

Jerzy Kazimierz BŁASZCZYK\*

## WPLYW PALEOMORFOLOGII STROPU BIAŁEGO SPĄGOWCA NA ZMIENNOŚĆ FACJALNĄ SERII ZŁOŻOWEJ W ZAGŁĘBIU LUBIŃSKIM

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	195
Wstęp . . . . .	195
Zakres i metoda pracy . . . . .	196
Elewacje stropu białego spągowca – zmienność facjalna serii złożowej . . . . .	196
Zmienność facjalna białego spągowca . . . . .	202
Facja PP – piaskowce z wieloskalowym przekątnym warstwowaniem . . . . .	202
Facja PB – bezstrukturalne piaskowce drobnoziarniste . . . . .	203
Facja PL – laminowane piaskowce bardzo drobnoziarniste . . . . .	205
Facja PZ – piaskowce z różnorodnymi strukturami sedymentacyjnymi . . . . .	205
Uwagi o sedymentacji białego spągowca . . . . .	206
Wnioski . . . . .	212
Literatura . . . . .	213
Palaeomorphology of Weissliegendes top as the control on facies variability in ore-bearing series of Lubin Copper-field – Summary . . . . .	215

### Streszczenie

Powierzchnia stropowa białego spągowca nie jest płaska, lecz wykazuje reliktove formy paleomorfologiczne. W zbadanym obszarze udokumentowano obecność pięciu elewacji stropu białego spągowca. Wykazano związek pomiędzy paleoreliefem i wykształceniem facjalnym serii złożowej oraz podścielających ją osadów niższej części profilu białego spągowca. Seria złożowa na elewacjach jest pozbawiona łupków miedzionośnych, a wchodzące w jej skład skały węglanowe są bardziej zróżnicowane facjalnie niż w obszarach poza elewacjami. Stropowa część profilu białego spągowca, wchodząca w skład serii złożowej, wykazuje także większą zmienność facjalną na elewacjach niż w obszarach poza nimi. Z elewacjami jest związana duża miąższość osadów białego spągowca, a także znacznie większa niż w obszarach poza elewacjami miąższość

strefy okruszczenia. W białym spągowcu wydzielono cztery facje osadów powstałych w zróżnicowanych warunkach środowiska. Piaskowce wykazujące wieloskalowe warstwowanie przekątne reprezentują dolnopermską akumulację eoliczną. Wkraczanie morza spowodowało częściowe zniszczenie wydm i powstanie innych facji piaskowców: laminowanych i bezstrukturalnych. Facja piaskowców z różnorodnymi strukturami sedymentacyjnymi (warstwowanie przekątne tabularne i rynnowe, warstwowanie smużyste, soczewkowe oraz riplemarki, fale piaskowe, kanały erozyjne i struktury deformacyjne) powstała po częściowym wyrównaniu dna w środowisku sublitoralnym. Obserwuje się facjalne zazębienie się piaskowców tej facji z łupkami miedzionośnymi, co sugeruje ich płytkowodny charakter.

### WSTĘP

Zagadnienie zmienności facjalnej miedzionośnej serii złożowej, a zwłaszcza osadów białego spągowca i środowiska ich sedymentacji na obszarze

zachodniej Polski było podejmowane w licznych pracach (Zwierzycki 1951; Oberc, Tomaszewski 1963; Krason, Grodzicki 1964; Wyżykowski 1964;

\* Kombinat Górniczo-Hutniczy Miedzi – Lubin, Zakłady Górnicze „Rudna”, 59-320 Polkowice.

Grodzicki *et al.* 1967; Kłapciński 1967, 1971; Konstantynowicz 1967; Podemski 1967, 1970; Oberc, Serkies 1970; Harańczyk 1972; Alexandrowicz 1973; Błaszczuk, Prymka 1973b; Czajor, Wagner 1973; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Milewicz 1976; Nemeč, Porębski 1976, 1977; Peryt 1976; Nemeč *et al.* 1977; Strzelecki 1977; Rydzewski 1978). Jest to zagadnienie dużej wagi umożliwiające nie tylko poznanie paleogeografii transgresji cechsztyńskiej, lecz także wyjaśnienie genezy złóż miedzi na obszarze monokliny przedsudeckiej.

W miarę eksploatacji złóż miedzi w Zagłębiu Lubińskim stale przybywa nowych danych o litologii stropowej części osadów białego spągowca i łupków miedzionośnych, tj. serii złożowej. Przed-

stawiana praca ma na celu interpretację tych danych. Szczególną uwagę zwrócono w niej na występowanie w stropie białego spągowca reliktowych form paleomorfologicznych, z którymi jest związana zmienność facjalna osadów białego spągowca i serii złożowej. Udokumentowanie tej zmienności w przebadanym obszarze może mieć bowiem istotne znaczenie przy poszukiwaniu rud miedzi na obszarach sąsiednich.

Szczegółowe badania przeprowadzono na obszarach kopalni „Rudna”, a także, choć w mniejszym zakresie, w kopalni „Lubin” i „Polkowice”. Na pozostałym terenie obserwacje wykonano w otworach badawczo-dokumentacyjnych, wierconych z powierzchni.

## ZAKRES I METODA PRACY

Nowe dane o wykształceniu facjalnym serii rudnej, zwłaszcza białego spągowca, uzyskano podczas prowadzenia stałych obserwacji w wyrobiskach górniczych. Wykorzystano także liczne wiercenia z obszaru zagłębia wykonane z powierzchni i w kopalniach. Oprócz tych wierceń wykonanych na potrzeby kopalni, w pracy wykorzystano wyniki 120 wierceń wykonanych specjalnie w celu pełniejszego udokumentowania omawianych zagadnień. Otworami tymi (o średnicy 50 milimetrów) przewiercano biały spągowiec i osady stropu czerwonego spągowca na głębokości średnio 2 metry. Podczas profilowania rdzeni wiertniczych wykonywano pomiary kąta upadu lamin wyznaczających przekątne warstwowanie. Rejestrowano również odmiany facjalne piaskowców, które wydzielano na podstawie cech strukturalnych i teksturalnych. Z 14 otworów pobrano próbki do analiz sitowych. Pobrano 270 próbek piaskowców o wadze około 400–500 g w odstępach 1-metrowych w profilu pionowym zarówno z rdzeni wiertniczych, jak i ze ścian wyrobisk górniczych. Próbki te następnie suszono, kruszono i przesiewano na sitach o średnicy oczek: 1,25; 1,75; 2,00; 2,25; 2,75; 3,25; 3,75; 4,00 i większe od 4,00  $\phi$ . Na podstawie otrzymanych wyników sporządzono wykresy procentowego

udziału wielkości ziarn w poszczególnych frakcjach i krzywe kumulacyjne, a następnie wykonywano diagramy Friedmana. Rozkłady granulometryczne piaskowców białego spągowca przedstawiono na następujących wykresach:

1. Krzywe kumulacyjne w układzie półlogarytmicznym osobno dla osadów wydzielonych facji.

2. Wykresy procentowego udziału ziarn poszczególnych frakcji w osadach wydzielonych facji dla wybranych reprezentatywnych fragmentów profilu białego spągowca.

3. Diagramy Friedmana.

Badanie zmienności facjalnej serii złożowej i niższej części osadów białego spągowca oparto na obserwacjach struktur sedymentacyjnych w ścianach wyrobisk górniczych i w wierceniach, a także na badaniu składu mineralnego skał pod mikroskopem.

Lokalizacja wierceń w kopalni i miejsc pobrania próbek do analiz granulometrycznych w wyrobiskach górniczych, zaznaczona na rysunkach, jest określona symboliką stosowaną przez służbę geologiczną KGHM Lubin. Każdy numer próby czy wiercenia badawczego jest naniesiony na mapach górniczych przechowywanych w poszczególnych kopalniach.

## ELEWACJE STROPU BIAŁEGO SPĄGOWCA – ZMIENNOŚĆ FACJALNA SERII ZŁOŻOWEJ

W czasie prowadzenia robót górniczych w Lubińskim Zagłębiu Miedziowym stwierdzono wielo-

krotnie duże, dochodzące do 25°, lokalne upady powierzchni stropowej białego spągowca. Regio-

nalne nachylenie serii złożowej, w skład której wchodzi piaskowce, wynosi  $2-5^\circ$  ku NNE (Preidl 1967). Wspomniane lokalne upady są znacznie większe od upadu regionalnego i mają często przeciwny kierunek. Zjawiska tego nie można przypisać wyłącznie odkształceniom tektonicznym, które spowodowały powstanie horstów, rowów tektonicznych czy uskoków schodowych (Dumicz, Don

1977). W wielu przypadkach bowiem istnienie elewacji powierzchni stropowej piaskowca jest warunkowane procesami sedymentacyjnymi. Stąd też wielu przypuszczalnych uskoków zaznaczonych w materiałach dokumentacyjnych nie udało się stwierdzić w wyrobiskach górniczych, pomimo znacznych różnic w głębokości zalegania stropu piaskowca. Przyjęcie wyłącznie tektonicznej przy-

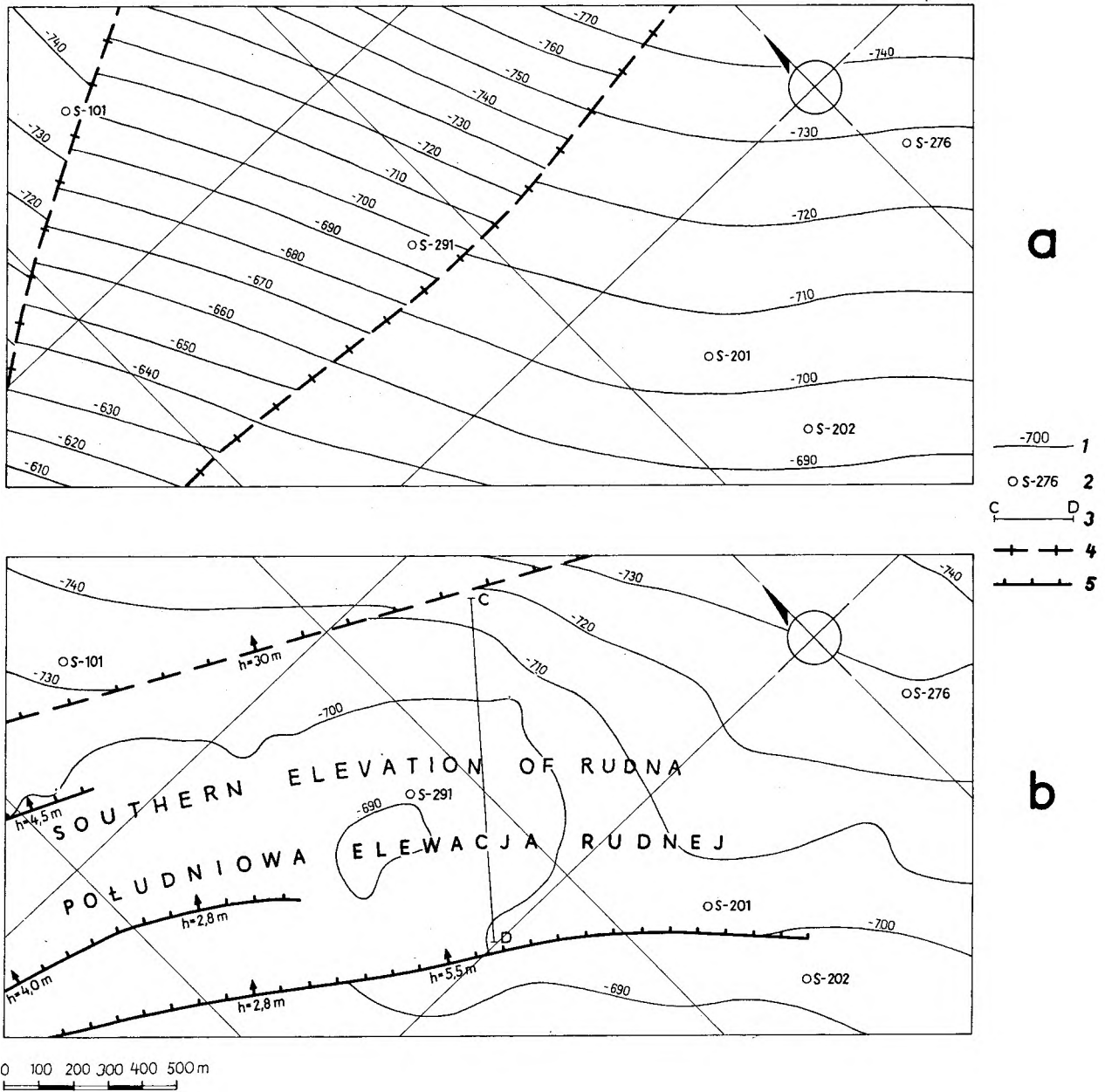


Fig. 1

Wycinek mapy strukturalnej stropu białego spągowca tego samego obszaru, wykonanej różnymi metodami: a) na podstawie otworów badawczych odwierconych z powierzchni (z dokumentacji), b) na podstawie bezpośrednich obserwacji w kopalni  
 1 - izoliny wysokości stropu białego spągowca; 2 - badawcze otwory wiertnicze; 3 - linia przekroju przez południową elewację Rudnej (por. fig. 4); 4 - uskoki przypuszczalne; 5 - uskoki stwierdzone

Fragment of structural map of Weissligendes top the same area), as prepared by two different methods: a) based on survey boreholes drilled from ground-level (data from written logs), b) based on direct observations in copper-mine  
 1 - isolines of Weissligendes top; 2 - borehole location; 3 - line of cross-section through southern elevation of Rudna (comp. fig. 4); 4 - inferred faults; 5 - identified faults

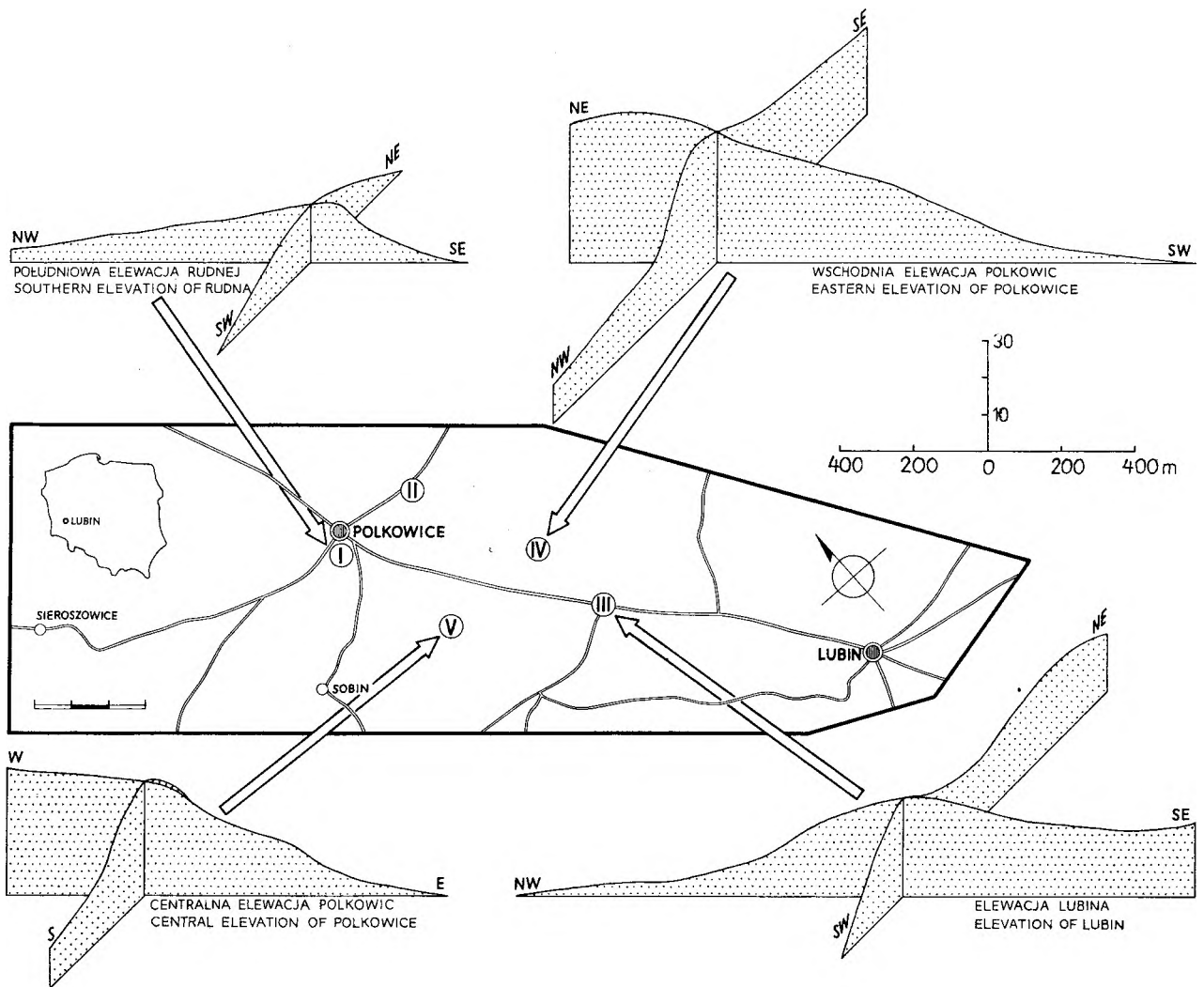


Fig. 2

Szkic sytuacyjny obszaru badań i lokalizacja niektórych form paleomorfologicznych wydzielonych na podstawie obserwacji wykonanych w kopalni

I – południowa elewacja Rudnej; II – centralna elewacja Rudnej; III – elewacja Lubina; IV – wschodnia elewacja Polkowic; V – centralna elewacja Polkowic

Index map of study area and location of selected paleomorphological forms, as distinguished on the basis of observations in copper-mine

I – Southern Elevation of Rudna; II – Central Elevation of Rudna; III – Lubin Elevation; IV – Eastern Elevation of Polkowice; V – Central Elevation of Polkowice

czynny lokalnych nachyleń prowadzić może nie-rzadko do błędnej interpretacji budowy przestrzennej złoża (fig. 1a).

Bezpośrednie obserwacje powierzchni stropowej białego spągowca, widocznej w różnych przekrojach na ścianach chodników w kopalniach, pozwalają zauważyć, że nie jest ona płaska, lecz nierówna. Kształt tej powierzchni można zrekonstruować na podstawie pomiarów niwelacyjnych głębokości zalegania stropu białego spągowca, które zostały wykonane w kopalniach. Fragment takiej mapy przedstawia figura 1b, na której zaznacza się wyraźnie wyniesienie nazwane południową elewacją Rudnej. Analiza mapy warstwowej wykonanej dla całego zbadanego obszaru pozwoliła na stwierdzenie następujących wyraźnych dodatnich

form morfologicznych na obszarze zagłębia (fig. 2) i wydzielenie, wstępnie, pięciu jednostek paleomorfologicznych zestawionych w tabeli 1.

W skład serii złożowej w Zagłębiu Lubińskim wchodzi trzy ogniwa litologiczne: piaskowce białego spągowca, łupki miedzionośne i skały węglanowe. W obrębie tych ogniw można wydzielić facje o mniejszym zasięgu lateralnym (fig. 3a i b).

W białym spągowcu na podstawie struktur sedymentacyjnych i uziarnienia wydzielono 4 główne facje: PP – piaskowce z wielkoskalowym przekątnym warstwowaniem, PB – bezstrukturalne piaskowce drobnoziarniste, PL – laminowane piaskowce bardzo drobnoziarniste i PZ – piaskowce z różnorodnymi strukturami sedymentacyjnymi. Szczegółowa charakterystyka sedymentologiczna

Tabela 1

Jednostki paleomorfologiczne stropu białego spągowca obszaru Lubińskiego Zagłębia Miedziowego

Palaeomorphological units of the Weissliegende top. Lubin Copper-field

Nazwa elewacji Elevation name	Obszar występowania* Location**	Długość [m] i kierunek Length [m] and orientation	Szerokość [m] Width [m]	Wysokość [m] Height [m]
Południowa elewacja Rudnej Southern Elevation of Rudna	Rudna Główna poziom 900 level 900	1750 NW – SE	1000	18
Centralna elewacja Rudnej Central Elevation of Rudna	Rudna Główna poziom 1000 level 1000	1450 W – E	1150	10
Elewacja Lubina Lubin Elevation	Lubin Główny poziom 610 level 610	1800 NW – SE	1500	26
Wschodnia elewacja Polkowic Eastern Elevation of Polkowice	Polkowice Wschodnie poziom 810 level 810	1200 NE – SW	1700	32
Centralna elewacja Polkowic Central Elevation of Polkowice	Polkowice Główny poziom 740 level 740	1000 W – E	870	32

\* Lokalizację elewacji pokazano na figurze 2.

\*\* For elevation locations see figure 2.

tych facji znajduje się w następnym rozdziale pracy. Oprócz wymienionych facji w stropie białego spągowca obserwuje się odmiany piaskowców zawierające znaczne ilości dolomitowego spoiwa, które lokalnie przybierają postać dolomitów piaszczystych (dolomit graniczny) lub dolomitów zawierających materię roślinną, którym nadano nazwę dolomitów algowych (Alexandrowicz 1973). Ponadto w stropowej części profilu białego spągowca występują piaskowce z dużą ilością spoiwa gipsowo-anhydrytowego.

Łupki miedzionośne reprezentowane są przez dwie facje: łupków ilastych i łupków ilasto-

-dolomitycznych zawierających liczne skamieniałości.

W obrębie skał węglanowych leżących na łupkach miedzionośnych, oprócz głównej odmiany facjalnej – dolomitów ilastych, można wyróżnić facje dolomitu z krynoidami i fację wapienia brachiopodowego.

Porównując lokalizację udokumentowanych elewacji paleomorfologicznych (tab. 1, fig. 2) z mapą zasięgu facji łupków miedzionośnych (fig. 3) można zauważyć zbieżność występowania elewacji stropu białego spągowca z obszarami, na których brak łupków miedzionośnych. Po bardziej szczegółowej analizie profili litologicznych serii złożowej

Tabela 2

Różnice w wykształceniu litologicznym osadów budujących elewacje i obszary poza elewacjami w Lubińskim Zagłębiu Miedziowym

Lithological differences between sediments present within elevations and outside elevations. Lubin Copper-field

Elewacje Within elevation	Obszary poza elewacjami Outside elevation
Brak łupków miedzionośnych lub znaczna redukcja ich miąższości	Obecność łupków miedzionośnych w pełnym wykształceniu o miąższości dochodzącej do 0,6 metra z licznymi lingulami
Spąg ogniwa skał węglanowych zróżnicowany facjalnie: w miejscu zredukowanych dolomitów ilastych występują dolomity z krynoidami i wapień brachiopodowe	Brak zróżnicowania facjalnego w spągu ogniwa skał węglanowych: występują wyłącznie dolomity ilaste
W stropie białego spągowca występują soczewy dolomitów piaszczystych, dolomitów algowych i piaskowców gipsowo-anhydrytowych, a także fauna małżowa	Brak dolomitów piaszczystych dolomitów algowych i piaskowców gipsowo-anhydrytowych w stropie białego spągowca. Zasięg fauny małżowej kończy się wraz z lateralnym zasięgiem łupków miedzionośnych
Duża miąższość białego spągowca, dochodząca do 43 metrów	Mała miąższość białego spągowca, średnio od 5 do 8 metrów
Duża miąższość strefy okruszczenia, dochodząca do 20 metrów	Mała miąższość strefy okruszczenia maksymalna do 5 metrów
W osadach białego spągowca dominuje facja PP – piaskowców z wielkoskalowym przekątnym warstwowaniem, lub facja PZ – piaskowców z różnorodnymi strukturami sedymentacyjnymi	W osadach białego spągowca dominuje facja PB – piaskowców bezstrukturalnych

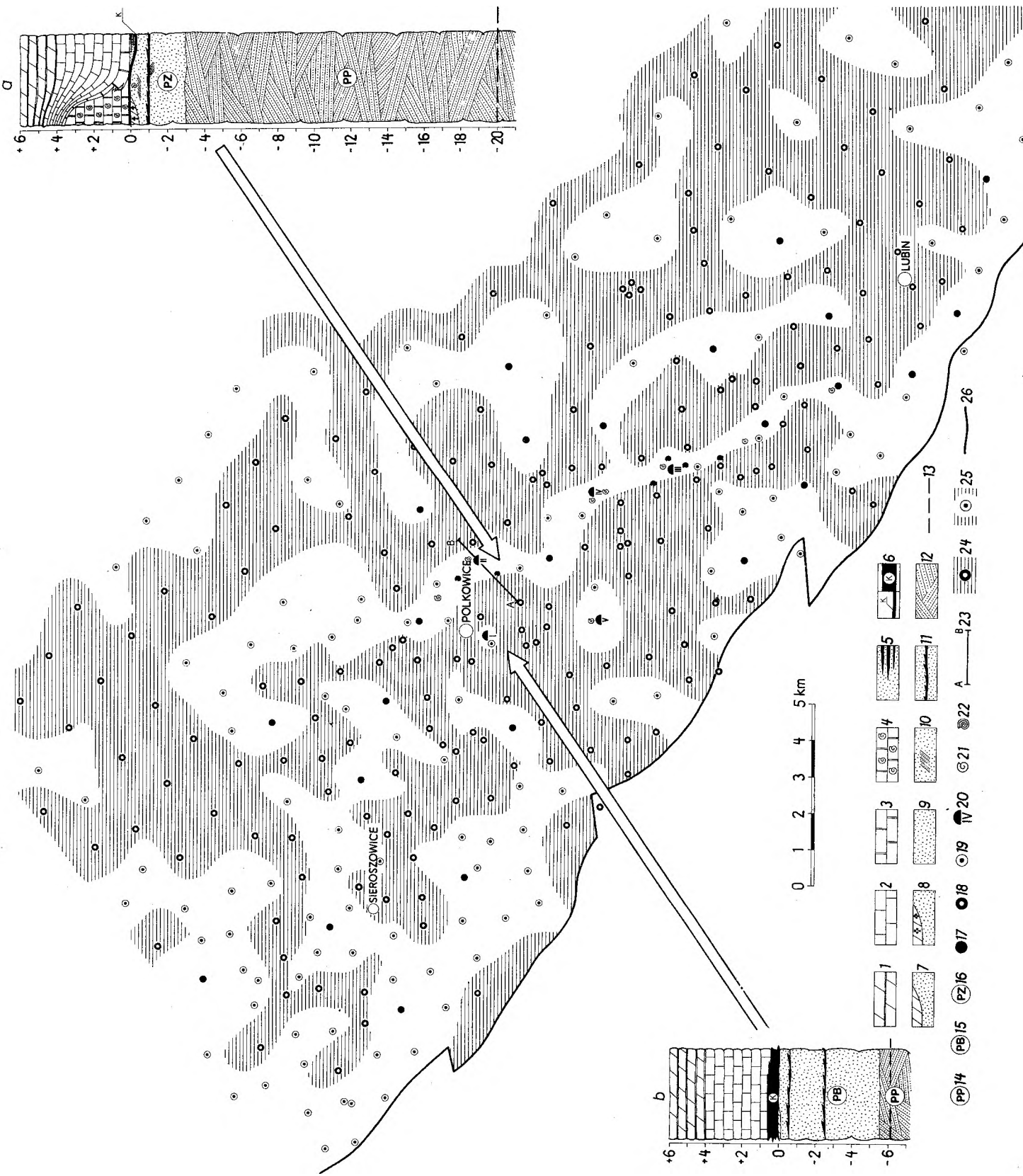


Fig. 3

Mapa zasięgu facji łupków miedzionośnych: *a* – profil litologiczny w obszarze elewacji stropu białego spągowca; *b* – profil litologiczny w obniżeniach stropu białego spągowca

1 – dolomit wapnisty; 2 – dolomit ilasty; 3 – jasnoszary dolomit z krynoidami; 4 – wapień brachiopodowy (zlep muszlowy); 5 – piaskowiec przewarstwiany laminami łupka ilastego; 6 – łupek miedzionośny; 7 – dolomit graniczny; 8 – dolomit algowy; 9–12 – biały spągowiec (9 – ogólnie, 10 – warstwowanie przekątne średnioskalowe, 11 – laminacja riplemarkowa i struktury pokrewne, 12 – warstwowanie przekątne, wieloskalowe); 13 – granica między białym i czerwonym piaskowcem; 14–16 – osady facji PP, PB i PZ; 17 – otwory badawcze odwiercone na obszarze elewacji odpowiadające profilowi (a); 18 – otwory badawcze odwiercone w obniżeniach stropu piaskowca odpowiadające profilowi (b); 19 – otwory badawcze odwiercone w obszarze o zredukowanej miąższości łupka miedzionośnego; 20 – elewacje stropu białego spągowca stwierdzone wyrobiskami górniczymi; 21 – fauna w wapieniu brachiopodowym; 22 – fauna małżowa w białym spągowcu; 23 – linia przekroju; 24 – obszar występowania łupków miedzionośnych w pełnym wykształceniu; 25 – obszar występowania łupków miedzionośnych o zredukowanej miąższości; 26 – południowy zasięg serii ilasto-dolomitycznej

i niższej części białego spągowca na obszarach elewacji i poza nimi stwierdzono dalsze, nie mniej istotne różnice, które zestawiono w tabeli 2.

Jak widać z powyższego zestawienia, a także profili litologicznych *a* i *b* na figurze 3, zmienność facjalna osadów budujących elewacje i obszary poza elewacjami zaznacza się w obrębie wszystkich trzech ogniw litologicznych składających się na serię złożową. Dotyczy to przede wszystkim łupków miedzionośnych, które są wykształcone w pełni tylko poza elewacjami. Na elewacjach brak ich zupełnie lub tworzą jedynie cienkie prze-warstwienia, lokalnie tylko osiągające miąższość do 10 cm.

Zmienność facjalna w spągu ogniwa skał węglanowych zaznacza się bardzo wyraźnie na elewacjach, gdzie dolomit ilasty jest podścielony warstwą dolomitu z krynoidami, który w szczytowych częściach elewacji zazębia się z wapieniem brachiopodowym tworzącym soczewy o miąższości do 3,5 m. Wapień brachiopodowy ma charakter zlepu muszlowego zawierającego bardzo dobrze zachowaną autochtoniczną faunę. Częstość wystę-

powania liliowców w dolomicie krynoidowym zwiększa się wyraźnie w szczytowych partiach elewacji. Spągowa część ogniwa skał węglanowych w obszarach poza elewacjami nie wykazuje zróżnicowania facjalnego i jest reprezentowana wyłącznie przez dolomity ilaste (por. fig. 3, profile *a* i *b*).

Zmienność facjalna w obrębie białego spągowca związana przestrzennie z paleomorfologią objawia się najwyraźniej w górnej części tego ogniwa, wchodzącej w skład serii złożowej. Polega ona na występowaniu w obszarach elewacji dolomitów piaszczystych, dolomitów algowych, piaskowców gipsowo-anhydrytowych oraz fauny małżowej (fig. 3, profil *a*). Ponadto obserwuje się wyraźne zwiększenie miąższości białego spągowca i strefy okruszcowanej na obszarach elewacji. Całkowita miąższość utworów białego spągowca na tych obszarach dochodzi do 43 m, a strefy okruszcowanej do 20 m, natomiast na obszarach poza elewacjami miąższość białego spągowca spada do około 6–8 m, a strefa okruszczona jest znacznie cieńsza lub brak jej zupełnie (por. tab. 2 i fig. 4).

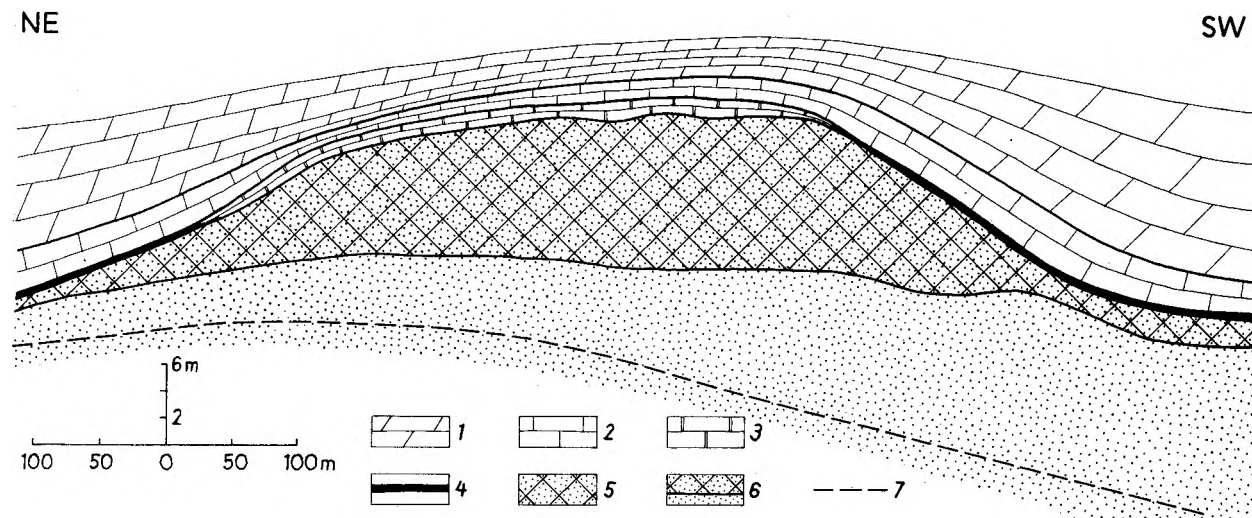


Fig. 4

Schematyczny przekrój przez południową elewację Rudnej (por. fig. 1, linia przekroju C–D)

1 – dolomit wapienisty; 2 – dolomit ilasty; 3 – jasnoszary dolomit z krynoidami; 4 – łupek miedzionośny; 5 – bilansowe okruszcowanie siarczkami miedzi w białym spągowcu; 6 – dolna granica okruszcowania przy kryterium 0,7% Cu; 7 – granica białego i czerwonego piaskowca

Schematic cross-section through southern elevation of Rudna (for location see line C–D in fig. 1)

1 – calcitic dolomite; 2 – clayey dolomite; 3 – light-grey dolomite with crinoids; 4 – brachiopodal limestone (coquina); 5 – sandstone intercalated with silty laminae; 6 – copper shale; 7 – “boundary” dolomite; 8 – algal dolomite; 9–12 – Weissliengendes (9 – general symbol; 10 – medium-scale cross-stratification; 11 – ripple cross-lamination and related structures; 12 – large-scale cross-stratification); 13 – boundary between Weissliengendes and Rotliengendes; 14–16 – deposits of facies PP, PB and PZ; 17 – survey boreholes located within elevations, and corresponding to profile (a); 18 – survey boreholes located within depressions and corresponding to profile (b); 19 – survey boreholes located within areas of reduced copper-shale thickness; 20 – elevations of the Weissliengendes top, as recognized by copper-mine workings; 21 – fauna in brachiopodal limestone; 22 – bivalve fauna in the Weissliengendes; 23 – cross-section line; 24 – occurrence of fully-developed copper-shale; 25 – area of reduced copper-shale thickness; 26 – southward extent of clayey-dolomitic series

Map showing the extent of copper-shale (Kupferschiefer) facies: *a* – lithological profile of the Weissliengendes-top elevations; *b* – lithological profile of the Weissliengendes-top depressions

1 – calcitic dolomite; 2 – clayey dolomite; 3 – light-grey dolomite with crinoids; 4 – brachiopodal limestone (coquina); 5 – sandstone intercalated with silty laminae; 6 – copper shale; 7 – “boundary” dolomite; 8 – algal dolomite; 9–12 – Weissliengendes (9 – general symbol; 10 – medium-scale cross-stratification; 11 – ripple cross-lamination and related structures; 12 – large-scale cross-stratification); 13 – boundary between Weissliengendes and Rotliengendes; 14–16 – deposits of facies PP, PB and PZ; 17 – survey boreholes located within elevations, and corresponding to profile (a); 18 – survey boreholes located within depressions and corresponding to profile (b); 19 – survey boreholes located within areas of reduced copper-shale thickness; 20 – elevations of the Weissliengendes top, as recognized by copper-mine workings; 21 – fauna in brachiopodal limestone; 22 – bivalve fauna in the Weissliengendes; 23 – cross-section line; 24 – occurrence of fully-developed copper-shale; 25 – area of reduced copper-shale thickness; 26 – southward extent of clayey-dolomitic series

## ZMIENNOŚĆ FACJALNA BIAŁEGO SPĄGOWCA

Dolna część profilu białego spągowca nie wchodzi w skład serii złożowej, ponieważ zawartość siarczków jest w niej zbyt mała lub brak ich zupełnie. Otwory badawcze wykonywane w wyrobiskach górniczych przebijały zwykle cały profil białego spągowca i nawiercały czerwony spągowiec na głębokość kilku metrów. Utwory białego spągowca, jak już stwierdzono w poprzednim rozdziale, wykazują różnice litologiczne wyrażające się przede wszystkim sposobem warstwowania i składem granulometrycznym. Wydzielone na tej podstawie facje obserwowano zarówno w wyrobiskach górniczych, jak i rdzeniowych wierceniach. Przedstawiony poniżej opis czterech facji białego spągowca jest oparty na obserwacjach w odkrywkach kopalnianych i rdzeniach wiertniczych pochodzących ze 120 otworów badawczych wykonanych w kopalni.

## FACJA PP – PIASKOWCE Z WIELKOSKALOWYM PRZEKĄTNYM WARSTWOWANIEM

Fakt występowania wielkoskalowego warstwowania przekątnego w osadach białego spągowca jest znany od dawna (por. np. Jerzykiewicz *et al.* 1976). Dotychczasowe opisy były oparte na obserwacjach wykonanych w nielicznych punktach na terenie kopalni, gdzie odsłaniają się jedynie fragmenty zestawów warstw przekątnych; nieznan był zasięg lateralny tej facji. Na podstawie wierceń można obecnie stwierdzić, że biały spągowiec wykazujący wielkoskalowe przekątne warstwowanie występuje na całym obszarze Zagłębia Lubiąskiego tworząc dolną część profilu i przechodząc bez zmiany typu warstwowania w osady czerwonego spągowca. Na obszarach elewacji piaskowce opisywanej facji podchodzą wysoko w profilu niemal aż do stropu piaskowców (fig. 6 i 13).

Mięszość zestawów warstw przekątnych wynosi zwykle około 2,5 m, w przypadkach skrajnych przekracza 4 m. Powierzchnie graniczne zestawów są płaskie i na ogół zbieżne (warstwowanie przekątne tabularne, klinowe), co jest dobrze widoczne jedynie w odkrywkach (fig. 5 i 6). W rdzeniach wiertniczych powierzchnie graniczne pomiędzy zestawami są trudne do stwierdzenia i na ogół można je określić z pewnym przybliżeniem na podstawie zmieniających się w profilach kątów upadu warstw.

Warstwy w zestawach przekątnych mają przebieg regularny, są równoległe do siebie i wykazują mięszość od 1 do 10 cm. Gradacja wielkościowa ziarn w obrębie warstw jest bardzo wyraźna,

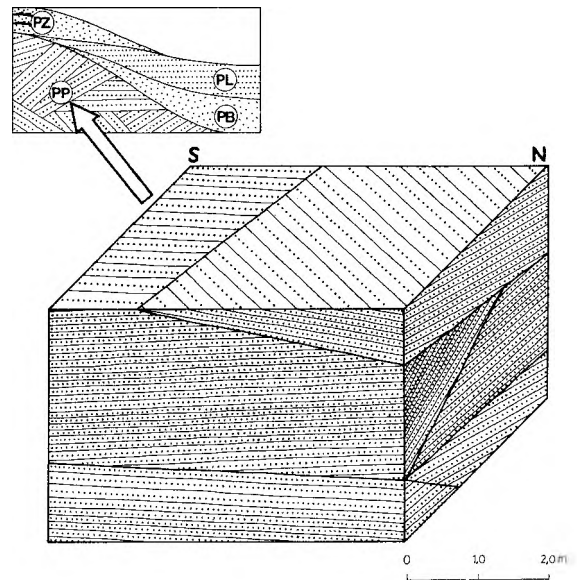


Fig. 5

Wielkoskalowe przekątne warstwowane ławice piaskowca facji PP

Large-scale cross-stratification in a bed of facies PP sandstone

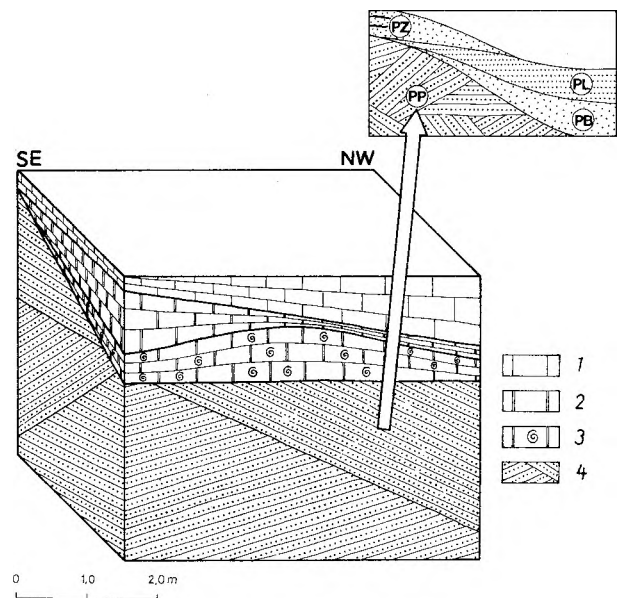


Fig. 6

Wapień brachiopodowy i jasnoszary dolomit z krynoidami leżący bezpośrednio na piaskowcu facji PP

1 – dolomit ilasty; 2 – jasnoszary dolomit z krynoidami; 3 – wapień brachiopodowy; 4 – biały piaskowiec facji PP

Brachiopodal limestone and light-grey dolomite with crinoids, as directly overlying the sandstone of facies PP

1 – clayey dolomite; 2 – light-grey dolomite with crinoids; 3 – brachiopodal limestone; 4 – white sandstones of facies PP



u dołu występują ziarna najgrubsze, na ogół frakcja średnioziarnistego piasku, u góry najdrobniejsze – frakcja pyłasta. Te najdrobniejsze frakcje wykazują zwykle ciemnoszare zabarwienie

wyraźnie odcinające się od jasnego piaskowca.

Kąty nachylenia warstw przekątnych mieszczą się zwykle w granicach 16–30°, klasą modalną jest przedział wartości 25–30° (fig. 7).

Piaskowce charakteryzujące opisywaną fację mają bimodalny rozkład granulometryczny (fig. 8 i 14). Pierwsza klasa modalna mieści się w granicach 2,00–2,25  $\phi$ , druga w granicach 3,25–3,50  $\phi$ . Jest to piaskowiec drobno- i bardzo drobnoziarnisty (tab. 3), zawierający od 4 do 7 procent materiału pyłastego, z którego są zbudowane głównie paromilimetrowe ciemniejsze laminy, dzięki którym warstwowanie jest lepiej widoczne.

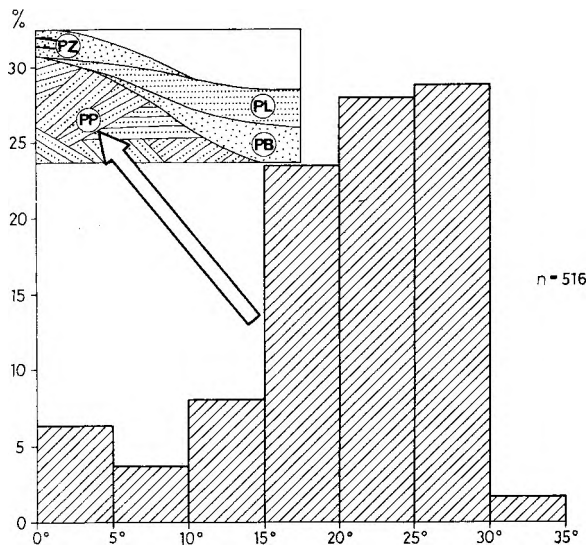


Fig. 7

Rozkład wartości kątów upadu warstw przekątnych w piaskowcu facji PP

Distribution of cross-strata dip angle in the sandstone of facies PP

#### FACJA PB – BEZSTRUKTURALNE PIASKOWCE DROBNOZIARNISTE

Piaskowce bezstrukturalne odznaczają się brakiem widocznych struktur i podzielności wzdłuż powierzchni, które mogłyby być uważane za zgodne z warstwowaniem. W wielometrowych sekwencjach piaskowców bezstrukturalnych występują cienkie laminy pyłowców. Wykazują one ciemniejszą barwę, dzięki której ujawnia się występująca w nich drobna laminacja riplemarkowa. Miąższość ławic bezstrukturalnych, mierzona pomiędzy lami-

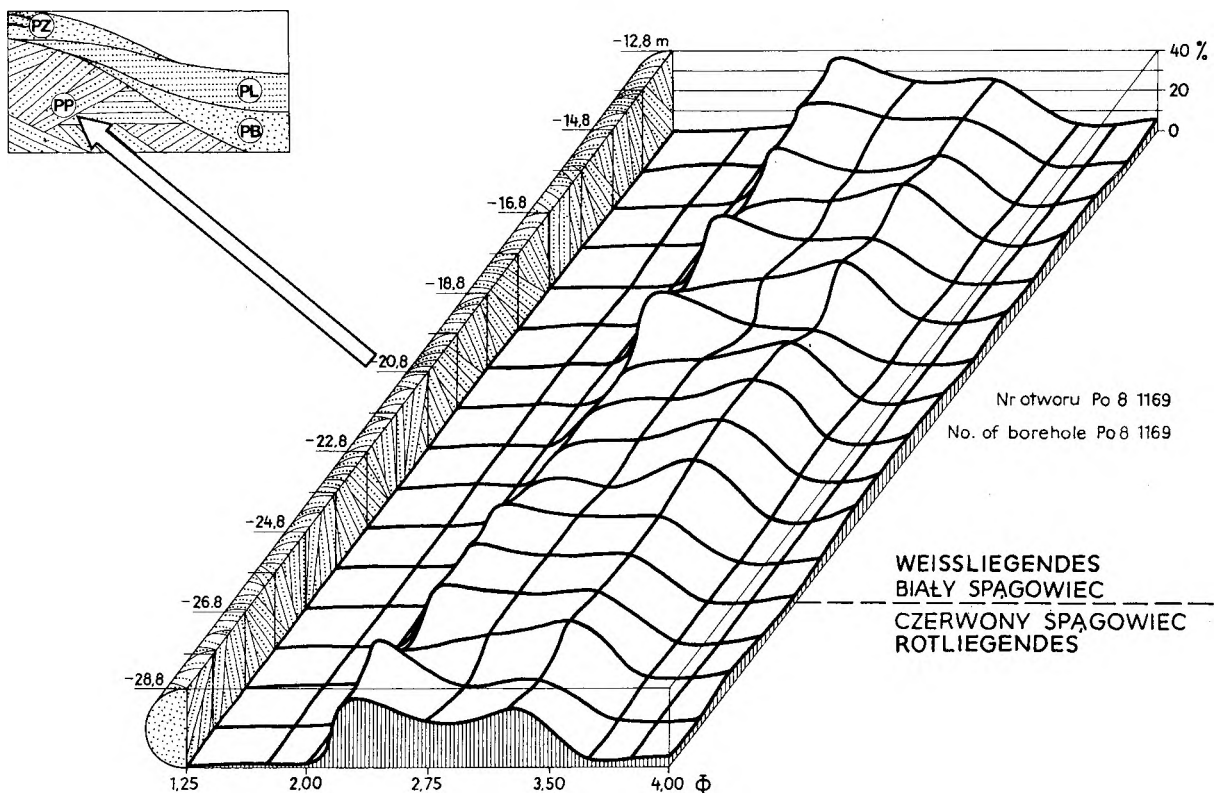


Fig. 8

Skład ziarnowy piaskowców facji PP

Grain-size composition of facies PP sandstones

Parametry statystyczne określające rozkłady granulometryczne piaskowców białego spągowca (wartości średnie z wybranych fragmentów profili piaskowców przedstawionych na figurach 8–10)

Statistics defining grain-size distributions of the Weissliegende sandstones (mean values from selected segments of the sandstone profiles shown in figure 8–10)

Facja Facies	Ilość Number of samples	Mediana <i>Md</i> Median	Średnica średnia ziarna Mean size	Wysorto- wanie Sorting	Skośność <i>Sk</i> Skewness	Kurtoza <i>KG</i> Kurtosis	% frakcji pylastej % of fines
Facja PP	65 (5*)	2,46–2,59	2,55–2,65	0,59–0,60	0,30–0,36	1,05–1,07	4–7
Facja PB	44 (6)	2,36–2,37	2,56–2,58	0,63–0,64	0,36–0,39	1,17–1,18	4–7
Facja PL	52 (5)	2,78–2,84	2,82–2,92	0,61–0,66	0,18–0,24	0,19–1,31	9–16
Facja PZ	64 (6)	2,36–2,55	2,38–2,57	0,53–0,75	0,18–0,26	0,16–1,17	3–8

\* W nawiasach liczba przeanalizowanych otworów wiertniczych.  
In brackets are given the numbers of analysed borehole sections.

nami pyłowców, wynosi od 0,5 do 20 m, średnio około 6 m. W większości otworów wiertniczych spąg opisywanej facji leży na piaskowcach z wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym.

Piaskowce bezstrukturalne mają unimodalny skład granulometryczny (fig. 9 i 14). Klasa modalna mieści się w granicach 2,25–2,50  $\phi$ . Są to piaskowce drobnoziarniste (tab. 3), zawierające od 4 do 7 procent frakcji pylastej. Wartość mediany ciemnych lamin wynosi około 0,04 mm (4,5  $\phi$ );

można je zaliczyć na podstawie rozkładu ziarnowego do pyłu.

Cechą charakterystyczną opisywanych piaskowców jest występowanie w nich czarnych i czerwonych kongrecji tworzących nieraz stałe poziomy naśladowujące formy wielkopromiennych synklin. Ich geneza i budowa dotychczas nie zostały wyjaśnione. Zaobserwowano jednakże, że ziarna kwarcu, które je budują, są ciasniej upakowane niż w piaskowcu otaczającym (Tomaszewski 1978). Kon-

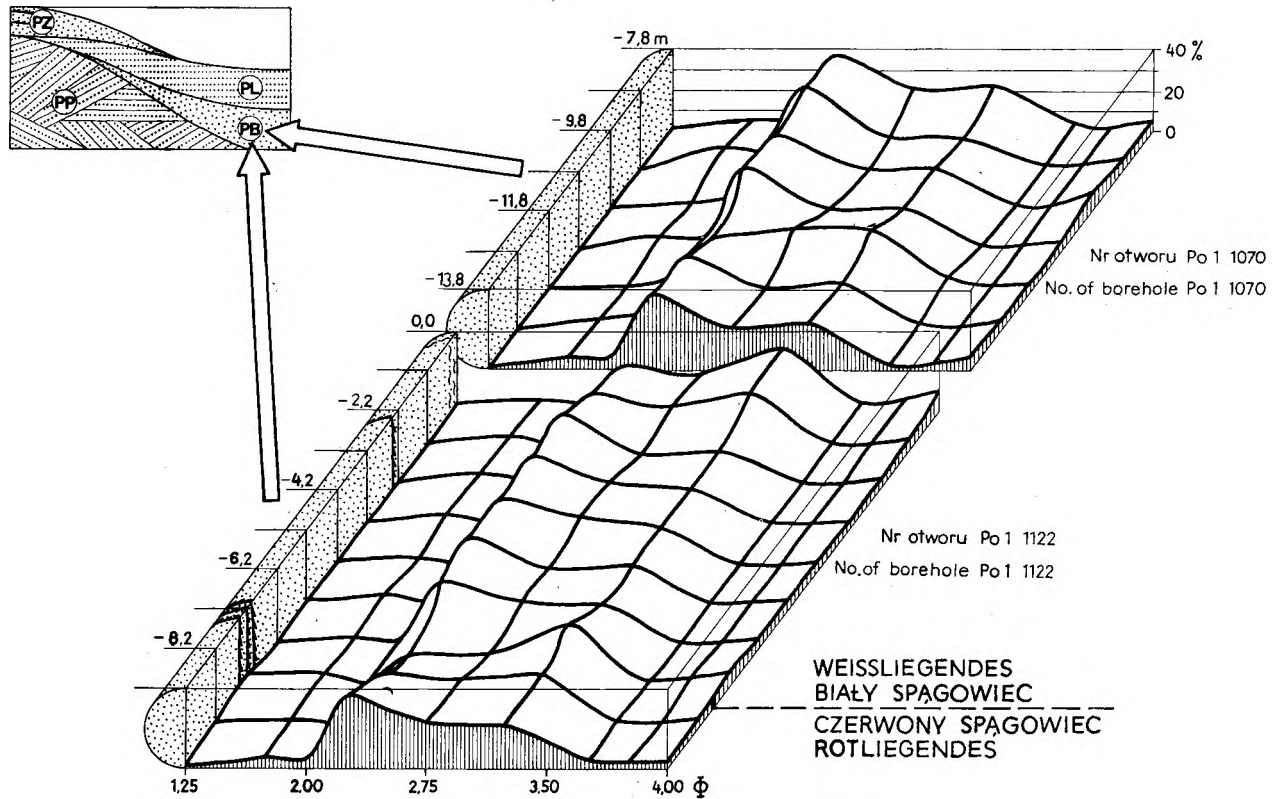


Fig. 9

Skład ziarnowy piaskowców facji PB

Grain-size composition of facies PB sandstones

krecje występują zawsze w pobliżu elewacji, gdzie miąższość białego spągowca wynosi około 8 metrów i gdzie jest on przykryty łupkami miedzionośnymi.

#### FACJA PL – LAMINOWANE PIASKOWCE BARDZO DROBNOZIARNISTE

Piaskowce laminowane charakteryzują się drobną poziomą oddzielnością. Uwidacznia się ona szczególnie dobrze przy rozbijaniu rdzenia wiertniczego, który z łatwością rozpada się na drobne warstewki o grubości od 0,5 do 1 cm. Obserwacje makroskopowe nie pozwoliły rozstrzygnąć, czy opisywana oddzielność pokrywa się z pierwotnymi powierzchniami sedymentacyjnymi. Brak bowiem jakiegokolwiek zróżnicowania osadu, które mogłoby podkreślić warstwowanie. Można jednak przypuszczać, że obserwowana oddzielność jest zgodna z warstwowaniem. Osady facji PL odróżniają się od innych utworów facji białego spągowca bardzo drobnym ziarnem; klasa modalna mieści się w granicach od 3,25 do 3,50  $\phi$  (tab. 3; fig. 10 i 14). W pobliżu elewacji zauważa się zwiększony udział ziarn o rozmiarach 2,75  $\phi$ .

W obrębie osadów omawianej facji, które

poza wspomnianą laminacją nie wykazują na ogół innych struktur, sporadycznie występuje laminacja riplemarkowa o cechach zbliżonych do opisanej w facji PB. Jej identyfikacja jest możliwa dzięki podkreśleniu form riplemarkowych cienkimi ciemnymi laminami pylastymi w odstępach od 0,5 do 15 m, średnio około 4 m.

Osady facji PL odznaczają się zmienną miąższością w granicach od 2,5 do 24 m. Występowanie ich jest ograniczone do obszarów obniżonych, poza elewacjami.

#### FACJA PZ – PIASKOWCE Z RÓŻNORODNYMI STRUKTURAMI SEDYMENTACYJNYMI

Spośród innych facji osady facji PZ wyróżniają się występowaniem fauny i bogactwem struktur sedymentacyjnych. Przeważają pierwotne struktury sedymentacyjne, związane z erozyjną i akumulacyjną działalnością prądu wody, struktury zaś deformacyjne są reprezentowane znacznie rzadziej. Najczęściej spotykane struktury w piaskowcach facji PZ to:

– Średnioskalowe tabularne warstwowanie przekątne charakteryzujące się zestawami lamin o grubości od 15 do 20 cm, nachylonymi pod umiarkowanym kątem do powierzchni granicznej.

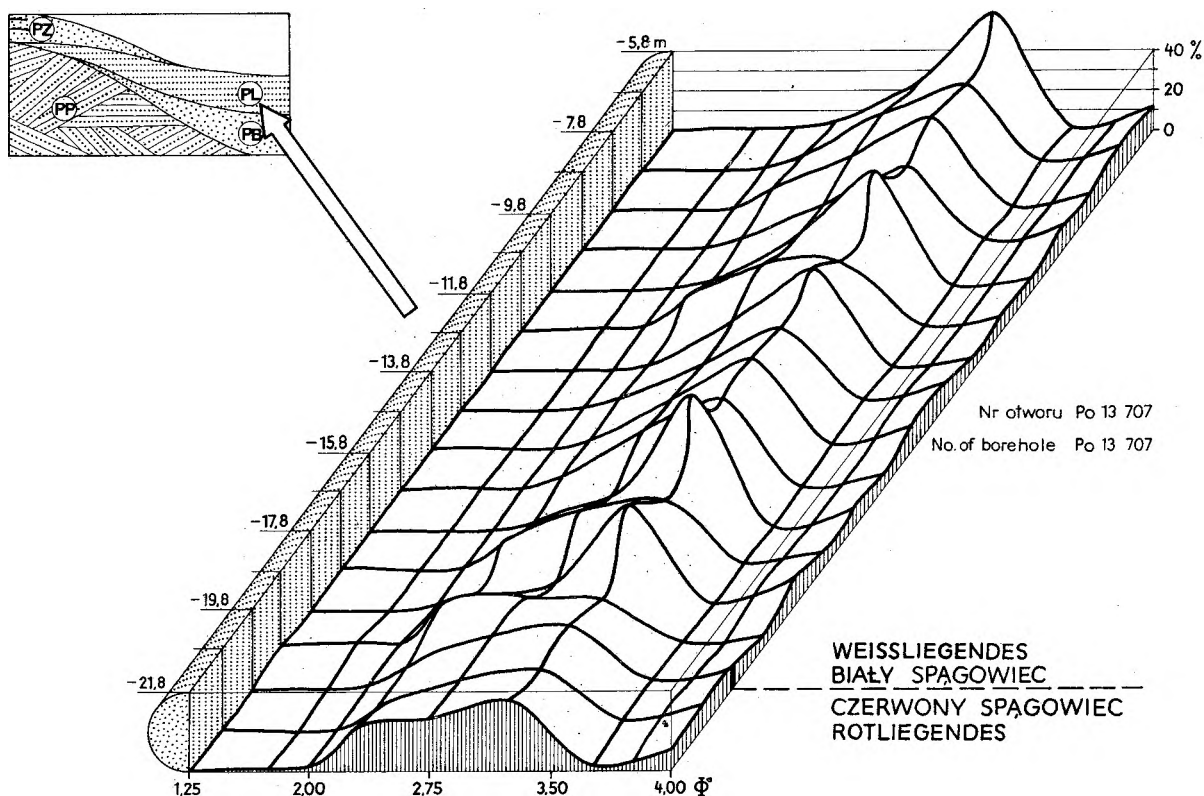


Fig. 10

Skład ziarnowy piaskowców facji PL  
Grain-size composition of facies PL sandstones

Wśród warstw przekątnych można wydzielić zestawy klinowe o zbieżnych powierzchniach granicznych, jak również zestawy warstw poziomych i nachylonych (fig. 11a i b).

– Średnioskalowe rynnowe warstwowanie przekątne mające dolne powierzchnie graniczne wygięte łukowo w kształcie niecek o asymetrycznym układzie lamin przekątnych. Maksymalna grubość zestawów wynosi około 20 cm, szerokość niecek około 80 cm (fig. 11a).

– Warstwowanie smużyste. Smugi tworzą wkładki ciemnoszarego osadu pelitycznego oddzielające soczewki, które są zbudowane z bardzo drobnoziarnistego piaskowca o niewidocznym warstwowaniu (fig. 11c).

– Warstwowanie soczewkowe. Soczewki, zbudowane z bardzo drobnoziarnistego piaskowca bez widocznego warstwowania, tkwią w przeważającej masie ciemnoszarego materiału pelitycznego. Zasięg lateralny warstwowania soczewkowego jest znacznie większy niż smużystego (fig. 11d).

– Riplemarki najczęściej obserwujemy na powierzchniach większych form akumulacyjnych przypominających fale piaskowe lub wydmy (por. Coleman 1969). Riplemarki występują w postaci pojedynczych ciągów i są zbudowane z ciemniejszej substancji pylastej, dzięki czemu można je wyróżnić wśród jasnego osadu piaszczystego. Są to riplemarki asymetryczne o rozstępie od 6 do 10 cm i wysokości od 10 do 15 mm (fig. 11e, f, g).

– Duże riplemarki, utrwalone przez wyżejległy dolomit graniczny, obserwuje się jedynie na powierzchni stropowej piaskowca. Są to riplemarki asymetryczne o rozstępie od 0,6 do 1,1 m i maksymalnej wysokości ponad 0,2 m. Z dużymi riplemarkami na ogół są związane występowania opisywanej fauny małżowej (fig. 11h, i, j, k).

– Fale piaskowe lub wydmy. Są to formy dość znacznie zróżnicowane. Mniejsze, o rozstępie około 2 m, nie wykazują warstwowania. W przekrojach poprzecznych strop ich jest widoczny na ścianach dzięki pojedynczym ciągom ciemnoszarych riplemarków pokrywających powierzchnie tych form. Większe struktury charakteryzują się znacznymi rozstępami wahającymi się od 7 do 12 m długości. Formy te są również pokryte małymi asymetrycznymi riplemarkami, o słabo widocznym warstwowaniu nachylonym oraz średnioskalowym tabularnym warstwowaniu przekątnym (fig. 11e, f, g).

– Kanały erozyjne. Są to struktury o szerokości od 6 do 22 m i głębokości odpowiednio od 1 do 5 m. Wypełnienie kanałów stanowią przekątnie warstwowane piaskowce lub zestawy warstw poziomych (fig. 11l, m).

– Kotły wirowe. W ścianach chodników, na obszarach elewacji, obserwuje się często asymetryczne formy zagłębień wyścielone ciemnoszarą substancją, nieraz silnie zmineralizowaną. Mają one zarys przypominający kotły wirowe (por. Simons *et al.* 1965). Cechą charakterystyczną jest brak zróżnicowania wielkości ziarn w kotle wirowym i podłożu. Rozmiary kotłów są bardzo zróżnicowane: od 8 do 40 cm szerokości i od 14 do 30 cm głębokości (fig. 11n).

– Struktury deformacyjne (fig. 11e; Jerzykiewicz *et al.* 1976, pl. IV, V, VI; Nemeč, Porębski 1977, tab. III) powstały przez deformację utworzonych riplemarków w stanie hydroplastycznym na skutek płynięcia i fałdowania piasku oraz substancji pylastej. Najczęściej spotykamy tu struktury płomieniowe, warstwowanie konwolutive i po-grzęźnięte grzbiety riplemarków.

Opisane struktury sedymentacyjne pozwalają na określenie kierunków paleoprądów, jak również właściwości fizycznych ośrodka, w którym powstały. Z wykonanych pomiarów kierunków nachylenia riplemarkowych warstw odprądowych na orientowanych ścianach wyrobisk górniczych uzyskano obraz, który wskazuje na dużą zmienność transportu materiału okrucowego. Zmienność ta uwidacznia się również i w profilu pionowym. Obserwujemy często, iż istnieją przeciwne kierunki zaznaczone przez struktury sedymentacyjne, a oddzielone od siebie ławicami piaskowca bezstrukturalnego o grubości około 70 cm. To samo zjawisko obserwujemy w pojedynczych ciągach asymetrycznych riplemarków, pokrywających większe struktury (fale piaskowe czy wydmy). Kierunki nachylenia riplemarkowych warstw odprądowych są zgodne z podniesionymi zboczami tychże form. Generalnie jednak dominuje kierunek transportu materiału okrucowego ku NE z zaznaczającymi się podrzędnie kierunkami ku NNE, SW lub WNW (fig. 12)

W stropowej części osadów facji PZ występują często lokalne nagromadzenia fauny małżowej (fig. 3 i 11k). Fakt występowania fauny małżowej i lingulowej w białym spągowcu z obszaru Zagłębia Lubińskiego jest znany od dawna (Wyżykowski 1964; Tokarski 1966; Alexandrowicz, Jarosz

#### Sedimentary structures in the sandstones of facies PZ

a – medium-scale cross-stratification (1 – tabular, 2 – planar); b – medium-scale tabular cross-stratification (3 – horizontal laminae set, 4 – wedge-shaped set, 5 – inclined laminae set); c – horizontal discontinuous stratification; d – lenticular stratification; e – sand waves mantled with small asymmetric ripples and “flame” structures; f – fragment of sand wave exhibiting medium-scale tabular cross-stratification mantled with small asymmetric ripples; g – sand wave exhibiting inclined stratification, mantled with trains of asymmetric ripples; h–k – large asymmetric ripples indurated by the “boundary” dolomite; l–m – erosional channels (6 – clayey laminae); n – plunge pool (teddy scour)

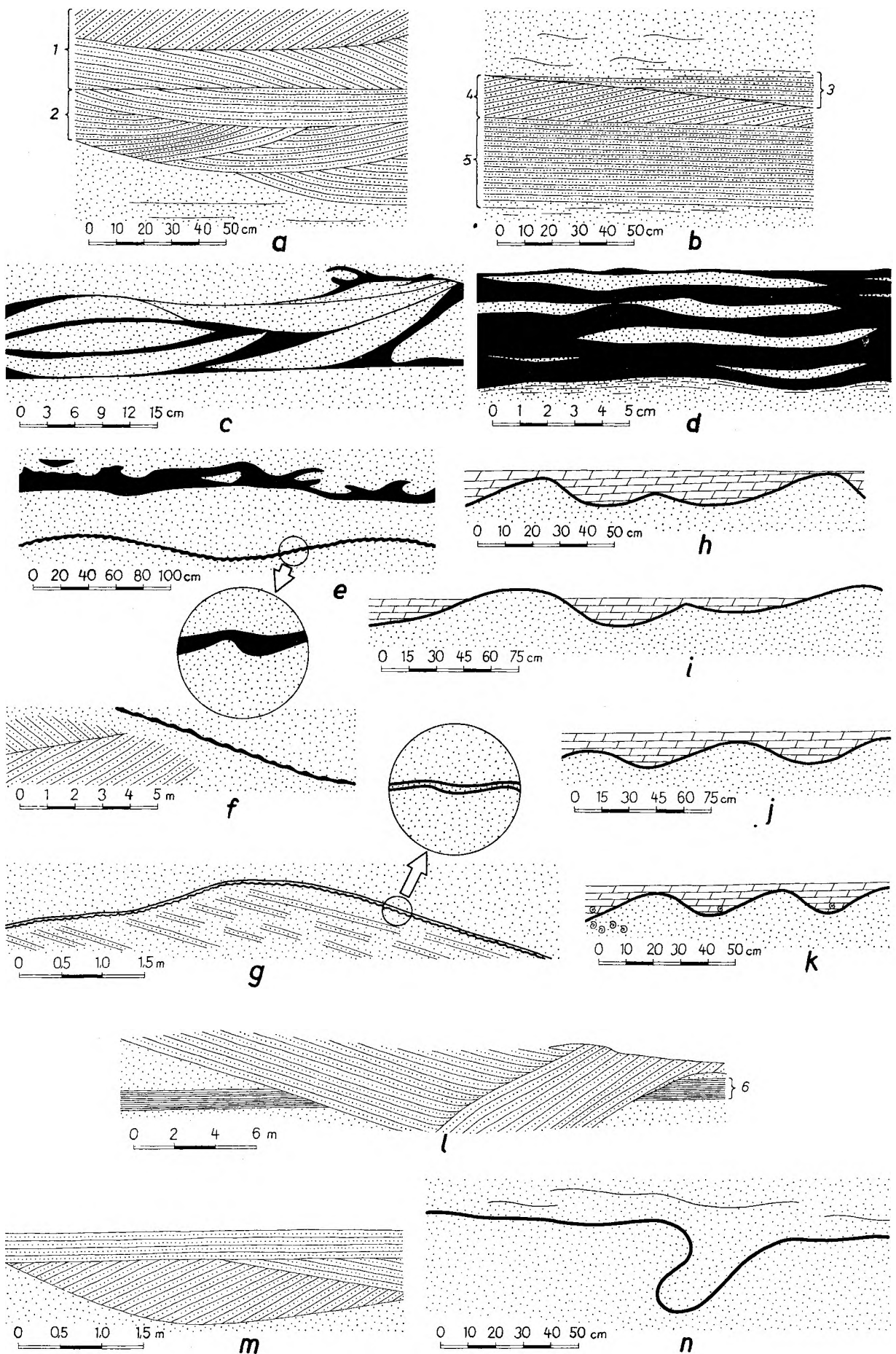


Fig. 11

Struktury sedimentacyjne w piaskowcu facji PZ

*a* – średnioskalowe warstwowanie przekątne (1 – tabularne, 2 – rynnowe); *b* – średnioskalowe tabularne warstwowanie przekątne (3 – zestaw lamin poziomych, 4 – zestaw klinowy, 5 – zestaw lamin nachylonych); *c* – warstwowanie smużyste; *d* – warstwowanie soczewkowe; *e* – fale piaskowe pokryte małymi asymetrycznymi riplemarkami oraz struktury płomieniowe; *f* – fragment fali piaskowej wykazujący średnioskalowe tabularne warstwowanie przekątne, pokryte małymi asymetrycznymi riplemarkami; *g* – fala piaskowa wykazująca warstwowanie nachylone, pokryta ciągami asymetrycznych riplemarków; *h*–*k* – duże asymetryczne riplemarki utrwalone dolomitem granicznym; *l*–*m* – kanały erozyjne; *n* – kocioł wirowy

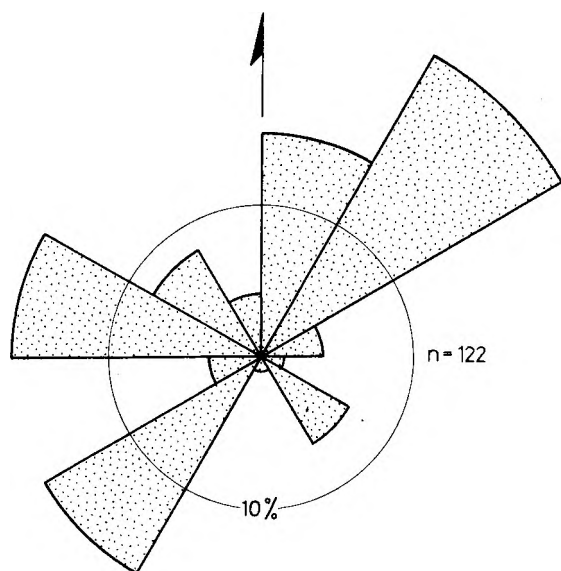


Fig. 12

Róża kierunków nachylenia riplemarkowych warstw odprądowych w piaskowcu facji PZ

Rose-diagram showing the distribution of dip directions of ripple foresets in the sandstones of facies PZ

1971; Błaszczuk, Prymka 1973a). Nie była natomiast rozpoznana w stopniu wystarczającym lokalizacja stanowisk fauny w stosunku do rozmieszczenia różnych facji białego spągowca i struktur sedymentacyjnych. Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że nagromadzenia fauny małżowej występują w stropie osadów facji PZ na obszarach o zredukowanej miąższości łupków miedziowych lub na granicy zasięgu lateralnego w pełni wykształconych łupków. Są to zlepy muszel małżów tworzące formy gniazdowe o miąższości około 0,4 m i dużym zagęszczeniu skorup ułożonych chaotycznie. Najczęściej są to słabo zachowane, pojedyncze skorupki o znacznym stopniu zniszczenia. Nieliczne skorupki są pokryte ciemnoszarą substancją pelityczną.

Na obszarach wyraźnych elewacji powierzchni stropowej białego spągowca występują w formie

soczew piaskowce gipsowo-anhydrytowe, zajmujące różne pod względem wielkości powierzchnie, od kilku metrów kwadratowych do około 7 hektarów, i o średniej miąższości 1,5 m. Zawartość siarczanów w spoiwie tych utworów osiąga objętościowo 60 procent (Konstantynowicz 1967; Jarosz, Zalewska 1977). Występowanie spoiwa gipsowo-anhydrytowego, które powstało prawdopodobnie z rekrytalizacji gipsu, jest ograniczone w większości przypadków do osadów facji PZ. Sporadycznie jest także obserwowane w osadach innych facji, szczególnie tych, które występują w pobliżu powierzchni stropowej białego spągowca. Stwierdzono również spoiwo siarczanowe w niektórych nagromadzeniach fauny małżowej. Piaskowiec ten może być traktowany jako odrębna odmiana litologiczna. Został on jednak włączony do facji PZ, ponieważ istnieje uzasadnione przypuszczenie, że spoiwo siarczanowe jako składnik wtórny powstało pod koniec tworzenia się osadów PZ i objęło swoim zasięgiem osady leżące niżej.

W osadach facji PZ można wydzielić dwie podfacje  $PZ_1$  i  $PZ_2$ . Różnią się one odmiennymi zespołami struktur sedymentacyjnych, wskazujących na zróżnicowane warunki środowiskowe. Do facji  $PZ_1$  należy zaliczyć osady wykazujące następujące struktury sedymentacyjne: tabularne i rynnowe warstwowanie przekątne, riplemarki, duże riplemarki, fale piaskowe i struktury deformacyjne. Natomiast osady podfacji  $PZ_2$  cechują: warstwowanie smużyste, soczewkowe, struktury erozyjne, gniazdowe nagromadzenia fauny małżowej, dolomit piaszczysty oraz piaskowiec gipsowo-anhydrytowy. Konsekwentnego podziału facji PZ na podfacje na całym obszarze nie można przeprowadzić ze względu na stosunkowo nieduże odsłonięcie robotami górniczymi obszarów elewacji.

Piaskowce facji PZ są unimodalne; klasa modalna mieści się w granicach 2,75–3,00 (fig. 14). Na południe od centralnej elewacji Rudnej występują również piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste (tab. 3).

## UWAGI O SEDYMENTACJI BIAŁEGO SPĄGOWCA

Położenie osadów białego spągowca w profilu stratygraficznym pomiędzy morskim czerwonym spągowcem dawało od dawna powody do przypuszczeń, że jest to przynajmniej w części osad przybrzeżnej strefy morza (Zwierzycki 1951; Oberc, Tomaszewski 1963; Wyżykowski 1964; Krasoń, Grodzicki 1964; Kriebel 1967; Podemski 1970; Pryor 1971; Jerzykiewicz

*et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977). Jednakże pewne cechy litologiczne białego spągowca, a zwłaszcza wielkoskalowe przekątne warstwowanie, uważane były za dowód eolicznej genezy tych osadów (Brandes 1912; Richter 1940; Richter-Bernburg 1955; Glennie 1972; Falke 1972). W miarę gromadzenia danych, a zwłaszcza po znalezieniu fauny w białym spągowcu (Tokarski

1966; Alexandrowicz, Jarosz 1971; Błaszczyk, Prymka 1973a; Peryt 1976) oraz identyfikacji struktur sedymentacyjnych pochodzenia wodnego (Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977), stało się oczywiste, że w rozważanym przypadku są zachowane zarówno osady wydm utworzone przez czynnik eoliczny, jak i osady powstałe w środowisku morskim. Problem środowiska sedymentacyjnego białego spągowca jest jednak nadal kontrowersyjny, o czym świadczy dyskusja na temat genezy wielkoskalowego przekątnego warstwowania (por. Pryor 1971; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977). Wydzielone w przedstawianej pracy facje białego spągowca powstały w różnych warunkach środowiska (fig. 13).

Facja PP – piaskowce z wielkoskalowym przekątnym warstwowaniem – charakteryzuje dolno-permską akumulację eoliczną, która panowała powszechnie na całym badanym obszarze tworząc pola wydmowe. Po wkroczeniu morza rozpoczyna się częściowe niszczenie wydm zbudowanych z przekątnie warstwowanych piaskowców. Wstępny proces degradujący jest spowodowany nie tyle akcją mechaniczną fal i prądów ingresji morskiej, co zmniejszeniem się stabilności stoków wydm w rezultacie ich nawodnienia. Można przypuszczać, że wskutek zatopienia wydm dochodziło do podwodnych ruchów masowych nie spojonych jeszcze przekątnie warstwowanych osadów facji PP, z których tworzyły się piaskowce bezstrukturalne facji PB o zupełnie niewidocznym warstwowaniu.

Sedymentacja piaskowców bezstrukturalnych miała przypuszczalnie charakter epizodyczny. Ławice bezstrukturalnego piaskowca, wykazujące nieco grubszy skład ziarnowy od piaskowców facji PP (fig. 14 i 15), powstały prawdopodobnie przez „odmycie” facji najdrobniejszych w czasie krótkiego transportu wodnego. Są one przedzielone ciągami riplemarków, które powstały w warunkach zmniejszonej dostawy materiału piaszczystego i okresowego zwolnienia tempa akumulacji. Należy sądzić, że proces ten nie był równoczesny na całym obszarze, lecz jedynie lokalny i ograniczony do poszczególnych form akumulacyjnych. Obserwujemy również nierytmiczność w dopływie materiału bardzo drobnoziarnistego w rejony paleodepresji, gdzie panuje facja PL. Tu także tworzą się struktury riplemarkowe, oddzielone poziomymi zestawami lamin. Prawdopodobnie przynajmniej część struktur riplemarkowych ma swój odpowiednik w piaskowcu bezstrukturalnym, czego nie można stwierdzić z całą pewnością na podstawie materiałów pochodzących z wierceń przy tak dużej pionowej zmienności facjalnej.

Zastosowanie diagramów (Friedman 1961) do określenia środowiska sedymentacji na podstawie wartości parametrów statystycznych dla prób z piaskowców facji PB i PL pobranych pomiędzy strukturami riplemarkowymi nie dało oczekiwanych rezultatów, gdyż punkty projekcyjne układają się w polu wydm, podobnie jak w przypadku prób z piaskowców facji PP (fig. 16). Jest to prawdopodobnie wynik bardzo krótkiego transportu, jaki przeszedł materiał pochodzenia eolicznego, w czasie którego nie utracił on swoich cech teksturalnych, zapewne przekazanych osadom tworzącym się w morzu (Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977). Jedynie w nielicznych przypadkach na diagramie Friedmana (fig. 16) można stwierdzić układanie się punktów projekcyjnych na granicy lub w polu środowiska plażowego. Są to próby, które zostały pobrane w miejscu stwierdzonych struktur riplemarkowych w utworach facji PB i PL. Fakt ten wskazuje, że w pewnych okresach były dostarczane przez prądy morskie do tworzącego się osadu zmienne ilości materiału. Prawdopodobnie w czasie zwolnionego tempa sedymentacji następowało wielokrotne przemieszczanie się złożonego wcześniej materiału i tym samym nabywanie przez osad cech teksturalnych charakterystycznych dla środowiska plażowego.

W odróżnieniu od omówionych powyżej facji PB i PL, które nie mają wyraźnie określonej pozycji w profilu pionowym białego spągowca, lecz zazębiają się ze sobą tworząc facje diachroniczne, osady facji PZ (PZ<sub>1</sub> i PZ<sub>2</sub>) występują wyłącznie w stropie białego spągowca (fig. 13). Wyróżniają się one również najmniejszą miąższością, ponieważ przyrost ich odbywał się w znacznie wolniejszym tempie.

Depozycja podfacji PZ<sub>1</sub> rozpoczęła się po częściowym wyrównaniu dna i pewnej unifikacji warunków w środowisku sublitoralnym. Wzrosła wyraźnie energia i prędkość przepływu oraz utworzyły się charakterystyczne formy dna. Topografia dna morskiego w przypadku tworzenia się podfacji PZ<sub>1</sub> odegrała również znaczną rolę, bowiem wzniesienia były miejscami akumulacji materiału piaszczystego, gromadzonego przez przybrzeżne prądy, które w strefie łamania się fal traciły siłę nośną. Powstaje tu wiele różnorodnych struktur sedymentacyjnych począwszy od tabularnego i rynnowego warstwowania przekątnego po riplemarki i duże riplemarki, fale piaskowe oraz struktury deformacyjne (fig. 11). Materiał, z którego tworzyły się wyżej wymienione formy pochodził częściowo z erozji osadów facji PP (fig. 6), czę-

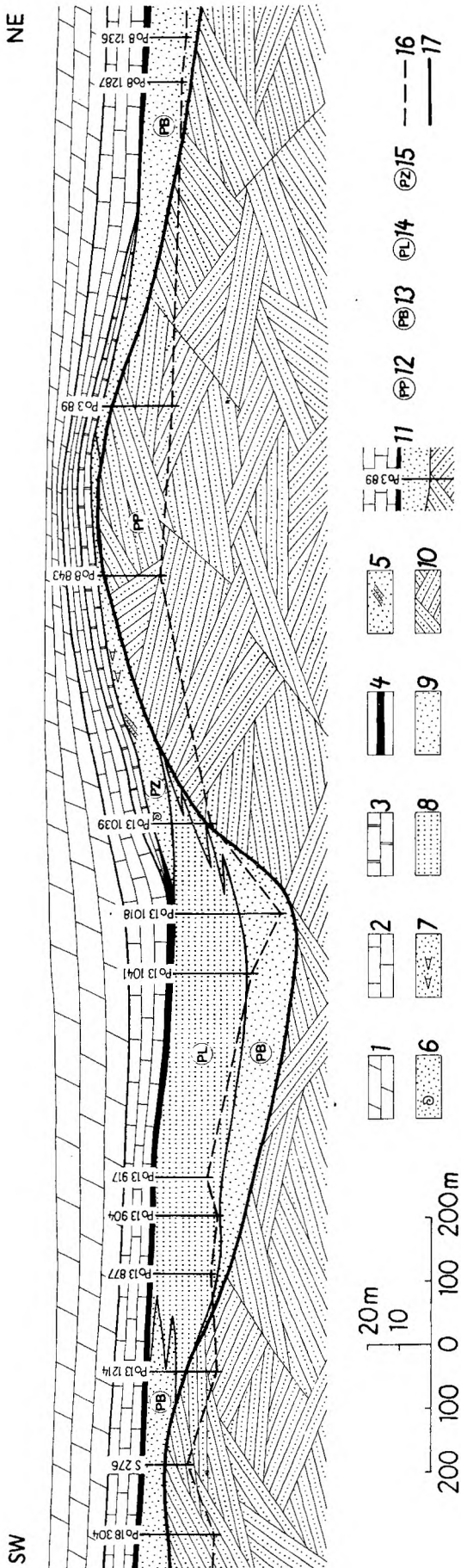


Fig. 13

Rozmieszczenie facji w przekroju przez centralną elewację Rudnej (por. fig. 3, linia przekroju A-B)

1 - dolomit wapnisty; 2 - dolomit ilasty; 3 - jasnoszary dolomit z krynoidami; 4 - lúpki miedziotoczne; 5 - struktury sedimentacyjne w piaskowcach facji PZ; 6 - fauna małżowa; 7 - piaskowiec gipsowo-anhydritowy; 8-10 - piaskowce facji PL, PB i PP; 11 - otwory wiertnicze w kopalni; 12-15 - symbole facji PP, PB, PL, i PZ; 16 - granica między białym i czerwonym piaskowcem; 17 - granica między osadami cieżczymi facji PP i osadami morskimi.  
Uwaga: lúpki miedziotoczne i seria dolomitowa w skali przewyższonej

Facies distribution in the cross-section through central elevation of Rudna (for location of cross-section see line A-B in fig. 3)

1 - calcareous dolomite; 2 - clayey dolomite; 3 - light-grey dolomite with crinoids; 4 - copper shale; 5 - sedimentary structures in facies PZ sandstones; 6 - bivalve fauna; 7 - gypsum-anhydritic sandstone; 8-10 - sandstones of facies PL, PB, and PP; 11 - boreholes in copper-mine; 12-15 - symbols for facies PP, PB, PL, and PZ; 16 - boundary between Weislegendes and Rotliegendes; 17 - boundary between aeolian deposits of facies PP and marine deposits.  
Note the vertical exaggeration adopted for copper-shale and dolomitic series in the section



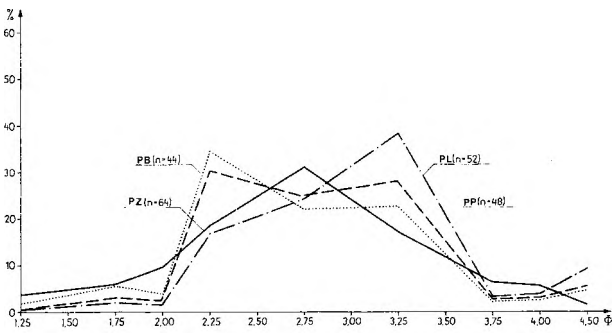


Fig. 14

Porównanie rozkładów ziarnowych piaskowców wydzielonych facji białego spągowca

Comparison of grain-size distributions of Weissliedenges sandstone facies

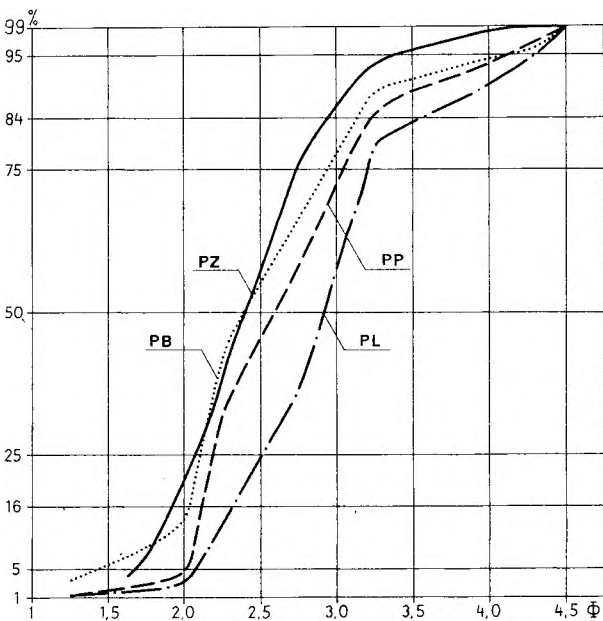


Fig. 15

Krzywe kumulacyjne składu ziarnowego wydzielonych facji białego spągowca

Cumulative grain-size curves of various Weissliedenges facies

ściowo z wcześniej złożonych osadów facji PB i PL. Część gromadzonego osadu była splukiwana z elewacji w obniżenia zaprawowe, gdzie osadzał się on w znacznie spokojniejszych warunkach. Nastąpiła przy tym pewna selekcja wielkości ziarna wyrażająca się zmniejszaniem się wielkości ziarn w piaskowcach w kierunku południowo-zachodnim od centralnej elewacji Rudnej. Jest to zgodne z jednym z kierunków transportu materiału okruchowego, wykazanego na różny kierunków nachylenia riplemarkowych warstw odprądowych (fig. 12). W pierwszej fazie tworzenia się osadów podfacji PZ<sub>1</sub> na wzniesieniach podwodnych dochodziło do nadbudowywania nagroma-

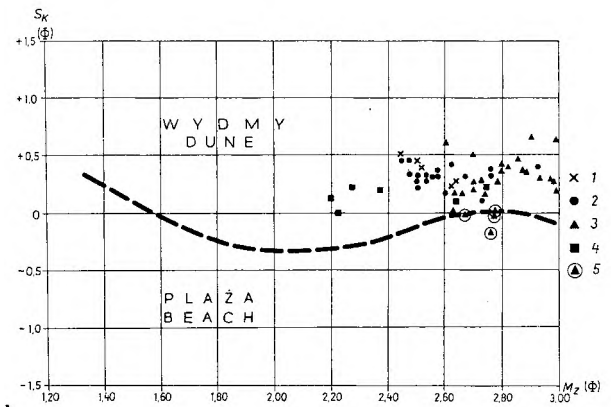


Fig. 16

Zależność pomiędzy skośnością  $S_k$  a średnią średnicą  $M_z$  ziarna dla piaskowców wydzielonych facji białego spągowca (według Friedmana 1961)

1-4 - piaskowce facji PP, PB, PL i PZ; 5 - piaskowce facji PB i PL ze strukturami sedimentacyjnymi

Plot of skewness  $S_k$  and mean size  $M_z$  of Weissliedenges sandstone facies (environmental boundary after Friedman 1961)

1-4 - sandstones of facies PP, PB, PL, and PZ; 5 - sandstones of facies PB and PL exhibiting primary sedimentary structures

dzeń piasku, a tym samym został rozpoczęty proces tworzenia się bariery piaszczystej w warunkach powolnej regresji (por. Hoyt 1967). Z czasem ilość dostarczonego i deponowanego materiału w stosunku do ilości piasku usuwanego z podwodnego nasypu znacznie się zmniejszyła wskutek procesów destrukcyjnych, doprowadzając w wielu przypadkach do jeszcze większego rozczłonkowania podwodnych wzniesień morfologicznych, które utworzyły trzon dzisiejszych elewacji. Te płycizny zostały później wykorzystane przez liczne ramienionogi, bujnie się tam rozwijające i tworzące biohermy wapieni brachiopodowych, obserwowane obecnie w osadach węglanowych (fig. 6).

Rozwój podfacji PZ<sub>2</sub> rozpoczyna się pojawieniem w osadach w pobliżu szczytowych partii wzniesień struktur sedimentacyjnych charakterystycznych dla środowiska przybrzeżnego z elementami środowiska pływowego. Są to utwory z warstwowaniem smużystym i warstwowaniem soczewkowym (fig. 11c, d; Jerzykiewicz *et al.* 1976, tab. II 2, III 2, 3) oraz struktury erozyjne (fig. 11l, m, n). Prócz tych struktur obserwujemy nagromadzenia znacznie zniszczonych i chaotycznie ułożonych skorupki fauny małżowej, mające charakter gniazdowy. Powstanie tego muszlowca w strefie pływowej, w której znalazły się wzniesienia morfologiczne z Lubińskiego Zagłębia Miedziowego, należy wiązać z transportem podczas wysokiej fali materiału okruchowego wraz ze skorupkami małżów z dalszych partii zbiornika wod-

nego. Istniał tam być może już uformowany osad węglanowy z fauną małżową (fig. 6). Przemawiałyby za tym następujące przesłanki:

Fauna małżowa jest allochtoniczna, ponieważ sporadycznie może współżyć z ramienionogami, które zostały znalezione w białym spągowcu częściowo w pozycji przyżyciowej (Alexandrowicz, Jarosz 1971; Alexandrowicz 1973). Skorupki małżów z węglanowym materiałem okrucowym wypełniały lokalne zagłębienia tylko na obszarze, na którym łupki miedzionośne nie są w pełni wykształcone lub ich zupełnie brak. Natomiast piaskowiec, w którym znajdują się małże, charakteryzuje się wysoką zawartością węglanów (Błaszczuk, Prymka 1973a), czym wyraźnie się odróżnia od piaskowca leżącego niżej.

Znaczną zawartość węglanów wykazują również piaskowce dolomityczne (dolomity piaszczyste) o miąższości 1–3 m, nagromadzone w niewielkich zagłębieniach w szczytowych częściach wzniesień. Są one niekiedy oddzielone od piaskowców niżej leżących niewielkim przewarstwieniem łupków i bardzo rzadko cienkimi soczewkami dolomitu algowego. W większości utwory te, niewątpliwie również należące do białego spągowca, podobnie jak piaskowce leżące w spągu, zawierają w spoiwie nawet do 60 procent siarczanu wapnia w postaci gipsu bądź anhydrytu. Piaskowce gipso-anhydrytowe występują w formie soczew tylko w szczytowej partii elewacji. Jest to osad typu sebha powstały w strefie supralitoralnej w czasie okresowych zalewów pływowych i burzowych. Część wody pokrywającej elewację spływała do obszarów obniżonych, w których tworzyły się łupki miedzionośne, część natomiast wsiąkała w osad elewacji. Wskutek parowania dochodziło do prze-

sycenia solanek parowych i mogły się wytrącić gipsy i anhydryty, a roztwory bogate w magnez mogły z kolei doprowadzić także do dolomityzacji stropowych części białego spągowca (dolomit piaszczysty). Nowo powstałe wczesnodiagenetyczne minerały w procesie rekrytalizacji weszły do osadu jako spoiwo wypierające. Natomiast w obniżeniach wśród elewacji, które w sumie zajmują około 50 procent badanego obszaru, dominowała akumulacja materiału drobnodetrytycznego. W tych zagłębieniach obficie rozwijały się algi, które rozkładając tworzyły redukcyjne warunki depozycji materiału pelitycznego, dostarczanego przez pływy. W łupkach miedzionośnych, prócz alg, otwornic, ramienionogów, detrytusu roślinnego i zwierzęcego (Harańczyk 1972) oraz bardzo liczego materiału zarodnikowego i szczątków roślin, występują nieraz przewarstwienia piaskowcowe, dochodzące do kilku centymetrów miąższości. Powstawanie tych przewarstwień w łupkach może być wynikiem epizodycznego osadzania się piasku, dostarczonego podczas wyjątkowo wysokiego burzowego pływów. Rozpatrując te wielokrotnie notowane przewarstwienia nie można wykluczyć czynnika eolicznego (Wyżykowski 1964). Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że w niektórych rejonach obserwujemy facjalne zązębianie się piaskowca dolomitycznego z łupkami miedzionośnymi. Piaskowce dolomityczne, tworzące około 80-centymetrową warstwę na skłonie elewacji, wyklinowują się w kierunku obniżen, gdzie stopniowo są zastępowane przez łupki.

Przedstawione obserwacje sugerują, że łupki miedzionośne osadziły się równocześnie z powstającymi osadami podfacji  $PZ_2$ , są to więc facje synchroniczne.

## WNIOSKI

1. Powierzchnia stropowa białego spągowca w Lubińskim Zagłębiu Miedziowym nie jest płaska, lecz wykazuje liczne elewacje o pochodzeniu nie-tektonicznym, których stoki są nachylone pod kątami nawet do  $25^\circ$ . Elewacje można odczytać z map warstwicowych wykonanych na podstawie pomiarów niwelacyjnych głębokości zalegania stropu białego spągowca.

2. Elewacje stropu białego spągowca są relik-tami paleoreliefu, z którym jest związana zmienność facjalna serii złożowej oraz podścielających ją osadów niższej części profilu białego spągowca.

3. Stwierdzenie związku pomiędzy paleomorfolo-gią stropu białego spągowca i zmiennością facjalną serii złożowej — wyrażającą się między innymi

obecnością lub brakiem łupków miedzionośnych i zmienną miąższością strefy okruszcowania — ma istotne znaczenie w eksploatacji złóż.

Panu Docentowi Tomaszowi Jerzykiewiczowi pragnę złożyć serdeczne podziękowania za sprecyzowanie tematu i dyskusję nad wynikami oraz cenne wskazówki, jakich mi udzielał w czasie wykonywania pracy. Pragnę też wyrazić swoją wdzięczność panu Profesorowi Stanisławowi Dżułyńskiemu za życzliwe zainteresowanie się pracą i za wyjaśnienie różnych zagadnień sedimentologicznych, a panu Profesorowi Marianowi Dumiczowi za cenne uwagi krytyczne i dyskusję dotyczącą tektoniki Lubińskiego Zagłębia Miedziowego. Bardzo jestem zobowiązany kolegom geologom z kopalń „Rudna”, „Lubin” i „Polkowice”, którzy pomogli mi w gromadzeniu materiałów. Dyrekcji Zakładów Górniczych „Rudna” dziękuję bardzo za umożliwienie mi wykonania przedstawionej pracy.

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. W., 1973: Fauna lingulowa jako wskaźnik warunków tworzenia się łupków miedzionych. Lingula Fauna as Indicator of Sedimentation Conditions of Copper Bearing Slate. *Rudy i Metale Nieżel.*, vol. 18, nr 11.
- ALEXANDROWICZ S. W., JAROSZ J., 1971: Palaeoecology of the Zechstein Lingula Sandstones from Lubin (West Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc.*, vol. XIX, no. 3.
- BŁASZCZYK J. K., PRYMKA W., 1973a: Pierwsze stanowiska fauny w białym spągowcu na monoklinie przedsudeckiej. The First Sites of Fauna in Weissliediges in the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 17, nr 2.
- 1973b: Wapień organogeniczny w spągowej części cechsztynu kopalni Lubin. Organogenic Limestone at the Zechstein Bottom of Lubin Mine. *Rudy i Metale Nieżel.*, vol. 18, nr 10.
- BRANDES T., 1912: Sandiger Zechstein am alten Gebirge an der unteren Werra und Fulda und die Kontinuität des Landwerdens in Mitteldeutschland. *Centr. Mineral. Geol. Paläont.*
- COLEMAN J. M., 1969: Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation. *Sedim. Geol.*, 3.
- CZAJOR E., WAGNER R., 1973: Typy genetyczne skał oraz mikrofacje i paleogeografia wapienia cechsztyńskiego ( $Ca_1$ ) w strefie Koszalina—Chojnic. Genetic Types of Rocks, Microfacies and Paleogeography of the Zechsteinkalk ( $Ca_1$ ) in the Zone Koszalin—Chojnice (North-West Poland). *Kwart. Geol.*, t. 17, nr 3.
- DUMICZ M., DON J., 1977: Analiza strukturalna monokliny przedsudeckiej w rejonie Polkowic. Structural Analysis of the Fore-Sudetic Monocline in the Polkowice Region. *Acta Univ. Wratisl. nr 378, Pr Geol.-Miner. VI.*
- FALKE H., 1961: Distinction Between Dune, Beach and River Sands from their Tectural Characteristics. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 31, no. 4.
- 1972: The Continental Permian in North and South Germany, [in:] *Rotliegend, Essays on European Lower Permian* (H. Falke — editor), Brill, Leiden.
- FRIEDMAN M. G., 1961: Distinction between Dune, Beach and River Sands from Their Textural Characteristics. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 31, no. 4.
- GLENNIE K. W., 1972: Permian Rotliegendes of Northwest Europe Interpreted in Light of Modern Desert Sedimentation Studies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56.
- GRODZICKI A., KŁAPCIŃSKI J., KRASOŃ J., 1967: Glaukonit w osadach czerwonego spągowca (dolny perm) na obszarze Dolnego Śląska. Glauconite in the Deposits of Rotliegendes (Lower Permian) within Lower Silesia. *Arch. Miner.*, t. XXVII, z. 1.
- HARAŃCZYK Cz., 1972: Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Ore Mineralization of the Lower Zechstein Euxinic Sediments in the Fore-Sudetic Monocline. *Arch. Miner.*, t. XXX, z. 1—2.
- HOYT J. H., 1967: Barrier Island Formation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 78.
- JAROSZ J., ZALEWSKA M., 1977: Piaskowiec anhydrytowy w złożu rud miedzi Rudna. Anhydritic Sandstone in the „Rudna” Copper Ore Deposit. *Rudy i Metale Nieżel.*, vol. 22, nr 12.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A. K., 1976: Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej, Origin of the Weissliediges Deposits in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. XI, no. 1.
- KŁAPCIŃSKI J., 1967: Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii monokliny przedsudeckiej. A Contribution to the Stratigraphy and Paleogeography of the Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, z. 4.
- 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, Fauna, Stratigraphy of the Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. 5.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1967: Okruszczowanie permu monokliny przedsudeckiej. Permian Mineralization in the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.*, XV, nr 6.
- KRASOŃ J., GRODZICKI A., 1964: Uwagi o genezie, mineralizacji i wieku białego spągowca. Remarks on Genesis, Mineralization and Age of Weissliediges. *Prz. Geol.*, nr 7/8.
- KRIEBEL K., 1967: Das Grauliegende und die Zechstein-Basisse-demente im südöstlichen Harzvorland. *Geologie*, 16, H. 4.
- MILEWICZ J., 1976: Czerwony spągowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. Rotliegendes in the Vicinity of the Fore-Sudetic Block. *Kwart. Geol.*, t. 20, nr 1.
- NEMEC W., PORĘBSKI S. J., 1976: O poligenicznym charakterze piaskowców białego spągowca na obszarze monokliny przedsudeckiej. On Polygenetic Nature of Weissliediges (Lower Permian) Sandstones from the area of Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.*, XXIV, nr 12.
- 1977: Weissliediges Sandstones: A Transition from Fluvial-aeolian to Shallow-marine Sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline), 1. Sedimentary Structures and Textural Differentiation. Przejście od sedymentacji kontynentalnej do płytkomorskiej w obrębie białego spągowca (dolny perm monokliny przedsudeckiej), 1. Struktury sedymentacyjne i zróżnicowanie teksturalne. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 47, z. 3.
- NEMEC H., SOLECKI A., NEMEC W., 1977: O dwudzielności piaskowców białego spągowca w środkowej części monokliny przedsudeckiej w świetle wyników analizy dyskryminacyjnej składu ich frakcji ciężkiej. On Bipartity of Weissliediges (Permian) Sandstones from the Central Parts of the Fore-Sudetic Monocline in the Light of Discriminative Analysis of the Heavy Mineral Assemblage. *Prz. Geol.*, XXV, nr 2.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J., 1963: Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. Some Problems of Stratigraphy and Subdivision of Zechstein in the Wrocław Monocline. *Prz. Geol.*, XI, nr 12.
- OBERC J., SERKIES J., 1970: Geneza i rozwój lubińskiego złoża miedzi. Genese et evolution du gisement cuprifere a Lubin. *Pr. Wrocl. Tow. Nauk.* ser. B, nr 160.
- PERYT T. M., 1976: Ingresja morza turyńskiego (górný perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. Thuringian (Upper Permian) Marine Ingression in the Area of Fore-Sudetic Monocline, (Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. XLVI, z. 4.
- PODEMSKI M., 1967: Sedymentacja cechsztyńska w okolicy Nowej Soli. *Arch. Inst. Geol. Warszawa* (maszynopis).
- 1970. Szary spągowiec z okolicy Nowej Soli. Graulie-

- gendes in the Vicinity of Nowa Sól. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 1.
- PREIDL M., 1967: Budowa tektoniczna obszaru Lubina i Sieroszowic. Tectonic Structure of the Lubin and Sieroszowice Areas. *Prz. Geol.*, nr 6.
- PRYOR W. A., 1971: Petrology of the Weissliegende Sandstones in the Harz and Werra-Fulda Areas, Germany. *Geol. Rudsch.*, Bd 60, H. 2.
- RICHTER G., 1940: Pläogeologieographische und tektonische Stellung des Richelderfer Gebirges im hessischen Raume. *Geol. Jb.*, Bd 61.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955: Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge (Bericht über eine Exkursion zu den Zechsteinauflüssen dieses Gebietes anlässlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Goslar 1953), *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd 105.
- RYDZEWSKI A., 1978: Facja utleniająca cechsztyńskiego łupku miedzianożelaznego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Oxidated Facies of the Zechstein Copper-bearing Shale in the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.*, XXVI, nr 2.
- SIMONS B. D., RICHARDSON E. V., NORDIN C. F., 1965: Sedimentary Structures Generated by Flow in Alluvial Channels, [w:] Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, G. V. Middleton (ed.), *Soc. Econ. Pal. Min.*, Publ. 12.
- STRZETELECKI W., 1977: Rozwój litofacyjny spągów utworów terygenicznycch cechsztynu na wyniesieniu Łęby i ich znaczenie dla poszukiwań złóż węglowodorów. Lithofacial Development of Zechstein Transgressive Sandstones on the Łeba Elevation and its Importance for Hydrocarbon Exploration. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, nr 107.
- TOKARSKI A., 1966: Lingula w białym spągowcu monokliny przedsudeckiej. Spraw. z Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie.
- TOMASZEWSKI J. B., 1978: Konkrecje w piaskowcach (P<sub>1</sub>) białego spągowca okolic Lubina. Nodules in the Weissliegende (Lower Permian) of the Lubin Area. *Prz. Geol.*, XXVI, nr 7.
- WYŻYKOWSKI J., 1964: Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotliegende Formations in the Sudetic Foreland. *Prz. Geol.*, nr 7/8.
- ZWIERZYCKI J., 1951: Sole potasowe na północ od Wrocławia, *Pr. Państw. Inst. Geol.*, t. 7.

Jerzy Kazimierz BŁASZCZYK\*

## PALAEOMORPHOLOGY OF WEISSLIEGENDES TOP AS THE CONTROL ON FACIES VARIABILITY IN ORE-BEARING SERIES OF LUBIN COPPER-FIELD, SOUTHWESTERN POLAND

**ABSTRACT:** In the study area the top of Weissliegende displays remnant palaeomorphological features, among which are evidenced several elevations. A relationship between this palaeorelief and the assemblage of sedimentary facies of copper-bearing series and underlying lower Weissliegende is pointed out. Within the elevations the ore-bearing series lacks the characteristic copper-shale (Kupferschiefer) deposits, and also displays relatively higher variability of carbonate-rock facies. Also the uppermost Weissliegende, which belong to the ore-bearing series too, show higher variability of facies within the elevations than outside them. The elevations are typified by relatively greater thicknesses of the Weissliegende, and also by considerably greater thicknesses of the entire zone of copper mineralization.

Within the Weissliegende, four facies of deposits have been distinguished as related to different palaeoenvironmental settings. Large-scale cross-stratified sand-

stones are thought to have been the result of Early Permian aeolian sedimentation.

Subsequent (Zechstein) marine transgression, by encroaching upon the areas of aeolian sedimentation, led to partial demolition of the aeolian dunes and consequently produced two additional sandstone facies: laminated sandstones and "structureless" sandstones. Fourth facies is represented by the sandstones showing variety of sedimentary structures, among which are tabular and through cross-stratification, horizontal discontinuous and lenticular stratification, ripples, and waves, erosional channels, and deformational structures; this sandstone facies is thought to have originated in sublittoral environment, shortly after partial smoothing of the basin floor topography. Lateral interfingering of this sandstone facies with the copper-shale deposits seems to suggest a shallow-marine origin of these latter shales.

### Summary

### INTRODUCTION

Facies variability in the copper-bearing series of western Poland has been considered by numerous authors (see e.g. Zwierzycki 1951; Oberc, Tomaszewski 1963; Krasoń, Grodzicki 1964; Wyżykowski 1964; Konstantynowicz 1967; Podemski 1967, 1979; Kłapciński 1971; Harańczyk 1972; Jęrzykiewicz *et al.* 1976; Rydzewski 1978). Recent progression in ore exploitation in the mines of Lubin Copperfield returns as a continuous source of new data on the lithology of the ore-bearing series, i.e. of the uppermost Weissliegende and overlying copper-shale. The purpose of this study is to

interpret the geological data available at the present stage of exploitation, as collected in subsurficial outcrops in the active copper mines. Special attention has been paid to the presence of relict palaeomorphological features at the top of Weissliegende, to which features there appears to be related the variability of facies in the ore-bearing series and underlying lower Weissliegende. Recognition and analysis of this relationship in the study area may possibly be of particular importance to future copper-ore exploration in the region.

### WEISSLIEGENDES TOP ELEVATIONS VERSUS FACIES VARIABILITY IN ORE-BEARING SERIES

During the decades of copper mining in the region, numerous examples have been found of a local inclination of the Weissliegende top that appeared to be considerably greater than the 2–5° range of the overall, regional dip of strata (Preidl 1967). Moreover, these locally high inclinations of the Weissliegende top surface do often display dip directions which are considerably divergent, and significantly differ from its regional dip direction. It has soon become clear that these high inclinations could not be interpreted simply

in terms of tectonics, since such interpretations always appeared misleading with respect to the actual structure of the ore-bearing series itself (fig. 1a).

Direct observations of the Weissliegende top surface in the copper mines have shown, that this surface is markedly uneven, and is by no means flat. The morphology of this surface, as reconstructed on the basis of detailed subsurficial geodesic measurements, has been presented in the form of map. An illustrative fragment of this map is given in

\* Copper Mining and Metallurgy Combine of Lubin, "Rudna" Mine, 59–320 Polkowice, Poland

figure 1b, in which there is well visible one of the elevations, herein referred to as the Southern Elevation of Rudna. The inspection of entire palaeomorphological map has revealed a number of similar, positive, morphological features as present within the area of Lubin Copperfield (fig. 2); at the present stage of detaility, five major palaeomorphological units are distinguished by the author, and reviewed in table 1.

In the study area, the ore-bearing series comprises the following three lithological units: the upper Weissliengendes sandstones, the copper shales (Kupferschiefer), and a portion of the overlying carbonate rocks. In each of these units a number of (litho-)facies can be distinguished, which display smaller lateral extent and show variable spatial distribution (fig. 3a, b). Within the Weissliengendes, the following four major facies have been distinguished on the basis of sedimentary structures and grain-size characteristics: sandstones with large-scale cross-stratification (facies PP), fine-grained "structureless" sandstones (facies PB), very fine-grained laminated sandstones (facies PL), and sandstones with a variety of sedimentary structures (facies PZ). Sedimentological details of these four sandstone facies will be given in the next paragraph of this summary.

In addition to the above-said facies, at the top of Weissliengendes there are often present sandstone varieties which contain considerable amounts of dolomitic cement, and which are locally developed as sandy dolomites (referred to as "Boundary Dolomite" in local lithostratigraphic nomenclature) or as dolomites containing organic matter; this latter rock variety has been recently named "algal dolomites" (Alexandrowicz 1973). At the Weissliengendes top there are also locally found sandstones with appreciable amounts of gypsum-anhydritic cement.

As regards the copper-shale deposits, the following two facies have been distinguished as forming this particular lithological unit: clayey shales, and clayey-dolomitic shales with numerous fossils.

Major variety of the overlying portion of carbonate rocks is represented by a clayey dolomite facies. This is

locally accompanied by two additional facies, namely the crinoidal dolomite and brachiopodal limestone.

Comparing the location of evidenced palaeomorphological elevations (tab. 1; fig. 2) with the map of copper-shale facies distribution, one can note a coincidence in the location of Weissliengendes-top elevations and the absence of copper shale. More detailed examination and comparison of the lithological profiles of ore-bearing series and lower Weissliengendes, as developed within the elevations and off them, have revealed some additional significant differences, all of which are summarized in table 2.

From the above-said review (tab. 2), and from the illustrative lithological profiles *a* and *b* in figure 3, it seems clear that the facies variability of sediments within the elevations and outside them is marked within all of the three lithological units of ore-bearing series. This particularly regards the copper-shale unit, which is completely developed only outside the elevations, while is lacking or developed as thin layers (generally less than 10 cm thick) within the elevations themselves.

Facies variability in the basal portion of the overlying carbonate-rock unit is particularly well-marked within the elevations, where the major clayey dolomite is underlain by a layer of the crinoidal dolomite, which, in turn, laterally interfingers with and is replaced by the brachiopodal limestone near the elevation summits. In contrast, the basal portion of the carbonate unit shows no conspicuous variability of facies off the elevations, where it virtually consists entirely of clayey dolomite (comp. profiles *a* and *b* in fig. 3).

As regards the corresponding facies variability within the Weissliengendes, this is most conspicuous within the upper part of this sandstone unit, i.e. within the ore-bearing series itself. In the areas of elevations there are present the sandy dolomites, algal dolomites, gypsum-anhydritic sandstones, and bivalve fauna (see profile *a* in fig. 3). In addition, both the Weissliengendes and the ore-bearing zone (i.e. zone of Cu-mineralization) attain their maximum thicknesses within the elevations (comp. tab. 2 and fig. 4).

#### FACIES VARIABILITY IN WEISSLIEGENDES

Lithological variability within the Weissliengendes deposits includes primarily the stratification type and grain-size composition. Four major facies have been distinguished in the Weissliengendes, and these are briefly reviewed below; facies distinction and interpretation is based on the observational data collected at subsurficial outcrops in the copper mines, and through logging of core samples from 120 boreholes drilled in the mines.

Facies PP: large-scale cross-stratified sandstones. Large-scale cross-stratification has been reported by various authors from the Weissliengendes in the region (see e.g. Jerzykiewicz *et al.* 1976), but actually, on the basis of numerous available borehole profiles, this particular facies is evidenced as present throughout the area of Lubin Copperfield. The sandstones of this facies form the lower portion of the Weissliengendes profile, and continuously pass downwards, without any accompanying change in stratification type, into the underlying Rotliengendes sandstones. The sandstones of facies PP are thickest within the elevations, where they form the great bulk of the Weissliengendes profile (figs 6 and 13).

Individual cross-strata sets are usually 2.5 m thick, but

their thickness may sometimes exceed 4 m. Sets are bounded by flat, often converging surfaces, and exhibit tabular or wedge-shaped geometry (figs 5 and 6). Angles of cross-strata dip range between 16° and 30°, with a modal class of 25–30° (fig. 7).

The sandstones of facies PP are characterized by bimodal grain-size distributions, with one mode in the range of 2.00–2.25  $\phi$ , and another mode in the range of 3.25–3.50  $\phi$  (figs 8 and 14).

Facies PB: fine-grained "structureless" sandstones. This sandstone facies lacks any visible sedimentary structures, and is virtually homogenized ("structureless"). Uniform sequences of these sandstones, which are up to several metres thick, do often show presence of thin, isolated siltstone laminae which may sometimes exhibit delicate ripple lamination. Bed thicknesses, as measured from one siltstone lamina to another, give an average of about 20 m. In most borehole profiles the sandstones of facies PB overlie the large-scale cross-stratified sandstones of facies PP.

These "structureless" sandstones are characterized by unimodal grain-size compositions, with a modal size class between 2.25 and 2.50  $\phi$  (figs 9 and 14).

Facies PL: very fine-grained laminated sandstones. These sandstones are characterized by the presence of closely spaced, parallel parting planes, which are thought to represent the primary stratification planes. Horizontal parallel lamination and occasional ripple cross-lamination are the only sedimentary structures identified in this facies. Very fine grain-size, and composition displaying modal size class in the range of 3.25 and 3.50  $\phi$  (tab. 3; figs. 10 and 14) are another feature that distinguishes these sandstones from those of the remaining facies.

These sandstones occur in units which are between 2.5 m and 24 m thick. They are present in areas off the elevations of the Weissliedendes top, i.e. their occurrences correspond to palaeomorphological lows.

Facies PZ: sandstones with variety of sedimentary structures. Appreciable variety of sedimentary structures distinguishes these sandstones from those of the remaining facies. The most common sedimentary structures include:

1) medium-scale tabular and through cross-stratification (figs 11a, b);

2) horizontal discontinuous and lenticular stratification (fig. 11c);

3) ripples, which are most often superimposed upon the surfaces of some larger bedforms, such as sand waves or dunes (figs 11e, g, f);

4) sand waves and dunes, displaying variable lateral spacing that depends upon bedform size and attains 2 m for dunes and 7–12 m for sand waves (figs 11e, f, g);

5) erosional channels, plunge pools and related scour features (figs 11l, m, n);

6) various deformational structures due to hydroplastic-state distortion of the sediment, including "flames" and convolutions.

Grain-size compositions of facies PZ are unimodal, and have their modal size class in the range of 2.75–3.00  $\phi$  (fig. 14). Directional data on the dip of ripple cross-laminae, in this facies, show polymodal distribution (fig. 12).

In areas of reduced copper-shale thickness bivalve fauna is locally present at the top of facies PZ. The bivalve shells occur as nest-like lag concentrates, which are up to 0.4 m thick and display chaotic arrangement of the shells.

#### REMARKS ON WEISSLIEGENDES SEDIMENTATION

The Weissliedendes deposits, by their stratigraphic position between the continental Rotliedendes and marine Zechstein, have long been suspected by various authors to be, in part at least, of marine origin (see e.g. Zwierzycki 1951; Oberc, Tomaszewski 1963; Wyżykowski 1964; Jerzykiewicz *et al.* 1976). On the other hand, certain lithological features of the Weissliedendes, and particularly the presence of large-scale cross-stratification, have been considered as a proof of aeolian origin of these deposits (Brandes 1912; Richter 1940; Richter-Bernburg 1955; Glennie 1972; Falke 1972). With the recently reported evidence of marine fauna (Tokarski 1966; Alexandrowicz, Jarosz 1971; Błaszczuk, Prymka 1973a) and subaqueously formed sedimentary structures (Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Pořębski 1977) in the upper Weissliedendes, it has soon become clear that this latter sandstone sequence is composed of both aeolian and shallow-marine sediments.

The four sedimentary facies of Weissliedendes, as distin-

guished by the present author, are thought to be the products of different environmental circumstances. The sandstones of facies PP, those displaying large-scale cross-stratification, did originate in an aeolian environment. The subsequent transgression of Zechstein sea, by encroaching upon the areas of aeolian sedimentation, led to partial demolition of the dune fields built of the above-said aeolian sands. It is thought that the marine flooding led to remobilization of unconsolidated aeolian sands on the dune slopes, thus leading to subaqueous mass-flow processes which presumably produced the deposits of facies PB and PL.

The deposits of facies PZ, highest in the Weissliedendes profile, were probably laid down after partial smoothing of the basin floor topography, i.e. when the sublittoral environment underwent some degree of unification. Lateral intercalations between this facies and the copper shale seem to suggest a shallow marine origin of this latter deposit.

#### CONCLUSIONS

1. In the study area of Lubin Copperfield, southwestern Poland, the top of Weissliedendes exhibits numerous elevations of non-tectonic origin.

2. These elevations are relict palaeorelief features, to which there is related the variability of facies in the ore-bearing series and underlying lower Weissliedendes.

3. The above-said relationship between facies and palaeotopography, by including also the presence or absence of copper shale and the thickness variability of Cu-mineralization zone, may be of particular importance to the practical problems of copper mining and exploration in the region.

*Translated by W. Nemeč*