1932, arkusz Hirschberg) granica ta przebiega między Chrośnicą na SE i Janówkiem na NW (por. Fig. 2). Pierwotnie Zimmermann (1937) uważał, że granica ta ma charakter uskoku. Później (1941) uznał, że uskok ten jest zbędny, gdyż łupki zalegające na zachód od wyznaczonej granicy również należą do łupków radzimowickich.

Wyznaczona przez Zimmermanna zachodnia granica łupków radzimowickich przebiega w strefie, gdzie pojawiają się ławice drobnoziarnistych kwarcytów. Towarzyszące im fyllity (ciemne, laminowane mułowce) wykazują niektóre z cech, charakteryzujących łupki radzimowickie, a mianowicie podobny stopień tektonicznej destrukcji oraz, w niektórych partiach tego obszaru, obecność blastezy albitowej. Dalsze badania obszaru położonego na zachód od omawianej strefy powinny wyjaśnić, czy zalegające tam utwory, łącznie z drobnoziarnistymi kwarcytami, należą do łupków radzimowickich. Być może pojawienie się ławic drobnoziarnistych kwarcytów wyznacza tylko granice facji, a łupki radzimowickie rozciągają się dalej na zachód od tej granicy.

WIEK ŁUPKÓW RADZIMOWICKICH

Na mapach Zimmermanna łupki radzimowickie, jak i inne skały metamorficzne wschodniej części Gór Kaczawskich określono jako „utwory staropaleozoiczne niewiadomego wieku” (Zimmerman & Haack, 1929; Zim-

mermann & Berg, 1932; Zimmermann, 1932). Na towarzyszących profilach miąższościowych, ilustrujących zarazem pozycję stratygraficzną poszczególnych wydzieleni, łupki radzimowickie zajmują pozycję najwyższą wśród utworów staropaleozoicznych.

Po zaliczeniu przez Schwarzbacha (1933) wapieni krystalicznych i zieleńców Gór Kaczawskich do kambru, Bederke (1933) wyraził przypuszczenie o algonckim wieku łupków radzimowickich. Pogląd ten ugruntował Dahlgrün (1934), autor nieaktualnego dziś schematu litostratygraficznego dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich. Łupki radzimowickie zostały zaliczone do algonku na podstawie ich pozycji w jądrze siodła Bolków-Wojcieszów, silniejszej metamorfozy oraz litologicznego podobieństwa do algonckich „Katzhütter Schichten” w Turyngii. Schwarzbach (1935) sugerował istnienie dyskordancji między utworami algonku i kambru, o czym miałyby świadczyć silniejsza metamorfoza łupków radzimowickich. Sugestię tę rozwinął Block (1938).

Z serii wykartowanej przez Zimmermanna jako łupki zieleńcowe (górnny kambr wg schematu Dahlgrüna) wydzielił on „Lindenweg Gesteine”, tj. serię ciemnych oraz zielonych łupków z cienkimi wkładkami i soczewkami wapieni, towarzyszącą właściwym łupkom zieleńcowym i wapieniom krystalicznym. „Serię Lindenweg” uznał za równowiekową z główną masą wapieni wojcieszowskich, czyli za dolnokambryjską. Ponieważ „seria Lindenweg” oraz wapienie zalegają na różnych ogniwach (poziomach) łupków radzimowickich, zatem istnieje dyskordancja między utworami kambru i algonku.

Krytyczne stanowisko wobec przedstawionych wyżej poglądów zajął Zimmermann (1941). Przypomniał on, że wg Güricha (1882) łupki radzimowickie tworzą jądro niecki. Zimmermann podziela ten pogląd uściślając, że w zachodniej części arkusza Jelenia Góra łupki radzimowickie leżą w rowie tektonicznym. Zimmermann zwrócił też uwagę na brak dowodów, że silniejsza metamorfoza (dynamometamorfoza) łupków radzimowickich jest zarazem metamorfozą starszą (Block, 1938) niż ta, którą objęte są sąsiednie formacje skalne. Także pogląd Blocka (1938) o przekraczającej pozycji wapieni wojcieszowskich względem łupków radzimowickich uważa Zimmermann (1941) za nieudowodniony. Mimo wyrażonych wątpliwości, Zimmermann przyjmuje pogląd o algonckim wieku łupków radzimowickich.

Teisseyre (1956) zanegował istnienie dyskordancji między łupkami radzimowickimi a utworami dolnego kambru, „serię Lindenweg” zaś uznał za najwyższą część łupków radzimowickich. Jednocześnie wobec braku dyskordancji przyjął eokambryjski wiek łupków radzimowickich. Ze względu na obecność w obrębie łupków radzimowickich różnych skał, którym przypisuje się odmienny wiek, Teisseyre (1956) wyraził przypuszczenie, że warstwy radzimowickie są formacją tektoniczną. Pogląd o eokambryjskim wieku warstw radzimowickich utrzymuje się w kolejnych pracach tego autora (Teisseyre, 1963, 1967, 1968, 1975, 1980).

Podobne stanowisko zajął początkowo Oberc (1966). W późniejszej pracy Oberc (1968) zwrócił uwagę na litologiczne podobieństwo znacznej części

łupków radzimowickich do serii skalnej zaliczanej w Górach Kaczawskich do ordowiku oraz podobny stopień metamorfozy obu tych serii. Do eokambru, a nawet najniższego kambru autor ten skłonny był zaliczyć tylko „serię z Lindenweg”. Oberc-Dziedzic i Oberc (1972) porównywali łupki radzimowickie do łupków bloku izerskiego oraz wschodnich Karkonoszy i zaliczyli te pierwsze do proterozoiku. W ich ujęciu łupki radzimowickie, prawdopodobnie oddzielone niezgodnością od utworów kambru, należą do tektogenu staroassyntyjskiego, który ma stanowić podłoże serii staropalozoicznych Gór Kaczawskich (*vide* Oberc, 1973, 1977, 1980).

Autor niniejszej pracy znalazł szczątki organiczne w dwóch stanowiskach w obrębie „typowej” odmiany łupków radzimowickich Zimmermanna (por. Fig. 2). Badania Urbanek (*in*: Urbanek & Baranowski, 1986) wykazały, iż znalezione szczątki reprezentują eukonodonty. Stwierdzenie to wyklucza prekambryjski wiek skał zawierających te skamieniałości, ale zły stan zachowanego materiału nie pozwala na precyzyjne oznaczenie wiekowe. Jednak obecność eukonodontów wskazuje, że opisywane skały nie mogły powstać przed późnym kambrem, a nawet przed wczesnym ordowikiem (Urbanek & Baranowski, 1986). Górna granica wieku łupków radzimowickich nie jest wyznaczona paleontologicznie. Na podstawie dotychczasowego rozpoznania budowy geologicznej Sudetów Zachodnich można tylko stwierdzić, że łupki radzimowickie są utworem przedgórnokarbońskim.

GLÓWNE CECHY PETROGRAFICZNO-SEDYMENTOLOGICZNE ŁUPKÓW RADZIMOWICKICH

Główną masę łupków radzimowickich tworzą laminowane mułowce pylaste. Utwory te cechuje alternacja ciemnych, mułowców i jasnych, pylastych lamin. Ciemny materiał mułowcowy stanowi tło, w którym rozmieszczone są laminy pyłowcowe, miąższości od kilku do ułamków milimetra. Skład mineralny mułowców, wchodzących w skład łupków radzimowickich, jest identyczny we wszystkich wydzielonych facjach, pewne zaś różnice, zaznaczające się w składzie mineralnych pyłowców, zostaną podane przy opisie poszczególnych facji.

Laminy mułowe składają się z jasnego łyszczyku (serycytu, podrzędnie muskowitu z domieszką chlorytu) albo albitu, kwarcu, minerałów nieprzezroczystych i zmiennych ilości substancji grafitowej. Sparodycznie występują pojedyncze łuski ciemnego łyszczyku (biotyt lub stilpnomelan). Minerale blaszkowe wraz z rozproszonym pigmentem grafitowym tworzą tło, w którym rozsiane są pojedyncze ziarna kwarcu o wymiarach pyłu, rzadziej piasku, lub nieregularne, zrekrystalizowane skupienia kwarcu oraz blasty albitu.

Nieregularne, owalne i tabliczkowate blasty albitu osiągają wielkość ok. 2,5 mm. Duże, tabliczkowate blasty albitu występują często w brzeżnych partiach lamin mułowych. Obserwacje mikroskopowe wskazują, iż albit

rozwija się kosztem łyszczyków. Blasty zawierają zwykle liczne wrostki minerałów, które występują w obrębie lamin mułowcowych. Bardzo często wewnątrz blastów obserwuje się ciemne smugi, zbudowane z igiełek rutylu, pigmentu grafitowego oraz innych, nierozpoznawalnych mikroskopowo substancji, które przedłużają się poza granice blastu w obręb łyszczykowego tła (Pl. XIV: 1). Blasty albitu rozbudowały się w sfałdowanych i złupkowanych laminach łyszczykowych „konserwując” ich zdeformowane struktury. Jak się zdaje świadczy to o para- lub postkinematycznym procesie blastezy albitowej (por. Oberc. & Oberc-Dziedzic, 1972). W niektórych partiach łupku obserwuje się ciągi blastów albitowych, uszeregowane równolegle do laminacji skały. Może to wskazywać, iż blasteza rozwinęła się w partiach skały o specyficznym chemizmie, wynikającym być może z domieszki materiału wulkanicznego. Sugestia ta opiera się na porównaniach ze skałami wulkanogenicznymi (tufitami) kompleksu kaczawskiego, szczególnie zasobnymi w blastyczny albit. Jednakże rozwiązanie problemu blastezy albitowej łupków radzimowickich wymaga odrębnych badań specjalistycznych. Jak już wcześniej podano, blasteza albitowa rozwinęła się w różnych partiach mułowców ze zmiennym nasileniem. W krańcowych przypadkach zaciera ona niemal zupełnie pierwotną strukturę skały lub też uwidacznia się tylko pod mikroskopem.

W laminach mułowych znajdują się zmienne ilości minerałów nieprzezroczystych, głównie tlenków i wodorotlenków żelaza oraz pirytu. W niektórych próbach pod mikroskopem widoczne są soczewkowate lub nieregularne skupienia węglanów. Analiza rentgenowska tej substancji, pobranej z typowej próby, wskazuje, iż jest to rodochrozyt.

Znaczna część lamin mułowcowych w obrębie łupków radzimowickich zawiera rozproszony pigment grafitowy, nadający im szaroczną lub czarną barwę. Obserwuje się także zabarwienie ciemnoszare, rzadziej szare lub szarozielonkawe.

Laminy jasne składają się z ziarn kwarcu i skalenia (albitu) o wymiarach pyłu oraz zmiennych ilości serycytu, muskowitu i cholrytu. Grubsze laminy pyłowe zawierają zwykle niewielką domieszkę (do 20%) drobnoziarnistego piasku. Cieńsze laminy zbudowane są z pyłu kwarcowego, w laminach grubszych zaś zwraca uwagę znaczna liczba ziarn skaleniowych (do 50% objętości laminy). Minerale ciężkie reprezentowane są przez apatyl i cyrkon, niekiedy także turmalin i rutyl. Minerale nieprzezroczyste występują nieregularnie. W partiach silniej zrekrystalizowanych pierwotna wielkość ziarn detrytycznych, tworzących laminy pyłowe, jest trudna do ustalenia.

Laminacja w obrębie mułowców jest na ogół źle zachowana. W znacznych partiach laminowanych mułowców rozwinęły się strefy intensywnego ścinania. Laminy lub pakiety lamin zostały poprzemieszczane względem siebie wzdłuż powierzchni ścinania, zorientowanych na ogół pod małym kątem względem powierzchni laminacji. Znaczne partie skały objęte są również złupkowaniem, deformującym pierwotną laminację. W wyniku nałożenia się tych procesów, a także procesów rekrytalizacji i blastezy albitowej, laminacja oraz inne

struktury sedymentacyjne uległy w znacznym stopniu zatarciu (Pl. I: 1). Jasne laminy pyłowe zwykle są porozrywane i zmięte (Pl. I: 2; Pl. IV: 2). Ogólnie rzecz biorąc laminowane mułowce są zdominowane przez tektoniczną foliację i złupkowanie, a pierwotne struktury sedymentacyjne zachowały się tylko fragmentarycznie.

MECHANIZMY DEPOZYCYJNE

Laminowane mułowce łupków radzimowickich wykazują wiele cech, charakterystycznych dla drobnoziarnistych osadów deponowanych z prądów zawiesinowych. Świadczy o tym obecność lamin pyłowych o ostrych granicach spągowych i nieostrych, przechodzących w mułowiec granicach stropowych, uziarnienie frakcjonalne lamin pyłowcowych, obecność zestawów laminowanych gradacyjnie oraz sekwencji o zmniejszających się ku górze miąższości i liczbie lamin pyłowych.

Na podstawie podobnych cech rozpoznano turbidytową genezę wielu współczesnych i kopalnych drobnoziarnistych osadów głębokomorskich (przeгляд literatury w: Stow & Piper, 1984, Pickering *et al.* 1986). W utworach tego typu turbidyty przelawicają się z bezstrukturalnymi, często zaburzonymi bioturbacyjnie osadami hemipelagicznymi i pelagicznymi (np. Piper, 1972, 1973; Rupke & Stanley, 1974). Modele standardowych sekwencji pyłowych i mułowych turbidytyw (van der Lingen, 1969; Stow & Shanmugam, 1980; Stow & Piper, 1984) oparte są na klasycznym modelu turbidyty (Bouma, 1962), obejmują rozbudowane lub zmodyfikowane górne jego człony *T_{cd}* lub *T_{de}*.

Stow i Shanmugam (1980) przedstawili sekwencję struktur charakterystyczną dla wzorcowego turbidyty drobnoziarnistego. Jednostka taka, o przeciętnej miąższości około 7 cm dzieli się na dziewięć członów, oznaczonych symbolami od T_0 do T_8 i jest porównywalna z członami E^1 , E^2 i E^3 sekwencji wydzielonej przez Pipera (1978) oraz z sekwencjami, wyróżnionymi przez innych autorów (Fig. 3).

Kompletna sekwencja $T_0 - T_8$ jest interpretowana jako produkt depozycji z pojedynczego, drobnoziarnistego prądu zawiesinowego. Stow i Bowen (1980) sugerują, że takie sekwencje osadzają się z miąższych, mułowych prądów zawiesinowych o bardzo niskiej koncentracji, przemieszczających się z prędkością około 10–15 cm/s. Przyjmuje się, że alternacja lamin pyłowych i mułowych powstaje w rezultacie rozsortowania ziarn pyłu od flokuł iltowych spowodowanego ścinaniem, działającym w spągowej warstwie granicznej prądu zawiesinowego (Stow & Bowen, 1978, 1980).

W pełni wykształcone turbidyty T_{0-8} są rzadkie. Z reguły są to cienkie (2–5 cm) warstwy, zawierające tylko górną ($T_4 - T_8$) lub dolną ($T_0 - T_4$) część sekwencji idealnej, środkową jej część $T_2 - T_5$, lub też sekwencją przerywaną, pozbawioną części środkowej (Stow & Shanmugam, 1980; Stow & Piper, 1984).

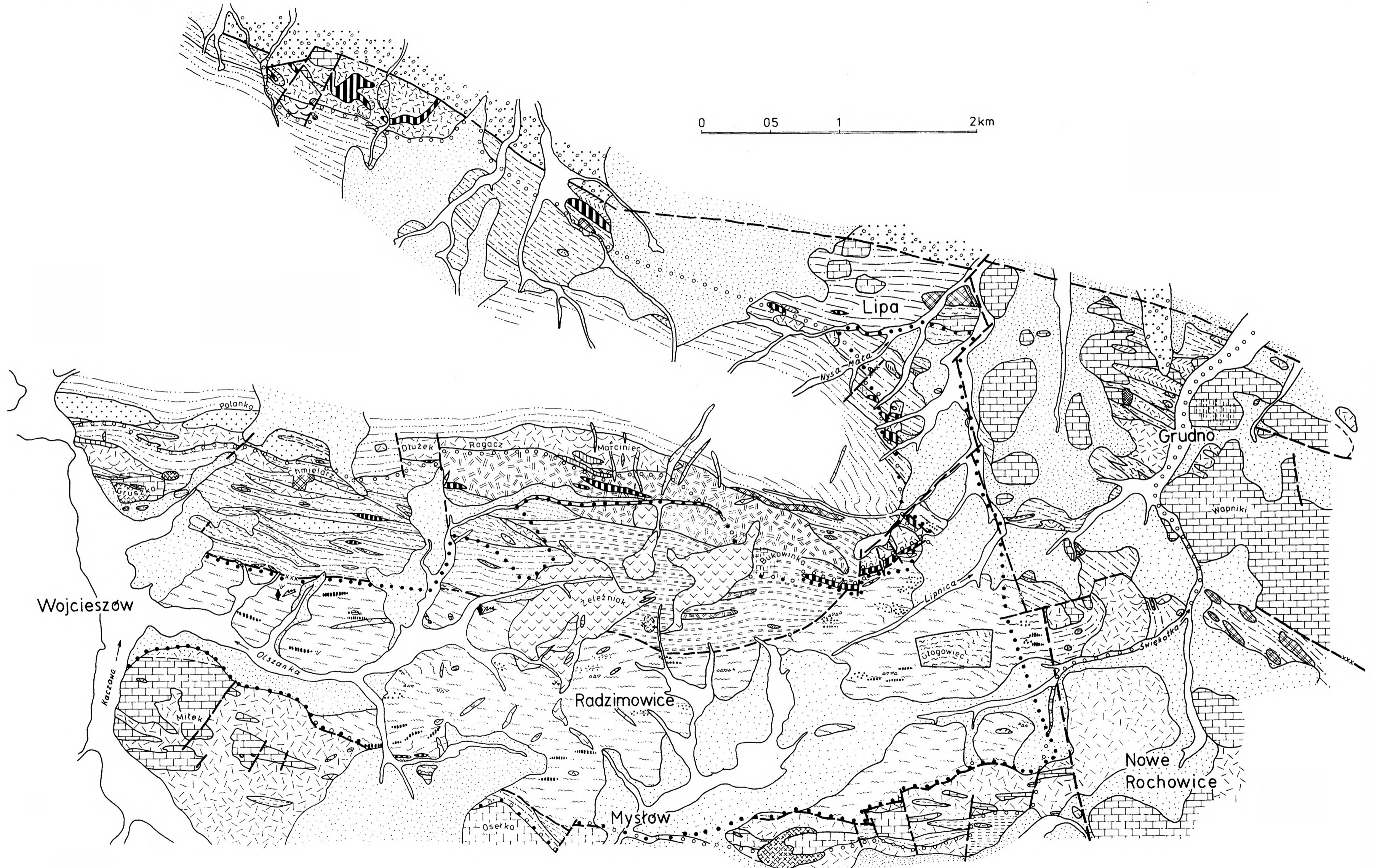


Fig. 2. Mapa geologiczna obszaru występowania łupków radzimowickich – ciąg dalszy
Fig. 2. Geological map showing position of the Radzimowice slate – continued

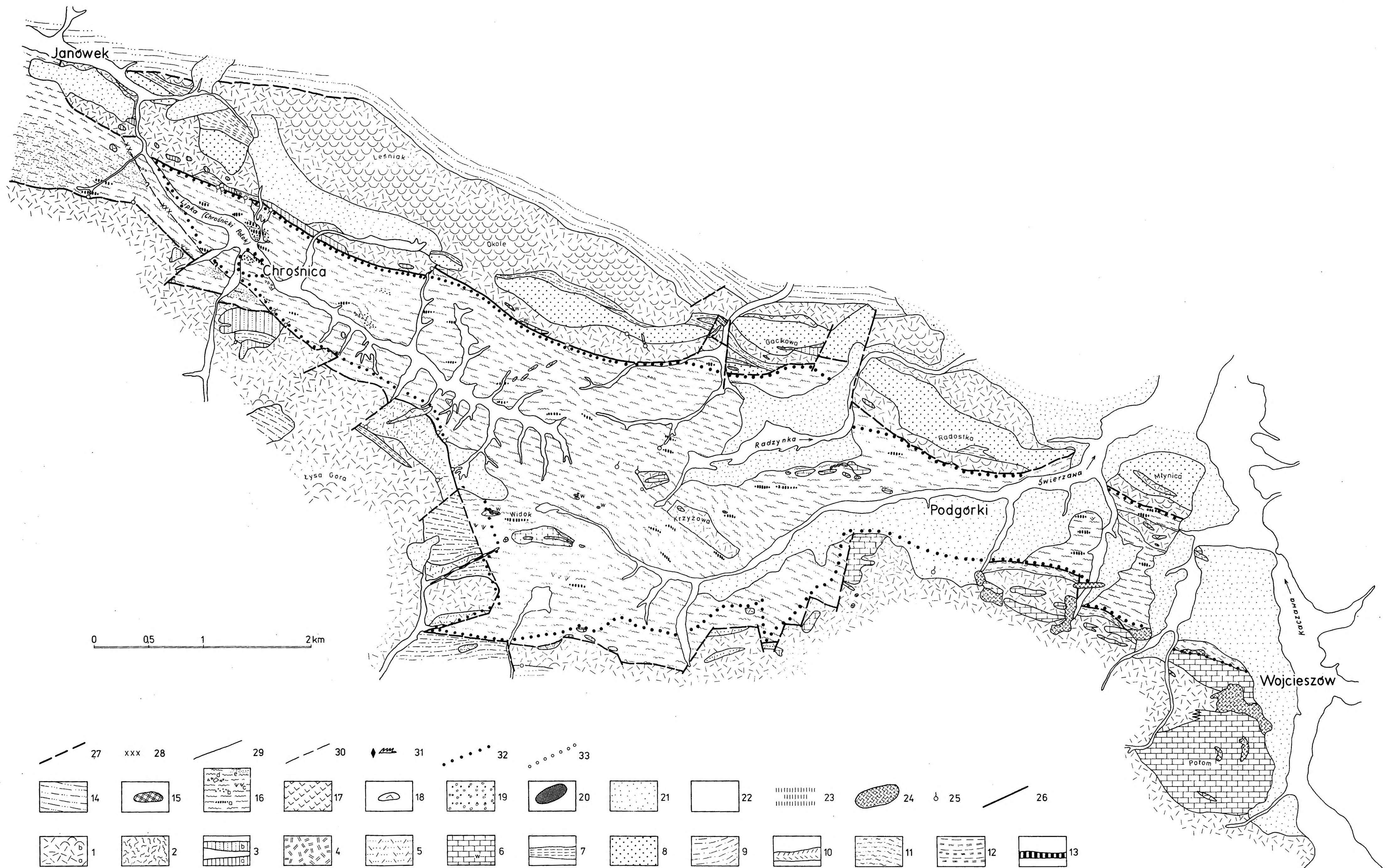


Fig. 2. Mapa geologiczna obszaru występowania łupków radzimowickich. 1 – zieleńce (spility); a – łupki zieleńcowe i zieleńce masywne, b – ławy poduszkowe; 2 – skały metawulkaniczne nierozdzielone (od zasadowych do kwaśnych); 3 – keratofiry; a – ławy, b – tufty; 4 – ciemne skały metawulkaniczne o chemizmie trachandytytowym; 5 – skały metawulkanoklastyczne; 6 – wapień krystaliczne (wojcieszowski); 7 – porfirydy; 8 – kwarcyty (piaskowce wulkanogeniczne); 9 – fyllity pstrze (zielone, żółte, niebieskoszare, wiśniowe i fioletowe laminowane mulowce; na południowym zboczu Chmielarza także ciemnoszare mulowce laminowane „serii z Lindenweg”); 10 – fyllity wapińskie; 11 – zielonawe fyllity „serii z Lindenweg” (laminowane mulowce z wkładkami wapieni i skał wulkanogenicznych); 12 – szare i brązowe fyllity z biotytem i amfibolem, z wkładkami skał wulkanogenicznych o chemizmie trachandytytowym; 13 – metalidyty; 14 – szare i ciemnoszare fyllity z wkładkami kwarcytów (laminowane mulowce i pyłowce z przewarstwieniami piaskowców); 15 – metadiabazy; 16 – łupki radzimowickie (facje cienko laminowanych i grubo laminowanych mulowców pylistych, facja laminowanych pyłowców); a – facja łupków krzemionkowych i grafitowych, b – facja walcowych, c – facja zasadowych tuftów, d – facja osadów chaotycznych, e – facja walcowych; 17 – kwaśne wulkanity (górny karbon – dolny perm); 18 – „porfir bomblendowy”; 19 – zlepnie, piaskowce i mulowce (czerwony spagowiec); 20 – bazalt (trzeorzęd); 21 – osady czwartorzędowe nierozdzielone; 22 – aluwia; 23 – strefy syfikacji; 24 – hałdy; 25 – wycieki wodne; 26 – dyslokacje pcwne; 27 – dyslokacje przypuszczalne; 28 – brekcje tektoniczne; 29 – granice wydzielen litologicznych; 30 – inne granice geologiczne; 31 – stanowiska fauny konodontowej; 32 – granice łupków radzimowickich według Zimmermanna (1932), Zimmermanna i Berga (1932) oraz Zimmermanna i Haacka (1929); 33 – granice warstw radzimowickich według Teisseyre’a (1956, 1967, 1976)

Fig. 2. Geological map showing position of the Radzimowice Slate. 1 – greenschist (spilites); a – schistose and massive varieties of greenschists, b – pillow lavas; 2 – basic to acidic metavolcanics; 3 – keratophyres; a – lavas, b – tuftites; 4 – dark metavolcanogenic rocks of trachandesite chemistry; 5 – metavolcanoclastics; 6 – Wojcieszów crystalline limestones; 7 – porphyroids; 8 – quartzites (volcanogenic sandstones); 9 – variegated phyllites (laminated mudstone; on the southern slope of Mt. Chmielarz also dark-grey laminated mudstones of “Lindenweg series”); 10 – calcareous phyllites; 11 – greenish phyllites of “Lindenweg series” (laminated mudstones with intercalations of limestones and volcanogenic rocks); 12 – grey and brown, biotite- and amphibole-bearing phyllites with intercalations of volcanogenic rocks of trachandesite chemistry; 13 – metaldytites; 14 – grey and dark-grey phyllites with intercalations of quartzites (laminated mudstones and siltstones interbedded with sandstones); 15 – metadiab-

ses; 16 – Radzimowice Slate (facies of thin silty laminae in mudstone, thick silty laminae in mudstone and laminated siltstone) facies; a – siliceous and graphitic slates, b – lithic wackes, c – basic tuffites, d – chaotic deposits, e – quartz wackes; 17 – Upper Carboniferous – Lower Permian acidic volcanics; 18 – “hornblende porphyry”; 19 – Lower Permian (Rotliegendes) conglomerates, sandstones and mudstones; 20 – Tertiary basalts; 21 – Quaternary sediments (undifferentiated); 22 – Recent alluvium; 23 – zones of silification; 24 – dumps; 25 – debouchures; 26 – faults and thrusts known; 27 – faults and thrusts supposed; 28 – tectonic breccias; 29 – lithological boundaries; 30 – other geological boundaries; 31 – conodont sample sites; 32 – boundaries of Radzimowice outcrop zone according to Zimmermann (1932), Zimmermann & Berg (1932) and Zimmermann & Haack (1929); 33 – boundaries of “Radzimowice beds” according to Teisseyre (1956, 1967, 1976)

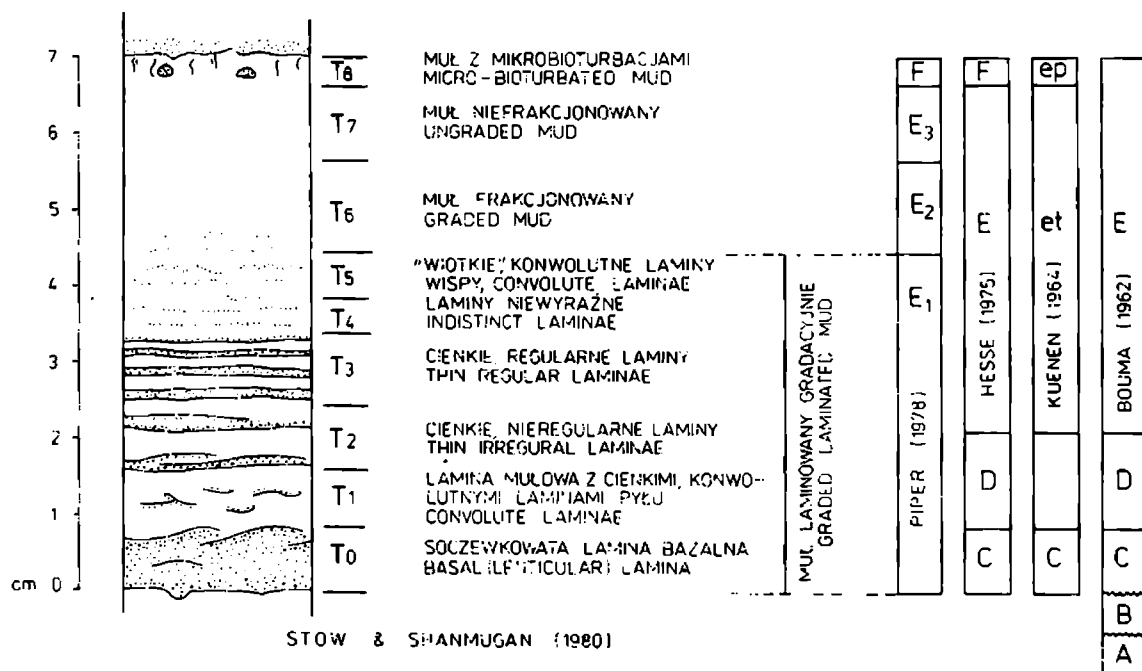


Fig. 3. Wzorcowy turbidyt drobnoziarnisty Stowa i Shanmugama (1980) w porównaniu ze schematycznymi sekwencjami turbidytowymi innych autorów (wg Stow & Shanmugam 1980)

Fig. 3. Standard fine-grained turbidite of Stow & Shanmugam (1980) compared with other turbidite models (after Stow & Shanmugam, 1980)

OPIS I INTERPRETACJA LITOFACJI

W obrębie łupków radzimowickich wydzielono 8 litofacji na podstawie litologii, rozpoznanych struktur oraz stosunku pyłu do mułu. Niektóre z wyróżnionych litofacji stanowią kartowalne ciała, inne można wyróżnić tylko w skali odsłonięcia.

FACJA CIENKO LAMINOWANYCH MUŁOWCÓW PYLASTYCH

Laminy pyłowcowe rozmieszczone w mułowcowym tle składają się ze zrekrystalizowanego pyłu kwarcowego. W grubszych laminach oprócz kwarcu występuje również w zmiennych ilościach skałen i serycyt, rzadziej chloryt. Laminy pyłowe mają miąższość od 3–4 do dziesiątych części milimetra, najczęściej 2–0,2 mm. Są one płaskie, równoległe oraz soczewkowate. Charakterystyczna dla mułowców tej facji jest obecność bardzo cienkich, niewyraźnych oraz delikatnych „wiotkich”, soczewkowatych, często falistych lamin pyłowych (*wispy convolute laminae*, Stow & Shanmugam, 1980) (Pl. II: 1,2,3; Pl. V: 1). Laminy pyłowe wykazują często ostre granice spągowe i stropowe (Pl. IV: 3). Granice nieostre występują rzadziej (Pl. VIII: 1). Jednakże w wielu przypadkach laminy pyłowe mają ostro zarysowaną granicę spągową i gradacyjną granicę stropową.

Ten ostatni sposób wykształcenia cienkich lamin pyłowych jest dobrze widoczny pod mikroskopem (Pl. III). Pojedyncze laminy pyłowe wykazują także uziarnienie frakcjonalne. Frakcjonalność wyraża się wzrostem ilości ciemnej substancji mułowej w stropowej części laminy (Pl. III: 2). W czystych laminach pyłowych, o niewielkiej domieszce frakcji ilastej (serycytu) uziarnienie frakcjonalne spotyka się sporadycznie. Nawet w takich przypadkach zachodzi podejrzenie, że obserwowana wielkość zrekrystalizowanych ziarn nie odpowiada ich pierwotnym wymiarom. Na ogół rekrytalizacja zaciera teksturę lamin pyłowych, przekształcając je w jednolitą pozazębianą mozaikę kwarcową lub kwarcowo-skaleniovą.

W słabiej zdeformowanych próbach obserwuje się laminy pyłowcowe i mułowcowe, zorganizowane w zestawy o miąższości od 1 do 5–6 cm. W niektórych zestawach miąższość lamin pyłowych sukcesywnie zmniejsza się ku górze, tworząc warstwowanie laminowane gradacyjnie (Pl. II: 2; Pl. IV: 1, 3). W zestawach zawierających bardzo cienkie laminy pyłowe gradacja lamin uwidacznia się pod mikroskopem. Ze względu na stosunek ilości pyłu do mułu wyróżnić można trzy typy zestawów (warstw):

a. Zestawy, w których laminy pyłowcowe przeważają nad mułowcowymi lub pozostają w równym stosunku (Pl. IV: 1, 2, 3; Pl. V: 2; Pl. VIII: 1). Występują tu równoległe, rzadziej soczewkowate laminy pyłowcowe o miąższości od 3 do 0,2 mm.

b. Zestawy, w których przeważają laminy mułowcowe (Pl. II, Pl. IV: 1). Występują tu cienkie, niewyraźne, często soczewkowate oraz „wiotkie”, niekiedy faliste laminy pyłowcowe.

c. Zestawy bez lamin pyłowych (masywne) lub z niewielką liczbą cienkich smug i soczewek pyłowych (Pl. II: 1, 2; Pl. V: 1).

W obrębie zestawów typu *a* często obserwuje się odmiany o miąższości 2–4 cm, złożone z naprzemianległych lamin mułowcowych i pyłowcowych o miąższości 0,2–1 mm. Wskutek blastozy albitowej i rekrytalizacji granice między laminami ulegają zatarciu (Pl. V: 2). W poszczególnych próbach można prześledzić narastanie tych procesów (Pl. VI: 1, 2), które prowadzą do utworzenia zwięzłych, twardych, niemal bezstrukturalnych warstw (Pl. VI: 3). Jest to najprawdopodobniej ten typ skały, który w poprzednich opracowaniach był określany jako kwarcyt (Zimmermann, 1935, 1937, 1941).

Wydzielone w opisywanej facji laminowane mułowce w poszczególnych partiach różnią się sposobem wykształcenia lamin pyłowych oraz stosunkiem ilości pyłu do mułu. Mieszczą się one w zakresie przedziałów $T_2 - T_8$ standardowej sekwencji mułowego turbidytu Stowa i Shanmugama (1980). Jednakże górne przedziały tej sekwencji obejmujące nielaminowany, uziarniony frakcjonalnie muł, muł niefrakcjonalny oraz muł z mikrobioturbacjami ($T_6 - T_8$) są w łupkach radzimowickich praktycznie nierozpoznawalne. Ze względu na przeobrażenia utworów omawianej facji nie można ustalić, czy występujące w nich warstwy (średnio 1 – 3 cm) bezstrukturalnego mułowca reprezentują sekwencję $T_6 - T_8$ lub któryś z przedziałów tej sekwencji, czy też

osad hemipelagiczny. W żadnej z prób nie stwierdzono obecności struktur bioturbacyjnych.

Obserwowane w utworach tej facji struktury sedymentacyjne (laminacja równoległa i soczewkowata, laminacja niewyraźna i „wiotka”, uziarnienie frakcjonalne w obrębie lamin) oraz sekwencje tych struktur, tworzące często warstwowanie laminowane gradacyjnie, wskazują na stosunkowo powolną depozycję osadu z prądu zawiesinowego o niskiej koncentracji (por. Pickering *et al.* 1986).

FACJA GRUBO LAMINOWANYCH MUŁOWCÓW PYLASTYCH

W mułowcach tej facji skład mineralny lamin pyłowych jest zróżnicowany. W niektórych próbach skał przeważa nad kwarcem dochodząc do 60–70% objętości laminy, w innych zaś zdecydowanie przeważa kwarc. Zrekrytalizowane kwarcowo-skaleniowe tło jest poprzetykane blaszkami jasnego łuszczyku, chlorytu lub biotyту (stilpnomelan?) oraz nieregularnymi skupieniami i ziarnami minerałów nieprzezroczystych. Wielkość ziarn kwarcu i skalenia na ogół nie przekracza wymiarów pyłu. W niektórych próbach obserwuje się niewielką domieszkę (do 10–15%) ziarn kwarcowych o wymiarach bardzo drobnoziarnistego lub drobnoziarnistego piasku.

Laminy pyłowcowe wykształcone są w postaci płaskich soczewek lub nieregularnych, równoległych lamin. Miąższość lamin waha się od 4–5 do 15 mm. Laminy te wykazują często wewnętrzne warstwowanie (Pl. VII: 2, 3), zarówno równoległe jak i soczewkowate. Laminy pyłowcowe mają zwykle ostro zarysowaną granicę spągową i stropową. Niekiedy obserwuje się ostrą granicę spągową i nieostrą, gradacyjną granicę stropową. W laminach takich zaznacza się frakcjonalność, wyrażona wzrostem ilości materiału mułowego w górnej części laminy. W nielicznych przypadkach na spągowych powierzchniach lamin zachowały się niewyraźne struktury pogrążowe (Pl. VII: 3).

Miąższe, nieregularne, soczewkowate laminy pyłowcowe występują zwykle w spągu sekwencji laminowanej gradacyjnie, o malejącej ku górze miąższości lamin pyłowcowych, przechodzącej często w warstwę masywnego mułowca (Pl. IV: 1). Nad miąższą laminą pyłowcową obserwuje się często grubą warstwę mułową, zawierającą bardzo cienkie, soczewkowate laminki pyłu, wyżej zaś występuje zestaw lamin pyłowych i mułowych (Pl. VII: 1). W omawianej facji występują także zestawy złożone z grubych, soczewkowatych lamin pyłowcowych, poprzedzielane laminami mułowymi. Mułowcowe tło zawiera cienkie, niewyraźne smugi pyłu. Zestawy takie mają miąższość do 4 cm.

Zaliczone do tej facji miąższe, nieregularne laminy pyłowcowe i mułowcowe odpowiadają spągowym członom ($T_0 - T_2$) standardowej sekwencji drobnoziarnistych turbidytów (Stow & Shanmugam, 1980; Stow & Piper, 1984). Soczewkowaty kształt lamin gruboziarnistego pyłu, wewnętrzną laminację warstwy bazalnej, obecność pogrążeń i lamin konwolutnych wyjaśnia się stosunkowo szybką depozycją osadu z prądu zawiesinowego o niskiej koncentracji.

FACJA LAMINOWANYCH PYŁOWCÓW

Skład mineralny i wielkość ziarn wyodrębnionych w tej facji pyłowców przypomina laminy pyłowe z facji grubo laminowanych mułowców pylastych. Jasne laminy w obrębie pyłowców zbudowane są ze zrekrystalizowanego, gruboziarnistego (0,03–0,06 mm) pyłu kwarcowego i skaleniowego. Kwarcowo-skaleniowe tło poprzątkane jest strzępami i blaszkami serycytu, biotyту (?) i chlorytu. Niekiedy obserwuje się niewielkie ilości minerałów nieprzezroczystych. W niektórych laminach dominuje kwarc, w innych skaień przeważa nad kwarcem, lecz średnia zawartość skalenia wynosi około 30%. Niektóre większe, ostrokrawędziste ziarna detrytycznego skalenia zachowały wyraźne prążki zbliźniaczenia albitowego. Pojedyncze, obtoczone ziarna kwarcu osiągają wielkość 0,15 mm. Domieszka ziarn frakcji piaszczystej (kwarcowych i skaleniowych) wynosi 15–20% objętości skały.

Laminowane pyłowce występują wśród opisanych poprzednio mułowców, wyodrębnionych w facji cienko laminowanych oraz grubo laminowanych mułowców pylastych. Laminowane pyłowce tworzą w tych ostatnich warstwy o miąższości do 3–4 cm. Warstwy te mają zwykle ostrą granicę spągową i nieostrą granicę stropową z wyżejleżącym mułowcem (Pl. VIII: 2). Warstwy mułowca są wewnątrz laminowane smugami i cienkimi laminami mułowymi. Laminy mułowcowe, miąższości od dwu do ułamków milimetra, na ogół są wyraźnie zaznaczone i podkreślają zarys lamin pyłowcowych o miąższości od 1 do 5 mm (Pl. VIII: 2; Pl. IX: 1, 2). Czasami laminy mułowe są niewyraźne; zaznaczają się poprzez stopniowy wzrost ciemnej substancji mułowej w obrębie jasnego materiału pyłowego, co jednocześnie podkreśla uziarnienie frakcyjne lamin pyłowcowych (Pl. VIII: 2). Laminy pyłowcowe są płaskie, równoległe, rzadziej soczewkowate. Soczewkowaty kształt niektórych lamin może być spowodowany deformacją tektoniczną, jednakże część ich ma niewątpliwie charakter pierwotny.

Wewnętrzna laminacja w obrębie pyłowców tworzy warstwowanie laminowane gradacyjnie, wyrażające się zmniejszającą się ku górze miąższością lamin pyłowych oraz wzrostem ilości materiału mułowego (Pl. VIII: 1, 2.; Pl. IX: 1, 2). Część lamin pyłowcowych w obrębie poszczególnych zestawów ma ostro zarysowane granice spągowe i stropowe, część zaś wykazuje ostrą granicę spągową i nieostrą, gradacyjną granicę stropową. Stopniowe przejścia lamin pyłowych w mułowe często uwidaczniają się dopiero w obrazie mikroskopowym.

Jeżeli weźmiemy pod uwagę miąższość zestawów lamin (warstw), stosunek ilości pyłu do mułu, sposób wykształcenia lamin i wielkość ziarna, to omawiane pyłowce laminowane odpowiadają interwałowi *B* (równoległej laminacji gradacyjnej) lub *BC* (laminacji równoległej i przekątnej) modelowej sekwencji turbidytu pyłowego van der Lingena (1969). Model ten jest nieco zmodyfikowaną wersją turbidytowej sekwencji Boumy (por. Fig. 3). Sposób

wykształcenia lamin i cechy teksturalne osadu wskazują na jego depozycję z prądu zawiesinowego o niskiej koncentracji zawiesiny (por. Pickering *et al.* 1986).

FACJA DROBNOZIARNISTYCH PIASKOWCÓW (WAK KWARCOWYCH)

Wyodrębnione w tej facji drobnoziarniste piaskowce kwarcowe (kwarcyty) zalegają w zachodniej części obszaru występowania łupków radzimowickich, w okolicy Chrośnicy. Na mapie geologicznej (Fig. 2) obszar występowania drobnoziarnistych kwarcytów zaznaczony jest odrębną szrafurą. Jak już wspomniano w rozdziale o granicach łupków radzimowickich, ich zachodnia granica nie jest ustalona. Nie można wykluczyć, że pokrywa się ona z granicą facji drobnoziarnistych piaskowców i facji laminowanych mułowców. Jednakże do czasu ustalenia zachodniej granicy łupków radzimowickich drobnoziarniste piaskowce mogą być traktowane jako jedna z facji łupków radzimowickich.

Opisywana facja obejmuje ciemnoszare i szare, zwarte, drobnoziarniste, zrekrystalizowane piaskowce kwarcowe. Osad ten cechuje niedojrzałość teksturalna przy dużej dojrzałości składu mineralnego. Rozrzedzony szkielet ziarnowy składa się z bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych (0,1 – 0,2 mm, maksymalna średnica ziarna 0,5 mm), dobrze obtoczonych ziarn kwarcu (Pl. X: 1). Wielkość ziarn określono na podstawie pomiarów w płytkach cienkich zorientowanych prostopadle do uławicenia, tj. według jednej tylko płaszczyzny przekroju. Tło skalne składa się ze zrekrystalizowanego kwarcu z niewielką domieszką ciemnej substancji grafitowej i serycytu. W tle skalnym obok drobnego pyłu kwarcowego występują także skupienia kwarcu o wymiarach powyżej 0,03 mm. Wielkość 0,03 mm jest zwykle przyjmowana jako górna granica wielkości cząstek zaliczanych do tła detrytycznego (por. np. Williams *et al.* 1954). Rekrystalizacja tła utrudnia rozpoznanie, czy jest to pierwotna wielkość ziarn pyłu kwarcowego, czy też są to zrosty drobniejszych cząstek, powstałe w wyniku rekrystalizacji. Ziarna monokrystaliczne o wielkości ponad 0,03 mm zaliczono do szkieletu ziarnowego, a podobnej wielkości skupienia polikrystaliczne zaliczono do tła. Tak określone tło skalne zajmuje 20–30% objętości skały. Zatem według klasyfikacji Gilberta (Williams *et al.* 1954) w modyfikacji Dotta (1964) omawiane piaskowce drobnoziarniste należy zaliczyć do wak kwarcowych.

Drobnoziarniste piaskowce występują w formie pojedynczych ławic w obrębie ciemnoszarych i czarnych, laminowanych mułowców. Miąższość ławic wynosi około kilkunastu centymetrów, choć niekiedy obserwuje się ławice o miąższości ponad jednego metra. Pierwotny charakter granic między ławicami kwarcytów a otaczającymi je mułowcami jest trudny do ustalenia ze względu na taktoniczną deformację skał, a szczególnie ze względu na poślizgi i przemieszczenia, zachodzące wzdłuż powierzchni foliacji oraz wzdłuż powie-

rzchni granicznych skał o różnej kompetencji. Masywne, zlewne ławice piaskowców nie wykazują uziarnienia frakcjonalnego. Pod mikroskopem uwidacznia się niewyraźna, wewnętrzna laminacja ławic. Laminy piaszczyste, miąższości 2–7 mm, rozdzielone bardzo cienkimi laminami i smugami substancji grafitowej lub serycytowo-grafitowej, tworzą laminację równoległą i soczewkową. W niektórych laminach zaznacza się normalne i symetryczne uziarnienie frakcjonalne. Niekiedy obserwuje się niewyraźne uziarnienie frakcjonalne w obrębie lamin piaszczystych, zaznaczone wzrostem ilości substancji grafitowej w stropowych partiach laminy. Obserwuje się też nieostre, wzbogacone w substancję grafitową, stropowe i spągowe granice lamin.

Miąższość ławic, ich uziarnienie i wewnętrzna laminacja pozwalają porównywać je z niekompletnymi sekwencjami piaszczystych turbidytów. Przypuszczalnie ławice drobnoziarnistych laminowanych piaskowców odpowiadają członom *Tbce* lub *Thde* klasycznego modelu Boumy (1962).

FACJA ŚREDNIO- I GRUBOZIARNISTYCH PIASKOWCÓW (WAK LITYCZNYCH)

Cienkie przewarstwienia piaskowców tej facji występują wśród laminowanych mułowców na całym obszarze występowania łupków radzimowickich, jednakże stanowią one nieznaczną część tej serii. Ze względu na specyficzny skład mineralny, obecność tych piaskowców została przez autora uznana za jedną z cech charakteryzujących łupki radzimowickie. Tego typu piaskowce nie występują w seriach skalnych bezpośrednio sąsiadujących z łupkami radzimowickimi, tj. utworach jednostki Świerzawy i Bolkowa. Spośród zbadanych dotąd przez autora jednostek wschodniej części Gór Kaczawskich tylko w jednostce Chelmca (Fig. 1) stwierdzono występowanie podobnych skał (Baranowski *et al.*, 1987).

Omawiana facja obejmuje dość zwarte, masywne piaskowce barwy szarej do szaroczarnej. Są one podatne na wietrzenie i wykazują wówczas rdzawo-brunatne, często plamście rozmieszczone zabarwienie. Przypuszczalnie ze względu na dużą zawartość skaleni, rekrystalizacja niemal zupełnie zaciera pierwotną strukturę, a zwłaszcza teksturę tych skał, tak że na ogół ich uziarnienie nie jest makroskopowo rozpoznawalne. Wewnętrzna struktura i tekstura skały uwidacznia się na przekrojach prób słabo zrekrystalizowanych. Piaskowce opisywanej facji cechuje niedojrzałość tekstury i składu mineralnego. Szkielet ziarnowy składa się z ostrokrawędzistych, często płaskich lub tabliczkowatych okruchów skalnych oraz z ostrokrawędzistych, na ogół izometrycznych ziarn skalenia i kwarcu. Wielkość ziarn szkieletu ziarnowego zwykle zmienia się w zależności od miąższości warstw. W warstwach o miąższości 3–4 cm szkielet ziarnowy składa się z ziarn frakcji średnio- i gruboziarnistego, niekiedy bardzo gruboziarnistego piasku, a w kilkumilimetrowych laminach ze średnioziarnistego i drobnoziarnistego piasku. Generalnie osad ten można określić jako średnio- i gruboziarnisty.

Szkielet ziarnowy jest rozrzedzony, nawet w partiach ściślej upakowanych

poszczególne ziarna otoczone są cieńszą lub grubszą wstęgą minerałów blaszkowych i opakowych (Pl. X: 2). Tło skalne zajmuje 30–40% objętości skały, zatem według klasyfikacji Gilberta w modyfikacji Dotta (1964), omawiane piaskowce należy określić jako waki lityczne.

Tło składa się z chlorytu i serycytu, ziarn skalenia i kwarcu oraz zmiennej ilości minerałów nieprzezroczystych i substancji grafitowej. W wielu próbach występuje ciemny łuszczyk (biotyt lub stilpnomelan). Proporcje ilościowe między chlorytem i serycytem zmieniają się w poszczególnych próbach.

W składzie mineralnym szkieletu ziarnowego przeważają okruchy skał skaleniowo-chlorytowych. Są to ziarniste, mozaikowe agregaty, poprzątkane, nieraz obficie, blaszkami zielonego chlorytu (Pl. X: 2). Kryształy mozaiki skaleniowej, często zbliżniaczone, mają wielkość 0,012–0,025 mm, niekiedy do 0,06 mm. Blaszkki chlorytu lub serycytu rozmieszczone są na stykach ziarn skalenia. Niekiedy w drobnoziarnistym tle skaleniowym wykształcone są tabliczkowate kryształy skalenia wielkości do 0,15–0,20 mm. Obserwuje się też grubiej krystaliczne fragmenty zbudowane z nieregularnych przerostów skalenia z chlorytem. Struktura i skład mineralny opisywanych fragmentów wskazują na ich wulkanogeniczną naturę (por. np. Zimmerle & Gaida, 1980). Zmetamorfizowane fragmenty skał wulkanogenicznych są zwykle szczególnie trudne do zidentyfikowania. W tym przypadku pewnym ułatwieniem jest możliwość porównania ich ze skałami metawulkanogenicznymi sąsiednich obszarów. Grubokrystaliczne przerosty albitowo-chlorytowe, podobne do wyżej opisanych, występują w skałach zieleńcowych wschodniej części Gór Kaczawskich.

W szkielecie ziarnowym opisywanych piaskowców obecne są także okruchy zbudowane z drobnoziarnistych agregatów kwarcowo-skaleniowych, gruboziarniste zrosty skalenia i kwarcu, ziarna kwarcu polikrystalicznego oraz pojedyncze okruchy przerostów granofiowych. Przypuszczalnie są to okruchy skał plutonicznych i metamorficznych. Okruchy skał pochodzenia osadowego reprezentowane są przez łupki serycytowe i łupki krzemionkowe. Pozostałą część szkieletu ziarnowego stanowią ostrokrawędziste ziarna kwarcu i skaleni. Niekiedy ziarna te otoczone są obwódkami regeneracyjnymi. Wśród ziarn kwarcu spotyka się czasem fragmenty kryształów idiomorficznych. Skalenie (plagioklasy) często są zmętniałe i pokryte łuskami serycytu. Te spośród nich, które można określić na podstawie cech mikroskopowych, zawierają poniżej 10% anortytu.

W próbach silniej zrekrystalizowanych zacierają się granice między składnikami szkieletu ziarnowego a tłem skalnym. Zrekrystalizowane skalenie tworzą nieregularne, plamiste skupienia o amebowatych kształtach, poprzątkane blaszkami i strzępami łuszczyków i chlorytu oraz mniejszymi ziarnami kwarcu. Część okruchów skaleniowo-kwarcowych zachowuje jeszcze swoje zarysy dzięki otoczkom minerałów nieprzezroczystych i chlorytu. Widoczne są również fragmenty kwarcowo-skaleniowe i łupkowe oraz ziarna kwarcu. W wielu przypadkach rekryształizacja zupełnie zaciera pierwotną teksturę

i strukturę skały, tło skały przekształca się w „brudną”, zmętniałą masę skaleniową, w której zachowują indywidualność tylko ziarna i okruchy skał zbudowane z kwarcu oraz większe okruchy łupków sercytowych. Skaleniowe tło zawiera strzępy sercytu, biotyту i chlorytu, rozproszony ciemny pigment, ziarniste skupienia minerałów nieprzezroczystych, igielki rutyłu oraz pojedyncze ziarna minerałów ciężkich. W wielu próbach pojawiają się nieregularne skupienia oraz romboedry węglanów lub ich pseudomorfozy, wypełnione tlenkami i wodorotlenkami żelaza.

Waki lityczne występują w formie cienkich warstw i lamin, o miąższości od kilkunastu milimetrów do 3–4 cm. Często są one tektonicznie porozrywane. Grubsze i słabiej zrekrystalizowane warstwy opisywanych skał wykazują niekiedy ostrą granicę spągową i nieostrą granicę stropową oraz mniej lub bardziej wyraźne uziarnienie frakcjonalne (Pl. XI: 1). Większość warstw i lamin wykazuje wewnętrzną laminację. Poszczególne laminy, miąższości od 2 do 10 mm mają często ostre granice spągowe i nieostre, przechodzące w laminę mułową, granice stropowe. W niektórych próbach widoczne jest warstwowanie laminowe gradacyjnie, o malejącej ku górze miąższości lamin piaszczystych.

Ze względu na miąższość warstw, sposób ich wykształcenia, wewnętrzną laminację oraz wielkość ziarn, piaskowce omawianej facji są porównywalne z członami *Tbde* lub *The* turbidytowej sekwencji Boumy (1962). Zaobserwowano też cieńsze warstwy lub grubsze laminy średnio- i drobnoziarnistych waki litycznych, występujące w sekwencji odpowiadającej dolnej części modelu mułowych turbidytów Stowa i Shanmugama (1980), przy czym obserwowana warstwa piaszczysta zajmuje pozycję elementu T_0 . Pewnym odstępstwem od ławicy modelowej jest w tym przypadku grubsza frakcja T_0 . Niezależnie od tych szczegółów sposób wykształcenia warstw i cechy teksturalne osadu wskazują na jego depozycję z prądu zawieszinowego o niskiej koncentracji zawiesiny (por. Pickering *et al.*, 1986).

FACJA OSADÓW CHAOTYCZNYCH

Do facji tej zaliczono osady o cechach, wskazujących na ich depozycję za pośrednictwem grawitacyjnych ruchów masowych. Objęte nimi zostały osady facji, wchodzących w skład łupków radzimowickich, jak również materiał obcy dla środowiska sedymentacji tych łupków. Duże, kartowalne bloki „obcych” skał zaznaczono na mapie zgodnie z ich litologią (Fig. 2), miejsca zaś występowania rozdrobnionych osadów o typie brekcji sedymentacyjnych zaznaczono odpowiednim symbolem.

W obrębie łupków radzimowickich w wielu miejscach obserwuje się zaburzone i nieregularnie pofałdowane osady mułowcowe o słabo zaznaczonej foliacji. Styl deformacji tych mułowców przypomina zaburzenia zachodzące w miękkim, niezlityfikowanym osadzie, jednakże silne sfałdowanie i stektonizowanie całej serii nie pozwala na dostatecznie pewne rozpoznanie genezy

obserwowanych zaburzeń. Dodatkową trudność stwarzają małe wymiary odsłoneń, uniemożliwiające obserwację sposobu zalegania warstw poniżej i powyżej zaburzonej strefy.

Podobne trudności sprawia w wielu przypadkach rozpoznanie genezy rozdrobnionych osadów o typie brekcji. W skrajnych przypadkach rozdrobnienia lamin pyłowcowych i piaszczystych ma cechy struktur mylonitycznych (Pl. XI: 2, 3). Fragmenty rozdrobnionych lamin, wielkości od jednego do kilku milimetrów mają kształt owalny, soczewkowaty i fakoidalny. Laminy ulegają wysoczkowaniu i roztarciu wzdłuż wyraźnie wykształconych powierzchni ścinania, zorientowanych zgodnie z powierzchniami foliacji. Ruch zachodzący wzdłuż tych powierzchni powoduje również rotację niektórych fragmentów (Pl. XI: 3). Podłużne i soczewkowane lub fakoidalne fragmenty zorientowane są równoległe do powierzchni ścinania. W niektórych próbach obserwuje się elongację fragmentów, mniej więcej zgodną z lineacją zaznaczoną w otaczających skałach.

W wielu miejscach obszaru występowania łupków radzimowickich obserwuje się pyłowcowe fragmenty o podłużnych, nieregularnych lub owalnych kształtach, uszeregowane w formie wstęg zgodnych z foliacją skały (Pl. XII: 1). Przepuszczalnie próby takie ilustrują początkowe stadia tektonicznych procesów rozrywania i przemieszczania pierwotnej laminacji. Uogólniając, autor przypisuje tektoniczną naturę tym skałom o typie brekcji, w obrębie których obserwuje się dobrze rozwiniętą foliację, i nie zalicza ich do facji osadów chaotycznych.

Subfacja brekcji sedymentacyjnych

W obrębie łupków radzimowickich w kilku miejscach znaleziono w zwierzlinie bloczki skał o typie brekcji sedymentacyjnych. Tło tych brekcji stanowi masywny, niesfoliowany lub słabo sfoliowany osad mułowy, w którym tkwią fragmenty skał grubieziarnistych (Pl. XII: 2,3). Mułowcowe tło jest zrekrytalizowane i objęte blastezą albitową. Fragmenty rozproszone w tle mają wielkość od milimetra do kilku centymetrów. Niektóre z nich mają kształty ostrokrawędziste, przeważają jednak fragmenty owalne lub o zaokrąglonych narożach. Wokół większych fragmentów cząstki mułowcowe tła układają się równoległe do kształtów tychże fragmentów, tworząc rodzaj otoczki. Opisywane fragmenty zbudowane są ze skał, wchodzących w skład łupków radzimowickich. Są to zrekrytalizowane — podobnie jak i tło brekcji — fragmenty pyłowców i wak litycznych. Sporadycznie w składzie brekcji występują owalne fragmenty łupków zielencowych. Nie udało się rozstrzygnąć, czy są to fragmenty rozdrobnionych w trakcie ruchów masowych przewarstwień zasadowych (zielencowych) tufitów, należących do serii łupków radzimowickich, czy też są to fragmenty „egzotyczne”. Podane wyżej cechy teksturalne i strukturalne brekcji pozwalają z dużym prawdopodobieństwem uznać te skały za osady kohezyjnych sptyłów grawitacyjnych.

Subfacja bloków „egzotycznych”

Do facji osadów chaotycznych zaliczono również występujące w obrębie łupków radzimowickich izolowane bloki wapieni i zieleńców (por. Fig. 2). Wymiary poszczególnych bloków mieszczą się w przedziale od kilku do kilkuset metrów. Bloki wapieni należą do krystalicznych wapieni wojcieszowskich, występujących w jednostce płaszczwinowej Bolkowa (por. Fig. 1). Wapienie wojcieszowskie mają genezę płytkowodną (Lorenc, 1983) i współwystępują z wulkanogenicznymi skałami zieleńcowymi, tworząc w ich obrębie izolowane ciała (Baranowski & Lorenc, 1981; Lorenc, 1983). Wskazuje to na płytkowodny charakter przynajmniej części serii zieleńcowej. W jej obrębie wykształcone są lawy poduszkowe, których wylewy miały przypuszczalnie miejsce na głębokościach nie większych niż 150–400 m (Piotrkowski, 1983). Na płytkowodny charakter dużej części serii wulkanogenicznych w tej części Gór Kaczawskich wskazują także badania Kryzy i Muszyńskiego (1987a, b). Tak więc bloki wapieni i zieleńców reprezentują facje płytkomorskie, kontrastujące z otaczającymi je głębokomorskimi osadami łupków radzimowickich. Kontrast facjalny otoczenia ze skałami bloków wskazuje, że są one materiałem obcym, „egzotycznym” dla basenu sedymentacyjnego łupków radzimowickich.

Bloki wapieni i zieleńców rozmieszczone są głównie w okolicy Podgórek i Wojcieszowa. W okolicy Wojcieszowa występuje kilka małych bloków wapieni, uszeregowanych w jednej linii. W okolicy Podgórek obserwuje się nagromadzenie bloków wapieni i zieleńców. Większe, kilkunastometrowe bloki zaznaczają się w morfologii, tworząc wzgórza Krzyżowa i Kapela (Widok). Szczególnie interesujące jest skupisko bloków, występujące w północnej części wsi Podgórk. Zaznacza się tu w morfologii łagodny grzbiet o długości około 1 km, zbudowany z wapiennych skałek. Jest to ciąg izolowanych brekcji wapiennych i niewyraźnie uławiconych wapieni krystalicznych. Występuje tu także blok wapienia z przylegającym doń łupkiem zieleńcowym i odrębny blok zieleńca. Wymiary poszczególnych bloków wynoszą od kilku do około 200 m.

Brekcja w obrębie bloków składa się z rozproszonych, chaotycznie rozmieszczonych fragmentów różnych odmian wapieni, identycznych z odmianami wyróżnianymi wśród wapieni wojcieszowskich. Wielkość fragmentów waha się od milimetra do kilkudziesięciu centymetrów. Mniejsze fragmenty są często zaokrąglone, większe zaś ostrokrawędziste, płaskie lub izometryczne. Tło brekcji stanowi masywny wapień dolomityczny. Większe fragmenty są często spękane, przy czym spękania nie przedłużają się w tło brekcji (Pl. XIII). Zwraca uwagę fakt, iż tło brekcji składa się wyłącznie z substancji węglanowej, brak w nim natomiast ciemnego osadu terygenicznego, który obecnie otacza bloki brekcji wapiennej. Brekcje nie zawierają fragmentów skał innych niż wapień. Przypuszczalnie brekcje te są rumoszem, gromadzonym u podnóża skarpy, zbudowanej ze zlitfikowanych wapieni, być może częściowo wynurzonej ponad poziom morza. Rumosz ten był następnie przemieszczany grawita-

cyjnie po skłonie basenu. Nie można wykluczyć, że po zdeponowaniu i zlitfikowaniu osadu spływu, utwór ten uległ ponownej redepozycji w postaci bloków, zajmując obecne położenie w obrębie łupków radzimowickich.

Pasma izolowanych bloków, zbudowanych z wapieni i zieleńców ma formę zbliżoną do olistostromy. Jednakże łupki, stanowiące tło bloków nie są dostępne bezpośrednim obserwacjom. Zatem nie można określić, czy wykazują one cechy osadu upłynnionego. Brak więc kompletu cech charakteryzujących olistostromę (por. np. Abbate *et al.*, 1981). Niemniej zróżnicowanie litologiczne poszczególnych bloków, ich kształt i rozmieszczenie wskazują, jak się wydaje, że są to olistolity stanowiące elementy olistostromy. Duże, izolowane ciała wapieni i zieleńców, występujące w innych rejonach obszaru występowania łupków radzimowickich (Fig. 2), są przypuszczalnie blokami ześlizgowymi.

Jeżeli przedstawiona wyżej interpretacja osadów chaotycznych jest słuszna, to udział w nich bloków skał zieleńcowych i wapieni wskazuje, iż tło osadów chaotycznych (czyli łupki radzimowickie) nie może być starsze od tychże bloków. Jak to już przedstawiono w poprzednich rozdziałach, od niedawna łupki radzimowickie były uznawane za starsze od wapieni i zieleńców.

FACJA ŁUPKÓW KRZEMIONKOWYCH I GRAFITOWYCH

Zimmermann (1941) zaliczył metałupki krzemionkowe do jednej z mniej typowych odmian łupków radzimowickich. Łupki krzemionkowe i grafitowe występują na całym obszarze występowania łupków radzimowickich. Na mapie (Fig. 2) zaznaczono strefy koncentracji przewarstwień łupków krzemionkowych.

Wyodrębnione w tej facji szaroczarne, zwarte łupki krzemionkowe i czarne, miękkie łupki grafitowe tworzą przewarstwienia w obrębie laminowanych mułowców. Łupki krzemionkowe zbudowane są z ziarn kwarcu wielkości 0,03–0,06 mm, tworzących pozazębianą zrekrystalizowaną mozaikę. Mozaika kwarcowa poprzątkana jest gdzieniegdzie blaszkami serycytu i zawiera zmienne ilości rozproszonego pigmentu grafitowego. Łupki krzemionkowe często zawierają liczne, na ogół zgodne, nieregularne żyłki i gniazda mlecznobiałego kwarcu. Skład mineralny łupków grafitowych jest mikroskopowo trudny do określenia. W nieprzezroczystej masie grafitowej rozpoznać można skupienie serycytu oraz ziarniste skupienia i żyłki kwarcu. W opisywanych łupkach krzemionkowych nie znaleziono dotąd szczątków ogranicznych przypuszczalnie ze względu na silną rekrystalizację skały. Łupki te są najprawdopodobniej zmetamorfizowanymi radiolarytami. Podobne, lecz na ogół mniej zrekrystalizowane łupki krzemionkowe, występujące w sąsiednich obszarach Gór Kaczawskich zawierają zwykle szczątki radiolarii (Baranowski, 1975).

Łupki krzemionkowe wykształcone są w formie lamin i ławic miąższości od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów, w pojedynczych przypadkach do 2–3 m. Wewnątrz ławic obserwuje się alternację lamin czarnych, bogatych w substancję grafitową oraz lamin szaroczarnych, bogatych w kwarc (Pl.

IX: 3). Miąższość tych lamin dochodzi do 2–3 cm, najczęściej jednak laminy grafitowe są cieńsze od kwarcowych (krzemionkowych). Łupki grafitowe występują także poza ławicami krzemionkowymi, choć zwykle w ich sąsiedztwie, w obrębie laminowanych mułowców. Łupki te są zwykle intensywnie sfoliowane i złupkowane. Słabiej stektonizowane warstwy krzemionkowe wykazują niekiedy wewnętrzną laminację równoległą i soczewkowatą. W niektórych laminach zaznacza się niewyraźne uziarnienie frakcjonalne, uwidaczniające się stopniowym wzrostem ilości substancji grafitowej w stropowej części laminy (Pl. XIV: 2). Struktury te przypuszczalnie wskazują na udział prądów zawieszinowych w depozycji przynajmniej części omawianych łupków krzemionkowych. Obecność struktur sedymentacyjnych, wskazujących na redepozycję i sortowanie osadu, niejednokrotnie obserwowano w pelagicznych radiolarytach lub podobnych utworach krzemionkowych (Nisbet & Price, 1974; Garrison, 1974; Robertson & Hudson, 1974). Naprzemianległość warstw krzemionkowych i ilastych, typowa dla niektórych osadów hemipelagicznych i pelagicznych (por. Stow & Piper, 1984) uznawana jest za efekt depozycji z prądów zawieszinowych (Nisbet & Price, 1974; Folk & Mc Bride, 1978).

Cechy strukturalne, teksturalne i skład mineralny opisywanych łupków krzemionkowych i grafitowych pozwalają przyjąć, że reprezentują one osad hemipelagiczny i (lub) pelagiczny (por. Ramsay, 1973; Berger, 1974; Jenkyns, 1978; Stow & Piper, 1984).

FACJA ZASADOWYCH TUFITÓW

W tej frakcji wyodrębniono łupki zieleńcowe (chlorytowo-albitowe) zawierające nieliczne przewarstwienia laminowanych mułowców i łupków krzemionkowych. Warstwy łupków zieleńcowych mają barwę w różnych odcieniach zieleni, od ciemnoszarej z zielonawym odcieniem od jasnozielonej i seledynowej. Ich miąższość wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Poszczególne warstwy wykazują dobrze wykształconą laminację wewnętrzną. Wyróżniają się dwa rodzaje lamin: połyskujące na przekrojach laminy grubokrystaliczne, miąższości 2–8 mm oraz matowe laminy łupkowe, miąższości 1–20 mm. Gdziekolwiek obserwuje się cienkie smugi serycytowe. Zwiertzałe laminy gruboziarniste są porowate. Nie obserwuje się żadnej regularności w przestrzennym rozmieszczeniu lamin.

Laminy gruboziarniste zbudowane są z kryształów skalenia (albitu) wielkości 0,6–1,5 mm, nie wykazujących oznak mechanicznej obróbki. Kryształy są raczej ciasno upakowane, a przestrzenie między nimi wypełnione chlorytem poprzetykanym serycytem. Laminy łupkowe składają się z drobnotuseczkowego, spłsnionego chlorytu, blastów albitu i minerałów nieprzezroczystych. Chloryt stanowi tło skały, w którym rozproszone są owalne, rzadziej tabliczkowate blasty albitu, wielkości 0,07–0,15 mm. Oprócz pojedynczych blastów, w niektórych laminach widoczne są wydłużone, soczewkowate agregaty skaleniowe, grubości 0,3 i długości do 1,5 mm. Agregaty te zorientowane są

zgodnie z laminacją skały. Ilość skalenia w poszczególnych laminach łupkowych jest zmienna i wynosi od 10 do 50%. W laminach chlorytowych obecne są zmienne ilości minerałów nieprzezroczystych, występujących w formie nieregularnych lub soczewkowatych, smużystych skupień, podkreślających foliację skały. Skład chemiczny omawianych skał nie odbiega od składu typowych zieleńców (spilityzowanych bazaltów), różni się natomiast znacznie od składu typowych łupków radzimowickich (Tabela 1).

Tabela 1 — Table 1

Skład chemiczny (% wag.) zasadowych tufitów i typowych fyllitów z łupków radzimowickich
Chemical composition (weight per cent) of mafic tuffites and typical phyllites from the Radzimowice Slate

Składniki Components	Zasadowy tufit Mafic tuffite	Łupek radzimowicki Radzimowice Slate
SiO ₂	49,74	65,375 ± 0,232
Al ₂ O ₃	19,88	17,477 ± 0,148
TiO ₂	0,52	0,861 ± 0,007
FeO + Fe ₂ O ₃	9,97	6,642 ± 0,015
MnO	0,11	0,036 ± 0,004
CaO	0,37	0,377 ± 0,023
MgO	6,80	2,265 ± 0,078
Na ₂ O	7,36	2,711 ± 0,231
K ₂ O	0,83	3,040 ± 0,008
P ₂ O ₅	śl.	0,184 ± 0,008
CO ₂	0,61	
H ₂ O+	3,60	
H ₂ O-	0,21	

Ze względu na skład chemiczny i mineralny, cechy strukturalne i teksturalne oraz sposób zalegania wskazujący na depozycję w środowisku morskim, opisywane skały należy określić jako zasadowe tufity. Przypuszczalnie zostały one zdeponowane przez opadanie w wodzie morskiej pojedynczych cząstek materiału wulkanicznego.

ASOCJACJA LITOFACJALNA

Wyróżnione w poprzednim rozdziale litofacje stanowią zespół o jednolitych cechach, zatem tworzą one jedną asocjację litofacjalną. W asocjacji tej dominują cienko i grubo laminowane mułowce, stanowiące główną masę łupków radzimowickich. Mułowce te zawierają liczne przewarstwienia łupków krzemionkowych, grafitowych i bezstrukturalnych mułowców oraz mniej liczne przewarstwienia laminowanych pyłowców i wak litycznych. Przewarstwienia w obrębie laminowanych mułowców rozmieszczone są nieregularnie, lecz obserwuje się je na całym obszarze występowania łupków radzimowickich.

Warstwy laminowanych pyłowców i wak litycznych osiągają miąższość kilku centymetrów, a przeciętna miąższość warstw bezstrukturalnych mułowców, łupków krzemionkowych i grafitowych wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów. Facje laminowanych mułowców wraz z przewarstwieniami wymienionych wyżej litofacji tworzą wielokrotnie przewarstwiające się sekwencje. Przeciętna miąższość poszczególnych sekwencji wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. W skład takich sekwencji sporadycznie wchodzi także brekcje sedymentacyjne i olistolity, zaliczone do facji osadów chaotycznych. Zgodnie z przedstawioną w poprzednim rozdziale interpretacją poszczególnych litofacji, omawiane sekwencje reprezentują przewarstwienia osadów deponowanych z prądów zawieszinowych z osadami hemipelagicznymi i pelagicznymi. W skład tych ostatnich obok łupków krzemionkowych i grafitowych oraz bliżej nie określonej części interwałów mułowców bezstrukturalnych zaliczono sporadyczne wkładki zasadowych tufitów.

Na niewielkim obszarze zachodniego krańca łupków radzimowickich w obrębie omawianej asocjacji miejsce cienkich przewarstwień wak litycznych zajmują ławice drobnoziarnistych kwarcytów (wak kwarcowych). Jeżeli skały te wchodzi w skład łupków radzimowickich, to zmianę składu piaskowców można wyjaśnić pochodzeniem tworzącego je materiału z różnych obszarów źródłowych (zob. następny rozdział).

Zespół litofacyjny łupków radzimowickich jest opisywalny w kategoriach schematów klasyfikacyjnych sporządzonych dla współczesnych i kopalnych osadów głębokomorskich. W schemacie Pickeringa i współautorów (1986) zespół ten odpowiada asocjacji *D2.1, D2.2, D2.3, E1.2, F1.1 F2.2, G2.1*, która obejmuje: cienkie, regularne laminy mułowe i pyłowe; mięzsze, nieregularne laminy mułowe i pyłowe; frakcjonowane, laminowane pyły; różnobarwne muły; brekcje osypiskowo-splywowe (rubble); warstwy zdyslokowane, zbrekcjonowane i plastycznie zdeformowane; oraz osady „hemipelagiczne”. Schemat ten w niedostatecznym stopniu uwzględnia udział materiału wulkanogenicznego w osadach głębokomorskich. Facja zasadowych tufitów w łupkach radzimowickich najbardziej zbliżona jest do facji *E1.2* obejmującej różnobarwne muły i ily, w większości bezstrukturalne i zawierające znaczne ilości materiału wulkanogenicznego, deponowane przez opadanie pojedynczych cząstek i agregatów cząstek.

W klasyfikacji Muttiego i Ricci Lucchiego (1972, 1975) zespół litofacyjny łupków radzimowickich odpowiada asocjacji *D₂, D₃, F, G*. Facja cienkoławicowych mułowców pylastych, facja grubo laminowanych mułowców pylastych i facja laminowanych pyłowców odpowiada subfacji *D₃*, w skład której wchodzi wyłącznie mułowce. Facja drobnoziarnistych piaskowców oraz facja średnio-i gruboziarnistych piaskowców odpowiada subfacji *D₂*, która charakteryzuje się niskim stosunkiem piaskowiec/łupek i obejmuje laminowane piaskowce, stanowiące niekompletne, pozbawione dolnych części sekwencje Boumy. Facja osadów chaotycznych odpowiada facji *F*, a facja łupków krzemionkowych i grafitowych odpowiada facji *G*. Facja zasadowych tufitów

nie ma swego bezpośredniego odpowiednika w facjach Muttiego i Ricci Lucchiego. Ze względu na przypuszczalny „normalny” mechanizm depozycji, tufity należy włączyć do facji *G* (por. np. Fergusson, 1985).

OBSZAR ŹRÓDŁOWY

Jak już wspomniano, cienkie przewarstwienia facji wak litycznych obserwuje się na niemal całym obszarze występowania łupków radzimowickich. Tekstura i skład wak są na ogół zatarte procesami rekrytalizacji, niemniej porównanie szeregu prób o wzrastającej czytelności tekstury, pozwala na wybranie reprezentatywnych, na tyle słabo zmienionych okazów, że możliwe staje się wykonanie analizy planimetrycznej.

W szkielecie ziarnowym wybranych trzech prób stwierdzono składniki, umożliwiające przedstawienie prób w trójkątnej projekcji klasyfikacyjnej, zastosowanej przez Dickinsona i Suczka (1979) do określenia obszaru źródłowego materiału terygenicznego w kategoriach głównych elementów geotektonicznych.

Na trójkątach *QFL*, *QmFLt* i *QpLvLs* punkty projekcyjne wak litycznych mieszczą się w polu piaskowców, dla których obszarem źródłowym jest łuk magmowy (Fig. 4). Pole to dzieli się na części, obejmujące materiał pochodzący z łuków magmowych nie rozciętych erozją oraz materiał pochodzący z łuków głęboko erodowanych. W pierwszym przypadku w produktach erozji przeważają fragmenty skał wulkanicznych, w drugim zaś skalenie i okruchy skał plutonicznych. Waki lityczne łupków radzimowickich mieszczą się w partii przejściowej pola, bliżej części obejmującej materiał pochodzący z nie rozciętego łuku magmowego.

W zachodniej części obszaru występowania łupków radzimowickich zalegają utwory facji wak kwarcowych. Na trójkącie klasyfikacyjnym *QFL* (Fig. 4) punkt projekcyjny reprezentujący drobnoziarniste piaskowce umiejscowiony jest na wierzchołku *Q*, w polu obejmującym materiał pochodzący z bloku kontynentalnego. Jak już zaznaczono w opisie facji wak kwarcowych, autor nie ma dotąd pewności, czy utwory te (łupki z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców) należy włączyć do łupków radzimowickich. Jeżeli dalsze badania potwierdzą słuszność włączenia tej facji w obręb łupków radzimowickich, będzie to oznaczało, że zawierają on materiał pochodzący z różnych obszarów źródłowych.

Stopień przeobrażenia łupków radzimowickich i utworów sąsiednich jednostek oraz ich sytuacja geologiczna uniemożliwiają odtworzenie systemu paleopądów. Być może materiał wulkaniczny dominujący w piaskowcach łupków radzimowickich pochodzi z łuku magmowego położonego bliżej basenu sedymentacyjnego łupków radzimowickich, skąd był dostarczany w kierunkach poprzecznych do osi basenu, a następnie rozprowadzany prądami zawieszinowymi wzdłuż osi basenu (por. Dickinson, 1982). Materiał wak kwarcowych, których cechy teksturalne wskazują na wielokrotną redepozycję,

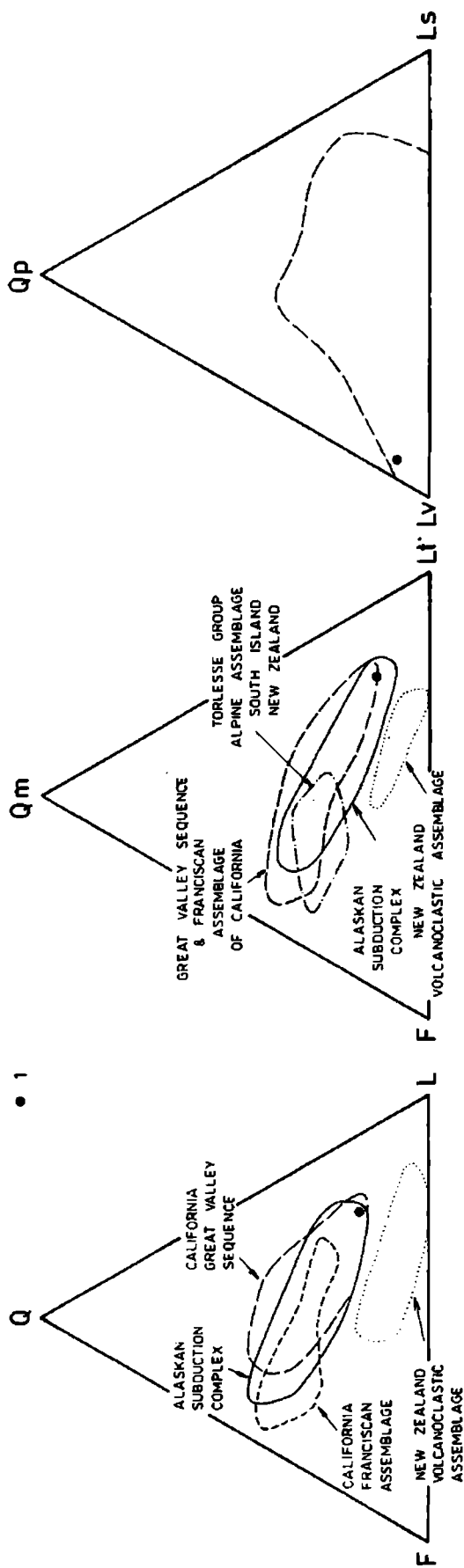


Fig. 5. Projekcje trójkątne przedstawiające średni skład szkieletu ziarnowego piaskowców wybranych formacji obszarów przedlukowych wokółpacyficznego pasa orogenicznego (Dickinson, 1982). Objaśnienia symboli trójkątów – patrz Fig. 4; 1 – waki lityczne łupków radzimowickich

Fig. 5. Triangle plots of mean framework modes from selected suites of sandstone from fore-are regions of circum-Pacyfic orogenic belt (from Dickinson, 1982). 1 – lithic wackes from the Radzimowice Slate, other explanations as for Fig. 4

mógł być transportowany prądami podłużnymi z obszarów położonych w znacznej odległości od ostatecznego miejsca depozycji. Nasuwa się tu duże podobieństwo ze składem osadów i systemem dróg transportu obserwowanym w Rowie Sundajskim (Moore *et al.*, 1982). Osady obszaru przedłukowego w pobliżu Sumatry i Jawy zawierają materiał pochodzący z pobliskiego łuku wyspowego oraz materiał pochodzący z Himalajów, transportowany poprzez podmorski stożek Zatoki Bengalskiej w kierunku S i SE.

ŚRODOWISKO DEPOZYCJI

Najistotniejsze cechy łupków radzimowickich, na podstawie których można podjąć próbę rekonstrukcji ich środowiska sedymentacji, przedstawiają się następująco:

1. Łupki radzimowickie są osadem morskim. Świadczą o tym ich cechy litologiczne oraz obecność fauny konodontowej, znalezionej w osadach facji cienko i grubo laminowanych mułowców pylastych.

2. W łupkach radzimowickich zdecydowanie przeważają facje zawierające materiał frakcji ilastej i pyłowej. Jest to głównie materiał mułowy, zawierający ponad 50% cząstek o wielkości poniżej 0,06 mm.

3. Łupki radzimowickie stanowią asocjację facji, reprezentujących osady prądów zawieszinowych (człony $T_0 - T_8$ turbidytów mułowych Stowa i Shanmugama lub interwały Tde , rzadziej $Tcde$ i $Tbcde$ turbidytowej sekwencji Boumy). Turbidyty przewarstwiają się z osadami hemipelagicznymi i pelagicznymi. W skład tej asocjacji wchodzi także osady chaotyczne (brekcje sedymentacyjne i olistolity).

4. W obrębie łupków radzimowickich nie stwierdzono struktur wskazujących na płytkowodne warunki sedymentacji. Zachowane struktury sedymentacyjne wskazują na depozycję poniżej podstawy falowania.

5. Seria łupków radzimowickich w całości wykazuje jednolity charakter litologiczny.

6. Ciemna barwa osadu oraz zawartość grafitu, pirytu i rodochrozytu wskazują na depozycję w basenie, na dnie którego panowały warunki redukcyjne lub zbliżone do euksynicznych.

7. Znaczna, choć trudna do bliższego określenia, miąższość łupków radzimowickich. Dolna i górna granica tej serii ma charakter tektoniczny, a jej wychodnie przy stromym, niemal pionowym zaleganiu warstw mają szerokość od 1 do 2,5 km. Pierwotną miąższość serii można zatem oszacować jedynie w przybliżeniu. Przepuszczalnie wynosiła ona co najmniej 1000 m.

Powyższe cechy nawiązują do zespołu cech diagnostycznych dla osadów fliszowych (Dżułyński & Smith, 1964; Dżułyński & Walton 1965). W ujęciu tych autorów termin flisz rozumiany jest – jeżeli wyjdziemy z pierwotnego znaczenia tego terminu, użytego przez Studera w 1827 r. (*vide* Dżułyński & Walton 1965) – jako zespół osadów terygenicznych znacznej miąższości, deponowanych w głębokim (poniżej podstawy falowania) basenie morskim,

przy znacznym udziale prądów zawieszinowych. W tym znaczeniu termin flisz nie zawiera implikacji geotektonicznych nawiązujących do etapu rozwoju geosynkliny i przeciwstawiających flisz jako utwór pre- lub synorogeniczny molasie jako utworowi późno- lub postorogenicznemu.

Znaczna przewaga łupków (mułowców) nad osadami piaszczystymi oraz sposób wykształcenia sekwencji turbidytowych (sekwencje Boumy pozbawione bazalnych interwałów, dominacja turbidytów mułowych) pozwalają na porównanie łupków radzimowickich do osadów fliszu dystalnego. Zespół cech charakteryzujących łupki radzimowickie pozwala uznać je za utwór odpowiadający fliszowi łupkowemu. S. Dżułyński (1987, informacja ustna) znajduje podobieństwo łupków radzimowickich do łupków menilitowych fliszu karpackiego.

Asocjacja facjalna łupków radzimowickich dobrze przystaje do modelu Underwooda i Buchmana (1982), skonstruowanego dla środowiska zbocza i dna rowu oceanicznego. Model ten opiera się na danych ze współczesnych rowów oceanicznych oraz na rekonstrukcjach kopalnych kompleksów subdukcyjnych. Autorzy ci zaznaczają, że ze względu na małą liczbę danych ze współczesnych stref subdukcji model ten ma nieco spekulatywny charakter. Podkreślają też możliwość istnienia większej różnorodności asocjacji facjalnych w obrębie tego modelu. W zależności od stylu strukturalnego i zespołów facji sedymentacyjnych Underwood i Buchman (1982) wyróżnili osady środowiska dna oceanicznego (*trench-floor deposits*) oraz osady środowiska zbocza rowu oceanicznego (*trench-slope deposits*). W każdym z tych środowisk wyróżnili kilka asocjacji facjalnych, reprezentujących osady podmorskiego kanionu, stożków podmorskich i zbocza lub dna rowu. Osady rowu mają inny styl strukturalny i są silniej zdeformowane niż osady basenów założonych na zboczu rowu (por. także Moore & Karig, 1980).

Porównując osady łupków radzimowickich z powyższym modelem możemy brać pod uwagę tylko asocjacje litofacjalne. Ze względu na wielofazową przebudowę kompleksu kaczawskiego (por. Baranowski *et al.*, 1987) odróżnienie pierwotnego stylu strukturalnego osadów dna rowu, wciągniętych w strukturę pryzmy akrecyjnej, od stylu osadów zbocza rowu jest – przynajmniej na tym etapie badań – raczej wątpliwe.

W opisie modelu facjalnego środowiska rowu oceanicznego Underwood i Buchman (1982) posługują się terminologią facji turbidytowych, zaczerpniętą z klasyfikacji Muttiego i Ricci Lucchiego (1975). Zgodnie z tą terminologią wyodrębnione w łupkach radzimowickich facje: cienko i grubo laminowanych mułowców pylastych, laminowanych pyłowców, wak kwarcowych i wak litycznych odpowiadają facji *D*; facja osadów chaotycznych – facji *F*; facja łupków krzemionkowych i grafitowych oraz facja zasadowych tufitów – facji *G*. W modelu Underwooda i Buchmana (1982) w zależności od stosunków ilościowych między poszczególnymi facjami występuje asocjacja facjalna (*D*),(*F*),*G* oraz asocjacja *D*,(*F*),*G*. Asocjacja (*D*),(*F*),*G* jest charakterystyczna zarówno dla osadów dna „niedożywionego” (*starved*) rowu, jak i dla osadów

zbocza rowu oceanicznego (*slope or basin plain*), a asocjacja $D,(F),G$ jest charakterystyczna dla osadów zbocza rowu, w tym dla osadów basenu, założonego na zboczu rowu (*immature slope basin*).

Jak już wspomniano, w obrębie asocjacji litofacjalnej D,F,G łupków radzimowickich trudno jest ustalić ilościowy udział poszczególnych, zgeneralizowanych facji (zwłaszcza osadów hemipelagicznych i pelagicznych facji G oraz brekcji sedymentacyjnych facji F). Najprawdopodobniej udział ten wyraża się jako $D,(F),G$. Zatem asocjacja facjalna oraz pozostałe cechy, charakteryzujące łupki radzimowickie wskazują, że były one deponowane w środowisku, porównywalnym z jednym ze środowisk rowu oceanicznego (dna lub zbocza rowu lub też basenu, założonego na zboczu rowu oceanicznego). Za taką interpretacją przemawia także skład petrograficzny osadów piaszczystych, wchodzących w skład łupków radzimowickich. Dickinson (1982) określił w projekcji trójkątów QFL , $QmFLt$ i $QLvLs$ (Fig. 5) pola, w których grupują się punkty projekcji składu piaskowców z obszarów przedłukowych wokółpacyficznego pasa orogenicznego. Pas ten obejmuje kompleksy subdukcyjne oraz słabo zdeformowane baseny przedłukowe. Skład petrograficzny wak litycznych z łupków radzimowickich mieści się w polu, reprezentującym piaskowce wokółpacyficznego systemu łuków wyspowych i rowów oceanicznych (Fig. 5).

W otoczeniu łupków radzimowickich, podobnie jak w całej wschodniej części Gór Kaczawskich, występują strukturalne interkalacje dużych ciał spilitowo-keratofirowych, których znaczną część stanowią lawy poduszkowe (Fig. 1). Jak już wspomniano, chemizm tych skał wykazuje wewnątrzpłytkowy charakter, jednakże ich pozycja paleogeotektoniczna nie jest dotąd jednoznacznie określona. Według dotychczasowych badań, seria spilitowo-keratofirowa Gór Kaczawskich reprezentuje wulkanizm środowiska wysp oceanicznych albo środowiska ryftu inicjalnego. Jeżeli dalsze badania wykażą oceaniczny charakter wulkanitów kompleksu kaczawskiego, to interpretacja łupków radzimowickich jako osadów rowu oceanicznego znajdzie swoje potwierdzenie.

PODSUMOWANIE

Łupki radzimowickie stanowią epimetamorficzny zespół skalny, w którym dominują ciemne fyllity (laminowane mułowce) z licznymi, cienkimi przewarstwieniami łupków krzemionkowych. Występują w nich także cienkie przewarstwienia metaszarogłazów (wak litycznych), a w części zachodniej przeławienia kwarcytów (wak kwarcowych). Łupki radzimowickie są silnie zrekrytalizowane i objęte blastezą albitową oraz silnie stektonizowane, a w niektórych partiach zmylonityzowane.

Wiek łupków radzimowickich nie jest dokładnie określony. Znalezione w łupkach radzimowickich bliżej nieoznaczalne fragmenty konodontów (eukonodontów) pozwalają określić dolną granicę wieku zawierających je skał na późny kambry lub wczesny ordowik.

Rozprzestrzenie łupków radzimowickich określono na podstawie zdjęcia geologicznego. Granice łupków radzimowickich — z wyjątkiem nie ustalonej dotąd granicy zachodniej — mają charakter tektoniczny. Przypuszczalnie zespół skalny łupków radzimowickich stanowi ciało, będące odrębnym elementem tektonicznym.

Ze względu na złożoną tektonikę oraz tektoniczne granice łupków radzimowickich, ich pierwotna miąższość jest trudna do ustalenia. Przypuszczalnie wynosiła ona co najmniej 1000 m.

W obrębie łupków radzimowickich wyróżniono następujące litofacje: cienko laminowanych mułowców pylastych, grubo laminowanych mułowców pylastych, laminowanych pyłowców, drobnoziarnistych piaskowców (wak kwarcowych), średnio- i gruboziarnistych piaskowców (wak litycznych), osadów chaotycznych (z subfacją bloków „egzotycznych” i subfacją brekcji sedymentacyjnych), zasadowych tufitów oraz łupków krzemionkowych i grafitowych.

Obszarem źródłowym średnio- i gruboziarnistych piaskowców (wak litycznych) był łuk magmowy, a drobnoziarnistych piaskowców (wak kwarcowych) — blok kontynentalny.

Izolowane, kartowalne ciała zieleńców i wapieni krystalicznych, występujące w obrębie łupków radzimowickich, są elementami obcymi dla basenu sedymentacyjnego łupków radzimowickich.

Łupki radzimowickie stanowią asocjację facji, reprezentującą osady (głównie mułowe) deponowane przez prądy zawieszinowe. Osady turbidytowe przewarstwiają się z osadami hemipelagicznymi i (lub) pelagicznymi. W skład tej asocjacji wchodzi także olistolity i osady kohezyjnych spływów grawitacyjnych.

Zachowane w obrębie łupków radzimowickich struktury sedymentacyjne wskazują na ich depozycję poniżej podstawy fałowania, brak natomiast oznak wskazujących na płytkowodne warunki sedymentacji.

Łupki radzimowickie wykazują zespół cech, charakterystycznych dla utworów fliszu łupkowego.

Asocjacja facjalna oraz pozostałe cechy łupków radzimowickich, w tym skład petrograficzny wak litycznych tworzących przewarstwienia w łupkach, wskazują, że były one deponowane w środowisku porównywalnym ze środowiskiem dna rowu oceanicznego lub ze środowiskiem basenu zbocza rowu oceanicznego.

Podziękowania

Praca została wykonana częściowo w ramach badań własnych Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, a częściowo w ramach zadań badawczych Instytutu Nauk Geologicznych PAN (MR I.16). Za inspirację podjęcia badań sedymentologicznych w seriach metamorficznych oraz merytoryczną pomoc dziękuję Profesorowi Stanisławowi Dżułyńskiemu. Wyrazy szczególnych podziękowań kieruję pod adresem Dr. Z. Urbanek, Dr. A. Haydukiewicza, Doc. dr. hab. S. S. Lorenca oraz Dr. R. Kryzy i A. Muszyńskiego za wieloletnią współpracę

w badaniach kompleksu kaczawskiego. Za liczne dyskusje naukowe dzięki Prof. dr. hab. J. Donowi, Dr. Sz. Porębskiemu i Dr. B. Wajsprychowi. Dr. K. Miszewskiemu dzięki za wykonanie znacznej części dokumentacji fotograficznej. W przygotowaniu tej pracy dużą pomoc okazali mi także: Pani G. Rewus, Panowie T. Matz, J. Marko i J. Rzochonek, którym składam w tym miejscu podziękowanie.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Abbate, E., Bartolotti, V. & Sagri, M., 1981. An approach to olistostrome interpretation. In: Ricci Lucchi, F. (ed.), *Excursion Guidebook with contributions on sedimentology of some Italian basins*. International Association of Sedimentologists 2nd European Regional Meeting, Bologna, pp. 165–185.
- Baranowski, Z., 1975. Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa) Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts (Rzeszówek-Jakuszowa unit). *Geol. Sudetica* 10: 119–151.
- Baranowski, Z. & Haydukiewicz, A., 1984. On the melanges of the Kaczawskie Mts. In: Rock-sequences of the Sudetes as a record of a large-scale allochthony. *Guidebook for field works of 3.1 and 3.2. W.G. in Poland*. Mult. Coop. Acad. Sc. Soc. Countries, Problem Commission IX. Wrocław–Halle, pp. 7–17.
- Baranowski, Z., Haydukiewicz, A., Kryza, R., Lorenc, S., Muszyński, A. & Urbanek, Z., 1987. Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedymentacji i wulkanizmu. In: *Przewodnik LVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Kraków, pp. 61–73.
- Baranowski, Z. & Lorenc S., 1981. Pozycja geologiczna wapieni wojcieszowskich względem serii zieleńcowej (spilitowo-keratofirowej) w SE części Gór Kaczawskich. The geological position of Wojcieszów Limestones in relation to greenstone (spilitic-keratophytic) series of southeastern Kaczawskie Mts, Sudetes. *Geol. Sudetica*, 16 (2): 49–59.
- Baranowski, Z., Lorenc, S., Heinisch, H., & Schmidt, K., 1984. Der Kambrische Vulkanismus des Bober-Katzbach-Gebirges (Góry Kaczawskie, West-Sudeten, Polen). The Cambrian volcanism of the Kaczawa Mountains (Kaczawskie Góry, West Sudetes, Poland). *N. Jb. Paläont. Mt.*, 1984 (1): 1–26.
- Baranowski, Z. & Urbanek, Z., 1972. Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Polon. Sc., Ser. Sc. Terre*, 20: 211–216.
- Bederke, E., 1933. Probleme der Sudetengeologie. *Jb. Schles. Ges. Vaterl. Cultur.*, 105: 191–193.
- Berger, W. H., 1974. Deep-sea sedimentation. In: Burk, C. & Drake, C. L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, pp. 213–241.
- Block, W., 1938. Das Alpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbach-gebirges. *Geotek. Forsch.*, 2: 55–104.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Campbell, C. V., 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8: 7–26.
- Collinson, J. D., 1969. The sedimentology of the Grinslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of Northern England. *J. Sedim. Petrol.*, 39: 194–221.
- Chorowska, M., 1978. Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Viséan limestones in the metamorphic complex of the Kaczawa Mts (Sudetes). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 48: 245–261.
- Dahlgrün, F., 1934. Zur Alterdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 86: 385–393.
- Dickinson, W. R., 1982. Composition of sandstones in circum-Pacific subduction complex and fore-arc basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 121–137.
- Dickinson, W. R. & Suszek, Ch. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 2164–2182.

- Dott, R. H., 1964. Wacke, graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification? *J. Sedim. Petrol.*, 34: 625–632.
- Dzudyński, S. & Smith, A. J., 1964. Flysch facies. Flisz jako facja. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34: 245–266.
- Dzudyński, S. & Walton, E. K., 1965. *Sedimentary Features of Flysch and Graywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274 pp.
- Fergusson, C. L., 1985. Trench-floor sedimentary sequences in a Palaeozoic subduction complex, eastern Australia. *Sedim. Geol.*, 42: 181–200.
- Folk, R. L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. University of Texas, Austin, 170 pp.
- Folk, R. L. & Mc Bride, E. F., 1978. Radiolarites and their relation to subjacent “oceanic crust” in Liguria. Italy. *J. Sedim. Petrol.*, 48: 1069–1102.
- Garrison, R. E., 1974. Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In: Hsü, J. K. & Jenkyns, M. C. (eds.), *Pelagic sediments on land and under the sea*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 1. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 367–399.
- Gierwielaniec, J., 1956. Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Geological structure of the area to the north of Lubomierz. *Inst. Geol. Biul.*, 106: 61–118.
- Gorczyca-Skała, J., 1966. Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts and Izera Region. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Geol. Geogr.*, 14: 171–179.
- Grodziński, R., Kostecka, A., Radamski, A. & Unrug, R., 1986. *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa, 628 pp.
- Gunia, T., 1967. *Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. Cambrotrypa (Tabulata) from metamorphic rocks of the Western Sudetes*. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 417–427.
- Gürich, G., 1882. Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 34: 691–734.
- Haydukiewicz, A., 1977. Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki 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 (the Góry Kaczawskie). *Geol. Sudetica*, 12: 7–68.
- Haydukiewicz, A., 1987a. Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. In: *Przewodnik LVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Kraków, pp. 95–102.
- Haydukiewicz, A., 1987b. Melanże Gór Kaczawskich. In: *Przewodnik LVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Kraków, pp. 106–112.
- Haydukiewicz, A. & Urbanek, Z., 1986. Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części jednostki Bolkowa (Góry Kaczawskie). The metamorphosed Devonian rocks in the Bolków unit (the Kaczawskie Mts, Sudetes). *Geol. Sudetica*, 20: 185–196.
- Hoth, K., Brause, H., Freyer, G., Lorentz, W., Pälchen, W. & Wagner, S., 1985. Neue Ergebnisse zur Gliderung des Proterozoikums im Erzgebirge—Západné Sudety (Sudety Zachodnie)—Antiklinorium sowie and einer Nordflanke. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald. Math. Naturwis. Reihe*, 34 (4): 5–13.
- Hundt, R., 1922. Beiträge zur Kenntnis der Graptolitenfauna Deutschlands (westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 41: 148–207.
- Jenkyns, H. C., 1978. Pelagic environments. In: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 314–371.
- Jerzmański, J., 1965. Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of north-eastern part of the Kaczawa Mts and their eastern extent. *Biul. Inst. Geol.* 185: 109–193.
- Kornaś, J., 1977. Problemy litostratygraficzne dolnego syluru w Sudetach Zachodnich. Sprawozdania z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego. *Kwart. Geol.*, 21: 388–389.
- Kryza, R. & Muszyński, A., 1987a. Serie metawulkanogeniczne Gór Kaczawskich: stan badań, problemy petrologii, wieku i pozycji paleogeotektonicznej. In: *Przewodnik LVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Kraków, pp. 82–89.
- Kryza, R. & Muszyński, A., 1987b. Zmetamorfizowany kompleks diabazowo-osadowy z Woj-

- cieszowa Dolnego — przejaw wczesnego riftingu w dolnym paleozoiku Gór Kaczawskich. *Prz. Geol.* 35: 338–341.
- Kuenen, Ph.H., 1964. Deep-sea sands and ancient turbidites. In: Bouma, A. H. & Brouwer, A. (eds.), *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 3–33.
- Lingen van der, G. J., 1969. The turbidite problem. *New Zealand J. Geol. Geophys.* 12: 7–50.
- Lorenc, S., 1983. Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. Petrogenesis of the Wojcieszów crystalline limestones (Góry Kaczawskie, Sudetes Mts). *Geol. Sudetica*, 18: 61–119.
- Moore, G. F., Curray, J. R. & Emmel, F. J., 1982. Sedimentation in the Sunda Trench and forearc region. In: Leggett, J. K. (ed.), *Trench-Forearc Geology*. Geol. Soc. Spec. Publ., 10. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 245–258.
- Moore, G. F. & Karig, D. E., 1980. Structural geology of Nias Island, Indonesia: implications for subduction zone tectonics. *Am. J. Sci.*, 280: 193–223.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F., 1972. Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 161–199.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. In: Mutti, E. et al. (eds.), *Examples of Turbidite Facies and Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*. Field Trip Guidebook A–11, 9th International Association of Sedimentologists Congress, Nice, pp. 21–36.
- Narębski, W., 1980. Palotectonic setting of the circum-Karkonosze Lower Paleozonic spilite-keratophyre suites based on geochemistry of iron group elements. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50: 3–25.
- Narębski, W., Dostal, J. & Dupuy, C., 1986. Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the western Sudetes (Poland): Petrogenetic and tectonic implications, *Jb. Miner., Abh.*, 155 (3): 243–258.
- Narębski, W., Wajsprych, B. & Bakun-Czubarow, N., 1982. On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of the Sudetes. *Ofioliti*, 1982 (2/3): 407–428.
- Nisbet, E. G. & Price, J., 1974. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived sediments. In: Hsü, J. K. & Jenkyns, M. C. (eds.), *Pelagic Sediments on Land and under the Sea*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1. Blackwell Scient. Publ. Oxford, pp. 351–366.
- Oberc, J., 1966. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in light of geosyncline theory. *Pr. Inst. Geol.*, 47: 93 pp.
- Oberc, J., 1968. Eokambr, Sudety. In: *Budowa geologiczna Polski, Stratygrafia*, cz. 1. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 130–134.
- Oberc, J., 1972. Sudety i obszary przyległe. *Budowa geologiczna Polski*, vol. 4, *Tektonika* cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa, 307 pp.
- Oberc, J., 1973. Die Entwicklung der Sudeten und des vorsudetischen Blockes während des Devons und Krabons. *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I, Jg. 1972: 317–335.
- Oberc, J., 1977. The Caledonian and Variscan epochs in the Variscan orogen of South-West Poland. In: *Geology of Poland*, vol. 4, *Tectonics*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 655–723.
- Oberc, J., 1980. Early to Middle Variscan development of the West Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 30: 27–52.
- Oberc-Dziedzic, T. & Oberc, J. 1972. Wspólne elementy serii łupków proterozoicznych w bloku izerskim, wschodnich Karkonoszach i Górach Kaczawskich. Common nature in the Proterozoic schist series of the Izera Block, Eastern Karkonosze, and the Góry Kaczawskie. *Biul. Inst. Geol.*, 259: 93–151.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M. & Hiscott, R., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23: 75–174.
- Piper, D. J. W., 1972. Turbidite origin of some laminated mudstones. *Geol. Mag.*, 109: 115–126.
- Piper, D. J. W., 1973. The sedimentology of silt turbidites from the Gulf of Alaska. In: *Init. Repts. D.S.D.P.*, 18 U.S. Govt. Print Office, Washington, D.C., pp. 847–867.

- Piper, D. J. W., 1978. Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In: Stanley, D. J. & Kelling, G. (eds.), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Penn., pp. 163–176.
- Piotrkowski, S., 1983. *Geologiczne warunki występowania kreatofirów w okolicy Wojcieszowa (Góry Kaczawskie)*. Praca magisterska, Arch. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław, Wrocław (nieopublikowane – unpublished).
- Ramsay, A. T. S., 1973. A history of organic siliceous sediments in oceans. In: Hughes, N. F., (ed.), *Organisms and continents through geologic time. Spec. Papers in Palaeontology*, 12, London, pp. 199–234.
- Reading, H. G. (ed.), 1978. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scient. Publ., Oxford, 557 pp.
- Ricci-Lucchi, F., 1975. Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). *J. Sedim. Petrol.*, 45: 3–43.
- Robertson, A. H. F. & Hudson, J. D., 1974. Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. In: Hüs, J. K. & Jenkyns, M. C. (eds), *Pelagic Sediments on Land and under the Sea*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 403–436.
- Roemer, F., 1868. Notiz über die Affindung von Graptoliten bei Willenberg unweit Schönau im Katzbachtale. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 20: 565–588.
- Rupke, N. A. & Stanley, D. J. 1974. Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic Basin, western Mediterranean Sea. *Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, 13. Washington, 40 pp.
- Sawicki, L. (ed.), 1967. *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego w skali 1: 200 000. Geological map of the Lower Silesia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Schwarzbach, M., 1933. Das Cambrium der Oberlausitz. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 32 (2): 7–54.
- Schwarzbach, M., 1935. Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbachgebirges. II. *Zentralbl. Min. Geol. Paläont.*, 8. Stuttgart, pp. 273–289.
- Schwarzbach, M., 1939. Die Tektonik des Bober-Katzbach-gebirges. *Jb. Schles. Ges. Cult. Naturwiss.* Breslau, 193: 1–52.
- Shanmugam, G. & Walker, K. R., 1978. Tectonic significance of distal turbidites in the Middle Ordovician Blockhouse and Lower Sevier Formations in east Tennessee. *Am. J. Sci.*, 278: 551–578.
- Shepard, F. P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sedim. Petrol.*, 42: 151–158.
- Stow, D. A. V. & Bowen, A. J., 1978. Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. *Nature*, 274: 324–328.
- Stow, D. A. V. & Bowen, A. J., 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidite currents. *Sedimentology*, 27: 31–46.
- Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: Stow, D. A. V., & Piper, D. J. W., (eds), *Fine-grained Sediments: Deep Water Processes and Facies*. Geol. Soc. Spec. Publ. 2. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 611–646.
- Stow, D. A. V. & Fhanmngam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedim. Geol.*, 25: 23–42.
- Teisseyre, H., 1956. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Świebodzice Depression as a geological unit. *Biul. Inst. Geol.*, 106: 5–60.
- Teisseyre, H., 1960. The principal structural features of the Sudetic Caledonides. *Report of International Geological Congress, XXI Session, Norden, Part XIX*. Copenhagen, pp. 108–119.
- Teisseyre, H., 1963. Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków-Wojcieszów anticline – a representative Caledonian structure in the Western Sudetes. *Pr. Inst. Geol.*, 30: 279–300.
- Teisseyre, H., 1967. Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. *Przewodnik XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 11–45.

- Teisseyre, H., 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*, 4: 7–45.
- Teisseyre, H., 1975. Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. Development and succession of tectonic deformations in the Sudetes metamorphic. In: Grocholski, A (ed.), *Przewodnik XLVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 21–33.
- Teisseyre, H., 1976. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, arkusz Bolków*, 1: 25 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Teisseyre, H., 1977. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów. Arkusz Bolków*, 1: 25 000, Wyd. Geol., Warszawa, pp. 60.
- Teisseyre, H., 1980. Precambrian in South-Western Poland. *Geol. Sudetica*, 15: 7–40.
- Teisseyre, H., Smulikowski, K. & Oberc, J., 1957. *Regionalna geologia Polski, III, Sudety*, vol. 1. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków, 300 pp.
- Underwood, M. B. & Bachman, S. B., 1982. Sedimentary facies associations within subduction complexes. In: Leggett, J. K. (ed.), *Trench-Forearc Geology*. Geol. Soc. Spec. Publ., 10. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 537–550.
- Urbanek, Z., 1978. The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks of the northern part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudetica*, 13: 7–30.
- Urbanek, Z. & Baranowski, Z., 1986. Revision of age of the Radzimowice slates from Góry Kaczawskie Mts. (Western Sudetes, Poland) based on conodonts. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 399–408.
- 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 the northern part of the Kaczawa Mts. *Geol. Sudetica* 10: 155–169.
- Williams, H. Turner, F. J. & Gilbert, C. M., 1954. *Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. Freeman, San Francisco, 406 pp.
- Zimmerle, W., & Gaida, K. H., 1980. Identification of ancient tuff and volcanic components in progressively altered ancient argillaceous sediments. A discussion. In: *International Association of Sedimentologists 1-st European Regional Meeting, Bochum (Germany), Abstracts.*, pp. 251–254.
- Zimmermann, E., 1918. Die Eigenarten und geologische Aufnahmeschwierigkeiten des Bober-Katzbachgebirges usw. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 37: 1–29.
- Zimmermann, E., 1932. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern*, 1: 25 000. Blatt Hirschberg. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Zimmermann, E., 1935. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zur Blatt Bolkenhain*. Lief. 246, Berlin, 48 pp.
- Zimmermann, E., 1937. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zur Blatt Hirschberg*. Lief. 276, Berlin, 70 pp.
- Zimmermann, E., 1941. *Geologische Karte des Deutschen Reiches. Erläuterungen zur Blatt Kauffung*. Lief. 276, Berlin, 95 pp.
- Zimmermann, E. & Berg., 1932. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern*, 1: 25 000. Blatt Kauffung. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Zimmermann, E., & Haack, W., 1929. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern*, 1: 25000. Blatt Bolkenhain. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.

Summary

**LITHOFACIES CHARACTERISTICS
OF TRENCH-FILL METASEDIMENTS
IN THE RADZIMOWICE SLATE (PALAEOZOIC),
SUDETES, SW POLAND**

Zdzisław Baranowski

INTRODUCTION

The term "Radzimowice Slate" (German: "Altenberger Schiefer") was introduced by Zimmermann (1918) to describe a sequence of tectonized, dark coloured, phyllite-type "banded" shales, cleaved greywackes and siliceous metashales occurring in the S part of the Góry Kaczawskie Mts. The subsequent works were aimed only at selected problems concerning the age and structural position of the Radzimowice Slate (Dahlgrün, 1934; Block, 1938; Schwarzbach, 1935, 1939; Teisseyre, 1956, 1960, 1963, 1967, 1968, 1975, 1980; Oberc-Dziedzic & Oberc, 1972; Hoth *et al.*, 1985).

The present paper gives the description of rocks constituting the tectonic unit of Radzimowice Slate (or Radzimowice Beds) and presents an attempt at reconstructing the conditions of their sedimentation. The Radzimowice Slate sequence is composed of epimetamorphic rocks; since the paper, however, is dealing with the primary, sedimentary features of these rocks, the nomenclature of sedimentary petrology is used throughout. The classification of Shepard (1954) with modifications by Folk (1968) was employed in description of fine-grained sediments, while in dealing with bed thickness and characteristics of laminae, the classification of Campbell, modified by Gradziński *et al.* (1986) was adopted.

GEOLOGICAL SETTING

The primary feature of geological structure of the Góry Kaczawskie is its vertical bipartity (Teisseyre *et al.*, 1957). The lower, basement complex, from now on referred to as the Kaczawa complex, is composed of epimetamorphosed and strongly deformed Palaeozoic sediments and volcanics. The Kaczawa complex is unconformably overlain with unmetamorphosed, slightly deformed cover sediments and volcanics, Late Carboniferous, Permian, Triassic and Late Cretaceous in age (Fig. 1). The geology of the Kaczawa complex is more comprehensively treated, among others, in papers of Haydukiewicz (1977), Urbanek (1978) and Baranowski *et al.* (1987).

The Kaczawa complex comprises rock sequences ranging in age from Cambrian up to the Early Carboniferous (Visean). It is considered that the Cambrian is represented by the thick sequence of metavolcanic rocks with

lenses of crystalline limestones (Wojcieszów Limestone). The latter were dated palaeontologically as Middle(?) Cambrian (Gunia, 1967; Gorczyca-Skała, 1966). A preliminary radiometric dating of zircons from the keratophyre from the Świerzawa unit yielded a result of 511 ± 39 Ma (C. Pin, 1987, personal communication). In geochemical respect, the metavolcanics can be related to the intraplate volcanism (Narębski, 1980). These are shallow-marine spilite-keratophyre sequences from the environment of either oceanic islands or ensialic initial rift (Narębski, 1980; Narębski *et al.*, 1982, 1986; Baranowski *et al.*, 1984; Kryza & Muszyński, 1987a,b).

An Ordovician age is assigned to the metasediments with intercalations of greenschists, which occur over extensive areas. Only a small amount of the metasedimentary rocks is dated palaeontologically as Middle or Late Ordovician (Baranowski & Urbanek, 1972). The Silurian deposits (graphite shales and metalydites) are, in contrast, well documented palaeontologically (Roemer, 1868; Hundt, 1922; Kornaś, 1977). The Silurian and uppermost Ordovician age is also assigned to the greenschists of the Rzeszów-Jakuszowa unit (Baranowski, 1975; Teisseyre, 1976, 1977; Baranowski *et al.*, 1987). The palaeontologically documented Devonian deposits (Urbanek *et al.*, 1975; Urbanek, 1978; Haydukiewicz & Urbanek, 1986) include sericite and quartz phyllites. In the W part of the Góry Kaczawskie, there occur dark limestones containing Visean conodont fauna (Chorowska, 1978). The Lower Carboniferous sediments are presumably present also in the other areas of the Góry Kaczawskie (Haydukiewicz, 1977; Baranowski & Haydukiewicz, 1984).

Currently, the Kaczawa complex is considered a fragment of a fold-and-thrust belt within the Variscan orogen, folded and metamorphosed during the Sudetic phase (Chorowska, 1978). The existence of thrust sheets was recognized by Schwarzbach (1939) and Teisseyre (1956). In the southern part of the Góry Kaczawskie, parautochthonous Świerzawa unit is distinguished overlain with three thrustsheets (units) (Teisseyre, 1956). These are: (i) the Bolków unit (with the Radzimowice Slate), overthrust from the north by (ii) the Dobromierz unit, and (iii) the highest, Cieszów unit. In the northern part of the Góry Kaczawskie, three block-units are distinguished: of Rzeszów-Jakuszowa, Chełmiec and Złotoryja-Luboradz, bounded by high-angle faults. Each of these blocks supposedly exposed a fragment of a distinct thrust sheet (Jerzmański, 1965). To the west, outside the area shown in Figure 1, two additional units of Wleń and Pilchowice were distinguished by Gierwielaniec (1956).

During the last few years quite a lot of new data have been acquired, concerning the primary sedimentary structures, age and depositional setting of the metasediments and metavolcanics, the distribution of these rocks within successive structural elements, as well as the structural geometry and metamorphism of the Kaczawa complex (among others Urbanek, 1978; Narębski, 1980; Lorenc, 1983; Baranowski *et al.*, 1984; Haydukiewicz & Urbanek, 1986; Urbanek & Baranowski, 1986; Haydukiewicz, 1987a,b; Kryza & Muszyński,

1987a,b). These data constituted the basis on which the team of authors (Baranowski *et al.*, 1987) discussed the structural evolution of the Kaczawa complex in the terms of plate tectonics. In these terms, they considered the Kaczawa complex to form "a structure displaying features of an accretionary prism".

PREVIOUS WORKS

A characteristics of the Radzimowice Slate was first given by Zimmermann (1935, 1937, 1941), who mapped its outcrop area (Zimmermann & Haack, 1929; Zimmermann, 1932; Zimmermann & Berg, 1932). Zimmermann distinguished the Radzimowice Slate on the basis of its lithological features and the high degree of tectonic destruction. He described one typical and three less typical varieties of the Radzimowice Slate. The typical variety is represented by quartz phyllites in which quartz and sericite laminae irregularly alternate. In general, the Radzimowice Slate shows intense cleavage, is strongly tectonically distorted and "mylonitically metamorphosed", which results in its fine-grained greywacke-like appearance (Zimmermann, 1941).

Within the greenschists neighbouring the Radzimowice Slate from the north, a sedimentary-volcanogenic "Lindenweg series" has been distinguished by Block (1938). This sequence, together with phyllites, lydites and volcanics of the vicinity of Dobków as well as phyllites and volcanics of the vicinities of Grudno (Fig. 2), was included by Teisseyre (1956) to the Radzimowice Slate. The whole assemblage was then termed by that author the Radzimowice Beds. As can be inferred from geological sketch maps (Teisseyre, 1956, 1963, 1967, 1980), Teisseyre attributed the name of Radzimowice Beds to a variety of rocks, considered by him as mostly Eo-Cambrian in age, occupying a strictly defined structural position, *vis.* occurring between the rock of Świerzawa parautochthonous unit (considered as Upper Cambrian and Ordovician) and limestones of Bolków unit (considered as Lower Cambrian).

RADZIMOWICE SLATE – GENERAL DESCRIPTION AND DEFINITION

The outcrop area of the Radzimowice Slate (*sensu* Teisseyre, 1956), together with its immediate neighbourhood has been mapped by the present author (Fig. 2). In the field work, the criterion of the geological position (with respect to other deposits of uncertain stratigraphical position) as the main criterion in defining the Radzimowice Slate was dismissed and replaced by specific, primary and secondary features of phyllites composing the main body of the "Radzimowice Beds". These phyllites show the following assemblage of features:

(a) the dominant lithological element of the Radzimowice Slate are phyllites (laminated mudstones), dark grey to black, depending on the amount of graphite admixture;

(b) the phyllites in the Radzimowice Slate contain numerous, thin (a few to some tens of centimetres) intercalations of grey and black siliceous slates;

(c) the phyllites contain thin (few centimetres) interbeds of vari-grained sandstones (lithic wackes) in which volcanogenic material is a dominant component;

(d) the Radzimowice Slate was affected by strong tectonic destruction (shearing), with resulted in obliteration of primary structures marked in variable degree, and in extreme cases, in mylonitization of the rocks;

(e) the Radzimowice Slate comprises strongly recrystallized rocks which refers in particular to feldspar-quartz laminae;

(f) the Radzimowice Slate was affected by widespread albite blastesis, developed in its various parts with varying intensity, whose effects, however, are usually macroscopically discernible.

Both, the above assemblage of features, and the outcrop area of rocks displaying these features approximately correspond to the typical variety of the Radzimowice Slate according to Zimmermann. Thus, the present author returns here to the original concept and name of the Radzimowice Slate.

MAP EXTENT

The areal extent of the Radzimowice Slate is given on the geological map in Figure 2. On the map, there are also shown the boundaries of the Radzimowice Slate (Beds) according to the maps by Zimmermann and Teisseyre. The northern boundary of the Radzimowice Slate outcrop zone is tectonical. It is interpreted here as a thrust fault along which the Radzimowice Slate of the Bolków unit is thrust upon the deposits of the Świerzawa parautochthonous unit. The southern and eastern boundaries, too, are the tectonic ones. The western boundary of the Radzimowice Slate has not been determined. Its supposed location is marked in the zone where layers of fine-grained quartzite (quartz wacke) appear within phyllites similar to those from Radzimowice Slate.

AGE

The Radzimowice Slate was considered as Algonkian (Bederke, 1933; Dahlgrün, 1934; Schwarzbach, 1935, 1939; Block, 1938), Eo-Cambrian (Teisseyre, 1956) and Late Proterozoic in age (Oberc-Dziedzic & Oberc, 1972; Oberc, 1973, 1977; 1980). Temporarily, an opinion was also held by Oberc (1968) as to its (in most part) Ordovician age.

Two sites with fossil remnants (euconodonts) were found in the Radzimowice Slate (Fig. 2). This fact renders impossible the Precambrian age of rocks containing these fossils (Urbanek & Baranowski, 1986). The only conclusion possible from this poorly preserved material is that the relevant rocks could not have been formed before the Late Cambrian or even Early Ordovician

(Urbanek & Baranowski, 1986). The upper age limit for the Radzimowice Slate has not been determined palaeontologically. The present state of knowledge on the geology of the Western Sudetes permits only the conclusion that the Radzimowice Slate formed before the Late Carboniferous.

MAIN PETROGRAPHIC AND SEDIMENTARY FEATURES

The main body of the Radzimowice Slate is constituted by laminated mudstones showing alternation of dark mud with bright silt laminae. Tectonic processes, recrystallization and albitization strongly obliterated the primary sedimentary features in these rocks (Pl. I; Pl. IV: 2; Pl. V: 2; Pl. VI). The mineral composition of mudstone laminae is identical in all the distinguished lithofacies, some variations are observed in that of the silt laminae of particular facies.

PETROGRAPHY

Dark mudstone laminae are composed of sericite, small amounts of muscovite, chlorite and albite, quartz, opaque minerals and variable amount of graphitic material. Sporadically, there occur single flakes of biotite or stilpnomelane and irregular concentrations of rhodochrosite. Single grains and concentrations of quartz and albite blasts are diffused in this background. The blasts, sometimes twinned, up to 2.5 mm in size, are developed at the cost of micas and contain numerous inclusions of minerals from the mudstone laminae. Quite often, relics of deformed mica laminae are preserved within the albite blasts (Pl. XIV: 1). This testifies the para- or postkinematic age of albite blastesis (Oberc-Dziedzic & Oberc, 1972).

Bright laminae are composed of quartz and feldspar (albite) grains of silt size, sometimes with an admixture (up to 20 percent) of sand grains and variable amounts of sericite, muscovite and chlorite, sometimes biotite or stilpnomelane. The thin laminae are composed of quartz silt while the thick ones contain up to 50 percent of feldspar grains. Heavy minerals are represented by zircon and apatite, sometimes also by tourmaline and rutile.

DEPOSITIONAL MECHANISMS

The laminated mudstones show many features characteristic of fine-grained turbidites. Their laminae have sometimes sharp bottoms and gradational (transition into mud) tops. Gradation is present in the silt laminae, as well as graded-bedded sets and sequences with silt laminae of upward-decreasing thickness and frequency of occurrence. Similar features are considered to indicate the turbiditic origin of many recent and ancient fine grained sediments (for review see Stow & Piper, 1984; Pickering *et al.*, 1986).

FACIES ANALYSIS

Some divisions of structure sequences typical of muddy and silty turbidites are recognizable in the Radzimowice Slate. Eight lithofacies have been distinguished within Radzimowice Slate on the basis of the recognized structures and proportions between the mud and silt content. Some of the lithofacies correspond to mapable bodies, while some others can be distinguished only at an outcrop scale.

**Facies of fine-laminated mudstones
with silt laminae**

Silt laminae composed of recrystallized quartz silt are distributed in the mudstone background, showing thicknesses from 3–4 mm down to tenths of millimetre, most often 2 to 0.2 mm. The laminae are parallel and lenticular in shape. Characteristic of this facies is the presence of very thin, indistinct and wispy convolute silt laminae (Pl. II; Pl. V: 1). The silt laminae reveal sharp bottom and top boundaries (Pl. IV: 3), less frequently these boundaries are indistinct (Pl. VIII: 1). Quite often, however, the silt laminae have sharp bottoms and gradational tops (Pl. III). Single laminae show grain gradation reflected in the upward increasing content of the dark mud material (Pl. III: 2). Mudstone and siltstone laminae are often observed. They occur in sets 1 to 6 cm thick, sometime graded laminated (Pl. II: 2; Pl. IV: 1, 3). Taking into account the ratio between the mud and silt content, three types of sets can be distinguished:

- (a) sets with parallel, or less frequently, lenticular, silt laminae 3 to 0.2 mm thick, prevailing or equal to the content of mud laminae (Pl. IV; Pl. V: 2; Pl. III: 1);
- (b) sets in which mud laminae dominate (Pl. II; Pl. IV: 1). In such sets, thin, indistinct, frequently lenticular, and wispy, convolute laminae occur;
- (c) massive sets devoid of silt laminae or with a small number of thin bands and lenses of silt (Pl. II: 1, 2; Pl. V: 1).

The laminated mudstones of this facies are located in the range of $T_2 - T_8$ divisions of the standard sequence of mud turbidites (Stow & Shanmugam, 1980). However, the upper divisions of this sequence are practically unrecognizable in the Radzimowice Slate. It proved impossible to determine whether the layers of the structureless mudstone representing the $T_7 - T_8$ divisions of the sequence corresponded to hemipelagic or pelagic sediments.

The sedimentary structures observed in the facies described here (parallel, lenticular, indistinct & wispy lamination, grain gradation in silt laminae) and their succession evidence a relatively slow deposition of sediment from low-concentration turbidity currents (*cf.* Pickering *et al.*, 1986).

Facies of coarse-laminated mudstones with silt laminae

In mudstones of this facies, silt laminae are composed mostly of quartz and feldspar, the content of the latter attaining up to 60–70 percent of the volume of a lamina. The silt laminae, from 4 to 15 mm thick, are flat lenses or irregular parallel laminae. The silt layers often show internal parallel or lenticular lamination (Pl. VII: 2, 3). The boundaries of laminae are usually sharp. Less frequently are observed grain-graded laminae, with sharp bottom and gradational top boundaries. Sometimes the bottom surfaces of laminae show indistinct load structures (Pl. VII: 3).

Sometimes there are present sequences composed of a basal silt layer, followed by a mud layer with thin, lenticular bands of silt, and next by a set of silt and mud laminae (Pl. VIII: 1). In the facies here discussed there occur, too, sets up to 4 cm thick, composed of coarse, lenticular silt laminae alternating with mud laminae.

The thick, irregular laminae of silt and mud, classed into this facies, correspond to the bottom divisions ($T_0 - T_2$) of the standard sequence of mud turbidites. The lenticular shape of coarse-grained silt and sandy silt laminae, internal lamination of basal layer, the presence of load structures and convolute laminae can be explained by relatively fast deposition from low concentration turbidity currents. During the deposition, conditions of traction transport of the material must have temporarily occurred too (Stow & Shanmugam, 1980; Pickering *et al.*, 1986).

Facies of laminated siltstones

The laminated siltstones occur among mudstones as layers 3 to 4 cm thick, showing sharp bottom and gradational top boundaries (Pl. VIII: 2). The siltstone layers are internally laminated with thin mud laminae which separate parallel, less often lenticular, silt laminae 1–5 mm thick (Pl. VIII; Pl. IX: 1, 2). Within individual layers, some of the laminae showing grain gradation display sharp bottom and indistinct top boundaries (Pl. VIII: 2). The internal lamination in siltstones is often of graded lamination type (Pl. VIII; Pl. IX: 1, 2).

The laminated siltstones correspond to the graded lamination division (*B*), or to that of parallel and cross lamination (*BC*) of the standard sequence of silt turbidite (van der Lingen, 1969) modified from the Bouma model turbidite sequence (Bouma, 1962). The morphological features of the laminae and textural properties of the sediment indicate the deposition from low concentration turbidity currents (Pickering *et al.*, 1986).

Facies of fine-grained sandstones (quartz wackes)

Dark-grey quartzites of this facies occur in the western end of the Radzimowice Slate outcrop area (Fig. 2). Until the recognition of the western boundary of this area, the fine-grained sandstones can be regarded as one of

the Radzimowice Slate facies. The sandstones show high maturity of mineral composition and low textural maturity. The framework is composed of very fine- and fine-grained (0.1–0.2 mm), well rounded quartz grains (Pl. X: 1). The matrix (20–30 volume percent) comprises recrystallized quartz silt, dark graphitic material and sericite. According to Gilbert's classification (Williams *et al.*, 1954) modified by Dott (1964), these rocks are quartz wackes. The quartz wackes occur within the dark laminated mudstones as single beds 10–20 cm thick, only seldom exceeding 1 m in thickness. Massive sandstone beds do not show graded bedding. Under microscope an indistinct internal lamination of beds becomes visible. Parallel and lenticular laminae 2–7 mm thick, sometimes showing grain gradation are separated by very thin laminae and bands of graphite-sericite material.

The thickness of beds, their grain size and distribution as well as internal lamination allow a comparison with a base missing sequences of sand turbidites. Supposedly the beds of quartz wackes correspond to *Tbc/e* or *Tb/de* sequences of Bouma (1962) model.

Facies of medium- and coarse-grained sandstones (lithic wackes)

Thin interlayers of dark, strongly recrystallized sandstones of this facies, spotted when weathered, occur within the laminated mudstones all over the outcrop area of the Radzimowice Slate. Quantitatively, however, they constitute only an insignificant component of this series. The sandstones are characterized by immaturity of textural and mineral composition. Their framework is composed of angular, tabular rock fragments and isometric grains of feldspar and quartz. The grain size changes, as a rule, together with the bed thickness from grains of medium- and coarse-grained sand sometimes very coarse-grained sand, in layers 3–4 cm thick, down to medium- or fine-grained sand in laminae few millimetres thick. The framework is „diluted” (Pl. X: 2), so that matrix constitutes 20–40 percent of rock volume. According to the classification by Gilbert with Dott's (1964) modifications, these sandstones are lithic wackes.

Mosaic aggregates of feldspars interspersed with flakes of green chlorite are dominant in the framework (Pl. X: 2). Sometimes, in the fine-grained feldspar background, there occur tabular feldspar crystals. The structure and mineral composition of the described rock fragments evidence their volcanogenic origin (*cf.* e.g. Zimmerle & Gaida, 1980). Metamorphosed fragments of volcanogenic rocks are usually difficult to identify. In such case, the similarity of these fragments to feldspar-chlorite intergrowths from the Góry Kaczawskie greenschists facilitates the identification. The discussed lithic wackes contain also fragments composed of fine-grained quartz-feldspar aggregates, as well as coarse-grained intergrowths of feldspar and quartz, polycrystalline quartz grains, and fragments of granophyre intergrowths. Presumably these are

fragments of plutonic and metamorphic rocks. Sedimentary rocks in these fragments are represented by sericite and siliceous slates. Moreover the framework contains monocrystalline grains of quartz and feldspar (albite).

In stronger recrystallized rock samples, the boundaries between the framework and matrix become obliterated. In many cases, the recrystallization completely obliterated the structure and texture of the rock. In such "dirty" and "turbid" feldspar mass it is only quartz grains and fragments and also larger sericite slate fragments that preserve their individuality.

The lithic wackes occur in layers and laminae from several millimetres up to 3–4 cm thick. Sometimes these layers show sharp bottom and transitional top boundaries and more or less distinct grain gradation (Pl. XI: 1). Most layers display internal lamination. Individual laminae, 2 to 10 mm thick often show sharp bottom and gradational top boundaries. Graded lamination is visible in some samples.

The sandstones of the discussed facies are comparable with *Tb/de* or *Tb/e* turbidite sequence of Bouma (1962). Thinner layers and laminae of medium- and fine-grained lithic wackes occur in sequences corresponding to the bottom part of the mud turbidite model of Stow & Shanmugam (1980). A kind of deviation from the model bed is in this case the thicker size class of T_0 division. Not taking into account these details, the mode of development of the beds and textural features of the sediment indicate their deposition from low-concentration turbidity currents (*cf.* Pickering *et al.*, 1986).

Facies of chaotic deposits

The facies comprises deposits of features indicative of their redeposition by gravity mass transport processes.

The origin of the breccia-type deposits within the Radzimowice Slate is difficult to explain. In extreme cases, the disruption of silt and sand laminae is of mylonitic type (Pl. XI: 2, 3). In other cases, the torn-apart fragments of silt laminae are oriented parallel to the foliation of rock (Pl. XII: 1). This illustrates, presumably, the incipient stages of tectonic breccia formation. In general, the present author ascribes a tectonic origin to those breccia-like rocks that show well developed foliation, and excludes them from among the chaotic deposits.

Subfacies of sedimentary breccia

In few localities within the Radzimowice Slate (Fig. 2), rock fragments of sedimentary breccia-type have been found in weathering waste. The matrix of this breccia is massive, non-foliated or weakly foliated mud, in which there occur rock fragments from a millimetre up to a few centimetres in size (Pl. XII: 2, 3). The muddy matrix is recrystallized and albitized. The rock fragments

represent rocks from the Radzimowice Slate (siltstones and lithic wackes). They are oval in shape, less frequently angular. The textural and structural features of the breccia testify to its origin in debris flow process.

Subfacies of "exotic" blocks

The facies of chaotic deposits contains also isolated blocks of crystalline limestones and greenschists, a few to several hundred metres in diameter (Fig. 2). These blocks correspond to shallow-marine facies (Baranowski & Lorenc, 1981; Lorenc, 1983; Piotrowski, 1983) – in contrast to the deposits in which they are embedded. The shape of the blocks and their distribution seem to evidence that they are olistoliths which glided down the slope into the basin in which the Radzimowice Slate has accumulated.

Near Podgórkki (Fig. 2), a gentle ridge, approx. 1 km long is expressed in the topography. It is composed of isolated blocks of brecciated crystalline limestones. The breccia is composed of chaotically dispersed, oval and angular fragments ranging in size from a millimetre to several tens of centimetres. The matrix is massive dolomitic limestone. Larger fragments are fractured. The fractures do not continue into the matrix (Pl. XIII). Presumably these breccias are debris from the basin slope. The slates in which the limestone blocks occur are not exposed, hence the complete assemblage of features typical of olistostrome (*cf. e.g. Abbate *et al.*, 1981*) has not been observed. Nevertheless, the shape and distribution of the blocks seem to indicate that they are elements of an olistostrome.

Facies of siliceous and graphite slates

Siliceous and graphite slates form intercalations within the laminated mudstones. No organic remnants have been found so far in the siliceous slates, nevertheless, their lithological features seem to indicate that they are metamorphosed radiolarites. Silimar but less recrystallized siliceous slates of the neighbouring areas of the Góry Kaczawskie usually contain fragments of radiolaria (Baranowski, 1975).

The laminae and layers of the siliceous slates show thicknesses from a few millimetres up to twenty centimetres, in few cases up to 2–3 m. Inside, the layers of graphite-rich and quartz-rich laminae alternate (Pl. I: 3). Sometimes internal parallel or lenticular lamination and indistinct grain gradation are present within the laminae (Pl. XIV: 2). Such structures, indicative of turbidity currents involved in the deposition of this sediment, are known from pelagic radiolarites (Nisbet & Price, 1974; Garrison, 1974; Robertson & Hudson, 1974; Folk & Mc Bride, 1978). The alternation of siliceous and clay laminae is typical of some pelagic and hemipelagic deposits (Stow & Piper, 1984).

The mineral composition together with the structural and textural features

of the siliceous slates allow an assumption that they represent pelagic or hemipelagic sediment (*cf.* Ramsay, 1973; Berger, 1974; Jenkyns, 1978; Stow & Piper, 1984).

Facies of mafic tuffites

This facies is represented by sporadic occurrence of dark grey and green chlorite-albite slates, ten to several tens of centimetres thick, interbedded with the laminated mudstones and siliceous slates. The tuffite layers show internal lamination. Coarse-grained laminae, 2–8 mm thick, are composed of albite crystals, interspersed with chlorite and sericite. One to twenty millimetres slate laminae comprise fine-grained chlorite, blasts of albite (10–50 percent) and opaque minerals. The chemical composition of these rocks does not differ from that of spilitized basalts, but differs considerably from that of typical Radzimowice Slate (Table 1).

The described rocks are interpreted here as mafic tuffites.

LITHOFACIES ASSOCIATION OF THE RADZIMOWICE SLATE AND ITS COMPARISON WITH DEEP WATER STANDARD FACIES

The lithofacies described in the previous chapter constitute an assemblage of uniform features and can be considered one lithofacies association. In this association dominant are fine- and coarse-laminated mudstones with numerous intercalations of siliceous and graphitic slates and structureless mudstones. Less numerous are the intercalations of laminated siltstones and lithic wackes. This rock assemblage forms multitude of recurrent sequences of average thickness attaining several up to twenty centimetres. Such sequences sporadically contain also sedimentary breccias and olistoliths. The sequences represent turbidites interbedded with hemipelagites and/or pelagites as well as debris flow and slide deposits. The hemipelagic/pelagic deposits, apart from the siliceous and graphitic slates, as well as a part of structureless divisions, include also mafic tuffites (*cf.* e.g. Fergusson, 1985). In the western end of Radzimowice Slate outcrop area, the thin intercalations of lithic wackes are replaced by fine-grained layers of quartz wackes. This variation in sandstone composition may be explained by the corresponding change in the source area.

The lithofacies distinguished within the Radzimowice Slate are in line with the classification scheme of the recent and ancient deep-sea facies (Pickering *et al.*, 1986) and with that concerning the turbidites and associated deposits (Mutti & Ricci Lucchi, 1972, 1975).

According to the former classification the facies association of the Radzimowice Slate corresponds to the association *D2.1, D2.2, D2.3, E1.2, F1.1, F2.2, G2.1*.

On the other hand, the Radzimowice Slate facies correspond to the following facies of the latter classification respectively: facies of fine-laminated mudstones with silt laminae, facies of coarse-laminated mudstones with silt

laminae and facies of laminated siltstones — to subfacies D_3 ; facies of quartz wackes and facies of lithic wackes — to subfacies D_2 ; facies of chaotic deposits — to the facies F ; facies of siliceous and graphitic slates and facies of mafic tuffites — to facies G . Thus, in terms of Mutti and Ricci Lucchi's classification, the association of the Radzimowice Slate is an equivalent of association D_2 , D_3 , F , G .

PROVENANCE

In the triangle plot QFL , $QmFLt$ and $QpLvLs$ (Dickinson & Suczek, 1979) the lithic wackes from the Radzimowice Slate (point in Fig. 4 represents the mean value of three analyses) are located in the field of sandstones of magmatic arc provenance. The quartz wackes correspond to the sandstones of continental block provenance (Fig. 4, QFL triangle). If the quartz wackes really belong to the Radzimowice Slate, than this complex does contain material coming from two distinct source areas. It is possible that the material of the lithic wackes comes from a magmatic arc located closer to the Radzimowice basin, from where it was supplied perpendicularly to the basin and next distributed by turbidity currents along its axis (*cf.* Dickinson, 1982). On the other hand, the material of quartz wackes, of features indicative of multiple redeposition, might have been transported by longshore currents from areas distant from the Radzimowice basin. A similarity seems to appear between the ancient Radzimowice basin and the recent Sunda trench (Moore *et al.*, 1982) in respect of the type of sediments and the system of sediment transport within them.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENT

The most important features of the Radzimowice Slate, on the basis of which an attempt to reconstruct their depositional environment can be undertaken, may be summarized as follows:

1. The Radzimowice Slate represents marine sediment, as can be inferred from its lithology and the presence of conodont fauna.
2. The Radzimowice Slate is dominated by facies with material of clay and silt (mud) grain size.
3. The Radzimowice Slate constitutes a facies association representing turbidites interbedded with hemipelagites/pelagites and with chaotic deposits.
4. The deposits of Radzimowice Slate lack structures indicative of shallow-marine sedimentation. The preserved sedimentary structures evidence deposition below the wave base.
5. The complex of Radzimowice Slate as a whole displays a uniform lithological character.
6. Dark colour of sediments and the content of graphite, pyrite and rhodochrosite indicate that the deposition took place on a basin floor where reducing conditions (close to euxinic) prevailed.

7. A considerable, however difficult to assess, primary thickness of the Radzimowice Slate was presumably at least 1000 m.

Some of the above features correspond to those diagnostic of flysch deposits (Dzuleński & Smith, 1964; Dzuleński & Walton, 1965). The dominance of mudstones over sandstones and mode of development of turbidite sequences permit to consider the Radzimowice Slate as a shaly flysch.

The facies association of the Radzimowice Slate corresponds well to the model of sedimentation in an oceanic trench (Underwood & Bachman, 1982). In this model, depending upon the structural style and sedimentary facies association, two groups of trench-floor deposits and trench-slope deposits were distinguished. The trench-floor deposits differ from those of trench-slope in their structural style. They are more strongly deformed than the slope sediments (*cf.* also Moore & Karig, 1980).

Because of polyphase tectonics of the Kaczawa complex, when comparing the Radzimowice Slate sediments to the model of oceanic trench sediments, one can take into account only the lithofacies associations. In the description of their model, Underwood and Bachman (1982) use the nomenclature of turbiditic facies concordant with the classification of Mutti & Ricci Lucchi (1975), understood only its general sense. In such general terms, the association of Radzimowice Slate is expressed as *D, F, G*. Within this association it is difficult to establish the quantitative content of particular, generalized facies (especially the amount of hemipelagic/pelagic sediments of facies *G* and sedimentary breccias of facies *F*). Probably this content can be expressed as *D,(E),G*. The association of Radzimowice Slate expressed in this general way as *D, F, G* is comparable with the association (*D*),(*F*),*G* characteristic of the slope or basin plain of "starved" trench or with the association *D,(F),G* characteristic of the slope or basin plain of immature slope basin in the model of Underwood and Bachman (1982).

The lithofacies association and the remaining features of the Radzimowice Slate indicate that it was deposited in an environment comparable to that of trench-floor or trench-slope basin (immature slope basin). Such an interpretation is supported, too, by the petrographic composition of the Radzimowice Slate lithic wackes. In the triangle plots *QFL, QmFLt, QpLvLs* (Dickinson, 1982) their projection point is located within the field of sandstones from the Circum-Pacific system of island arcs and oceanic trenches (Fig. 5).

In the surroundings of the Radzimowice Slate, like in the whole eastern part of the Góry Kaczawskie (Fig. 1), there occur tectonic intercalations of large spilite-keratophyre bodies, a considerable part of which is constituted by pillow lavas. As mentioned earlier, these bodies are either oceanic island volcanics or those from ensialic initial rift. If further investigations prove the oceanic character of the Kaczawa complex volcanics, then the interpretation of the Radzimowice Slate as oceanic trench deposits will be confirmed.

Translated by Pawel Aleksandrowski

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATION OF PLATES

Plansza I – Plate I

Powierzchnie zglądów okazów typowych łupków radzimowickich
Polished surfaces of specimens of typical Radzimowice Slate

- 1 – Zrekrytalizowany, zalbityzowany i sfaldowany mułowiec z cienkimi laminami pyłowymi. Pierwotna struktura nieczytelna
Recrystallized, albitized and folded mudstone containing thin silt laminae. Primary structure not visible
- 2 – Stektonizowany, zalbityzowany mułowiec laminowany. Laminny pyłowe porozrywane i wyszczekowane
Tectonized and albitized laminated mudstone. Silt laminae disrupted and transformed into lenses
- 3 – Stektonizowany, częściowo zbrekcjowany, grubo laminowany mułowiec
Tectonized, partly brecciated, thick-laminated mudstone

Plansza II – Plate II

- 1 – Cienkie, delikatne, „wiotkie” laminny pyłowe w mułowcowym tle, deformowane przez złupkowanie prostopadłe do laminacji. Człony $T_4 - T_6$ turbidytu mułowego
Thin, subtle, wispy silt laminae in mudstone matrix deformed by cleavage normal to lamination. $T_4 - T_6$ divisions of mud turbidite
- 2 – Cienko laminowany mułowiec, silnie zalbityzowany (jasne punkty i plamy w ciemnym tle mułowcowym). Człony $T_3 - T_7$ turbidytu mułowego
Thin-laminated, strongly albitized (bright points and spots on dark mudstone background) mudstone. $T_3 - T_7$ divisions of mud turbidite
- 3 – Cienko laminowany, zalbityzowany mułowiec. Widoczna reorientacja łuszczyków (serycytu), związana ze złupkowaniem tnącym skośnie laminację
Thin-laminated, albitized mudstone. Note reorientation of mica crystals (sericite) associated with cleavage cutting lamination obliquely

Plansza III – Plate III

Zdjęcia mikroskopowe lamin pyłowych, Nikole równoległe zawartości. Długość znaczka pomiarowego 0,5 mm

Microphotographs of silt laminae. Parallel nicols. Scale bar is 0.5 mm long

- 1 – Ostra granica spągowa i nieostra granica stropowa lamin pyłowych (jaśniejszych)
Sharp bottom and gradational top of silt (bright) laminae
- 2 – Uziarnienie frakcjonalne laminny pyłowej, wyrażające się wzrostem zawartości substancji mułowej (ciemnej) w jej górnej części
Grain-size gradation in silt laminae, expressed by increased content of mud (dark) towards top
- 3 – Ostra granica spągowa i nieostra granica stropowa laminny pyłowej (środkowa część zdjęcia)
Sharp bottom and gradational top of silt laminae (middle part of photograph)

Plansza IV – Plate IV

- 1 – Dolna część próby: poziomo laminowany, frakcjonowany mułowiec pyłasty przechodzący ku górze w mułowiec masywny (człony $T_3 - T_7$). Górna część próby: grube, nieregularne, soczewkowate laminny pyłowe następnej jednostki depozycyjnej mułowego turbidytu (człony $T_0 - T_1$)

Lower part of specimen shows graded, horizontal silt laminae in mud, passing upwards into massive mudstone ($T_3 - T_7$ divisions). Upper part of specimen shows thick, irregular, lens-shaped silt laminae of the overlying depositional unit (mud turbidite $T_0 - T_1$ divisions)

- 2 – Tektonicznie zdeformowany laminowany mułowiec pylasty
Tectonically deformed laminated mudstone containing silt laminae
- 3 – Cienkie, nieregularne, soczewkowate laminy pyłowcowe w złupkowanym mułowcu (człony $T_2 - T_3$ turbidyty mułowego)
Thin, irregular and slightly lenticular silt laminae in cleaved mudstone (mud turbidite $T_2 - T_3$ divisions)

Plansza V – Plate V

- 1 – Sfoliowany, masywny mułowiec z cienkimi smugami i soczewkowatymi skupieniami pyłu w dolnej części próby (człony $T_6 - T_7$ turbidyty mułowego)
Foliated massive mudstone with thin streaks and lens-shaped concentrations of silt in the lower part of specimen (mud turbidite $T_6 - T_7$ divisions)
- 2 – Cienko laminowany mułowiec pylasty, w którym granice między laminami uległy zatarciu wskutek silnej rekrystalizacji i blastezy albitowej. Widoczna ostra granica spągowa zestawu
Thin-laminated mudstone with silt laminae. Boundaries between individual laminae obliterated because strong recrystallization and albite blastesis. Note sharp bottom of the set

Plansza VI – Plate VI

- 1 – Mułowiec objęty blastezą albitową (jasne punkty i plamy w ciemnym, mułowcowym tle)
Mudstone affected by albite blastesis (bright points and spots on dark mudstone background)
- 2 – Laminowany mułowiec objęty blastezą albitową. W silnie zalbityzowanych partiach próby (środkowa i górna część zdjęcia) pierwotne cechy skały uległy zatarciu
Laminated mudstone affected by albite blastesis. In strongly albitized fragments of the specimen (middle and upper parts of the photography) primary features of rock are obliterated
- 3 – Niemal kompletnie zrekrytalizowany i zalbityzowany laminowany mułowiec, makroskopowo przypominający warstwę związłego, masywnego kwarcytu
Almost completely recrystallized and albitized laminated mudstone, macroscopically resembling hard, massive quartzite

Plansza VII – Plate VII

- 1 – Gruba, pylasto-piaszczysta lamina bazalna (człon T_0), wyżej ciemna, gruba lamina mułowcowa ze smugami pyłowymi (człon T_1). Nad nią zalbityzowany i zrekrytalizowany zestaw cienkich lamin pyłowych o zatartych granicach
Thick, sandy silt basal laminae (T_0 division), overlain by dark, thick mud laminae with silt streaks (T_1 division), followed in turn by set of albitized and recrystallized silt laminae with obliterated boundaries
- 2 – Gruba, soczewkowata lamina pylasto-piaszczysta, pogrubiona w przegubie fałdu. Widoczna laminacja wewnętrzna
Thick, lenticular sandy silt laminae, thickened in a fold hinge. Note internal lamination
- 3 – Pyłowcowa lamina bazalna z wewnętrzną laminacją poziomą i soczewkowatą. W prawej części zdjęcia widoczne pogrzy. W spągu laminy złupkowany mułowiec
Basal silt laminae with internal horizontal and lenticular lamination. Note load casts on right-hand side of the photo and cleaved mudstone in the bottom part of the lamina

Plansza VIII – Plate VIII

- 1 – Laminowany pyłowiec o naprzemianległych laminach pyłowcowych i mułowcowych. W górnej części zdjęcia widoczna ostra granica spągowa i nieostra granica stropowa laminy pyłowcowej
Laminated siltstone with alternating silt and mud laminae. Upper part of the photo shows a silt laminae with gradational top
- 2 – Dwie warstwy laminowanych gradacyjnie pyłowców o ostrych granicach spągowych i nieostrych granicach stropowych. W dolnej warstwie widoczne uziarnienie frakcyjne pojedynczych lamin (wzrost zawartości ciemnej substancji mułowej w górnych częściach lamin pyłowcowych)
Two layers of graded laminated siltstones with sharp bottom and diffuse top. Lower layer shows gradation within single laminae

Plansza IX – Plate IX

- 1 – Pyłowiec laminowany gradacyjnie. W niektórych laminach widoczne ostre granice spągowe i nieostre granice stropowe
Graded laminated siltstone. Some laminae show sharp bottoms and gradational tops
- 2 – Pyłowiec laminowany gradacyjnie, o malejącej ku górze miąższości lamin pyłowcowych
Graded laminated siltstone showing thinning-up silt laminae
- 3 – Łupek krzemionkowy. Widoczne czarne laminy bogate w substancję grafitową i szaroczarne laminy bogate w kwarc. Zgodne żyłki i nieregularne gniazda kwarcu żyłowego – kolor biały
Slicaceous slate. Note black graphite-rich and grey-to-black, quartz-rich laminae. White spots and concordant veinlets consist of vein quartz

Plansza X – Plate X

- 1 – Piaskowiec drobnoziarnisty (waka kwarcowa). Nikole skrzyżowane. Długość znaczka skali 0,1 mm
Fine-grained sandstone (quartz wacke). Crossed nicols. Scale bar is 0.1 mm long
- 2 – Piaskowiec gruboziarnisty (waka lityczna) – okruchy skał wulkanicznych. Nikole równoległe. Długość znaczka skali 0,5 mm
Coarse-grained sandstone (lithic wacke) containing fragments of volcanic rocks. Parallel nicols. Scale bar is 0.5 mm long

Plansza XI – Plate XI

- 1 – Waka lityczna uziarniona frakcjonalnie. W środkowej części próby widoczna nieostra granica stropowa dolnej warstwy i ostra granica spągowa warstwy górnej
Greded lithic wacke showing diffuse top in the lower layer and sharp bottom in the upper layer
- 2 – Mułowiec laminowany o strukturze mylonitycznej. Owalne i soczewkowate fragmenty lamin pyłowcowych w silnie sfoliowanym tle
Laminated mudstone showing mylonitic structure and oval to lenticular fragments of silt laminae in strongly foliated background
- 3 – Mułowiec laminowany o strukturze mylonitycznej. Fakoidalne, soczewkowate i owalne fragmenty lamin pyłowcowych
Laminated mudstone showing mylonitic structure and phacoidal, lenticular to oval fragments of silt laminae

Plansza XII – Plate XII

- 1 – Brekcja tektoniczna. Laminowany mułowiec o porozrywanych laminach pyłowcowych
Tectonic breccia composed of laminated mudstone with disrupted silt laminae

- 2 – Brekcja sedymentacyjna. Owalne fragmenty wak litycznych w niesfoliowanym tle mułowcowym
Sedimentary breccia showing oval fragments of lithic wackes in non-foliated mudstone background
- 3 – Brekcja sedymentacyjna. Owalne i ostrokrawędziste, różnej wielkości fragmenty wak litycznych w niesfoliowanym, zalbityzowanym tle mułowcowym
Sedimentary breccia showing oval and angular fragments of lithic wacke in non-foliated, albitized mudstone background

Plansza XIII – Plate XIII

Wapienna brekcja sedymentacyjna. Na niektórych fragmentach widoczne są spękania, nie obejmujące tła brekcji

Calcareous sedimentary breccia; some clasts show fractures which do not continue into the matrix

Plansza XIV – Plate XIV

- 1 – Blasty para- lub poskinematycznego albitu w typowej odmianie łupku radzimowickiego. Nikole skrzyżowane. Długość znaczka pomiarowego 0,3 mm
Blasts of para- or post-kinematic albite in typical variety of Radzimowice Slate. Crossed nicols. Scale bar is 0.3 mm long
- 2 – Naprzemianległe laminy zrekrytalizowanego kwarcu (jasne) i grafitu (ciemne) w łupku krzemionkowym. W stropowej części grubszej laminy kwarcowej widoczny stopniowy wzrost ilości substancji grafitowej. Nikole równoległe. Długość znaczka pomiarowego 0,5 mm
Alternating laminae of recrystallized quartz (bright) and graphite (dark) in siliceous slate. Top part of thick quartz laminae shows gradational increase of graphite. Parallel nicols. Scale bar is 0.5 mm long

