

STEFAN ALEXANDROWICZ, STANISŁAW SIEDLECKI

OSADY PSTREGO PIASKOWCA W OKOLICACH RYBNIKA

(6 fig.)

Bunter deposits in the vicinity of Rybnik Upper Silesia

(6 Fig.)

Streszczenie. W pracy przedstawiono nowe materiały geologiczne dotyczące rozwoju i zasięgu osadów dolnego triasu w południowej części Zagłębia Górnośląskiego. W okolicach Rybnika stwierdzono obecność lądowych utworów niższego pstrego piaskowca wykształconych jako pstre ily i piaski. Ponad nimi leżą margle i dolomity retu zawierające charakterystyczną faunę. Można sądzić, że rozprzestrzenienie tych osadów ku południowi i południowemu zachodowi było większe niż dotychczas przyjmowano. Jednocześnie wykazano, że w południowej części Zagłębia Górnośląskiego osady triasowe leżą bezpośrednio na karbonie, natomiast utwory permskie w tym obszarze nie występują. W świetle badań nad osadami triasowymi można stwierdzić, że przynajmniej niektóre większe obniżenia powierzchni karbonu (m. i. tzw. „bruzda Zawady”) są zapadliskami tektonicznymi.

WSTĘP

W południowej części Zagłębia Górnośląskiego, w okolicach Łędzin, Bierunia, Mikołowa i Orzesza osady triasowe zachowały się jako małe płyty spoczywające niezgodnie na różnych ogniwach statygraficznych górnego karbonu. Stanowią one resztki ciągłej pokrywy triasowej, której pierwotny zasięg na południe nie został dotychczas określony. Na podstawie analizy charakteru osadów i miąższości poszczególnych ogniw stratygraficznych triasu, P. A s s m a n n (1933) doszedł do wniosku, że południowa granica basenu sedymentacyjnego, w którym (w zachodniej części dzisiejszego Zagłębia Górnośląskiego) powstawały lądowe osady niższego pstrego piaskowca, prawdopodobnie nie przekraczała linii Bia-

ia — Głogówek — Rybnik. Dalej na południe miał leżeć obszar dostarczający materiału klastycznego.

W latach 1958—1959 w czasie prowadzenia prac nad stratygrafią miocenu okolic Rybnika natrafiono na nowe profile osadów pstrego piaskowca, będące najdalej na południe wysuniętymi stanowiskami lądowych i morskich utworów dolnego triasu Zagłębia Górnośląskiego. Podział stratygraficzny tych utworów oparto na schemacie stosowanym przez P. Assmanna (1933) i St. Siedleckiego (1948, 1952, 1953), którzy wyróżnili klastyczne osady lądowe jako niższy pstry piaskowiec oraz osady morskie (dolomity, margle i wapienie z fauną: *Myophoria costata*, *Beneckeia tenuis*) jako ret.

Pragniemy podziękować mgrowi L. Rembalskiemu i mgrowi Z. Znańskiemu za pomoc w pracach terenowych, mgrowi W. Heflikowi i mgrowi L. Stochowi za wykonanie i interpretację analiz termicznych oraz mgr M. Kryrowskiej za oznaczenie zespołów minerałów ciężkich.

PROFILE STRATYGRAFICZNE UTWORÓW TRIASOWYCH

Osady pstrego piaskowca leżą w okolicach Rybnika na sfałdowanych utworach górnego karbonu i są przykryte grubą (250—330 m) serią ilów miocennych. Dzięki stosunkowo dużej ilości profilów wiertniczych wykonanych przez Biuro Dokumentacji Geologicznej Przemysłu Węglowego można było stwierdzić, że osady pstrego piaskowca występują tu jako małe, oderwane od siebie płyty, o bardzo ograniczonym zasięgu poziomym (fig. 1).

Postępując na SW od Bujakowa i Mokrego, gdzie utwory triasowe odsłaniają się na powierzchni, spotykamy pod miocenem płaty osadów dolnego triasu w okolicach Czerwionki, Stanowic i Leszczyn. Jest on zbudowany z ilasto-piaszczystych osadów lądowych, na których leżą dolomity z fauną morską. Podobny profil tych osadów stwierdzony został nieco dalej na zachód, w okolicach Książenic (ok. 7 km na N od Rybnika).

W najbliższych okolicach Rybnika (Paruszowice), na różnych ogniwach stratygraficznych górnego karbonu leżą lądowe utwory dolnego triasu wykształcone jako piaski i iły. W południowej a także w północnej części tego płatu ponad ilami pojawiają się dolomity z fauną morską.

Duży płat osadów pstrego piaskowca występuje w okolicach Chwałęcic i Jejkowic (ok. 5 km na W od Rybnika), przy czym stwierdzono tu obecność osadów lądowych oraz morskich utworów dolomitycznych z fauną. Takie same osady występują nieco dalej na zachód, w okolicach Suminy.

Osady dolnego triasu w okolicach Rybnika zostały wyróżnione w 9 profilach (fig. 2). Następstwo warstw podajemy w kolejności od dołu do góry, przy czym we wszystkich profilach w podłożu osadów pstrego piaskowca występują piaskowce i łupki górnego karbonu. Na nierównej przedtrzciorzędowej powierzchni utworów karbońskich i triasowych leżą niezgodnie szare iły margliste zawierające mikrofaunę charakterystyczną dla spągowej części górnego opolu (górna część dolnego tortonu).

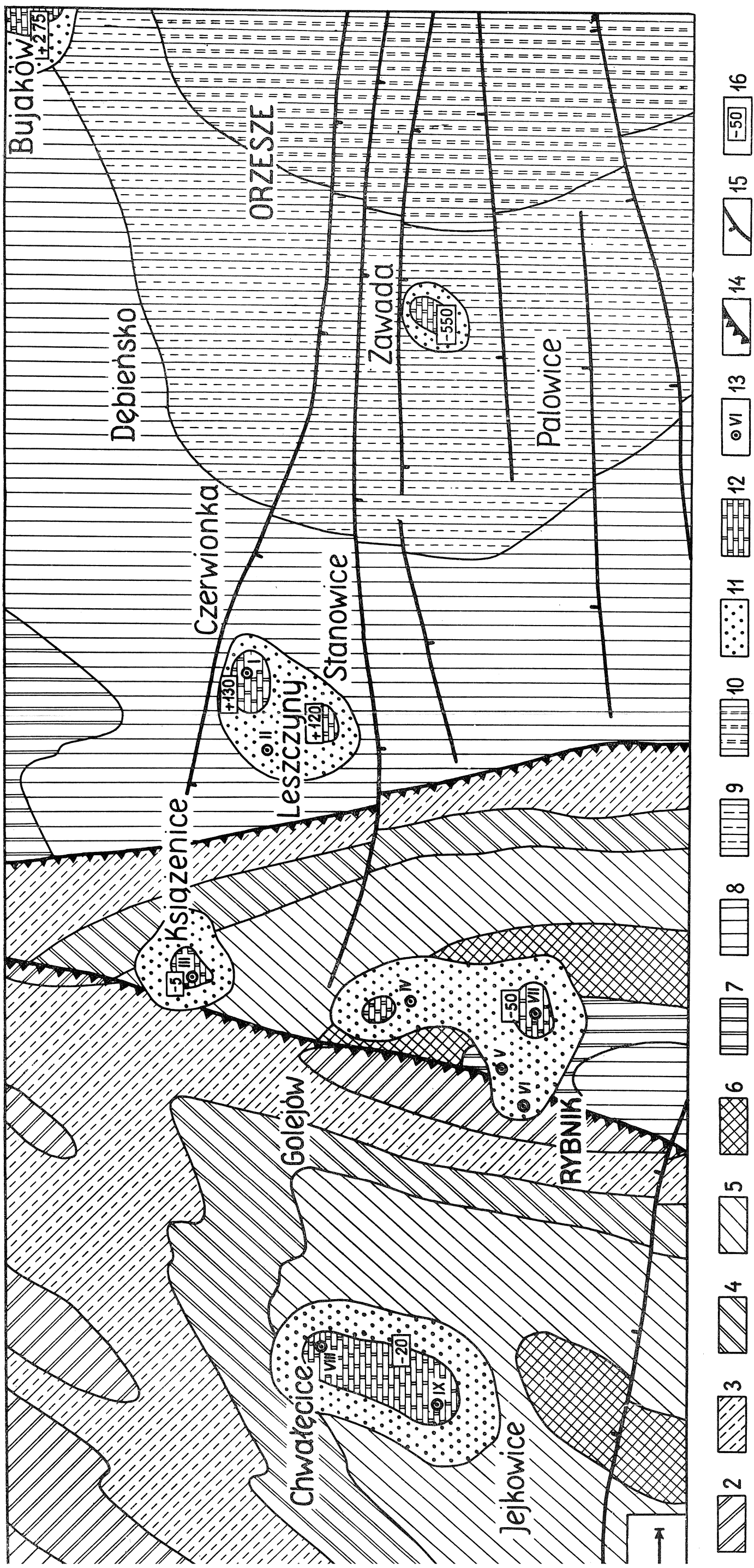


Fig. 1. Geological Map of the Area of Rybnik and Orzesze, partly after St. Doktorowicz-Hrebniicki. 1—5 — Upper Carboniferous — Namurian A; 6 — Upper Carboniferous — Namurian B; 7 — 10 — Upper Carboniferous — Namurian C; Westfalian A, B, C; 11 — Lower Bunter Sandstone; 12 — Rört; 13 — Stratigraphical sections described in the text; 14 — Orłowa and Michałkowice overthrusts; 15 — Fault; 16 — Altitude of the base of Rört above or under the sea level

Fig. 1. Mapa geologiczna odkryta (bez utworów trzeciorzędowych) okolic Rybnika i Orzesza (częściowo wg St. Doktorowicz-Hrebniickiego). 1—5 — górny karbon, warstwy brzeźne; 6 — górny karbon warstwy słodkowie; 7—10 — górny karbon warstwy łękowie; 11 — niższy pstry piaskowiec; 12 — ret; 13 — profile stratygraficzne opisane w tekście; 14 — nasunięcia: orłowskie i michałkowickie; 15 — uskoki; 16 — wysokość spągu retu względem poziomu morza

Errata: Spąg retu w miejscowości Sumina leży na głębokości —180 m (względem poziomu morza)

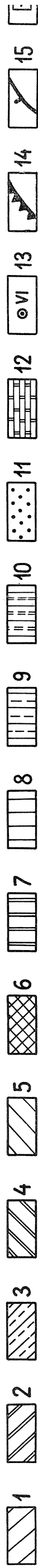
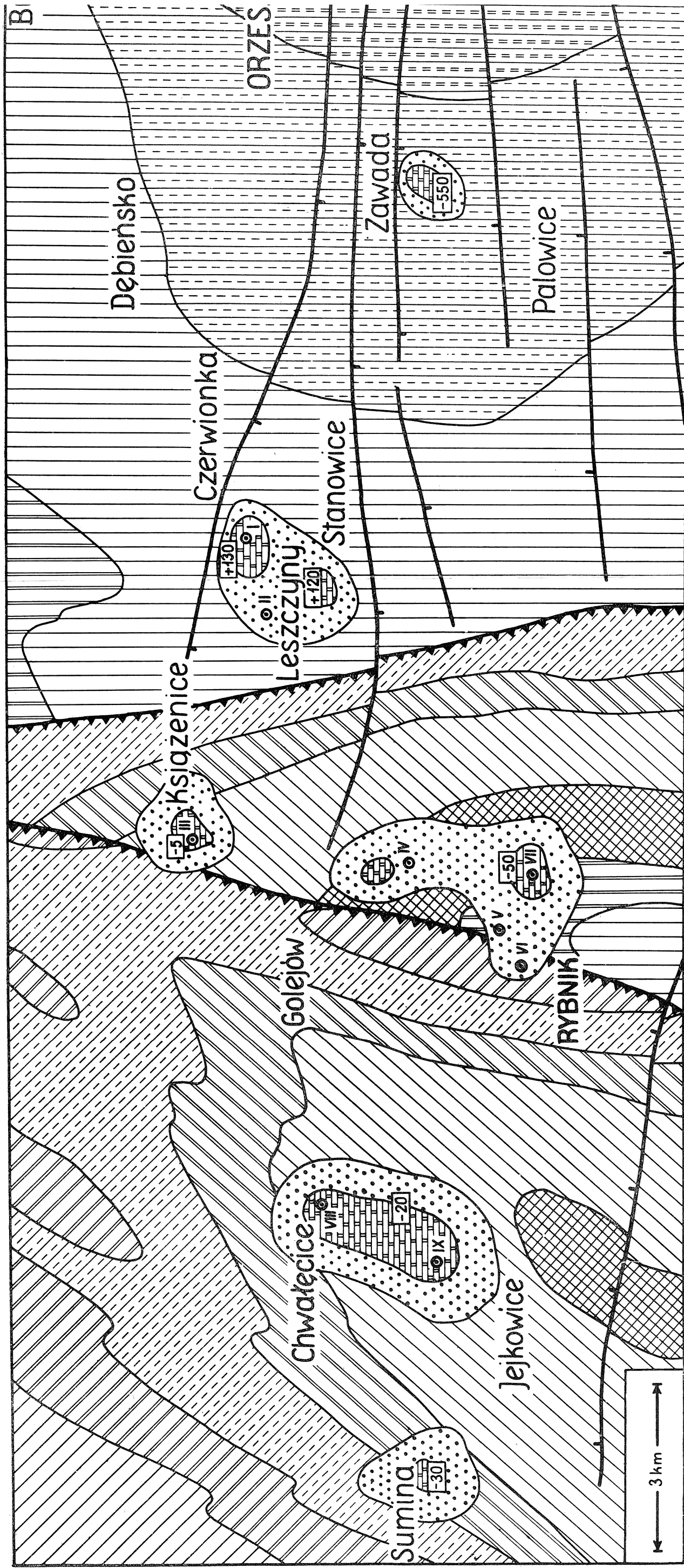


Fig. 1. Geological Map of the Area of Rybnik and Orzesze, partly after St. Doktorowicz-Hrebniak. 1—5 — Upper Carboniferous — Namurian A; 6 — Upper Carboniferous — Namurian B; 7 — 10 — Upper Carboniferous — Namurian C, Westfalian A, B, C; 11 — Lower Bunter Sandstone; 12 — Röt; 13 — Stratigraphical sections described in the text; 14 — Orłowa and Michałkowice overthrusts; 15 — Fault; 16 — Altitude of the base of Röt above or under the sea level

Fig. 1. Mapka geologiczna odkryta (bez utworów trzeciorzędowych) okolic Rybnika i Orzesza (częściowo wg St. Doktorowicz-Hrebniaka). 1—5 — górny karbon, warstwy brzeźne; 6 — górny karbon warstwy siódłowe; 7—10 — górny karbon warstwy łękowe; 11 — niższe pstry piaskowce; 12 — ret; 13 — profile stratygraficzne opisane w tekście; 14 — nasunięcia: orłowskie i michałkowickie; 15 — uskoki; 16 — wysokość spągu retu względem poziomu morza

Errata: Spąg retu w miejscowości Sumina leży na głębokości —180 m (względem poziomu morza)

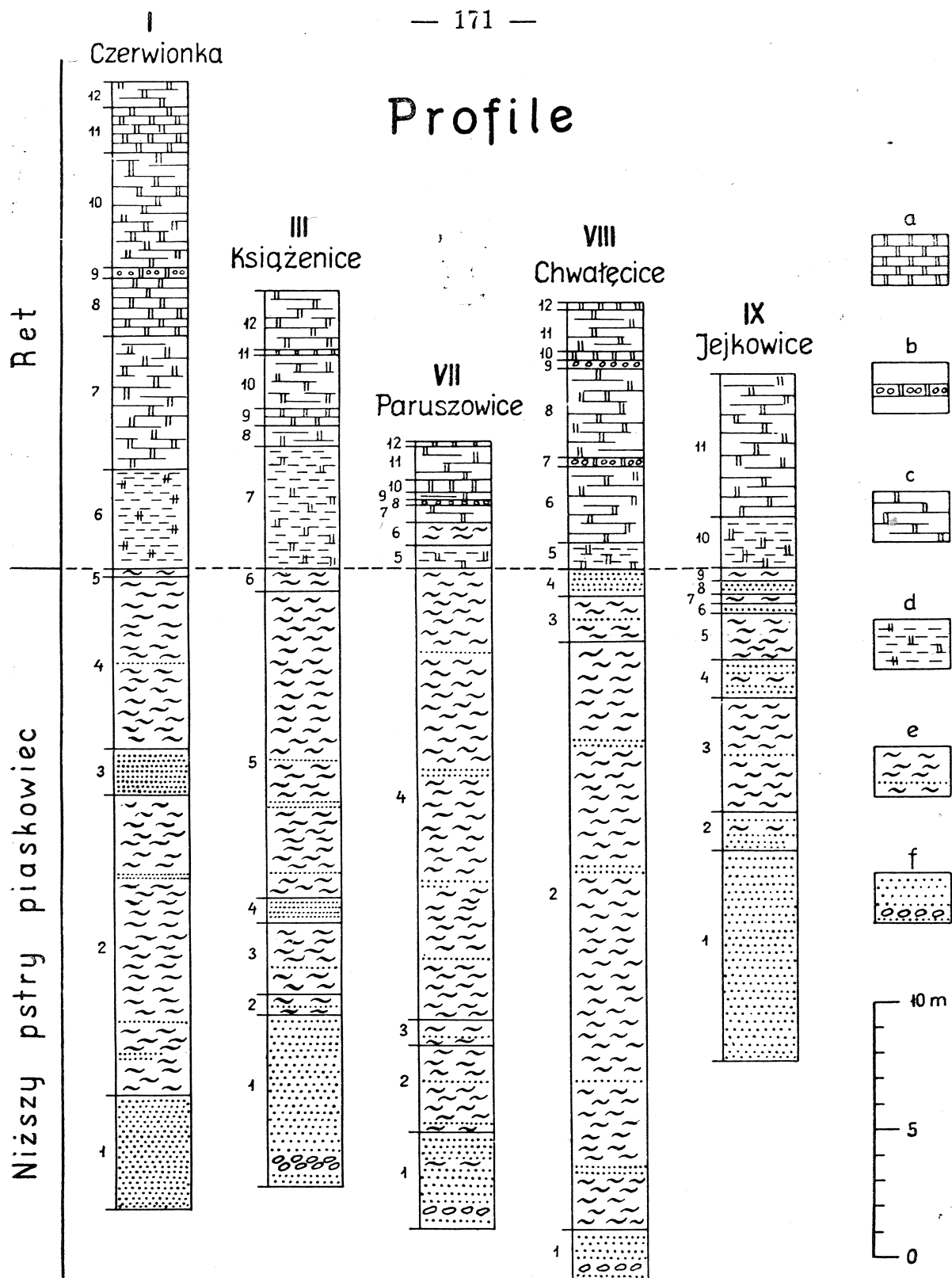


Fig. 2. Profile stratygraficzne osadów pstrego piaskowca z okolic Rybnika. a — dolomity wapniste; b — dolomity oolitowe; c — dolomity margliste; d — margle dolomityczne; e — iły czerwone i zielone z wkładkami piasku; f — piaski z wkładkami żwirów

Fig. 2. Stratigraphical sections of the Lower Bunter in the vicinity of Rybnik. a — calcareous dolomites; b — oölitic dolomites; c — marly dolomites; d — dolomitic marls; e — red and green clays with intercalations of sandstones; f — sands with gravel inclusions

Profil I (Czerwionka)

1. 4,50 m Piaski drobnoziarniste żółtawobiałe, z domieszką substancji kaolinowej.
2. 11,90 m Iły czerwone i pstre (żółtawe, zielone) miejscami nieco piaszczyste, zawierające dość liczne blaszki miki.
3. 1,80 m Piaski drobnoziarniste żółte, miejscami średnioziarniste, zawierające blaszki muskowitu.
4. 6,80 m Iły czerwone z wkładkami iłów zielonych i pstrych oraz z kilkoma cienkimi warstewkami piasku.
5. 0,30 m Iły zielonawoszare, plastyczne z blaszkami biotytu i muskowitu.
6. 3,90 m Margle dolomityczne zielonawożółte o dość wyraźnie zaznaczonej oddzielności poziomej. W górnej części warstwy występuje cienka wkładka drobnoziarnistego piasku.
7. 5,20 m Dolomity margliste z cienkimi wkładkami margli dolomitycznych. Wyraźnie widoczne poziome smugowanie. W niektórych ławicach domieszka piasku kwarcowego i blaszek miki.
8. 2,30 m Dolomity wapniste z bardzo liczną fauną małży:
Myophoria costata Z e n k. liczna
Hoernesia socialis S c h l o t h... bardzo liczna
9. 0,40 m Dolomit oolitowy ze szczątkami fauny.
10. 4,50 m Dolomity margliste, żółtawoszare i zielonkawe, poziomo smugowane.
11. 1,80 m Dolomit wapnisty, żółtawobiały, zwięzły z licznymi jamkami i porami. Bogata fauna:
Myophoria costata Z e n k.... kilka okazów
Hoernesia socialis S c h l o t h... liczna
Beneckeia tenuis v. S e e b.... ułamek
Gastropoda f. indet. nieliczne.
12. 1,00 m Dolomity margliste, żółtawoszare, dość zwięzłe z cienkimi wkładkami białych dolomitów wapnistych o zadziorowym przełamie.

Profil II (Leszczyńny)

1. 4,20 m Piaski drobno- i średnioziarniste barwy żółtej i białawoszarej. Miejscami występuje znaczna domieszka substancji ilastej a także otoczaki kwarców.
2. 2,80 m Iły zielonawoszare i czerwone, nieco piaszczyste, odznaczające się brakiem uwarstwienia.
3. 1,20 m Iły piaszczyste przechodzące w drobnoziarniste piaski z domieszką substancji kaolinowej.
4. 4,80 m Iły zielone, plastyczne, zawierające na powierzchniach oddzielności liczne blaszki miki (muskowit i biotyt).

Profil III (Książenice)

1. 6,80 m Piaski drobno- i średnioziarniste z wkładką żwiru kwarcowego. Jako spoiwo pojawia się mała domieszka pyłu kaolinowego.
2. 0,80 m Iły zielone z cienkimi wkładkami piasku. Wyraźne przekątne warstwowanie.
3. 2,80 m Iły czerwone, nieco piaszczyste z muskowitem.
4. 1,00 m Piaski białe, drobnoziarniste z domieszką kaolinitu.
5. 12,10 m Iły czerwone i pstre (zielone i żółte), miejscami nieco piaszczyste z miką. Kilka cienkich wkładek pylastych piasków.
6. 0,90 m Iły zielone, plastyczne, poziomo warstwowane.
7. 4,80 m Margle dolomityczne żółtawoszare i oliwkowożółtawe, mało zwięzłe o płytkowej oddzielności. Miejscami nagromadzenia muskowitu i biotyту.
8. 0,80 m Dolomity margliste żółte o tabliczkowej oddzielności:
Myophoria costata Zenk.... 1 okaz
9. 0,70 m Dolomity wapniste, białe, zwięzłe, nieco porowate, z fauną:
Hoernesia socialis Schloth... liczna
Myophoria costata Zenk..... kilka okazów.
10. 2,10 m Dolomity margliste żółtawoszare z wkładkami margli. W marglach obecne liczne blaszki biotyту i muskowitu a także ziarna kwarcu.
11. 0,10 m Dolomity wapniste, białe, zwięzłe. Są one porowate, a miejscami „jamkowate”. Liczna fauna, zwykle słabo zachowana:
Hoernesia socialis Schloth. bardzo liczna,
Myophoria costata Zenk.liczna,
Beneckeia tenuis v. Seeb.... ułamek,
Gastropoda f. indet..... liczne.
12. 2,40 m Dolomity margliste, żółtawoszare, poziomo warstwowane.

Profil IV (Paruszowice-Kamień)

1. 9,60 m Iły czerwone, miejscami piaszczyste, zawierające cienkie wkładki białych piasków z domieszką kaolinitu. Liczny muskowit.
2. 2,10 m Piaski białe i żółte, drobnoziarniste, miejscami ilaste. Kilka cienkich wkładek zielonych ilów.
3. 1,20 m Iły zielone, plastyczne z domieszką muskowitu i biotyту.
4. 12,00 m Iły czerwone i pstre, miejscami nieco piaszczyste.

Profil V (Paruszowice)

1. 3,20 m Drobnoziarniste piaski z wkładką drobnego żwiru i z dwoma wkładkami szarozielonych ilów piaszczystych.
2. 3,40 m Iły czerwone zawierające liczny muskowit i biotyт. Miejscami dość wyraźnie zaznaczone warstwowanie.

3. 0,80 m Iły zielone, plastyczne z miką.
4. 8,60 m Iły czerwone, miejscami plamiste (zielone i żółte) z nie-
licznymi, cienkimi wkładkami piasków bardzo drobno-
ziarnistych.

Profil VI (Paruszowice)

1. 1,00 m Piaski drobno- i średnioziarniste z małymi otoczkami
kwarcu.
2. 15,20 m Iły czerwone, nieco piaszczyste, zawierające blaszki miki.
3. 0,30 m Piaski białe, bardzo drobnoziarniste (pylaste) z domieszką
kaolinitu. Pojawiają się tu dwie cienkie wkładki ilów zie-
lonych.
4. 3,50 m Iły czerwone (plamiste) z cienkimi wkładkami ilów pia-
szczystych i piasków pylastych.

Profil VII (Paruszowice)

1. 3,80 m Piaski drobno- i średnioziarniste z wkładką żwirów kwar-
cowych i z cienką wkładką zielonych ilów piaszczystych.
Widoczne przekątne warstwowanie.
2. 3,40 m Iły czerwone, miejscami pstre (zielone i żółte), często
dość silnie piaszczyste i zawierające liczne blaszki miki
(głównie muskowit).
3. 1,00 m Iły zielone, plastyczne, zawierające liczne cienkie wkładki
bardzo drobnoziarnistych piasków z domieszką substancji
kaolinowej.
4. 17,80 m Iły czerwone, miejscami pstre. W niektórych miejscach
pojawiają się cienkie warstewki białych pylastych piasków.
5. 0,90 m Margle dolomityczne żółte i zielonawe, mało zwięzłe o dość
wyraźnie zaznaczonym poziomym uwarstwieniu.
6. 0,90 m Szarozielone, plastyczne iły zawierające blaszki musko-
witu.
7. 0,70 m Dolomity margliste żółtawoszare, miejscami silnie poro-
wate. Liczne blaszki muskowitu. W stropie pojawia się
warstewka dolomitu wapnistego ze szczątkami fauny.
8. 0,10 m Dolomit oolitowy, żółtawoszary.
9. 0,40 m Dolomity margliste, jasnożółte, miejscami łupkowate.
10. 0,50 m Dolomity wapniste, żółtawobiałe, zwięzłe. W stropie po-
jawia się warstewka zlepieńca śródformacyjnego. Licznie
występuje fauna:
Hoernesia socialis Schloth.... bardzo liczna,
Gervileia cf. *mytiloides* Schloth. 1 okaz,
Myophoria costata Zenk..... liczna,
Beneckeia tenuis v. Seeb..... 1 okaz.
11. 1,30 m Dolomity margliste, żółtawoszare, z kilkoma cienkimi
wkładkami margli. Nieliczna fauna:
Myophoria costata Zenk.... 1 ułamek.

12. 0,20 m Dolomity wapniste, białe z liczną fauną:
Hoernesia socialis Schloth... liczna,
Myophoria costata Zenk.... kilka okazów.

Profil VIII (Chwałęcice)

1. 2,00 m Piaski drobnoziarniste białe z cienką wkładką drobnego żwirku.
2. 23,30 m Iły czerwone, miejscami pstre (z plamami zielonawymi i żółtymi), po części wyraźnie warstwowane. Niektóre warstewki silnie piaszczyste i bardzo bogate w muskowit a także w biotyt. Cienkie wkładki białego drobnoziarnistego piasku.
3. 1,60 m Iły zielonkawoszare z drobną domieszką piasku. Dużo muskowitu.
4. 1,10 m Piasek bardzo drobnoziarnisty (pył kwarcowy), białawoszary, z wyraźną domieszką kaolinitu.
5. 1,00 m Margle dolomityczne, miejscami o oddzielności łupkowej, miękkie, nieco piaszczyste, barwy szarozielonawej.
6. 3,00 m Dolomity margliste i margle dolomityczne, jasne, żółtawoszare lub zielonawe, miejscami z jamkami i porami do 0,5 cm średnicy. W dolnej części silnie zapiaszczone. Dość częste blaszki muskowitu.
7. 0,30 m Dolomit oolityczny żółtawobiały, z dość liczną fauną (skorupki silnie pokruszone).
Myophoria costata Zenk..... liczna.
8. 3,60 m Dolomity margliste z cienkimi wkładkami margli dolomitycznych. Barwa dolomitu jest jasno-szaro-żółtawa miejscami zielonawa lub żółta, niektóre warstewki, „jamkowate” (o dużych dziurkach do 1 cm średnicy). Często pojawiają się domieszki muskowitu, zwłaszcza w fugach między ławicami. Niektóre ławice z domieszką piasku drobnoziarnistego.
9. 0,30 m Dolomity margliste jasnożółte z drobnymi wkładkami oolitycznymi, miejscami łupkowate.
10. 0,30 m Dolomit wapnisty biały, dość zwięzły, z fauną:
Myophoria costata Zenk.... liczna,
Gastropoda f. indet..... liczne.
11. 1,70 m Dolomity margliste żółte, miejscami zielonkawe z wkładkami oolitycznymi i cienką warstewką zlepieńca śródformacyjnego.
12. 0,20 m Dolomit wapnisty żółtawobiały, twardy. Nieliczna fauna:
Hoernesia socialis Schloth.... kilka okazów.

Profil IX (Jejkowice)

1. 8,20 m Piaski przeważnie drobnoziarniste, sypkie.
2. 1,50 m Piaskowiec zailony, jasnoszary, lub pstry, o speiwie ła-

stym częściowo kalcytowym (reaguje z HCl), z niewielką domieszką kaolinitu. Cienkie wkładki czerwonych piaszczystych iłów, zawierających liczne blaszki muskowitu i biotyту.

3. 4,50 m Iły czerwone lub pstre z niewielką domieszką piasku.
4. 1,50 m Piaskowce ilaste, po części iły bardzo silnie piaszczyste, czerwone z białawoszarymi plamami. Osad częściowo dość spoisty, częściowo luźny, stanowiący mieszaninę piasków drobno- i średnioziarnistych z pstryimi iłami. Widoczne przekątne warstwowanie.
5. 2,00 m Iły czerwone i pstre, zawierające blaszki muskowitu.
6. 0,30 m Piaskowiec białoszary, bardzo drobnoziarnisty, z wyraźną domieszką kaolinitu.
7. 0,30 m Ił żółtawozielony, miękki o słabo zaznaczonej oddzielności łupkowej.
8. 0,50 m Piaskowiec białoszary, drobnoziarnisty, słabo spojony węglanem wapnia (reaguje z HCl).
9. 0,50 m Pstre, czerwonozielone iły piaszczyste z wyraźną domieszką muskowitu i biotyту.
10. 2,00 m Margle dolomityczne zielonkawożółte, z wkładkami dolomitu oolitycznego.
11. 5,50 m Dolomity margliste i margle dolomityczne, przeważnie jasnożółte, miejscami łupiące się płytkowo. Ślady nieoznaczalnej fauny.

Podział stratygraficzny opisanych osadów dolnego triasu opiera się na przesłankach litologicznych i faunistycznych. Zgodnie ze schematem stratygraficznym stosowanym w Zagłębiu Górnośląskim (P. Assmann 1933, St. Siedlecki i W. Żabiński 1953) wyróżniamy w okolicach Rybnika:

1. Niższy pstry piaskowiec — piaski z wkładkami żwirów, piaski i piaskowce z domieszką substancji kaolinowej, iły czerwone i zielone, niekiedy piaszczyste z miką.
2. Ret Margle dolomityczne, dolomity margliste i wapniste, z wkładkami dolomitów oolitowych i zlepieńców śródformacyjnych, zawierające charakterystyczną faunę morską.

Łądowe osady niższego pstrego piaskowca w rejonie Rybnika są wykształcone analogicznie jak w okolicach Chrzanowa, Szczakowej, Grodzca i w innych miejscach w Zagłębiu Górnośląskim (P. Assmann 1933, St. Doktorowicz-Hrebniński 1935, St. Siedlecki 1952, 1953, K. Łydka 1956). Nie udało się natomiast przeprowadzić bardziej szczegółowego podziału tych osadów według kryteriów stosowanych przez K. Łydkę (1956) na obszarach położonych dalej na północny wschód.

Używana przez nas nazwa „niższy pstry piaskowiec” odpowiada wprowadzonemu przez P. Assmanna (1933, str. 737 i następne) pojęciu „der Ältere Buntsandstein”. Określenie takie autor ten zastosował do dość dobrze już wówczas poznanej serii piasków, żwirów, czasem piaskowców oraz czerwonych i pstrych iłów, podścielających z reguły morskie osady retu, a spoczywających niezgodnie na rozmaitych młodopaleozoicznych skałach obszaru śląsko-krakowskiego. Fakt braku skamieniałości

w osadach niższego pstrego piaskowca utrudnia ustalenie ich dokładnego wieku. Wielokrotnie natomiast dostrzeżone zjawisko zazębiania się sedymentów klastycznych i węglanowych na granicy między niższym pstrym piaskowcem a retem zdaje się wskazywać na bliski wzajemny związek tych utworów. Stąd też osady niższego pstrego piaskowca we wcześniejszych swych pracach. P. A s s m a n n (1913, 1926) uznał za dolną część retu i nadał im nazwę „warstw ze Świerklańca” („Neudecker-Schichten”). Stosowane więc przez nas określenie niższy pstry piaskowiec odpowiada zarazem pojęciu warstw ze Świerklańca.

Dotychczasowe badania nie pozwoliły na niewątpliwe rozstrzygnięcie, czy omawiane osady reprezentują tylko ret „niższy”, tzn. nieco starszy od paleontologicznie udowodnionego, czy też obejmują być może częściowo nawet starsze ogniwa pstrego piaskowca (środkowy pstry piaskowiec). Podobnie jak P. A s s m a n n zagadnienie to pozostawiamy na razie nie rozwiązane. Podkreślić jednak powinniśmy wybitnie charakterystyczne cechy litologiczne i paleogeograficzne omawianych sedymentów. Stanowią one bowiem utwór reprezentujący swoisty cykl sedymentacyjny, wyróżniający się wybitnie zarówno od skał swego nadkładu, jak i podłoża.

W literaturze geologicznej nawet ostatnich czasów (H. S e n k o w i c z o w a — 1959, str. 902) powtarza się nadal poglądy, oparte o dawniejsze mylne pojęcia stratygraficzne lub o błędne rozpoznanie materiałów wiertniczych, że omawiany tu kompleks osadów klastycznych jest w obszarze śląsko-krakowskim bardzo zbliżony do niżejległego permu. Stwierdzić przede wszystkim należy, że utwory permu podścielają nasz trias tylko na stosunkowo niewielkiej części obszaru śląsko-krakowskiego. Perm, dziś już dostatecznie dobrze tu znany i opisany, reprezentowany jest przy tym jedynie przez zlepieńce myślachowickie i skały magmowe (lawy, tufy i tufity), nie wykazujące niemal żadnego podobieństwa do rozważanych osadów pstrego piaskowca. Arkoza kwaczalska zaś, z którą dawni autorzy mylili niekiedy interesujące nas utwory, jest dziś zaliczana do karbonu. Stanowi ona zresztą osad najzupełniej różny od osadów niższego pstrego piaskowca. Zagadnienia te dostatecznie zostały wyjaśnione w pracach St. S i e d l e c k i e g o (1951, 1953) i K. Ł y d k i (1956). Częściowo powrócimy do nich w dalszym ciągu niniejszego opracowania.

Określenie wieku osadów retu w okolicach Rybnika nie budzi wątpliwości ze względu na obecność skamieniałości: *Myophoria costata* Z e n k. i *Beneckeia tenuis* v. S e e b. Gatunki te (zwłaszcza *Beneckeia tenuis* v. S e e b.) spotyka się w Zagłębiu Górnośląskim na ogół w niższej części retu (por. St. S i e d l e c k i 1952) i taki właśnie wiek należy przypisać dolomitom stwierdzonym w przedstawionych profilach. Najwyższych ogniów stratygraficznych retu (wapienie z fauną, wapienie jamiste, warstwy lingulowe) w okolicach Rybnika nie ma; przypuszczalnie zostały one usunięte przez erozję.

CHARAKTERYSTYKA OSADÓW

Omawiane osady pstrego piaskowca okolic Rybnika zostały poddane badaniom litologicznym i petrograficznym. W wyniku tych badań wyróżniono i scharakteryzowano szereg utworów klastycznych i dolomityczno-marglistych.

1. Utwory piaszczysto-żwirowe

W okolicach Rybnika gruboklastyczne osady dolnego triasu odgrywają podrzędną rolę. Stosunkowo najlepiej są one rozwinięte w dolnej części profilów III, VII i VIII. Są to piaski i żwiry z wkładkami piaszczystych ilów. W jednej z próbek rdzeniowych można było obserwować przekątne warstwowanie piasku (fig. 3 a).

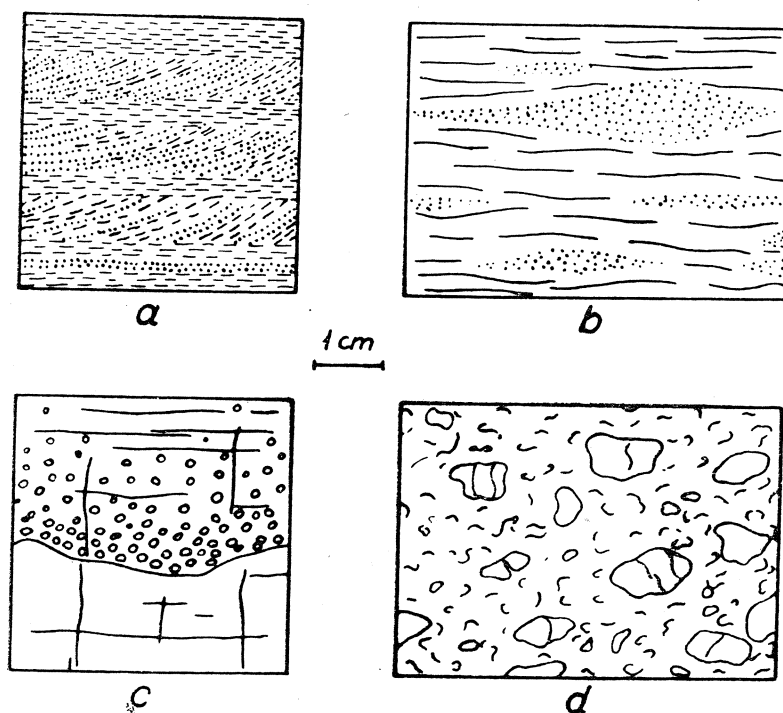


Fig. 3. Niektóre typy osadów pstrego piaskowca z okolic Rybnika. a — piaski przekątnie warstwowane, niższy pstry piaskowiec; b — czerwone iły z soczewkami piasku, niższy pstry piaskowiec; c — wkładka oolitów w dolomitach, ret; d — zlepnień śródformacyjny, ret

Fig. 3. Types of the Lower Bunter deposits in the vicinity of Rybnik. a — cross-bedded sands, Lower Bunter; b — red clays with sand lenses, Lower Bunter; c — inclusions of oölites in the dolomites of Röth; d — intraformational conglomerates

W skład frakcji piaszczystej wchodzi głównie materiał kwarcowy. Ziarnka kwarcu są zwykle dobrze obtoczone, jedynie drobniejsze frakcje ziarn wykazują słaby stopień obtoczenia. Obok kwarcu sporadycznie występują ziarna skaleni, zwykle dość silnie zwiędzone. Na ogół wyraźna jest domieszka kaolinitu zarówno w luźnych piaskach, jak piaskowcach. Niektóre ławice piaskowców odznaczają się obecnością kalcytowego spoiwa.

Żwiry odznaczają się dość dużą różnorodnością otoczków oraz różnym stopniem ich obtoczenia. Przeważają otoczki o wielkości 8—20 mm, niektóre z nich dochodzą do 30 mm średnicy. Ilościowo dominują otoczki kwarców, pozostałe składniki występują nielicznie. Skład litologiczny żwirów (profil VII, warstwa 1) przedstawia się następująco (w procentach):

Kwarce bezbarwne lub mleczne	62 %
Rogowce ciemnoszare i czarne	9 %
Piaskowce kwarcytowe szare	6 %
Piaskowce arkozowe	6 %
Łupek syderytyczny	5 %
Kwarcyt biały	4 %
Rogowce żółte i brunatne	4 %
Krzemienie białe i żółtawe	2 %
Kwarce dymne i różowe	2 %

Na uwagę zasługuje fakt, że w skład omawianych żwirów wchodzi głównie otoczaki bardzo odpornych skał krzemionkowych. Odznaczają się one dobrym stopniem obtoczenia, co może wskazywać na daleki transport materiału skalnego lub na kilkakrotne jego przerabianie. Znacznie słabiej obtoczone są piaskowce arkozowe i fragmenty łupków syderytycznych. Są to prawdopodobnie otoczaki skał górnokarbońskich, które nie przeszły zbyt dalekiego transportu.

Ogólny charakter omawianych utworów zdaje się wskazywać na to, że mamy tu do czynienia z osadami wód płynących (osady rzeczne). W skład ich wchodzi głównie materiał bardzo odporny, a zarazem dobrze obtoczony, co może się wiązać ze słabym nasileniem czynników erozyjnych w najbliższym obrzeżeniu basenu sedymentacyjnego. Utwory górnokarbońskie, stanowiące bezpośrednie podłoże pstrego piaskowca, zaznaczyły się w osadzie bardzo słabo, jako nieznaczna domieszka otoczków piaskowców arkozowych i łupków. Analiza gruboklastycznych osadów dolnego triasu prowadzi więc do wniosku zgodnego z wypowiedzianymi już poglądami (St. Siedlecki i W. Żabiński 1953), że w okresie poprzedzającym transgresję morską retu cały obszar Zagłębia Górnośląskiego był w bardzo znacznym stopniu speneplenizowany i nie podlegał silniejszym czynnikom erozyjnym.

2. Iły czerwone i zielone

Osady ilaste obejmują większe odcinki profilów niższego pstrego piaskowca okolic Rybnika. Są to iły dość zwężłe, na mokro plastyczne i łatwo lasujące się. Z kwasem solnym nie reagują ani na zimno, ani na gorąco. Barwa ilów jest różna: najczęściej są one czerwone lub czerwono-brunatne. Wśród ilów czerwonych pojawiają się przewarstwienia, soczewki i skupienia ilów szarozielonych. W niektórych miejscach szarozielone iły osiągają większe miąższości i można je wyróżnić jako samodzielne przewarstwienia.

Iły są przeważnie nieco piaszczyste. Ziarna kwarcu, a także pojedyncze większe otoczaki kwarcu lub skał krzemionkowych są zwykle nieregularnie rozmieszczone wśród ilów. W niektórych miejscach licznie występują miki: muskowit oraz biotyt. Osad ilasty jest często nie warstwowany, niekiedy można jednak wyróżnić poziome warstwowanie. Polega ono na tym, że wśród czerwonych lub zielonych ilów występują cienkie, wyklinowujące się soczewki drobnodziarnistego piasku, w którym obok ziaren kwarcu można wyróżnić niezbyt liczne skalenie i częstsze blaszki muskowitu, a nawet biotyty (fig. 3 b). Soczewki i cienkie przewarstwienia materiału

piaszczystego wykazują poziome ułożenie. Grubość tych przewarstwień waha się w granicach 1—10 mm.

Inne rodzaje warstwowania występują w grubszych wkładkach piaszczystych, które pojawiają się wśród ilów szarozielonych. Są to wkładki dobrze przesortowanych, drobnoziarnistych piasków kwarcowych. Piaski te wykazują wyraźnie zaznaczone przekątne warstwowanie (fig. 3 a), przy czym kąt pochylenia warstewek piasku jest niewielki i waha się w granicach 10—20°.

W czerwonych i zielonych ilach piaszczystych występują bogate zespoły minerałów ciężkich. Charakterystyczną cechą tych zespołów jest stosunkowo duża ilość granatów; w jednej z próbek licznie reprezentowany był baryt. Składy procentowe zespołów oznaczonych przez mgr M. Kry-sowską z czerwonych ilów z profilu VII (próbka R-11) oraz z zielonych ilów z profilu III (próbka R-21) przedstawiono na tabeli 1.

Tabela 1

Rodzaj minerału	próbka R 11	próbka R 21
min. nieprzeźroczyste	14,6 %	14,6 %
granat	34,6	57,2
cyrkon	7,9	5,6
apatyt	0,3	7,6
rutyl	4,0	3,6
chloryt	0,3	4,6
turmalin	—	1,3
staurolit	—	0,3
muskowit	—	3,6
biotyt	—	1,6
baryt	38,3	—

Obecność podobnych zespołów minerałów ciężkich stwierdził K. Ł y d-ka (1956) w ilach i piaskach dolnotriasowych w płu-wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego. Autor ten wyróżnił wspomniane osady, jako tzw. „poziom B”, i wyraził sąd, że powstały one w środowisku przejściowym (kontynentalno-morskim) w okresie bezpośrednio poprzedzającym morską transgresję retu. Podobieństwo zespołów mineralnych polega na dużej ilości granatów, natomiast w okolicach Rybnika mniej licznie występują: cyrkon, staurolit i turmalin.

Celem określenia składu mineralogicznego czerwonych i zielonych ilów, próbki tych skał przekazano mgrowi W. H e f l i k o w i, który wykonał analizy termiczne. Zdaniem mgra L. S t o c h a, uzyskane krzywe (fig. 4) wskazują, że mamy tu do czynienia z ilami, których głównym składnikiem są minerały z grupy illitu. Na uwagę zasługuje fakt, że ily czerwone pod względem składu minerałów ilastych nie różnią się od ilów zielonych.

Ilość substancji węglanowej (wapiennej lub dolomitycznej) jest w omawianych ilach bardzo nieznaczna. Z przeprowadzonych analiz wynika, że zawartość CaCO_3 w próbkach czerwonych i zielonych ilów waha się średnio w granicach 0,8—1,5%. Nie stwierdzono natomiast obecności ilów marglistych, które z tego samego poziomu stratygraficznego opisywał

K. Łydka (1956) z północnej i wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego.

Przedstawione obserwacje zdają się wskazywać, że czerwone i zielone iły, iły piaszczyste i iły z wkładkami piasków osadziły się w środowisku lądowym, częściowo przy udziale wód płynących o niewielkiej szybkości

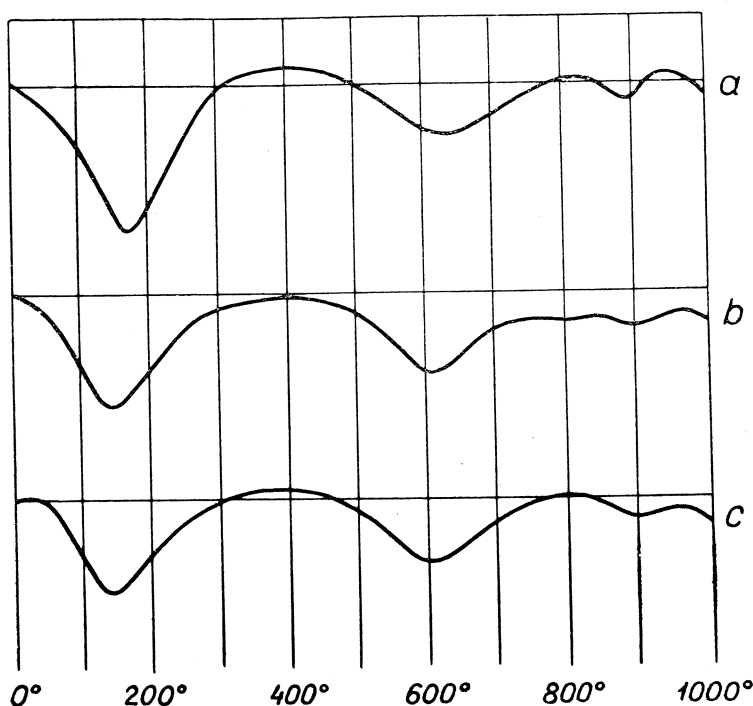


Fig. 4. Krzywe analiz termicznych różnicowych ilów niższego pstrego piaskowca z okolic Rybnika. a — profil VII, Paruszowice, warstwa 3, iły zielone; b — profil III, Książenice, warstwa 5, iły czerwone; c — profil VII, Paruszowice, warstwa 2, iły czerwone

Fig. 4. Differential analysis curves of the Lower Bunter clays. a — section VII, Paruszowice, layer 3, green clays; b — section III Książenice, layer 5, red clays, c — section VII, Paruszowice, layer 2, red clays

prądu (rodzaje warstwowań). Nie jest wykluczone, że zgodnie z poglądami K. Łydki (1956) część tych osadów można by uznać za utwory przejściowe, powstałe w środowisku kontynentalno-morskim w okresie stopniowo i powoli postępującej transgresji morskiej retu.

3. Margle dolomityczne

Utwory te występują bezpośrednio ponad czerwonymi i zielonymi ilami, a w profilu VII przekładają się z nimi. Są to skały niezbyt zwarte, łatwe do rozszlamowania, o dość wyraźnie zaznaczonym poziomym uwarstwieniu. Na nierównych przełamach występują miejscami bardzo nieznaczne drobne ziarna kwarcu o wielkości 0,1—0,5 mm. Taki sam materiał piaszczysty pojawia się w formie kilku cienkich (1—2 mm) poziomo ułożonych przewarstwień. Ziarnom kwarcu towarzyszą blaszki miki. Barwa margli jest żółtawa i oliwkowa, miejscami szarzielona. Nie stwierdzono w nich obecności makro- i mikrofauny.

Z analiz chemicznych wynika, że ilość materiału klastycznego (substancja ilasta wraz z domieszkami piaszczystymi) równoważy się z ilością substancji węglanowej. Skład margli jest następujący:

subst. dolomityczna ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$)	40 — 48 %
subst. wapienna (CaCO_3)	7 — 10 %
subst. nierozpuszczalna w HCl	43 — 52 %

Z próbki omawianych margli dolomitycznych (profil VII, warstwa 5) mgr M. K r y s o w s k a oznaczyła zespół minerałów ciężkich, którego skład przedstawia się następująco (w procentach):

min. nieprzeźroczyste	52,6 %
granat	21,4
cyrkon	6,6
biotyt	5,3
rutyl	0,6
epidot	0,6
turmalin	0,3
baryt	12,6

Przedstawiony zespół jest podobny do zespołów cytowanych z niżej leżących ilów piaszczystych. W stosunku do równowiekowych osadów z Rogóznika i z Miękini, z których minerały ciężkie oznaczył K. Ł y d k a (1956), w okolicach Rybnika zwraca uwagę większa ilość granatów i mniej liczne występowanie cyrkonu i turmalinu.

Opisane margle są osadem morskim utworzonym w początkowej fazie transgresji retu. Litologicznie różnią się one wyraźnie od niżej leżących ilów, wykazując przy tym ścisły związek z nadległą serią dolomityczną. Brak grubszych domieszek klastycznych jest zrozumiały, jeśli się przyjmie, że transgresja morska retu wkraczała na zrównany, płaski obszar pokryty ilastymi lądowymi osadami niższego pstrego piaskowca. Pojawianie się wkładek zielonych ilów niewapnistych wśród utworów marglisto-dolomitycznych może wskazywać na oscylacje morza w pierwszym okresie transgresji (por. St. Siedlecki i W. Żabiński 1953, K. Ł y d k a 1956). Zespoły minerałów ciężkich wskazują przy tym, że materiał klastyczny dostarczany do morskich osadów retu pochodził z tego samego źródła co materiał wchodzący w skład ilastych utworów niższego pstrego piaskowca. Nie jest wykluczone, że w niektórych miejscach ily i ily piaszczyste, stanowiące podłoże margli dolomitycznych i dolomitów retu, były lokalnie rozmywane i dostarczały drobnego materiału klastycznego do osadów morskich w początkowym stadium transgresji.

4. Dolomity margliste

W górnych częściach niektórych cytowanych profili występują osady dolomityczne zawierające większą lub mniejszą domieszkę substancji ilastej. Największe rozpowszechnienie posiadają dolomity margliste. Są one dość zwężłe, poziomo uławiczone o nierównych przełamach. Barwa skały jest jasna i żółta lub żółtawoszara; dość często pojawiają się poziomo ułożone warstewki zabarwione związkami żelaza na żółtobrunatny

kolor. W uzyskanych próbkach zwraca uwagę niemal zupełny brak fauny; szczątki małży pojawiają się sporadycznie. Wśród dolomitów marglistych występują miejscami wkładki margli dolomitycznych zawierających blaszki miki.

W szlifach mikroskopowych dolomit przedstawia się jako skała o strukturze drobnokrystalicznej. Dominującym składnikiem skały są drobne kryształki dolomitu, wielkości 0,01 — 0,04 mm (średnio 0,02 mm), nie wykazujące idiomorficznych (romboedrycznych) postaci. Substancja ilasta występuje w formie drobnych skupień oraz grupuje się między kryształkami dolomitu. Składnikiem akcesorycznym są detrytyczne ziarna kwarcu wielkości 0,03 — 0,08 mm o ostrokrawędzistych zarysach. W niektórych miejscach pojawiają się żółtobrunatne naloty limonityczne.

W składzie chemicznym omawianych skał obserwujemy zmienne ilości substancji nierozpuszczalnej w HCl, na którą składają się głównie minerały ilaste oraz detrytyczny kwarc (13—29%). Substancja wapienna (CaCO_3 , nie związane w dolomicie) występuje podrzędnie i jedynie w próbkach bardziej marglistych obserwujemy wzrost jej zawartości. Dla zobrazowania składu chemicznego dolomitów marglistych przedstawiamy wyniki 3 analiz próbek tych skał pochodzących z profilu III (tabela 2).

Tabela 2

próbki	R 14	R 17	R 19
$\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$	74,6 %	54,5 %	66,8 %
CaCO_3	11,7 %	16,6 %	11,9 %
nierozpuszczalne w HCl	13,7 %	28,9 %	21,3 %

Przejście od margli dolomitycznych do dolomitów marglistych jest stopniowe. Polega ono na zmniejszaniu się ilości domieszek terrygeniczych, które są tu reprezentowane niemal wyłącznie przez substancję ilastą. Omawiane skały powstawały zapewne przez wytrącanie się węglanów wapnia i magnezu z wody morskiej, bez współudziału fauny bentonicznej. Następstwo utworów obserwowane w cytowanych profilach (margle dolomityczne przechodzące ku górze w dolomity margliste) zdaje się wskazywać na to, że jedynie w pierwszej fazie powstawania dolomitycznych osadów retu większą rolę odgrywały domieszki terrygeniczne (niemal wyłącznie substancja ilasta). W następnym okresie ilość materiału ilastego i piaszczystego znoszonego do basenu sedymentacyjnego była bardzo niewielka, co można wiązać bądź z oddaleniem się linii brzegowej, bądź z zanikiem procesów erozyjnych na spenplenizowanym lądzie.

5. Dolomity wapienste

Wśród opisanych dolomitów marglistych pojawiają się różnej grubości (20 — 150 cm) wkładki żółtawobiałych lub żółtawoszarych zwięzłych dolomitów o budowie zbitej lub wyraźnie porowatej i jamistej. Drobne pory i jamki w dolomicie wypełnione są często substancją żelazistą. Na

świeżych przełamach zauważyć można czasem niezbyt wyraźne warstwowanie skały. Polega ono na pojawianiu się cienkich, nieciągłych warstewek barwy szarozielonej, odznaczających się wzrostem marglistości. W niektórych miejscach masowo pojawia się fauna małży (*Myophoria*, *Hoernesia*), występująca niekiedy w formie ławic.

Analizy chemiczne wykazują, że głównym składnikiem omawianej skały jest dolomit. Domieszki terrygeniczne odgrywają bardzo małą rolę, natomiast ilość substancji wapiennej kwalifikuje omawiane dolomity jako „wapniste”. Skład chemiczny tych dolomitów przedstawiono na przykładzie próbek pochodzących z profilu VII (tabela 3).

Tabela 3

próbki	R 5	R 7
CaCO ₃ · MgCO ₃	77,6 %	80,1 %
CaCO ₃	14,7 %	12,1 %
nierozpuszczalne w HCl	7,7 %	7,8 %

Na podstawie badań mikroskopowych można wyróżnić dwie odmiany dolomitów wapnistych. Odmiana pierwsza odznacza się nielicznym występowaniem szczątków organicznych. Skała jest zbudowana z bardzo drobnych kryształków dolomitu, wielkości 0,01 — 0,03 mm, które nie wykazują idiomorficznych postaci. W niektórych miejscach występują skupienia większych kryształków dolomitu (0,03 — 0,05 mm), wśród których występują bardzo drobne kryształki autygenicznego kwarcu. Rozmieszczenie tych agregatów dolomityczno-kwarcowych w skale jest nieregularne; można sądzić, że wiążą się one z procesami rekrystalizacji. Materiał terrygeniczny jest reprezentowany przez drobne, ostrokrawędziste lub bardzo słabo obtoczone ziarna kwarcu wielkości 0,04 — 0,20 mm. Na kilku ziarnach obserwowano faliste znikanie światła. Substancja ilasta występuje podrzędnie w formie małych skupień.

Druga odmiana dolomitów wapnistych przedstawia się w obrazie mikroskopowym jako dolomit z bardzo licznymi szczątkami organicznymi. Są to głównie ułamki skorupki małży nieregularnie rozrzucone w skale lub ułożone równolegle (jedna skorupka na drugiej). Licznie występują również szczątki szkarłupni o charakterystycznej siateczkowej budowie, z których część może należeć do jeżowców (płytki). Znaleziono także przekrój przez człon liliowca. Sporadycznie pojawiają się otwornice (*Ammodiscus*, *Lagena*) oraz zęby ryb. Szczątki organiczne tkwią w drobno-kryształicznym dolomicie, który wykazuje te same cechy co dolomit wapnisty „odmiany pierwszej”.

Pojawianie się wkładek dolomitów wapnistych wiąże się z rozwojem fauny bentonicznej, która w profilach występuje jako kilka wkładek: widocznie tylko w niektórych okresach czasu istniały warunki sprzyjające jej rozwojowi. Fauna ta ma charakter endemiczny, bowiem w skład jej wchodzi zasadniczo 2 gatunki małży (*Myophoria costata* i *Hoernesia socialis*), reprezentowane przez dużą ilość osobników. Na uwagę zasługuje fakt znalezienia szczątków liliowców, które nie były dotychczas notowane z osadów retu Zagłębia Górnośląskiego.

6. Dolomity oolitowe

W niektórych profilach retu okolic Rybnika występują wkładki osadów oolitowych (profile I, VII, VIII i IX).

W profilu VII, bezpośrednio ponad dolną ławicą dolomitu wapnistego z fauną pojawia się cienka (7 cm) wkładka żółtego dolomitu oolitowego. Na świeżym przełamie skały widoczne są drobne oolity tkwiące w dolomie o strukturze zbitej i o nierównym przełamie. Na wypolerowanej powierzchni skały można stwierdzić, że stosunek ilościowy oolitów do dolomitycznego „spoiwa” wynosi średnio 1:1. Oolity nie są zupełnie równomiernie rozmieszczone; w jednych miejscach ułożone są bardzo gęsto i stykają się z sobą, w innych miejscach tkwią luźno w pelitycznej masie skalnej. Kształt oolitów jest różny; przeważają drobne kulki lub owaloidy o zarysie zbliżonym do kuli. Znacznie rzadziej występują formy o większym wydłużeniu. Jądra oolitów wykazują na wypolerowanej powierzchni barwę jaśniejszą niż obwódki. Wielkość oolitów waha się w granicach 0,2—0,7 mm.

W szlifach mikroskopowych wyraźnie zaznacza się koncentryczna budowa oolitów. Polega ona na stopniowym narastaniu cienkich (0,01—0,02 mm) obwódek zbudowanych z bardzo drobnokrystalicznego dolomitu. W jądrach oolitów występuje żółta substancja dolomityczno-żelazista, a znacznie rzadziej drobne ziarenka detrytycznego kwarcu. Przestrzenie między oolitami są wypełnione drobnokrystalicznym dolomitom, przy czym w niektórych miejscach pojawiają się agregaty zbudowane z kryształków dolomitu i autygenicznego kwarcu.

Górna powierzchnia ławicy dolomitu wapnistego, leżącego bezpośrednio pod dolomitom oolitowym jest nierówna i wykazuje ślady rozmowywania (fig. 3 c). Wszystkie nierówności są wypełnione materiałem oolitowym. Ku górze ilość oolitów bardzo szybko się zmniejsza, a ponad omawianą wkładką dolomitu oolitowego leży dolomit marglisty. Można z tego wnioskować, że warunki sprzyjające powstawaniu oolitów trwały krótko. Po osadzeniu się ławicy dolomitu wapnistego z fauną nastąpiło rozmycie górnej powierzchni tej ławicy wywołane bądź działalnością prądu, bądź okresowym obniżeniem się podstawy falowania, a następnie utworzyła się cienka warstewka zbudowana z małych oolitów dolomitycznych. Powstawały one zapewne w płytkim basenie sedimentacyjnym przy bardzo słabym dopływie materiału terrygenicznego. Proces tworzenia się oolitów został przerwany w związku ze znacznym wzrostem marglistości osadu.

7. Zlepienie śródformacyjne

W górnej części profilu VII, wśród ławicy dolomitu wapnistego zawierającego szczątki małżów, pojawia się cienka wkładka dolomitu o strukturze zlepienia śródformacyjnego. Skład chemiczny tej skały zupełnie nie odbiega od składu dolomitów wapnistych:

$\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$		77,9%,
CaCO_3		12,3%,
części nierozpuszczalne w HCl		9,8%.

Na świeżym przełamie zlepieniec przedstawia się jako skała zwięzła barwy żółtawoszarej. Otoczaki wyróżniają się od spoiwa ciemniejszą barwą i równymi powierzchniami przełamowymi. Bardzo nielicznie występują szczątki fauny (*Hoernesia*).

Na wypolerowanych powierzchniach skały otoczaki są bardzo wyraźnie widoczne. Średnice ich wahają się w granicach 1—8 mm; stopień obtoczenia jest różny (fig. 3 d). Otoczaki ułożone są zupełnie bezładnie i nie stykają się ze sobą. Dolomityczne spoiwo zlepieńca jest w niektórych miejscach dość silnie porowate.

W szlifach mikroskopowych można stwierdzić, że zarówno otoczaki, jak i spoiwo są zbudowane z drobnokrystalicznego dolomitu, przy czym kryształki dolomitu występujące w spoiwie są nieco większe (0,01—0,03 mm) niż kryształki wchodzące w skład otoczków (0,01 mm). Otoczaki są zwykle niezbyt wyraźnie odgraniczone od spoiwa. W niektórych przypadkach dookoła otoczaka pojawia się żółtobrunatna obwódka limonityczna. Na brzegach innych otoczków obserwowano nagromadzenia bardzo drobnych, ostrokrawędzistych ziarn kwarcu wielkości 0,02—0,08 mm). Pojedyncze, małe ziarna kwarcu występują również w spoiwie skały.

Analogiczna warstewka zlepieńca występuje w profilu VIII wraz z wkładką dolomitów oolitowych.

Obecność zlepieńca śródformacyjnego w profilu dolomitów retu okolic Rybnika świadczy o niespokojnych warunkach sedymentacyjnych. Omawiana warstewka powstała zapewne wskutek lokalnego rozmycia utworów dolomitycznych po ich częściowym zdiagenezowaniu. Niektóre fragmenty dolomitów mogły ulec obtoczeniu wskutek wleczenia po dnie. Wskazują na to nagromadzenia drobnych ziarn kwarcu tworzące „piaszczyste otoczki” wokół otoczków. Transport redeponowanego materiału odbywał się zapewne na niewielkiej przestrzeni, przy czym nie doszło do przesegregowania otoczków i spoiwa pod względem ich wielkości. Znaczna część rozmywanych utworów dolomitycznych, odznaczająca się słabszym stopniem zdiagenezowania uległa pełnemu rozdrobnieniu i weszła w skład spoiwa.

ZARYS PALEOGEOGRAFII

Łądowe i morskie osady dolnego triasu Zagłębia Górnośląskiego odznaczają się dużą jednolitością swojego wykształcenia. Porównując profile tych osadów z okolic Rybnika z profilami z okolic Chrzanowa i Chełmka, Strzemieszyc i Dąbrowy Górniczej czy Mierzęcic, Świerklańca i Tarnowskich Gór możemy stwierdzić, że w wymienionych rejonach panowały w pstrym piaskowcu zupełnie podobne warunki sedymentacyjne.

W czasie tworzenia się osadów niższego pstręgo piaskowca na całym obszarze, który był w znacznym stopniu zrównany, powstawały utwory lądowe osadzone przynajmniej częściowo przez wody o małej sile transportu. W okolicach położonych dalej ku wschodowi osady piaszczyste odgrywają większą rolę niż w zachodniej części Zagłębia. Jak wynika z badań K. Łydki (1956), niektóre wkładki czerwonych iłów osadziły się w środowisku morskim lub w środowisku przejściowym pomiędzy

morskim a lądowym, co można wiązać z powoli postępującą od zachodu lub północnego zachodu transgresją retu, która stopniowo zalewała płaski obszar zasypywany lądowymi osadami klastycznymi.

W wyniku transgresji morskiej nastąpiła zmiana charakteru osadów i pojawiła się morska fauna mięczaków. Dolomityczne i dolomityczno-margliste utwory retu powstawały zapewne w płytkim zbiorniku morskim o stosunkowo znacznym stopniu zasolenia. Świadczą o tym wkładki gipsów pojawiające się w dolnych częściach profilów retu m. in. w okolicach Tarnowskich Gór, Siewierza, Okradzionowa i Głazówki. We wschodniej i w południowej części Zagłębia Górnośląskiego nie doszło wprawdzie do wytrącania się gipsów, ale stosunkowo znaczne stężenie jonów Ca i Mg w wodzie morskiej sprzyjało tworzeniu się syngenetycznych osadów dolomitycznych i dolomityczno-marglistych.

Spokojna sedymentacja w stosunkowo płytkim morzu była okresowo zaburzana przez obniżanie się podstawy falowania. Dochodziło wtedy do powstawania zlepieńców śródformacyjnych, które można obserwować zarówno w okolicach Rybnika, jak i na obszarach położonych dalej na północ i północny wschód (Chełmek, Chrzanów, Dąbrowa Górnicza). P. A s s m a n n (1933) poświęcił nieco więcej uwagi tego rodzaju zlepieńcom przypuszczając, że mogą one stanowić wśród osadów retu typ sedymentu dość znacznie rozprzestrzenionego i mającego znaczenie przy próbach wyróżniania litologicznych horyzontów przewodnich w recie. Pogląd ten nie znalazł potwierdzenia w wynikach badań innych autorów.

Duże stężenie jonów Ca i Mg w wodzie morskiej sprzyjało również powstawaniu oolitów dolomitycznych, występujących jako wkładki wśród dolomitów wapnistych i marglistych w okolicach Rybnika, w Czułowie koło Tych i w wielu innych miejscach.

W wyższej części retu pojawiają się w Zagłębiu Górnośląskim osady wapienne, których obecność w okolicach Rybnika nie została stwierdzona. Można przypuszczać, że wraz z młodszymi osadami triasu zostały one usunięte przez erozję przed tortonem.

Przedstawione obserwacje zdają się wskazywać na to, że południowy zasięg morza dolnotriasowego był większy niż dotychczas przyjmowano (P. A s s m a n n 1933). Nie jest wykluczone, że obszar, na którym osadzały się lądowe i morskie osady pstrego piaskowca, obejmował również najdalej na południe wysuniętą część Zagłębia Górnośląskiego: okolice Cieszyna i Ostrawy, a nawet rejon zbudowany z utworów kulmu (Głubczyce, Opawa).

Postępując dalej w kierunku zachodnim, napotykamy szczątki lądowych osadów dolnego triasu w niecce śródsudeckiej na terytorium Czechosłowacji. Utwory te, opisane ostatnio przez M. M a l k o v s k i e g o (1953, 1954) wykazują duże analogie do osadów niższego pstrego piaskowca Zagłębia Górnośląskiego. Są to bogate w kaolinit piaski, piaski ze żwirami, piaskowce i zlepieńce, przeważnie o barwach białych lub różowawych, niekiedy czerwonych. W zlepieńcach, zwłaszcza bliżej skrajów lokalnego basenu sedymentacyjnego trafiają się okruchy krystalicznych skał podłoża. Przeważające w całości sedymentów mało związane piaskowce złożone są głównie z ziarn kwarcu i zawierają zawsze wyraźną domieszkę kaolinitu. Zwykle są one drobnoziarniste, a niekiedy spojone w ławice tzw. „piaskowców deskowatych”.

Wzajemny stosunek lądowych osadów dolnego triasu Zagłębia Górnośląskiego i niecki śródsudeckiej pozostaje nie wyjaśniony; warto jednak zwrócić uwagę na fakt, że w osadach tych nie stwierdza się większej ilości fragmentów skalnych z bezpośredniego podłoża, które by przeszły jedynie krótki transport. Wydaje się więc, że o ile omawiane osady powstawały w różnych basenach sedymentacyjnych, to baseny te były oddzielone jedynie stosunkowo płaskimi i mało wydatnymi wyniesieniami.

W późniejszych okresach utwory triasowe były intensywnie niszczone przez działanie czynników erozyjnych, dzięki czemu na dużych obszarach zupełnie nie stwierdzamy ich obecności. Zostały one usunięte przed transgresją morza tortońskiego i zachowały się jedynie w niewielu miejscach pod pokrywą ilów miocenkich. W rejonach, gdzie starsze skały wychodzą na powierzchnię, szanse zachowania się szczątków osadów dolnego triasu są jeszcze mniejsze (np. obszar zbudowany z kulmu na Morawach).

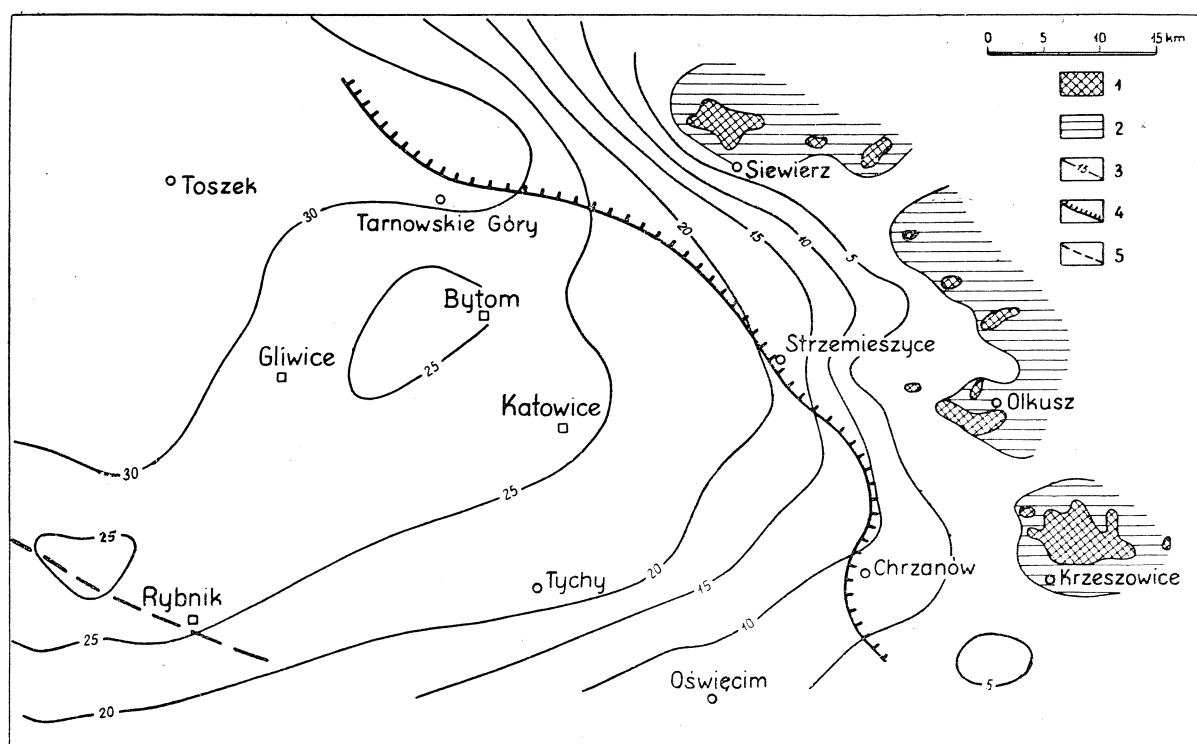


Fig. 5. Mapka miąższości osadów niższego pstrego piaskowca w Zagłębiu Górnośląskim. 1 — wapienie i dolomity (dewon — dolny karbon); 2 — obszary pozbawione osadów niższego pstrego piaskowca; 3 — linie równych miąższości osadów niższego pstrego piaskowca (miąższość podana w metrach); 4 — linia południowo-zachodniego zasięgu lądowych utworów dolnego permu; 5 — linia: Biała — Głogówek — Rybnik; przyjmowana przez P. Assmanna (1933) jako południowa granica zasięgu osadów niższego pstrego piaskowca w Zagłębiu Górnośląskim

Fig. 5. Isopach Map of the Lower Bunter in the Upper-Silesian Basin. 1 — Limestones and dolomites (Devonian — Lower Carboniferous); 2 — areas devoid of Lower Bunter deposits; 3 — isopach lines (thickness in meters); 4 — southern boundary line of the non-marine deposits of the Lower Permian; 5 — Boundary line „Biała — Głogówek — Rybnik” accepted by Assmann (1933) as a southern limit of the Lower Bunter deposits in the Upper-Silesian Basin

Aby zilustrować prawdopodobne rozprzestrzenienie osadów piaszczysto-iłastych pstrego piaskowca na terenie Górnego Śląska, podajemy mapkę jego do dziś poznanego zasięgu i miąższości, opartą o dawniejsze dane zaczerpnięte z literatury geologicznej oraz w znacznej mierze o fakty ostatnio uzyskane (fig. 5).

W opisach zwłaszcza dawniejszych wierceń istnieją duże niedokładności utrudniające dziś rozpoznanie osadów niższego pstrego piaskowca. Mapkę naszą traktować więc musimy jako dającą obraz jedynie przybliżony. Jej rozpatrzenie pozwala jednak na sformułowanie kilku niewątpliwych wniosków:

1. Basen sedymentacyjny pstrego piaskowca ograniczony był we wschodniej peryferii obszaru śląsko-krakowskiego antyklinalnymi wyniesieniami dewonu i dolnego karbonu, tworzącymi w sumie wał określany przez niektórych autorów mianem „grzbietu dębnicko-siewierskiego”. Części tego grzbietu pokrywała swymi osadami stopniowo rozprzestrzeniająca się transgresja triasowa. Dzięki temu obserwujemy przekraczające ułożenie różnych ogniw stratygraficznych morskich osadów triasu na dewonie lub na dolnym karbonie w obrębie wspomnianego wału. Możliwe jest, że w niektórych okolicach (np. w samym Dębniku) wypiętrzenia dewońsko-karbońskie były przez cały lub przez prawie cały okres triasowy wynurzone. Z zasady zaś na wszystkich większych elementach tektonicznych wału dębnicko-siewierskiego brak jest osadów niższego pstrego piaskowca.

2. Interesujące nas utwory pojawiają się jednak już w bliskim sąsiedztwie wymienionych wypiętrzeń dewońskich, po ich stronie zachodniej i południowo-zachodniej. Jak widać z mapki, miąższość niższego pstrego piaskowca wzrasta przy tym stopniowo w kierunku W i NW. Zjawisko to charakteryzują następujące obserwacje: w okolicach Krzeszowic (Miękinia, Czerna) brak jest osadów niższego pstrego piaskowca (St. Siedlecki 1953, K. Łydka 1956, St. Alexandrowicz 1957). W najniższej części morskich osadów retu zaznaczają się tu tylko wkładki piaszczyste. Na szczycie antykliny dębnickiej kelowej spoczywa na dewonie bez pośrednictwa osadów triasowych. W Kluczach i w rejonie Siewierza dolomity diploporowe środkowego wapienia muszlowego spoczywają transgresywnie na dewonie. W Zawierciu utwory dewońskie przykrywa bezpośrednio kajper. W okolicach Chrzanowa lub na zachód od Olkusza spotykamy już niższy pstry piaskowiec rozwinięty w jego typowym dla obszaru śląsko-krakowskiego wykształceniu. Osiąga on tu (Zagórze, Kościelec, Trzebionka, Alwernia, Bukowno) miąższości wahaające się około 5 do 8 m. Z okolic Bytomia i Wesołej cytowane są (P. Assmann 1933) miąższości rzędu 12 do 23 m, z okolic Gliwic rzędu 20—25 m, z rejonu Grodzca podaje St. Doktorowicz-Hrebnicki (1935) rząd wielkości 25 do 35 m. Z Łabęd cytuje P. Assmann (1933) 32,8 m; z Opola 39 m. Stwierdzone obecnie przez nas miąższości niższego pstrego piaskowca w okolicach Rybnika (25—28 m) bliskie są więc przeciętnym właściwym dla środkowej lub zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego.

3. Zwraca uwagę fakt, że wykreślone na mapce (fig. 5) linie jednokowych miąższości interesujących nas osadów przebiegają niezgodnie względem linii granicznej przyjmowanej niegdyś przez P. Assmanna

(1933) dla zasięgu ku południowi utworów niższego pstrego piaskowca (linia: Biała—Głogówek—Rybnik). Zdaniem naszym granica ta nie da się dziś jeszcze ustalić. Dla jej wyznaczenia byłoby ważne znalezienie takich profilów, w których miąższość poszczególnych ogniów stratygraficznych pstrego piaskowca ulegałaby znacznej redukcji i w których morskie osady retu oznaczałyby się bardziej płytkowodnym i przybrzeżnym charakterem. Z przedstawionych tu obserwacji wynika, że w okolicach Rybnika na przyjmowanej dotychczas granicy zasięgu osadów niższego pstrego piaskowca nie obserwujemy w tych utworach żadnych cech mogących ewentualnie świadczyć o bezpośredniej bliskości brzegu basenu sedymentacyjnego.

4. Linie jednakowych miąższości niższego pstrego piaskowca nie wykazują w swym przebiegu zależności od kierunków młodszych form tektonicznych Zagłębia takich jak np. niecka bytomska, synklina wilkoszyńska czy rów krzeszowski. Nie obserwujemy również zależności od starszych, waryscyjskich elementów takich jak nasunięcia orłowskie i michałkowickie lub siodło główne oraz towarzyszących im syklin lub niecek. Wydaje się, że wymienione struktury tektoniczne nie zaznaczały się w ukształtowaniu powierzchni penepłeny przedtriasowej, a tym samym nie miały wpływu na charakter osadów niższego pstrego piaskowca. Fakt ten należy podkreślić z naciskiem, ma on bowiem znaczenie również przy rozważaniu paleogeografii i warunków sedymentacyjnych wapienia muszlowego.

5. Wyznaczona na mapce (fig. 5) granica zasięgu utworów permских wskazuje na bliski ich związek z górotworem ograniczającym po stronie wschodniej Zagłębie Górnośląskie.

Zagadnieniu rozprzestrzenienia permu w bardziej zachodnich obszarach Zagłębia poświęcamy poniżej nieco więcej uwagi.

ZAGADNIENIE OBECNOŚCI OSADÓW PERMSKICH W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI ZAGŁĘBIA GÓRNOŚLĄSKIEGO

Przeprowadzone ostatnio badania geologiczne nad triasem południowej części Zagłębia Górnośląskiego (okolice Rybnika) pozwalają nie tylko na stwierdzenie faktu, że w omawianych terenach spotykamy osady pstrego piaskowca w ich typowym wykształceniu, lecz także rzucają światło na nie dość jasny dotychczas problem obecności lub braku osadów permских w południowo-zachodniej części Zagłębia.

Przede wszystkim podkreślić należy, że w niektórych opisanych przez nas profilach osady karbonu podścielające trias posiadają wyraźne zabarwienie czerwone lub różowe. Zabarwienie to niewątpliwie ma charakter wtórny i zaznacza się ono w różnych ogniach stratygraficznych namuru i westfalu. Łatwo stwierdzić, że występuje ono z dużą intensywnością jedynie w najwyższych ławicach osadu karbońskiego i stopniowo zanika ku dołowi, gdzie piaskowce i łupki lub mułowce karbońskie wykazują swe „normalne” szare lub nawet czarne zabarwienie.

Przykładem może służyć profil w Chwałęcicach, oznaczony liczbą VIII. Poniżej piasków i ilów triasowych spoczywają tu warstwy karbonu o następującym wykształceniu: (profil od góry ku dołowi):

1. 6,00 m Piaskowce średnioziarniste, arkozowe, o wybitnym różowoczerwonym zabarwieniu. Skalenie są bardzo silnie zwietrzałe, spoiwo ilaste. Dość licznie występują nieoznaczalne szczątki roślinne.
2. 3,10 m Piaskowce jak wyżej, brunatnoszare. Barwa brunatna przechodzi stopniowo ku górze w różową, ku dołowi w szarą.
3. 1,30 m Mułowce i łupki ciemnoszare, z dużą ilością zwęglonych szczątków roślinnych. Poniżej typowe szare łupki, mułowce i piaskowce karbońskie, bez śladów zabarwienia czerwonego.

Fakt czerwonego zabarwienia osadów karbońskich, występującego lokalnie w różnych okolicach Zagłębia Górnośląskiego, znany jest od dawna. Dużo uwagi poświęcił mu R. M i c h a e l (1913 A). Autor ten stwierdził, że czerwone zabarwienie karbonu sięga od północy po okolice Rybnika. Może ono być rozwinięte nawet do 100 m w głąb warstw karbońskich. Podobne zjawiska cytuje St. D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i (1935) z arkusza Grodziec. Fakty te znane są dziś także i z wielu innych miejsc, gdzie osady karbonu w permie lub w dolnym triasie dochodziły do powierzchni terenu i podlegały wpływom ówczesnych specyficznych warunków klimatycznych.

Mimo że zjawisko lokalnego wtórnego czerwonego zabarwienia karbonu znane jest od dość dawna, jednak zarówno w literaturze geologicznej Zagłębia Górnośląskiego, jak też w żywej dzisiejszej tradycji górniczej spotkać się można z mylnymi poglądami stratygraficznymi, w myśl których karbońskim osadom przypisywany jest wiek permski na podstawie ich czerwonej barwy.

Drugim czynnikiem utrudniającym właściwą ocenę zasięgu osadów permskich południowo-zachodniej części Zagłębia jest fakt, że do czasu drugiej wojny światowej poglądy na pozycję stratygraficzną czerwonych iłów i białych lub różowych piasków i piaskowców „niższego pstrego piaskowca” były różne i nieuporządkowane. Osady te przez niektórych autorów (R. M i c h a e l 1913 A) zaliczane były błędnie do czerwonego spągowca. Dzięki temu ulegały ugruntowaniu poglądy, że dolny perm znany jest z zachodnich i południowo-zachodnich terenów Zagłębia. Wyrazem takich poglądów jest np. wypowiedź A. M a k o w s k i e g o (1928 str: 30) odnośnie do niewątpliwie dolnotriasowych utworów rozpoznanych przez tego autora w okolicach Wodzisławia:

„Karbon przeważnie przykryty jest charakterystycznymi czerwonymi iłolupkami piaszczystymi, bogatymi w mikę i czerwonymi piaskowcami, które mogą należeć bądź do karbonu, bądź do permu, bądź też do pstrego piaskowca... Skamielin w tych warstwach znaleźć się nie udało, utwory retu nad tymi warstwami na terenie arkusza nie są znane. Więcej więc danych przemawia za zaliczeniem tych utworów do permu”.

Ponieważ A. M a k o w s k i stwierdził równocześnie, że utwory te leżą niezgodnie na różnych warstwach karbonu i są analogiczne do takich samych osadów poznanych z okolic Łędzin (gdzie dziś znamy te utwory jako typowe osady niższego pstrego piaskowca), więc możemy twierdzić, że mowa tu jedynie o osadach dolnego triasu, a nie permu.

Dokładniejsza analiza nie dość jasnych informacji o „permie” południowo-zachodniej części Zagłębia zawartych w dawniejszych publikacjach,

a także konfrontacja dziś poznawanych faktów z coraz dokładniej zarysowującym się obrazem stratygrafii permu i triasu w Zagłębiu Górnośląskim pozwala na wypowiedzenie poglądu, że:

- a) w zachodniej i południowo-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego nie znamy dziś żadnych osadów permskich, które by przekroczyły ku południowi względnie południowemu zachodowi przybliżoną linię graniczną Tarnowskie Góry — Strzemieszyce — Chrzanów (fig. 5);
- b) osady i skały magmowe dolnopermskie rozwinięte są w północnym i wschodnim obrzeżeniu Zagłębia, osady zaś dolnotriasowe wykraczają daleko na zachód i na południe poza zasięg permu. W wielu okolicach Zagłębia zarówno na jego zachodzie, jak i na północy, a nawet na wschodzie pstry piaskowiec spoczywa bezpośrednio na osadach karbonu (okolice Toszka, Kozłowej Góry, Świerklańca, Rybnika, Wodzisławia, Łędzin, Szczakowej, Jaworzna, Mikołowa, a nawet Chełmu, Libiąża i Kwaczały).

UWAGI O GENEZIE RZEŻBY POWIERZCHNI KARBONU

Fakt występowania osadów niższego pstrego piaskowca i retu w okolicach Rybnika, a przede wszystkim stwierdzenie daleko idących analogii w wykształceniu litologicznym tych sedymentów w stosunku do równowiekowych osadów rozwiniętych w innych częściach Zagłębia Górnośląskiego prowadzi do interesujących wniosków dotyczących genezy ukształtowania powierzchni karbonu na omawianym obszarze.

Wspominaliśmy już wyżej, że analiza charakteru litologicznego osadów niższego pstrego piaskowca i retu w Zagłębiu Górnośląskim skłania do przyjęcia wniosku, iż obszar Zagłębia w okresie bezpośrednio poprzedzającym dolny trias był niewątpliwie w znacznym stopniu speneplenizowany. Świadczy o tym także stosunkowo nieznaczna zmienność miąższości omawianych osadów. Brak wybitnych różnic facjalnych, wyraźna monotonia wykształcenia sedymentów pstrego piaskowca w okolicach Rybnika i w terenach sąsiadujących wskazują, że nie było tu w dolnym triasie żadnych wydatniejszych form morfologicznych na powierzchni spoczywającego pod triasem karbonu.

Obecnie osady pstrego piaskowca w Zagłębiu Górnośląskim spoczywają na nader rozmaitych wysokościach. Interesujące jest porównanie wysokości, na których występują osady tego wieku w pasie ciągnącym się od okolic Dębieńska (na N od Rybnika) na wschód przez okolice Mikołowa, Łędzin i Chełmka. Są to najdalej na południe wysunięte, odosobnione powierzchniami wystąpienia utworów triasowych w centralnej części Zagłębia. Rozpatrzmy tu przybliżone wysokości nad poziomem morza spągowych warstw retu (tabela 4).

Wydaje się, że wymienione płaty triasu w tych okolicach nie uległy względem siebie większym przesunięciom tektonicznym. W niektórych wypadkach można jednak wykazać, że nawet te niewielkie różnice wysokości wynoszące około kilkunastu metrów wiążą się z młodszą tektoniką uskokuwą.

Tabela 4

Lp.	miejsowości	wysokość spągu retu npm
1	Bujaków — Mokre	265 — 275 m
2	Cielnice koło Tych	240 — 250 m
3	Ściernie — Bieruń Stary	240 — 250 m
4	Lędziny	260 — 270 m
5	Chełm Wielki — Chełmek	255 — 265 m
6	Dzieckowice — Jeleń	240 — 250 m

Na obszarze położonym na południowy zachód od Dębieńska osady dolnego triasu leżą pod utworami czwartorzędowymi, a w niektórych miejscach pod cienką pokrywą ilów miocenских. Spagowe utwory retu znajdują się tu na następujących wysokościach (tabela 5):

Tabela 5

	miejsowości	wysokość spągu retu npm
1	Stanowice	120 — 135 m
2	Czerwionka (cz. południowa)	125 — 135 m

Omawiane utwory dolnego triasu są obniżone w stosunku do równowiekowych osadów odsłaniających się w okolicach Mokrego i Bujakowa o 140 m, przy czym obniżenie to wykazuje wyraźny związek z tektoniką uskoku (fig. 6). Piaski, iły, margle i wapienie triasowe leżą w Bujakowie na utworach górnokarbońskich, które na większej przestrzeni odsłaniają w okolicach Orzesza. Ten grzbiet karboński obcięty jest od południa uskokiem (względnie kilkoma uskokiemi) zrzucającym skrzydło południowe, w którym stwierdzono ostatnio obecność osadów dolnego triasu (Stanowice, Leszczyny, Czerwionka), leżących pod ilami miocenскими i pod utworami czwartorzędowymi. Należy dodać, że spąg dolomitów retu leży o około 150 m poniżej piaskowców i łupków karbońskich (warstwy orzeskie) odsłaniających się w Czerwionce na powierzchni, a odległość pozioma między utworami retu (w zrzuconym skrzydle uskoku) a warstwami orzeskimi (w wiszącym skrzydle uskoku) nie przekracza 1 km.

W najbliższych okolicach Rybnika wysokość spągu osadów retu waha się w następujących granicach (tabela 6):

Tabela 6

Lp.	Miejscowość i profil	Wysokość spągu retu npm
1	Paruszowice — profil VII	— 50 m
2	Księżenice — profil III	— 5 m
3	Jejkowice — profil IX	— 30 m
4	Chwałęcice — profil VIII	— 10 m

W stosunku do omawianych poprzednio profilów położonych na południe od Dębieńska w okolicach Rybnika obserwujemy ponownie znaczne obniżenie osadów pstrego piaskowca (fig. 6). Jest to tym bardziej charakterystyczne, że odległość między profilem w Paruszowicach a profilem w Stanowicach wynosi około 6 km, gdy tymczasem różnica wysokości spągowych osadów retu w tych profilach dochodzi do 250 m.

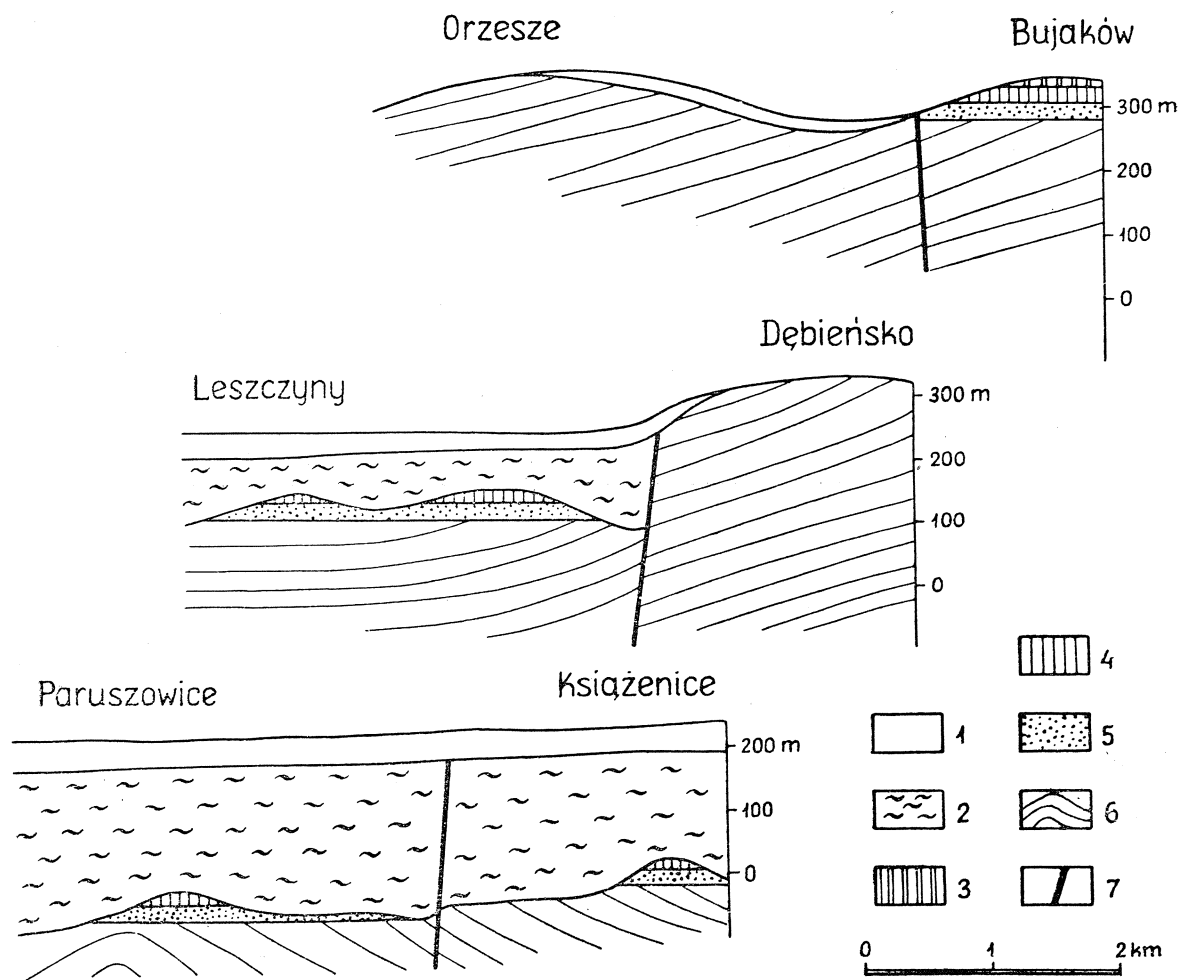


Fig. 6. Przekroje geologiczne z rejonu Rybnika i Orzesza. 1 — czwartorzęd; 2 — miocen (dolny torton); 3 — wapień muszlowy; 4 — ret; 5 — niższy pstry piaskowiec; 6 — karbon górny; 7 — uskoki

Fig. 6. Geological sections from the area of Rybnik and Orzesze. 1 — Quarternary deposits; 2 — Miocene (Lower Tortonian); 3 — Muschelkalk; 4 — Röth; 5 — Lower Bunter Sandstone; 6 — Upper Carboniferous; 7 — Faults

Szczególnie uderzająca jest obecność retu w profilu w Zawadzie, sygnalizowana przez R. Michaela (1913 B). Osady retu odznaczają się tu typowym wykształceniem, zawierają charakterystyczną faunę (*Myophoria costata*) i osiągają miąższość 28 m. Ponad nimi leży gruba seria osadów trzeciorzędowych. Spąg retu znajduje się w Zawadzie na wysokości — 550 m, a zatem jest on obniżony w stosunku do profilu w Stanowicach (ok. 6 km na NW od Zawady) o około 750 m, a w stosunku do odsłoneń utworów dolnotriasowych w Bujakowie (ok. 8 km na N od Zawady) o około 820 m. Należy dodać, że w odległości 2 km na N od profilu

w Zawadzie, płytko pod utworami czwartorzędowymi, a miejscami bezpośrednio na powierzchni występują utwory górnego karbonu (warstwy orzeskie), budujące grzbiety, na którym leży Orzesze.

Genezę rzeźby powierzchni karbonu w Zagłębiu Górnos Śląskim, a zwłaszcza w jego południowej części zajmowało się wielu badaczy. W oparciu o materiały wiertnicze i kopalniane zestawiane były mapy warstwiczne powierzchni karbonu (m. in. A. S t a h l 1932, J. J ü t t n e r 1942, T. K u c i ń s k i i F. M i t u r a 1958) stanowiące podstawę do interpretacji genetycznych. Jednym z najbardziej charakterystycznych elementów rzeźby powierzchni karbonu jest głębokie, wąskie obniżenie ciągnące się od okolic Rybnika przez Zawadę i Zawiszę w kierunku wschodnim (R. M i c h a e l 1913 B). Obniżenie to uważane było za jedną z dolin rzecznych, określanych przez geologów niemieckich jako tzw. „wymycia” (Auswaschungen). Podobny pogląd reprezentował m. in. J. L e w i ń s k i (1914), który dowodził, że w południowej części Zagłębia Górnos Śląskiego powierzchnia karbonu została ukształtowana wskutek działania czynników erozyjnych. Zdaniem tego autora przed transgresją morza mioceneskiego powstał system głębokich dolin erozyjnych (kanionów), utworzonych przez „...małą, brzeżną strumienię”, o wielkiej intensywności erozji wgłębnej, która rozwijała się przez stosunkowo krótki okres czasu.

Omawiane obniżenia w powierzchni karbonu sięgające w południowej części Zagłębia Górnos Śląskiego 1000 m głębokości wypełnione są głównie osadami miocenu. W rejonie położonym między Rybnikiem a Pszczyną obniżenie to osiąga w Zawadzie ponad 800 m. Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że w najgłębszym punkcie tego obniżenia, w profilu w Zawadzie bezpośrednio na utworach górnego karbonu, a pod trzeciorzędem leżą osady dolnego triasu. Fakt ten pozwala na postawienie tezy o tektonicznej genezie bruzdy okolic Zawady.

Z przedstawianych obserwacji wynika, że w okolicach Rybnika osady pstrego piaskowca wykształcone są w swojej normalnej, typowej postaci i osiągają takie same miąższości jak w innych rejonach Zagłębia Górnos Śląskiego. W tym samym wykształceniu stwierdził je R. M i c h a e l (1913 B) w profilu Zawady. Gdyby interesujące nas osady tworzyły się na obszarze o znacznych deniwelacjach podłoża, musiałyby zaznaczyć się w nich zarówno wybitne różnice facjalne, jak i dysproporcje w miąższościach. Skoro różnic tych brak, to musimy przyjąć, że deniwelacji takich w okresie sedymentacji dolnego triasu nie było.

Jeżeli przyjmiemy, że osady pstrego piaskowca w południowej części Zagłębia Górnos Śląskiego pokrywały płaską i wyrównaną powierzchnię karbonu stosunkowo równomiernie, to czynniki erozyjne wytwarzające w okresie potriasowym głęboką na setki metrów dolinę rzeczną („wymycie”) musiałyby w miejscu maksymalnej erozji usunąć nie tylko cały trias, ale i znaczną część jego podłoża. Jeżeli zaś bruzda erozyjna była starsza od dolnego triasu, to wypełniające jej dno sedymenty pstrego piaskowca byłyby dziś tylko nikłym szczątkiem osadu grubego niegdyś na kilkaset metrów. W tym wypadku należałoby również oczekiwać wielkiej różnorodności litologicznej i facjalnej osadów dolnotriasowych, odzwierciedlającej duże różnice warunków sedymentacji w różnych miejscach. Obserwowane fakty zdecydowanie przeczą obu przedstawionym możliwościom.

W konkluzji można stwierdzić, że w okolicach Zawady mamy do czynienia nie z formą erozyjną o charakterze wymycia, kanionu czy doliny rzecznej, lecz z wybitnym obniżeniem tektonicznym. Jest to głębokie a wąskie zapadlisko ograniczone od północy i od południa uskokami i rozciągające się między dwoma grzbietami karbońskimi zbudowanymi z warstw orzeskich (okolice Orzesza i Żor). W omawianym zapadlisku tektonicznym zachowały się normalnie wykształcone osady pstrego piaskowca stanowiące bardzo obniżony (zapadnięty) szczątek dawnej, ciągłej pokrywy triasowej.

Ten sam charakter posiadają oderwane płyty utworów dolnotriasowych, leżące na górnym karbonie w okolicach Rybnika (Paruszowice, Księżenice, Chwałęcice) a także w Leszczynach i w Stanowicach koło Dębieńska. We wszystkich wymienionych miejscach omawiane utwory zostały tektonicznie obniżone w stosunku do równowiekowych osadów odsłoniętych w okolicach Gliwic, Bujakowa, Tych, Łędzin itp. i leżą w zapadliskach, które wyraźnie zaznaczają się w powierzchni karbonu jako formy wklęsłe.

W południowej części Zagłębia Górnośląskiego, w okolicach Rybnika, profile osadów triasowych są niepełne. Brak tu najwyższych ogniów stratygraficznych retu oraz utworów wapienia muszlowego; bezpośrednio na lądowych osadach niższego pstrego piaskowca względnie na dolomitach retu leżą iły mioceneskie. W związku z tym musimy przyjąć, że przed transgresją morza mioceneskiego i przed utworzeniem się zapadlisk tektonicznych (m. in. zapadlisko Zawady) osady triasowe zostały w znacznym stopniu rozmyte na skutek działania czynników erozyjnych i denudacyjnych. W południowej części Zagłębia Górnośląskiego czynniki te działały bardziej intensywnie niż na obszarach położonych dalej na północ i północny wschód, toteż utwory triasowe zachowały się tu jedynie w formie kilku małych, oderwanych od siebie płatów, a w wielu miejscach zostały one zupełnie usunięte. Nie jest wykluczone, że przed powstaniem zapadlisk obszar ten był położony wyżej niż pozostałe części Zagłębia, dzięki czemu proces niszczenia pokrywy triasowej zachodził szybciej.

Wątpliwości co do erozyjnej genezy niektórych „wymyc”, a zwłaszcza „wymycia” pod Zawadą wysuwane były już dawniej. S. Czarnocki (1935) poświęcił więcej uwagi głębokiej bruździe okolic Zawady. Omawiając krytycznie poglądy K. Patteiskiego i J. Folprechta (1931) oraz A. Stahla (1932) określił on tę formę jako „rów Zawady” ograniczony od północy uskokiem (S. Czarnocki 1935 — tabl. VII). Niemniej jednak jeszcze W. Gothan i H. Hartung (1942) zajęli niezbyt zdecydowane stanowisko w tej sprawie nie podając bliższych argumentów ani za erozyjnym, ani za tektonicznym pochodzeniem omawianej formy.

Rolę zjawisk tektonicznych w kształtowaniu się powierzchni karbonu okolic Ostrawy omówił ostatnio J. Petránek (1954). Studiując wzajemny stosunek utworów mioceneskich i karbońskich wykazał on, że głębokie „wymycia” w powierzchni karbonu ograniczające wyniesienie, na którym leżą Karwina i Ostrawa, są zapadliskami tektonicznymi, które powstawały stopniowo w czasie sedymentacji ilów mioceneskich. Poglądy tego autora znajdują potwierdzenie w wynikach badań nad tektoniką osadów miocenu w centralnej części Zagłębia Górnośląskiego (S. Ale-

xandrowicz 1959). Na podstawie szczegółowego rozpozniomowania sedimentów mioceńskich można było wykazać, że przynajmniej niektóre większe obniżenia powierzchni karbonu odznaczające się na ogół równoleżnikowym przebiegiem zawdzięczają swoje powstanie ruchom tektonicznym trwającym w tertonie. Tektoniczną genezę bruzdy Zawady przyjmowali również T. Kuciński i F. Mitura (1958) opierając się na analizie rzeźby powierzchni karbonu.

W chwili obecnej rozważając sposób wykształcenia i rozmieszczenia utworów dolnego triasu w południowej części Zagłębia Górnośląskiego możemy stwierdzić, że koncepcja erozyjnego pochodzenia obniżenia powierzchni karbonu (bruzdy) w Zawadzie jest nie do przyjęcia. Nie należy w związku z tym całkowicie negować roli procesów erozyjnych i denudacyjnych w kształtowaniu rzeźby powierzchni karbonu. Procesy te przyczyniły się przypuszczalnie do powstania wielu drobniejszych form i szczegółów morfologicznych. Wydaje się jednak, że nie odegrały one decydującej roli w tworzeniu się dużych i głębokich obniżen i bruzd określanych dawniej jako doliny rzeczne lub kaniony („wymycia”). W każdym razie, szczegółowe określenie genezy i charakteru podmioceńskiej powierzchni karbonu wymaga dziś ponownej, starannej analizy. Zagadnienie to ma poważne znaczenie nie tylko dla wiedzy geologicznej, lecz także dla zastosowań praktycznych górnictwa węglowego.

Zakład Geologii Ogólnej
Akademii Górniczo-Hutniczej
oraz

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Polskiej Akademii Nauk

Kraków lipiec 1959 r.

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Alexandrowicz S. (1957), Niższy pstry piaskowiec w Czernej koło Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.* nr 115, Warszawa.
2. Alexandrowicz S. (1959), Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa. *Przegląd Geologiczny* r. 1959, Warszawa.
3. Assmann P. (1913), Ein Beitrag zur Gliederung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Oberschlesien. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst.* Bd. 34. Berlin.
4. Assmann P. (1926), Die Tiefbohrung „Oppeln” — *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst.* Bd. 46, Berlin.
5. Assmann P. (1933), Die Stratigraphie de Oberschlesischen Trias — T. I. Der Bundsanstein. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst.* Bd. 53. Berlin.
6. Czarnocki S. (1935), Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914—1934). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
7. Doktorowicz-Hrebniński St. (1935), Arkusz Grodziec. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
8. Gothan W. u. Hartung W. (1942), Erläuterung zur Geologischen Übersichtskarte und zur Höhenschichtenkarte der Karbonoberfläche des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. *Reichsamt für Bodenforschung*, Berlin.
9. Jüttner J. (1942), Höhenschichtenkarte des Karbonoberfläche des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. *Reichsamt für Bodenforschung*, Berlin.

10. Kuciński T. i Mitura F. (1958), Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Inst. Naft.* nr. 55, Katowice.
11. Lewiński J. (1914), Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, Warszawa.
12. Łydka K. (1956), O petrografii i sedimentacji pstrygo piaskowca regionu śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.* nr 108, Warszawa.
13. Malkovský M. (1953), Predběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Starkova. *Zprawy o geol. vyzk. v r. 1953*, Praha.
14. Malkovský M. (1954), Zpráva o vyzkumu triasu v Českém masivu. *Zprawy o geol. vyzk. v r. 1954*, Praha.
15. Makowski A. (1928), Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 na arkuszu Wodzisław. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 21, Warszawa.
16. Michael R. (1913 A), Die Geologie des Oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. *Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanstalt* (N.F.) 71, Berlin.
17. Michael R. (1913 B), Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. *Jahrb. d. K. Preuss. Geol. Landesans.* Bd. XXXIV, T. I. Berlin.
18. Patteisky K. u. Folprecht J. (1931), Der Rumpf d. Oberschles. Steinkohlengebirges. *Zeitschr. d. Oberschl. Berg-u. Hüttenm. Vereins*, Katowice.
19. Petránek J. (1954), K vzniku vymýtin v ostravsko-kravinském revíru. *Věstník Ústř. Vest. Geol. R.* XXIX c. 3, Praha.
20. Senkowiczowa H. (1959), W sprawie pozycji stratygraficznej retu. *Kwart. Geol.* t. 3, nr 4, Warszawa.
21. Siedlecki S. (1948), Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. XVIII, Kraków.
22. Siedlecki S. (1951), Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. *Acta Geol. Pol.* vol. 2, nr. 3, Warszawa.
23. Siedlecki S. (1952), Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.* nr 60, Warszawa.
24. Siedlecki S., Żabiński W. (1953), Tufit melafirowy i niższy pstry piaskowiec w Alwerni. *Acta Geol. Pol.* vol. III z, I, Warszawa.
25. Stahl A. (1953), Das Relief des ober-schlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paleogeographie. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt* Bd. 53, Berlin.

SUMMARY

Abstract. New data regarding the distribution and development of the Lower Triassic deposits in the southern part of the Upper-Silesian Basin are here discussed. In the vicinity of Rybnik the non-marine sands and variegated shales of the Lower Bunter have been found. They are overlain by marls and dolomites of the Röhth with a characteristic fauna. It is inferred that the southern and south-western extension of these sediments was considerably greater than hitherto supposed. No Permian rocks occur in the area investigated and the Triassic deposits rest here directly upon the Carboniferous rocks. The study of the Triassic sediments leads furthermore to the conclusion that some prominent depressions exhibited by the surface of the Carboniferous rocks e.g. the „Zawada depression”, are of tectonic origin.

In the southern part of the Upper Silesian Basin, the Triassic rocks occur in a number of small exposures, being remnants of the former, more extensive, cover of the Triassic strata.

According to Assmann (1933) the southern edge of the Lower Triassic depositional basin should be placed along a line drawn through the localities Biała — Głogówek — Rybnik. New data on the geology of the area in question lead, however, to the conclusion that the former extension of the Lower Triassic deposits was greater than heretofore supposed. On the other hand, the extension of the Permian formation in the south western part of the Upper Silesian Basin had been considerably more limited than it was thought to be. There is a presumptive evidence that the Permian rocks have not extended towards the South beyond an approximate boundary line „Tarnowskie Góry—Strzemieszyce—Chrzanów”. Red and variegated beds of the Bunter which in the vicinity of Rybnik like at other places in the south western part of the Upper Silesian Basin, rest upon the Carboniferous rocks, were by some authors erroneously assigned to the Permian.

New exposures of the Bunter have been found in the vicinity of Rybnik. In the Polish text nine profile sections of these exposures are described and some more important ones shown on fig. 2. The following subdivisions have been differentiated:

1 — Lower Bunter; sands with inclusions of gravels, sands and sandstones with admixtures of kaolinite material, red and green clays occasionally sandy and micaceous.

2 — Röth; dolomitic marls, limy dolomites with intercalations of intraformational conglomerates. The dolomites have yielded abundant and diagnostic fauna of:

Myophoria costata Zenk.

Hoernesia socialis Schloth.

Gervilleia cf. *mytiloides* Schloth.

Beneckeia tenuis v. Seeb.

Gastropoda indet.

No Triassic sediments, younger than those of the Röth do occur in the area described. They have been, probably, removed by erosion. The Tortonian clays rest here, directly upon the dolomites of Röt, clays of the Bunter and in places upon the Carboniferous rocks. The thickness of these Tortonian clays ranges from 100 to 300 m.

The Lower Triassic sediments we are referring to were studied from the Lithological Standpoint. Characteristic lithologic types are:

1. Sands and gravels, usually fine-grained and made up almost exclusively of quartz with admixtures of feldspar, mica and clay minerals of the kaolinite group. The gravels are composed of very resistant quartz and chert pebbles. The size of these pebbles ranges from 8 to 20 mm. Sands and gravels which seem to play rather a subordinate role in the sequence were deposited in running water (rivers) upon a flat and peneplained surface of the Carboniferous rocks.

2. Red and green clays, rather tough but plastic when wet contain locally admixtures of fine quartz grains and mica flakes. In these clays, lenses of fine cross-bedded sandstones occur (fig. 3 — a, b). In

the heavy mineral residue, examined by M. Kryśowska, garnet predominates and it is associated with zircon, rutil and other minerals. This residue bears resemblance to that of the so called „horizon B” of the Lower Bunter, described by Łydka (1956) Thermal analyses carried out by Heflik indicate that the major constituent of the red and green clays are minerals of the illite group. It is here inferred that the clays described originated partly in a non-marine environment in slowly running and stagnant waters and partly in the transitional environment between sea and land environments during the slow and gradual transgression of the Röth sea.

3. Dolomitic marls, next succeeding and in places alternating with red and variegated clays represent a marine sediment containing 40 — 48% of dolomite small admixtures of sand and mica flakes. The dolomitic marls were laid down during the first stages of the marine transgression.

4. Marly and limy dolomites build up the bulk of the Röth sediments in the area investigated. They show quite distinct bedding and yellow or yellowish — gray colours. The limy dolomites contain only 7 — 8% of insoluble residue mainly of terrigenous origin. These dolomites occur as inclusions in the less compact marly dolomites containing a higher percentage of insoluble residue (13 — 29%) and are characterized by the presence of fauna. The fossils occur in layers within the dolomites. In limy and marly dolomites thin layers of oolitic dolomites have been found. They are made up of small (0.2 — 0.7 mm) rounded particles which under a microscope exhibit a distinct concentric structure and dolomitic composition. These oolites have been found resting on scoured surfaces within the dolomites. Besides the oolites there are intraformational conglomerates with rounded fragments ranging from 1 to 8 mm. All these structures indicate that partly indurated sediments were subjected to a submarine erosion which followed the changes in the wave base. This means the sedimentation in relatively rough waters.

The thickness of the Bunter deposits in the vicinity of Rybnik attains 25 — 28 m and it is greater than that of the identical strata in the eastern part of the Upper Silesian Basin (Krzeszowice area) Hence one can suggest that the southern extension of the sedimentary basin of the Bunter was considerable and the basin itself extended farther to the south of Rybnik.

The marine sediments of the Röth in the Upper Silesian Basin are usually uniform in their facies. The Röth dolomites in the vicinity of Rybnik are apparently identical with those which crop out farther to the north and east. One can suggest that they do not represent a near-shore facies deposited somewhere near the edges of the sedimentary basin. However still farther east in the vicinity of Krzeszowice sandy inclusions are known in the Röth sections.

Emphasis should be laid down on the striking similarity between the Bunter sediments in the southern part of the Upper-Silesian Basin and the equivalent strata in the Central Sudetan Depression where sands and gravels with some admixtures of kaolinite occur. These strata have been described by M. Malkowski (1953, 1954) It seems probable that they resulted under similar conditions and that both basins i.e. the

Upper-Silesian and Sudetian were separated by elevations showing moderate relief only.

Red beds, overlying the Carboniferous rocks in the south-western part of the Upper-Silesian Basin have been known for a long time and assigned to the Permian formation by some authors (R. Michael 1913, A. Makowski 1928).

The fact that the Carboniferous rocks overlain or not by this „Permian” acquired secondary red colours have attracted the attention of geologists. This colouration is thought to be connected with specific conditions attending the weathering of the old surface of the Carboniferous rocks. Our present investigations seem to confirm the observations already made that the Carboniferous sandstones and shales, belonging often to different stratigraphic units, exhibit the red colours in the proximity of the above mentioned top surface of the Carboniferous. The red tint penetrates up to few tens of meters below this surface. However, in our opinion the strata which overlie the Carboniferous, do not represent the Permian but they should be placed into the Bunter exclusively. It is furthermore inferred that in the western and south western part of the Upper-Silesian Basin no known Permian rocks pass the approximate boundary line „Tarnowskie Góry — Strzemieszyce — Chrzanów”.

The present study leads to the conclusion that the Lower Triassic beds were deposited upon a flat plain devoid of conspicuous relief. However at the present time we find exposures of the Bunter at various levels (altitudes) For instance the Bunter sediments in Leszczyny, Rybnik and Zawada are placed respectively 150 m, 320 m. and 820 m. below the level at which the analogous beds in the vicinity of Bujaków occur.

Michael (1913) annouced the discovery of the Bunter sediments in the area of Zawada at the bottom of a deep and narrow depression filled with the Tortonian clays. Thin depression was considered by some authors as a canyon or a furrow excavated by erosion. In our opinion there is however no satisfactory evidence to bear out this idea. The presence of the Bunter at the bottom of the depression and the general character of the basal surface of the Lower Triassic render the erosive origin of this depression impossible as well before as after the Triassic period. Considering every available evidence the plausible explanation of the depression described is that it represents a tectonic graben bounded from the north and south by faults.

An estimation of the rôle played by tectonics and erosion in the process of formation of the present surface of the Carboniferous offers many difficulties. It seems that the erosive processes contributed to the formation of small morphological features and details but large and deep depression were due to tectonic processes. This conclusions seems to be confirmed by the results of recent investigations in the area of Rybnik and Ostrava (S. Alexandrowicz 1959, J. Petránek 1954).

*Geological Laboratory
Polish Academy of Sciences
in Cracow*

*Geological Institute
Academy of Mines
in Cracow*