

Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie)

Zdzisław Baranowski¹, Adam Haydukiewicz¹, Ryszard Kryza¹, Stanisław Lorenc²,
Andrzej Muszyński² & Zdzisława Urbanek³

¹*Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland*

²*Uniwersytet Adama Mickiewicza, Instytut Geologii, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań, Poland*

³*Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław, Poland*

Key words: sedimentary succession, volcanic rocks, volcanoclastic rocks, mélange, Kaczawa complex, Sudetes, Variscan orogeny.

Abstract Based on detailed drill core studies from fourteen boreholes (up to 1500 m deep) and on field observations, the Chełmiec tectonic unit in the northern part of the Kaczawa Mts appears to contain two types of tectonostratigraphic elements. The first is fragments of a stratigraphic sequence, composed mainly of dark muddy slates (metamudstones) and variegated laminated silty-clayey slates (both considered as Ordovician), and of volcanoclastic rocks, greenstones and diabases. The second element is represented by mélange bodies which consist of dark muddy slates (matrix) enclosing fragments of various lithologies: dark siliceous and graphitic slates, light siliceous slates, quartzites, greywackes, variegated silty-clayey slates etc. (probably Upper Devonian or Lower Carboniferous).

Due to the lack of biostratigraphic evidence, the stratigraphic subdivision is based on lithological criteria. Using e.g. the rule of superposition and analysis of lithological contacts and sedimentary and volcanogenic structures, the stratigraphic succession was defined, and three informal lithostratigraphic units were distinguished: (a) an association of metamudstones and diabases, (b) an association of metavolcanoclastic rocks (both within the stratigraphic sequence), and (c) a mélange association. The dark metamudstones and variegated silty-clayey slates of the association of metamudstones and diabases are interpreted as turbidites. The volcanoclastic rocks, of clearly epiclastic character, were delivered episodically from marginal parts of the basin or volcanic heights by denser turbiditic currents and other types of gravity flows. Simultaneously, volcanic activity occurred within the basin itself producing basaltic lavas (now observed as subvolcanic diabases and effusive greenstones), which geochemically correspond to recent mildly alkaline within-plate basalts. The geotectonic setting of the basin is difficult to define precisely but the sequence was probably emplaced in an outer fan or in a basin at a continental margin.

The mélange represents a later stage of the evolution of the Kaczawa Complex. Most probably, it was deposited from gravity flows and slumps in a trench or on a trench slope. Its origin is thought to have been connected within the formation of a Variscan accretionary prism in Late Devonian and Early Carboniferous times.

The rock complex of the Chełmiec Unit experienced several stages of deformation during the Variscan orogeny. The first event resulted in a system of thrusts (and associated folds?) and it was related to (or partly preceded by) the formation of mélange. It is likely that deformation at this stage (and in particular in its later phase) took place under blueschist facies conditions. The second deformation event, probably under greenschist facies conditions, was associated with folding which steepened the earlier foliation and produced new asymmetric folds. The third deformation event, partly under semi-brittle/brittle conditions, is responsible for new thrusts cutting the earlier structures and the formation of large open folds, such as the Bolków-Wojcieszów antiform.

The deformation of the rocks of the Chełmiec Unit was associated with greenschist facies metamorphism. In general, primary sedimentary and volcanic structures are well preserved in the rocks of this unit which often seem to have suffered weaker deformation and metamorphism than that observed in other units of the Kaczawa Mts. No clear evidence of the early high-pressure episode which is widespread in other tectonic units of the Kaczawa Complex has been found in the Chełmiec Unit so far.

WSTĘP

Jednostka Chełmca, wraz z jednostkami Rzeszówka-Jakuszowej i Złotoryji-Luboradza, buduje północną część metamorfiku kaczawskiego. Według Jerzmańskiego (1965) zajmuje ona pozycję środkową wśród trzech ponaśnuwanych na siebie w kierunku północnym jednostek, o prawdopodobnie płaszczowinowym charakterze. Inaczej pozycję tektoniczną tej jednostki przedstawił Haydukiewicz (1977), określając ją jako jednostkę blokową obniżoną względem jednostek sąsiednich.

Jerzmański (1965) wydzielił w obrębie jednostki Chełmca dwa drugorzędne elementy antyklinalne (strefy antyklinalne Myślborza i Pomocnego) oraz dwa elementy synklinalne (strefy Bogaczowa i Stanisławowa). Wajspych (1974a i b), reinterpretując tektonikę tej jednostki uznał, że w jej budowie uczestniczą trzy łuski: Bogaczowa, Stanisławowa i Pomocnego.

Stratygrafia jednostki Chełmca została scharakteryzowana w pracy Jerzmańskiego (1965). Za najstarsze utwory uznał on łupki kwarcowo-serycytowe i serycytowe, należące przypuszczalnie do ordowiku. Powyżej zalegają, według tego autora, łupki krzemionkowe i kwarcyty syluru oraz skały wulkanogeniczne, stanowiące naj młodsze ogniwo i reprezentujące przedział górny sylur-środkowy dewon. Nie ma dotychczas bezpośrednich wskazówek wieku żadnego z wymienionych zespołów skalnych. Uznanie ich przynależności do poszczególnych systemów opierało się przede wszystkim na korelacjach litologicznych z innymi jednostkami Gór Kaczawskich oraz na niepełnym i częściowo błędnym schemacie stratygraficznym Dahlgrüna (1934). Szczegółowe uwagi na temat stratygrafii Gór Kaczawskich, ujmujące także aspekt historyczny, znaleźć można w pracy Baranowskiego *et al.* (1990a).

Wady definiowania niektórych wydzieleni kartograficznych (w tym niekonsekwentne rozróżnianie skał wulkanogenicznych), niewystarczające kryterium petrograficzne wyróżniania odmian skał metaosadowych oraz pominięcie kryterium strukturalnego (np. nieodróżnianie tła melanżu od metamułowców występujących w obrębie sekwencji stratygraficznej) zafałszowały miejscami znacznie obraz kartograficzny omawianej jednostki, zamieszczony w pracy Jerzmańskiego (1965). Zatem interpretacja tektoniczna oparta na częściowo błędnej stratygrafii, przy milczącym założeniu nienaruszonego, w przeważającej części obszaru, pierwotnego następstwa utworów oraz na niezupełnie poprawnej mapie (Jerzmański, 1965), nasuwa poważne wątpliwości.

Celem artykułu jest przedstawienie nieopublikowa-

nych dotąd danych na temat litologii i genezy skał kompleksu kaczawskiego w jednostce Chełmca (Fig. 1). Artykuł przedstawia wyniki szczegółowych badań geologicznych i petrologicznych przeprowadzonych przez autorów w tej jednostce, a także opracowany przez nich materiał pochodzący z wierceń geologicznych wykonanych w rejonie złoża barytu w Stanisławowie w latach 1986–89 przez Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu (pod kierunkiem mgr inż. Z. Borka). Szczegółowo sprofilowano rdzenie 14 otworów wiertniczych (Fig. 2 – 4): 35/S, 36/S, 37/S, 38/S, 39/S, 44/S, 45/S, 54/S, 57/S, 58/S, 59/S, 60/S, PM-1 i PM-2, o łącznej długości około 9000 m. Prawie 10% długości rdzenia zostało przeciętych, z wybranych fragmentów wykonano około 700 szlifów mikroskopowych, wykonano również kilka analiz chemicznych skał oraz analizy dyfraktometryczne i mikrosondowe minerałów. Na podstawie analizy materiału z odśrończeń powierzchniowych oraz wierceń opracowano szczegółową mapę geologiczną rejonu Stanisławowa (Fig. 2) a także nowy szkic geologiczny jednostki Chełmca (Fig. 3), który istotnie różni się od dotychczasowych map geologicznych tego rejonu. Użyte na szczegółowej mapie wydzielenia litologiczne wynikają z detalicznych badań petrologicznych, do przeprowadzenia których doskonałą okazję stworzyły rdzenie wiertnicze. Wydzielenia litologiczne na szkicu geologicznym całej jednostki Chełmca są – w porównaniu do tych na mapie szczegółowej (jak również do tych użytych w schemacie litostratygraficznym) – bardziej zgeneralizowane, ze względu na ograniczone możliwości wykonywania szczegółowych prac kartograficznych poza rejonem wierceń. Materiał z otworów wiertniczych umożliwił również opracowanie nowego podziału litostratygraficznego, który istotnie różni się od poprzedniego schematu zaproponowanego przez Jerzmańskiego (1965).

W zakończeniu artykułu przedstawiono dyskusję na temat procesów sedymentacji i wulkanizmu zapisanych w omawianym kompleksie skalnym oraz prawdopodobnego środowiska geotektonicznego, w jakim procesy te zachodziły.

Ostateczny kształt artykułu powstał niestety już bez udziału dwóch pierwszych autorów: Adam Haydukiewicz zmarł 1.03.1989 r. a Zdzisław Baranowski 6.12.1990 r. Obaj nieodżałowani Koledzy byli filarami "Zespołu Kaczawskiego", który prowadził kompleksowe badania geologiczne w Górach Kaczawskich. Ich wkład w przygotowanie tej publikacji był bardzo istotny.

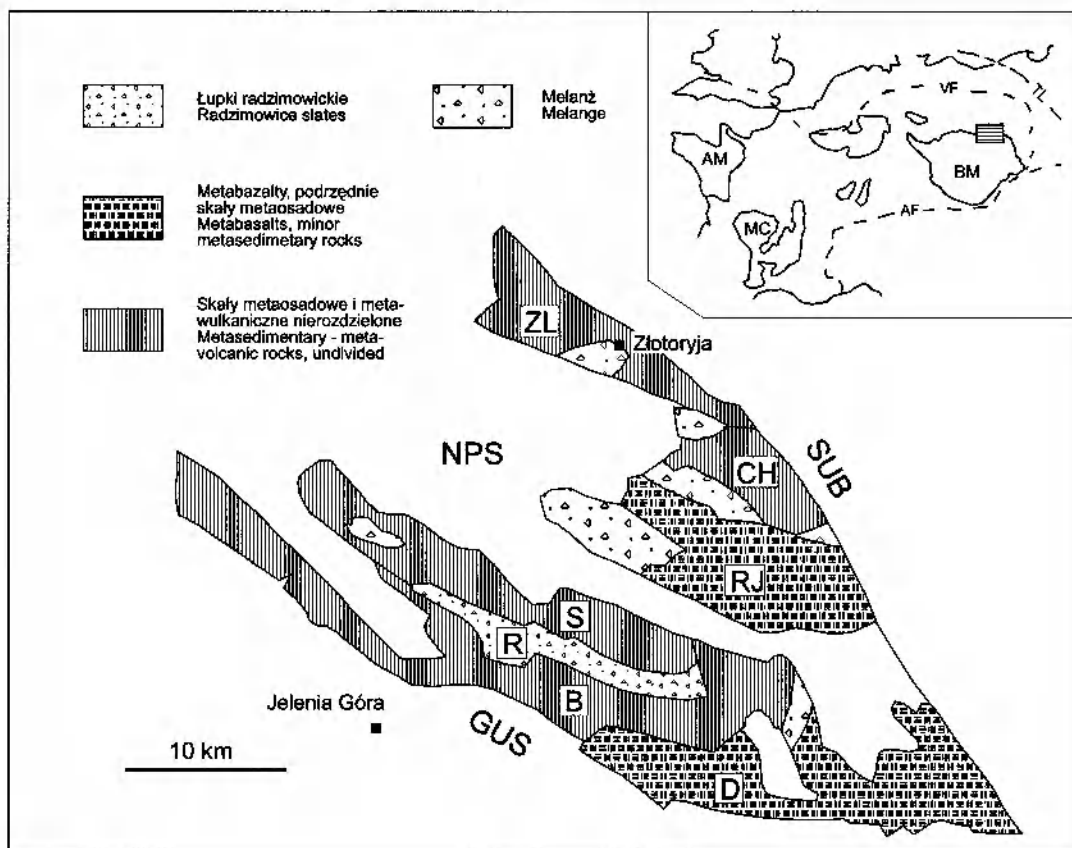


Fig. 1. Szkic geologiczny Gór Kaczawskich i ich lokalizacja na tle pasma warwscyjskiego Europy (oparte na pracach Jerzmańskiego, 1965; Teisseyre'a, 1967; Kryzy & Muszyńskiego, 1992; A. Haydukiewicz - w Baranowski *et al.*, 1990; zmodyfikowane przez autorów). Mapa główna: jednostki tektoniczne: B - Bolkowa, CH - Chełmca, D - Dobromierz, R - Radzimowice, RJ - Rzeszówka-Jakuszowice, S - Świerzawy, ZL - Złotoryja-Luboradz; NPS - niecka północnosudecka, GUS - główny uskók śródsudecki, SUB - sudecki uskók brzeżny. Mapka narożna: AF - front alpejski, AM - Masyw Armorykański, BM - Masyw Czeski, MC - Masyw Centralny, VF - front warwscyjski, TL - linia Teisseyr'a-Tornquista

Geological sketch map of the Kaczawa Mts and their location within the Variscan belt (based on Jerzmański, 1965; Teisseyre, 1967; Kryza & Muszyński, 1992; A. Haydukiewicz - in Baranowski *et al.*, 1990; modified by the authors).

Main map: tectonic units: B - Bolków, CH - Chełmiec, D - Dobromierz, R - Radzimowice, RJ - Rzeszówek-Jakuszowa, S - Świerzawa, ZL - Złotoryja-Luboradz; NPS - North-Sudetic Basin, GUS - Main Intra-Sudetic Fault, SUB - Marginal Sudetic Fault. Inset map: AF - Alpine front, AM - Armorican Massif, BM - Bohemian Massif, MC - Massif Central, VF - Variscan front, TL - Teisseyre-Tornquist line

ZARYS GEOLOGII JEDNOSTKI CHEŁMCA

Jednostka Chełmca ma w większości granice tektoniczne. Od południa ogranicza ją uskók Myślinowa, od północy uskók jerszmanicki, od północnego wschodu sudecki uskók brzeżny, a od zachodu - wschodni brzeg niecki leszczyńskiej (Fig. 1 i 3).

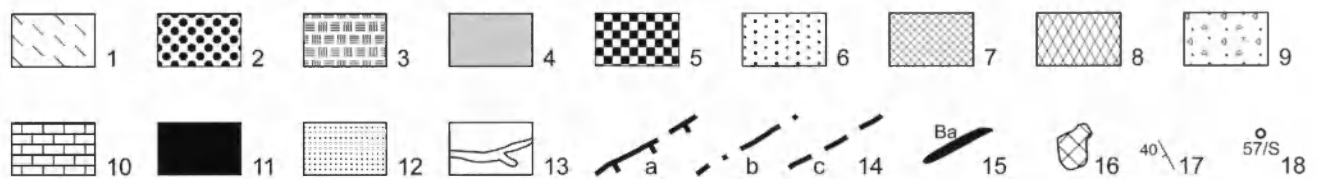
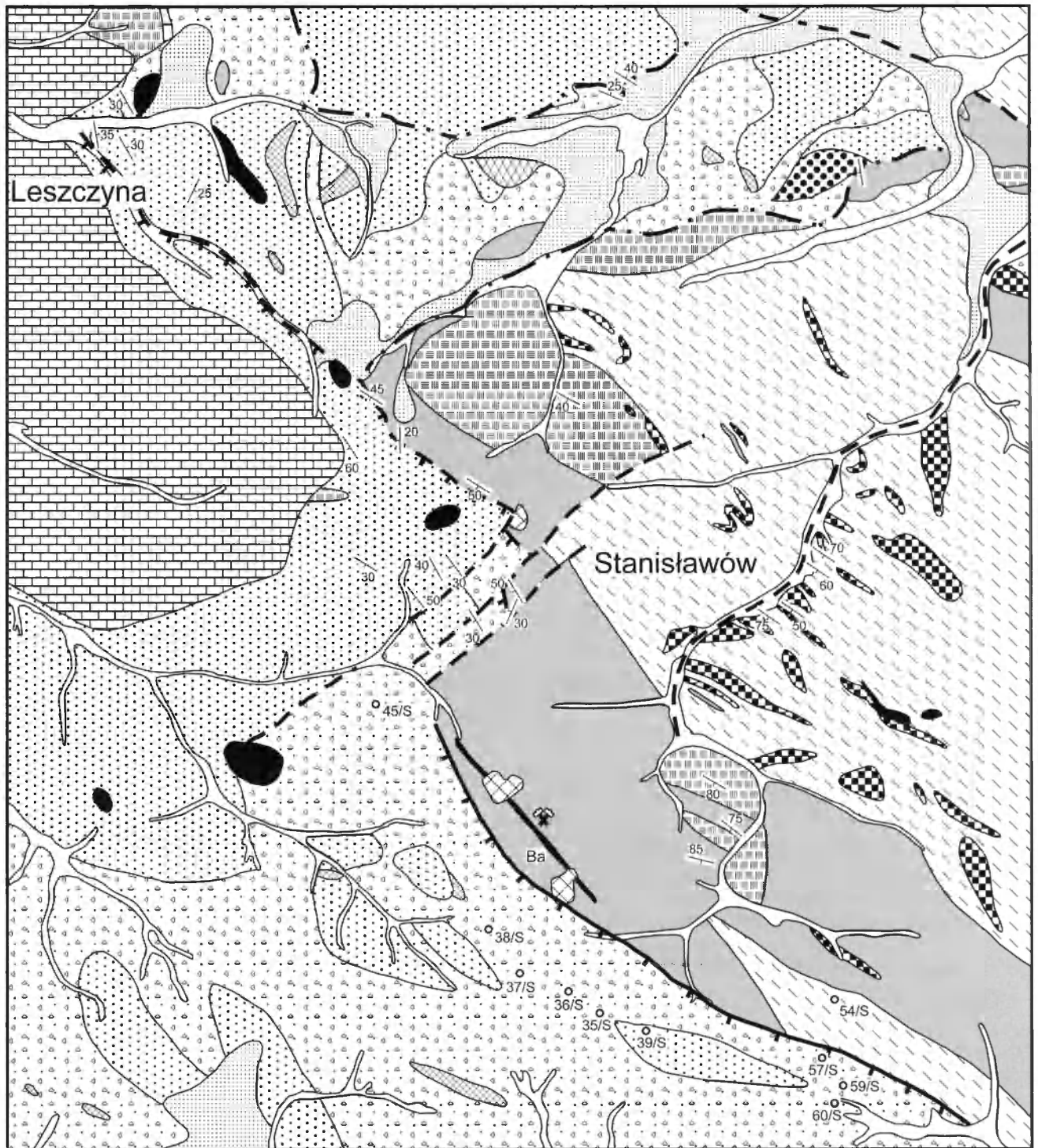
Na skartowanym obszarze (Fig. 2) wydzielono następujące serie skalne:

- skały metaosadowe, metamagmowe i metawulkanoklastyczne reprezentujące warwscyjskie piętro Gór Kaczawskich (kompleks kaczawski)¹,
- piaskowce i wapień permu, należące do skał osadowych piętra laramijskiego synklinorium północnosu-

deckiego (górne piętro Gór Kaczawskich) oraz - aluwia i utwory deluwialne czwartorzędu.

Obszar jednostki Chełmca, na podstawie zróżnicowania litologii i cech strukturalnych, daje się równie podzielić na pięć rejonów (Fig. 3). Są to: rejon Gajki (zajmujący dużą część centralną i wschodnią terenu, pomiędzy Stanisławowem i Chełmcem), rejon Leszczyzny, rejon Pomocnego, rejon Sichowa i rejon Myśliborza. Nazwy te nie mają określonego formalnie znaczenia; ich wprowadzenie ma tylko ułatwić umiejscowienie opisywanych dalej zespołów skalnych. W rejonie Gajki zasadniczą rolę odgrywają ciemne łupki mułowcowe (metamułowce) z przewar-

1 W dalszej części artykułu, ze względów praktycznych mających na celu skrócenie tekstu i tam gdzie nie powoduje to dwuznaczności, na ogół pomija się przedrostek „meta” w nazwach skał epimetamorficznych, w których cechy pierwotne są zwykle wystarczająco dobrze zachowane, by stosować terminologię właściwą dla skał osadowych lub wulkanogenicznych.



stwieniami pyłowców i piaskowców, przetykane sillami diabazów oraz zieleńce i wulkanoklastyki. Wzajemne kontakty tych skał są pierwotne. Rejon Leszczyny (rozdzielony na część północną i południową przez melanż Sichowa) niemal w całości zbudowany jest z laminowanych łupków pyłowo-ilastych, pstrych. Podrzedną rolę odgrywają tu ciemne łupki krzemionkowe (lidyty) i łupki grafitowe kontaktujące być może pierwotnie z łupkami pstrymi. Rejony Pomocnego, Sichowa i Myśliborza zbudowane są z melanżu. Jego tło stanowią ciemne łupki mułowcowe, częściowo zbrekcjowane, z drobnymi fragmentami szarogłazu, kwarcytu i lidyty. W tle tym tkwią większe ciała laminowanych łupków pyłowo-ilastych, pstrych, lidyków i łupków grafitowych oraz szarogłazów, a w rejonie Sichowa również ciała złożone z szarych łupków krzemionkowych.

W niepublikowanym opracowaniu wykonanym na zlecenie Instytutu Nauk Geologicznych PAN (Baranowski *et al.*, 1990b) autorzy, opierając się głównie na układzie wychodni w obrazie kartograficznym, sugerowali obecność struktury fałdowej z zamknięciem przegubowym od zachodu, położonym tuż na NW od Stanisławowa (Fig. 2 i 3). Słabe odkrycie terenu i mała ilość zebranych pomiarów orientacji struktur tektonicznych uniemożliwiają jednak weryfikację tej hipotezy.

Z badań rdzeni wiertniczych wynika, że największa wychodnia melanżu, położona na południe od Stanisławowa, jest ograniczona od północy nasunięciem. W rdzeniach wiertniczych obserwuje się tektoniczny kontakt melanżu z podścielającymi wulkanoklastykami. Dość inten-

sywne okwarcowanie strefy kontaktu wskazuje na półkruchy/kruchy charakter deformacji w strefie tego nasunięcia. Porównując położenie linii intersekcyjnej nasunięcia na mapie z głębokością, na której nawiercono kontakt w kilku otworach, można ocenić, że powierzchnia nasunięcia zapada pod kątem 15–20° w kierunku SW. Podobną orientację ma powierzchnia graniczna wulkanoklastyków (i zieleńców) z metamułowcami występującymi w ich podłożu, a pojawiającymi się na powierzchni w centrum rejonu Gajki w okolicy Stanisławowa. Główna foliacja skał na tym obszarze wykazuje równoległość biegu względem wymienionych dwóch granic, jednak kąty upadu foliacji są na ogół nieco większe (Fig. 2).

W zachodniej części jednostki Chełmca, w rejonie Leszczyny i Sichowa (Fig. 2 i 3), sytuacja jest niejasna. Dwie powierzchnie o przebiegu WSW–ENE, które ograniczają melanż rejonu Sichowa, reprezentują zapewne również nasunięcia, ale kąt i azymut ich upadu są trudne do ustalenia. Położenie foliacji zmierzone zaledwie w kilku odkrywkach tego rejonu, jest w większości skośne do biegu wspomnianych granic melanżu. Nie można wykluczyć, że utwory występujące na N od strefy nasunięcia północnego stanowią duży blok wchodzący w skład melanżu. Podobnie też nie jest wyjaśniona pozycja zwartej masy laminowanych łupków pyłowo-ilastych rejonu Leszczyny (Fig. 2). Mogą one stanowić albo podrzędny element melanżu, albo odrębny, nasunięty element tektoniczny. Rozwiązanie tych problemów wymagałoby przeprowadzenia dalszych szczegółowych badań.

STRATYGRAFIA JEDNOSTKI CHEŁMCA

Brak jakichkolwiek datowań paleontologicznych skał budujących jednostkę Chełmca, skłonił autorów do zaprogramowania w szerokim zakresie poszukiwań szczątków organicznych, w celu wiarygodnego określenia wieku skał oraz przeprowadzenia korelacji stratygraficznej, zarówno w obrębie badanego obszaru, jak i z innymi jednostkami w Górach Kaczawskich. Negatywne wyniki tych poszuki-

wań uniemożliwiły jednak rozwiązanie postawionych problemów. Autorom pozostało przeprowadzenie szczegółowej analizy litologii i rozpoznanie wyłącznie litostratygrafii.

Zastosowanie wyłącznie kryteriów litologicznych do rozwiązania zasadniczych problemów stratygrafii badanej serii skał, zwłaszcza intensywnie zaburzonych tektonicz-

Fig. 2. Szczegółowa mapa geologiczna okolic Stanisławowa.

Paleozoik: 1 – ciemne łupki mułowcowe (metamułowce) z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców, 2 – metaszarogłazy, 3 – zieleńce, 4 – metawulkanoklastyki, 5 – diabazy, 6 – lidyty i łupki grafitowe, 7 – szare łupki krzemionkowe, 8 – ciemne łupki mułowcowe, częściowo zbrekcjowane, z fragmentami szarogłazu, kwarcytu i lidyty (tło melanżu); perm: 10 – piaskowce i wapienie; trzeciorzęd: 11 – bazalty, podrzędnie wulkanoklastyki; czwartorzęd: 12 – gliny zbczowe, 13 – aluwia; 14 – (a) nasunięcia stwierdzone i przypuszczalne, (b) nasunięcia o nieznanym upadzie, (c) uskoki, 15 – strefa mineralizacji barytowej, 16 – hałdy, 17 – orientacja głównej foliacji, 18 – otwory wiertnicze

Geological map of the Stanisławów area.

Palaeozoic: 1 – dark muddy slates (metamudstones) intercalated with siltstones and sandstones, 2 – metagraywackes, 3 – greenstones, 4 – metavolcaniclastic rocks, 5 – diabases, 6 – variegated silty slates, 7 – black cherts and graphite-bearing slates, 8 – gray siliceous slates, 9 – dark slates, partly brecciated, with fragments of graywacke, quartzite and black chert (matrix of melange); Permian: 10 – sandstones and limestones; Tertiary: 11 – basalts and minor volcaniclastic rocks; Quaternary: 12 – loam, 13 – alluvium; 14 – (a) documented and inferred thrusts; (b) thrusts of unknown dip, and (c) faults, 15 – barite mineralization zone, 16 – dumps, 17 – strike and dip of main foliation, 18 – boreholes

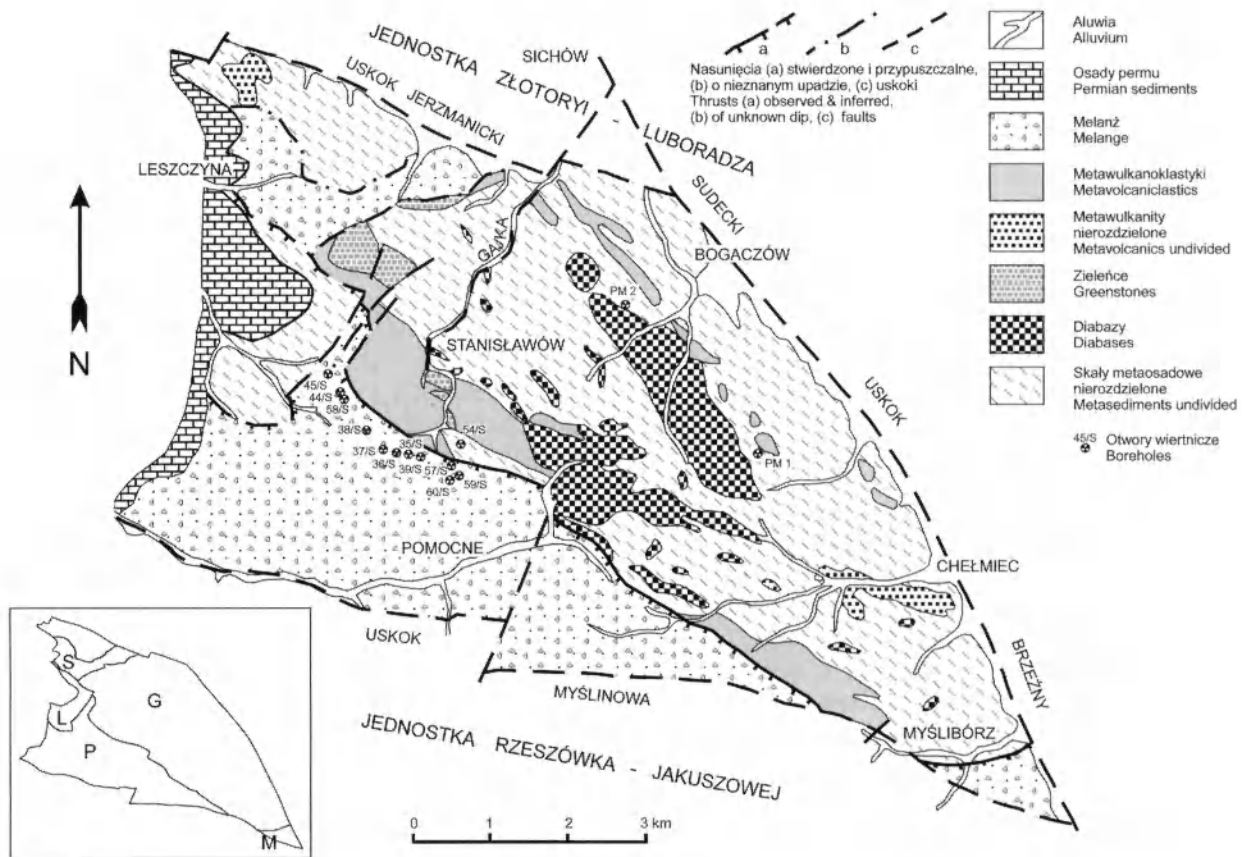


Fig. 3. Szkic geologiczny jednostki Chełmiec.

Mapka narożna pokazuje wydzielone rejony: G - Gajki, L - Leszczyny, M - Myślinowa, P - Pomocnego i S - Sichowa

Geological sketch map of the Chełmiec unit.

Neighbouring tectonic units: Jednostka Rzeszówka-Jakuszowej = Rzeszówek-Jakuszowa Unit, jednostka Złotoryja-Luboradza = Złotoryja-Luboradz Unit; major faults: sudecki uskoc brzeżny = Marginal Sudetic Fault, uskoc jermanicki = Jerzmanice Fault, uskoc Myślinowa - Myślinów Fault. Inset map shows the distinguished areas of: G - Gajka, L - Leszczyna, M - Myślinów, P - Pomocne and S - Sichów

nie profili (uskoki, nasunięcia, fałdy) rzadko pozwala na jednoznaczne interpretacje. Pierwotne następstwo skał w badanych profilach próbowano określić szczegółową analizą kontaktów między poszczególnymi rodzajami skał, przy pomocy wskaźników depozycji osadów oraz formy i charakteru skał wulkanogenicznych.

ZGENERALIZOWANY PROFIL LITOSTRATYGRAFICZNY

Przypuszczalne następstwo warstw w badanym obszarze odtworzono na podstawie superpozycji. W większości otworów, z wyjątkiem 54/S, PM-1 i PM-2, profil litologiczny jest wyraźnie dwudzielny. Budują go dwa odmienne elementy wyróżnione przez Haydukiewicza (1987a, b) w kompleksie kaczawskim. Są to: (1) sekwencja stratygraficzna i (2) melanż.

Sekwencja stratygraficzna²

Zespół skał pochodzenia osadowego i wulkanicznego budujący sekwencję jest niezwykle zróżnicowany litologicznie, zarówno w pionie jak i lateralnie (Fig. 4-6).

Mięszość sekwencji nie została określona, gdyż w poszczególnych profilach mamy do czynienia z wielokrotnie powtarzającymi się zespołami warstw (Fig. 4) budującymi szereg łusek oddzielonych tektonicznymi granicami (powierzchnie nasunięć, powierzchnie uskokowe). Minimalna szacunkowa mięszość sekwencji wynosi przypuszczalnie od kilkuset do 1000 m.

Opisywaną sekwencję tworzą ciemne łupki mułowcowe (metamułowce) z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców, laminowane pstrę łupki pyłowo-ilaste, wulkanoklastyki, diabazy i zieleńce. Łupkom lokalnie towarzyszą w niewielkiej ilości szarogłazy. Wszystkie te skały są ze sobą pierwotnie powiązane, dając wzajemne kontakty sedymentacyjne i intruzyjne.

2 Termin „sekwencja” użyto tutaj w tradycyjnym znaczeniu, bez konotacji wynikającej z terminologii przyjętej w stratygrafii sekwencyjnej.

Dominującym elementem sekwencji są łupki charakteryzujące się dobrze zachowanymi strukturami sedymentacyjnymi. Poza niemal powszechną laminacją, zwykle gradacyjną, spotyka się w nich często struktury pogrążowe, a niekiedy struktury typowe dla nieskonsolidowanego materiału. Struktury sedymentacyjne i charakter osadu wskazują, że są one osadem drobnoziarnistych turbidytów.

Ciemne łupki mułowcowe z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców oraz laminowane pstre łupki pyłowo-ilaste, wraz z towarzyszącymi im szarogłazami, są tradycyjnie uważane za ordowik (Jerzmański, 1965). Podobne do nich skały są znane z innych jednostek Gór Kaczawskich. W jednostce Rzeszówka–Jakuszowej laminowane pstre łupki pyłowo-ilaste w dwu punktach zostały udokumentowane jako ordowickie (Baranowski & Urbanek, 1972; Urbanek, 1975). W trzecim punkcie w tej jednostce stwierdzono ordowickie konodonty w piaskowcach (blok w melanżu) nieodróżnialnych pod względem petrograficznym od piaskowców będących składnikiem wyróżnionego przez Haydukiewicza (1977, 1987a) „zespołu piaskowców, mułowców i iłowców”. Zespół ten opisany przez Baranowskiego (1975) jako flisz, daje się pod względem litologicznym i facjalnym korelować z ciemnymi łupkami mułowcowymi i przewarstwieniami pyłowców i piaskowców z jednostki Chełmca.

Diabazy występują wśród łupków w formie intruzji zgodnych (głównie sillów i być może lakkolitów) o grubości od 1 do 100 m. Ich kontakty są często zgodne z warstwowaniem osadu. Sille diabazowe są szczególnie wspólne w dolnej części sekwencji i stanowią w większości charakterystyczny jej element, aczkolwiek należy podkreślić, iż ich rozprzestrzenienie nie pokrywa się z rozprzestrzenieniem ciemnych łupków mułowcowych, którym na ogół towarzyszą. Diabazów nie stwierdzono w otworach 57/S, PM-1 i PM-2.

Zieleńce występują w podrzędnej ilości. W rejonie Stanisławowa ograniczone są do górnej części sekwencji, w której dominują wulkanoklastyki, a w okolicy Pomocnego sporadycznie występują wśród ciemnych łupków mułowcowych. Miąższość ciał zieleńcowych nie przekracza 20 m. Skały wydzielone jako zieleńce są drobnoziarnistymi lawami zasadowymi, z których część może być uznana za typowe lawy poduszkowe. Wyraźne struktury poduszkowe obserwowano na powierzchni terenu na północ od Stanisławowa.

Wulkanoklastyki tworzą wśród łupków warstwy i zespoły warstw o miąższości 0,5–120 m, przy czym są one na ogół cieńsze (0,5–50 m) w dolnej części sekwencji. Wykazują one duże urozmaicenie i już megaskopowo można wśród nich wydzielić kilka odmian różniących się grubością ziarna, teksturą i strukturą (patrz opis skał w dalszej części pracy).

Górna część opisywanej sekwencji, złożona w przeważce ze skał wulkanogenicznych, może być korelowana z „zespołem wulkanitów i wulkanoklastyków”, wydzielonym przez Haydukiewicza (1987b) w rejonie Starych Rochowic, a zalegającym tam poniżej udokumentowanych paleontologicznie utworów sylurskich.

Melanż

Na różne człony sekwencji nasunięty jest melanż, nazwany wcześniej przez Haydukiewicza (1987b) melanżem Stanisławowa. Zajmuje on rejon Sichowa, Pomocnego i Myśliborza (Fig. 3).

Melanż złożony jest z ciemnych łupków mułowcowych, częściowo zbrekcjonowanych, stanowiących tło oraz bloczków i większych (liczących do kilkuset metrów średnicy) ciał ciemnych łupków krzemionkowych i grafitowych (lidytów), szarych łupków krzemionkowych, kwarcytów, szarogłazów oraz laminowanych pstrych łupków pyłowo-ilastych (Fig. 5).

Melanż Stanisławowa reprezentuje analogiczny typ, jak melanże w rejonie Janówka (w jednostce Świerzawy na Fig. 1) i Rzeszówka (w jednostce Rzeszówka–Jakuszowej; Haydukiewicz, 1987b). Wykazano, że melanże kaczawskie zawierają bloki skał sylurskich i dewońskich (Haydukiewicz op. cit.), a również wiek części łupków wchodzących w skład tła melanżu z Kamiennika w jednostce Rzeszówka–Jakuszowej został przy pomocy konodontów umiejscowiony w przedziale dewon–wczesny karbon (Haydukiewicz & Urbanek, 1987). Dlatego można sugerować, że omawiany melanż Stanisławowa należy do najwyższego dewonu (?) lub dolnego karbonu (Fig. 5).

PODZIAŁ NA JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE

W odtworzonym powyżej profilu stratygraficznym wyróżniono trzy nieformalne jednostki litostratygraficzne i nazwano je zespołami. Są to:

- (a) – zespół metamułowców z diabazami (zmmmd),
- (b) – zespół metawulkanoklastyków (zmvk),
- (c) – zespół melanżu (zm).

Hipotetyczny schemat lateralnych stosunków pomiędzy wyróżnionymi jednostkami przedstawia figura 6. Relacje wiekowe opisano powyżej.

Zespół metamułowców z diabazami (zmmmd)

W zespole tym najbardziej charakterystycznym składnikiem są ciemne łupki mułowcowe. Są to ciemne mułowce laminowane pyłem i bardzo drobnym piaskiem, o dobrze na ogół zachowanych strukturach sedymentacyjnych. W przeciwieństwie do łupków stanowiących tło melanżu ich laminy nie są porożrywane i nie wykazują objawów zbrekcjonowania. W większości otworów ciemnym łupkom mułowcowym towarzyszą duże ilości diabazów w formie sillów o grubości od 1 do 100 m (Fig. 4). Podrzędnie występują w opisywanym zespole laminowane pstre łupki pyłowo-ilaste i wulkanoklastyki, a sporadycznie cienkie ławice szarogłazów. Wulkanoklastyki tworzą warstwy i zespoły warstw o miąższości 0,5–50 m.

Górną granicę omawianego zespołu wyznaczono w miejscu zaniku ciemnych łupków mułowcowych – diagnostycznego elementu tej jednostki litostratygraficznej; dolna granica nie jest znana. Miąższość zespołu również nie jest znana. W większości otworów przewiercono od około 70 do 1500 m skał tego zespołu, nie stwierdzono ich tylko w otworach 44/S, 45/S, 58/S i 59/S (Fig. 4). Roz-

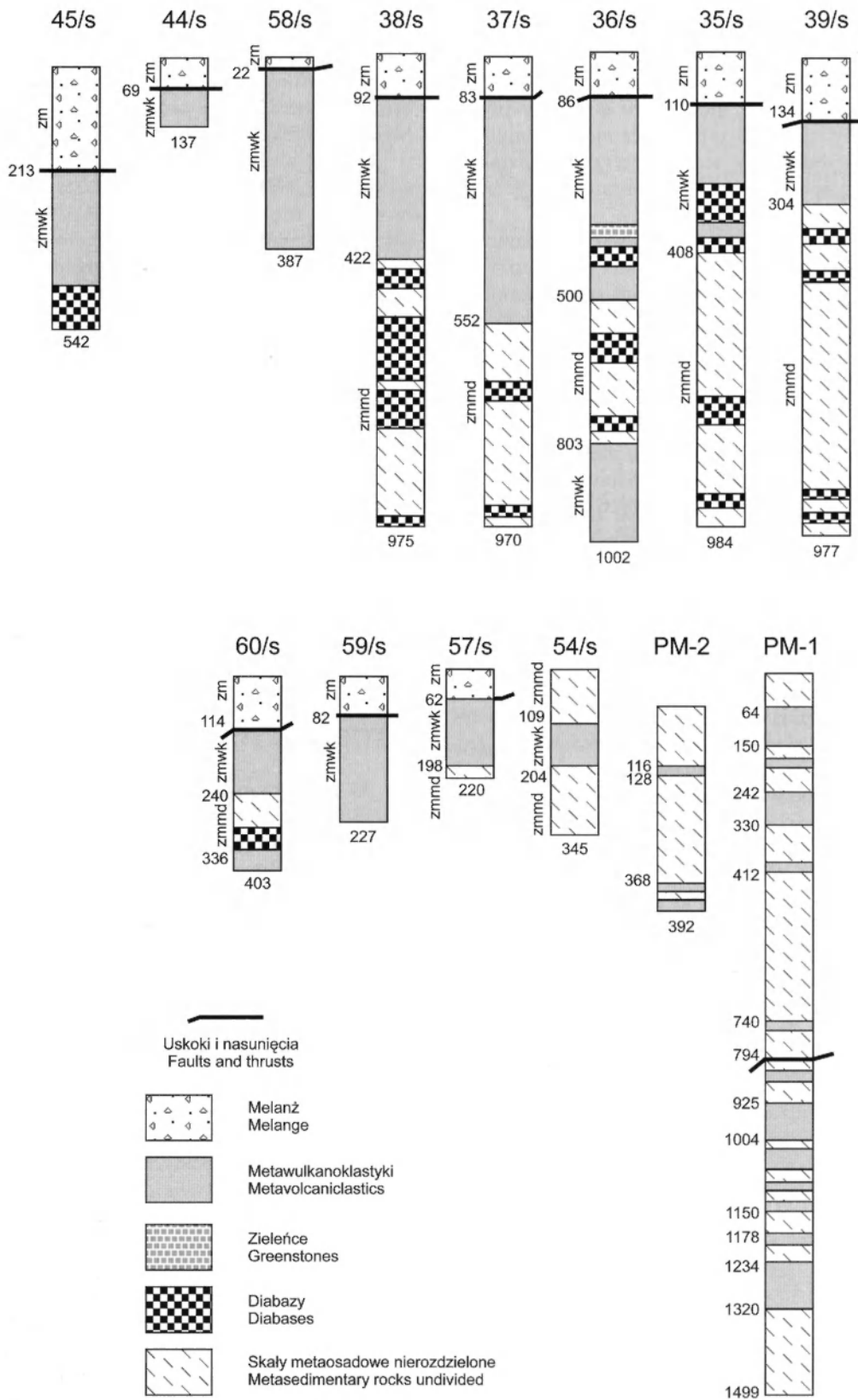


Fig. 4. Profile otworów wiertniczych (lokalizacja na figurze 2).

Symbole nieformalnych jednostek litostratigraficznych: zmmd – zespół metamułowców z diabazami, zmwk – zespół metawulkanoklastyków, zm – zespół melanżu

Core logs (for location, see figure 2).

Symbols of informal lithostratigraphic units: zmmd – association of metamudstones and diabases, zmwk – association of metavolcaniclastic rocks, zm – mélangé association

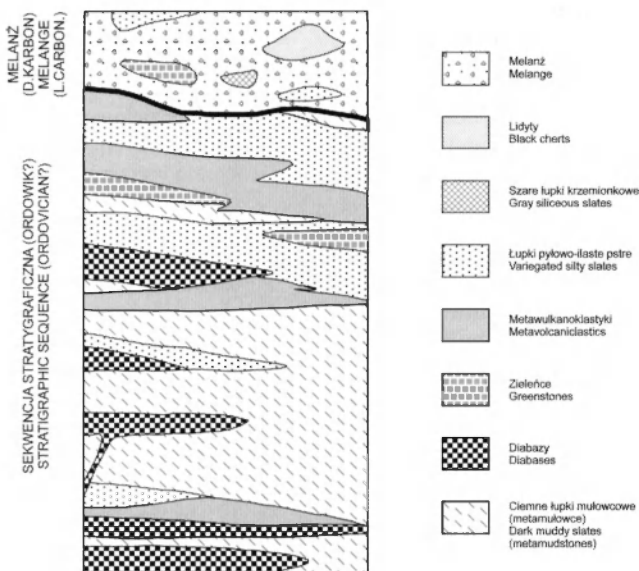


Fig. 5. Profil litologiczny ukazujący rozmieszczenie poszczególnych wydzieli skalnych w obrębie sekwencji stratygraficznej i melanżu – rozdzielonych powierzchnią nasunięcia (bez skali)

Lithological log showing the distribution of lithologies within the stratigraphic sequence and melange separated by thrust (not to scale)

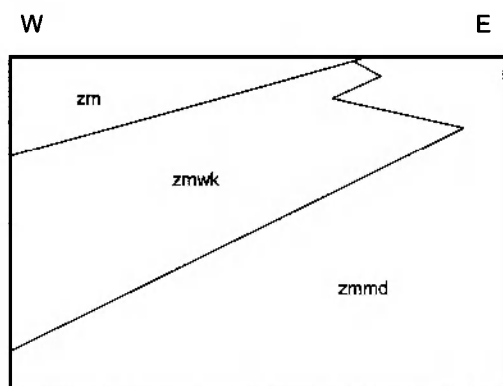


Fig. 6. Schemat relacji przestrzennych pomiędzy trzema nieformalnymi jednostkami litostratygraficznymi (zespołami skalnymi): zmmd – zespół metamułowców z diabazami, zmwk – zespół metawulkanoklastyków, zm – zespół melanżu

Schematic spatial relationships between the three informal lithostratigraphic units (associations): zmmd – association of metamudstones and diabases, zmwk – association of metavolcaniclastic rocks, zm – melange association

przestrzenienie jednostki na powierzchni terenu ilustruje figura 2.

Zespół metawulkanoklastyków (zmwk)

Dominujący element zespołu stanowią metawulkanoklastyki, którym zwykle towarzyszą diabazy, Zieleńce i laminowane pstre łupki pyłowo-ilaste. Ilość i rodzaj skał towarzyszących wulkanoklastykom zmienia się zarówno w pionie jak i obocznie (Fig. 4).

Wulkanoklastyki tworzą warstwy i zespoły warstw o

miąższości od 1 do 120 m, rozdzielone pakietami skał towarzyszących. Zróżnicowane są pod względem strukturalnym na trzy typy: (1) masywne, bez wyraźnego warstwowania, (2) cykliczne, warstwowane gradacyjnie oraz (3) drobnoziarniste, laminowane.

Górna granica zespołu ma prawie na całym obszarze charakter tektoniczny i jest nią powierzchnia nasunięcia melanżu (Fig. 4), a w otworze 54/S – granica z zespołem metamułowców z diabazami. W rejonie Leszczyny, gdzie powyżej pstrych łupków pyłowo-ilastych należących do zespołu metawulkanoklastyków zalegają przypuszczalnie lidyty i łupki grafitowe, granicy tej nie można prześledzić z powodu braku odkrywek. Dolna granica jest jednocześnie górną granicą opisanego powyżej zespołu metamułowców z diabazami. W otworach 38/S i 54/S, gdzie zachowana jest ciągłość sedimentacji, jest to pierwotna granica sedimentacyjna, w pozostałych otworach obydwie zespoły oddzielają nieciągłości.

Miąższość zespołu nie jest określona. W poszczególnych otworach przewiercono od 95 do 469 m zaliczonych do niego skał.

Rozprzestrzenienie zespołu metawulkanoklastyków na powierzchni terenu ilustruje figura 2. Jego obecność stwierdzono we wszystkich otworach wiertniczych, z wyjątkiem otworów PM-1 i PM-2 zlokalizowanych w centrum rejonu Gajki (Fig. 3 i 4), gdzie metawulkanoklastyki nie stanowią odrębnego zespołu litologicznego lecz przeławicają się z ciemnymi łupkami mułowcowymi.

Zespół melanżu (zm)

Tło melanżu tworzą ciemne łupki mułowcowe, częściowo zbrekcjonowane. Ciemne, niekiedy szaro-czarne mułowce są laminowane jasnym, pyłowym lub drobnopiaszczystym materiałem. Rzadziej występują w ich obrębie przewarstwienia grubiejszych szarogłazów, zwykle porozrywane, a lokalnie laminy krzemionkowe. Laminy i warstwy pyłowe oraz piaszczyste są w różnym stopniu porozrywane, a w krańcowym przypadku ich drobne fragmenty są chaotycznie rozproszone w mułowym tle. W łupkowym tle występują także niewielkie (do kilku cm) i niezbyt częste okruchy zmienionych skał pochodzenia wulkanicznego.

Różnej wielkości bloki i większe ciała skalne stanowią lidyty, łupki grafitowe, szare łupki krzemionkowe, szare i czarne kwarcyty, skały metawulkaniczne (Zieleńce) oraz laminowane, pstre łupki pyłowo-ilaste.

Łupki tworzące tło melanżu podobne są do ciemnych łupków mułowcowych wchodzących w skład zespołu metamułowców z diabazami, lecz różnią się od tych ostatnich cechami strukturalnymi (rozdrobienie lamin i warstw).

Miąższość zespołu melanżu nie jest określona. W poszczególnych otworach przewiercono od 22 do 212 m tych utworów (Fig. 4). Ich rozprzestrzenienie w jednostce Chełmca ilustruje figura 3.

OPIS SKAŁ

SKAŁY METAOSADOWE

Ciemne łupki mułowcowe z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców (w obrębie zmmD)

Ich podstawową odmianę stanowi ciemny mułowiec laminowany pyłem i bardzo drobnoziarnistym piaskiem (Fig. 7–9). Laminy pyłowe występujące pojedynczo lub w zestawach osiągają grubość kilku milimetrów. W zestawach najczęściej widoczne jest asymetryczne, stopniowe zmniejszanie grubości lamin oraz wzrost zawartości składnika ilastego, przejawiający się gradacją barwy; dolne jaśniejsze partie większości z nich bywają zdeintegrowane, a ich fragmenty pogrzeżnięte w podścielającym mułe. Świeży osad uległ miejscami upłynnieniu i spływowi.

Laminy pyłowe złożone są z mozaiki silnie pozazębianych ziarn kwarcu o frakcji pyłowej. Wśród nich trafiają się pojedyncze ziarna skalenia i blaszki jasnego łyszczyku. Laminy ciemne oraz grubsze homogeniczne warstwy mułowe składają się głównie z serycytu oraz rozproszonych bardzo drobnych ziarn kwarcu.

Wśród laminowanego mułowca epizodycznie występują kilkunasto- lub kilkudziesięciocentymetrowe warstwy jaśniejszego mułowca masywnego i bardzo drobnoziarnistego piaskowca. Średnia zawartość ciemnego mułu w opisywanych skałach wynosi 60–80%.

W kilku odkrywkach w zboczach doliny Gajki stwierdzono wśród łupków mułowcowych obecność gruboziarnistych piaskowców (szarogłazów). Ich ławice lub pakiety ławic – stan odśrognięcia uniemożliwia rozpoznanie – osiągają miąższość do kilku, a może nawet kilkunastu metrów.

W szkielecie ziarnowym piaskowca (frakcja 0,5–3 mm) przeważa słabo obtoczony kwarc, podrzędnie pojawia się skałen i okrucy skał, z których część to fragmenty felzytowej skały wulkanicznej. Niektóre ziarna kwarcu zachowały euhedralną postać, w innych można zauważyć typowy dla skał wulkanicznych kwarc zatokowy. Wydaje się pewne, że materiał detrytyczny piaskowców wywodzi się w części ze skał wulkanogenicznych.

W badanych rdzeniach wiertniczych rejonu Stanisławowa i Pomocnego wydzielone zostały również łupki grafitowe. Są one podobne pod względem strukturalnym do ciemnych łupków z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców, lecz zawierają w ciemnych laminach i grubszych warstewkach sporo rozproszonej substancji węglistej (grafitu?). Łupki takie nie zostały stwierdzone na powierzchni.

W ciemnych łupkach mułowcowych rejonu Gajki, zwłaszcza w rdzeniach otworu PM1, natrafiono na dwa interesujące problemy petrograficzne: lokalne pojawienie się biotyту oraz blaszki skaleniowej. Być może zjawiska te mają związek z bliskim sąsiedztwem intruzji granitu (granit "strzegomski"), na co wskazywały wyniki badań geofizycznych towarzyszących wierceniom. Obydwa wymienione problemy wymagają dalszych badań.

Ogólnie rzecz biorąc, opisywane tu ciemne łupki mułowcowe z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców można interpretować jako turbidyty mułowe, prawdopodobnie z domieszką materiału hemipelagicznego i epizodycznie występującymi turbidytami piaszczystymi.

Laminowane łupki pyłowo-ilaste pstre (w obrębie zmmD, zmwk i zm)

Skały zaliczone do tego wydzielenia występują na powierzchni przede wszystkim w rejonie Leszczyny, tworzą też izolowane soczewowate ciała w melanzu – w rejonach Pomocnego i Sichowa (Fig. 2). Zostały także stwierdzone w kilku otworach wier-

tnicznych.

Zasadniczą odmianę łupków stanowią jasnozielonawe skały złożone z naprzemianległych lamin pyłowych i ilastych. Grubość pierwszych waha się między 1 a 5 mm, drugie są wyraźnie cieńsze (Fig. 10 i 11). Laminy pyłowe mają zwykle kształt płaskich soczewek, często są rozczłonowane nieregularnymi pęknięciami wypełnionymi substancją ilastą. Najczęściej trudno jest ustalić tektoniczną albo diagenetyczną naturę tego zjawiska.

Laminy pyłowe składają się z kwarcu, skalenia i blaszek jasnego łyszczyku (w większości zapewne o charakterze detrytycznym) tworzących szkielet ziarnowy. Pod względem ilości kwarc przeważa nad skałeniami a skałen nad łyszczykiem. Wielkość ziarn szkieletu waha się wokół 0,05 mm, największe osiągają 0,15 mm. W drobnoziarnistym zrekrystalizowanym tle przeważa kwarc o średnicy ziarn około 0,02 mm. Występują w nim również skupienia drobnokrystalicznego węgla, często z pigmentem żelazistym. Tylko w jednej z lamin zauważono pod mikroskopem gradację ziarna. Laminy "iłowe" zbudowane są głównie z serycytu, w którego masie pojawiają się drobne ziarna kwarcu i skalenia oraz pigment żelazisty.

Pomiędzy laminowanymi interwałami występują kilkunasto- lub kilkudziesięciocentymetrowe warstwy masywnego,

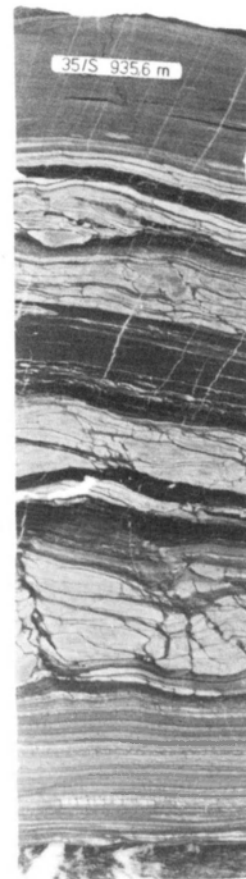


Fig. 7. Ciemny łupek mułowcowy laminowany jasnym pyłowcem i iłowcem. Otwór 35/S – 935,6 m. Etykieta z numerem otworu i głębokością na fig. 7–22 ma długość 36 mm

Dark-grey slate (metamudstone) interbedded with light laminated silt- and claystone. Borehole 35/S – 935,6 m. The label with borehole number and depth in metres in figs. 7–22 is 36 mm long

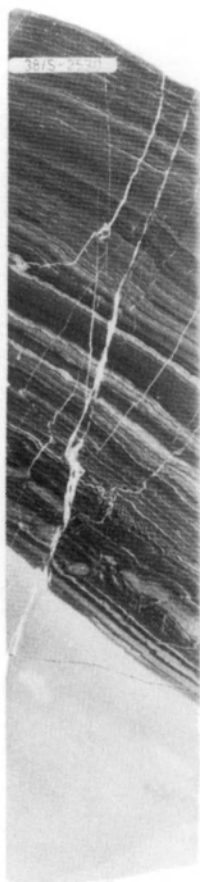


Fig. 8. Ciemny łupek mułowcowy z jasnymi laminami pyłowymi. W dolnej części – masywny jasnozielony pyłowiec. Poniżej środka widoczne struktury pogrążowe. Otwór 38/S – 253,0 m

Dark-grey mudstone laminated with light siltstone. The lower part is a light green massive siltstone. Below the centre, loadcasts are visible. Borehole 38/S – 253,0 m

bezstrukturalnego lub niewyraźnie laminowanego, zielonawego mułowca. W spągu tych warstw można zauważyć struktury pogrążowe. Głównymi składnikami tej skały są serycyt lub serycyt i chloryt, w których masie występują ziarna skaleń i kwarcu o frakcji od pelitowej do aleurytowej. Te ostatnie tworzą nie więcej niż 15% objętości. Część z nich nie ma wyraźnie zaznaczonych konturów i może być wynikiem blastezy, inne mogą być detrytyczne. Rolę skałotwórczą odgrywają też węglany tworzące skupienia z bardzo drobnych kryształów oraz dość obfity pigment żelazisty.

Wewnątrz warstw mułowca zdarzają się nieostro zarysowane wkładki wzbogacone w grubsze ziarna (ok. 1 mm), które zajmują do 20% objętości skały. Można w nich rozpoznać kwarc mono- i polikrystaliczny, skaleń, fragmenty skał wulkanicznych oraz łupków, a także duże blaszki chlorytu. Większe z ziarn kwarcu mają cechy kwarcu pirogenicznego. Tło zbudowane jest ze zrekrystalizowanej serycytowo-kwarcowej masy zawierającej drobne blaszki chlorytu oraz ziarna kwarcu i – rzadziej – skaleń, o wymiarach pyłu. Ten typ skały interpretowany jest jako efekt spływu osadu.

Powyższa charakterystyka laminowanych łupków pyłowo-ilastych pstrych została dokonana na podstawie badań tych utworów w rdzeniach wiertniczych. Skały te rozpoznane na powierzchni wykazują większe bogactwo odmian. Oprócz wyżej opisanych, często spotykana jest wśród nich odmiana złożona z grub-



Fig. 9. Ciemny łupek mułowcowy z licznymi dobrze zachowanymi strukturami pogrążowymi. Otwór 35/S – 480,2 m

Dark-grey mudstone with abundant well preserved load-casted “balls and pillows”. Borehole 35/S – 480,2 m

szych (1–3 cm) warstwek drobnopiaszczystych rozdzielonych cienkimi zielonawymi laminami ilastymi (serycytowymi). Warstewki piaszczyste w wielu miejscach mają barwę różową, w innych cała skała jest fioletowa lub wiśniowa (stąd określenie “pstre”).

Zarówno na powierzchni jak i w rdzeniach stwierdzono, że opisywane łupki zawierają cienkie wkładki drobno- i średnioziarnistych wulkanoklastyków, a w wulkanoklastykach gradacyjnie uziarnionych mogą tworzyć stropowe części niektórych cykli gradacyjnych.

Ciemne łupki mułowcowe, częściowo zbrekcjonowane, z drobnymi fragmentami szarogłazu, kwarcytu i lidytu (tło melanzu)

Generalnie rzecz biorąc, łupki stanowiące tło melanzu są podobne do ciemnych łupków mułowcowych występujących w rejonie Gajki. Różnią się one stosunkowo częstą obecnością substancji węglistej (grafitu ?) w składzie lamin i warstw mułowych, przy zachowaniu podobieństwa proporcji tych warstw do lamin pyłowych i drobnopiaszczystych, charakteru petrograficznego tych lamin oraz struktur sedymentacyjnych, tam gdzie zostały one zachowane. Przeważnie jednak kompletne laminy pyłowe i drobnopiaszczyste zostały w różnym stopniu porozrywane, a w krańcowym przypadku ich drobne fragmenty chaotycznie rozproszone w mułowym tle (Fig. 12–14). Szarogłazy tworzące pierwotne warstwy wśród laminowanych łupków. (i miejscami za-



Fig. 10. Jasnoszary laminowany łupek pyłowo-ilasty; tektonicznie sfałdowana drobnosoczewkowa laminacja. Otwór 38/S - 852,3 m

Light-grey laminated silty-clayey slate with tectonically folded, thin lenticular lamination. Borehole 38/S - 852,3 m

chowujące nadal ten charakter) występują z reguły w postaci "ponadwymiarowych" (tj. większych od średnicy rdzenia wiertniczego) fragmentów. Niektóre z warstw szarogłazów wykazują ślady wewnętrznej pierwotnej laminacji. Laminy różniły się zawartością szkieletu ziarnowego przy zachowaniu podobnej frakcji ziarna. Laminy o bardziej zwartym szkielecie zostały również porożrywane na fragmenty "pływające" w ciemniejszym tle szarogłazowym mającym szkielet rozproszony.

W niezbyt zaawansowanym stadium procesu, laminy kompetentne ulegają rozczłonowaniu, którego czynnikiem jest raczej tensja działająca wzdłuż nich, niż ścinanie. Powstałe w ten sposób fragmenty mogą być ostrokrawędziste lub o zaokrąglonych zakończeniach. W niektórych próbach można zauważyć małoskalowe struktury "pinch-and-swell", w innych - charakterystyczne dla melanży struktury siatkowe (web structure). W przypadku silniejszego rozdrobnienia warstw skała może zachować budowę warstwową lub zupełnie ją utracić.

Oprócz drobnych fragmentów lamin pyłowych i drobnopiaszczystych oraz większych fragmentów warstw szarogłazowych, znaleziono w rdzeniach niewielkie (0,5-4 cm) okruchy skał wulkanicznych. Znaleziono je w odmianie melanżu o skrajnie rozdrobnionej teksturze i nie można stwierdzić, czy pochodzą z dezintegracji "warstw" (żył), czy już w postaci klastów zostały wymieszane z łupkową masą.

W rdzeniach wiertniczych natrafiono tylko w niewielu miejscach na mniej lub bardziej naruszone czarne laminy krzemionkowe, które trudno jednak wiązać z większymi ciałami litytów i łupków grafitowych wykartowanymi w rejonie Pomocnego. W rejonie tym, a także w rejonie Sichowa, stosunkowo często napotymano w zwierzchniej bloki (do ponad 1 m średnicy) jasnych,

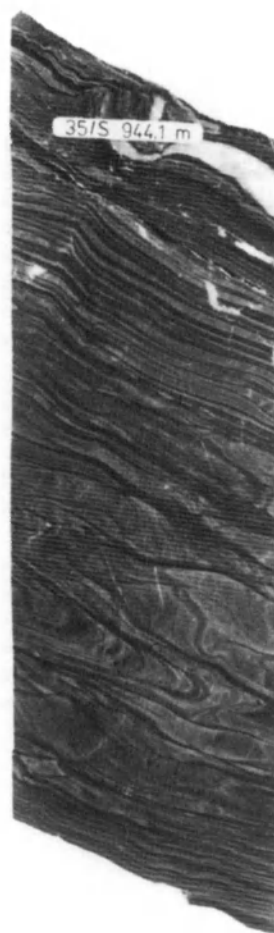


Fig. 11. Jasnoszary laminowany łupek pyłowo-ilasty. Otwór 35/S - 944,1 m

Light-grey laminated silty-clayey slate. Borehole 35/S - 944,1 m

szarych i czarnych kwarcytów, które są znane również z innych wychodni melanżu w Górach Kaczawskich (por. Haydukiewicz, 1987). Kwarcyty są bardzo masywne, drobno- i równoziarniste, o niemal czysto kwarcowym, zwartym szkielecie ziarnowym. Zwykle ziarno jest spłaszczone przez deformację i rozpuszczanie ciśnieniowe, w mniejszym stopniu przez rekrystalizację. Skała nie wykazuje uławicenia (przynajmniej w skali jednometrowych bloków). Pod względem składu i dojrzałości teksturalnej kwarcyty te kontrastują wyraźnie z szarogłazami, stanowiącymi zasadniczy element w melanżu.

Ostatnim z elementów litologicznych, tworzących w tle melanżu różnej wielkości "inkluzje", są laminowane łupki pyłowo-ilaste. Ich większe wystąpienia zostały wykartowane, a przewiercone grubsze (co najmniej kilkumetrowe) pakiety wyodrębnione w profilach wierceń. Mniejsze wtrącenia tych łupków wśród łupków ciemnych zostały wspólnie z nimi uznane za tło. Ich laminy są wszędzie rozczłonkowane, lecz nigdzie ich fragmenty nie zostały rozpoznane tak jak fragmenty lamin pyłowych ciemnych łupków. Wypływa stąd wniosek, że w trakcie tej deformacji laminowane łupki pyłowo-ilaste miały nieco inne własności mechaniczne niż ciemne łupki.

Metaszarogłazy (głównie w zm)

Wystąpienia metaszarogłazów zostały zlokalizowane w melanżu w rejonie Pomocnego i w rejonie Sichowa. W obu tych miejscach szarogłazy nie tworzą zwartej masy, lecz ławice (a właś-



Fig. 12. Melanz – ciemny łupek z silnie zaburzonymi i częściowo rozdrobnionymi jasnymi laminami pyłowymi. Otwór 60/S – 16,5 m

Mélange – dark-grey slate with light, strongly deformed and partly disintegrated silty laminae. Borehole 60/S – 16,5 m

ciwie fragmenty ławic) wśród łupków. Prawdopodobnie nie są nawet odmianą przeważającą w serii skalnej, lecz ich bloczki dominują w zwietrzelinie. Oprócz tych dwóch wykartowanych wystąpień obecność szarogłazów stwierdzono wśród ciemnych łupków w rejonie Gajki (patrz wyżej) oraz w postaci klastów (fragmentów warstw) w rdzeniach wiertniczych z melanzu.

Szarogłazy w dwu wykartowanych wystąpieniach są zbliżone pod względem zawartości tła detrytycznego, frakcji ziarn szkieletu i jego składu do opisanych powyżej występujących w rejonie Gajki. Niewielkie różnice zaznaczają się w zawartości składnika litycznego, jednak zawsze jest ona większa niż zawartość kwarcu i skalenia. Większość szarogłazów tworzących klasty (fragmenty warstw) w melanzu, jest również podobna, choć wykazuje pewne różnicowanie składu. Dokumentują ją poniższe wyniki dwóch analiz mikrometrycznych:

	próbka 1	próbka 2
	%	%
skaleń	10,0	11,0
kwarc monokrystaliczny	18,2	23,7
kwarc polikrystaliczny	10,5	4,8
fragmenty skał wulkanicznych	55,9	54,6
fragmenty skał osadowych	5,4	5,9

Zawartość masy wypełniającej w obu próbach wynosi odpowiednio 37 i 36%.

Przewaga fragmentów skał wulkanicznych w składzie szkieletu ziarnowego wyraźnie wyznacza charakter obszaru źródłowego, gdzie istotną rolę odgrywały skały wulkaniczne.

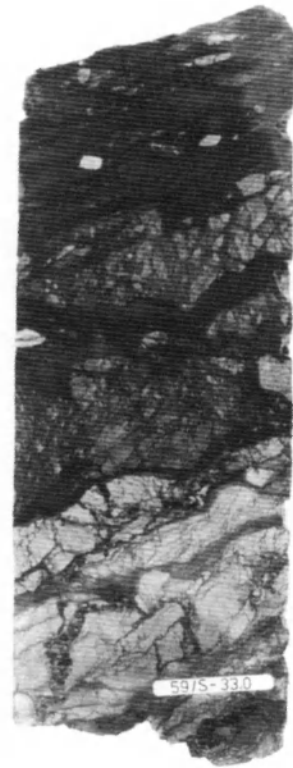


Fig. 13. Melanz – jasne warstewki pyłowe i piaszczyste bardzo silnie zbrekcjonowane, ale z zachowanym układem warstwowym. Otwór 59/S – 33,0 m

Mélange – light-grey silty and sandy laminae, strongly brecciated but with still visible bedding. Borehole 59/S – 33,0 m

Lidyty i łupki grafitowe (w zm)

Skały te tworzą soczewkowe płyty wśród laminowanych łupków pyłowo-iłastych pstrych w rejonie Leszczyny oraz bloki i większe ciała w melanzu. Wszystkie znalezione dotąd wystąpienia zostały wykartowane na podstawie zwietrzelin; w całym skartowanym obszarze nigdzie nie są odsonięte *in situ*. Ich cechy nie wyróżniają ich spośród innych lidyty i łupków grafitowych Gór Kaczawskich (por. Baranowski, 1975; Haydukiewicz, 1977), z których większość uważana jest za sylur.

Szare łupki krzemionkowe (w zm)

Jedynie wystąpienie tych skał wykartowano w melanzu w rejonie Sichowa. Poza tym wystąpieniem szare łupki krzemionkowe znajduje się w pojedynczych bloczkach w zwietrzelinie w rejonie Pomocnego, również w melanzu. Petrografia tych skał nie została bliżej poznana, jednak na podstawie ich cech makroskopowych można je niemal z całkowitą pewnością porównać z dewońskimi jasnymi i szarymi łupkami krzemionkowymi z jednostki Rzeszówek–Jakuszowa (Urbanek *et al.*, 1975; Haydukiewicz, 1977; Urbanek, 1978) oraz z jednostki Bolkowa (Haydukiewicz & Urbanek, 1986).

SKAŁY METAWULKANICZNE

Skały metamagmowe

Do zasadniczych problemów należy ustalenie formy i pierwotnego charakteru ciał magmowych, w szczególności rozróżnienia między intruzjami i ekstruzjami. Jest to ważne dla uściś-



Fig. 14. Melanz – brekcja złożona z fragmentów różnych skał w ciemnym mułowcowym tle. Otwór 45/S – 157,8 m

Mélange – breccia composed of fragments of various rocks set up in dark muddy matrix. Borehole 45/S – 157,8 m

lenia relacji czasowych pomiędzy działalnością magmową a sedymentacją otaczających osadów. Często określenie intruzyjnego lub ekstruzyjnego charakteru jest trudne, albo wręcz niemożliwe, ze względu na małe rozmiary odsłoneń, zakryte kontakty i brak wyraźnych cech diagnostycznych. Bywa to również niełatwe w rdzeniach, gdzie możliwości obserwacji struktur są przestrzennie mocno ograniczone.

Pomimo wspomnianych ograniczeń wydaje się, że na badanym obszarze, zwłaszcza w rejonie Stanisławowa, ilościowo przeważają ciała intruzyjne typu subwulkanicznego. Głównymi ich atrybutami zdają się być:

1. tekstura skał przeważnie średnioziarnista, subofitowa lub ofitowa, często porfirowa,
2. struktura wewnętrzna ciał, wykazująca systematyczną zmienność tekstury i składu mineralnego od brzegów do centrum ciał.

Jako dodatkowe argumenty można wymienić dużą jednorodność skał i brak struktur typowych dla wulkanitów *sensu stricto*, brak tekstur pęcherzykowych i często równe kontakty, z oznakami zmian termicznych.

Wykazanie ekstruzyjnego charakteru ciał lawowych w wielu przypadkach jest zadaniem jeszcze trudniejszym. W kilku odsłonięciach napotkano wyraźne struktury poduszkowe, będące najprawdopodobniej efektem działalności efuzyjnej. Tam gdzie nie ma wyraźnych oznak ekstruzyjnej natury ciał wulkanicznych, wskaźnikami pośrednimi mogą być: tekstura drobnoziarnista, typu intersertalnej lub pilotaksytowej, afirowa lub niewyraźna porfirowa, pęcherzykowa lub migdałowcowa oraz brak systematycznego zróżnicowania wewnętrznych ciał.

Na szczególną uwagę zasługują relacje między ciałami magmowymi a otaczającymi osadami. Oprócz zwykłych, na ogół

równych kontaktów pierwotnych lub tektonicznych, obserwuje się niekiedy w rdzeniach bardzo skomplikowane relacje strukturalne między kontaktującymi skałami, będące zapewne efektem oddziaływania magmy na nieskonsolidowane osady. Jednak trudno jest na ogół jednoznacznie rozstrzygnąć, czy mamy tu do czynienia z brzeżnymi strefami intruzji, czy też ciałami ekstruzyjnymi.

Z przedstawionej dyskusji wynika, że w praktyce nie można konsekwentnie podzielić badanych skał magmowych według ich pierwotnej natury intruzyjnej lub ekstruzyjnej. Przyjęty podział na: (1) zieleńce drobnoziarniste przeważnie afirowe i (2) diabazy, uwzględnia w pierwszym rzędzie zróżnicowanie teksturalne. Jednakże cechy wyróżniające diabazów – średnioziarnista tekstura ofitowa lub subofitowa, często porfirowa – implikują ich prawdopodobną intruzyjną naturę. Podobnie większość zieleńców drobnoziarnistych może wywodzić się z law, chociaż część z nich może mieć charakter subwulkaniczny.

Zieleńce drobnoziarniste przeważnie afirowe

Lawy poduszkowe

Typowe lawy poduszkowe stwierdzono m.in. w starym łomie po wschodniej stronie doliny, 1 km na N od Stanisławowa. Struktury poduszkowe są tam bardzo wyraźne i zajmują całą dolną część ścian łomu. Poduszki mają owalny kształt z dość wyraźnym spłaszczeniem dolnej powierzchni. Przekroje poprzeczne mają wielkość najczęściej od 20 x 30 cm do 30 x 80 cm. Forma poduszek nie jest wyraźnym wskaźnikiem kierunku stropu. Wiele z nich wykazuje jednak wyraźną strukturę wewnętrzną i oczywistą asymetrię rozmieszczenia pęcherzyków. Ich większa koncentracja w górnej połowie poduszek jest dowodem na normalne i raczej płaskie ustawienie pierwotnej powierzchni horyzontalnej ("warstwowania") z lekkim nachyleniem ku S.

W wyższej części ściany łomu skała jest wyraźnie brekcjonowana, złożona z ostrokrawędzistych, spękanych fragmentów różnej wielkości (do kilkudziesięciu cm). Może to być utwór typu brekcji poduszkowej (pillow breccia).

Szczegółowe badania petrograficzne jednej z poduszek z dolnej części łomu ujawniły przestrzenne zróżnicowanie tekstury w jej obrębie. Strefa brzeżna (skorupa) ma grubość od 1 cm u dołu poduszki do 2 cm u góry. Jest ona wyraźnie jaśniejsza, kremowozielona. Liczne owalne pęcherzyki o wielkości około 1 mm są wypełnione bladezielonym chlorytem lub pozostają puste, prawdopodobnie po wylugowanych węglanach. Tło tej skały jest mętne, o teksturze typu hyalopilitowego, bogate w węglan, chloryt i tytanit. Nieliczne listewki albitu osiągają 0,5 mm. Obecny jest też brunatny stilpnomelan. Część centralna pukli zajmuje lekko asymetryczne położenie, poniżej środka poduszki. Jest ona bardzo uboga w pęcherzyki (do 1 cm) wypełnione przez węglan. Skała wykazuje teksturę pośrednią pomiędzy typem intersertalnym a hyalopilitowym. Niezbyt liczne listewki albitu osiągają 0,5 mm, a tło buduje chloryt, kalcyt i tytanit.

Przestrzeń między poduszkami zajmuje materiał wyraźnie sfoliowany, złożony z nieregularnych lamin i smug naprzemian o barwie szaroczarnej i zielonoszarej. Te ostatnie w mikroskopie wykazują wyraźnie lawowy charakter – zawierają listewki plagioklaz i grudki minerałów rudnych rozsiiane w obfitiej masie prawie bezbarwnego chlorytu, dając teksturę typu hyalopilitowego. Smugi megaskopowo szaroczarne buduje sercyt z domieszką węglanu. Śladowo występuje minerał o cechach tęczowicy i różowo-fioletkowej barwie. W smugach sercytowych wyodrębniają się owalne formy – jak gdyby fragmenty ilowca lub mułowca. Generalnie, struktura materiału międzypoduszkowego sugeruje mieszanie elementu lawowego (szklisty pył i silnie rozdrobione fragmenty lawy) z ilastym osadem.

Lawy poduszkowe obserwowano również w dolinie po-

toku, 1 km na WSW od Bogaczowa oraz w Kolonii Chełmec, a także na N i E od Myśliborza. Na mapie Jerzmańskiego (1965) oznaczone są one jako diabazy, a te ostatnie – jako tufoidy.

Cienkie ekstruzje lub intruzje

W dolnej części głównego zespołu wulkanoklastyków, rozpoznanego wierceniami w rejonie Stanisławowa, obserwuje się liczne wtrącenia skał magmowych o stosunkowo niewielkiej miąższości, rzędu 8–20 m. Na ogół są to skały szarozielone, niekiedy szaro wiśniowe, bardzo drobnoziarniste, afirowe lub niewyraźnie porfirowe. Rzadko wykazują teksturę pęcherzykową. Większość tych ciał nie ma wyraźnego wewnętrznego zróżnicowania tekstury i składu mineralnego. Biorąc pod uwagę wymienione cechy oraz brak struktur typowych dla ekstruzyjnych form wulkanicznych (tzw. "carapace"), nie można z pewnością ustalić, czy mamy do czynienia z potokiem lawowym, czy ciekłą intruzją. Skład mineralny tych skał odpowiada generalnie zieleńcom, a zwykle nieliczne i drobne fenokryształy stanowi załbityzowany plagioklaz.

W opisywanej grupie skał szczególnie interesujące ciała magmowe nawiercono m.in. w otworze 38/S na głębokościach 310,7–326,9 i 356,9–379,3 m. Wykazują one niezwykle zawiłe relacje strukturalne na styku skała magmowa/osad (Fig. 15). W pierwszym z wymienionych interwałów struktury takie występują wzdłuż całego przekroju przez ciało magmowe. Skała wykazuje dość regularną bulastą oddzielność. Poszczególne bochny o wielkości rzędu 10–50 cm oddzielone są wyraźnymi smugami o odmiennej barwie i teksturze (Fig. 15). Na styku trzech lub więcej bochnów powstają nieregularne "gwiazdiste" gniazda wypełnione ciemnym, brekcjowatym materiałem (Adamski, 1989).

Bochny skały magmowej nie zawierają pęcherzyków i nie wykazują wewnętrznego zróżnicowania charakterystycznego dla struktur typu law poduszkowych. Ich wnętrze jest na ogół jednorodnie: ma barwę jasnozieloną, teksturę niewyraźnie porfirową, masywną. Niezbyt liczne fenokryształy plagioklazu (obecnie albitu, poniżej 5% An) do 3 mm i rzadsze jeszcze pseudomorfozy po piroksenie (do 0,5 mm) są rozrzucone w intersertalnym tle złożonym z chlorytu, tytanitu i albitu. Blisko brzegów bochnów zaznaczają się owalne struktury typu brodawkowego, otulone kilkoma sukcesywnymi strefami reakcyjnymi.

Nie ulega wątpliwości, że struktury te mają charakter pierwotny i są przypuszczalnie efektem oddziaływania gorącej magmy na nieskonsolidowany i prawdopodobnie zawodniony osad. Gwałtownie uwalniane gazy ułatwiały penetrację miękkiego osadu do wnętrza ciała magmowego. Podobne zjawiska fluidyzacji nawodnionego osadu przez magmę były opisane przez Kokelaara (1982).

Diabazy

Diabazy zaznaczają się w morfologii terenu w postaci wyraźnych garbów. Na mapie tworzą owalne lub wydłużone wychodnie o szerokości do około 100 m. W rdzeniach miąższość pozorna diabazów waha się zwykle od 10 do 100 m. Kontakty są często zgodne z warstwowaniem osadów i tam gdzie powierzchnie te są generalnie prostopadłe do rdzenia, miąższość pozorna może odpowiadać w przybliżeniu miąższości rzeczywistej. Ciała diabazowe ograniczone kontaktami tektonicznymi mogą mieć miąższość albo zredukowaną albo zwiększoną (przez superpozycję dwóch lub więcej intruzji).

Kontakty ciał diabazowych tylko wyjątkowo można obserwować w odsłonięciach. Znacznie więcej informacji na temat charakteru kontaktów dostarczają rdzenie. Kontakty te mogą mieć naturę pierwotną lub wtórną, tektoniczną. Kontakty pierwotne nie wykazują oznak tektonicznych przemieszczeń. Powierzchnia



Fig. 15. Struktury reakcyjne na brzegu ciała magmowego – prawdopodobnie efekt reakcji gorącej magmy na nieskonsolidowany osad. Otwór 38/S – 324,2 m

Reaction structures at the margin of a lava body most probably resulted from interaction between hot magma and unconsolidated sediment. Borehole 38/S – 324,2 m

kontaktowa często jest równa, a w jej sąsiedztwie nie ma tektonicznego zbrekcjowania. W większości obserwowanych kontaktów powierzchnia graniczna jest zgodna z warstwowaniem w otaczających osadach (Fig. 16). Wydaje się, że charakter tej powierzchni może zależeć od rodzaju sąsiadującego z magmą osadu. Gdy osad jest jasny, masywny, pylasto-drobnoziarnisty, kontakt jest równy i płaski. Gdy zaś diabaz kontaktuje z ciemnym osadem ilasto-mułowym, wówczas powierzchnia graniczna jest nierówna, pofalowana lub zatokowo pozazębiana, a osad zwykle jest mniej lub bardziej zaburzony (Fig. 17). Bezpośrednio przy kontakcie pierwotnym skała osadowa bywa jaśniejsza i jak gdyby zsylikowana, jednak trudno ustalić, zwłaszcza makroskopowo, na ile jest to efekt pierwotnych zmian termicznych, a na ile metamorfizmu regionalnego i późniejszych przeobrażeń. Niektóre kontakty, wyglądające na pierwotne, są stowarzyszone z cienkimi żyłkami kwarcowymi.

Wzdłuż kontaktów tektonicznych obserwuje się strefy brekcji i okwarcowania. Często brekcje te zawierają ciemny materiał o pierwotnie ilastym charakterze, nawet gdy sąsiadujący osad jest odmienny litologicznie. Nigdy nie można ustalić wielkości przesunięć wzdłuż kontaktów. Wydaje się natomiast, że przesunięcia te następowały głównie wzdłuż pierwotnych granic ciał diabazowych, z zachowaniem na ogół pełnego profilu zmienności tekstury i składu wewnątrz intruzji. Nie jest to jednak regułą. Przy niektórych kontaktach tektonicznych diabaz jest gruboziarnisty, ofitowy, a brak drobnoziarnistej afirowej strefy brzeżnej intruzji sugeruje, że mogła ona zostać tektonicznie obcięta.

Omawiane intruzje diabazowe wykazują systematyczne zróżnicowanie tekstury i składu mineralnego zależne od odległości od kontaktów. Wewnętrzna struktura tych intruzji bywa

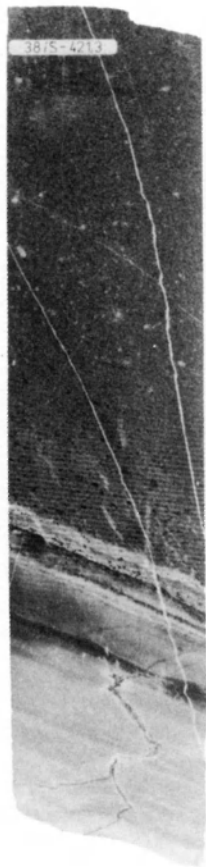


Fig. 16. Pierwotny kontakt intruzyjny diabazu z warstwowanym osadem. Powierzchnia kontaktu jest płaska, równoległa do warstwowania. Diabaz przy kontakcie – bardzo drobnoziarnisty, afirowy. Otwór 38/S – 421,3 m

Primary intrusive contact of a diabase sill and bedded sedimentary rock. The contact surface is flat and parallel to the bedding. Diabase at the contact is very fine-grained and aphyric. Borehole 38/S – 421,3 m

różna i może być uzależniona od takich czynników jak miąższość ciała diabazowego, pierwotny skład i parametry fizyczne magmy, charakter litologiczny skał otaczających i innych. Strefy przykontaktowe buduje diabaz bardzo drobnoziarnisty, afirowy, zwykle o jasnym, beżowo szarym zabarwieniu. Miąższość tych stref jest często asymetryczna i wynosi około 1 m w stropie intruzji i 0,3–0,6 m w spągu. W kierunku centrum intruzji wzrasta stopniowo grubość ziarna, skała przybiera teksturę ofitową lub subofitową, mniej lub bardziej wyraźnie porfirową, a barwa staje się ciemnoszarzielona.

Zmienność petrograficzna diabazu w obrębie intruzji jest przedstawiona w tabeli 1 na przykładzie średniomiąższego sillu w otworze 38/S.

Charakter chemiczny skał metamagmowych

Pod względem chemicznym skały metamagmowe z jednostki Chetmca odpowiadają na ogół bazaltom. Analizy chemiczne pierwiastków głównych i śladowych 5 próbek z otworu 38/S (pobrane na głębokości 367, 542, 559, 790 i 953 m) oraz dwóch próbek metawulkanitów z odsłoneń naturalnych, wykonanych metodą fluorescencji rentgenowskiej XRF (Furnes *et al.*, 1994) wykazały, że większość z nich charakteryzuje zawartość SiO₂ poniżej 47% wag. a tylko dwie – nieco powyżej 50% (50,66

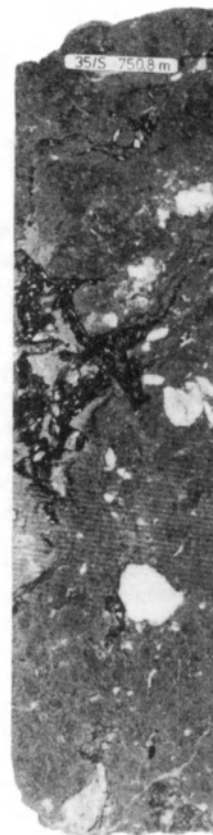


Fig. 17. Ciemnoszary mułowiec penetrujący strefę kontaktu sillu diabazowego – przykład oddziaływania magmy na nieskonsolidowany osad. Otwór 35/S – 750,8 m

Dark-grey mudstone penetrating the contact zone of a diabase sill – example of interaction between magma and unconsolidated sediment. Borehole 35/S – 750,8 m

i 53,69). Na diagramie klasyfikacyjnym Zr/TiO₂ – Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) sześć analiz wypadła blisko środka pola bazaltów alkalicznych a tylko jedna próbka, wyraźnie odbiegająca składem (o bardzo niskiej zawartości Nb i Ce), zajmuje odrębną pozycję w polu bazaltów. Sześć wymienionych próbek charakteryzuje się wysoką zawartością niemobilnych pierwiastków niedopasowanych w następujących zakresach:

Nb	23 – 48 ppm
Ce	36 – 69 ppm
Zr	177 – 341 ppm
P ₂ O ₅	0,25 – 0,71% wag.
TiO ₂	3,00 – 3,90% wag.

Na diagramach TiO₂ - Zr (Pearce 1980) i Ti/100 - Yx3 - Zr (Pearce & Cann, 1973) próbki te wpadają w pole bazaltów wewnątrzpłytkowych (WPB), a rozkład pierwiastków niedopasowanych mieści się pomiędzy bazaltami alkalicznymi wysp oceanicznych a toleitami wysp oceanicznych. Geochemicznie podobne są jednak wulkanity ryftów inicjalnych oraz wewnątrzpłytkowe bazalty kontynentalne, a ich odróżnienie od law wysp oceanicznych jest trudne. Istnieje również podobieństwo chemiczne badanych skał do bazaltów grzbietów śródoceanicznych wzbogaconych w pierwiastki niedopasowane (tzw. E-MORB). Furnes *et al.* (1994), jak również Kryza (1993) i Muszyński (1994) uwzględniając – obok geochemii – szereg innych faktów geologicznych, sugerują, że metawulkanity kaczawskie, reprezentowane w dużej części przez lawy umiarkowanie alkaliczne, podobne do dzi-

Tabela 1

Petrografia prób diabazu z otworu 38/S w interwale 542.2-581.4 m

Głębokość	Odległość od górnego kontaktu (m)	Barwa	Tekstura (wielkość ziarna, mm)	Skład mineralny (minerały podrzędne)	Uwagi
542,3	0,1	szarokremowo-zielona	mikrokryształiczna, afirowa niewyraźnie intersertalna	Chl, Ab, Opq (Cc)	nieliczne listewki Pl (do 0.5 mm)
542,4	0,2	szarokremowo-zielona	drobnoziarnista, afirowa intersertalna (0,1-0,2)	Chl, Ab, Cc, Opq	niedużo więcej Ab niż w 542,3
543,4	1,2	ciemnoszaro-zielona	średnioziarnista, niewyraźnie porfirowa, glomeroporfirokryształy (3)	Ab, Chl, Opq, Cc, rozłożony CPx (Bt, Ms?)	brunatny agregat CPx zielony Bt
549,5	7,3	ciemnoszaro-zielona	średnio-, gruboziarnista, niewyraźnie porfirowa, subofitowa (0,5-3)	częściowo rozłożony CPx, Ab, Opq, Chl (Bt, Cc)	listewki Pl nieco mniejsze od CPx
558,5	16,3	ciemnoszaro-zielona	średnio-, gruboziarnista, niewyraźnie porfirowa, subofitowa (1-5)	CPx, Ab, opq, Chl (Ms)	CPx i Opq dobrze zachowane, Pl zserycytowany
562,0	19,8	ciemnoszaro-zielona	średnio-, gruboziarnista, niewyraźnie porfirowa, ofitowa (1-7)	CPx, Ab, Opq, Chl, (Bt, Ms)	CPx liczny, dobrze zachowany, Pl mniej liczny
568,7	26,5	ciemnoszaro-zielona	średnioziarnista afirowa, subofitowa (1-2)	Pl, Chl, zmieniony CPx (Bt, Stp)	liczny Pl (krępe słupki) Chl wyraźnie zielony
574,7	32,5	ciemnoszaro-zielona	średnioziarnista, niewyraźnie porfirowa, ofitowa (1-10)	Pl, Chl, CPx, Opq (Bt)	Pl (krępe słupki) zielony Chl, dość liczny zielony Bt
579,5	37,3	szarokremowo-zielona	b. drobnoziarnista, afirowa niewyraźnie intersertalna	Ab, Chl, rozłożony Cpx (Ms, Stp)	CPx zastąpiony przez brunatny agregat

Ab – albit, Bt – biotyt, Cc – węgiel wapnia, Chl – chloryt, Ms – serycyt, Opq – minerały nieprzeźroczyste + tytanit, Pl – plagioklaz (zastąpiony przez Ab), Stp – stilpnomelan, CPx – klinopiroksen

siejszych magm wewnątrzpłytkowych lub typu E-MORB, powstały w środowisku rozwijającego się ryftu, na ogół w obrębie skorupy typu kontynentalnego.

SKAŁY WULKANOKLASTYCZNE

Największe wychodnie skał wulkanoklastycznych i stowarzyszonych z nimi zieleńców występują na NW, W i SE od Stanisławowa (Fig. 3). Ich cienkie wkładki pojawiają się też wśród ciemnych łupków rejonu Gajki. Skały te zostały również nawiercone w wielu otworach w okolicy Stanisławowa (Fig. 3 i 4; Szaynok, 1989).

Górny kontakt zwartej masy wulkanoklastyków z wyżej leżącym melanzem jest ostry i ma naturę tektoniczną. Dolny kontakt ma charakter pierwotny, albowiem w spągowej partii tej masy pojawiają się cienkie wkładki innych skał osadowych, gdzie kontakt jest równy i zgodny. W spągu omawianych skał wulkanoklastycznych czasami występują skały o wyraźnym lawowym charakterze – oznaczone jako zieleńce. Większość kontaktów litologicznych w wulkanoklastykach ma prawdopodobnie charakter sedymentacyjny, chociaż są również przykłady charakteru tektonicznego tych granic.

Cechą charakterystyczną wulkanoklastyków drobnoziarnistych jest również to, że lokalnie są one przewarstwione innymi skałami osadowymi lub tworzą cienkie przekładki wśród drobnoziarnistych osadów terygenicznych. Potwierdza to dodatkowo przypuszczenie o na ogół pierwotnym, sedymentacyjnym charakterze granic wulkanoklastyków ze skałami otoczenia.

Wśród omawianych skał wulkanoklastycznych wyróżniono trzy zasadnicze odmiany makroskopowe:

1. masywne, bez wyraźnego warstwowania,
2. cykliczne, warstwowane gradacyjnie,
3. laminowane, drobnoziarniste.

Wulkanoklastyki masywne

Masywne skały wulkanoklastyczne zalegają zasadniczo ponad wystąpieniami zieleńców i graniczą tektonicznie z melanzem. Charakterystyczną ich cechą jest brak wyraźnego warstwowania, przy zróżnicowanym uziarnieniu. Przeważają odmiany średnio- i gruboziarniste, z podrzędnymi drobnoziarnistymi. Przejścia pomiędzy odmiennie uziarnionymi odmianami są dość płynne, bez ostrych granic. Również charakterystyczny dla większości tego typu wulkanoklastyków jest brak wtłoczeń "czystych", terygenicznych skał osadowych. Pojawiają się one tylko jako drobne (do kilkudziesięciu cm grubości) i nieliczne wkładki w spągowej części omawianych skał.

Wulkanoklastyki te posiadają często zabarwienie zielone z różnym odcieniem i intensywnością. Są jednakże duże partie tych skał (stwierdzone w rdzeniach), gdzie zabarwienie jest fioletowe lub popielato-beżowe. Ma to niewątpliwie związek z tym, że na tych odcinkach wulkanoklastyki są szczególnie silnie zaburzone tektonicznie, hydrotermalnie zmienione i okruszczone siarczkami (głównie pirytem).

Skały te są w różnym stopniu, ale zazwyczaj silnie, zdeformowane. Dobrze jest to widoczne w odmianach gruboziarnistych, gdzie odrębnie zabarwione klasty szkieletu ziarnowego mają kształt wyciągniętych soczewek. Na ogół takie klasty są ciemnofioletowe, brązowe lub białe (skalenie), przeciętna ich wielkość mieści się między 0,5 a 6 cm. Foliacja w skale wykazuje dość pochylenie (do 20°).

Cechą charakterystyczną wulkanoklastyków masywnych jest m.in. obecność klastów skał wylewnych, dostrzegalnych pod mikroskopem. Ich ilość, wielkość i stan zachowania są zmienne od preparatu do preparatu. Szczególnie dogodnie do badań mikroskopowych są wulkanoklastyki gruboziarniste. Klasty wulkaniczne w preparatach mają wielkość rzędu paru milimetrów i są łatwo odróżnialne od tła. W większości przypadków są to ciemne lawy drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste (mikrokryształiczne), zawierające zwykle mikrolity plagioklazów (zmienionych w albit), których obecność (mimo przeobrażeń) wskazuje na pierwotnie wulkaniczny charakter skały wyjściowej. Znacznie rzadsze są lawy o strukturze porfirowej, gdzie fenokryształy tworzy również plagioklaz.

Opisane klasty lawowe są w różnym stopniu zmienione. Najczęściej są one zbudowane z następujących zespołów mineralnych (wymienionych ze wzrastającym stopniem trudności rozpoznania ich lawowego charakteru):

- albit + minerały rudne (głównie tlenki Fe),
- albit + chloryt + minerały rudne,
- chloryt + serycyt + albit + minerały rudne,
- serycyt + albit + minerały rudne,
- serycyt + minerały rudne + węglan.

Tło skalne jest zbudowane z zespołu: chloryt + serycyt + minerały rudne + albit. W partiach silnie zmienionych hydrotermalnie wzrasta ilość węglanu i siarczków oraz pojawiają się żyłki kwarcowo-węglanowe.

Srednio- i drobnoziarniste odmiany opisywanych wulkanoklastyków masywnych przysparzają większych trudności w odtworzeniu pierwotnego charakteru skały. Są one często mocniej sfoliowane. Głównymi składnikami mineralnymi są muskowit (serycyt) + węglan + chloryt + minerały rudne. Występują one w zmiennych ilościach. Spotyka się także nieliczne fragmenty law oraz drobne klasty plagioklazowe (albitowe). Jednak w większości przypadków trudno jest dzisiaj rozpoznać lawowy charakter klastów.

W kilku preparatach obserwowano cienkie laminy materiału terygenicznego o charakterze pyłowców. Pomimo zmian metamorficznych, w skałach tych jest widoczne subtelne warstwowanie gradacyjne i laminacja, podkreślona ułożeniem rozproszonych minerałów rudnych.

Wulkanoklastyki cykliczne, warstwowane gradacyjnie

Wulkanoklastyki warstwowane gradacyjnie (Fig. 18-21) występują w postaci charakterystycznych cykli sedimentacyjnych. Cykle te mają po kilka metrów miąższości (najczęściej 2-6 m) i powtarzają się kilkakrotnie po sobie, co szczególnie dobrze jest widoczne w rdzeniach wiertniczych.

Przeciętny cykl sedimentacyjny rozpoczyna się wulkanoklastykiem dość gruboziarnistym (Fig. 18), którego spągowa granica z niżejleżącymi skałami ma często charakter erozyjny. Miąższość "warstw" gruboziarnistych jest różna i zależy od grubości całego cyklu, ale również jest trudna do precyzyjnego zdefiniowa-



Fig. 18. Wulkanoklastyk gruboziarnisty z dolnej części cyklu warstwowanego gradacyjnie. Liczne słabo obtoczone klasty niezdeformowanych różnych skał wulkanicznych. Otwór 38/S - 804,9 m

Coarse-grained volcaniclastic rock from the lower part of a graded cycle. Abundant subangular clasts of various undeformed volcanic rocks. Borehole 38/S - 804,9 m

nia, ponieważ ziarno stopniowo się zmniejsza i skała przechodzi w wulkanoklastyk średnioziarnisty.

Grubość ziarn szkieletu ziarnowego w dolnej części cyklu przekracza niekiedy 7 cm (średnica rdzenia), ale przeciętnie waha się od 1 do 3 cm. Klasty są silnie upakowane, słabo obtoczone lub ostrokrawędziste i wykazują różne zabarwienie (beżowe, czerwone, zielone lub czarne). Dominują wśród nich klasty pochodzenia lawowego (Fig. 19 i 20). Najbardziej powszechne są fragmenty skał ciemnych o teksturze mikrokryształicznej. Część z nich ma charakterystyczne drobne mikrolity plagioklazowe, zwykle ułożone fluidalnie. Rozproszone związki żelaza nadają takim klastom ciemne zabarwienie. Miejscami skały te zawierają drobne grudki węglanów. Reprezentują one lawy typu bazaltowego.

Drugi powszechny rodzaj klastów lawowych ma rzadko rozmieszczone, drobne fenokryształy plagioklazów. Ciasto skalne jest również typu mikrokryształicznego, często fluidalne. Mniej rozpowszechnione są lawy mikrokryształiczne, z nielicznymi, drobnymi fenokryształami plagioklazów i ciastem zbudowanym z mozaiki kwarcowo-skaleniowej (uzupełnionej serycytem i chlorytem). Są to odpowiedniki kwaśnych law typu trachitu (keratofiru). Miejscami tworzą one większe skupienia choć na ogół są wyraźnie podrzędne w stosunku do klastów bazaltowych. Grubieziarniste klasty o strukturze pseudoofitowej są spotykane sporadycznie. Również do wyjątków należą klasty o charakterze mikrogranitoidów. Zbudowane są one z ziarn plagioklazów (albitu), między którymi występuje drobny agregat kwarcu, obok nielicznych większych ziarn monokryształicznego kwarcu.

Nieliczne klasty w grubej frakcji wulkanoklastyków stanowią plagioklasy, ale są one częściej spotykane w niezbyt obfitym tle (znacznie mniejsze ziarna). Pomiaru kątów wygaszania w



Fig. 19. Dość silnie zdeformowany wulkanoklastyk gruboziarnisty z dolnej części cyklu warstwowanego gradacyjnie. Spłaszczony klasty ciemnych skał wulkanicznych różnej wielkości. Otwór 35/S – 121,7 m

Rather strongly deformed coarse-grained volcanoclastic rock from the lower part of a graded cycle, showing flattened clasts of mafic volcanic rocks of various size. Borehole 35/S – 121,7 m

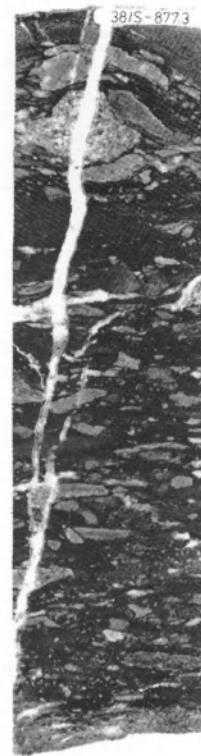


Fig. 20. Umiarkowanie zdeformowany wulkanoklastyk gruboziarnisty z dolnej części cyklu warstwowanego gradacyjnie. Przeważnie słabo obtoczone klasty różnych, jasnych i ciemnych skał wulkanicznych. Otwór 38/S – 877,3 m

Moderately deformed coarse-grained volcanoclastic rock from the lower part of a graded cycle, showing mostly subangular clasts of various mafic and felsic volcanic rocks. Borehole 38/S – 877,3 m

przekrojach prostopadłych do osi krystalograficznej X wykazały, że jest to albit o zawartości An 5%. Albitem okazały się również badane mikrolity i drobne fenokryształy z klastów lawowych.

Masa wypełniająca odmiany gruboziarnistej jest uboga i składa się z chlorytu i serycytu oraz mniejszych ilości minerałów rudnych i drobnych listewek albitu.

Środkowa, średnioziarnista część cyklu sedimentacyjnego jest na ogół najbardziej miększa. Tutaj wielkość ziarna szkieletu waha się między 2 a 6 mm, a klasty są o podobnym charakterze, jak w dolnej części cyklu. Zwykle mniej jest klastów o niewątpliwie lawowym charakterze (zarówno bazaltowym jak i trachitowym), a większa jest ilość listewek albitu i klastów o niezbyt wyraźnym lawowym (piroklastycznym?) pochodzeniu. Klasty typu mikrogranitoidów są też bardzo rzadkie, a pojawiają się dość liczne klasty skał osadowych typu pyłowców, zbudowane głównie z mikrokrystalicznego kwarcu, któremu towarzyszą serycyt+chloryt i podrzędne minerały rudne.

Również ilość masy wypełniającej w części środkowej cyklu

Fig. 21. Kontakt erozyjny wulkanoklastyku warstwowanego gradacyjnie (środkowa i górna część zdjęcia) z laminowanym mułowcem (u dołu). Otwór 38/S – 425,3 m

Erosional contact between graded volcanoclastic rock (middle and upper part) and laminated mudstone (lower part of photo). Borehole 38/S – 425,3 m

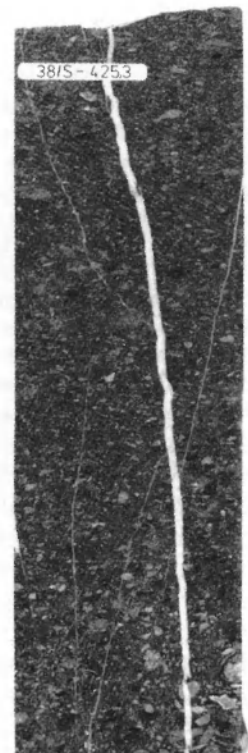




Fig. 22. Zaburzony kontakt wulkanoklastyków drobno- i bardzo drobnoziarnistych laminowanych (dolna i środkowa część zdjęcia) z ciemno-szarym laminowanym mułowcem (u góry). Otwór 38/S – 893,6 m

Disturbed contact between fine- and very fine-grained laminated volcaniclastic (lower and middle part) and dark-grey laminated mudstone (upper part of photo). Borehole 38/S – 893,6 m.

jest wyraźnie większa. Jest ona zbudowana z chlorytu i minerałów rudnych oraz podrzędnie ziarn plagioklaz (albitu) i serycytu. Na ogół jest ona również znacznie silniej zdeformowana. Również tutaj ziarno stopniowo zmniejsza się i ku górze skała przechodzi do drobnoziarnistej odmiany wulkanoklastyków.

Ostatnią, górną część cyklu gradacyjnego stanowi dwudzielny drobno- i bardzo drobnoziarnisty materiał wulkanoklastyczny. Jego zabarwienie jest urozmaicone: szaro-zielonawe w różnym odcieniu, popielato-szare, ciemnoszare do czarnego. Materiał drobnoziarnisty, na ogół masywny, odpowiada frakcjom piaszczystem i stopniowo przechodzi w drobne frakcje (aż do ilastych), które tworzą lamininy. Wulkanoklastyk drobnoziarnisty ma dużą zawartość masy wypełniającej (chloryt + minerały rudne + serycyt), w której są zawieszane drobne klasty szkieletu ziarnowego. W skład szkieletu wchodzi głównie plagioklasy (al-

bit) i silnie zmienione klasty przypuszczalnie pochodzenia lawowego lub piroklastycznego, zbudowane z zespołu: serycyt + chloryt + węgiel + minerały rudne. Klasty wyraźnie lawowe są rzadsze, szczególnie, gdy ziarno staje się drobniejsze. Ze zmianą ziarna na drobniejsze skała stopniowo przechodzi w laminit.

Wulkanoklastyki laminowane (laminity) są na ogół cienkim i nie zawsze zachowanym, najwyższym fragmentem cyklu (Fig. 22). Foliacja jest w nich równoległa do laminacji, a grubość lamin waha się od 0,1–30 mm. Miejscami widoczne jest słabo nachylone przekątne warstwowanie oraz wyraźna gradacja ziarna. W składzie mineralnym dominuje chloryt a towarzyszą mu w zmieniających ilościach węgiel + serycyt + minerały rudne + kwarc.

Wulkanoklastyki drobnoziarniste laminowane

Wulkanoklastyki drobnoziarniste laminowane są podobne do opisanej drobnoziarnistej części cyklu sedimentacyjnego w wulkanoklastykach cyklicznych, warstwowanych gradacyjnie (Fig. 22). Można przypuszczać, że omawiane skały są dystalnymi członami sekwencji osadów prądów gęstościowych, dających w części proksymalnej wulkanoklastyki gradacyjnie warstwowane. Ich cechami charakterystycznymi są: drobne uziarnienie, ściśły związek i przewarstwienia z osadami terrygenicznymi (drobnoziarnistymi i laminowanymi) oraz powszechna, drobna, równoległa laminacja i na ogół zielonawe zabarwienie. Wśród tych skał można wyróżnić dwie odmiany:

- słabo laminowane do masywnych, gdzie grubość lamin wyraża się w centymetrach, a zabarwienie jest zielonawe (odmiana bardziej powszechna);
- wyraźnie laminowane, o grubości lamin rzędu milimetrów i o zabarwieniu zielonawym lub beżowym (mniej popularna).

Te dwie odmiany w pewnym stopniu pokrywają się z opisanym już dwudzielnym członem drobnoziarnistym cyklu gradacyjnego.

Wulkanoklastyki słabo laminowane zawierają drobne klasty różnych skał. Niektóre z nich są fragmentami zmienionego pumeksu lub wykazują inne cechy materiału wulkanogenicznego, np. automorficzne listewki skaleni lub ziarna skaleni poprzerastanych kwarcem. Oprócz tego fragmenty skalne stanowią drobnoziarniste łupki. Tło omawianych wulkanoklastyków zbudowane jest głównie z serycytu oraz podrzędnie chlorytu i mniej lub bardziej licznych ziarn kwarcu i skaleni. Charakterystyczne dla tła są nagromadzenia pigmentu żelazistego, przypominające "duchy" przeobrażonych minerałów. Obecne są również węgiel oraz mozaika kwarcowa, będąca najprawdopodobniej efektem przekształcenia krzemionki. Bywają lamininy, w których oprócz serycytu, znacznie większą rolę odgrywa chloryt oraz węgiel.

W wulkanoklastykach wyraźnie laminowanych obfite tło stanowi głównie serycyt, który otula bardzo drobne ziarenka kwarcu. W dużej ilości występuje pigment żelazisty oraz drobnokrystaliczny węgiel. W tym tle w zróżnicowanych odstępach rozmieszczone są lamininy o grubości około 2 mm, zbudowane głównie z mozaiki kwarcowo-skaleniowej z ciemnym pigmentem i grudkami węglanów. Są to przypuszczalnie warstewki tufitu(?) w obrębie osadu ilastego lub ilasto-mułowcowego.

PODSUMOWANIE I DYSKUSJA WYNIKÓW

Jak wynika z przeprowadzonych obserwacji terenowych i badań rdzeni z 14 otworów wiertniczych, profil litostratygraficzny jednostki Chełmca jest wyraźnie dwudzielny i składa się z: (1) sekwencji stratygraficznej i (2)

melanżu. Sekwencję stratygraficzną tworzą głównie ciemne łupki mułowcowe z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców, laminowane pstre łupki pyłowo-ilaste, wulkanoklastyki, diabazy i zieleńce. Wszystkie te skały są ze

sobą powiązane pierwotnymi kontaktami sedymentacyjnymi i intruzyjnymi. W obrębie sekwencji wyróżniono dwie nieformalne jednostki litostratygraficzne: zespół metamułowców z diabazami (zmmmd) oraz zespół metawulkanoklastyków (zmvk). Trzecia jednostka litostratygraficzna – zespół melanzu (zm) – złożona jest z ciemnych łupków mułowcowych częściowo zbrekcjowanych, stanowiących tło, oraz bloków większych ciał litytów i łupków grafitowych, kwarcytów, szarogłazów, a także laminowanych pstrych łupków pyłowo-ilastych.

Za podstawę wnioskowania o wieku skał – wobec braku dowodów biostratygraficznych – przyjęto podobieństwa litologiczne do innych datowanych utworów kompleksu kaczawskiego. Przypuszczalny ordowicki wiek skał metaosadowych budujących sekwencję określono na podstawie podobieństwa litologicznego do skał ordowickich jednostek Rzeszówka–Jakuszowej i Bolkowa. Z kolei na podstawie identyczności melanzu Stanisławowa i melanzu Janówka oraz Rzeszówka sugeruje się późnowęglenny lub wczesnokarboński wiek zespołu melanzu.

Skały metaosadowe przeważające na obszarze badań to ciemne łupki mułowcowe z przewarstwieniami pyłowców i piaskowców (w tym szarogłazów) oraz laminowane łupki pyłasto-ilaste, pstre. Ich ogólne cechy strukturalne: typ laminacji, gradacja lamin i gradacja uziarnienia w laminach, skłaniają do wniosku, że są to w większości osady rozrzedzonych prądów zawieszonych, deponowane w stosunkowo odległej od obszaru źródłowego części basenu sedymentacyjnego. Mógł to być zewnętrzny stożek lub basen przy krawędzi kontynentu. Obecność substancji węglistej w części tych osadów wskazuje na panujące tam okresowo warunki euksyniczne. Szarogłazy tworzące wkładki w łupkach są osadem gęstszych prądów zawieszonych, prawdopodobnie spływających kanałami. Generalnie podobny jest mechanizm transportu i depozycji wulkanoklastyków, tworzących wkładki wśród łupków i główną masę zalegającą w stropie sekwencji. Detrytyczny materiał wulkanoklastyków, a także zapewne szarogłazów, pochodzi z obszaru aktywnego wulkanizmu, położonego w rejonie krawędzi basenu lub wewnątrz niego. Niezależnie od tego, sam basen był obszarem działalności wulkanicznej i subwulkanicznej, której efektem są diabazy i zieleńce. Jednak wspomniany model zewnętrznego stożka lub basenu uformowanego u podnóża krawędzi kontynentu nie jest jedynym możliwym do zastosowania. Bardziej szczegółową interpretację sytuacji geotektonicznej mogłyby ułatwić badania geochemiczne wulkanoklastyków.

Relacje genetyczne między skałami wulkanoklastycznymi a współwystępującymi z nimi intruzjami i lawami nie są dotychczas całkiem jasne. Pewnych wskazówek dostarcza charakter litologiczny klastów. Duży udział klastów skał afanitowych, afirowych, przy braku typowych klastów diabazowych wskazuje, że obszar źródłowy był zbudowany głównie z wulkanitów, a nie z subwulkanicznych intruzji. Spory udział law felzytowych (kwaśnych) w niektórych wulkanoklastykach wskazuje na bimodalny charakter wulkanizmu w obszarze źródłowym, a obecność klastów granitoidowych wydaje się świadczyć o

związku wulkanizmu ze skorupą typu kontynentalnego.

Wulkanoklastyki mają wyraźny charakter epiklastyczny i dotąd nie stwierdzono w nich utworów typu piroklastycznego. Może to wskazywać na przewagę działalności efuzyjnej nad eksplozywną w obszarze źródłowym, lub na znaczną odległość obszaru depozycji od centrów erupcji.

Określenie relacji ciał magmowych (diabazów i zieleńców) do skał osadowych jest często trudne, ale w paru przypadkach zaobserwowano struktury, które można interpretować jako efekt oddziaływania magmy na nieskonsolidowany osad. Wspólnie z objawami podwodnych wylewów powierzchniowych (lawy poduszkowe) stanowią one argument przemawiający za synchronizacją magmatyzmu i sedymentacji.

Ogólne spostrzeżenia na temat sedymentacji i wulkanizmu przedstawione w tym rozdziale prowadzą do stosunkowo prostego modelu. Część basenu sedymentacyjnego, w którym powstały opisane powyżej skały osadowe, była zasilana przede wszystkim przez rozrzedzone prądy zawieszinowe. Położenie ani charakter obszaru źródłowego materiału dostarczanego przez te prądy nie są znane. W basenie równocześnie trwała działalność wulkaniczna dostarczająca produktów o charakterze bazaltowym (diabazy i zieleńce). Materiał wulkanoklastyczny był dostarczany epizodycznie gęstszymi prądami zawieszinowymi i prawdopodobnie spływami grawitacyjnymi innego typu, z brzeżnych rejonów basenu lub wyniesień wulkanicznych w innych jego częściach. Pozycja geotektoniczna basenu nie może być na razie bliżej ustalona. O ile prawdziwe są korelacje wiekowe poszczególnych elementów sekwencji kompleksu kaczawskiego odsłoniętych w różnych jednostkach tektonicznych (Baranowski *et al.*, 1990a; Kryza & Muszyński, 1992), postulowane tutaj środowisko sedymentacji reprezentowałoby bardziej dojrzały basen, w porównaniu do raczej płytkowodnego środowiska depozycji niższej (kambro-ordowickiej) części sekwencji wulkanicznej osadowej, znanej z jednostek Świerzawy i Bolkowa (Lorenc, 1983; Kryza *et al.*, 1994).

Melanz reprezentuje późniejszy etap ewolucji kompleksu kaczawskiego. Według Baranowskiego *et al.* (1990a) utwory melanzu były prawdopodobnie deponowane w środowisku typu rowu oceanicznego lub na jego skłonie, jako produkty spływów i ześlizgów grawitacyjnych (olistostroma). Pochodzą one zapewne z etapu powstawania przyzmy akrecyjnej w okresie od późnego dewonu do wczesnego karbonu. Problemem otwartym w wielu przypadkach pozostaje rozróżnienie efektów procesów sedymentacyjnych od deformacji tektonicznych w melanzach.

Serie paleozoiczne kompleksu kaczawskiego budujące badany obszar zostały sfałdowane podczas orogenezy waryscyjskiej (prawdopodobnie w fazie sudeckiej; Baranowski *et al.*, 1990a). Ewolucja strukturalna kompleksu jest ciągle słabo poznana, ale na podstawie obserwacji terenowych w jednostce Chełmca (oraz ich odniesienia do obserwacji wykonanych w innych jednostkach tektonicznych – A. Haydukiewicz, w Baranowski *et al.*, 1987, str. 72) można przypuszczać, że obejmowała ona kilka etapów deformacji. Etap pierwszy to powstanie zespołu nasunięć i stowarzyszonych z nimi fałdów (?), połączone zapewne z (albo częściowo poprzedzone) procesem tworzenia me-

lanżu. Jest prawdopodobne, że deformacja związana z tym etapem, zwłaszcza z jego późniejszymi stadiami, odbywała się w warunkach metamorficznych (facja łupków glaukofanowych?). Wyrażna lineacja mineralna, o połogim nachyleniu i generalnie stałej orientacji niemal we wszystkich jednostkach tektonicznych Gór Kaczawskich, wskazuje na transport tektoniczny wzdłuż kierunku WNW-ESE. W jednostkach Świerzawy i Bolkowa, gdzie wzajemna orientacja foliacji i zachowanych struktur pierwotnych (np. warstwowania) umożliwia skonstruowanie względnie wiarygodnego modelu tektonicznego (Kryza & Muszyński, 1992), wskaźniki kinematyczne typu struktur s-c i asymetrycznych klastów sugerują nasuwanie ku WNW. Kolejny, drugi etap deformacji, prawdopodobnie w warunkach facji zieleńcowej, związany był z fałdowaniem, które doprowadziło do zestromienia foliacji i powstania asymetrycznych fałdów (Kryza & Muszyński, 1992), a także lokalnie do pozornej zmiany zwrotu wskaźników kinematycznych pierwszego etapu deformacji w odwróconych skrzydłach tych fałdów (R. Kryza, P. Aleksandrowski i S. Mazur, niepublikowane dane z jednostek Świerzawy i Bolkowa). Trzeci etap deformacji, częściowo w warunkach półkruchych/kruchych (?), spowodował, jak się wydaje, rozcięcie uprzednio uformowanej struktury nowymi powierzchniami nasunięć oraz powstanie wielkoskalowych otwartych fałdów, takich jak opisane

przez Teisseyre'a (1963) siodło Bolków-Wojcieszów. Weryfikacja powyższego, hipotetycznego modelu wymaga dalszych szczegółowych badań strukturalnych.

Deformacji kompleksu skalnego towarzyszył metamorfizm, zasadniczo w warunkach facji zieleńcowej typu Barrow, który doprowadził do powstania powszechnej paragenezy mineralnej złożonej z kwarcu, serycytu, muskowitu, chlorytu, kalcytu oraz minerałów nieprzezroczystych, w tym grafitu. W niektórych skałach występują ponadto biotyt, stilpnomelan, aktyolit oraz minerały z grupy epidotu. Dotychczas w jednostce Chełmca nie natrafiono na wyraźne ślady wczesnego epizodu wysokociśnieniowego, który jest tak ewidentny w innych jednostkach tektonicznych Gór Kaczawskich (Kryza et al., 1990) – nie znaleziono w tej jednostce ani reliktoowego glaukofanu, ani jadeitu. Generalnie skały jednostki Chełmca wykazują dość często dobrze zachowane struktury pierwotne (osadowe i wulkaniczne), a przy tym niezbyt silną deformację i stosunkowo niski – jak się wydaje – w porównaniu z innymi jednostkami tektonicznymi Gór Kaczawskich – stopień metamorfizmu.

Po waryscyjskim fałdowaniu i metamorfizmie, rozwinięty się w skałach liczne zluźnienia, spękania i uskoki. Zostały one w części wypełnione żyłami zawierającymi urozmaicone typy mineralizacji, a w tym żyłę barytową Stanisławowa.

Podziękowania

Przedłożony artykuł jest zmodyfikowaną wersją opracowania wykonanego w ramach CPBP 03.04 na zlecenie Instytutu Nauk Geologicznych PAN w latach 1988–1990. Jego podstawę stanowią szczegółowe badania geologiczne i petrologiczne przeprowadzone przez autorów w jednostce Chełmca, a także materiał pochodzący z wierceń geologicznych wykonanych w tej jednostce w latach 1986–89 przez Przedsiębiorstwo Geologiczne

w Wrocławiu. Wiercenia nadzorowane były przez zmarłego przedwcześnie, nieodżałowanego Kolegę, mgr Zdzisława Borka. Ogromną ilość cięć i zgładów rdzeni wiertniczych oraz preparatów mikroskopowych wykonali Janusz Rzechonek i Jan Marko, a zdjęcia przeciętych rdzeni – mgr Krzysztof Burski. Maciek Kryza wykonał komputerowe wersje figur. Wszystkim osobom i instytucjom składamy wyrazy wdzięczności.

LITERATURA – REFERENCES

- ADAMSKI, P., 1989. *Petrograficzny opis skał meta-wulkanicznych z wierceń w okolicach Stanisławowa*. Maszynopis, Biblioteka Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, 44 p. (unpublished). {in Polish only}
- 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., 1988. Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie): charakterystyka litofacjalna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. [Lithofacies characteristic of trench-fill metasediments in the Radzimowice Slate (Paleozoic), Sudetes, SW Poland]. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 58: 325–83.
- 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. *Przewodnik 58 Zjazdu PTG, Wałbrzych, 17-19 września 1987*, Zakład Graficzny AGH, pp. 61–73. {in Polish only}
- BARANOWSKI, Z., HAYDUKIEWICZ, A., KRYZA, R., LORENC, S., MUSZYŃSKI, A., SOLECKI, A. & URBANEK, Z., 1990a. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl.*, 179: 223–257.
- BARANOWSKI, Z., HAYDUKIEWICZ, A., KRYZA, R., LORENC, S., MUSZYŃSKI, A. & URBANEK, Z., 1990b. *Stratygrafia kompleksu kaczawskiego w rejonie Stanisławów-Pomocne (jednostka Chełmca, Góry Kaczawskie)*. Maszynopis, Biblioteka Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, 61 p. (unpublished). {in Polish only}
- BARANOWSKI, Z. & URBANEK, Z., 1972. Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, 20: 211–216.
- DAHLGRÜN, F., 1934. Zur Alterdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. *Z. Deut. Geol. Ges.*, 86: 385–393.
- FURNES, H., KRYZA, R., MUSZYŃSKI, A., PIN, C. & GARMANN, L. B., 1994. Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. *J. Geol. Soc., London*. 151: 91–109.
- HAYDUKIEWICZ, A., 1977. Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednos-

- tki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka (Góry Kaczawskie). [Lithostratigraphy and structural development of the Kaczawa complex in the Rzeszówek unit and western part of the Jakuszowa unit (the Góry Kaczawskie)]. *Geol. Sudetica*, 12: 7–68.
- HAYDUKIEWICZ, A., 1987a. Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. *Przewodnik 58 Zjazdu PTG, Wałbrzych, 17-19 września 1987*, Zakład Graficzny AGH, pp. 95–102. {in Polish only}
- HAYDUKIEWICZ, A., 1987b. Melanże Gór Kaczawskich. *Przewodnik 58 Zjazdu PTG, Wałbrzych, 17-19 września 1987*, Zakład Graficzny AGH, pp. 106–112. {in Polish only}
- 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*, 21: 185–196.
- HAYDUKIEWICZ, A. & URBANEK, Z., 1987. Melanż z Rzeszówka (dolina potoku Kamiennik). *Przewodnik 58 Zjazdu PTG, Wałbrzych, 17-19 września 1987*, Zakład Graficzny AGH, pp. 112–114. {in Polish only}
- 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]. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 185: 109–195.
- KOKELAAR, B. P., 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various bodies. *J. Geol. Soc., London*, 139: 21–33.
- KRYZA, R., 1993. Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. [Basic metavolcanic rocks of the central Kaczawa Mts (Sudetes): A petrological study]. *Acta Univ. Vratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 39, 139 p.
- KRYZA, R. & MUSZYŃSKI, A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 62: 117–140.
- KRYZA, R., MUSZYŃSKI, A., TURNIAK, K. & ZALASIEWICZ, J. A., 1994. A Lower Palaeozoic shallow water sequence in the eastern European Variscides (SW Poland): provenance and depositional history. *Geol. Rundschau*, 83: 5–19.
- KRYZA, R., MUSZYŃSKI, A. & VIELZEUF, D., 1990. Glaucofan-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. *J. Metamorphic Geol.*, 8: 345–355.
- LORENC, S., 1983. Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. [Petrogenesis of the Wojcieszów crystalline limestones (Góry Kaczawskie, Sudetes Mts)]. *Geol. Sudetica*, 18: 61–119.
- MUSZYŃSKI, A., 1994. Kwaśne skały metawulkanogemiczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. [Acid metavolcanogenic rocks of the central Kaczawa Mts (Sudetes): A petrological study]. *Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Seria Geologia*, 15, 144 p.
- PEARCE, J. A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proc. Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus*, Institute of Mining and Metallurgy, pp. 261–272.
- PEARCE, J. A. & CAN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Sci. Letters*, 19: 290–300.
- SZAYNOK, T., 1989. *Petrograficzny opis skał metawulkanicznych z wierzeń w okolicach Stanisławowa*. Maszynopis, Biblioteka Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, 44 p. (unpublished). {in Polish only}
- URBANEK, Z., 1974. On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, 22: 167–171.
- URBANEK, Z., 1975. *Konodonty i ich znaczenie dla stratygrafii epimetamorficznego kompleksu północno-wschodniej części Gór Kaczawskich*. Maszynopis, Biblioteka Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, 87 p. (unpublished). {in Polish only}
- URBANEK, Z., 1978. The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks the northern part of the Góry Kaczawskie. *Geol. Sudetica*, 13: 7–30.
- 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.
- WAJSPRYCH, B., 1974a. Tektonika jednostki Chełmca (północno-wschodnia część Gór Kaczawskich). [Tectonics of the Chełmiec unit (north-western part of the Góry Kaczawskie Mts)]. *Geol. Sudetica*, 9: 101–123.
- WAJSPRYCH, B., 1974b. Strukturalno-geologiczne warunki lokalizacji złóż żyłowych jednostki Chełmca. [The structural-geological conditions of the occurrence of vein ore deposits in the Chełmiec unit]. *Geol. Sudetica*, 9: 125–138.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325–343.

SUMMARY

The lithology and origin of the metasedimentary and metavolcanic rocks of the Chełmiec Unit (Kaczawa Mts, Sudetes, SW Poland)

INTRODUCTION

This paper presents new data on the lithology and origin of the Kaczawa complex rocks in the Chełmiec Unit of the northern part of the Kaczawa Mts (Fig. 1) and discusses the paleogeographic and geotectonic setting of their emplacement.

The Chełmiec Unit, together with the Rzeszówek–Jakuszowa and Złotoryja–Luboradz Units, make up the northern area

of the Kaczawa Mts. According to Jerzmański (1965), the Chełmiec Unit is placed between the two other units, all probably representing fragments of nappes thrust northwards. Haydukiewicz (1977) considers it to be a block unit uplifted in relation to the neighbouring units.

The stratigraphic subdivision and position of the Chełmiec Unit rocks remains uncertain, and it has been based, due to the lack of any biostratigraphic evidence, on the partly incorrect and

incomplete stratigraphic scheme by Dahlgrün (1934), with new observations added by later researchers. Jerzmański (1965) assumed the oldest rocks of the complex, probably Ordovician, to be represented by quartz-sericite and sericite slates. These were thought to be overlain by apparently Silurian quartzites and siliceous slates, and volcanogenic rocks considered by that author as Upper Silurian–Lower Devonian.

For several reasons, including the incorrect lithological subdivisions (e.g. the misinterpretation of volcanogenic rocks) and insufficient petrographic and structural criteria applied to the recognition of various sedimentary rocks (e.g. the metamudstones of the stratigraphic sequence are not differentiated from those of the mélange matrix), the geological map published by Jerzmański (1965) is, in a few respects, unreliable.

This paper presents as yet unpublished results of detailed geological and petrological studies carried out by the authors in the Chełmiec Unit, and in particular those obtained from boreholes drilled in the area of the barite deposit at Stanisławów by Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu (the Geological Company, Wrocław). Drill logs from 14 boreholes of a total length of 9000 m (and from 127 to 1499 m deep) were studied (Figs. 2–4). Around 10% of the logs were cut and about 700 thin sections made. Several other analytical methods were also applied, including chemical analysis, X-ray diffraction and electron microprobe analysis. Based on the observations from exposures and from the boreholes, a detailed geological map of the Stanisławów area (Fig. 2) and a new geological sketch of the Chełmiec Unit (Fig. 3) were made. Also, on the basis of results obtained from drill logs, a new lithostratigraphic subdivision is proposed which is significantly different to that proposed by Jerzmański (1965). Finally, sedimentary and volcanic processes recorded in the rock complex, as well as probable geotectonic setting of its emplacement are discussed.

OUTLINE GEOLOGY OF THE CHEŁMIEC UNIT

Most of the Chełmiec Unit boundaries are tectonic: the Myślinów fault in the south, Jerzmanice fault in the north, and Marginal Sudetic fault in the NE. In the west, the unit is in contact with the Leszczyna Basin, the easternmost part of the Permo-Mesozoic North – Sudetic Basin.

The mapped area is conventionally subdivided, based on differing lithological contents, into five areas (Fig. 3): the Gajka (the large central and eastern part of the unit), Leszczyna, Pomocne, Sichów and Myślubórz areas. These names have no formal meaning and are used only to make the description of rock distribution easier.

The authors did not carry out detailed structural analysis so no general tectonic model of the Chełmiec Unit is proposed. In their unpublished report (Baranowski *et al.*, 1990b) they suggested, based mainly on the outcrop pattern, that the western part of the unit may consist of a large fold with the hinge located just north-west of Stanisławów (Figs. 2 & 3). Poor exposure and the small number of available structural measurements make it difficult to verify this hypothesis.

From the observations in boreholes, it is evident that the largest outcrop of mélange, south of Stanisławów, is thrust-bounded to the north. In the drill cores, a tectonic contact is observed between the mélange and the underlying volcanoclastic rocks. Rather intense brecciation and quartz veins in the contact zone indicate the semibrittle/brittle character of the thrust. Comparing the location of the intersection line of this thrust on the map with its depth found in boreholes, one can estimate that the thrust dips at 15–20° to SW. A similar orientation is inferred for the contact between the volcanoclastic rocks (and greenstones) and underlying mudstones which appears in outcrop in the centre

of the Gajka area near Stanisławów. The strike of the main metamorphic foliation in these rocks parallels the two contacts but its measured dips are usually more steeply inclined (Fig. 2).

In the western part of the Chełmiec Unit, near Leszczyna and Sichów (Figs. 2 & 3), it is difficult to prove whether the mappable rock bodies represent large blocks within a mélange or small individual thrust sheets.

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE CHEŁMIEC UNIT

In the lack of any biostratigraphic evidence in the studied rocks, the authors had to rely only on lithological criteria to solve basic stratigraphic problems. The original succession in the rock profiles was inferred from detailed observations of contacts between various lithologies, and of sedimentary and volcanic structures.

In most boreholes, excepts for 54/S, PM-2, the lithological log consists of two distinct parts composed of two different elements distinguished in the Kaczawa complex by Haydukiewicz (in Baranowski *et al.*, 1987a, b & 1990a): (1) a stratigraphic sequence and (2) a mélange.

(1) Stratigraphic sequence

The lithology of the metasedimentary and metavolcanic rocks of the sequence is strongly diversified, both laterally and in the stratigraphic column (Fig. 4–6). The total thickness of the sequence is unknown, since in particular logs we are dealing with repeated sets of beds (Fig. 4) which form a number of thrust sheets. Beds repeat several times in places. The estimated minimum thickness is probably between several hundred and one thousand metres.

The sequence is formed predominantly of dark muddy slates (metamudstones) interbedded with siltstones and sandstones, and of laminated variegated silty-clayey slates, volcanoclastic rocks, diabases (delerites) and greenstones. All these rocks are often in primary sedimentary or intrusive contact.

The dark muddy slates and the laminated variegated silty-clayey slates have traditionally been assumed as Ordovician (Jerzmański 1965). Similar lithologies are known from other tectonic units of the Kaczawa Mts and, in a few localities, their age has been documented as Ordovician (Baranowski & Urbanek, 1972; Baranowski, 1975; Urbanek, 1975; Haydukiewicz, 1977, 1987a).

The upper part of the sequence, comprising mainly volcanogenic rocks, can be correlated with the association (or "suite") of volcanic and volcanoclastic rocks distinguished by Haydukiewicz (1987b) at Stare Rochowice (Bolków Unit in Fig. 1) where it underlies palaeontologically documented Silurian strata.

(2) Mélange

Various parts of the sequence are overthrust by a mélange referred to by Haydukiewicz (1987b) as the Stanisławów mélange. It outcrops in the areas of Sichów, Pomocne and Myślubórz (Fig. 3).

The mélange consists of dark muddy slates, partly brecciated (matrix), and fragments (up to several hundred metres across) of various rocks: dark graphitic slates and cherts (lydites), grey siliceous slates, quartzites, greywackes and laminated variegated silty-clayey slates (Fig. 5).

The Stanisławów mélange is similar to those known from Janówek (in the Świerzawa Unit in Fig. 1) and Rzeszówek (in the Rzeszówek – Jakuszowa Unit; Haydukiewicz, 1987b). The mélanges have been shown in several places to contain fragments of Silurian and Devonian rocks (Haydukiewicz, *op. cit.*), and the age of slates which form the matrix of mélange at Kamiennik in the Rzeszówek – Jakuszowa Unit has been documented by cono-

dents to represent the range between the Devonian and Early Carboniferous (Haydukiewicz & Urbanek, 1987). Consequently, one can assume that the Stanisławów mélange is probably of Devonian or Early Carboniferous age (Fig. 5).

Lithostratigraphic subdivisions

Three informal lithostratigraphic units, referred to as associations, have been distinguished:

- an association of metamudstones and diabases (zmmd),
- an association of metavolcaniclastic rocks (zmvk),
- a mélange association (zm).

Hypothetical lateral relationships between them are shown in figure 6. The age relationships have been described above.

(a) The association of metamudstone and diabases (zmmd)

The most typical rocks of this association are dark coloured slates composed of alternating muddy materials and subordinate silt or fine sand, with well preserved sedimentary structures (Figs. 7-9). The silty material is found in single laminae or in sets of laminae, up to several mm thick. In the sets, asymmetric upward gradual thinning of laminae and increase of clay material which is indicated by a change of colour are observed; the lower part of the sets, which is lighter in colour, is often disintegrated and load casts at the boundary with the underlying mud are common. Locally, indications of fluidisation and flowing of unconsolidated sediment are found.

Minor lithologies in the association of metamudstone and diabases are represented by variegated laminated silty-clayey slates (Figs. 10 & 11) and metavolcaniclastic rocks, and scarce thin greywacke intercalations. The variegated slates are mainly light greenish rocks composed of alternating silty (quartz, feldspar & white mica) and clayey (sericite rich) laminae. The thickness of the former is between 1 and 5 mm, the latter are always thinner (Figs. 10 & 11).

The dark slates interbedded with siltstones and sandstones represent muddy turbidites, with an admixture of hemipelagic material and, occasionally sandy turbidites.

The dark slates host numerous diabase (dolerite) sills, 1 to 100 m. thick (Fig. 4). Their subvolcanic character is inferred from: (1) their being medium-grained, subophitic or ophitic, often porphyritic texture (with igneous clinopyroxene well preserved), and (2) the internal structure of these igneous bodies, with systematic variation of the texture and mineral composition from the centre to the margin. Additional arguments include: the considerable homogeneity of the diabases, the lack of vesicular texture, and their mostly smooth contacts with indications of thermal interaction.

The upper boundary of this association is placed where dark slates, i.e. the diagnostic lithological element, disappear. The lower boundary is unknown, as is the thickness of the association. In most boreholes its apparent thickness is between 70 and 1500m. The association of metamudstone and diabases has not been found only in boreholes 44/S, 45/S, 58/S and 59/S (Fig. 4). The distribution of this lithological unit is shown in figure 2.

(b) The association of metavolcaniclastic rocks (zmvk)

The dominant element of this association is metavolcaniclastic rocks, often intervened with diabases, greenstones (including pillow lava) and variegated laminated silty-clayey slates.

The metavolcaniclastic rocks form beds and sets of beds, from 1 to 120 m thick, locally separated by other minor lithologies. Based on structural criteria, three types of the volcaniclastic rocks can be distinguished: (1) massive rocks, without visible bedding, (2) cyclic, gradationally bedded rocks, and (3) fine-grained

laminated rocks (Figs. 18-22).

The massive volcaniclastic rocks contain fragments of lavas, from a few mm to several cm in diameter (Figs. 19 and 20). Most of the clasts are represented by dark coloured, very fine-grained (microcrystalline) rocks with microlithic laths of albitized plagioclase. Fragments of porphyritic lavas are much more rare. They also contain plagioclase (presently albite) phenocrysts.

The gradationally bedded volcaniclastic rocks form sedimentary cycles, several metres thick (usually 2-6 m), and repeated several times in a sequence. Most often, a cycle begins with a coarse-grained volcaniclastic (Fig. 31) being in erosional contact with the underlying rock. The grain size is most often within the range of 1 to 3 cm. The clasts of different colours (beige, reddish, green and black) are angular to subrounded and compactly arranged. Most of them represent dark coloured microcrystalline lavas. Fragments of trachytic rocks ("keratophyres"), with rather scarce fine phenocrysts of plagioclase (albite), are less abundant, while coarser-grained clasts of diabases and microgranitoids are rather exceptional.

The middle, medium-grained part of the cycle is usually the thickest. The grain size there varies from 2 to 6 mm, and the clasts are similar to those in the lower part of the cycle.

The upper part of the gradational cycle is composed of two elements: fine- and very fine-grained volcaniclastic material. Locally, this material is partly or totally eroded. The fine-grained material, predominantly massive, represents fine sand grading into clay, the latter forming laminites.

The fine-grained laminated volcaniclastic rocks (laminites), which are found in the upper part of the gradational cycles or independently, are usually very thin (Fig. 22). In these rocks, the lamination (0,1 to 30 mm thick) parallels the foliation. In places, low angle cross bedding and distinct grading is observed. These rocks probably represent distal members of turbiditic currents which in their proximal part produced gradationally bedded volcaniclastic rocks.

In the lower part of the largest body of volcaniclastic rocks at Stanisławów, abundant and rather thin (8-20 m) igneous rock bodies are found. Typically, they are grey-greenish and fine-grained, aphyric or slightly porphyritic, massive or rarely vesicular rocks. Their composition generally corresponds with that of greenstones, and rather scarce and small phenocrysts are represented by albitized plagioclase. The majority of these bodies are texturally and compositionally homogeneous which, together with the lack of structures typical of extrusive/effusive bodies, make the interpretation uncertain whether we are dealing with lava flows or thin intrusions. In a few exposures, typical pillow lavas of most probably subaqueous origin have been found.

Generally, the contacts of volcanic bodies (primary or tectonic) are even and sharp but, locally, complicated structures are observed which may have resulted from interaction between hot magma and unconsolidated sediment (Figs. 15 & 17).

The upper boundary of this association is, in most cases, tectonic and it is represented by the mélange overthrust (Fig. 4), and only in borehole 54/S is the described unit in contact with the association of metamudstones and diabases. In the Leszczyna area, this boundary is difficult to trace because of the lack of exposures. The lower boundary is equivalent with the upper boundary of the underlying association of metamudstones and diabases. In boreholes 38/S and 54/S, this boundary appears to be a primary sedimentary boundary, while in the other drill cores, both associations are in tectonic contact.

The thickness of the association is unknown. Its apparent thickness observed in particular boreholes varies from 95 to 469 metres. The distribution of the association of metamudstones and diabases in the study area is shown in figure 2. This lithostratigraphic unit was found in all boreholes, except for PM-1 and

PM-2 located in the centre of the Gajka area (Figs. 3 & 4), where volcanoclastic rocks intercalate with dark slates and cannot be defined as a lithostratigraphic unit.

(c) The *mélange* association (zm)

The slates which form the *mélange* are similar to those in the association of metamudstones and diabases, but they differ in containing of a carbon-like substance (graphite ?) and in structural features (e.g. disintegrated lamination). These dark, greyish-black mudstones are interlaminated with light silty- to fine-sandy material, and they contain scarce intercalations of coarser-grained greywackes and siliceous laminae. The silty and sandy laminae are, to a various degree, disintegrated (Figs. 12 – 14). In the muddy matrix, rather infrequent small (up to several cm) fragments of volcanic rocks are found.

At the initial stage of the disintegration process, competent laminae break to form angular or subangular fragments. In some specimens, small-scale structures of the “pinch and swell” type are observed, while in others “web structures” which are typical of *mélanges* can be seen.

Blocks of various size and larger rock fragments within the *mélange* are represented by greywackes, dark siliceous slates (lydites), graphitic slates, grey siliceous slates, grey and black quartzites, greenstones and variegated laminated silty-clayey slates. The greywackes vary in composition but they always are rich in fragments of volcanic rocks, monocrystalline quartz and feldspars which suggest a source area dominated with volcanic rocks.

The thickness of the *mélange* is unknown and, in the boreholes, it varies from 22 to 212 m (Fig. 4). The distribution of *mélange* in the Chełmiec Unit is shown in figure 3.

SUMMARY AND DISCUSSION

The probable stratigraphic succession in the Chełmiec Unit is based on superposition. Due to the lack of biostratigraphic evidence, the age of the rocks is inferred from lithological similarities to other rocks of the Kaczawa Complex the age of which is better constrained. A probable Ordovician age of metasedimentary rocks in the succession of the Chełmiec Unit is suggested based on their overall lithological similarity to Ordovician rocks in the Rzeszówek–Jakuszowa and Bolków units. Similarly, the identical characteristics of the Stanisławów *mélange* and the *mélanges* from Janówek and Rzeszówek (Baranowski *et al.*, 1990) allow the former to be assumed as most probably Upper Devonian or Lower Carboniferous in age.

The dominant lithology in the study area is the dark muddy slates intercalated with siltstones and sandstones (greywackes), as well as the variegated laminated silty-clayey slates. Their basic structural features, such as the type of lamination, gradation of laminae and grain-size grading, indicate that they may have been deposited from turbiditic currents in a distal part of the basin, e.g. at in outer fan or in a basin at a continental margin. The greywacke intercalations within the slates were deposited from denser currents, most probably along channels. In general, the transport and deposition mechanisms of the volcanoclastic rocks lying uppermost in the succession must have been similar. The detrital material of the volcanoclastic rocks and, most probably, of the greywackes was derived from an area of intense volcanism located at the edge of or within the basin. Apart from that, igneous activity occurred inside the basin itself and it produced abundant diabases and basaltic lavas (greenstones).

Genetic interrelationships between the volcanoclastic rocks and associated lava flows and small intrusions are not very clear. The observed large proportion of aphanitic and aphyric lavas and the lack of diabases within the clasts of the volcanoclastic rocks indicate that the source area was dominated by volcanic rather

than subvolcanic activity. The relative abundance of felsic rocks in some volcanoclastic rocks strongly suggests the bimodal character of the volcanism locally in the source area and the presence of (rather uncommon) granitoid fragments may indicate a probable continental crustal setting.

The volcanoclastic rocks are clearly epiclastic in character and no pyroclastic deposits have been ascertained, which indicates either that the volcanic activity in the source area was rather effusive than explosive, or the distance between the eruption centres and deposition sites was great.

The relationships between the igneous bodies (diabases and greenstones) and the embedding sedimentary rocks are mostly difficult to interpret but, in some places, characteristic structures seem to indicate a probable interaction of hot magma and unconsolidated sediment. Together with the evidence of effusive (not only intrusive) processes, such as pillow structures, they provide arguments for simultaneous magmatism and sedimentation.

The magmas were mostly basaltic. In the Winchester & Floyd (1977) diagram Zr/TiO₂ – Nb/Y, six of total seven analysed samples plot near the centre of the alkali basalt field and only one (which has very low Nb and Ce contents) is located in the basalt field. The former six specimens are high in immobile incompatible elements and geochemically they correspond to recent within-plate basalts. Based on both the geochemistry and geological constraints, Furnes *et al.*, (1994) suggested that the metavolcanic rocks of the Kaczawa Complex comprising, in a large part, mildly alkaline lavas resembling recent within-plate or E-MORB magmas, originated in an evolving rift setting, most probably within continental crust.

The observations discussed above lead to a general model of sedimentary and volcanic processes which produced the succession of the Chełmiec Unit. Most of the sedimentary rocks were deposited from turbiditic currents in the distal part of a basin. Simultaneously, volcanism was active in the basin, producing mostly basaltic lava flows (greenstones) and shallow intrusions (diabases). Volcanoclastic material was delivered episodically, by denser turbiditic currents and other gravity flows coming from marginal parts of the basin or from volcanic heights within the basin. The geotectonic setting of the basin cannot yet be more precisely defined.

The *mélange* bodies represent a later stage of the evolution of the Kaczawa Complex. According to Baranowski *et al.*, (1990a), the *mélange* was deposited from gravity flows and slides in a trench or on a trench slope. Most probably they originated during the formation of an accretionary prism, in Late Devonian to Early Carboniferous times. In some instances, it is difficult to distinguish effects of sedimentary and tectonic processes in these rocks.

The Kaczawa Complex rocks were deformed during the Variscan orogeny (most probably in the Sudetic Phase; Baranowski *et al.*, 1990a). The structural evolution of the complex is still poorly understood but based on the field observations from the Chełmiec Unit and on those from the other tectonic units (e.g. A. Haydukiewicz, in Baranowski *et al.*, 1987) one can assume that it comprised a few deformation events. The first event resulted in a system of thrusts (and associated folds?) and it was related to (or partly preceded by) the formation of *mélange*. It is likely that the deformation at this stage (and in particular at its later phase) took place under blueschist facies conditions.

The distinct, mostly subhorizontal mineral lineation, generally of the same orientation in all tectonic units of the Kaczawa Mts, indicates the main tectonic transport along WNW–ESE. In the Świerzawa and Bolków units, where the cleavage/bedding relationship is often clearly visible and allows a reliable tectonic model to be constructed (Kryza & Muszyński, 1992), kinematic indicators (s-c structures, asymmetric clasts etc.) suggest thrusting

to WNW.

The second deformation event, probably under greenschist facies conditions, was associated with folding which steepened the earlier foliation and produced new asymmetric folds (Kryza & Muszyński, 1992) and, locally, led to an apparent inversion of the kinematic indicators of the first event in the inverted limbs of these folds (R. Kryza, P. Aleksandrowski & S. Mazur, unpublished data from the Świerzawa and Bolków units). The third deformation event, partly under semi-brittle/brittle conditions, is responsible for the earlier structures being cut by new thrusts and the formation of large open folds, such as the Bolków-Wojcieszów antiform described by Teisseyre (1963). Verification of this hypothetical model of structural evolution requires further detailed structural studies.

The deformation of the rocks of the Chełmiec Unit was associated with greenschist facies metamorphism which produced

the widespread mineral assemblage of quartz, white mica, chlorite, calcite and opaques. Locally, biotite, stilpnomelane, actinolite and epidote are common. No clear evidence of an early high-pressure episode, which is widespread in other tectonic units of the Kaczawa Complex (Kryza *et al.*, 1990), has been found in the Chełmiec Unit so far. In general, primary sedimentary and volcanic structures are well preserved in the rocks of this unit which often seem to have suffered weaker deformation and metamorphism than those observed in other units of the Kaczawa Mts. After the main Variscan folding and metamorphism, various systems of faults and joints developed, some of which were filled with mineral veins, including the barite vein at Stanisławów.

Translated by R. Kryza