

Wiesław Bilan

Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Wstęp	4
Podział stratygraficzny	6
Biostratygrafia osadów górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	7
Uwagi wstępne	7
Znaczenie mikroskamieniałości w stratygrafii i przy korelacji utworów górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	8
Mażoraczki	8
Ramienice	10
Otwornice	15
Sporomorfy	15
Wiek formacji chrzanowskiej (fm)	16
Wiek formacji bolesławskiej (fm)	16
Wiek formacji grabowskiej (fm)	17
Wiek wyższego zespołu osadów retyku	18
Charakterystyka osadów górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	19
Podłoże osadów kajpru	19
Formacja chrzanowska (fm)	20
Warunki sedymentacji formacji chrzanowskiej	26
Formacja bolesławska (fm)	27
Iłowce z Błędowa (og)	28
Iłowce z Kluczy (og)	35
Warunki sedymentacji formacji bolesławskiej	38
Podłoże osadów retyku	40
Formacja grabowska (fm)	41
Wyższy zespół osadów retyku	48
Problem cykliczności osadów retyku	51
Warunki sedymentacji osadów retyku	52
Rozwój zbiornika górnego triasu we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	55
Literatura	60
Summary	67

Wstęp

Najwcześniejsze informacje na temat osadów górnego triasu regionu śląsko-krakowskiego spotyka się w pracach pochodzących z pierwszej połowy ubiegłego stulecia (G.G. Pusch, 1833–1836; R. Carnall, 1846). Obecność utworów górnego triasu na Górnym Śląsku stwierdził F. Roemer (1862, 1863, 1867, 1870). Autor ten wykorzystując bogaty materiał paleontologiczny (m. in. opracowania H.R. Göpperta, 1845 i A. Schenka, 1867) przedstawił podział i opis osadów tego wieku. Na występowanie kajpru na tym obszarze zwrócili uwagę także H.E. Eck (1863), L. Zejszner (1866) i G.G. Pusch (1881–1883). Dane dotyczące rozmieszczenia utworów górnego triasu na obszarze śląsko-krakowskim zawarte są w kartograficznych pracach L. Hoheneggera (1867), F. Roemera (1870), O. Dagenhardta (1870), E. Tietzego (1888), J. Siemiradzkiego, E. Dunikowskiego (1891), M. Lempickiego (1891) i S. Zaręcznego (1894) – *vide* S. Zaręczny (1953).

Różnice poglądów odnośnie definicji jednostek podziału górnego triasu oraz granicy kajper-retyk i retyk-lias, znalazły odbicie w wynikach badań przeprowadzonych na obszarze śląsko-krakowskim, a także w sąsiednich regionach (R. Michael, 1902, 1914; A. Michalski, 1884, 1888; J. Siemiradzki, 1887, 1889; L. Zimmermann, 1901; B. Rehbinde, 1907; A. Jentzsch, 1913, 1918; J. Czarnocki, 1923, 1925a, b, 1927; F. Rutkowski, 1923; P. Assmann, 1926; 1929; J. Premik, 1923, 1925, 1928, 1929, 1934; S.Z. Różycki, 1930). Szeroką dyskusję wywołała interpretacja stratygraficzna otworu wiertniczego wykonanego w Częstochowie (J. Lewiński, 1928; J. Samsonowicz, 1929; S.Z. Różycki, 1930; J. Premik, 1934; J. Znosko, 1955; Z. Mossoczy, 1960).

Ważny etap w rozpoznaniu utworów z pogranicza triasu i jury stanowiły wyniki badań J. Znoski (1953, 1955, 1960). Autor ten przedstawił nowy interesujący materiał obserwacyjny oraz opracował syntezę stratygrafii górnego triasu i dolnej jury regionu krakowsko-wieluńskiego.

W latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych ukazało się wiele opracowań profilów górnego triasu (m.in. prace: A. Kleczkowskiego, 1953; S. Tyskiego, 1959; R. Dadleza, 1958, 1962, 1964, 1967, 1968; A. Krasowskiej, 1959; M. Jaskowiaka, W. Karaszewskiego, 1959; Z. Mossoczego, 1960, 1961; J. Kłapcińskiego, 1959; Z. Kozydry, 1961; I. Gajewskiej, 1962, 1964, 1965; Z. Deczkowskiego, I. Jurkiewiczowej, 1960; Z. Deczkowskiego, 1962, 1967; K. Pawłowskiej, 1962; Z. Deczkowskiego, L. Wielgomasa, 1962, 1963, 1967; L. Wielgomasa, 1964; H. Jurkiewicz, 1965a, b; H. Senkiewiczowej, 1966; J. Sokołowskiego, 1967; S. Marka, 1967). Przedstawiono podziały kajpru (O. Seitz, C.A. Wicher, 1951; A. Szyperko-Śliwczynska, 1960) i retyku (R. Dadlez, J. Kopik, 1963) obszaru Niżu Polskiego oraz sprecyzowano kryteria określania granicy między kajprem a retykiem tego obszaru.

Pogląd, iż utwory o charakterze resedymencyjnym, wykształcone w postaci ilów pstrych z wkładkami ilowców gruzłowych i zlepieńców należą do retyku (J. Znosko, 1955; S.Z. Różycki, 1958; A. Szyperko-Śliwczynska, 1961; R. Dadlez, 1958, 1962, 1964; R. Dadlez, J. Dembowska, 1965) znalazł potwierdzenie w znaleziskach faunistycznych (R. Dadlez, J. Kopik, 1963). Sprecyzowane zostały także mikroflorystyczne kryteria określania wieku osadów z pogranicza triasu i jury (T. Orłowska-Zwolińska, 1967); problem granicy retyk-lias jest jednak w dalszym ciągu przedmiotem dyskusji (B. Lundblad, 1950, 1959a, b; G.T. Troedsson, 1951; C.A. Wicher, 1951; J. Kopik, 1967; H.J. Will, 1969; T. Marcinkiewicz, 1969; F. Bertelsen, O. Michelsen, 1970).

W związku z intensyfikacją prac poszukiwawczych i rozpoznawczych złóż cynkowo-olowiowych na obszarze śląsko-krakowskim przeprowadzono badania nad stratygrafią osadów górnego triasu (S. Połtowicz, 1961, 1962; S. Śliwiński, 1964, 1966, 1969; W. Bilan, 1972a, b; W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972).

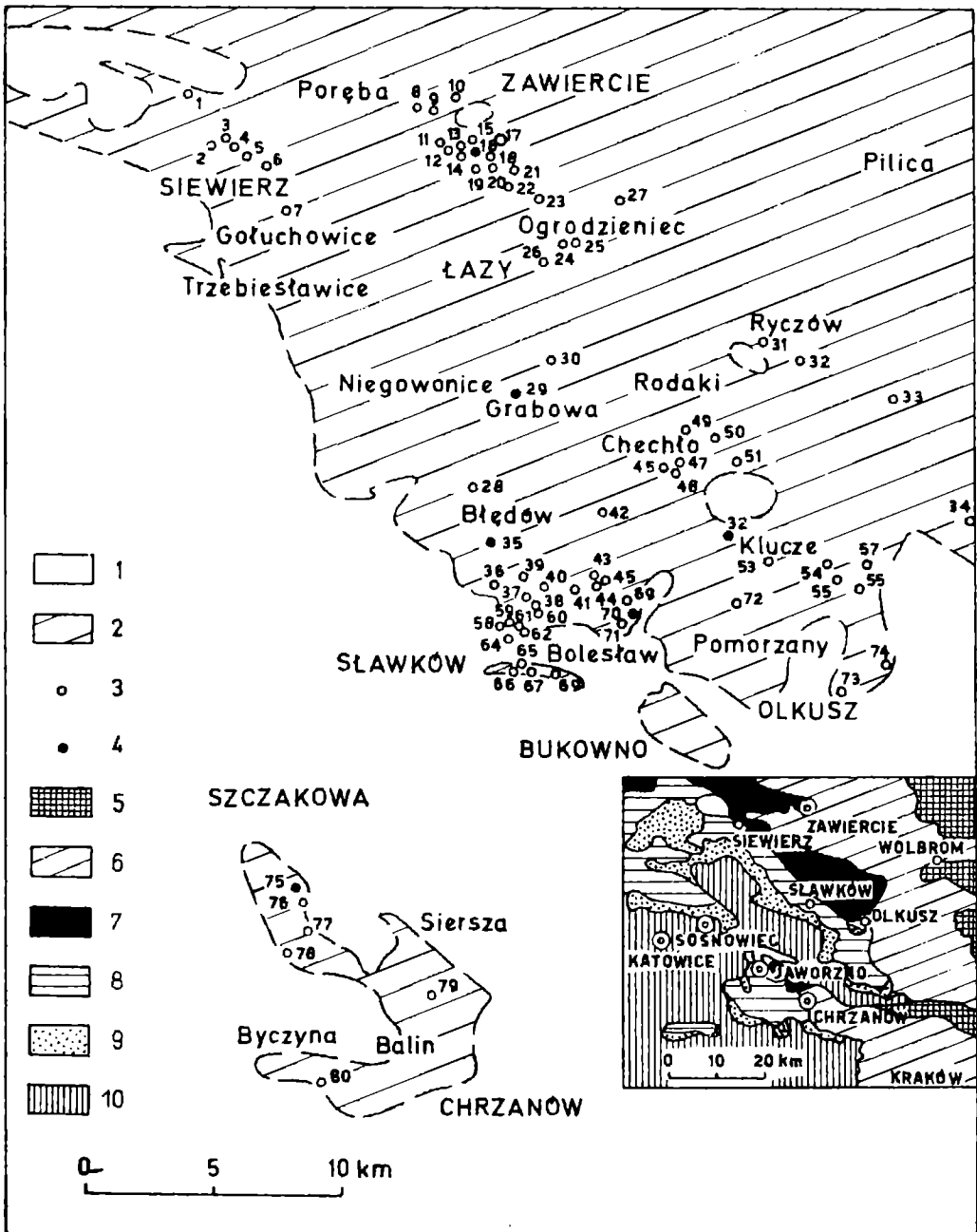


Fig. 1. Szkic występowania osadów górnego triasu we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wraz z lokalizacją otworów wiertniczych

1 - obszar pozbawiony osadów górnego triasu, 2 - obszar występowania osadów górnego triasu (wg S. Słowińskiego, 1969; uzupełnione), 3 - otwory wiertnicze, 4 - profile opisane w tekście, 5 - kreda, 6 - jura, 7 - trias górny, 8 - trias środkowy, 9 - trias dolny, 10 - paleozoik

Wyniki badań stratygraficznych górnego triasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej zostały przedstawione w syntetycznym ujęciu przez H. Senkoviczową (1973) i J. Kopika (1973). S. Kotlicki przedstawił propozycję podziału stratygraficznego triasu śląskiego w nawiązaniu do podziału alpejskiego (S. Kotlicki, 1974; S. Kotlicki, A. Kubicz, 1974).

Trudności opracowania stratygrafii osadów górnego triasu obszaru śląsko-krakowskiego wiążą się z ich pozycją w zbiorniku triasowym (peryferie), przerwami w sedimentacji wywołanymi zjawiskami diastrofizmu oraz specyfiką warunków środowiskowych zbiornika. Znaczny postęp w badaniach nad stratygrafią górnego triasu centralnej części basenu środkowoeuropejskiego, osiągnięty w ostatnich latach pozwala na paralelizację głównych tendencji rozwoju basenu w jego części centralnej oraz w strefach peryferycznych.

Proponowany schemat stratygrafii przeprowadzono na podstawie profili z otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (fig. 1), od okolic Chrzanowa na południu po linię Siewierz – Zawiercie na północy, przy czym obserwacje (nierównomiernie rozmieszczone) ograniczone są od zachodu granicą erozyjną osadów górnego triasu, od wschodu linią Olkusz – Ogrodzieniec; nieliczne profile (okolice Wolbromia) przekraczają tę linię.

Badania stratygraficzne nad osadami górnego triasu prowadziłem pod kierunkiem prof. dr hab. S.W. Alexandrowicza, który zachęcił mnie do podjęcia tego tematu. Za pomoc okazaną w trakcie opracowywania tematu składam serdeczne podziękowanie. Pragnę serdecznie podziękować prof. dr J. Znosce za cenne uwagi i wskazówki. Za przedyskutowanie wielu interesujących problemów wyrażam wdzięczność doc. dr inż. K. Bogaczowi i dr inż. A. Kosteckiej. Za udostępnienie materiałów wiertniczych Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie składam podziękowanie mgr inż. L. Szostkowi.

Podział stratygraficzny

W profilach górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zaznacza się zmienność, pozwalająca na wyróżnienie zespołów osadów, charakteryzujących się określonymi cechami litologicznymi. Podział zastosowany w niniejszym opracowaniu przeprowadzono na podstawie wyróżnionych w profilu z okolic Bolesławia kompleksów osadów (por. W. Bilan, 1972b), z których kompleks *A* zaliczono do kajpru dolnego; kompleksy *B*, *C* i *D* określono jako odpowiedniki dolnego kajpru gipsowego, piaskowca trzcinowego i górnego kajpru gipsowego; wiek kompleksu *E* określono jako retycki. Zastosowanie podziału w tej postaci dla całego obszaru wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego było niemożliwe, ze względu na brak kryteriów dla ścisłej identyfikacji kompleksu *B* oraz w związku z przyjęciem określenia kompleks *E* = retyk, na podstawie wyraźnie zredukowanego profilu osadów tego wieku. Dalsze badania wykazały także, iż brak jest podstaw do określania wieku kompleksu *A*, jako kajpru dolnego oraz kompleksu *D*, jako odpowiednika kajpru gipsowego.

W proponowanym podziale, najniższy zespół osadów nazwano *f o r m a c j ą c h r z a n o w s k ą* (fm). Formacja ta obejmuje niższe (*A* + *B*) kompleksy, wyróżnione w profilu górnego triasu z Bolesławia. Wyżej leży zespół osadów określony jako *f o r m a c j a b o l e s ł a w s k a* (fm), złożony z dwóch ogniw: *i ł o w c ó w z B ł ę d o w a* (og) i *i ł o w c ó w z K l u c z y* (og). Niższe ogniwo omawianej formacji ściśle odpowiada kompleksowi *C*, ogniwo wyższe – kompleksowi *D* profilu z okolic Bolesławia.

W północnej, a także środkowej części obszaru badań, znaczną rolę odgrywają osady retyku osiągające miąższość przekraczającą w niektórych przypadkach 100 m. W profilu z Bolesławia osady określone jako retyk (mające miąższość niespełna 14 m) nie zostały rozdzielone. W proponowanym podziale w obrębie retyku wyróżniono dwa zespoły

osadów, w znacznym stopniu odpowiadające dużym cyklotomom R_1 i R_{11} , podziału Niżu Polskiego, przedstawionego przez W. Grodzicką-Szymanko (1971), a zastosowanego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972). Zespół niższy określono jako formację grabowską (fm). Zespół wyższy osadów retyku w profilach badanych w ramach niniejszego opracowania przedstawia zredukowany odpowiednik dużego cyklotemu R_{11} . Uznano, iż brak jest dostatecznych podstaw do określenia tego zespołu osadów mianem jednostki formalnej.

Wyróżnione jednostki podziału stratygraficznego charakteryzują się określonym składem litologicznym oraz powtarzalnością poszczególnych elementów litologicznych w zindywidualizowanych częściach profilu. Termin formacja w tym podziale (tab. 1) określa zespół osadów związanych wspólną genezą, powstałych w określonych warunkach i odznaczających się określonymi cechami litologicznymi oraz paleontologicznymi.

Tabela 1

Proponowany podział stratygraficzny górnego triasu wschodniego obrzeżenia
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Oddział	Piętro	Jednostki podziału litostratygraficznego	
Trias górny	Retyk	Wyższy zespół osadów retyku	
		Formacja grabowska (fm)	
	Kajper	Formacja bolesławska (fm)	iłowce z Kluczy (og)
			iłowce z Błędowa (og)
		Formacja chrzanowska (fm)	

Termin ten odpowiada wydzieleniu stratygraficznemu – warstwy, stosowanemu tradycyjnie w polskiej literaturze geologicznej. Ogniwo jest zindywidualizowaną litologicznie częścią składową (podrzedną) formacji, charakteryzującą się określonym składem szczątków organicznych. Charakterystyka wyróżnionych jednostek powyższego podziału przedstawiona jest w części szczegółowej niniejszego opracowania.

Biostratygrafia osadów górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Uwagi wstępne

W osadach górnego triasu opisywanego obszaru występują liczne mikroskamieniałości. Na szczególną uwagę zasługują małżoraczki oraz ramieniece. Dość często w opisywanych utworach pojawiają się także sporomorfy, sporadycznie natomiast otwornice.

Wiele gatunków występuje w ściśle określonej pozycji w profilu. Zmienność w składzie mikroskamieniałości pozwala na wyróżnienie form charakterystycznych dla poszczególnych części profilu górnego triasu.

Niektóre formy spełniają rolę czułych wskaźników facjalnych. Określony skład mikroorganizmów (małżoraczki, ramienice) pozwala na określenie środowiska sedymentacji jako limnicznego, oligo-miohalinowo, względnie mezohalinowo brakicznego. Pojawiające się w niektórych wkładkach otwornice wiążą się z plio-, a być może brachyhalinowo-brakicznymi warunkami zbiornika.

Nieco mniejsze znaczenie mają szczątki makrofauny, których liczne występowanie ogranicza się do niższego ogniwa formacji bolesławskiej. W osadach górnego triasu opisywanego obszaru stwierdzono występowanie małżów, ślimaków, liścionogów oraz kręgowców. W niektórych przewarstwieniach spotyka się detrytus zwęglonej flory.

Znaczenie mikroskamieniałości w stratygrafii i przy korelacji utworów górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Małżoraczki

Małżoraczki odgrywają zasadniczą rolę w ustalaniu stratygrafii oraz korelacji utworów górnego triasu opisywanego obszaru. Fauna małżoraczek stwierdzona w tych osadach jest uboga w gatunki, jednak fakt liczego występowania ich w niektórych horyzontach stanowi podstawę do określenia środowiska sedymentacji osadów kajpru i retyku.

Na szczególną uwagę zasługuje *Karnocythere germanica* Wienh. et Koz., występująca licznie w osadach niższego ogniwa formacji bolesławskiej. Gatunek ten został opisany (E. Wienholz, H. Kozur, 1970) z niższego piaskowca trzciniowego (Basisschichten des Schilfsandsteins) NRD, a stwierdzony także w osadach piaskowca trzciniowego Polski (O. Styk, 1972).

Ważną rolę spełnia *Lutkevichinella brotzenorum* (Sohn), związana z osadami niższego ogniwa formacji bolesławskiej (pojawia się tutaj niekiedy masowo); występująca także w niższej części profilu ilowców z Kluczy. *Lutkevichinella* (*Simeonella*) *brotzenorum* została opisana (I.G. Sohn, 1968) z osadów wyższej części Sa'haronim Formation (dolny karnik Izraela) oraz z niższego piaskowca trzciniowego NRD (E. Wienholz, H. Kozur, 1970), a znana jest także z utworów środkowej części kajpru górnego Polski (O. Styk, 1972). Wiek osadów piaskowca trzciniowego sprecyzowany został jako jul (E. Kannegieser, H. Kozur, 1972).

W ilowcach z Błędowa występuje także *Limnocythere triassica* Koz., gatunek opisany z niższego piaskowca trzciniowego NRD. Forma ta znana jest także z osadów środkowej części kajpru górnego Polski (O. Styk, 1972).

W utworach formacji bolesławskiej i grabowskiej licznie występują przedstawiciele rodzaju *Darwinula*. *Darwinula liassica* (Brod.) znana jest z osadów górnego triasu facji zarówno alpejskiej (F.W. Anderson, 1964) jak i germańskiej. Gatunek ten został stwierdzony w osadach kajpru dolnego (m.in. G. Beutler, J. Gründel, 1963; O. Styk, 1966) i górnego (W. Grodzicka-Szymanko, 1967; O. Styk, 1972), a także retyku (R. Dadlez, J. Kopik, 1963; W. Grodzicka-Szymanko, 1967; Z. Deczkowski, 1967; H.J. Will, 1969; O. Styk, 1972).

I.G. Sohn (1968) zwrócił uwagę, iż formy opisane przez G. Beutlera i J. Gründela oraz cytowane przez R. Dadleza i J. Kopika jako *Darwinula liassica* (Brod.) nie odpowiadają ściśle definicji tego gatunku. Stwierdzone w osadach formacji bolesławskiej i grabowskiej egzemplarze, określone jako *Darwinula* cf. *liassica* wykazują podobieństwo do form cytowanych przez R. Dadleza i J. Kopika (1963).

Darwinula adducta Lub. znana jest z osadów dolnego triasu rejonu Kujbyszewa

Gatunki małżoraczków	Stratygrafia				
	TRIAS GÓRNY				
	FORMACJA CHRZANOWSKA	FORMACJA F O R M A C J A		FORMACJA GRABOWSKA	wyższy zespół osadów retyku
	ilowice z Biedowa	ilowice z Kluczy			
<i>Karnocythere germanica</i> WIENHOLZ et KOZUR		■			
<i>Limnocythere triassica</i> KOZUR		■			
<i>Lutkevichinella brotzenorum</i> (SOHN)		■	●		
<i>Darwinula cf. adducta</i> LUBIMOWA			●	●	
<i>Darwinula cf. liassica</i> (BRODIE)		■	■	■	
<i>Darwinula? wandae</i> STYK		■	■	■	■
<i>Darwinula? sp.</i>		■	■	■	■
<i>Clinocypris? silesia</i> STYK				■	
<i>Paracypris? sp.</i>		■		■	
<i>Bairdia? sp.</i>				●	

Fig. 2. Występowanie gatunków małżoraczków w osadach górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

(P.S. Lubimowa, 1955). Na obecność tego gatunku w osadach kajpru Polski zwróciła uwagę E. Odrzywolska-Bieńkowa (1962). I.G. Sohn (1968) uważał, iż formy opisane przez tą autorkę, nie odpowiadają opisowi przedstawionemu przez P.S. Lubimową i określił je jako *Darwinula* sp. Okazy określone w niniejszym opracowaniu jako *Darwinula cf. adducta* Lub., wykazują znaczne podobieństwo do form opisanych przez E. Odrzywolską-Bieńkową. Wydaje się, iż nieznaczne różnice zaznaczające się pomiędzy omawianymi egzemplarzami a holotypem, mogą być potraktowane jako zróżnicowanie wewnątrzgatunkowe.

W osadach formacji bolesławskiej i grabowskiej w licznych próbkach obserwuje się okazy *Darwinula? wandae* Styk. O. Styk (1972) określiła zasięg występowania tego gatunku jako dolny retyk. Obecność licznych okazów tego gatunku w osadach formacji bolesławskiej pozwala na sprecyzowanie zakresu pionowego występowania *Darwinula? wandae* jako interwału – środkowa część górnego kajpru – dolny retyk.

Okazy określone w niniejszym opracowaniu jako *Darwinula? sp.* obejmują liczną populację wykazującą pewne zróżnicowanie, jednakże w związku ze słabym zindywidualizowaniem wyróżnionych form, brak jest podstaw do kreowania w obrębie tego zbioru, nowych jednostek taksonomicznych. Materiał ten wymaga dalszych, szczegółowych badań.

Lutkevichinella brotzenorum może być uważana za formę charakterystyczną dla formacji bolesławskiej, natomiast *Karnocythere germanica* spełniać może rolę gatunku charakterystycznego dla niższego ogniwa tej formacji. Podobne znaczenie dla formacji

grabowskiej ma obecność w jej osadach *Clinocypris? silesia*. Gatunek ten, opisany z utworów dolnego retyku obszaru śląsko-krakowskiego (O. Styk, 1972) może występować jak się wydaje, w dość zróżnicowanych warunkach środowiskowych. Gatunki *Lutkevichinella brotzenorum* i *Clinocypris? silesia* występują w osadach o podobnym habitusie, powstałych w zbliżonych warunkach zasolenia. Fakt nie stwierdzenia współwystępowania tych form oraz określony zakres wiekowy ich występowania, pozwala sądzić, o szczególnie ważnej roli tych gatunków w stratygrafii triasu.

Nielicznie występujące w ilowcach z Błędowa formy określone jako *Paracypris? sp.* wykazują podobieństwo do *Paracypris? sp. 1*, opisanej (I.G. Sohn, 1968) z karniku Izraela, jednak ubogi materiał oraz słaby stan zachowania okazów utrudnia szczegółowe ich oznaczenie i porównanie. Podobnie słaby stan zachowania, uniemożliwiający dokładne oznaczenie, wykazują pojawiające się sporadycznie w osadach formacji grabowskiej okazy określone jako *Bairdia? sp.*

Ramienice

Ramienice licznie występują w osadach triasu. Zostały one stwierdzone w osadach tego wieku Szwecji (H. Horn af Rantzen, 1953, 1954) na obszarze platformy rosyjskiej (E. Nowik, 1949; W.M. Demin, 1956; L.J. Sajdakowski, 1960, 1962, 1966, 1968, 1971a, 1971b; F.J. Kisielewski, 1967, 1969a–e), w triasie obszaru NRD i RFN (C.A. Wicher, 1957; P. Reinhardt, 1963; L.J. Sajdakowski, 1968; H. Kozur, P. Reinhardt, 1969) oraz Bułgarii (L.J. Sajdakowski, 1968). Ramienice znane są także z osadów triasu Stanów Zjednoczonych (R.E. Peck, 1957; R.E. Peck, J.A. Eyer, 1963).

Charofity występują powszechnie w osadach górnego triasu Polski; obecność ich sygnalizowana była przez wielu autorów (m.in. J. Znosko, 1955; O. Styk, 1958; A. Szyperko-Słiwczyńska, 1961; W. Karaszewski, 1962; E. Odrzywolska-Bieńkowska, 1962; R. Dadlez, J. Kopik, 1963; H. Jurkiewicz, 1965a, b; I. Jurkiewiczowa, 1967; W. Bilan, 1969).

Badania nad ramienicami triasu prowadzone w okresie ostatnich dwudziestu lat wykazały ich przydatność w stratygrafii i przy korelacji tych utworów. H. Horn af Rantzen (1954) stwierdził zmienność składu gatunków w profilu triasu (wapień muszlowy i dolny kajper) wiercenia Höllviken (Skania). W zonie *b* (H. Horn of Rantzen, 1954) dominują przedstawiciele rodzajów *Praechara* (= *Stenochara*; Grambast, 1962) i *Aclistochara* (= *Porochara*; Mädler, 1955), natomiast w zonach *d* i *f* zaznacza się przewaga *Stellatochara* i *Clavatorites*.

L.J. Sajdakowski (1966, 1967) przedstawił schemat stratygrafii triasu południowej części platformy rosyjskiej na podstawie zmienności zespołów charofitowych. Autor ten wyróżnił w profilu osadów pstrych tego obszaru osiem zon, z których pierwsza – *O* – odpowiada górnemu permowi, a ósma – *VII* – retykowi. Zony *I* i *II* nazwał autor z onami *Sphaerochara*; odpowiednio zonę *III* określił jako z onę *Porochara*, *IV* – *Stenochara* i *Maslovichara*, *V* – *Stellatochara*. W zonie *VI*, w której występuje ubogi i słabo zachowany zespół ramienic, L.J. Sajdakowski wyróżnił jedynie: *Stellatochara sp.*, *Maslovichara sp.*, *Stenochara sp.*, *Cuneatochara sp.* i *Porochara sp.* Zona *VI* (L.J. Sajdakowski, 1966) odpowiada kajprowi. Zonę *VII* (występowanie gatunków *Stellatochara selligii* H. af R., *S. hoellvicensis* H. af R., *Clavator sp.* i *Porochara sp.*) nazwał autor z oną *Clavatoraceae*.

Podobny podział osadów triasu obszaru północno-zachodniej części Niziny Nadkaspjskiej zaproponował F.J. Kisielewski (1969a). W trójczłonowym podziale triasu wyróżnił on szereg zon charofitowych, które paralelizował z podziałem opartym na zmienności zespołów małżoraczków (W.W. Lipatowa, N.N. Starożyłowa – *vide* S.P. Rykow *et al.*, 1965) oraz ze schematem L.J. Sajdakowskiego (1962). F.J. Kisielewski

stwierdził, iż na przelomie triasu środkowego i górnego obserwuje się nieznaczną zmianę asocjacji ramienic (pojawienie się w triasie górnym *Stellatochara dnjepronica* Said., brak charakterystycznej dla triasu środkowego *Stenochara saratoviensis* Kis.). W osadach górnego triasu (F.J. Kisielewski, 1969a) występują: *Stellatochara dnjepronica* Said., *S. donbassica* (Dem.), *S. hoellvicensis* H. af R., *Maslovichara fragilis* Said., *M. incerta* Said., *M. gracilis* Said., *Stenochara ovata* Said., *Cuneatochara capitata* Said. et Kis. i *C. procera* Said.

W podziale triasu południowej części platformy rosyjskiej (wg W.W. Lipatowej, 1967) opartym na zmienności zespołów małzoraczkowych i ramienic, wyróżniono sześć zon biostratygraficznych (L.J. Sajdakowski *et al.*, 1971). Ind obejmuje zony: *I* – *Sphaerochara* (= *Vladimiriella*; Sajdakowski, 1971a) *karpinskyi* i *II* – *Sphaerochara globosa*; zona *III* (olenek) została określona jako *Porochara triassica*, kolejne zony określili wspomniani autorzy: *IV* (anizyk) – *Stenochara donetziana*, *V* (ladyn) – *Stellatochara dnjepronica*, *VI* (kajper) – *Stellatochara hoellvicensis*, *VII* (retyk) – *Maslovichara lipatovae*.

Z osadów kajpru południowej części platformy rosyjskiej L.J. Sajdakowski *et al.* (1971) cytowali: *Stellatochara hoellvicensis* H. af R., *S. sellingii* H. af R., *S. maedleri* H. af R., *Maslovichara gracilis* Said., *M. lipatovae* Said., *M. magna* Said., *Stenochara pseudoovata* Said., *Stn. rantzienii* Said., *Stn. elongata* Said., *Stn. saratoviensis* Kis., *Stn. schaikini* Said., *Cuneatochara angusta* Said., *C. capitata* Said. et Kis. i *Sphaerochara decora* Said. W osadach kajpru dolnego NRD (Turyngia, Brandenburgia) autorzy stwierdzili obecność: *S. hoellvicensis* H. af R., *S. sellingii* H. af R., *Stn. rantzienii* Said., *Stn. pseudoovata* Said., *C. angusta* Said., *Sphaerochara decora* Said.

Utworki retyku południowej części platformy rosyjskiej zawierają ramienice: *Maslovichara lipatovae* Said., *Stellatochara sellingii* H. af R., *S. bulgarica* Said., *Stn. pseudoovata* Said., *Stn. rantzienii* Said., *Cuneatochara angusta* Said., *C. capitata* Said. et Kis. i *Sphaerochara decora* Said.

Porównanie zespołów charofitowych triasu platformy rosyjskiej z zespołami stwierdzonymi w kajprze i retyku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego prowadzi do następujących wniosków, że:

- istnieją nieliczne gatunki o ściśle określonym i dość wąskim zakresie pionowym występowania; do form takich należy *Stenochara pseudoovata*,

- większość gatunków stwierdzonych w górnym triasie wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego ma stosunkowo szeroki zakres wiekowy występowania; są to formy: *Stellatochara maedleri*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. pseudoglypta*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*, *Stn. schaikini*, *Porochara triassica*, *P. ukrainica*,

- niektóre gatunki pojawiają się w różnych częściach profilu triasu; np. *Porochara brotzeni*, *P. belorussica*, *P. concisa*,

- wiele form uważanych za przewodnie dla określonych zon np. *Stenochara donetziana*, *Stellatochara dnjepriformis*, *S. donbassica*, na innych obszarach wykazuje szerszy zakres wiekowy występowania,

- w zespołach charofitowych górnego triasu porównywanych regionów obserwuje się występowanie form wspólnych; w górnym triasie obszaru badań zaznacza się większe bogactwo gatunków, przy czym niektóre z nich znane są z niższych pięter triasu.

Na podstawie przedstawionych prawidłowości widoczne jest, jak niewiele gatunków, przy obecnym stanie badań spełniać może rolę form przewodnich. Istnieją natomiast gatunki (i zespoły), które określić można jako charakterystyczne dla poszczególnych jednostek stratygraficznych określonych obszarów.

Badania przeprowadzone w ostatnich latach wykazały, że wiele form opisanych z triasu platformy rosyjskiej wykazuje słabe zindywidualizowanie. H. Kozur (1971) zwrócił uwagę na istnienie w taksonomicznym systemie triasowych ramienic nieprawidłowości

w postaci wielu synonimów oraz nieprawidłowości w zakresach gatunków. Autor ten widział konieczność przeprowadzenia rewizji taksonomicznej, która pozwoliłaby na rewizję stratygraficzną, gdzie zasięg poszczególnych gatunków byłby ściśle określony.

W materiale charofitowym z górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego występują formy odpowiadające opisom gatunku *Stellatochara dnjeprovia*, Said. i *Maslovichara incerta* Said. Formy te zostały uznane przez H. Kozura i P. Reinhardta (1969) za synonimy *Stellatochara hoellvicensis* H. af R. Autorzy ci uznali rodzaj *Maslovichara* Said. za synonim *Stellatochara* H. af R. i zgodnie z poglądem L. Grambasta (1961) zaliczyli ten rodzaj do podrodziny *Stellatocharoideae* Gramb.

H. Kozur i P. Reinhardt (1969) uznali za synonimy *Stellatochara hoellvicensis* także formy *Stellatochara dnjeproviaformis* Said. i *Maslovichara brevicula* Said. Przy zastosowaniu metod matematycznych udało się wykazać (W. Bilan, A. Krawczyk, 1975) znaczne podobieństwo form *Stellatochara hoellvicensis* oraz *S. dnjeprovia*, nie stwierdzono natomiast wyraźnego podobieństwa między wspomnianymi formami a grupą słabo zindywidualizowanych gatunków: *Stellatochara dnjeproviaformis*, *Maslovichara incerta* i *M. brevicula*. Uznano, iż *Stellatochara dnjeprovia* jest synonimem *S. hoellvicensis*; formy *Maslovichara incerta* i *M. brevicula* uznano za synonimy *Stellatochara dnjeproviaformis*.

H. Kozur, P. Reinhardt (1969) uznali *Stenochara ovata* i *Stn. blanda*, za synonimy *Stn. donetziana*. *Stenochara blanda* wykazuje znaczne podobieństwo do *Stn. donetziana*, natomiast *Stn. ovata* wydaje się być taksonem dobrze zindywidualizowanym (w niniejszym opracowaniu nie został on uznany za synonim).

Przeważająca część gatunków stwierdzonych w utworach górnego triasu obszaru badań ma stosunkowo szeroki wiekowy zakres występowania. Istnieją jednak gatunki, których znaczenie w stratygrafii oraz przy korelacji lokalnej jest niewątpliwe. Wiele cytowanych w niniejszym opracowaniu gatunków cechuje się powszechnym występowaniem w profilu górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Do form tych należą: *Stellatochara schneiderae*, *Stenochara maedleri* i *Stn. donetziana*, licznie występujące w profilu formacji bolesławskiej i grabowskiej, a także *Stellatochara hoellvicensis* i *S. dnjeproviaformis* stwierdzone w wyższej części profilu ilowców z Błędowa, w ilowcach z Kluczy oraz w osadach formacji grabowskiej.

Wśród ramienic górnego triasu obszaru badań szczególną rolę odgrywają: *Stenochara pseudoovata*, *Stn. saratoviensis*, *Stellatochara kozuri* i *S. piriformis*, określone jako zespół ze *Stenochara pseudoovata*. Zespół ten, a także poszczególne gatunki tego zespołu, uważać można za charakterystyczne dla formacji bolesławskiej. Znaczenie tego zespołu pomniejsza fakt, iż poszczególne jego składniki (szczególnie *Stellatochara piriformis*) nie występują powszechnie.

Gatunki z rodzaju *Auerbachichara* znane dotąd wyłącznie z osadów określonych przez geologów radzieckich jako trias dolny (F.J. Kisielewski, 1967; L.J. Sajdakowski 1968; F.J. Kisielewski, S.P.B. Rykow, 1970) licznie występujące w retyku Górnego Śląska i Opolszczyzny (W. Bilan, 1974) uważać można za charakterystyczne dla formacji grabowskiej.

Szczegółowych badań wymaga określenie roli gatunków pojawiających się stosunkowo rzadko w obrębie formacji grabowskiej i bolesławskiej (por. fig. 3). Formy te spełniać mogą zadanie ważnych wskaźników facjalnych przy badaniach nad rekonstrukcją warunków ekologicznych.

Ramienice mogą występować w dość różnorodnych warunkach facjalnych (od limnicznych do pliohalinowo-brakicznych), jednak masowe ich występowanie wiąże się ze środowiskiem oligo-miohalinowo-brakicznym; licznie występują także w warunkach limnicznych i mezohalinowo-brakicznych. H. Kozur (1971) uważał, iż dla środowisk o zakresie limniczno-oligohalinowo-brakiczne, charakterystyczne są rodzaje *Stenochara* i *Porochara*. W warunkach miohalinikum przeważają *Stellatochara*: w mezohalinikum występują praktycznie przedstawiciele tylko tego rodzaju.

Gatunki ramienic	Stratygrafia			
	TRIAS GÓRNY			
	FORMACJA CHRZĄDWSKA	FORMACJA BOLESŁAWSKA	FORMACJA GRABOWSKA	wyższe zespoły osadów relikwii
<i>Stellatochara maedleri</i> HORN AF RANTZIEN			•	•
<i>S. hoellvicensis</i> HORN AF RANTZIEN		■		
<i>S. donbassica</i> (DEMIN)		•		•
<i>S. dnjepriformis</i> SAJDAKOWSKI		■		
<i>S. schneiderae</i> SAJDAKOWSKI		■		
<i>S. gracilis</i> (SAJDAKOWSKI)			•	•
<i>S. lipatovae</i> (SAJDAKOWSKI)			•	•
<i>S. piriformis</i> KOZUR, REINHARDT	•			
<i>S. germanica</i> KOZUR, REINHARDT	•	•		•
<i>S. subsphaerica</i> KOZUR, REINHARDT			■	■
<i>S. kozuri</i> BILAN	•	•		
<i>Stenochara maedleri</i> (HORN AF RANTZIEN)	•	■		
<i>Stn. cf. pseudoglypta</i> (HORN AF RANTZIEN)		•		
<i>Stn. donetziana</i> (SAJDAKOWSKI)		■		
<i>Stn. ovata</i> (SAJDAKOWSKI)				•
<i>Stn. elongata</i> (SAJDAKOWSKI)			■	■
<i>Stn. cf. schaikini</i> SAJDAKOWSKI				•
<i>Stn. pseudoovata</i> SAJDAKOWSKI	•	•		
<i>Stn. saratoviensis</i> KISIELEWSKI	•	•		
<i>Porochara brotzeni</i> (HORN AF RANTZIEN)				•
<i>P. triassica</i> (SAJDAKOWSKI)			•	•
<i>P. urusovi</i> SAJDAKOWSKI		■		■
<i>P. ukrainica</i> SAJDAKOWSKI			■	■
<i>P. belorussica</i> SAJDAKOWSKI			•	•
<i>P. abjecta</i> SAJDAKOWSKI	•			
<i>P. concisa</i> SAJDAKOWSKI		•		•
<i>Auerbachichara starozhilovae</i> KISIELEWSKI			■	
<i>A. cf. kisielevskij</i> SAJDAKOWSKI			■	
<i>A. cf. collacerata</i> SAJDAKOWSKI			■	
<i>A. polonica</i> BILAN			■	
<i>A. rhaetica</i> BILAN			■	
<i>Vladimiriella</i> sp.		•		

Fig. 3. Występowanie gatunków ramienic w osadach górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Poszczególne gatunki mogą mieć duże znaczenie jako czułe wskaźniki facjalne. Potwierdzają to badania ekologii współczesnych ramienic (I. Dąbska, 1964). Stwierdzona w utworach górnego triasu znaczna zmienność w składzie gatunkowym próbek zlokalizowanych w tych samych formacjach potwierdza tą opinię.

Dotychczasowy stan badań ramienic górnego triasu określić można jako etap wstępny. W bogatych materiałach znajdują się formy jeszcze nie opisane a problem powiązania poszczególnych gatunków z określonymi warunkami ekologicznymi wymaga dalszych, szczegółowych badań. Dalszych studiów wymaga także określenie pozycji taksonomicznej gatunków już opisanych.

Otwornice

W osadach formacji grabowskiej oraz w wyższym zespole osadów retyku, w nielicznych próbkach stwierdzono występowanie otwornic. W próbkach z otwornicami (nieoznaczalnymi) obserwuje się pojedyncze, słabo zachowane formy *Bairdia?* sp., *Clinocypris?* *silesia*, niekiedy także słabo zachowane girogonity.

Otwornice stwierdzone w spągowych częściach poszczególnych zespołów osadów retyku mogą wskazywać, iż ich sedimentacja rozpoczęła się w warunkach pliohalinowo-, a być może nawet brachyhalinowo-brakicznych. Fakt występowania otwornic w nielicznych próbkach zdaje się wskazywać, iż okresy panowania tej facji miały charakter epizodyczny.

Obecność otwornic jest świadectwem ingresji morskich. Posiadane materiały nie upoważniają do ścisłego określenia ilości, pozycji stratygraficznej, zasięgu oraz nasilenia tych ingresji.

Sporomorfy

W osadach górnego triasu obszaru badań T. Orłowska-Zwolińska (1974) wyróżniła trzy zespoły sporowo-pyłkowe, podobne do wyróżnionych wcześniej (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972) zespołów na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Szczególne znaczenie ma zespół sporowo-pyłkowy stwierdzony w osadach formacji chrzanowskiej, której wiek określony jako kajper gipsowy dolny z dolomitami granicznym, opiera się wyłącznie na badaniach palinologicznych. W omawianym zespole na specjalną uwagę zasługują licznie reprezentowane gatunki z rodzaju *Ovalipollis* Krutzsch, których masowe występowanie stwierdzono w osadach kajpru górnego (w Polsce liczne ich występowanie zaobserwowano począwszy od dolomitu granicznego, W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972). Duże znaczenie mają także gatunki z rodzaju *Triadispora* Klaus, znane z utworów dolnego kajpru gipsowego Polski (T. Orłowska-Zwolińska, *op. cit.*) i ich niemieckich odpowiedników (E. Schulz, 1966). Licznie występuje także gatunek *Conbaculatisporites longdonensis* Clarke, znany z osadów Keuper Marl Group (Arden Sandstone Member) Anglii (R.F.A. Clarke, 1965; G. Warrington, 1970).

Wymienione formy wraz z grupą mniej licznie reprezentowanych gatunków (por. T. Orłowska-Zwolińska, 1972) stanowią zespół porównywany z zespołami sporowo-pyłkowymi, stwierdzonymi w osadach dolnego kajpru gipsowego i dolomitu granicznego Nizy Polskiego (T. Orłowska-Zwolińska, 1971b, 1972).

W zespole sporomorf występującym w ilowcach z Błędowa (T. Orłowska-Zwolińska, 1974) wykazującym znaczne podobieństwo do zespołu sporowo-pyłkowego piaskowca trzcinowego północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972) na szczególną uwagę zasługuje

gatunek *Aulisporites astigosus* (Lesch.) Klaus, znany z osadów Schilfsandstein Szwajcarii (G. Leschik, 1955) oraz z utworów karniku Alp (W. Klaus, 1960).

Stwierdzony przez T. Orłowską-Zwolińską retycki zespół sporowo-pyłkowy (z charakterystycznymi gatunkami: *Granuloperculatipollis rudis* Venk. et Góczán, *Corollina meyeriana* (Klaus) Venk. et Góczán, *Classopolis classoides* (Pf) Poc. et Jans) wykazuje według autorki podobieństwo do zespołów sporomorf retyku (wyższa część Steinmergelkeuper Niemiec (E. Schulz, 1966, 1967) oraz retyku alpejskiego (facja Kössen) Węgier (B.S. Venkatachala, F. Góczán, 1964).

Wiek formacji chrzanowskiej (fm)

Utwory formacji chrzanowskiej cechują się ubóstwem szczątków organicznych. W żadnym z badanych przez autora profiliów zawierających osady tej formacji nie stwierdzono szczątków fauny.

W nielicznych opracowaniach spotyka się jednak wzmianki na temat występowania szczątków fauny w osadach, które jak wynika z ich wykształcenia i pozycji w profilu wiązać można z formacją chrzanowską. J. Małecki (1962) stwierdził w profilu z okolic Trzebini występowanie liścionogów *Estheria ovata* (Lea), *E. minuta* (Goldf.), *E. minuta* var. *brodieana* Jon., *E. elliptica* Dunk., *E. elliptica* var. *subquadrata* Jon., *E. murchinsoniae* Jon., *Estheriellites eliptoideus* Bock, *Howellites columbianus* Bock oraz małżoraczki. Autor ten określił utwory zawierające wymienione szczątki fauny, jako szarozielonawe iły z gniazdami gipsów, występujące pod czerwonymi i zielonymi glinami kajpru. Lokalizacja i wykształcenie tych osadów wskazują, iż są to osady formacji chrzanowskiej.

W osadach z okolic Siewierza, wykształconych w postaci dolomitów wapnistych z wkładkami mułowców glaukonitowych i margli, S. Śliwiński (1964) stwierdził *Estheria elliptica* Jon., *E. murchinsoniae* Jon., *E. concentrica* Jon. i *E. minuta* Alex. Wymienione utwory S. Śliwiński zaliczył do kajpru dolnego. Litologia tych osadów wykazuje wyraźne analogie do wykształcenia osadów formacji chrzanowskiej.

W wyniku przeprowadzonych badań palinologicznych, T. Orłowska-Zwolińska (1974) określiła wiek omawianych osadów jako kajper gipsowy dolny z dolomitem granicznym.

Wiek formacji bolesławskiej (fm)

Ogniwo niższe formacji bolesławskiej odznacza się bogactwem szczątków organicznych. Licznie występują małżoraczki, szczątki ryb (zęby, łuski), ramienice oraz mikrospory. Niekiedy obserwuje się liścionogi: *Palaeoestheria minuta* (v. Ziethen), *P. laxitexta* (Jones) — por. W. Bilan (1975b), a także małże, ślimaki, megaspory oraz detrytus flory.

W iłowcach i mułowcach niższego ogniwa formacji bolesławskiej stwierdzono występowanie: *Karnocythere germanica* Wienh. et. Koz., *Lutkevichinella brotzenorum* (Sohn), *Darwinula* cf. *liassica* (Brod.), *D.?* *wandae* Styk; rzadziej obserwuje się gatunki: *Limnocythere triassica* Koz., *Darwinula* cf. *adducta* Lub., *D.?* sp. i *Paracypris?* sp.

W osadach omawianego ogniwa (głównie w iłowcach brunatnych i wiśniowoczerwonych oraz fioletowych) licznie występują ramienice. Na szczególną uwagę zasługuje zespół, w skład którego wchodzi gatunki nie stwierdzone w innych formacjach. Do zespołu tego należą: *Stenochara pseudoovata* Said., *Stn. saratoviensis* Kis., *Stellatochara kozuri* Bil. i *S. piriformis* Koz. et Reinh. Zasięg pionowy występowania tych form jest ograniczony; są one związane przede wszystkim z wyższą częścią profilu iłowców z Błędowa (rza-

dziej pojawiają się w wyższym ogniwie formacji bolesławskiej). Cytowanemu zespołowi ramienic towarzyszą niekiedy małżoraczki z rodzaju *Darwinula*, rzadziej *Karnocythere germanica*.

Znacznie liczniej i w znacznie szerszym zasięgu pionowym występują ramienice: *Stellatochara schneiderae* Said., *Stenochara maedleri* (H. af R.) i *Stn. donetziana* Said.; nieco rzadziej stwierdza się obecność: *Stellatochara hoellvicensis* H. af R., *S. dnjeprovi-formis* Said. i *Porochara urusovi* Said., a sporadycznie *Stellatochara germanica* Koz. et Reinh. oraz *Porochara abjecta* Said.

Przedstawiony skład szczytków organicznych pozwala na sprecyzowanie wieku ilowców z Błędowa jako środkową część górnego kajpru i umożliwia paralelizację tego ogniwa z niższą częścią piaskowca trzciniowego. Zasadnicze znaczenie dla takiego określenia ma występowanie w omawianych utworach, znanej z dolnego karniku Izraela i piaskowca trzciniowego, formy *Lutkevichinella* (*Simeonella*) *brotzenorum* (Sohn) oraz *Karnocythere germanica* Wienh. et Koz. i *Limnocythere triassica* Koz., opisanych z niższego piaskowca trzciniowego. Wiek niższego ogniwa formacji bolesławskiej tak określony, potwierdzają wyniki badań palinologicznych (T. Orłowska-Zwolińska, 1974). W wyniku badań megasporowych, T. Marcinkiewicz (1974) określiła wiek omawianych osadów jako piaskowiec trzciniowy (być może niższa jego część).

Z niższym ogniwem formacji bolesławskiej wiązać należy jak się wydaje, osady opisane przez B. Śliwińskiego (1964) z okolic Siewierza jako mułowce ciemnoszare i czarne z wkładkami wapieni, zaliczone przez tego autora do kajpru dolnego. S. Śliwiński sygnalizował występowanie w tych utworach: *Equisetites arenaceus* Heer., *Cytherella ovoidea* Alex., *C. benniei* Jon., *Candona globosa* Jon. oraz *Unio*. W. Grodzicka-Szymanko i T. Orłowska-Zwolińska (1972) zwróciły uwagę, iż cytowane przez S. Śliwińskiego małżoraczki nie świadczą o dolnokajprowym wieku omawianych osadów, znane są natomiast jako gatunki charakterystyczne dla osadów innego wieku: *Cytherella benniei* — dla karbonu, *Candona globosa* — dla retyku oraz *Cytherella ovoidea* — dla górnej kredy.

Ogniwo wyższe formacji bolesławskiej zawiera liczne girogonity ramienic oraz stosunkowo nieliczne małżoraczki. W ilowcach i mułowcach pstrych tego ogniwa licznie występują: *Stellatochara hoellvicensis* H. af R., *S. dnjeproviiformis* Said., *S. schneiderae* Said., *Stenochara maedleri* (H. af R.), *Stn. donetziana* Said. Rzadziej pojawiają się gatunki: *Stellatochara subsphaerica* Koz. et Reinh., *Stn. elongata* Said., *Porochara urusovi* Said. i *P. ukrainica* Said. Sporadycznie spotyka się nieliczne okazy: *Stellatochara maedleri* H. af R., *S. donbassica* (Dem.), *S. gracilis* (Said.), *S. lipatovae* (Said.), *S. germanica* Koz. et Reinh., *Stenochara* cf. *pseudoglypta* (H. af R.), *Porochara triassica* (Said.), *P. belorussica* Said., *P. concisa* Said. i *Vladimiriella* sp. W nielicznych próbkach stwierdzono występowanie: *Stenochara pseudoovata* Said., *Stn. saratoviensis* Kis. i *S. kozuri* Bil. (zespół ze *Stenochara pseudoovata*).

Iłowce z Kluczy zawierają małżoraczki: *Darwinula* cf. *liassica* (Brod.), *D. ? wandae* Styk, *D. ?* sp. Stosunkowo rzadko (w części niższej profilu omawianego ogniwa) obserwuje się występowanie *Lutkevichinella* (*Simeonella*) *brotzenorum* (Sohn). Występowanie tego gatunku umożliwia określenie wieku wyższego ogniwa formacji bolesławskiej jako (przynajmniej częściowo) piaskowiec trzciniowy. Fakt stwierdzenia *Lutkevichinella brotzenorum* jedynie w niższej części omawianego ogniwa pozwala przypuszczać, iż część wyższa ilowców z Kluczy może stanowić wyraźnie zredukowany odpowiednik górnego kajpru gipsowego.

Wiek formacji grabowskiej (fm)

Osady formacji grabowskiej zawierają liczne ramienice i małżoraczki, sporadycznie spotyka się otwornice. W utworach tych stwierdzono obecność retyckiego zespołu sporowopyłkowego (T. Orłowska-Zwolińska, 1974).

W obrębie osadów tej formacji zwraca uwagę obecność form występujących na wtórnym złożu. W próbkach zawierających te formy, widoczne jest zróżnicowanie w stanie zachowania okazów.

W próbkach wykazujących jednolity stan zachowania mikroskamieniałości stwierdzono liczne egzemplarze: *Stellatochara hoellvicensis* H. af R., *S. dnjeproviiformis* Said., *S. schneiderae* Said., *S. gracilis* (Said.), *Stenochara maedleri* (H. af R.), *Stn. donetziana* Said., *Auerbachichara starozhilovae* Kis. i *A. rhaetica* Bil. W mniejszej ilości obserwuje się: *Stellatochara subsphaerica* Koz. et Reinh., *Stenochara elongata* Said., *Porochara urusovi* Said., *P. ukrainica* Said., *Auerbachichara cf. kisielevskiyi* Said., *A. cf. collacerata* Said. Sporadycznie spotyka się gatunki: *Stellatochara maedleri* H. af R., *S. donbassica* (Dem.), *S. lipatovae* (Said.), *S. germanica* Koz. et Reinh., *Stenochara ovata* Said., *Stn. cf. schaikini* Said., *Porochara brotzeni* (H. af R.), *P. triassica* (Said.), *P. belorussica* Said., *P. concisa* Said. i *Auerbachichara polonica* Bil.

W osadach formacji grabowskiej licznie występują małżoraczki: *Clinocypris? silesia* Styk i *Darwinula cf. liassica* (Brod.). Nieco rzadziej spotyka się *D.? wandae* Styk i *D.? sp.* W nielicznych próbkach obserwuje się formy: *D. cf. adducta* Lub., a sporadycznie *Bairdia? sp.* i *Paracypris? sp.*

Na uwagę zasługują licznie występujące w osadach formacji grabowskiej ramienice z rodzaju *Auerbachichara*, nieznanne z osadów kajpru wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zespół z *Auerbachichara* uważać można za charakterystyczny dla retyku (a być może tylko dla formacji grabowskiej), opisywanego obszaru. Za charakterystyczny dla retyku uważać można także gatunek *Clinocypris? silesia* Styk.

Wiek wyższego zespołu osadów retyku

W obrębie wyższego zespołu osadów retyku stwierdzono występowanie nielicznych szczątków organicznych. W utworach tych występują w niewielkiej ilości źle zachowane małżoraczki oraz ramienice: *Stellatochara* sp., *Stenochara* sp. i *Porochara* sp. W nielicznych próbkach spotyka się nieliczne, słabo zachowane skorupki otwornic. W zlepionych zlokalizowanych w niższej części profilu opisywanego zespołu osadów licznie występują zwęglone szczątki roślin, a niekiedy także małże i fragmenty kostne kręgowców.

W osadach retyku (duży cyklotem R_I i niższa część dużego cyklotemu R_{II}), północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, W. Grodzicka-Szymanko i T. Orłowska-Zwolińska (1972) stwierdziły występowanie formy – *Unionites posterus* (Deff. et Fras). Występowanie tego gatunku precyzuje wiek wspomnianych utworów jako poziom *Unionites posterus s.l.* (retyk dolny – J. Kopik, 1967). Osady wyższej części dużego cyklotemu R_{II} , W. Grodzicka-Szymanko i T. Orłowska-Zwolińska paralelizowały z poziomem *Rhaeticavicula contorta* (retyk górny – J. Kopik, 1967). W osadach dużego cyklotemu R_{II} autorki stwierdziły występowanie retyckiego zespołu sporowo-pyłkowego. Na podstawie badań sporowo-pyłkowych, wiek wyższego zespołu osadów retyku określa się (T. Orłowska-Zwolińska, 1974) jako retyk, w zasięgu warstw jarkowskich i zbąszyneckich.

Charakterystyka osadów górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Podłoże osadów kajpru

O istnieniu erozji na przelomie triasu środkowego i górnego na obszarze śląsko-krakowskim świadczą wyniki badań m.in. C. Kuźniara (1928), P. Assmanna (1944), S. Siedleckiego (1952), C. Pastwy-Leszczyńskiej (1962), P. Assmann (1944) i S. Siedlecki (1952) wysuwali przypuszczenie o występowaniu niezgodności między osadami kajpru i wapienia muszlowego. J. Znosko (1955) uważał, iż obszar krakowsko-wieluński u schyłku wapienia muszlowego został poddany ruchom wynurzającym, o istnieniu których, świadczyć mogą niezgodności kątowe między osadami triasu środkowego i górnego.

W okolicach Olkusza i na obszarze Pustyni Błędowskiej osady kajpru leżą na rozmytej powierzchni wapienia muszlowego (S. Połtowicz, 1961) i kontaktują z dolomitami diploporowymi bądź kruszczośnymi, a w nielicznych otworach wiertniczych z osadami górnego wapienia muszlowego (warstwami tarnowickimi lub boruszowickimi). S. Śliwiński (1969) zwrócił uwagę na występowanie dwu typów następstwa na pograniczu środkowego i górnego triasu na obszarze śląsko-krakowskim. Autor ten stwierdził, iż najczęstszą sekwencją profilową jest występowanie pstrych osadów kajpru na dolomicie diploporowym; rzadziej obserwuje się ilowęgłowe, szare osady kajpru w ciągłości na warstwach boruszowickich. Istnienie luki stratygraficznej na pograniczu wapienia muszlowego i kajpru uzasadnił S. Śliwiński istnieniem zjawisk epejrogenicznych. Przypuszczał on, że ruchy tektoniczne, które zaznaczyły się na obszarze śląsko-krakowskim u schyłku środkowego triasu, wiązać można z udokumentowaną przez A. Tokarskiego (1965), na podstawie materiałów z otworów wiertniczych w rejonie Mielca, fazą labińską.

Występowanie osadów górnego kajpru na różnych ogniwach wapienia muszlowego, stwierdził w otworach wiertniczych z okolic Olkusza W. Bilan (1972a). Niezgodne położenie osadów górnego triasu na różnych ogniwach wapienia muszlowego, a w sporadycznych przypadkach na utworach paleozoicznych w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zaobserwowały W. Grodzicka-Szymanko i T. Orłowska-Zwolińska (1972).

Luka stratygraficzna na pograniczu środkowego i górnego triasu ma charakter regionalny. O oddźwięku fazy starokimeryjskiej na obszarze przedgórze Karpat świadczą wyniki badań A. Tokarskiego (1962, 1965), Z. Obuchowicza (1963) i W. Moryca (1971). Niektórzy autorzy (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; E. Głowacki, H. Senkowiczowa, 1969) przyjmowali istnienie ciągłości sedymentacyjnej między wapieniem muszlowym a kajprem, zgadzali się jednak (E. Głowacki, H. Senkowiczowa, 1969) z poglądem o istnieniu na tym obszarze ruchów tektonicznych, które A. Tokarski (1965) wiązał z ruchami zaobserwowanymi w Tatrach przez A. Kotańskiego (1961).

O istnieniu ruchów wznoszących na pograniczu wapienia muszlowego i kajpru we wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pisał J. Samsonowicz (1929), jednak identyfikacja osadów leżących na zerodowanej powierzchni wapienia muszlowego jako kajper, budzi w pewnych przypadkach wątpliwości. H. Senkowiczowa (1957) stwierdziła przejawy erozji między wapieniem muszlowym a kajprem północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Na pozostałym obszarze Gór Świętokrzyskich przedkajprowa erozja przejawiała się w niewielkim stopniu, bądź też nie zaznaczyła się wcale (H. Senkowiczowa, 1957). W południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przyjmuje się ciągłość

sedymencie na pograniczu wapienia muszlowego i kajpru (H. Senkowiczowa, 1970; J. Trammer, 1974). Istnieją poglądy (J. Trammer, 1972, 1974; J. Głazek *et al.* 1973; K. Zawidzka, 1974), iż granica między wapieniem muszlowym a kajprem jest heterochroniczna; w polskiej części basenu środkowoeuropejskiego nastąpiło wcześniejsze zastąpienie utworów węglanowych wapienia muszlowego przez osady o wykształceniu „kajprowym”.

Ruchy tektoniczne na przełomie wapienia muszlowego i kajpru zostały rozpoznane i udokumentowane w obszarze Niżu Polskiego (J. Sokołowski, 1966; J. Znosko, 1969; S. Marek, J. Znosko, 1972a, b).

W rejonie Chrzanowa iłowcowo-dolomityczny zespół osadów formacji chrzanowskiej, w większości profilów leży na osadach określanych jako odpowiednik facji lettenkohle (K. Bogacz, 1975), wykształconych w postaci iłów pstrych z wkładkami piaskowców seledynowych i różowych (por. Miedary beds – S. Kotlicki, A. Kubicz, 1974). W rejonie tym nie stwierdza się wyraźniejszych oznak erozji przedkajprowej. Granicę między pstrymi osadami ilasto-piaszczystymi a formacją chrzanowską wyznacza zmiana charakteru sedymencji z detrytycznej na chemiczną. W większości profilów w spągu formacji chrzanowskiej występują brekcje (lub zlepieńce) dolomityczne lub wapienne. Niekiedy utwory formacji chrzanowskiej leżą wprost na dolomitach warstw boruszowickich, wykazujących tekstury porowate, kawerniste („komórkowe”). Tekstury tego typu, znane z licznych odsłoneń wapienia muszlowego uważa się za efekt dedolomityzacji (S. Śliwiński, 1969). Proces dedolomityzacji polegający na zastępowaniu w dolomicie jonów magnezu przez jony wapnia (prowadzący do powstania wtórnego kalcytu po dolomicie i rozpuszczalnych soli magnezu według A. Katz, 1968 – *vide* S. Śliwiński, 1969) zachodzi wyłącznie w strefie przypowierzchniowej (K. de Groot, 1967).

Na pozostałym obszarze (a lokalnie w rejonie Chrzanowa – kontakt dyslokacyjny?) osady formacji chrzanowskiej leżą na marglistych dolomitach warstw tarnowickich.

W okolicach Błędowa, Kluczy, Niegowonic, Siewierza i Zawiercia, na różnych ogniwach wapienia muszlowego leżą osady niższego ogniwa formacji bolesławskiej – iłowce z Błędowa. Podłoże tych osadów stanowi najczęściej dolomit diploporowy. W większości przypadków dolomity środkowego wapienia muszlowego zostały dotknięte erozją związaną z ruchami wznoszącymi na pograniczu środkowego i górnego triasu. Niekiedy osady te wykazują miąższość zaledwie kilku metrów; w wielu przypadkach osady formacji bolesławskiej leżą na dolomitach poziomu onkolitowego, korelacyjnego horyzontu w obrębie środkowego wapienia muszlowego (S.W. Alexandrowicz, 1971; W. Bilan, J. Golonka, 1972). W licznych profilach iłowce z Błędowa leżą na dolomitach warstw tarnowickich (lokalnie w okolicach Niegowonic na warstwach tarnowickich leżą osady formacji chrzanowskiej). Stosunkowo rzadko w spągu niższego ogniwa formacji bolesławskiej występuje dolomit kruszczośny.

Osady formacji bolesławskiej w niektórych przypadkach zawierają w części spągowej lub w niewielkiej odległości nad spągami zlepieńce (lub okruchy) skał węglanowych. W nielicznych profilach stwierdzono na zerodowanej powierzchni wapienia muszlowego występowanie iłów szarych, miękkich, plastycznych, bezwapniastych. Utwory te mogą stanowić regolit wapienia muszlowego.

Formacja chrzanowska (fm)

Profil

Obecność osadów tej formacji stwierdzono w rejonie Chrzanowa, w okolicach Bolesławia i Niegowonic. Do formacji chrzanowskiej należą przypuszczalnie także utwory opisane przez S. Śliwińskiego (1964) z okolic Siewierza (Kuźnica Sulikowska, Trzebiestawice,

Gołuchowice) jako dolomity wapniste z wkładkami mułowców glaukonitowych i margli ze skorupkami liścionogów. Podobne osady znane są również z okolic bezpośrednio sąsiadujących z obszarem badań (Woźniki, Koziegłowy) i wykształcone w postaci szarobieżowych dolomitów ilastych oraz ilowców dolomitycznych (rzadziej wapnistych) ciemnoszarych, z wkładkami piaskowców (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972).

Najpełniejsze profile formacji chrzanowskiej znane są z rejonu Chrzanowa. W pobliżu miejscowości Ciężkowice, stwierdzono następujący profil omawianej formacji (fig. 4):

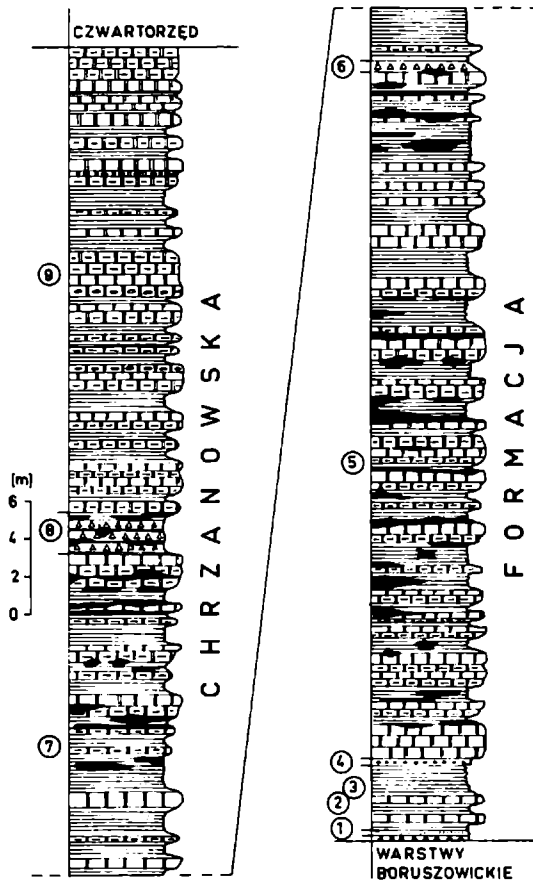


Fig. 4. Profil formacji chrzanowskiej (otwór wiertniczy nr 75 = N-215)

Objaśnienia w tekście

1. Brekcja dolomityczna, kremoszara, złożona z ostrokrawędzistych fragmentów dolomitów marglistych, wielkości 0,5–5 cm, tkwiących w spoiwie dolomitycznym. Skala jest porowata, kawernista. Miąższość 0,15 m.

2. Piaskowiec gruboziarnisty, zlepiercowaty, seledynowy z czerwonymi nieregularnymi smugami; kruchy o spoiwie ilasto-dolomitycznym. Składnikiem dominującym w składzie ziarnowym jest kwarc; liczne są także okruchy skal węglanowych. Miąższość 0,15 m.

3. Iłowce szare, miejscami łupkowe z wkładkami dolomitów szarych i kremoszarych o miąższości od kilku do około 40 cm. Miąższość 3,45 m.

4. Zlepieniec dolomityczny, szary, złożony z dyskoidalnych otoczków dolomitów długości 0,2–3 cm, tkwiących w spoiwie dolomitycznym, krystalicznym. Otoczki ułożone są zgodnie z uwarstwieniem. Miąższość 0,15 m.

5. Ilolupki szare, miejscami seledynowe z przewarstwieniami mułowców i margli dolomitycznych oraz dolomitów szarych. W obrębie opisywanego odcinka profilu licznie występują przerosty gipsu włóknistego, różowego, tworzące od kilku do kilkudziesięciocentymetrowej grubości wkładki przebiegające często niezgodnie z uławiczeniem. W wyższej części omawianego interwału obserwuje się przelawienia ilowców o pstrym zabarwieniu. Miąższość 36,25 m.

6. Brekcja dolomityczna, złożona z ostrokrawędzistych okruczków dolomitów kremowych, tkwiących w spoiwie ilasto-dolomitycznym, szaroseledynowym. Wielkość okruczków waha się 0,5–5 cm. Miąższość 0,30 cm.

7. Iłowce szare i seledynowe z wkładkami mułowców i margli dolomitycznych oraz dolomitów, miąższości od kilku do 80 cm. W wyższej części tego odcinka profilu występują wkładki ilowców czerwonych, miąższości 10–40 cm, zawierające nieliczny, drobny detrytus zwęglonej flory. Miąższość 19,90 m.

8. Iłowce szare z wkładkami brekcji (grubości do 10 cm) złożonych z okruczków dolomitów o wielkości 0,5–3 cm, tkwiących w ilowcu czarnym. Licznie pojawiają się nieregularne przerosty gipsu włóknistego, różowego lub białego. Gips występuje w formie wkładek (o grubości kilku cm) lub nieregularnych skupień ułożonych niezgodnie z uławiczeniem. Rzadziej obserwuje się gips występujący w postaci gniazd o średnicy nie przekraczającej 10 cm. Miąższość 2,00 m.

9. Łupki ilaste, szare z wkładkami mułowców i margli dolomitycznych oraz dolomitów szarych i kremowych, miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. W najniższej części występują wkładki gipsu włóknistego, rzadziej średniokrystalicznego, tworzące nieregularne przerosty i skupienia (gips włóknisty) lub też ułożone zgodnie z uwarstwieniem (gips średniokrystaliczny, miejscami włóknisty). Miąższość 24,90 m.

W okolicach Balina i Ciężkowic miąższość opisywanej formacji waha się od 60–80 m, niekiedy dochodzi do 90 m. W okolicach Bolesławia i Olkusza miąższość tych osadów maleje do kilkunastu metrów, miejscami jedynie (strefa depresyjna Krzykawa – Bolesław – Olkusz) przekracza 30 m. Wyraźnie zredukowane profile opisywanego zespołu osadów (o miąższości nie przekraczającej 10 m) stwierdzono w pobliżu Niegowonic. Na obszarze położonym na północny zachód od obszaru badań (Woźniki, Koziegłowy) miąższość utworów, które paralelizować można z formacją chrzanowską, nie przekracza 10 m.

Zmienność facjalna w obrębie opisywanej formacji jest nieznaczna i przejawia się przede wszystkim w lokalnym występowaniu przerostów gipsu i wkładek psefitowych.

Granica dolna formacji chrzanowskiej jest wyraźna. W rejonie Chrzanowa wyznacza ją zmiana charakteru sedymentacji, z detrytycznej (kompleks ilasto-piaszczysty) na chemiczną. W innych obszarach występowania opisywanego zespołu osadów (obecność w podłożu warstw tarnowickich) granicę tą wyznacza powierzchnia niezgodności erozyjnej.

Zmienność litologiczna

W składzie litologicznym opisywanego kompleksu największą rolę odgrywają ilowce, mułowce, margle dolomityczne oraz dolomity. Stosunkowo rzadko występują przelawienia utworów dolomitycznych psefitowych; piaskowce pojawiają się w wyjątkowych przypadkach. Lokalnie (profile z okolic Balina i Ciężkowic) w kompleksie osadów opisywanej formacji elementem charakterystycznym są wkładki gipsu. Poza rejonem Chrzanowa utworów tych nie stwierdzono w obrębie formacji chrzanowskiej.

Mułowce stanowią istotny element litologiczny omawianego zespołu osadów w większości przypadków nie wykazują oddzielności łupkowej, są seledynowoszare, kremowoszare lub ciemnoszare. Głównym składnikiem detrytycznym tych utworów są ziarna kwarcu o wielkości wahającej się w granicach 0,05–0,1 mm; sporadycznie pojawia się większa ilość materiału o wielkości dochodzącej do 0,5 mm (mułowce piaszczyste); w niewielkiej ilości występują skalenie, w różnej ilości (na ogół sporadycznie) pojawia się drobny detrytus zwęglonej flory. Miejscami obserwuje się dość liczne, okrągławe fragmenty dolomitów mikrosparytowych, o wielkości 0,05–0,3 mm (niekiedy do 4 mm). Spoiwo (podstawowe) stanowi drobnokrystaliczny (wg skali C.K. Wentworth'a, 1922)

dolomit, niekiedy z dość znaczną domieszką substancji ilastej. Spoiwo często wykazuje cechy rekrytalizacji.

Mułowce mają miejscami delikatną laminację związaną z występowaniem naprzemianległych lamin (o grubości 1–3 mm) złożonych z elementów frakcji drobniejszej (średnica ziarn około 0,05 mm) i grubszej (średnica ziarn około 0,1 mm, czasem do 0,5 mm – laminy piaszczyste).

Wkładki piaszczyste (przewaga ziarn o średnicy powyżej 0,1 mm) odgrywają w opisywanej formacji niewielką rolę. W większości przypadków element psammitowy pojawia się w laminach (w obrębie mułowców), rzadziej natomiast obserwuje się przewarstwienia piaskowców drobnoziarnistych (w sporadycznych przypadkach gruboziarnistych), mułowcowych, kremowoszarych, złożonych z ziarn kwarcu (w mniejszej ilości skaleni) o średnicy 0,05–0,3 mm oraz okruchów lignitu. Dość licznie w tych przewarstwieńiach występują okrągławe fragmenty dolomitów mikrosparytowych, osiągające średnice do 5 mm. Rzadziej obserwuje się drobne skupienia pirytu. Utwory te mają spoiwo podstawowe, dolomityczne (drobnokrystaliczne, miejscami zrekrystalizowane) z domieszką substancji ilastej.

Ilowce odgrywające poważną rolę w składzie litologicznym formacji chrzanowskiej występują w postaci wkładek nie wykazujących uwarstwienia, bądź też wkładek ilowców łupkowych (lub wręcz łupków) o oddzielności łupkowej zaznaczającej się z różną wyrazistością. Ilowce te są szare, seledynowe, niekiedy ciemnoszare (niemal czarne); w rzadkich przypadkach wykazują zabarwienie ceglastoczerwone.

Dolomity tworzące liczne przewarstwienia (grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów) w opisywanym kompleksie osadów występują w kilku odmianach. Najczęściej obserwuje się dolomikryty oraz odmiany mikrosparytowe. W składzie nielicznych wkładek dolomitów pojawiają się elementy allochemiczne. Są to intraklasty mikrytowe o zarysach nieregularnych, postrzępionych, tkwiące w cementie mikrosparytowym. Rzadziej obserwuje się intraklasty owalne, nieco wydłużone. Dość często spotyka się także dolomity mikrytowe z laminami (grubość lamin 0,05–0,4 mm) złożonymi z mikrosparytu. W obrębie dolomitów mikrosparytowych widoczne są czasem laminy lub smużki mikrytu o grubości od 1 do kilku milimetrów.

Materiał terygeniczny występuje zwykle w ilości niewielkiej; obserwuje się jednak wkładki dolomitów, które określić można jako piaszczyste. Zawierają one dość liczne ziarna kwarcu, rzadziej skaleni o średnicy 0,01–0,1 mm; miejscami występuje drobny detrytus zwęglonej flory. Znaczny udział domieszki terygeniczej sugeruje według R.L. Folka (1959):

- podniesienie obszaru alimentacyjnego,
- zmniejszenie aktywności chemicznej wód zbiornika sedymentacyjnego,
- określoną prędkość prądu, powodującą przewagę materiału terygenicznego nad allochemicznym.

Wydaje się, iż w warunkach zbiornika formacji chrzanowskiej ważną rolę w kształtowaniu warunków sedymentacji odegrały procesy diastroficzne. W obrębie niewielkiego, przynajmniej okresowo izolowanego zbiornika nie mogły natomiast odegrać większej roli prądy. O niewielkim ich znaczeniu świadczy minimalny (w skali całej opisywanej formacji) udział allochemów i zdecydowana przewaga mikrytu (wraz z mikrosparytem) nad sparytem. Przyjmuje się, że dolomity submikrokrystaliczne (średnica ziarn < 4 μ m) o nieco kulistych ziarnach i subtelnej laminacji mogą odpowiadać pierwotnemu produktowi chemicznego strącania (L.L. Sloss, 1953; D.L. Graf, J.R. Goldsmith, 1956 – *vide* A. Kostecka, 1966). Dolomity formacji chrzanowskiej wykazują cechy charakterystyczne (wg G.I. Teodorowicza, 1950) dla dolomitów pierwotnych, pochodzenia chemicznego.

W nielicznych przypadkach w opisywanej formacji obserwuje się dolomity o typie dysmikrytów. Pochodzenie ich trudno określić i nie tłumaczy ich przekonująco żaden z sześciu wariantów genezy tych utworów, przytoczonych przez R.L. Folka (1959).

Określenie margle dolomityczne odnosi się w niniejszym opracowaniu do skał zawierających dość znaczną domieszkę substancji ilastej, wyróżnionych megaskopowo na podstawie cech strukturalnych oraz przewagi składnika marglistego (dolomit + substancja ilasta) nad kwarcem terygenicznym. Określenie takie nie poparte szczegółowymi badaniami petrograficznymi, podobnie jak użyte terminy mułowiec i ilowiec, jest określeniem prowizorycznym. Należy stwierdzić, że wspólną cechą wszystkich tych odmian litologicznych jest dość znaczna zawartość węglanów. Zastosowane określenia: mułowiec, ilowiec, margiel dolomityczny, dolomit – oznaczają gamę typów litologicznych, zbliżonych składem mineralnym (przypuszczalnie bardziej niż wskazują na to użyte określenia). W związku z tym, iż wprowadzone określenia opierają się o obserwacje megaskopowe, użyty termin mułowiec, obejmuje jak się wydaje szerszy zakres typów litologicznych, jak np. mułowce dolomityczne, mułowce ilasto-dolomityczne, a być może także dolomity mułowcowe i ilasto-mułowcowe (wg klasyfikacji N.W. Kirsanova i J.W. Siemientowskiego, 1955). Podobne zastrzeżenia odnoszą się także do użytych terminów ilowiec i margiel dolomityczny.

Występowanie w kompleksie ilowcowo-mułowcowo-dolomitycznym wkładek utworów psefitowych, sygnalizuje krótkotrwałe zmiany warunków sedymentacji. Brekcje pojawiają się w części spągowej profilu formacji chrzanowskiej, rzadziej obserwuje się przewarstwienia tych utworów w innych częściach profilu. Skały te złożone są z ostrokrawędzistych (materiał obtoczony pojawia się zwykle w niewielkiej ilości) fragmentów dolomitów mikrytowych oraz mikrosparytowych; rzadziej pojawiają się okruchy sparytowe o wielkości kryształów około 0,04 mm. Wielkość okruchów waha się 0,5–5 mm, niekiedy dochodzi do 4 cm. Nieliczne fragmenty mające otoczki sparytowe, przypominają ooidy powierzchniowe. W dość znacznej ilości pojawia się kwarc (w postaci ziarn o wielkości 0,02–0,3 mm) wykazujący ściemnianie proste lub faliste.

Cement w większości przypadków jest mikrytowy lub mikrosparytowy; dość często widoczne są kryształy o wielkości 0,04 mm i większe (rekrystalizacja?). Nieco rzadziej spotyka się spoiwo ilaste.

W profilach formacji chrzanowskiej występują także dolorudyty o charakterze zlepieńców srodkformacyjnych, złożone z okrągławych fragmentów mikrytowych (o wielkości w granicach 0,5–2 cm), ułożonych na ogół zgodnie z uwarstwieniem. Są to przypuszczalnie fragmenty allochemiczne (pochodzenie materiału okruchowego brekcji ze względu na jego różnorodność oraz częściową rekrystalizację jest trudne do określenia). Utwory te wykazują znacznie wyższy stopień wysortowania niż brekcje.

W niektórych profilach, w stropowej części formacji chrzanowskiej obserwuje się utwory, w których zaznaczyły się przypuszczalnie procesy dedolomityzacji. Przejawy tych zjawisk stwierdzono w obrębie utworów, które pierwotnie stanowić mogły dolointramikryt względnie zlepieniec dolomityczny (zatarta pierwotna struktura), którego materiał detrytyczny stanowiły fragmenty margliste, nie objęte późniejszą dolomityzacją. Charakter spoiwa (kalcytowe, grubo- i nierównokrystaliczne, porowate) sugeruje, iż jest to utwór o charakterze wtórnym.

Na uwagę zasługują pojawiające się licznie w niektórych profilach formacji chrzanowskiej przerosty gipsu włóknistego (rzadziej średniokrystalicznego), białego lub różowego. Gips występuje w formie wkładek (o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, czasem do około 1 m) oraz nieregularnych skupień (gniazd) o średnicy do kilkunastu centymetrów. Wkładki gipsowe w większości przypadków są zgodne z uwarstwieniem, zawierają niekiedy cienkie smugi i laminy ilowców lub margli dolomitycznych. Rzadziej spotyka się przerosty gipsowe przebiegające niezgodnie z uwarstwieniem, przecinające skośnie utwory opisywanej formacji (miejscami przerosty te przecinają wkładki gipsowe ułożone zgodnie z uwarstwieniem).

W opisanych wkładkach przeważają kryształy gipsu o pokroju włóknistym. Włókna w większości przypadków wykazują deformację (wygięcie) przejawiającą się w różnej orien-

tacji przestrzennej poszczególnych pakietów kryształów. W miejscach gdzie pojawiają się naprzemianległe warstewki (o grubości od kilku milimetrów do 1 cm) marglu dolomitycznego i gipsu, obserwuje się niekiedy gips średniokrystaliczny. Laminy margliste są miejscami popękane, a spękania wypełnione są gipsem. W obrębie wkładek gipsowych obserwuje się niekiedy cienkie, delikatne smużki ilaste o nierównym przebiegu. Obecność ich związana jest, jak się wydaje, z rekrytalizacją gipsu. Różnorodność wykształcenia wkładek gipsowych wskazuje, iż obok przewarstwień o charakterze pierwotnym, występują także przerosty gipsowe wtórne.

Cykliczność sedymentacji

W profilach formacji chrzanowskiej zwraca uwagę zjawisko powtarzalności pewnych zespołów elementów litologicznych. W składzie opisywanego zespołu osadów zasadniczą rolę odgrywają iłowce, mułowce, margle dolomityczne i dolomity, a w niektórych profilach także gipsy oraz utwory dolomityczne psefitowe. W analizie cykliczności sedymentacji pominięto gipsy, gdyż odróżnienie przerostów gipsowych o charakterze wtórnym od wkładek gipsowych pierwotnych w wielu przypadkach budziło wątpliwości.

Terminem cykl w niniejszym opracowaniu (por. Z. Dembowski, R. Unrug, 1970) określono zespół elementów litologicznych, występujących w określonej kolejności, w określonym punkcie obserwacyjnym (otwór wiertniczy). Jako zasadnicze składniki potraktowano: iłowce i mułowce z wkładkami piaszczystymi (A) – łącznie, ze względu na fakt, iż zmienność strukturalna: pelit – aleuryt – psammit, ma często charakter ciągły, trudny do uchwycenia w przypadku wkładek niewielkiej miąższości; margle dolomityczne (B) i dolomity (C). Nastęstwo ABC tworzy jak się wydaje cykl idealny. W związku z występowaniem nielicznych wkładek brekcji dolomitycznych, rozpatrywano cykle jako jednostki złożone (*composite sequence* – P. Mc L.D. Duff, E.K. Walton, 1962) – XABC.

Analizując 200 cykli formacji chrzanowskiej stwierdzono, że cyklem modalnym jest cykl AB, często obserwuje się także cykle typu: AC i ABC. Cykle o innej postaci pojawiają się znacznie rzadziej (por. fig. 5).

W profilu z okolic Ciężkowic (fig. 4) występują trzy wkłady brekcji dolomitycznych, których obecność umożliwia wyróżnienie trzech cykli drugiego rzędu (sensu V.S. Jablovkov *et al.*, 1961). Nastęstwo tego typu stwierdzono w nielicznych profilach tej formacji.

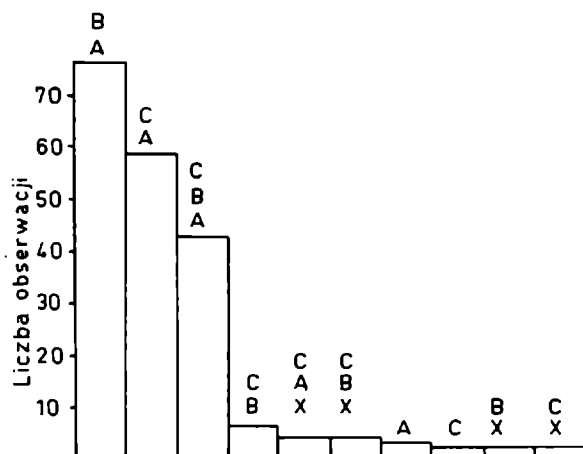


Fig. 5. Częstość występowania różnych typów cykli formacji chrzanowskiej

Warunki sedymentacji formacji chrzanowskiej

Usytuowanie przestrzenne utworów formacji chrzanowskiej, a przede wszystkim ograniczony zasięg poziomy, skłania do traktowania utworów tej formacji jako osadów powstałych w warunkach niewielkiego, przynajmniej okresowo izolowanego zbiornika. Obserwowana w tej formacji rytmika sedymentacji i skład litologiczny cykli wskazuje na dominację sedymentacji chemicznej (ewaporacyjnej) nad detrytyczną oraz na stosunkowo niewielką skalę zmian warunków sedymentacji. Spokojna sedymentacja aleurutowo-pelitowo-mikrytowa ulegała okresowym zakłóceniom. Pojawiające się przeławienia brekcji dolomitowych (a być może także zlepieńców dolomitowych, dolorudyków i intramikrytów) są świadectwem istnienia epizodycznych zakłóceń o różnej skali intensywności. Intramikryty mogły powstać w warunkach intensywniejszego falowania, natomiast brekcje dolomitowe związane mogą być ze zmianami, które odegrały znacznie większą rolę w rozwoju zbiornika formacji chrzanowskiej (diastrofizm?). Opisywana formacja może być określona jako cyklotem, powstały w wyniku procesów diastroficznych, których efektem było wydziwnięcie pewnych stref obszaru śląsko-krakowskiego na przełomie środkowego i górnego triasu (faza labińska).

W wyniku ruchów pionowych na przełomie środkowego i górnego triasu na obszarze śląsko-krakowskim ukształtowały się struktury elewacyjne, z którymi związane są przerwy w sedymentacji i zjawiska erozji. S. Śliwiński (1969) jako ważniejsze strefy antyklinalne (powstałe w wyniku tych ruchów) wyróżnił elewację zlokalizowaną na północny wschód od Zawiercia i Ogrodzieńca oraz elewację Siersza – Tarnowskie Góry (strefa krzeszowicko-dąbrowsko-tarnowska według J. Lewińskiego, 1914). Na badanym obszarze ruchy pionowe zaznaczyły się przepuszczalnie już po osadzeniu warstw boruszowickich, a ich przesilenie nastąpiło przed rozpoczęciem sedymentacji formacji bolesławskiej. Charakter litologiczny warstw boruszowickich, kompleksu ilasto-piaszczystego (odpowiednik facji Lettenkohle – K. Bogacz, 1975; Miedary beds – S. Kotlicki, 1974b) oraz osadów formacji chrzanowskiej pozwala przypuszczać, iż główne nasilenie ruchów nastąpiło w czasie odpowiadającym okresowi sedymentacji kajpru dolnego, a mniej wyraźne ich przejawy wiążą się z sedymentacją warstw boruszowickich i formacji chrzanowskiej. Przemawia za tym ograniczona ilość w profilu tych jednostek utworów, które uważać można za powstałe w okresach zmożenia procesów diastrofizmu. Mogą im odpowiadać wkładki psefitowe nielicznie występujące w obrębie osadów wykazujących cechy facji spokojnych wód zbiorników lagunowych.

Formacja chrzanowska przedstawia charakterystyczny typ litologiczny (odpowiadający określeniu subformacji gipsowo-dolomitowej według klasyfikacji Ł.B. Ruchina, 1969) związany z okresami ogólnego podniesienia obszaru sedymentacji i powstania izolowanych od morza basenów lagunowych.

Niewyjaśniony problem stanowi brak wyraźnego oddźwięku w osadach formacji chrzanowskiej procesów erozji zachodzącej na wynurzonym lądzie. Ze względu na panujący w tym okresie reżim klimatu subtropikalnego, początkowo wilgotnego, a następnie suchego, można przypuszczać, iż istniały tam warunki do powstania osadów wietrzniowych typu terra rossa. Takie warunki panowały na wynurzonym, krasowym lądzie serii reglowej i wierchowej, na którym osadziły się utwory kajpru tatrzańskiego (M. Limanowski, 1903; C. Kuźniar, 1913; M. Turnau-Morawska, 1953). W osadach formacji chrzanowskiej powstałych na obszarze niezbyt odległym od zbiornika serii wierchowej i reglowej, zabarwienie pstre pojawia się wyjątkowo; przeprowadzone dotychczas badania nie dostarczyły danych pozwalających na określenie warunków wietrzenia na obszarach wypiętrzonych w wyniku fazy labińskiej.

Czas formowania się osadów formacji chrzanowskiej określa się na podstawie badań palinologicznych (T. Orłowska-Zwolińska, 1974) jako interwał czasowy odpowiadający

sedymencji utworów dolomitu granicznego i dolnego kajpru gipsowego. W efekcie ruchów pionowych na pograniczu wapienia muszlowego i kajpru, nastąpiło wydźwignięcie obszaru wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz zaznaczyły się przejawy erozji. Osady formacji chrzanowskiej leżą bądź na warstwach tarnowickich, bądź na utworach ilasto-piaszczystych występujących w stropie warstw boruszowickich. W wyniku rozszerzenia zbiornika dolnokajprowego, odpowiadającego przypuszczalnie okresowi sedymencji w warunkach jednolitego zbiornika środkowoeuropejskiego utworów dolomitu granicznego, zostały zalane depresje morfologiczne na terenie wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Podczas gdy w obrębie obniżenia odbywała się sedymencja osadów formacji chrzanowskiej, na obszarach wynurzonych w dalszym ciągu trwały procesy penepłenizacji.

W związku ze zmianą klimatu wilgotnego na suchy (na przełomie dolnego i górnego kajpru) nastąpiło zmniejszanie się basenu, a w reliktowych zbiornikach usytuowanych na obszarach depresyjnych, trwała w dalszym ciągu sedymencja ilowcowo-mulowcowo-dolomityczna. W tym czasie w centralnej części zbiornika środkowoeuropejskiego osadzały się utwory dolnego kajpru gipsowego.

Formacja bolesławska (fm)

Profil

Obecność osadów formacji bolesławskiej stwierdzono w większości profilów wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Najpełniejsze profile opisywanego zespołu osadów zlokalizowane są w okolicach Bolesławia, Olkusza, Błędowa i Kluczy. W pobliżu Bolesławia stwierdzono następujący profil formacji bolesławskiej leżącej na utworach formacji chrzanowskiej (fig. 6):

1. Iły szare, miękkie, plastyczne, ku stropowi przechodzące w ilowce szarobrunatne i szare, piaszczyste. Miąższość 1,50 m.
2. Wapień krystaliczny, ciemnoszary ze słabo zachowanymi skorupkami małżoraczków. Miąższość 0,15 m.
3. Iłowce szare o niewyraźnej oddzielności łupkowej, piaszczyste. Miąższość 0,17 m.
4. Margiel szary, nieco dolomityczny z nieregularnymi smugami ilastymi. Miąższość 0,12 m.
5. Iły czarne, węgliste, w stropie piaszczyste. Miąższość 0,20 m.
6. Mulowce szaroseledynowe o niewyraźnej oddzielności łupkowej. Miąższość 0,50 m.
7. Iłowce łupkowe, szare, nieco piaszczyste. Miąższość 0,25 m.
8. Piaskowiec drobnoziarnisty, szary o skąnym spoiwie ilastym, porowaty, kruchy (w spągu jest to wręcz piasek) z niewyraźną laminacją. Miąższość 0,25 m.
9. Iłowce łupkowe, szare z wkładkami ilowców czarnych zawierających: *Lutkevichinella brotzenorum* i *Darwinula* cf. *liassica*, liczne szczątki ryb oraz odciski małżów i liścionogów. Miąższość 0,70 m.
10. Wapień marglisty, ziemistoszary, piaszczysty. Miąższość 0,20 m.
11. Iłowce czarne z wkładką ilowców jasnoszarych, łupkowe, z *Karnocythere germanica*, *Limnocythere triassica*, *Darwinula?* *wandae*, *D.* cf. *liassica*, *D.* cf. *adducta*, *D.*? sp. oraz ze szczątkami ryb. Miąższość 0,80 m.
12. Piaskowiec drobno-, nierównoziarnisty, kremowoszary z licznym muskowitem. Miąższość 0,15 m.
13. Mulowiec ciemnoszary, piaszczysty ze źle zachowanymi skorupkami małżoraczków. Miąższość 0,10 m.
14. Wapień krystaliczny, szary z żyłkami kalcytu i licznymi szczątkami ryb i małżoraczków; w wapieniu znajduje się cienka (grubości 2 cm) wkładka iltu czarnego. Miąższość 0,45 m.
15. Piaskowiec drobnoziarnisty, wiśniowo- i fioleto-woczerwony, kruchy o skąnym spoiwie ilastym z dużą ilością muskowitu. Miąższość 2,40 m.
16. Margle kremowe i różowe, plamiste z licznymi smugami ilastymi, miejscami piaszczyste. Miąższość 1,05 m.
17. Piaskowiec drobnoziarnisty, wiśniowoczerwony, kruchy, rozsypliwý o skąnym spoiwie ilastym z dużą ilością muskowitu. Miąższość 0,30 m.
18. Iłowce brunatnoczerwone, plamiste, wapniste z małżoraczkami *Darwinula* cf. *liassica*. Miąższość 0,70 m.
19. Iłowce łupkowe, ciemnoszare i czarne z licznymi małżoraczkami *Karnocythere germanica*, *Darwinula?* *wandae*, *D.* cf. *liassica*, ze szczątkami ryb i liścionogów. Miąższość 0,70 m.
20. Piaskowce drobno- i średnioziarniste, różowe i brunatnoczerwone, kuche, porowate o skąnym spoiwie

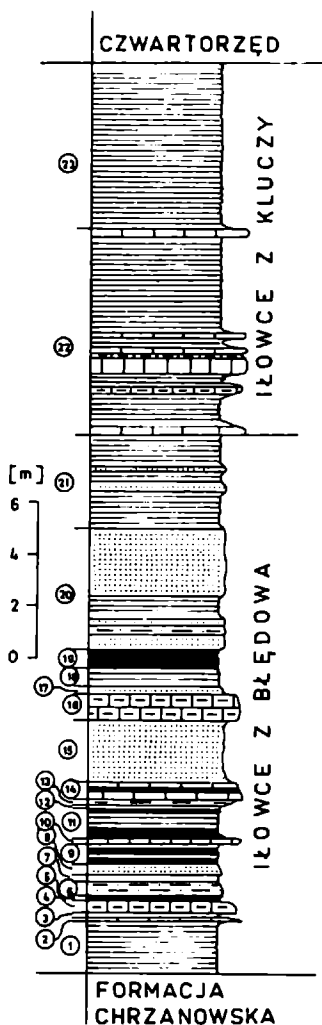


Fig. 6 Profil formacji bolesławskiej (otwór wiertniczy nr 70 = BPH-141)

Objaśnienia w tekście

zaznaczyły się na obszarze wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, na pograniczu kajpru i retyku.

Iłowce z Błędowa leżą na różnych ogniwach wapienia muszlowego, względnie na utworach formacji chrzanowskiej.

W odległości około 1 km na południe od Błędowa, na utworach środkowego wapienia muszlowego stwierdzono następujący profil niższego ogniwa formacji bolesławskiej (fig. 7):

1. Zlepieniec (ze znacznym udziałem elementów ostrokrawędzistych) dolomityczny, złożony z fragmentów dolomitów szarych o wielkości 0,2–5 cm, tkwiących w spoiwie ilasto-dolomitycznym, seledynowym. Miąższość 0,15 m.

ilastym z dużą ilością muskowitu i z wkładkami mułowców i iłowców wapienistych, brunatno- i wiśniowoczerwonych, plamistych z ramienicami: *Stellatochara kozuri*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. pseudoovata*, *Stn. saratoviensis*, *Porochara objecta* oraz z nielicznymi małżoraczkami *Darwinula cf. liassica*. Miąższość 4,70 m.

21. Iłowce wiśniowo- i brunatnoczerwone z wkładkami i smugami seledynowymi, wapieniste, miejscami z niewyraźną laminacją, podkreśloną występowaniem lamin piaszczystych; w iłowcach występują wkładki piaszczowców drobnoziarnistych (grubości od 10 do 30 cm), kruchych, porowatych z licznym muskowitem. W iłowcach występują: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. dnjepriformis*, *S. schneiderae*, *S. germanica*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*. Miąższość 3,70 m.

22. Iłowce wiśniowoczerwone, miejscami szare i fioletowe, niekiedy łupkowe z wkładkami (miąższości 20–80 cm) wapieni marglistych, kremowych oraz margli szaroróżowych, plamistych; w iłowcach występują: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. donbassica*, *S. dnjepriformis*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*, *Porochara urusovi*, *P. helorussica*. Miąższość 8,00 m.

23. Iłowce wiśniowoczerwone z seledynowymi plamami i smugami, wapieniste z ramienicami: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. donbassica*, *S. dnjepriformis*, *S. schneiderae*, *S. lipatovae*, *S. germanica*, *S. subsphaerica*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*, *Porochara triassica*, *P. urusovi*, *P. ucrainica*, *P. belorussica*, *P. concisa*. Miąższość 6,40 m.

Zróznicowany udział poszczególnych typów skał w profilu wyznacza dwudzielność omawianej formacji. Ogniwo niższe – iłowce z Błędowa (og), charakteryzuje się stosunkowo bogatym inwentarzem elementów litologicznych: zlepieniec, piaskowce, mułowce, różnego typu iłowce i ility oraz skały węglanowe (por. fig. 6; wydzielienia 1–21). W ogniwie wyższym – iłowce z Kluczy (og), dominującym elementem litologicznym są iłowce barwne. W ich obrębie występują wkładki mułowców i skał węglanowych (por. fig. 6; wydzielienia 22 i 23).

Iłowce z Błędowa (og)

Profil

Niższe ogniwo formacji bolesławskiej przedstawia zespół osadów o znacznym zróżnicowaniu litologicznym i stosunkowo stałej miąższości. W większości profili miąższość iłowców z Błędowa waha się w granicach 15–20 m. Spotyka się także profile, w których miąższość tego ogniwa nie przekracza 10 m; w licznych przypadkach jest to konsekwencją erozji związanej z ruchami pionowymi, jakie

2. Margiel piaszczysty, jasnokremowy, z seledynowymi smugami. Miąższość 0,43 m.

3. Iłowce piaszczyste, ciemnoszare, niemal czarne z licznymi małżoraczkami: *Karnocythere germanica*, *Lutkevichinella brotzenorum*, *Darwinula?* *wandae*, *D. cf. liassica* oraz z licznymi szczątkami ryb (zęby, łuski). Miąższość 0,12 m.

4. Iłowce seledynowe i kremowe, w stropowej części szare, margliste z wkładkami (o grubości do 20 cm) margli kremowych, nieco piaszczystych. Miąższość 2,90 m.

5. Iły czarne z laminacją podkreśloną cienkimi (1–3 mm) smugami piaszczystymi z *Karnocythere germanica*. Miąższość 0,10 m.

6. Margiel kremowoszary ze smugami seledynowych iłow. Miąższość 0,10 m.

7. Iłowce seledynowe, wapniste, miejscami z delikatną laminacją równoległą. Miąższość 2,80 m.

8. Piaskowiec drobnoziarnisty, oliwkowozielony, wapnisty, kruchy, porowaty o skąpym spoiwie ilystym. Miąższość 0,30 m.

9. Wapień kremowoszary ze skorupkami małżoraczków i licznymi skupieniami pirytu. Miąższość 0,15 m.

10. Mulowiec szary, wapnisty, nieco piaszczysty. Miąższość 0,05 m.

11. Iłowce ciemnoszare, niemal czarne, miejscami ze smugami brunatnymi i drobnymi skupieniami pirytu oraz licznymi okazami; *Karnocythere germanica*, *Darwinula cf. liassica*, *D.?* *wandae* i licznymi szczątkami ryb. Miąższość 2,50 m.

12. Wapień ciemnoszary ze szczątkami małżoraczków i z licznymi skupieniami pirytu oraz żyłkami kalcytu. Miąższość 0,08 m.

13. Mulowiec seledynowy, nieco piaszczysty z licznym muskowitem. Miąższość 0,47 m.

14. Wapień kremowoszary z nielicznymi szczątkami nieoznaczalnej fauny. Miąższość 0,85 m.

15. Iłowiec seledynowy, wapnisty z licznym detrytusem zwęglonej flory. Miąższość 0,20 m.

16. Mulowiec dolomityczny z licznym detrytusem zwęglonej flory. Miąższość 0,45 m.

17. Wapienie krystaliczne, kremowoszare, porowate, kawerniste z kawernami wypełnionymi szczotką kalcytową oraz kryształkami pirytu; występują nieliczne szczątki nieoznaczalnej fauny. W obrębie wapieni oraz w ich stropie pojawiają się ily czarne, wapniste, węgliste z licznymi formami *Karnocythere germanica*, *Darwinula cf. liassica*, *D.?* *wandae* oraz ze szczątkami ryb. Miąższość 0,75 m.

18. Iłowce seledynowe z cienkimi wkładkami, smugami i plamami czerwonymi, wapniste z licznym detrytusem flory oraz muskowitem, występującym w znacznej ilości na powierzchniach oddzielności; miejscami pojawia się uboga flora słabo zachowanych ramienic oraz małżoraczki: *Darwinula cf. liassica*, *D. cf. adducta*, *D.?* sp. Miąższość 2,30 m.

19. Mulowiec wiśniowoczerwony z seledynowymi, nieregularnymi smugami i plamami oraz z licznym muskowitem. Miąższość 1,35 m.

20. Margiel seledynowy, nieco piaszczysty. Miąższość 0,05 m.

21. Piaskowiec średnioziarnisty, seledynowy, wapnisty, kruchy, porowaty, rozsypliwý z licznym muskowitem. Miąższość 0,15 m.

22. Margiel kremowoszary z seledynowymi smugami. Miąższość 0,60 m.

23. Mulowce pstre, wiśniowoczerwone z wkładkami seledynowych, wapniste z licznym muskowitem oraz detrytusem flory; liczne małżoraczki: *Lutkevichinella brotzenorum*, *Darwinula cf. liassica* oraz szczątki ryb. W mulowcach występuje (15 cm grubości) wkładka piaskowca drobnoziarnistego, czerwonego, plamistego, z licznym muskowitem oraz fragmentami zwęglonej flory. Miąższość 2,20 m.

24. Iłowce seledynowe ze smugami i plamami fioletowymi, wapniste. Miąższość 0,20 m.

25. Wapień szary z różowym odcieniem; w spągu detrytyczny. Miąższość 0,20 m.

26. Mulowce piaszczyste, seledynowoszare, wapniste z licznym muskowitem w części stropowej. Miąższość 3,40 m.

27. Piaskowiec średnioziarnisty, brunatnoczerwony, wapnisty, kruchy, porowaty z licznym muskowitem. Miąższość 0,10 m.

28. Iłowce fioletove z zielonawymi plamami, wapniste z ramienicami: *Stellatochara kozuri*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. pseudoovata*, *Stn. saratoviensis*, *Porochara abjecta* oraz z małżoraczkami: *Darwinula cf. liassica* i *D.?* sp. Miąższość 3,90 m.

29. Wapień marglisty, szarozielonawy, o miąższości 1,10 m.

30. Iłowce wiśniowoczerwone, piaszczyste, wapniste z cienkimi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, jasnoszarych, kruchych. Miąższość 3,00 m.

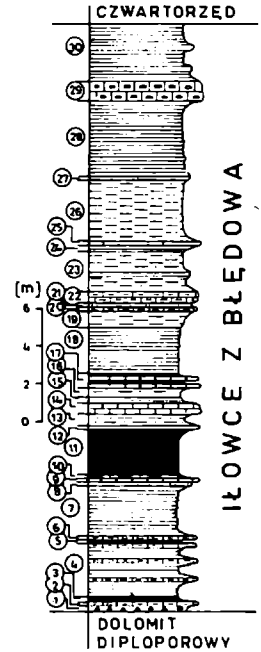


Fig. 7. Profil iłowców z Bledowa (otwór wiertniczy nr 35 = BL-180)

Objaśnienia w tekście

Zmienność facjalna w obrębie opisywanego ognia jest znaczna i przejawia się różnym udziałem osadów detrytycznych i chemicznych w poszczególnych profilach oraz różnym stosunkiem wkładek (liczba i miąższość) zlepieńców, piaskowców i skał węglanowych do tła ilowcowo-mułowcowego.

Granica dolna formacji bolesławskiej jest ostra; w większości przypadków wyznacza ją powierzchnia niezgodności erozyjnej. W profilach, w których ilowce z Błędowa leżą w ciągłości sedimentacyjnej na osadach formacji chrzanowskiej, granicę tą wyznacza zmiana charakteru sedimentacji z chemicznej (ewaporacyjnej) na detrytyczno-chemiczną (niekiedy organogeniczną) w zbiorniku brakicznym o niskim zasoleniu.

Granice górną ilowców z Błędowa wyznacza zasięg utworów psammitowych, ilów i ilowców z obfitą fauną brakiczną oraz szare zabarwienie osadów.

Zmienność litologiczna

W składzie litologicznym opisywanego kompleksu występują różnobarwne ilowce, mułowce, piaskowce oraz wapienie, margle i dolomity. W części spągowej często pojawiają się zlepieńce lub żwiry.

W niektórych profilach formacji bolesławskiej w spągu, niekiedy także w niewielkiej odległości od spągu, występują zlepieńce o miąższości od kilku centymetrów do 10 m. W większości przypadków zlepieńce wykazują zabarwienie szare; złożone są głównie z dobrze obtoczonych fragmentów wapieni i dolomitów o wielkości 0,1–3 cm. W składzie otoczakowym przeważają fragmenty dolomikrosparytów (pochodzące przypuszczalnie z dolomitu diploporowego), niekiedy z domieszką substancji ilastej (dolomity warstw tarnowickich); dość licznie występują także fragmenty wapieni zrekrystalizowanych. Wskutek rekrystalizacji struktura otoczaków jest częściowo zatarta (trudno stwierdzić, czy niektóre partie sparytowe stanowią intraklasty, sparytowe strefy dysmikrytów, czy też są efektem rekrystalizacji). W zmiennej ilości występują fragmenty chalcedonu oraz opalu (wiążące się przypuszczalnie z przejawami sylifikacji w wapieniu muszlowym – przede wszystkim w dolomicie diploporowym). Niekiedy obserwuje się także okruchy wapieni sparytowych, zrekrystalizowanych o zabarwieniu ciemnoszarym lub czarnym (przypuszczalnie materiał dewoński). Spoiwo tych utworów jest kalcytowe, drobnokrystaliczne (wg skali C.K. Wentworth'a, 1922), a czasem nierównokrystaliczne o wielkości kryształów 0,03–0,3 mm. Elementy okruchowe mają niekiedy otoczki sparytowe.

W niektórych wkładkach zlepieńców obserwuje się wyższy stopień wysortowania. Dość często zaznaczają się procesy dolomityzacji – romboedry dolomitu o wielkości 0,05–0,3 mm, przecinające spoiwo i otoczaki. Zmienność przejawia się także w stopniu obtoczenia składników; niektóre wkładki o znacznym udziale fragmentów ostrokrawędzistych odpowiadają określeniu brekcji. W niektórych warstwach stwierdza się zmienność w pionie, zaznaczającą się zarówno w składzie otoczakowym, jak również w charakterze spoiwa.

W zlepieńcu o miąższości około 10 m, występującym w profilu zlokalizowanym w odległości około 7 km na wschód od Kluczy, stwierdzono w części spągowej dominację w składzie otoczakowym fragmentów dobrze obtoczonych (okruchy ostrokrawędziste obserwuje się w niewielkiej ilości) dolomikrosparytów, niekiedy z udziałem składników terygenicznymi i intrasparytów (intraklasty mikrytowe o zarysach okrągławych, średnicy do 0,5 mm, tkwiące w cemencie sparytowym o średnicy kryształów 0,02–0,09 mm). Dość licznie występują otoczaki chalcedonu i opalu przechodzącego w chalcedon. Znaczna część otoczaków ma otoczki sparytowe, nieliczne fragmenty zawierają tlenki i wodorotlenki żelaza (brunatnoczerwone zabarwienie), tworzące koncentryczne obwódki na zewnętrznej powierzchni otoczaków. Spoiwo w części spągowej jest mikrosparytowe (podstawowe, miejscami porowe) lub średniokrystaliczne. Stosunkowo rzadko obserwu-

je się drobne skupienia związków żelaza. W części wyższej opisywanej warstwy obok otoczków analogicznych jak w części spągowej pojawiają się ziarna kwarcu o średnicy 0,01–0,15 mm (udział ziarn kwarcu wzrasta ku stropowi). W składzie otoczkowym przeważają fragmenty zabarwione związkami żelaza. Obok materiału pochodzącego głównie z wapienia muszlowego, występują także okruchy skał węglanowych dewonu. Spoiwo miejscami jest sparytowe (zwykle kontaktowe), miejscami zaś ilaste. W stropowej części opisywany zlepieniec ma zabarwienie brunatnoczerwone (wykazuje znaczne podobieństwo do utworów psefitowych formacji grabowskiej) związane z występowaniem delikatnej zawiesiny (miejscami skupień) związków żelaza.

W niektórych profilach formacji bolesławskiej nie stwierdza się wkładek zlepieńców. W spągowej części opisywanego zespołu osadów obserwuje się wówczas drobny żwir (o średnicy składników najczęściej 2–5 mm) skał węglanowych, rozproszony w obrębie szarych iłowców.

Piaskowce drobnoziarniste, mułowcowe, rzadziej średnioziarniste (o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, wyjątkowo około 1 m) stanowią charakterystyczny element litologiczny opisywanego zespołu osadów. Wykazują one zabarwienie szaro-brunatne lub seledynowe, często są plamiste, smugowane. W składzie ziarnowym dominuje kwarc o dość zróżnicowanej średnicy ziarn 0,02–0,3 mm (w większości przypadków 0,05–0,15 mm), wykazujący ściemnianie proste, rzadziej faliste. Licznie występują także: muskowit (długość blaszek dochodzi do 1 mm), chloryt i skalenie. W zmiennej ilości (niekiedy licznie) występują drobne ziarna skał węglanowych oraz detrytus zwęglonej flory. Stosunkowo rzadko obserwuje się niewielkie skupienia pirytu. Spoiwo w większości przypadków jest ilaste, często z domieszką związków żelaza (brunatnoczerwone zabarwienie), podstawowe lub kontaktowe (utwory te w większości przypadków są porowate, kruche). Rzadziej obserwuje się spoiwo podstawowe, kalcytowe, średniokrystaliczne z domieszką związków żelaza.

Mułowce występują w kilku odmianach, różniących się teksturą i zabarwieniem. Przeważają odmiany nie wykazujące uwarstwienia (mułowce wapniste), dość często obserwuje się także mułowce łupkowe z licznym muskowitem koncentrującym się na powierzchniach podzielności oraz mułowce laminowane. Mułowce te zawierają na przemianęgłe, cienkie (o grubości od 0,5–2 mm) laminy aleurytowo-psammitowe i pelitowe. Mułowce wykazują zabarwienie ciemnoszare, szare, seledynowe, ceglasto-, wiśniowo- i brunatnoczerwone; czasem są plamiste.

Dominującym elementem litologicznym opisywanego ogniwa są iłowce i iły. Utwory te wykazują zróżnicowane zabarwienie: brunatno-, wiśniowo- i ceglasczerwone, fioletowe, seledynowe, szare i czarne. Czasem obserwuje się wkładki plamiste. Utwory te wykazują miejscami podzielność łupkową, nieco rzadziej obserwuje się laminację związaną z występowaniem cienkich (o grubości 0,5–3 mm) koncentracji materiału aleurytowo-psammitowego, często ze znacznym udziałem muskowitu. W większości przypadków iłowce (szczególnie odmiany wapniste) nie wykazują oddzielności łupkowej. Odmiany miękkie, plastyczne (iły) pojawiają się nieco rzadziej.

Iłowce i mułowce opisywanego zespołu osadów zawierają liczne ramienice. W niektórych przewarstwieniach widoczny jest drobny detrytus zwęglonej flory. W szeregu wkładkach (szczególnie iłowce ciemnoszare i czarne) licznie występują małżoraczki, liścionogi, szczątki ryb, nieco rzadziej małże, a sporadycznie ślimaki. W obrębie ciemnoszarych i czarnych iłowców pojawia się piryt. Warunki redukcyjne związane z rozkładem materiału organicznego mogą zaistnieć w wyniku słabych prądów i małej intensywności falowania, poniżej powierzchni depozycji (W.C. Krumbein, R.M. Garrels, 1952). Wydaje się, iż czarne zabarwienie oraz obecność siarczków w omawianych osadach wiąże się z warunkami redukcyjnymi panującymi poniżej powierzchni depozycji (bujne życie organiczne w zbiorniku), okresowo jednak ujemny potencjał oksydacyjno-redukcyj-

ny mógł zaistnieć na dnie zbiornika (wkładki pozbawione szczątków organicznych w wyniku zatrucia dennej strefy zbiornika).

Iłowce ciemnoszare i czarne odgrywają znaczną rolę w profilach niższego ogniwa formacji bolesławskiej. Jedynie w okolicach Siewierza i Zawiercia spotyka się je stosunkowo rzadko. Świadczyć to może o większej ruchliwości wód zbiornika w północnej części obszaru badań.

Wśród skał węglanowych opisywanego ogniwa dominują wapienie. Największą rolę w ich składzie odgrywa składnik ortochemiczny; dość znaczny jest niekiedy udział materiału allochemicznego (szczególnie szczątki organiczne). Składniki terygeniczne występują w zmiennej, w większości przypadków niewielkiej ilości. Zróżnicowany udział wymienionych składników umożliwia wyróżnienie kilku odmian wapieni.

Odmianą najpospolitszą są wapienie mikrytowe, zawierające niewielką ilość materiału terygenicznego (ziarna kwarcu o średnicy 0,03–0,1 mm), a sporadycznie fragmenty sparytu. Niektóre z tych fragmentów uważać można za intraklasty, częściej jednak w obrębie mikrytu (bądź mikrosparytu) spotyka się nieregularne skupienia sparytu o trudnej do określenia genezie (dysmikryt).

W składzie niektórych odmian znaczną rolę odgrywają szczątki organiczne. W niektórych przypadkach udział ich jest tak znaczny, iż skała odpowiada określeniu biomikrytu (bądź biomikrosparyt). Najczęściej obserwowanymi szczątkami organicznymi są skorupki małżoraczków (biomikryt małżoraczkowy), nieco rzadziej są to skorupki makrofauny (liścionogi, małże, rzadziej ślimaki); czasem obserwuje się nieliczny drobny detrytus flory. W rzadkich przypadkach szczególnie dużej koncentracji szczątków organicznych skała odpowiada określeniu – zlepi muszlowy.

W licznych profilach opisywanego ogniwa występują wkładki (o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów) wapieni krystalicznych, organogenicznych, żółtawo- i różowoszarych oraz szarych. Utwory te, stanowiące zrekrytalizowany, niekiedy zdolomityzowany mikryt, złożone są z kryształów kalcytu o średnicy od 0,03 do 0,1 mm (miejscami widoczne są romboedry dolomitu o średnicy dochodzącej do 0,5 mm). Utwory te zawierają czasem znaczną ilość szczątków organicznych (liścionogi, małże), dominujących nad składnikiem ortochemicznym. Skorupki spojone są zwykle drobnokrystalicznym kalcytem, przy czym cement pierwotny w znacznym stopniu uległ rekrystalizacji (mozaika złożona z kryształów o średnicy 0,04–0,2 mm, obok nielicznych relików struktury pierwotnej). W strefach zrekrytalizowanych skała często jest porowata (pory mają charakterystyczny, ząbkowany zarys). Skorupki wykazują często wyraźną kierunkowość ułożenia, zgodną z uwarstwieniem.

Nielicznie występujące w opisywanym ogniwie wkładki dolomitów, mają jak się wydaje charakter wtórny (dolomityzacja wapieni).

Składniki terygeniczne odgrywają w większości przypadków niewielką rolę. Ziarna kwarcu frakcji aleurytowej (wyjątkowo psammitowej) są składnikiem stałym: wyjątkowo jednak występują w większej ilości (wapienie piaszczyste). Substancja ilasta stanowi zwykle niewielką domieszkę; miejscami pojawia się jednak bardziej obficie (wapienie margliste, margle).

R.L. Folk (1959) uważał, iż skały mikrokrytaliczne wskazują na fację spokojnych wód, jak np. płytkie, osłonięte szelfy i laguny. Skład litologiczny ilowców z Błędowa (przede wszystkim dominacja składnika mikrytowego i pelitowego nad sparytowym i psammitowym) wskazuje, iż osady te powstały w wyniku spokojnej sedymentacji. Wkładki psammitowe i aleurytowo-psammitowe są jak się wydaje, odzwierciedleniem krótkotrwałych, epizodycznych zmian warunków sedymentacji.

Cykliczność sedymentacji

W profilach iłowców z Błędowa zaznacza się powtarzalność elementów litologicznych, a także zespołów tych elementów. Wyróżniono cykle złożone z komponentów: piaskowce, mulowce, iłowce, margle, wapienie, jednakże nie stwierdzono korelacji tych cykli w różnych profilach. Badania nad cyklicznością sedymentacji tego ogniwa wykazały znaczne zróżnicowanie w składzie i miąższości poszczególnych elementów litologicznych (por. fig. 10).

C.C. Branson (1962) stwierdził, iż cyklotemy (termin stosowany pierwotnie do określania cykli sedymentacyjnych pensylwanianu – J.M. Weller, 1930; H.R. Wanless, J.M. Weller, 1932) o stosunkowo małej zmienności na znacznym obszarze spotyka się rzadko. Jako stosunkowo mało zmieniające się, autor ten przedstawił cyklotemy osadów Croeweburg-Verdigris. Pogląd ten P. Mc L.D. Duff *et al.* (1967) potraktowali jako ilustrację twierdzenia, iż nawet mało zmienny cyklotem, wykazuje dużą zmienność w różnych rejonach, a także do wykazania trudności przy określeniu stropu i spągu cyklotemu. Konsekwencją tych trudności jest różna interpretacja budowy cykli tych samych osadów (np. w profilu pensylwanianu stanów Oklahoma i Kansas C.C. Branson stwierdził, występowanie około 60 cykli, natomiast D.F. Meriam uważał, że liczba ich dochodzi do 85 – *fide* P. Mc L.D. Duff *et al.*, 1967).

W celu zapewnienia większej czytelności cykli, która umożliwiałaby korelację ich w różnych profilach, jako składniki wyróżniano nie poszczególne elementy litologiczne lecz pakiety utworów genetycznie (w sensie środowiska sedymentacji) pokrewnych. Pakiety te określono jako fazy sedymentacyjne i wyróżniono: fazę psammitową (A), fazę pelitowo-aleurytową (B) i fazę węglanowo-pelitową (C).

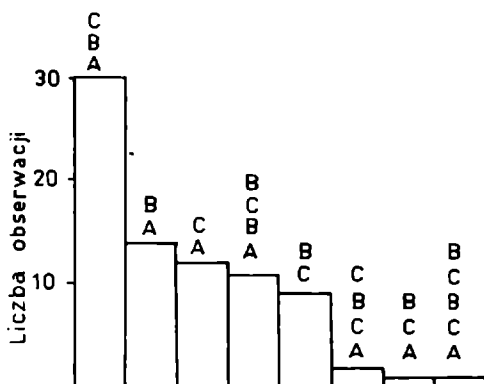


Fig. 8. Częstość występowania różnych typów cykli w iłowcach z Błędowa

Założono, iż cykle rozpoczyna (wyjątkiem jest tutaj cykl najniższy) sedymentacja fazy psammitowej (piaskowce, mulowce piaszczyste, przekładające ilasto-plaszczyste). Założenie takie przyjęte przez J.M. Weller (1930, 1956, 1957) i R.C. Moore (1936) opiera się na stwierdzeniu powierzchni niezgodności w spągu warstw piaskowców pensylwanianu. Niezgodność ta jest wynikiem powtarzających się oscylacji, złożonych z etapu podniesienia i obniżenia obszaru sedymentacji (diastrophic-control theory). Inni autorzy (m. in. R. Siever, 1957) zwracali uwagę, iż osadzanie piaskowców pensylwanianu zachodziło w zmiennych warunkach płytkiego morza, delt i równin przybrzeżnych i uważali (R.M. Kosanke *et al.*, 1960), że rozprzestrzenienie powierzchni niezgodności w spągu

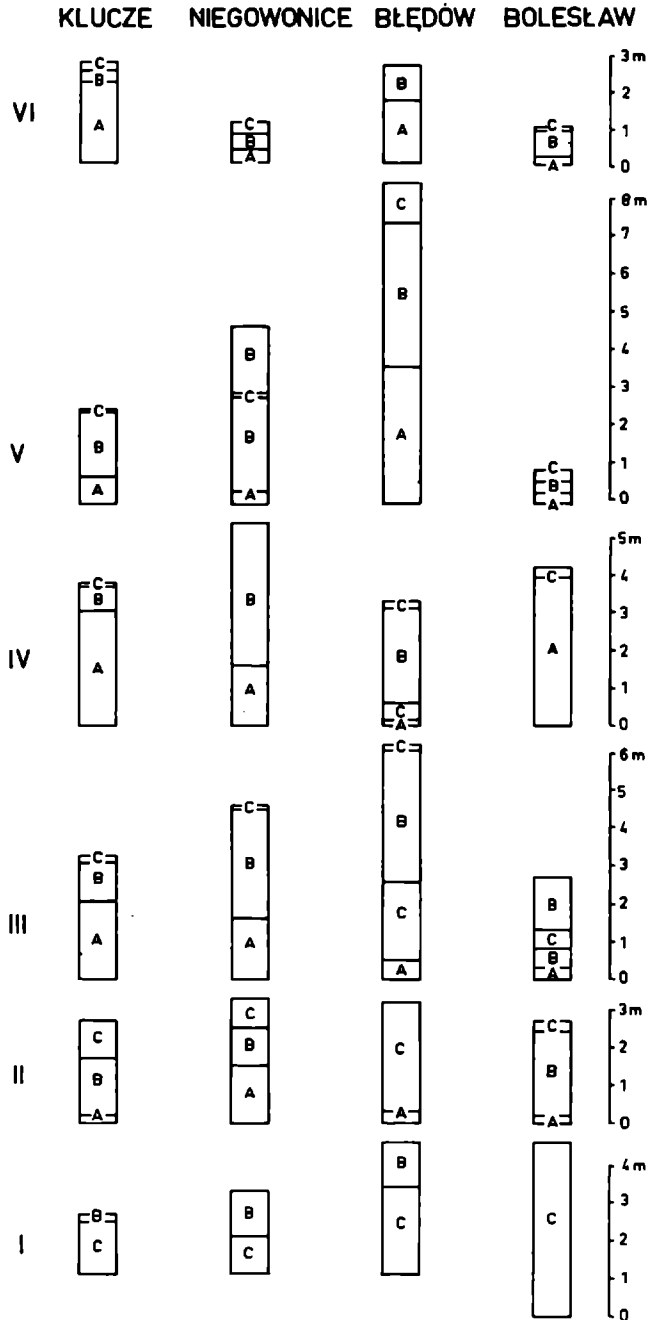


Fig. 9. Zróżnicowanie budowy cykli itowców z Bledowa

tych piaskowców jest niewielkie i stwierdza się je nie częściej niż w 20% przypadków (w większości cyklotemów nie występują).

W spągu fazy psammitowej niższego ogniwa formacji bolesławskiej nie stwierdzono wyraźniejszych śladów erozji. Przyjęcie tradycyjnego określenia utworów piaszczystych jako części spągowej cykli, wiąże się z rolą tych składników w definicji ilowców z Błędowa oraz z ich pozycją w stosunku do fazy pelitowo-aleurytowej (w większości przypadków leży nad fazą psammitową) i węglanowo-pelitowej (w większości przypadków leży poniżej fazy psammitowej).

Stwierdzono, że w najpełniej wykształconych profilach ilowców z Błędowa występuje sześć prostych cykli asymetrycznych (występują także cykle o przebiegu zbliżonym do symetrycznego – por. fig. 9). W profilach wykazujących niewielką miąższość, obserwuje się redukcję przejawiającą się występowaniem mniejszej liczby cykli.

W profilach opisywanego zespołu osadów okolic Bolesławia, Olkusza, Błędowa, Kluczy i Niegowonic, cykl najniższy ma postać cyklu wstecznego, niepełnego – *CB*. W profilach, w których istnieje ciągłość sedimentacji między formacją chrzanowską a bolesławską, czarne ily z fauną brakiczną i wkładkami wapieni (faza węglanowo-pelitowa) leżą wprost na osadach dolomitycznych formacji chrzanowskiej (niekiedy za pośrednictwem cienkiej zlepieńca). W profilach, w których ilowce z Błędowa leżą na różnych ogniwach triasu środkowego, w spągu cyklu najniższego pojawiają się często brekcje lub zlepieńce złożone z materiału pochodzącego z bezpośredniego podłoża.

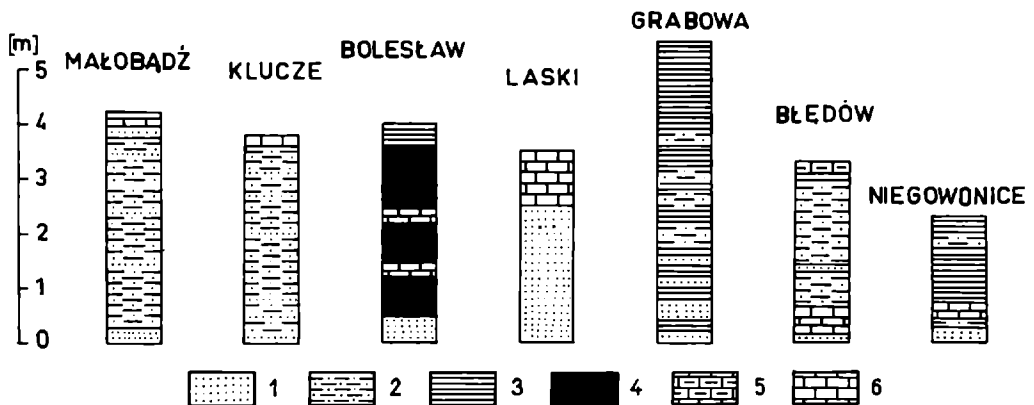


Fig. 10. Cykl IV ilowców z Błędowa, ilustrujący rozmiar zmienności litologicznej w obrębie jednego cyklu
1 – piaskowce, 2 – mulowce piaszczyste, 3 – ilowce i mulowce, 4 – ciemne ilowce z bogatą fauną brakiczną, 5 – margle, 6 – wapienie

W innych cyklach spotyka się w większości przypadków następstwo typu *ABC*, rzadziej obserwuje się cykle typu: *AB*, *AC*, *ABCB*. Cykl modalny *ABC* stwierdzono w 30 przypadkach spośród 80 analizowanych, rzadziej obserwuje się cykle typu *AB* i *AC*. W obrębie analizowanych profili stwierdzono ponadto obecność czterech innych typów cykli (por. fig. 8).

Iłowce z Kluczy (og)

Profil

Ogniwo wyższe formacji bolesławskiej charakteryzuje się ograniczonym inwentarzem elementów litologicznych i bardzo zróżnicowaną miąższością. W większości profili miąższość tego ogniwa waha się od kilku do kilkunastu metrów; w pewnych pro-

filach stwierdzono brak tego ogniwa (w konsekwencji erozji związanej z ruchami pionowymi na pograniczu kajpru i retyku). W niektórych profilach miąższość opisywanego zespołu osadów przekracza 30 m. W pobliżu miejscowości Klucze, na osadach niższego ogniwa formacji bolesławskiej, stwierdzono następujący profil iłowców z Kluczy (fig. 11):

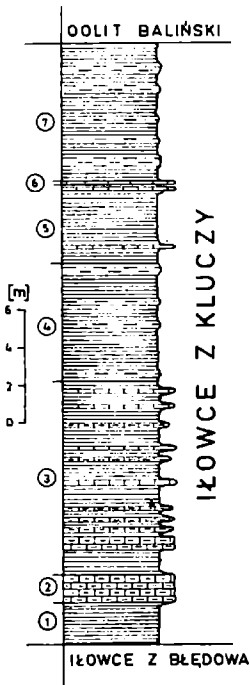


Fig. 11. Profil iłowców z Kluczy (otwór wiertniczy 52 = BK-93)

1. Iłowce wapniste, wiśniowoczerwone ze smugami i wkładkami seledynowymi z licznym muskowitem; miejscami występują ramienice: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. donbassica*, *S. dnjeproviiformis*, *S. schneiderae*, *S. subsphaerica*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata* oraz nieliczne małżoraczki *Darwinula cf. liassica* i *D.?* sp. Miąższość 2,20 m.

2. Margle fioletowoszare, plamiste. Miąższość 1,50 m.

3. Iłowce wapniste, brunatno- i wiśniowoczerwone oraz fioletowe z cienkimi (o grubości 5–25 cm) wkładkami wapieni marglistych szarych oraz margli szarych i czerwonych; w iłowcach występują ramienice: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. donbassica*, *S. dnjeproviiformis*, *S. schneiderae*, *S. lipatovae*, *S. germanica*, *S. subsphaerica*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*, *Stn. cf. pseudoglypta*, *Porochara urusovi*, *P. triassica*, *P. ukrainica*; w części niższej pojawiają się nieliczne małżoraczki: *Lutkevichinella brotzenorum*, *Darwinula cf. liassica*, *D.?* sp. Miąższość 10,40 m.

4. Iłowce wiśniowoczerwone, wapniste z nielicznymi seledynowymi plamami i z wkładkami (o grubości 20–60 cm) mułowców szaroniebieskawych i brunatnoczerwonych o wyraźnej podzielności łupkowej z muskowitem. Miejscami występują nieliczne ramienice: *Stellatochara dnjeproviiformis*, *S. schneiderae*, *S. subsphaerica*, *Stenochara elongata*. Miąższość 6,00 m.

5. Iłowce wapniste, wiśniowoczerwone z wkładkami (o grubości 10–20 cm) wapieni kremowoszarych. Miąższość 2,40 m.

6. Wapień krystaliczny, w spągu marglisty, szary, kawernisty. Miąższość 0,08 m.

7. Iłowce wapniste, wiśniowoczerwone i różowoszare z nielicznymi smugami seledynowymi i z wkładkami mułowców piaszczystych (o grubości 20–80 cm) szarych i seledynowych; stwierdzono ramienice: *Stenochara maedleri*, *Stn. elongata*, *Porochara urusovi*, *P. concisa*. Miąższość 7,20 m.

We wszystkich badanych profilach triasu górnego wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w spągu opisywanego zespołu osadów występują iłowce z Błędowa. Granicę między ogniwami formacji bolesławskiej przyjęto w stropie kompleksu osadów iłowcowo-mułowcowych, z wkładkami piaszczowców, wapieni i margli wykazujących często zabarwienie szare. Granicę tę ściśle wyznacza strop najwyższej wkładki piaszczystej.

Granica dolna iłowców z Kluczy określona jest stabilizacją warunków sedymentacji; materiał detrytyczny odgrywa tutaj mniejszą rolę w składzie litologicznym (obserwuje się zanik dopływu frakcji psammitowej), przeważają natomiast utwory charakterystyczne dla spokojnych, izolowanych zbiorników (sedymentacja pelitowo-mikrytowo-aleurytowa).

Granicę górną iłowców z Kluczy stanowi powierzchnia niezgodności związana z erozją będącą efektem ruchów pionowych na pograniczu kajpru i retyku.

Zmienność facjalna w obrębie wyższego ogniwa formacji bolesławskiej jest nieznaczna i przejawia się jedynie w różnym stosunku wkładek mułowców i skał węglanowych do tła iłowcowego.

Zmienność litologiczna

Dominującym elementem litologicznym są iłowce wapniste, pstre, wiśniowo- i brunatnoczerwone, rzadziej seledynowe, i fioletowe, plamiste (nieregularne plamy i smugi). Utwory te w większości przypadków nie wykazują podzielności łupkowej. W nielicznych

wkładkach obserwuje się niewyraźną oddzielność łupkową (na powierzchniach oddzielności występują często koncentracje muskowitu).

W obrębie iłowców występują przewarstwienia mułowców wapnistych (o grubości od kilku centymetrów do około 1 m) seledynowych, rzadziej wiśniowoczerwonych. Utwory te zwykle nie wykazują oddzielności łupkowej (w nielicznych wkładkach zaznacza się niewyraźna oddzielność na powierzchniach zgodnych z uwarstwieniem); muskowit rozproszony jest w skale bezładnie.

Wapienie występują dość licznie (szczególnie w niższej części tego kompleksu osadów), w postaci wkładek o grubości od kilku do 30 cm; wyjątkowo do 80 cm. Wśród wapieni dominują odmiany mikrytowe oraz mikrosparytowe, zawierające nieliczne szczątki organiczne (małżoraczki) oraz niewielką ilość ziarn kwarcu o średnicy 0,03–0,1 mm. Rzadziej udział szczątków organicznych jest znaczniejszy (skorupki małżoraczek, rzadziej szczątki cienkoskorupowej makrofauny). Sporadycznie obserwuje się fragmenty sparytowe (średnica kryształów około 0,05 mm) o wielkości około 0,2 mm o nierównych, postrzępionych zarysach (intraklasty?). Struktura krystaliczna niektórych wkładek wapieni (wielkość kryształów kalcytu waha się 0,02–0,1 mm) jest przypuszczalnie efektem rekrystalizacji.

Udział domieszki ilastej oraz związków żelaza jest zróżnicowany, niekiedy dość znaczny (wapienie margliste i margle).

Skład litologiczny opisywanego ogniwa świadczy, że osady te powstały w warunkach spokojnej sedymentacji (bez wpływu prądów i intensywniejszego falowania) w obrębie płytkiego zbiornika. Zmienność pionowa wyraża się powtarzalnością poszczególnych elementów litologicznych.

Cykliczność sedymentacji

Analizując cykliczność sedymentacji opisywanego kompleksu osadów, wyróżniono następujące komponenty: mułowce (*A*), iłowce (*B*), margle i wapienie (*C*). Powodem potraktowania margli i wapieni jako jednego elementu jest fakt, iż w wielu przypadkach określenie margiel lub wapień jest sztuczne, bowiem w profilu omawianego ogniwa stwierdza się skałę wydzielen: margiel – margiel wapnisty – wapień marglisty – wapień. W trakcie badania 100 cykli, stwierdzono obecność cykli symetrycznych typu *BCB* (cykl modalny), *ABA*, *ABCB* oraz czterech innych typów cykli (por. fig. 12).

Zwraca uwagę zróżnicowanie budowy cykli formacji chrzanowskiej oraz poszczególnych ogniw formacji bolesławskiej. Przyjęte założenia uniemożliwiają przeprowadzenie szczegółowych porównań niższego ogniwa formacji bolesławskiej (cykle złożone z faz sedymentacyjnych), z cyklami formacji chrzanowskiej i iłowców z Kluczy (składnikami cykli są elementy litologiczne). Można stwierdzić jednak, iż w formacji chrzanowskiej przeważają cykle asymetryczne, w iłowcach z Kluczy dominują cykle symetryczne, w iłowcach z Błędowa występują cykle obydwu typów. Na podstawie takiego zróżnicowania można sądzić o różnych efektach działania mechanizmu cykliczności na kształtowanie warunków sedymentacji (przy założeniu stałego mechanizmu cykliczności).

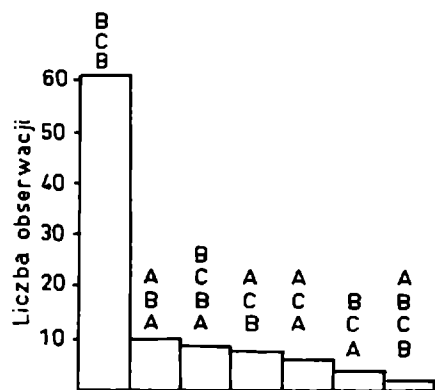


Fig. 12. Częstość występowania różnych typów cykli w iłowcach z Kluczy

Jako mechanizm wywołujący asymetrię cykli (w tym także cykli ewaporacyjnych) wymienia się często (por. P. Mc L.D. Duff *et al.*, 1967) eustatyczne ruchy morza (eustatic control). Ze względu na specyfikę zbiornika środkowoeuropejskiego w okresie sedymentacji kajpru, przyjęcie takiego mechanizmu w celu wyjaśnienia asymetrii cykli formacji chrzanowskiej wydaje się nieuzasadnione. Istnieją hipotezy wiążące mechanizm cykliczności sedymentacji z procesami diastrofizmu, zmianami klimatu, z akumulacją osadów rzecznych i deltowych, a także z czynnikami astronomicznymi. Procesy diastroficzne odegrały zasadniczą rolę w powstaniu formacji bolesławskiej. Opisywana formacja może być określona jako cyklotem ograniczony powierzchniami niezgodności związanymi ze zjawiskami diastrofizmu, których efektem było wydzwignięcie obszaru śląsko-krakowskiego na przełomie wapienia muszlowego i kajpru oraz na pograniczu kajpru i retyku. Trudno określić natomiast mechanizm cykliczności w obrębie cyklotemu. Wydaje się, iż znaczną rolę w kształtowaniu warunków sedymentacji spełniały zmiany klimatu, brak jest jednak podstaw do uznania roli tego czynnika jako decydującej. Nie wyjaśniają tego problemu nieliczne opracowania dotyczące cykliczności sedymentacji triasu środkowoeuropejskiego (B. Freyberg, 1965; U. Rosenfeld, 1968; L.J. Wills, 1970).

Warunki sedymentacji formacji bolesławskiej

Po osadzeniu formacji chrzanowskiej nastąpiło rozszerzenie zbiornika. Na obszary wynurzone w niższym kajprze wkroczyły rozlewiska płytkiego, brakicznego zbiornika. Szczątki organiczne występujące w iłowcach z Błędowa pozwalają na określenie warunków sedymentacji tych osadów. Ogólnie stwierdzić można, iż depozycja utworów niższego ogniwa formacji bolesławskiej odbywała się w obrębie zbiornika brakicznego, przy czym zmienność warunków środowiskowych w trakcie rozwoju tego zbiornika sugerują następujące fakty:

- stosunkowo rzadko obserwowane przypadki współwystępowania gatunków *Karnocythere germanica* i *Lutkevichinella brotzenorum*,
- występowanie w poszczególnych próbkach zespołów złożonych wyłącznie z małżoraczków, bądź z małżoraczków i liścionogów, bądź też wyłącznie ramienic, a także mieszanych, małżoraczkowo-ramienicowych,
- stwierdzenie próbek nie zawierających szczątków organicznych,
- dość znaczna zmienność składu gatunkowego fauny i flory w poszczególnych próbkach,
- występowanie w niektórych próbkach bardzo licznych szczątków ryb, przy zupełnym ich braku w innych próbkach.

Liczne występowanie *Karnocythere germanica* i *Lutkevichinella brotzenorum* w osadach powstałych w środowisku brakicznym a zarazem stosunkowo rzadko obserwowane ich współwystępowanie pozwala sądzić, iż formy te pojawiają się w ściśle określonych ale odmiennych warunkach ekologicznych. *Karnocythere germanica* opisana z osadów powstałych w warunkach oligo-miohalinowo-brakicznych (wg klasyfikacji H. Hiltermann, 1949) związana jest przede wszystkim z ciemnymi iłowcami i mułowcami zlokalizowanymi w większości profilów w niższej części niższego ogniwa formacji bolesławskiej; *Lutkevichinella brotzenorum* pojawiająca się także w iłowcach pstrych, jest jak się wydaje, wskaźnikiem warunków mezohalinowo-brakicznych (E. Wienholz, H. Kozur, 1970 — określili warunki ekologiczne występowania tego gatunku jako mezohalinowo-brakiczne, ewentualnie także hyposalinarne).

Stenotopiczną formą jest także *Limnocythere triassica*, towarzysząca *Karnocythere germanica*. Przedstawiciele tego gatunku pojawiają się jednak w niewielkiej ilości, a w większości próbek z licznie występującymi *Karnocythere germanica* ich obecności nie stwierdza się.

Masowe występowanie form z rodzaju *Darwinula* wiąże się z warunkami oligo-miohalinowo-brakicznymi (H. Kozur, P. Reinhardt, 1969). W środowisku limnicznym oraz mezohalinowo-brakicznym przedstawiciele tego rodzaju występują w niewielkiej ilości. *Darwinula* występują licznie (niekiedy masowo) w znacznej liczbie próbek pochodzących z osadów formacji bolesławskiej. Małżoraczki te stwierdza się w licznych próbkach zawierających *Karnocythere germanica*, *Lutkevichinella brotzenorum* i *Limnocythere triassica* oraz z ramienicami. Skład szczątków organicznych niektórych próbek ogranicza się do przedstawicieli rodzaju *Darwinula*.

Badania nad cyklicznością sedymentacji iłowców z Błędowa wykazały, że faza węglanowo-pelitowa odpowiadająca warunkom brakicznym (oligo-mezohalinowo-brakicznym) zbiornika, ze szczególną intensywnością zaznacza się w cyklach niższych (por. fig. 9). Iłowce ciemnoszare i brunatne z licznymi przedstawicielami *Darwinula*, *Karnocythere germanica* oraz *Lutkevichinella brotzenorum*, a także z licznymi szczątkami ryb, liścionogów a niekiedy także małżów i ślimaków, odgrywają największą rolę w cyklach najniższych. Sedyment ten pojawia się dość często jeszcze w cyklu III. W wyjątkowych przypadkach stwierdza się obecność tych utworów w cyklach IV i V. Taka pozycja w profilach wyklucza możliwość traktowania omawianych osadów jako horyzontu korelacyjnego (sugerował to W. Bilan, 1972a). Osad ten stanowi jedynie litotyp charakterystyczny dla niższego ogniwa formacji bolesławskiej. Ciemne ility i iłowce z fauną brakiczną dominują w składzie fazy węglanowo-pelitowej najniższych cykli. Znacznie mniejszą rolę odgrywają tutaj wapień i margle (dolomity pojawiają się w wyjątkowych przypadkach). W cyklach wyższych faza węglanowo-pelitowa jest znacznie słabiej rozwinięta niż w cyklach niższych i w większości przypadków skład jej ograniczony jest do warstewki wapienia lub marglu. W cyklach tych ważną rolę odgrywa natomiast faza psammitowa. Piaskowce, mułowce i iłowce piaszczyste w najniższym cyklu pojawiają się wyjątkowo. W większości profilów, w kolejnych cyklach w kierunku ku górze, rośnie udział fazy psammitowej w składzie cykli.

Charakter cykli sedymentacyjnych ogniwa wyższego formacji bolesławskiej pozwala sądzić, że oscylacje warunków sedymentacji w trakcie osadzania opisywanych utworów były niewielkie, a w miarę rozwoju ogniwa amplituda oscylacji ulegała zmniejszeniu. Wskazuje na to skład litologiczny oraz skład szczątków organicznych poszczególnych cykli. Przypuszczać można, iż skala zmian zasolenia w części niższej iłowców z Kluczy nie przekraczała zakresu: warunki limniczne – mezohalinowo-brakiczne, w części wyższej nastąpiła stabilizacja (warunki ± limniczne). Wydaje się, że niewielka skala zmian warunków sedymentacji w obrębie iłowców z Kluczy sugeruje izolację zbiornika. W basenie takim, pozbawionym wpływów otwartego zbiornika mechanizm cykliczności działa symetrycznie.

Stopniowy wzrost znaczenia osadów o pstryym zabarwieniu, zaznaczający się w obrębie iłowców z Błędowa, prowadzący do dominacji tych osadów w iłowcach z Kluczy, świadczy o zmianie klimatu z wilgotnego na suchy. Przyjmuje się, że zmiana habitusu osadów na pograniczu piaskowca trzciniowego i górnego kajpru gipsowego została wywołana zmianą klimatu wilgotnego na suchy. Stwierdzenie w niższej części iłowców z Kluczy formy *Lutkevichinella brotzenorum* pozwala wiązać te osady z piaskowcem trzciniowym (Schilfsandstein – E. Wienholz, H. Kozur, 1970; jul – E. Kannegieser, H. Kozur, 1972). Być może, iż stabilizacja warunków sedymentacji (warunki limniczne) w części górnej tego ogniwa związana jest ze stabilizacją klimatu suchego i gorącego (górnego kajper gipsowy). W płytkich, izolowanych zbiornikach, zmiany klimatu pociągają za sobą szybsze zmiany habitusu osadów, niż w warunkach jednolitego, dużego zbiornika. Pojawienie się wkładek osadów pstrych w iłowcach z Błędowa i dominacja ich w iłowcach z Kluczy świadczy, iż podczas sedymentacji ogniwa niższego formacji bolesławskiej warunki klimatyczne ulegały okresowym zmianom, natomiast generalna zmiana klimatu (niezależnie od zmian okresowych) zaznaczyła się jeszcze podczas sedymentacji piaskowca

trzciniowego. Echa tej zmiany widoczne są w zbiorniku peryferycznym, natomiast w warunkach jednolitego zbiornika zmiany w warunkach depozycji następują stopniowo. Stwierdzone prawidłowości pozwalają sądzić o znacznym wpływie czynnika klimatycznego na wykształcenie osadów.

Podłoże osadów retyku

W literaturze geologicznej spotyka się liczne sugestie o istnieniu niezgodności między kajprem a retykiem na ziemiach polskich. Niezgodności te związane są z ruchami eokimeryjskimi, których obecność stwierdzono na obszarze śląsko-krakowskim i w regionie świętokrzyskim (J. Siemiradzki, 1889; W. Petrascheck 1918, 1919; J. Samsonowicz, 1929, 1934; J. Znosko, 1954, 1955 i in.). Wymienieni autorzy określili jako kajper osady uważane obecnie przynajmniej częściowo za retyckie, za retyk uważali natomiast utwory, których wiek w większości przypadków określa się obecnie jako liasowy.

Badania palinologiczne A. Makarewiczówny (1928) potwierdzone przez M. Rogalską (1956) wykazały dolnoliasowy wiek serii zagajskiej (określonej przez J. Samsonowicza, 1929 – jako retyk), a osady, których wiek określił J. Samsonowicz (1929, 1952) jako kajper, przynajmniej częściowo należą do retyku. Niezgodność stwierdzona przez J. Samsonowicza przebiega więc między osadami triasu i liasu.

Osady określane jako pstre ily z brekcją lisowską i wapieniem woźnickim uznaje się obecnie za retyk, w związku z tym *hiatus* zaznaczający się w stropie tych utworów nie oznacza przerwy między kajprem a retykiem lecz związany jest z wynurzeniem i erozją w wyższym retyku lub liasie.

Niezgodne położenie retyku na różnych ogniwach triasu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stwierdzili W. Karaszewski (1960, 1961) oraz Z. Kozydra (1961, 1962), a na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej A. Szyperko-Śliwczyńska (1961) oraz Z. Deczkowski i L. Wielgomas (1962).

Ruchy wznoszące na pograniczu kajpru i retyku zostały rozpoznane w regionie Kujaw (J. Znosko, 1969; S. Marek, J. Znosko, 1972b).

W okolicach Bolesławia i Olkusza osady formacji grabowskiej (retyk) leżą na utworach formacji bolesławskiej (kajper górny). W podłożu formacji grabowskiej występują utwory wyższego ogniwa formacji bolesławskiej, bądź też ogniwa niższego. W spągu osadów retyckich występują zlepierce węglanowo-ilaste bądź ilaste oraz ilowce gruzłowe. W wielu przypadkach brak jest w dolnej części formacji grabowskiej wkładek zlepieńcowych i granica między kajprem a retykiem, przebiega w obrębie osadów ilowcowych, wiśniowoczerwonych i seledynowych, plamistych. Występujące w profilu retyckiego kompleksu ilowcowo-mułowcowego drobne (o wielkości najczęściej 1–5 mm) okruchy skał węglanowych, pozwalają na prowizoryczne określenie granicy między kajprem górnym (formacja bolesławska) a retykiem (formacja grabowska).

W części północnej i środkowej obszaru badań, osady retyku leżą na różnych ogniwach górnego kajpru i wapienia muszłowego. W podłożu formacji grabowskiej obserwuje się najczęściej osady formacji bolesławskiej, znane są jednak profile, gdzie osady retyku reprezentowane przez pstre ilowce i mułowce z licznymi wkładkami skał psefitowych leżą na dolomitach warstw tarnowickich lub na dolomitach środkowego wapienia muszłowego. W profilu z okolic Kluczy stwierdzono pod osadami retyku występowanie warstw olkuskich.

Formacja grabowska (fm)

Profil

Formacja grabowska stanowi zespół osadów pstrych, iłwcowo-mułwcowych z licznymi wkładkami zlepieńców (rzadziej brekcji) węglanowo-iłastych i iłastych oraz piaskowców. Znacznie mniejszą rolę w składzie litologicznym tej formacji odgrywają skały węglanowe (wapienie, margle, dolomity).

Mięszkość formacji grabowskiej niewielka w okolicach Bolesławia i Olkusza (kilkaście metrów), rośnie w kierunku północnym; w okolicach Błędowa i Kluczy w większości profilów waha się od 30 do 40 m (niekiedy dochodzi do 75 m), natomiast w części północnej obszaru badań (Niegowonice, Siewierz, Zawiercie) waha się zwykle od 40 do 70 m (miejscami przekracza 100 m). Znaczne różnice miąższości tej formacji (stwierdzone niekiedy w sąsiednich profilach) spowodowane są sedymentacją opisywanych osadów na nierównym podłożu, dotkniętym erozją przedretycką. Istnieją przesłanki (ślady rozmyć oraz obecność w spągu zlepieńców rozpoczynających profil wyższego zespołu osadów retyku materiału pochodzącego z bezpośredniego podłoża) świadczące o niezgodności erozyjnej między wyróżnionymi zespołami osadów retyku.

W pobliżu miejscowości Grabowa (okolice Niegowonice) na iłwcach z Kluczy, stwierdzono następujący profil formacji grabowskiej (fig. 13):

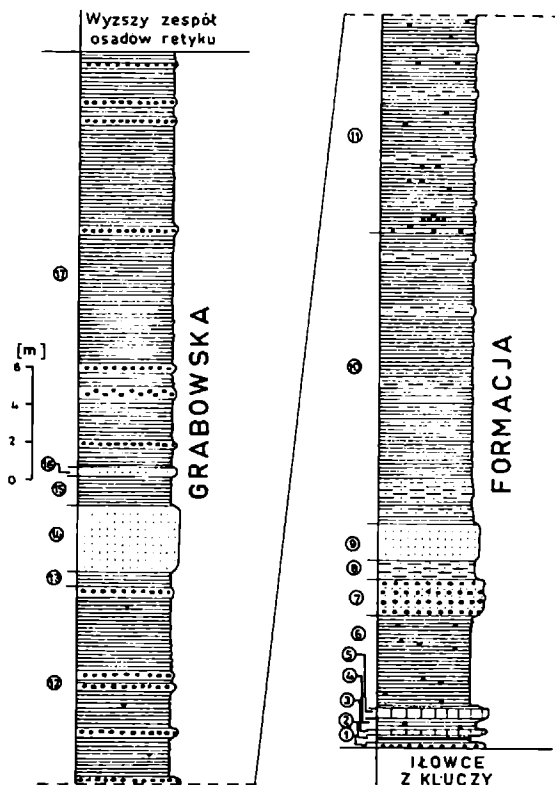


Fig. 13. Profil formacji grabowskiej (otwór wiertniczy nr 29 = WB-11)

Objaśnienia w tekście

1. Brekcja węglanowo-ilasta, pstra, złożona z otoczków skał węglanowych i toczeńców ilastych (o średnicy 2–8 mm) tkwiących w spoiwie ilasto-wapnistym, miejscami wapnistym (kalcyt); w części spągowej widoczne ślady rozmycia. Miąższość 0,25 m.
2. Iłowce wiśniowoczerwone, wapniste z licznymi ramienicami: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. dnjepriformis*, *Stenochara donetziana*, *Stn. maedleri*, *Stn. elongata*, *Porochara urusovi*, *Auerbachichara starozhilovae*, *A. rhueticum* oraz z nielicznymi małżoraczkami *Clinocypris? silesia*. Miąższość 0,40 m.
3. Wapień marglisty, szaroseledynowy. Miąższość 0,20 m.
4. Iłowce wiśniowoczerwone z licznymi nieregularnymi smugami i plamami seledynowymi, wapniste; w ich obrębie występują liczne okruchy skał węglanowych o średnicy od 1–4 mm. Miąższość 0,60 m.
5. Wapień marglisty, nieco dolomityczny, szaroseledynowy, Miąższość 0,50 m.
6. Iłowce wiśniowo- i brunatnoczerwone, miejscami gruzłowe, wapniste, z licznymi otoczkami skał węglanowych; ku stropowi przechodzą w mułowiec niewyraźnie laminowany. Miąższość 5,10 m.
7. Zlepieniec węglanowo-ilasty, pstry z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych (o grubości około 20 cm) czerwonych i zielonkawych z niewyraźną laminacją. Miąższość 1,90 m.
8. Mułowce wiśniowoczerwone, wapniste, miejscami z niewyraźną laminacją; w ich obrębie występują nieliczne: *Stellatochara schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Porochara urusovi*, *Auerbachichara starozhilovae* oraz *Clinocypris? silesia*. Miąższość 1,00 m.
9. Piaskowiec drobnoziarnisty, marglisty, seledynowy z różowymi smugami. Miąższość 1,90 m.
10. Iłowce brunatnoczerwone z wkładkami mułowców seledynowych, piaszczystych (o grubości 20–40 cm); w osadach tych występują nieliczne: *Darwinula cf. liassica*, *Clinocypris? silesia*, *D.? sp.* oraz źle zachowane girogonity ramienic. Miąższość 15,50 cm.
11. Iłowce wiśniowo- i brunatnoczerwone, miejscami plamiste, z przelawieniami mułowców (o grubości około 1 m); licznie występują otoczkami skał węglanowych o średnicy do 5 mm, tworzące miejscami soczewkowate koncentracje o grubości nie przekraczającej 3 cm. Miąższość 11,30 m.
12. Iłowce wiśniowo-, ceglasto- i brunatnoczerwone, wapniste, z licznymi, nieregularnymi smugami i plamami seledynowymi; licznie występują wkładki zlepieńców węglanowo-ilastych (o grubości od 10 do 30 cm). W ilowcach miejscami występują: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. dnjepriformis*, *S. schneiderae*, *S. subsphaerica*, *Stenochara maedleri*, *Stn. elongata*. Miąższość 10,50 m.
13. Iłowce brunatnoczerwone, wapniste, miejscami gruzłowe. Miąższość 0,80 m.
14. Piaskowce drobnoziarniste, różowe z seledynowymi smugami i niewyraźną laminacją przekątną. Miąższość 3,50 m.
15. Iłowce brunatnoczerwone, wapniste z ramienicami: *Stellatochara maedleri*, *S. donbassica*, *S. schneiderae*, *S. germanica*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana* oraz z małżoraczkami *Darwinula cf. liassica* i *Clinocypris? silesia*. Miąższość 1,70 m.
16. Piaskowiec drobnoziarnisty, seledynowy, kruchy o wyraźnej oddzielności łupkowej. Miąższość 0,50 m.
17. Iłowce wiśniowo- i brunatnoczerwone, miejscami fioletowe, wapniste, niekiedy gruzłowe z cienkimi (o grubości od 10 do 20 cm) wkładkami zlepieńców węglanowo-ilastych, pstrych oraz zlepieńców ilowych; w utworach tych licznie występują otoczkami skał węglanowych o średnicy 1–5 mm. Miąższość 21,55 m.

Zmienność facjalna w obrębie opisywanego zespołu osadów jest znaczna. W utworach tych stwierdza się dużą różnorodność warunków sedymentacji w pionie (o skali zmienności: warunki słodkowodne — pliohalinowo-brakiczne), a także w kierunku poziomym (m. in. zanikanie przejawów ingresji morskich w kierunku południowym). W kierunku z północy na południe obserwuje się zmienność (niezależnie od zmniejszenia miąższości) przejawiającą się generalnie w wygasaniu oscylacji warunków sedymentacji. W profilach części północnej obszaru badań zmienność w pionie jest wyraźna, w kierunku na południe osady stają się monotonne.

W profilach okolic Siewierza i Zawiercia, w kompleksie ilowcowo-mułowcowym wykazującym zróżnicowany skład szczątków organicznych obserwuje się liczne przelawienia utworów psefitowych, piaskowców oraz różnego typu wapieni i margli. W kierunku południowym przewarstwienia tych utworów odgrywają mniejszą rolę. W profilach zlokalizowanych w okolicach Bolesławia i Olkusza w obrębie ilowców i mułowców (zawierających miejscami drobne okruchy skał węglanowych) omawianej formacji stwierdza się jedynie nieliczne wkładki zlepieńców ilowych i margli pstrych.

W okolicach Zawiercia (obecność najpełniejszych profili opisywanego zespołu osadów) na utworach środkowego wapienia muszlowego stwierdzono następujący profil osadów retyku (fig. 14):

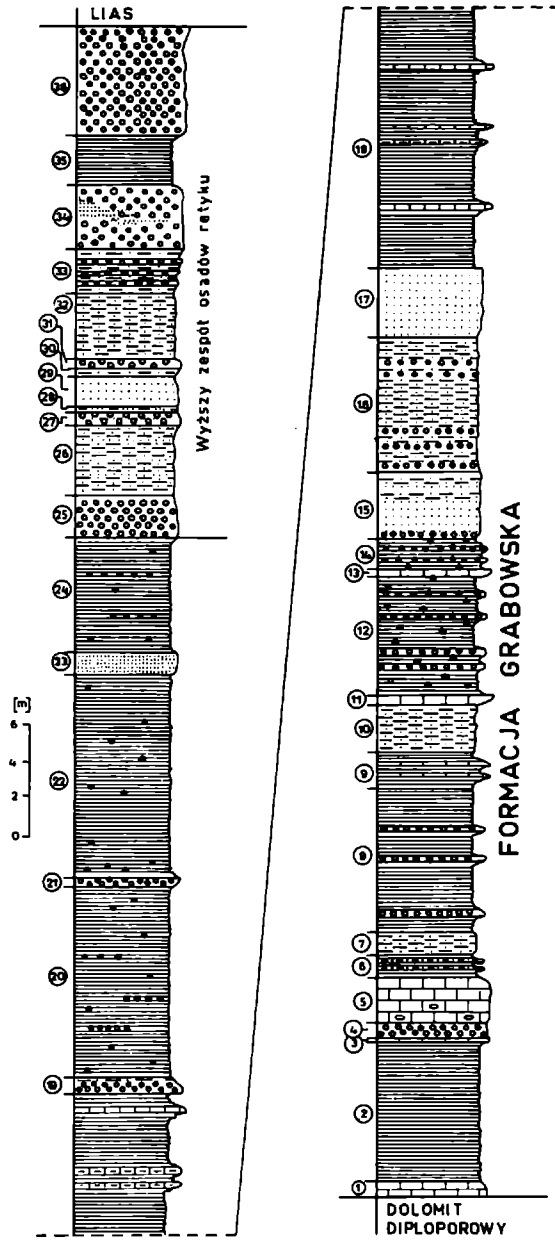


Fig. 14. Profil formacji grabowskiej i wyższego zespołu osadów retyku (otwór wiertniczy 11 = ZK-74)

Objaśnienia w tekście

1. Wapień krystaliczny, nieco dolomityczny, w spągu piaszczysty, jasnoszary. Miąższość 0,90 m.
2. Iłowce seledynowe, ku stropowi przechodzące w wiśniowoczerwone, plamiste, silnie wapniste ze słabo zachowanymi girogonitami ramienic. Miąższość 7,40 m.
3. Wapień krystaliczny, ciemnoszary. Miąższość 0,10 m.
4. Zlepieniec złożony z otoczków (obserwuje się także elementy ostrokrawędziste) skal węglanowych o średnicy 1–8 mm; w niewielkiej ilości występują toczne ilaste o średnicy do 20 mm. Spoiwo ilasto-wapniste, wiśniowoczerwone (nadające skale czerwone zabarwienie), miejscami krystaliczne (kalcyt). W obrębie zlepieńca widoczne są cienkie (5–20 mm) smugi ilaste. Miąższość 0,80 m.
5. Wapień krystaliczny, szary, zawierający otoczki wapieni ciemnoszarych, niemal czarnych o średnicy 5–20 mm (czasem do 80 mm). Miejscami widoczne są soczewkowate smugi szarych ilów. Miąższość 2,40 m.
6. Iłowce wiśniowoczerwone, wapniste z wkładkami (o grubości od 5–25 cm) margli mulowcowych brunatnoczerwonych, plamistych. W ilowcach występują nieliczne girogonity ramienic: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. dnjeproviiformis*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*, *Auerbachichara starozhilovae*, *A. rhaetica* oraz nieliczne małżoraczki *Darwinula* cf. *liassica* oraz *D.?* sp. Miąższość 1,20 m.
7. Mulowce brunatnoczerwone, wapniste z nieregularnymi smugami i plamami seledynowymi. Miąższość 1,20 m.
8. Iłowce brunatnoczerwone, wapniste, ku spągowi przechodzące w mulowce; zawierają 10–40 cm grubości wkładki brekcji węglanowo-ilastych, złożonych z okruchów skal węglanowych i tocznic ilastych o wielkości 1–5 mm (wkładka najniższa złożona jest z okruchów większych, dochodzących do 10 mm); spoiwo brekcji jest ilasto-wapniste, miejscami krystaliczne (kalcyt). W ilowcach występują: *Clinocypris? silesia*, *Darwinula* cf. *liassica*, *D.?* sp., *Stellatochara hoellvicensis*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*. Miąższość 7,60 m.
9. Iłowce seledynowe, wapniste z cienkimi (o grubości 4–15 cm) wkładkami wapieni krystalicznych, jasnokremowych (w spągu różowych). Miąższość 1,90 m.
10. Mulowce brunatnoczerwone, plamiste, wapniste o konkrecyjnej oddzielności. Miąższość 2,50 m.
11. Wapień krystaliczny, jasnokremowy z nieregularnymi smugami szarych i czerwonych ilów oraz z fragmentami lignitu. Miąższość 0,50 m.
12. Iłowce gruzłowe o konkrecyjnej oddzielności, brunatnoczerwone i seledynowe z cienkimi (o grubości 5–30 cm) wkładkami zlepieńców węglanowo-ilastych. W ilowcach licznie występują okruchy skal węglanowych (o wielkości do 5 mm). Miąższość 6,20 m.
13. Wapień detrytyczny, szary z żyłkami kalcytu. Miąższość 0,40 m.
14. Iłowce wiśniowoczerwone, plamiste, wapniste z wkładkami (o grubości 10–20 cm) zlepieńców węglanowo-ilastych. W ilowcach licznie występują okruchy skal węglanowych o wielkości do 4 mm. Miąższość 1,60 m.
15. Piaszkowiec drobnoziarnisty z niewyraźną laminacją, brunatnoczerwony, ze zlepieńcem w spągu, ku stropowi przechodzi w seledynowy z cienkimi (kilkucentymetrowymi) wkładkami mulowców tej samej barwy. Miąższość 3,60 m.
16. Mulowce brunatnoczerwone, wapniste z nieregularnymi smugami seledynowymi i z wkładkami zlepieńców ilowych złożonych z tocznic ilastych czerwonych o wielkości od 5–15 mm, tkwiących w spoiwie tej samej barwy. Występują tu nieliczne, wykazujące zróżnicowany stan zachowania girogonity ramienic. Miąższość 7,10 m.
17. Piaszkowiec drobnoziarnisty, jasnoszare, niemal białe z niewyraźną laminacją. Miąższość 3,70 m.
18. Iłowce wiśniowoczerwone, plamiste, silnie wapniste z wkładkami (o grubości 10–30 cm) margli i wapieni plamistych. W ilowcach miejscami pojawiają się ramienice: *Stellatochara hoellvicensis*, *S. schneiderae*, *Stenochara maedleri*, *Stn. donetziana*, *Stn. elongata*, *Auerbachichara starozhilovae*, *A. rhaetica*, a także nieliczne małżoraczki: *Clinocypris? silesia*, *Darwinula* cf. *liassica*, *D.?* *wandae*, *D.?* sp. Miąższość 21,10 m.
19. Zlepieniec wapienno-ilasty, przechodzący ku górze w zlepieniec ilasty, brunatny, a następnie mulowiec brunatnoczerwony z nielicznymi tocznicami ilastymi. Miąższość 0,80 m.
20. Iłowce wiśniowoczerwone z licznymi przewarstwieniami mulowców tej samej barwy; plamiste, wapniste z okruchami skal węglanowych, miejscami tworzącymi wyraźne soczewkowate koncentracje (o grubości 1–3 cm). Miąższość 10,10 m.
21. Zlepieniec węglanowo-ilasty, szary o wielkości otoczków 1–5 mm; spoiwo wapniste (kalcyt). Miąższość 0,25 m.
22. Iłowce wiśniowo- i brunatnoczerwone, wapniste, miejscami przechodzące w mulowce z drobnymi okruchami skal węglanowych. Miąższość 10,70 m.
23. Piaszkowiec drobnoziarnisty, seledynowy z licznym muskowitem. Miąższość 1,30 m.
24. Iłowce wiśniowoczerwone, silnie wapniste z wkładkami ilowców gruzłowych; występują nieliczne okruchy skal węglanowych o wielkości 2–5 mm. Miąższość 6,30 m.

Wydzielenia od 25 do 36 (fig. 14) zaliczono do wyższego zespołu osadów retyku.

Granica dolna formacji grabowskiej zaznacza się z różną wyrazistością. Jej przebieg jest ściśle określony w profilach, gdzie podłoże tej formacji stanowią osady wapienia muszlowego. W profilach, w których podłożem opisywanego zespołu osadów są utwory

formacji bolesławskiej granica ta nie zawsze jest wyraźna. Niekiedy przebiega ona w obrębie kompleksu utworów (pstre ilowce i mułowce) o identycznym habitusie. Wyznacza ją pojawienie się w monotonnym kompleksie ilowcowo-mułowcowym okruchów skał węglanowych i toczeńców ilastych, bądź też najniższa wkładka zlepieńca węglanowo-ilastego lub ilastego.

Górna granica formacji grabowskiej przebiega w sągu zlepieńców węglanowych wyższego zespołu osadów retyku; w nielicznych profilach gdzie wymieniony zespół osadów rozpoczyna się szaroseledynowymi mułowcami lub piaskowcami, granicę tą wyznacza zmiana zabarwienia osadów. Na pstrych, czerwonych, plamistych osadach formacji grabowskiej leżą szaroseledynowe utwory wyższego zespołu osadów retyku względnie osady liasu.

Zmienność litologiczna

Charakterystycznym elementem litologicznym formacji grabowskiej są utwory psefitowe. Pstre brekcje i zlepieńce węglanowo-ilaste, występujące w znacznej ilości w opisywanym zespole osadów znane są od lat (F. Roemer, 1870) pod nazwą brekcji lisowskiej. Utwory te występują w postaci licznych przewarstwień o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, czasem ponad 3 m. W większości przypadków odznaczają się one dość niskim stopniem wysortowania; nieco rzadziej spotyka się wkładki wykazujące wyższy stopień wysortowania. Słabe wysortowanie wykazują brekcje zlokalizowane w niższej części profilu formacji grabowskiej. Zlepieńce pochodzące z wyższych części profilu mają na ogół wyższy stopień wysortowania.

W składzie opisywanych utworów dominuje materiał otoczony (zlepieńce); w mniejszej ilości pojawiają się elementy ostrokrawędziste. Miejscami (stosunkowo rzadko) materiał ostrokrawędzisty przeważa nad otoczkami (brekcje). W materiale otoczkowym (okruchowym) najliczniej występują skały węglanowe, mikrosparytowe (przypominające utwory znane ze środkowego wapienia muszlowego), miejscami piaszczyste i margliste (wykazujące podobieństwo do dolomitów warstw tarnowickich). Nieliczne wkładki zlepieńców wykazują dość znaczną jednorodność składu otoczkowego, ograniczonego do występowania jedynie wyżej wymienionych składników. Rzadziej obserwuje się fragmenty mikrytów i dysmikrytów przypominające utwory węglanowe formacji bolesławskiej. W zmiennej ilości (niekiedy dość licznie) występują toczeńce ilaste o średnicy 5–10 (rzadziej 20) mm. W różnej ilości obserwuje się także okruchy chalcedonu o średnicy dochodzącej do 3 mm (w większości przypadków około 0,5 mm). Nieliczne przewarstwienia zlepieńców zawierają nieznaczną ilość okruchów ciemnoszarych, zrekrytalizowanych wapieni sparytowych (przypuszczalnie materiał dewoński).

Ziarna kwarcu występują zwykle w niewielkiej ilości (związane są często ze spoiwem ilastym); czasem ich udział ogranicza się do drobnych ziarn występujących w obrębie otoczek wapieni piaszczystych, rzadziej spotyka się warstwy, w których ziarna kwarcu (o średnicy 0,02–0,05 mm) występują w nieco większej ilości. W nielicznych przypadkach spotyka się pojedyncze ziarna skaleni o średnicy nie przekraczającej 0,2 mm. W szeregu przewarstwieniach otoczki zabarwione są związkami żelaza; zwykle są to koncentryczne obwódki w zewnętrznej części otoczek (niektóre otoczki są zabarwione w całości związkami żelaza). Wkładki psefitowe zawierają niekiedy girogonity ramienic, rzadziej obserwuje się nieoznaczalne szczątki małżów i małżoraczków; sporadycznie spotyka się otoczki ze strukturami glonowymi oraz nieliczny, drobny detrytus zwęglonej flory.

W opisywanych utworach spotyka się różnego typu spoiwa. Odmianą najczęściej spotykaną jest spoiwo mieszane, w przeważającej części ilasto-wapniste lub ilasto-żelaziste (z licznymi ziarnami kwarcu o średnicy około 0,05 mm), jedynie na kontaktach otoczki

scementowane są grubokrystalicznym kalcytem. Niekiedy substancja ilasta lub ilasto-wapnista z domieszką związków żelaza (brunatnoczerwone zabarwienie) wypełnia tylko częściowo puste przestrzenie. Inną odmianę stanowi spoiwo kalcytowe, złożone z dwóch generacji kalcytu. Na kontaktach otoczaki scementowane są kalcytem drobno-krystalicznym (dość licznie występują tutaj ziarna kwarcu o średnicy około 0,03 mm), a pozostała przestrzeń wypełniona jest kalcytem o wielkości kryształów około 0,2 mm. Rzadziej obserwuje się spoiwo porowe, drobnokrystaliczne. W nielicznych wkładkach elementy okruchowe mają otoczki sparytowe.

W iłowcach i mułowcach formacji grabowskiej występują okruchy (a także fragmenty obtoczone o różnym stopniu obtoczenia) skał węglanowych. Materiał ten rozproszony jest w osadach opisywanej formacji; w niektórych interwałach profilu odgrywa niewielką rolę, w innych przypadkach pojawia się licznie, tworząc wkładki „okruchowców” o miąższości nie przekraczającej zwykle 10 cm (okruchy o wielkości wahającej się w większości przypadków 1–3 mm, rzadziej do 5 mm, tkwiące w iłowcu wapnistym czerwonym lub seledynowym).

Charakterystycznym elementem litologicznym profilu opisywanego zespołu osadów, są znane z osadów retyku Niżu Polskiego utwory określone jako zlepieńce iłowe i iłowce gruzłowe. Zlepieńce iłowe złożone są z toczeńców ilastych o kształtach owalnych, niekiedy dyskoidalnych, o długości od 0,5 do 3, rzadziej 5 cm. Tocenece wykazują czasem wyraźną kierunkowość ułożenia, wyrażoną równoległością osi podłużnych do uwarstwienia.

Struktura psefitowa tych utworów zaznacza się z różną wyrazistością. Kontury toczeńców często są niewyraźne, słabo zaznaczające się na tle spoiwa. Utwory o niewyraźnej strukturze psefitowej, cechujące się konkretyjną, gruzłową oddzielnością, określane są jako iłowce gruzłowe. W utworach tych podobnie jak w zlepieńcach iłowych pojawia się mikroflora ramienic wykazująca różny stan zachowania, występująca przypuszczalnie na wtórnym złożu. W nielicznych przypadkach podobne cechy wykazują girogonity ramienic stwierdzone w obrębie iłowców nie wykazujących struktur gruzłowych. Przypuszczać można, że utwory te powstały w wyniku resedymencji z suspensji wodnej w jaką wprowadzony został osad erodowany.

Stosunkowo rzadko obserwuje się utwory psefitowe, w których elementy okruchowe (iłowce) o wielkości składników od 2 do 20 mm o kształtach ostrokrawędzistych i postrzępionych zarysach, tkwią w spoiwie iłowcowym tej samej barwy (zwykle brunatnej lub wiśniowoczerwonej), przy czym kontury okruchów są niewyraźne. W utworach tych stwierdzono obecność struktur przypominających szczeliny z wysychania.

Przypuszczać można, iż zlepieńce iłowe oraz iłowce gruzłowe powstały w zbliżonych warunkach, jak podobnego typu utwory serii kłodawskiej, których genezę w przekonujący sposób przedstawił S.Z. Różycki (1958). Mimo pewnego podobieństwa zlepieńcowych utworów obydwu regionów, widoczne są między nimi pewne różnice. W profilach formacji grabowskiej brak jest zlepieńców o znacznych wymiarach otoczków (w serii kłodawskiej średnice toczeńców często przekraczają 20 cm, a mogą osiągać nawet rozmiary przekraczające 50 cm średnicy). Wkładki zlepieńców iłowych w opisywanej formacji mają grubości nie przekraczające 30 cm, a więc miąższość ich jest znacznie mniejsza niż zlepieńców pochodzących z retyku Kujaw. Większą rolę w profilach opisywanej formacji odgrywają iłowce gruzłowe osiągające miąższość do 10 m.

Fakty te wskazują, że psefitowe utwory opisywanego zespołu osadów powstały w większości przypadków w środowisku wodnym („rozmakanie” toczeńców ilastych prowadzące do powstania iłowców gruzłowych). Za środowisko wodne można w tym przypadku uważać okresowe potoki oraz błota, powstałe w wyniku nawalnicowych opadów na słabo przepuszczalnym podłożu.

Piaskowce formacji grabowskiej złożone są z ziarn kwarcu o średnicy nie przekraczającej w większości przypadków zakresu od 0,05 do 1,5 mm. Ziarna te mają zarysy kanciaste.

Wygaszanie światła jest proste lub faliste (w wyjątkowych przypadkach mozaikowe). Stosunkowo rzadko obok kwarcu w składzie ziarnowym obserwuje się chalcedon i opal. W niektórych przewarstwieniach piaskowców znaczną rolę (do 50% udziału w składzie ziarnowym) odgrywają ziarna skał węglanowych. Są to ziarna mikrosparytowe o zarysach w większości przypadków okrągławych, rzadziej ich kontury są nierówne, postrzępione. Wykazują one niski stopień wysortowania; wielkość ich waha się w granicach 0,4–2 mm. W zmiennej ilości (w większości przypadków nieznacznej) w składzie ziarnowym obserwuje się skalenie i muskowitz. W nielicznych wkładkach piaskowców pojawia się znaczna ilość girogonitów ramienic. Sporadycznie spotyka się drobny detrytus zwęglonej flory.

Piaskowce opisywanej formacji wykazują zróżnicowany charakter spoiwa. W większości przypadków obserwuje się spoiwo porowe, kalcytowe (o wielkości kryształów około 0,2 mm) względnie podstawowe, nierównokrystaliczne (wielkość kryształów 0,05–0,2 mm). Inny charakter spoiwa mają piaskowce występujące w części wyższej niektórych profilów opisywanej formacji. Są to piaskowce o niewyraźnej laminacji przekątnej (grubość lamin od 0,5–3 mm), pojawiające się w postaci wkładek o miąższości do kilku m. W poszczególnych laminach obserwuje się różnego typu spoiwo. Naprzemianległe pojawia się bądź spoiwo podstawowe ilasto-żelaziste lub ilaste, bądź też ilasto-wapienne, przy czym spoiwo ilaste jest kontaktowe (przypuszczalnie pierwotne), natomiast spoiwo kalcytowe stanowi wypełnienie porów (przypuszczalnie wtórne). Spoiwo ilaste ma charakter detrytyczny (fragmenty o niewyraźnym, postrzępionym zarysie złożone z agregatu minerałów ilowych przypuszczalnie z domieszką opalu).

Przewarstwienia piaskowców tego typu (zawierające niekiedy w części spągowej toczące pochodzące z warstwy podścielającej) występują w niektórych profilach okolic Zawiercia i Niegowonic. W niektórych profilach obserwuje się mniejszy udział piaskowców (dominują mułowce). Skład litologiczny oraz charakter zmienności lateralnej i horyzontalnej obserwowany w tym kompleksie pozwala przypuszczać, iż są to utwory reżimu fluwialnego. Piaskowce omawianego kompleksu mogą stanowić osady korytowe; utwory aleurytowo-pelitowe występujące w postaci przewarstwień w ich obrębie są jak się wydaje osadami równi zalewowej. Słaba czytelność cykli fluwialnych (wg określenia J.R.L. Allen, 1964, 1965a, b) determinowana jest składem litologicznym erodowanego podłoża a także migracją koryt rzecznych. Utwory te wykazują analogie do uznanych za rzeczne (W. Bilan, 1975a) osadów retyku (część wyższa profilu retyku) z Krasiejowa koło Opola.

W składzie litologicznym opisywanej formacji znaczną rolę odgrywają ilowce oraz mułowce. W licznych przypadkach utwory te związane są genetycznie z osadami zlepieńcowymi i gruzłowymi, jako utwór powstały w wyniku resedymencji erodowanego podłoża.

Stosunkowo rzadko obserwuje się wkładki o zdecydowanej przewodzie frakcji pelitowej nad aleurytową (i odwrotnie). W większości przypadków spotyka się sedymenty, które określić można jako ilowce mułowcowe lub mułowce ilowcowe. Wspólną cechą omawianych utworów jest ich pstre zabarwienie (wiśniowe, ceglasto- i brunatnoczerwone oraz seledynowe, niekiedy plamiste). Często w utworach tych pojawiają się drobne (o średnicy 0,5–3 mm, rzadziej do 5 mm) okruchy skał węglanowych. Miejscami mułowce wykazują oddzielność łupkową. Oddzielność taka zaznacza się w nielicznych wkładkach utworów laminowanych (naprzemianległe laminy frakcji pelitowej i aleurytowo-psammitowej o grubości od 0,5 do 2 mm), zlokalizowanych głównie w środkowej części profilu formacji grabowskiej.

Obecność w profilu formacji grabowskiej wkładek skał węglanowych różnego typu o różnej genezie, jest świadectwem znacznego zróżnicowania warunków sedymentacji w rozwoju omawianego zespołu osadów. W znacznej ilości obserwuje się wapienie (rzadziej dolomity), mikrytowe, zawierające nieznaczną domieszkę materiału terygenicznego

(ziarna kwarcu) i allochemicznego (szczątki organiczne) oraz utwory o typie dysmikrytów. W wielu przypadkach utwory te wykazują rekrytalizację.

Nieco rzadziej pojawiają się wkładki biomikrytów (miejscami zrekrystalizowanych), zawierające znaczną ilość szczątków organicznych (fragmenty skorup makrofauny i szczątki małżoraczków) oraz nieznaczną domieszkę materiału terygenicznego (ziarna kwarcu o średnicy w granicach 0,01–0,05 mm). Obok odmian mikrytowych występują wapienie mikrosparytowe, niekiedy nieco piaszczyste, zawierające nieznaczną ilość składników allochemicznych (szczątki organiczne).

Allochemy występują w większej ilości w wapieniach, w których składnikiem ortochemicznym jest sparyt. W obrębie opisywanego zespołu osadów wśród odmian sparytowych wyróżnić można intrasparyty, oointrasparyty i oosparyty.

Intrasparyty złożone są z intraklastów mikrosparytowych o kształtach owalnych, rzadziej nieregularnych, o średnicy 0,1–1 mm. Szczątki organiczne (głównie są to girogonity ramienic) występują zwykle w niewielkiej ilości. Dość znaczną domieszkę stanowi niekiedy kwarc (ziarna o średnicy 0,05–0,2 mm). Cement sparytowy złożony jest z kryształów o średnicy 0,02–0,15 mm.

Oointrasparyty złożone są z intraklastów o kształtach w większości przypadków owalnych, niekiedy o typie bahamitów (F. Beales, 1958) o średnicy wahającej się w granicach 0,1–1 mm. Ooidy (o średnicy 0,2–0,5 mm) złożone są z intraklastów (rzadziej nieoznaczalnych fragmentów organicznych) otoczonych powłokami, złożonymi z różnej ilości pierścieni przyrostowych. Występują tutaj zarówno ooidy powierzchniowe (sensu A. Carozzi, 1960), jak również ooidy z większą ilością (kilka) pierścieni przyrostowych. Materiałem ortochemicznym oointrasparytów jest różnokrytaliczny kalcyt (o średnicy kryształów od 0,04 do 0,2 mm).

Składnikiem allochemicznym oosparytów są ooidy (w większości przypadków powierzchniowe), których jądra tworzą intraklasty o kształtach w większości przypadków owalnych, złożone z mikrosparytu; rzadziej jądra stanowią bahamity lub detrytus organiczny. Średnica ooidów waha się w granicach 0,2–0,5 mm. Materiałem ortochemicznym jest sparyt o średnicy kryształów 0,01–0,05 mm. W wyniku rekrytalizacji struktura oolitowa w znacznym stopniu jest zatarta.

W niektórych otworach wiertniczych w wyższej części profilu formacji grabowskiej obserwuje się nieregularne (o charakterze konkrecyjnym) wkładki wapieni szarych i różowych, zawierające smugi iłu brunatnoczerwonego. Sedyment ten jest miejscami porowaty, smugowany (nieregularne smugi związków żelaza), zawiera okruchy skał węglanowych zabarwionych związkami żelaza a niekiedy detrytus flory. Skała wykazuje wyraźną rekrytalizację (kalcyt różnokrytaliczny), ma dość znaczną domieszkę ziarna kwarcu (o średnicy 0,02–0,07 mm). Pory wypełnione są substancją ilasto-węglanową z domieszką związków żelaza.

Wyższy zespół osadów retyku

Profil

W profilach opisywanego zespołu osadów występują zlepierce węglanowe i węglano-iloiste, piaskowce, mułowce i iłowce. Znacznie mniejszą rolę w składzie litologicznym odgrywają wapienie, margle i syderyty.

Utwory wyższego zespołu osadów retyku stwierdzone zostały w licznych profilach okolic Siewierza i Zawiercia (miąższość ich waha się tutaj w granicach od kilkunastu do 25 m) i w nielicznych profilach rejonu Niegowonic (miąższość do 20 m).

W pobliżu Zawiercia na osadach formacji grabowskiej stwierdzono następujący profil wyższego zespołu osadów retyku (fig. 15):

1. Zlepienieć węglanowo-ilasty, szary, złożony z otoczków (częściowo także okruchów) skal węglanowych oraz toczeców ilastych o wielkości od 2 do 4 mm (w części spągowej do 8 mm) z licznymi okruchami lignitu; tkwiących w spoiwie wapnisto-ilastym. W obrębie zlepieńca występują wkładki piaskowców drobnoziarnistych, szarych o spoiwie wapienno-ilastym; licznie występuje drobny detrytus zwęglonej flory. Miąższość 5,10 m.

2. Iłowce szaroseledynowe z przelawieniami mulowców tej samej barwy; w osadach tych występują nieoznaczalne szczątki małżoraczków. Miąższość 0,90 m.

3. Zlepienieć węglanowy, seledynowo-szary, złożony z otoczków skal węglanowych o średnicy 1–5 mm, tkwiących w spoiwie wapienno-ilastym. Miąższość 1,30 m.

4. Mulowce seledynowe, margliste, w części spągowej piaszczyste o niewyraźnej oddzielności łupkowej. Miąższość 2,50 m.

5. Piaskowce gruboziarniste, zlepieńcowate o wyraźnej oddzielności płytkowej, porowate, kruche z licznym detrytusem zwęglonej flory. Miąższość 3,85 m.

6. Zlepienieć węglanowy, w spąg węglanowo-ilasty, ciemnoszary, złożony głównie z otoczków skal węglanowych, toczeców ilastych; w mniejszej ilości występują otoczki (i ziarna) kwarcu. Wielkość otoczków waha się w granicach 2–10 mm (w części spągowej dochodzi do 40 mm). Spoiwo skały węglanowo-ilaste. Miąższość 0,15 m.

7. Piaskowiec drobnoziarnisty, szary o niewyraźnej laminacji z licznym muskowitem. Miąższość 1,50 m.

8. Iłowce seledynowe, miejscami margliste z cienkimi (o grubości około 20 cm) wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, rzadziej gruboziarnistych, zlepieńcowatych, o niewyraźnej laminacji. Miąższość 3,80 m.

9. Zlepienieć węglanowo-ilasty, szary z licznymi, nieregularnymi smugami seledynowego ilu. Miąższość 2,70 m.

10. Piaskowiec drobnoziarnisty, szarobrunatny z seledynowymi smugami, marglisty, zawierający liczne otoczki skal węglanowych o średnicy dochodzącej do 4 mm. Miąższość 0,50 m.

11. Iłowce szarobrunatny z seledynowymi smugami, wapniste, z drobnymi okruchami skal węglanowych. Miąższość 0,50 m.

12. Zlepienieć węglanowo-ilasty, pstry, złożony z otoczków (na ogół o niskim stopniu obtoczenia) skal węglanowych, toczeców ilastych oraz kwarcu; wielkość otoczków waha się w granicach 2–5 mm, niekiedy dochodzi do 50 mm. W części spągowej występują cienkie smugi piaszczyste. Spoiwo w spąg ilasto-wapniste (miejscami kalcyt); w części stropowej ilaste (skała porowata, krucha). Miąższość 4,00 m.

13. Piaskowce gruboziarniste, różowoszare i seledynowe, miejscami z niewyraźną laminacją równoległą; spoiwo wapniste. Miąższość 3,40 m.

14. Iłowce seledynowe, plamiste z wkładką piaskowca drobnoziarnistego, ku stropowi przechodzące w wiśniowoczerwone; zawierają nieoznaczalne skorupki małżoraczków. Miąższość 6,70 m.

Dolną granicę wyższego zespołu osadów retyku wyznacza spąg warstwy zlepieńca węglanowego, szarego, zawierającego liczny detrytus zwęglonej flory. Ławica ta leży na pstrych utworach formacji grabowskiej. W niektórych profilach wyraźna zmiana zabarwienia osadów z pstrego (formacji grabowskiej) na szare lub seledynowe (opisywanego kompleksu) zaznacza się poniżej warstwy zlepieńca. W profilach takich granicę między wymienionymi zespołami osadów przyjęto w miejscu wyraźnej zmiany zabarwienia. Zmiana ta mogła być spowodowana zmianą klimatu do suchego na wilgotny (przemawia za tym znaczna ilość zwęglonych szczątków roślin w spągowej części zespołu wyższego osadów retyku), bądź też przerwaniem dopływu resedymentowanego materiału kajprowego, który mógł w znacznym stopniu wpływać na habitus osadów formacji grabowskiej.

Górną granicę zespołu wyższego osadów retyku wyznacza powierzchnia niezgodności erozyjnej. W większości profilów na opisywanym kompleksie osadów leżą utwory liasu.

Część niższa omawianego zespołu osadów wykazująca dość stałe wykształcenie, reprezentowana jest przez szare i seledynowe zlepieńce, piaskowce, mulowce, nieco rzadziej iłowce. Zmienność facjalna w obrębie dolnej części opisywanego kompleksu jest

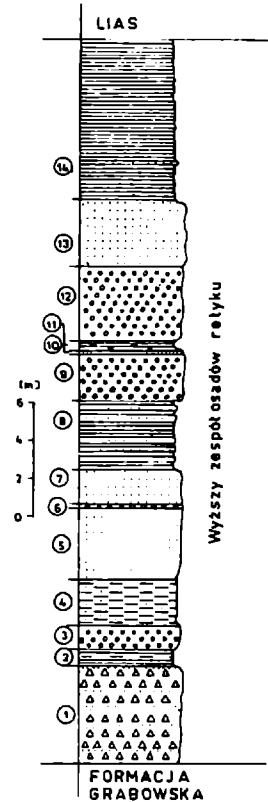


Fig. 15. Profil wyższego zespołu osadów retyku (otwór wiertniczy nr 16 = ZŁ 6-10)

Objasnienia w tekście

niewielka i przejawia się w zróżnicowanym udziale (ilość i miąższość) poszczególnych typów litologicznych.

W okolicach Zawiercia, na utworach formacji grabowskiej (fig. 14, wydzielenia od 1–24) stwierdzono następujący profil opisywanego zespołu osadów:

25. Zlepieńiec węglanowy, szary, złożony z otoczków (w licznych przypadkach nieznacznie obtoczonych) skał węglanowych o średnicy od 1 do 5 mm, niekiedy do 10 mm; zawiera cienkie (o grubości 1–5 cm), soczewkowate smugi piaszczyste oraz liczne okruchy lignitu. Spoiwo skały wapniste (kalcyt) z nieznaczną domieszką substancji ilastej. Miąższość 2,20 m.

26. Mulowce seledynowe, wapniste z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, szarych, kilkucentymetrowej grubości; licznie występuje drobny detrytus zwęglonej flory. Miąższość 3,60 m.

27. Zlepieńiec węglanowo-ilasty z wkładką (o grubości 25 cm) piaskowca drobnoziarnistego, seledynowego. Miąższość 0,70 m.

28. Łupek piaszczysty, seledynowy. Miąższość 0,30 m.

29. Piaskowce drobnoziarniste, szaroseledynowe z niewyraźną laminacją. Miąższość 1,60 m.

30. Mulowce seledynowe, nieco margliste w spągu piaszczyste. Miąższość 0,40 m.

31. Zlepieńiec węglanowo-ilasty, szary. Miąższość 0,50 m.

32. Mulowce seledynowe, piaszczyste, miejscami łupkowe. Miąższość 3,50 m.

33. Mulowce jasnoszare, margliste, miejscami z delikatną laminacją równoległą i drobnym detrytusem zwęglonej flory. W ich obrębie występują zlepieńce węglanowo-ilaste z okruchami lignitu. Miąższość 2,40 m.

34. Zlepieńiec węglanowo-ilasty, seledynowoszary z otoczkami skał węglanowych i licznymi tocząciami ilastymi o średnicy 3–15 mm (niekiedy do 50 mm); miejscami pojawiają się soczewkowate smugi (o grubości do 5 cm) psammitowe, silnie wapniste. Bardzo licznie występują fragmenty zwęglonej flory (o długości dochodzącej do kilkunastu centymetrów). Miąższość 3,40 m.

35. Iłowce szare, wapniste. Miąższość 2,70 m.

36. Zlepieńiec węglanowy w części stropowej o charakterze wapienia detrytycznego. Miąższość 5,90 m.

Zmienność litologiczna

Charakterystycznym elementem litologicznym wyższego zespołu osadów retyku są zlepieńce węglanowe, szare, rozpoczynające (w większości profilów) sekwencję omawianego zespołu osadów. Zlepieńce te tworzą kilka ławic o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Utwory te złożone są z otoczków o średnicy 2–8 mm (rzadziej do 15 mm), wykazujących zróżnicowany stopień obtoczenia i wysortowania oraz brak wyraźniejszego uporządkowania składników. W składzie otoczkowym przeważają elementy mikrosparytowe, miejscami z nieznaczną domieszką terygeniczną (ziarna kwarcu), niekiedy zrekrystalizowane. Dość licznie występują także fragmenty dolosparytu o wielkości romboedrów około 0,2 mm. Mniej licznie pojawiają się otoczki węglanów fitogenicznych (struktury glonowe).

Otoczki skał krzemionkowych występują w zmiennej ilości; w części spągowej profilu nie odgrywają większej roli, w części wyższej opisywanego zespołu osadów pojawiają się licznie, stanowiąc przeważający element w składzie otoczkowym (w niektórych przewarstwieniach zdecydowanie dominujący nad fragmentami skał węglanowych). Najliczniej obserwuje się otoczki chalcedonu, licznie występuje także kwarc o ściemnianiu prostym, falistym i mozaikowym; w mniejszej ilości spotyka się opal.

W obrębie zlepieńców, szczególnie w niższej części profilu, w znacznej ilości występuje detrytus zwęglonej flory (fragmenty lignitu przekraczają niekiedy długość kilkunastu centymetrów). Rzadziej spotyka się skorupki małżów. W nielicznych wkładkach spotyka się skupienia pirytu o średnicy 0,02–2 mm.

Spoivo zlepieńców o charakterze podstawowym bądź porowym stanowi kalcyt o średnicy kryształów 0,03–0,2 mm. Innym typem spoiwa jest lepszczyste ilasto-wapniste (otoczki spojone na kontaktach substancją ilastą, a pozostała przestrzeń jest wypełniona kalcytem różnokryształicznym). Miejscami obserwuje się także spoiwo ilaste; skała jest krucha, porowata, rozsypująca się w palcach.

Piaskowce drobno- i gruboziarniste występujące w części niższej opisywanego zespołu osadów złożone są z ziarn kwarcu o średnicy 0,05–2, czasem do 5 mm (piaskowce zlepieńcowate). Kwarc wykazuje wygaszanie światła proste, rzadziej faliste, w sporadycznych przypadkach mozaikowe. W mniejszej ilości w składzie ziarnowym obserwuje się chalcedon oraz okruchy mikrosparytu. Zarysy ziarn są w większości przypadków kanciate, fragmenty skał węglanowych mają kontury okrągłe lub nieregularne. Miejscami występuje drobny detrytus zwęglonej flory. Spoiwo podstawowe bądź porowe stanowi kaleył o średnicy kryształów 0,05–0,2 mm.

Mułowce i iłowce opisywanego zespołu osadów miejscami wapienste, niekiedy wykazują delikatną laminację. Stosunkowo rzadko spotyka się wkładki mułowców względnie iłowców wykazujących oddzielność łupkową. Utwory te w odróżnieniu od aleurytowo-pelitowych osadów formacji grabowskiej mają zabarwienie seledynowe i szare.

Utwory części wyższej opisywanego zespołu osadów reprezentowane są przez iłowce pstrze z wkładkami wapieni, margli i syderytów, stwierdzone zostały w nielicznych profilach. Iłowce wykazują zabarwienie czerwono-brunatne oraz seledynowe, miejscami są wapienste, czasem wykazują delikatną laminację oraz niewyraźną oddzielność łupkową.

W obrębie iłowców występują wkładki wapieni i margli o grubości nie przekraczającej 30 cm. Są to utwory o charakterze mikrosparytu, zawierające nieznaczną domieszkę ziarn kwarcu. Istotnym składnikiem niektórych wkładek (margle) jest substancja ilasta. Na uwagę zasługuje stwierdzenie w obrębie wkładki mikrosparytu (miejscami przechodzącego w sparyt drobnokrystaliczny) warstewki stromatolitu o grubości około 3 cm. Warstewka ta przedstawia delikatne, lekko pofalowane laminy, poprzecinane interstycjami. Struktura skały jest częściowo zatarta wskutek dolomityzacji.

Przerosty syderytowe pojawiają się w niewielkiej ilości, w postaci wkładek o grubości nie przekraczającej 5 cm. Utwory te występują w postaci bądź syderytów ilastych, jasnoszarych, bądź też syderytów piaszczystych, szarozółtych, zawierających znaczną domieszkę psammitu krzemionkowego.

Problem cykliczności sedymentacji osadów retyku

Podział retyku Niżu Polskiego na podstawie cykliczności sedymentacji przedstawiła W. Grodzicka-Szymanko (1971). Wyróżnione w tym podziale jednostki określiła autorka jako cykle paleoklimatyczne, wyznaczone kompleksem zmian diastroficznych, ograniczonych w skali czasowej przez ciąg regionalnych deformacji basenu oraz zmiany klimatyczne. Największa jednostka określona w proponowanym podziale nazwą cyklotem, odpowiada czasowi całkowitego, pełnego cyklu paleoklimatycznego i jest okresem sedymentacji pierwszego rzędu. Przyjętym kryterium wyróżnienia pojedynczego cyklotemu jest następstwo sedymentacyjne rozpoczynające się osadem transgresywnym, a kończące regresywnym. Poza jednostkami pierwszego rzędu (duże cyklotemy) zostały wyróżnione (W. Grodzicka-Szymanko, *op. cit.*) jednostki wyższych rzędów (*sensu* T. Sakamoto, 1957). Autorka uważała, że jednostki drugiego rzędu (cyklotemy) rozpoczynają się osadami transgresywnymi dającymi się prześledzić w całym basenie, jednakże w podziale retyku północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska) jednostki te nie zostały wyróżnione.

W profilach retyku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zachodzi przypuszczalnie redukcja cykli różnych rzędów. Wyróżnienie dużych cyklotemów: R_r = formacja grabowska (fm) i R_{II} = wyższy zespół osadów retyku, nie następuje zasadniczych trudności; wyróżnienie jednostek rzędów niższych (*sensu* V.S. Jabłokov *et al.*, 1961) jest trudne i budzi wątpliwości.

Cykliczność sedymentacji analizowana na podstawie zmienności litologicznej, niezależnie od ilości i szczegółowości wydzieleni, nie uwzględnia w pełni zmian środowiskowych w basenie sedymentacyjnym. W profilach retyku obszaru badań stwierdza się obecność wkładek o podobnym wykształceniu, reprezentującym różne warunki ekologiczne zbiornika. W interwałach profilu długości kilkunastu metrów, w obrębie osadów o podobnym habitusie (iłowce pstre) stwierdza się często przewarstwienia facji brakiczno-morskich i limniczno-brakicznych.

Stwierdzone różnicowanie biofacjalne osadów o podobnym wykształceniu litologicznym stanowi zasadniczą trudność w badaniu cykliczności sedymentacji osadów retyku. Problem ten wymaga dalszych, szczegółowych badań paleontologicznych (określenie roli i pozycji poszczególnych wskaźników facjalnych w profilach), sedymentologicznych (przede wszystkim badania mikrofacjalne skał węglanowych) oraz mineralogicznych (identyfikacja minerałów ilastych). Wydaje się, iż podział retyku omawianego obszaru na podstawie kryteriów diastroficznych jest właściwy jedynie w aspekcie ogólnym.

Dotychczasowe badania pozwalają na generalne scharakteryzowanie warunków sedymentacji retyku na obszarze wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, wydają się natomiast niewystarczające do przedstawienia obrazu cykliczności sedymentacji utworów retyku. Próby przedstawienia cyklicznego rozwoju osadów w peryferycznej części zbiornika (wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego) wobec znacznej zmienności (potwierdzonej nie dość szczegółowymi badaniami) w pionie i poziomie, wydają się na obecnym etapie badań przedwczesne. P. Mc L.D. Duff *et al.* (1967) przestrzegali przed wyciąganiem daleko idących wniosków na temat przyczyn wywołujących cykliczność sedymentacji na podstawie badań zespołów osadów zredukowanej miąższości, występujących na ograniczonym obszarze. Wspomniani autorzy zwrócili uwagę na przedstawioną przez W.C. Krumbeina (1964) skalę relacji między poziomem zaawansowania badań a interpretacjami, które można przedstawić na podstawie tych badań.

Warunki sedymentacji osadów retyku

W następstwie ruchów pionowych fazy eokimeryjskiej na pograniczu kajpru i retyku, w warunkach klimatu subtropikalnego, okresowe, nawałnicowe deszcze spłukiwały słabo odporne na wietrzenie osady kajpru. Znaczna część materiału uległa częściowemu rozlasowaniu już w czasie krótkiego transportu. Stosunkowo rzadko dochodziło do nagromadzenia toczniców w warunkach aeralnych.

Obraz podłoża retyku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego świadczy o istnieniu zjawisk intensywnej erozji przedretyckiej. Znaczne różnicowanie miąższości kajpru i retyku, przejawiające się niekiedy w bardzo blisko położonych profilach (rynnny w podłożu retyku?), a także występowanie różnych ogniwi kajpru i wapienia muszlowego w podłożu retyku w niezbyt odległych od siebie profilach pozwala przypuszczać, że na wynurzonym lądzie kajprowym główne przejawy erozji związane były z erozją denną potoków okresowych oraz ablacją deszczową (deszcze torencjalne). Ważnym czynnikiem denudacji było przypuszczalnie spełzywanie pokrywy zwietrzelinowej. Rozwój cyklu denudacyjnego jest słabo czytelny ze względu na obecność znacznej ilości, różnego wieku dyslokacji nieciągłych. Zlepience ilowe oraz ilowce gruzłowe są jak się wydaje, genetycznie związane nie tylko z erozją przedretycką. Wiele wkładek utworów tego typu może mieć charakter zlepieńców infraformacyjnych, powstałych w wyniku lokalnych zjawisk erozji, jakie zaznaczyły się w retyku.

Cechą charakterystyczną osadów formacji grabowskiej (podobnie jak innych utworów retyku *sensu polonico*) jest znaczny udział w ich składzie litologicznym elementów pochodzących z erodowanego podłoża. W profilach omawianej formacji występuje prawdo-

podobnie znaczna ilość materiału resedymentowego (osadzanie z zawiesiny w jaką został wprowadzony erodowany osad kajpru) oraz materiału na wtórnym złożu (zlepińce ilowe i węglanowo-ilaste a przypuszczalnie także tzw. ilowce gruzłowe). Fakt ten powoduje, iż zmiany kształtujące rozwój opisywanej formacji często są słabo czytelne.

Osady retyku cechuje znaczna zmienność warunków sedymentacji. Zróżnicowanie warunków środowiskowych w obrębie formacji grabowskiej znajduje odbicie w składzie szczątków organicznych. W znacznej ilości próbek nie stwierdzono występowania skamieniałości. Skład szczątków organicznych niektórych próbek ogranicza się do ramienic z rodzajów *Porochara* i *Stenochara*, charakterystycznych dla warunków limnicznych i oligohalinowo-brakicznych (H. Kozur, 1971). W innych próbkach stwierdzono występowanie jedynie form z rodzaju *Darwinula*, których liczne występowanie jest świadectwem warunków oligo-miohalinowo-brakicznych (H. Kozur, P. Reinhardt, 1969). W większości próbek obserwuje się mieszane zespoły małżoraczkowo-ramienicowe o zmiennym składzie gatunkowym, wiążące się przypuszczalnie z oligo-miohalinowo-brakicznymi warunkami zbiornika. W próbkach tych obok *Stellatochara* (przedstawiciele *Stenochara*, *Porochara* bądź *Auerbachichara* pojawiają się w mniejszej ilości), a niekiedy *Darwinula*, występuje także *Clinocypris? silesia*. Ponieważ obecność tego gatunku stwierdzono także w próbkach zawierających otwornice, można sądzić, iż jest on związany z osadami powstałymi w reżimie oligo-pliohalinowo-brakicznym.

Obecność w niektórych próbkach nielicznych otwornic oraz małżoraczków *Bairdia?* sp. (niekiedy z nielicznymi i słabo zachowanymi girogonitami ramienic) pozwala przypuszczać, że wiążą się one z ingresjami morskimi.

Formacja grabowska odpowiada określeniu dużego cyklotemu R_1 (W. Grodzicka-Szymanko, 1971; W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972) ukształtowanego zjawiskami diastrofizmu, jakie zaznaczyły się na pograniczu kajpru i retyku oraz na przelomie dużych cyklotemów R_1 i R_{II} . W rozwoju omawianej formacji wyróżnić można trzy zasadnicze etapy.

Etap pierwszy odpowiada okresowi erozji, jaka nastąpiła po wynurzeniu obszaru, w wyniku ruchów eokimeryjskich. W okresie tym uległy częściowemu lub całkowitemu zdarciu osady formacji bolesławskiej, a miejscami utwory wapienia muszlowego. Sedymentację formacji grabowskiej rozpoczynają pstre ilowce wykazujące miejscami struktury gruzłowe z okruchami skał węglanowych, tworzących koncentracje w postaci przewarstwień brekcji lub zlepińców węglanowo-ilastych oraz ilastych. Występujące w tych utworach girogonity są przypuszczalnie na wtórnym złożu.

Wymienione utwory występują w spągowej części opisywanej formacji w niektórych profilach części środkowej obszaru badań (Błędów, Klucze), w części północnej pojawiają się natomiast sporadycznie. Fakt obecności tych utworów na osadach formacji bolesławskiej, a brak ich w licznych profilach gdzie formacja grabowska leży na wapieniu muszlowym sugeruje, że depozycja omawianych utworów zachodziła w depresjach, do których dostarczany był materiał pochodzący z erodowanych elewacji morfologicznych.

Etap drugi wyznaczyła krótkotrwała ingresja, której przejawy (ilowce z pliohalinowo-brakiczną mikrofauną oraz wkładki skał węglanowych powstałych w warunkach ruchliwego zbiornika) stwierdza się w profilach okolic Zawiercia, Niegowonic i częściowo Kluczy. W profilach okolic Bolesławia i Olkusza licznie występują elementy na wtórnym złożu, osadzone przypuszczalnie w warunkach limnicznych (facje brzeżne); w rejonach położonych na północ od tego obszaru utwory takie stanowią podłoże rozwijającej się ingresji (etap pierwszy).

Etap drugi odpowiada okresowi sedymentacji pstrych ilowców, piaszczystych z wkładkami brekcji i zlepińców węglanowo-ilastych, piaskowców oraz skał węglanowych. Wymienione wkładki są lateralnie nieciągłe, a ich udział w omawianym kompleksie jest znacznie zróżnicowany. W profilach, w których brak jest pakietu osadów odpowiadającego etapowi pierwszemu, sedymentację formacji grabowskiej rozpoczynają skały węgl-

nowe lub zlepieńce węglanowo-ilaste. W wielu profilach, ze względu na brak wkładek skał węglanowych oraz niewielkie znaczenie przewarstwień piaszczystych kompleks odpowiadający drugiemu etapowi jest słabo zindywidualizowany i łączy się z kolejnym wyróżnionym pakietem osadów, rozpoczynającym trzeci etap rozwoju formacji grabowskiej.

Etap ten związany jest z szeregiem oscylacji transgresywno-regresywnych, zaznaczających się zmianami warunków środowiskowych zbiornika (naprzemianległe wkładki ze szczątkami organicznymi charakterystycznymi dla środowiska słodkowodnego, oligo-miohalinowo- i mezohalinowo-brakicznego). W etapie tym, w niektórych profilach wyróżnić można trzy pakiety osadów.

W części niższej występują iłowce pstre, zawierające liczne okruchy skał węglanowych oraz przewarstwienia zlepieńców węglanowo-ilastych. Na utworach tych leżą mulowce seledynowe lub różowoszare z wkładkami piaskowców podobnie zabarwionych, wykazujących laminację przekątną. Kompleks ten występuje lokalnie (okolice Zawiercia i Niegowonic); w większości profiliw części południowej i środkowej obszaru badań nie stwierdzono jego występowania. Najwyższą część formacji grabowskiej (zakończenie sedimentacji trzeciego etapu) stanowią iłowce pstre, często gruzłowe z wkładkami zlepieńców węglanowo-ilastych. W sporadycznych przypadkach w obrębie tego pakietu osadów występują wkładki skał węglanowych.

Przedstawiony schemat rozwoju formacji grabowskiej opiera się na analizie facjalnej szeregu profiliw. Słaba czytelność zmian środowiskowych w osadach retyku, spowodowana obecnością znacznej ilości materiału kajprowego (R. Dadlez, 1967) i obecnością licznych wkładek ze szczątkami organicznymi na wtórnym złożu oraz zbyt mała częstotliwość obserwacji w profilach (próbki pobierane były w różnych odległościach od 1 do kilku metrów) powoduje, że przedstawioną rekonstrukcję rozwoju formacji grabowskiej należy traktować jako szkic, wymagający uzupełnienia.

W poszczególnych profilach obserwuje się brak osadów pierwszego etapu oraz redukcję (lub brak) osadów kolejnych etapów. Eliminację osadów odpowiadających okresowi sedimentacji określonymu jako etap pierwszy tłumaczyć można morfologią podłoża. Redukcja osadów powstałych w etapach drugim i trzecim może być spowodowana ukształtowaniem podłoża, pozycją w zbiorniku, a może się także wiązać ze zjawiskami rozmyć i przerw w sedimentacji. Zjawiska te, ze względu na charakter litologiczny opisywanych utworów zaznaczają się słabo. Istnienie ich sygnalizuje obecność utworów typu brekcji iłowcowych i zlepieńców infraformacyjnych oraz struktur przypominających szczeliny z wysychania. Fakty te, przemawiające za istnieniem lokalnych rozmyć i przerw w osadzaniu rejestrowane są w różnych etapach rozwoju omawianego zespołu osadów, niejasne jest jednak ich nasilenie i rola w rozwoju formacji grabowskiej.

Porównując opisane w niniejszym opracowaniu profile wyższego zespołu osadów retyku z profilami dużego cyklotemu R_{II} przedstawionymi przez W. Grodzicką-Szymanko i T. Orłowską-Zwolińską (1972) stwierdza się pewne różnice. W opisywanym zespole osadów zwraca uwagę zmienna miąższość kompleksu utworów węglanowych, znanych w literaturze pod nazwą wapieni woźnickich (F. Roemer, 1862). Kompleks ten określony jako wapienie „woźnickie”, margle, dolomity (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, *op. cit.*) osiąga w niektórych profilach (Woźniki, Kozieglowy) miąższość ponad 10 m; w kierunku na południowy-wschód miąższość jego wyraźnie maleje (w niektórych profilach nie stwierdza się występowania tych osadów).

Utwory wyższego zespołu osadów retyku zawierają nieliczne, źle zachowane szczątki małżów, otwornic, małżoraczków i ramienic. Charakter litologiczny, nieznaczna zmienność facjalna oraz obecność otwornic pozwala na określenie utworów części niższej tego zespołu osadów jako utworów ingresji morskiej (warunki mezo-pliohalinowo-brakiczne).

Część wyższa opisywanego kompleksu charakteryzuje się znaczną zmiennością wa-

runków sedymentacji. W większości próbek pochodzących z tych utworów nie stwierdzono występowania szczątków organicznych. W nielicznych próbkach obserwuje się nieliczne, źle zachowane małżoraczki oraz nieoznaczalne ramienice. Obserwacje te wskazują, że utwory części wyższej omawianego zespołu osadów powstały w zmiennych warunkach środowiskowych o amplitudzie: warunki limniczne \pm mezoahalinowo-brakiczne.

Rozwój zbiornika górnego triasu we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Analiza rozwoju górnego triasu obszaru badań ujawnia zależność przebiegu sedymentacji tych osadów od ogólnych tendencji kształtowania się zbiornika środkowoeuropejskiego. Zmiany klimatu znajdujące odbicie w charakterze sedymentacji oraz jednoczesność pewnych regionalnych zjawisk diastroficznych, umożliwiają paralelizację zespołów osadów (niekiedy o różnym wykształceniu litologicznym) powstałych w wyniku tych procesów w centralnej części zbiornika i na jego peryferiach (tab. 3).

Na przełomie środkowego i górnego triasu, w basenie środkowoeuropejskim zaznaczyły się zjawiska diastroficzne, których efektem są przerwy w sedymentacji między wapieniem muszlowym a kajprem. W wyniku tych procesów nastąpiło wynurzenie. Hiatus między środkowym i górnym triasem stwierdza się w różnych częściach Europy.

W kajprze dolnym na znacznym obszarze zbiornika środkowoeuropejskiego trwała sedymentacja utworów piaszczysto-ilastych z detrytusem flory (iłowęgle). Utwory te uważane są przez niektórych badaczy za osady deltowe, a niezgodność między wapieniem muszlowym a kajprem uważana jest za „dyskordację paleogeograficzną” (P. Wurster, 1964a, 1964b, 1965).

Brak wyraźnej niezgodności erozyjnej w spągu formacji chrzanowskiej w rejonie Chrzanowa (najpełniejsze profile), a równocześnie stwierdzenie zredukowanych osadów tej formacji leżących w okolicach Bolesławia, Olkusza i Niegowonic na warstwach tarnowickich (położenie przekraczające) sugeruje dolnokajprowy (przynajmniej częściowo) wiek tych osadów. W takim ujęciu położenie przekraczające formacji chrzanowskiej mogło być związane z rozszerzeniem zbiornika, jakie nastąpiło w trakcie sedymentacji dolomitu granicznego.

Z północno-zachodniego obrzeżenia basenu Lettenkohle znane są osady facji mułowcowo-dolomitycznej. Na mapie paleogeograficznej lądynu (G. Warrington, 1970) facja mułowców dolomitycznych obejmuje swym zasięgiem obszar Niżu Polsko-Niemieckiego, Morze Północne (część południowa), wschodnią Francję (Lotaryngia, Burgundia), Anglię Środkową oraz Irlandię Północną. Podobne wykształcenie do litofacji mułowców dolomitycznych wykazują osady formacji chrzanowskiej. W wyniku przeprowadzonych w ostatnich latach badań palinologicznych okazało się, iż brak jest podstaw do określenia omawianych osadów dolomitycznych z różnych części basenu środkowoeuropejskiego za równowiekowe oraz precyzowania ich wieku jako Lettenkohle. Utwory z południowo-wschodniej Francji, określane (J. Ricour, 1962) jako Lettenkohle, na podstawie badań palinologicznych (F.M. Grandstein, 1971) zostały uznane za karnik, natomiast w osadach formacji chrzanowskiej stwierdzono obecność zespołu sporowo-pyłkowego dolnego kajpru gipsowego i dolomitu granicznego (T. Orłowska-Zwolińska, 1974).

Na przełomie dolnego i górnego kajpru nastąpiła intensyfikacja klimatu suchego i gorącego (równik w systemie triasowym przebiegał przez obszar dzisiejszej Hiszpanii, Tunezji i Etiopii – wg S.K. Runcorn, 1962 *vide* P. Wurster, 1965). W centrum zbiornika, zmiana klimatu w pierwszym cyklu sedymentacyjno-klimatycznym kajpru (A. Szyperko-

Tabela 3

Korelacja jednostek wyróżnionych w profilu górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego z podziałami utworów tego wieku centralnej części zbiornika środkowoeuropejskiego

Podział stratygraficzny triasu górnego środkowoeuropejskiego		Północno-zachodnia Nizina Niemiecka (H.J. Will, 1957)	Niż Polski (Kajper wg A. Szyperko-Śliwczyńskiej 1960; retyk wg R. Dadleza i J. Kopika, 1963)	Północno-wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972)	Wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (W. Bilan, 1976)	
Trias górny	retyk (wg J. Kopika, 1967)	górny Rhaetavicularia contorta	Rhätkeuper	Seria zbąszyńska	Duży cyklotem R_{II}	Wyższy zespół osadów retyku
		dolny Unioinites posterus (s.l.)	Steinmergelkeuper	Seria jarkowska Seria drawieńska	Duży cyklotem R_I	Hiatus? Formacja grabowska (fm)
	kajper	górny	Oberer Gipskeuper	Górna seria gipsowa	Hiatus	Hiatus Formacja bolesławska (fm) Iłowce z Kluczy (og)
			Schilfsandstein	Piaskowiec trzciny	Piaskowiec trzciny	Iłowce z Błędowa (og)
			Unterer Gipskeuper	Dolna seria gipsowa	Dolny kajper gipsowy z dolomitem granicznym Hiatus	Formacja chrzanowska (fm) Hiatus
	dolny	Unt. Keuper (Lettenk. Keuper)	Kajper dolny			

-Śliwczyńska, 1960) znalazła wyraźne odbicie w habitusie osadów. W niższej części kajpru górnego w centrum basenu środkowoeuropejskiego osadziły się ilowce pstre z wkładkami dolomitów i margli oraz z przejawami sedimentacji ewaporatów. Są to osady dolnego kajpru gipsowego = Gipskeuper (km_1) Niemiec, paralelizowane (G. Warrington, 1970) z Marnes irisées inférieures Lotaryngii oraz z osadami formacji Harlequin i Edwalton Anglii. Osady te kończą pierwszy cykl sedimentacyjno-klimatyczny kajpru.

Po okresie erozji, jaka nastąpiła w wyniku zjawisk diastrofizmu (hiatus obejmujący kajper ilowogłowy) we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w wyniku rozszerzenia basenu (dolomit graniczny) zostały zalane depresje morfologiczne tego obszaru. Sedimentacja kajpru rozpoczęła się tutaj osadami formacji chrzanowskiej.

W środkowej części górnego kajpru klimat uległ zmianie na wilgotny (początek drugiego cyklu sedimentacyjno-klimatycznego kajpru). W basenie środkowoeuropejskim osadziły się piaszczysto-ilaste osady zawierające detrytus flory. Są to osady piaskowca trzci-

nowego = Schilfsandstein (km₂) Niemiec, paralelizowane (G. Warrington, 1970) z osadami Grés à Roseaux Lotaryngii oraz Arden Sandstone Member Anglii.

We wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na osadach formacji chrzanowskiej bądź na zerodowanej powierzchni wapienia muszlowego (na różnych jego ogniwach) leżą osady niższego ogniwia formacji bolesławskiej – iłowce z Błędowa (og).

P. Wurster (1958 – 1965) interpretował osady Schilfsandstein, jako deltę rozpostartą szerokim frontem, pomiędzy masywami brabanckim i czeskim z północnego wschodu na południowy zachód (obszary alimentacji zlokalizowane są na tarczy skandynawskiej oraz na platformie rosyjskiej). Na mapie paleogeograficznej załączonej przez autora (P. Wurster, 1964b, 1965) obszar śląsko-krakowski mieści się w obrębie strefy gruboklastycznych facji brzeżnych piaskowca trzciniowego.

Zmienność litologiczna i facjalna w obrębie cykli wyróżnionych w profilu iłowców z Błędowa przemawia za genezą tych utworów jako sedymentu lagunowego (por. U. Emmert, 1965). Stwierdzenie amplitudy zasolenia zbiornika iłowców z Błędowa o skali warunki limniczne – mezohalinowo-brakiczne, jest świadectwem wyraźnego związku między litotopem paralicznym Schilfsandstein i obszarem sedymentacji niższego ogniwia formacji bolesławskiej. Zmienność obserwowana w cyklach iłowców z Błędowa, stanowi echa zmian zachodzących w centrum zbiornika piaskowca trzciniowego.

W wyższej części kajpru górnego zaznaczyła się kolejna zmiana klimatyczna. W warunkach klimatu gorącego i suchego na obszarze Nizy Polskiego trwała sedymentacja pstrych iłowców z wkładkami dolomitu i gipsu (górną kajper gipsowy). Utwory te paralelizowane są (R. Dadlez, J. Kopik, 1963) z osadami Rote Wand = Oberer Gipskeuper (M. Laemmlen, 1956) Niemiec i Trent Formation (R.E. Elliot, 1961) Anglii, a także (J. Kopik, 1967) z utworami Argille de Chanville (J. Ricour, 1963) Francji.

Efekty generalnej zmiany klimatu wilgotnego na gorący i suchy zaznaczyły się zmianą habitusu osadów na przełomie ogniw niższego i wyższego formacji bolesławskiej. ıłowce z Kluczy, odpowiadające przynajmniej częściowo środkowej części górnego kajpru noszą cechy osadów powstałych w warunkach klimatu subtropikalnego suchego (pstre zabarwienie). Przypuszczać można, iż zmiana klimatu, która determinowała zmianę warunków sedymentacji na pograniczu piaskowca trzciniowego i górnego kajpru gipsowego nastąpiła w trakcie sedymentacji piaskowca trzciniowego, a echa tej zmiany wcześniej znalazły odzwierciedlenie w litologii osadów z peryferycznych części zbiornika.

Na pograniczu kajpru i retyku zaznaczyły się ruchy orogeniczne fazy eokimeryjskiej, których przejawy stwierdzono zarówno w geosynkinalnym basenie Tetydy (H. Stille, 1924, S. Bubnoff, 1949), jak też w niektórych regionach basenu środkowoeuropejskiego. Procesy diastrofizmu odegrały znaczną rolę w kształtowaniu basenu środkowoeuropejskiego w retyku. Wywołały one znaczną różnorodność warunków sedymentacji, przejawiającą się znacznym udziałem procesów denudacji w niektórych częściach zbiornika, transgresją morską w innych częściach basenu oraz ząębaniem facji lądowych, brakicznych i morskich.

Różnorodność wykształcenia i zmienność facjalna osadów retyku epikontynentalnego, a także różne znaczenie nadawane poszczególnym kryteriom podziału przez różnych autorów, utrudnia paralelizację regionalną poszczególnych podziałów.

Dolny retyk epikontynentalny *sensu polonico* odpowiada (wg. J. Kopika, 1967) osadom określanym przez poszczególnych autorów jako kajper środkowy (Oberer Steinmergelkeuper – C.A. Wicher, 1957) lub górny (Steinmergelkeuper – H.J. Will., 1969) w Niemczech, we Francji (Marnes irisées supérieur – J. Ricour, 1963), w Anglii (Parva Formation oraz Tea Green Marls – W.J. Arkell, 1933, 1956; R. Elliot, 1961) oraz w Szwecji (Kageröd – G. Troedsson, 1951; F. Brotzen, 1950). J. Kopik paralelizował wymienione zespoły osadów z utworami retyku geosynkinalnego Europy. Z poglądami J. Kopika polemizował D.A.B. Pearson (1970). Autor ten uważał, że osady retyckie

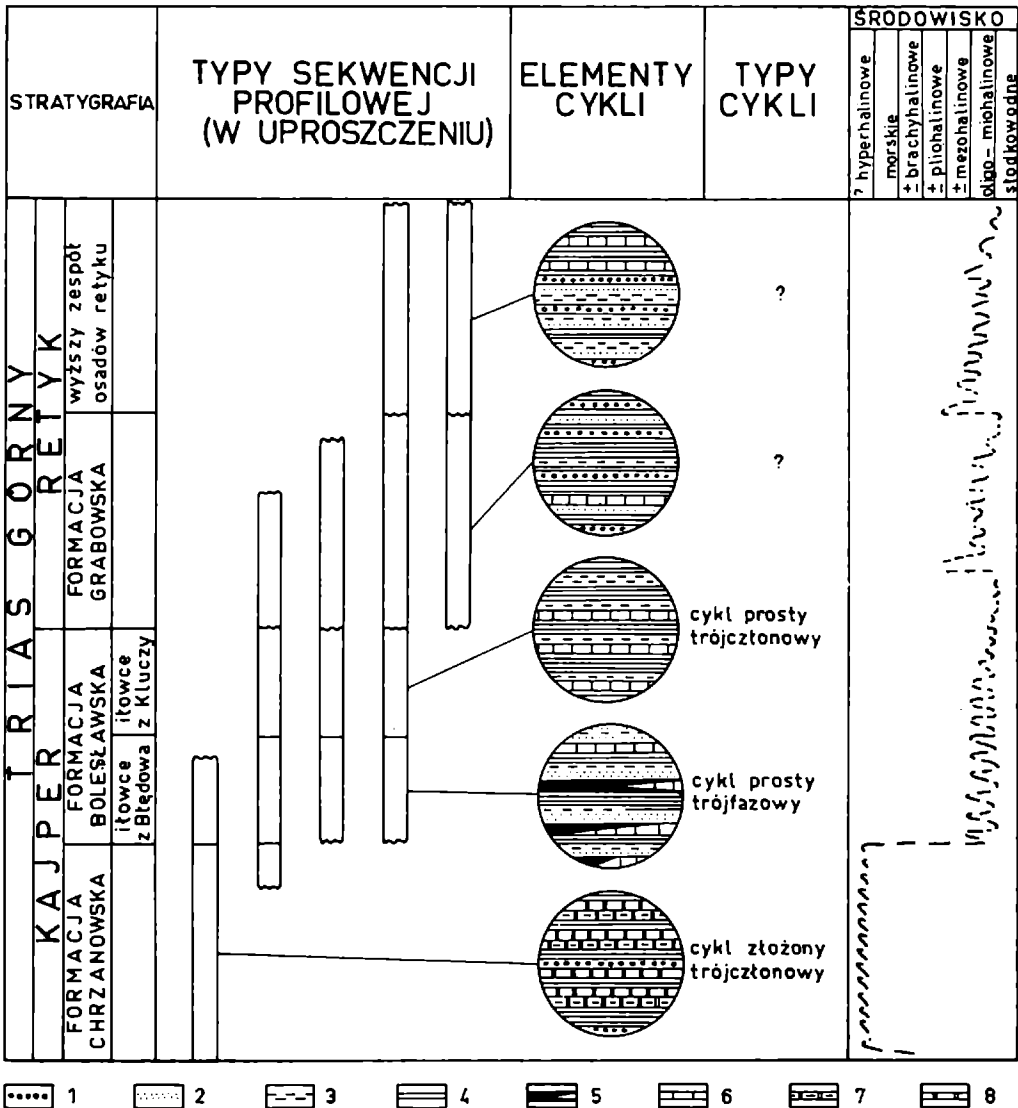


Fig. 16. Warunki rozwoju górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (schemat)

1 - zlepienie i brekjeje, 2 - płaskowce, 3 - mułowce, 4 - ilowce, 5 - ciemne ilowce z fauną brachiową, 6 - wapienie, 7 - margle dolomityczne, 8 - dolomity

(Rhaetic- Rhaet z końcówką „ic”) mają sens facjalny i znaczenie jedynie litostratygraficzne; dolna granica retyku *sensu stricto* (Rhaetian) przebiega (D.A.B. Pearson, 1970) w stopie norwickiej zony Rhabdoceras suessi.

W podziale zaproponowanym przez J. Kopika (1967) retyk dolny – Unionites posterus (*s.l.*) obejmuje serię drawnieńską i jarkowską oraz niższą część serii zbąszyneckiej a także pstre utwory ilaste z brekcją lisowską i wapieniem woźnickim. Retyk górny (Rhaetic- Rhaet) obejmuje wyższą część serii zbąszyneckiej oraz warstwy gorzowskie.

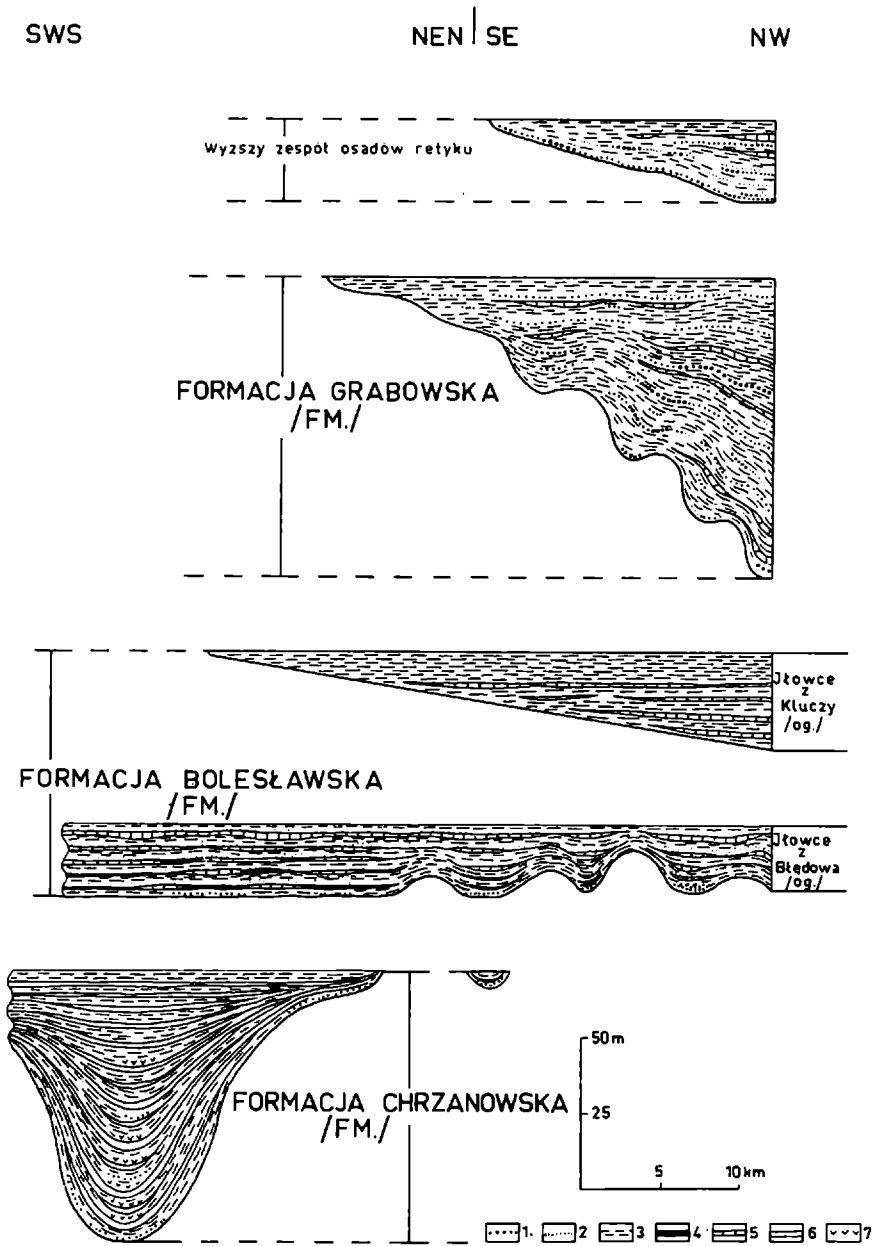


Fig. 17. Hipotetyczny rozwój zbiornika górnego triasu na obszarze wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

1 - zlepiące, 2 - piaskowce, 3 - ilowce i mułowce, 4 - ciemne ilowce z bogatą fauną brakiczną, 5 - wapienie, 6 - dolomity, 7 - gipsy

W Grodzicka-Szymanko i T. Orłowska-Zwolińska (1972) stwierdziły analogie zespołów sporowo-pyłkowych dużego cyklotemu R_{II} oraz sporomorf warstw jarkowskich i zbąszyneckich. Duże cyklotemy R_I i R_{II} porównywały autorki z wyróżnionymi w retyku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez J. Kopika (1970) poziomami *Unionites posterus* i *Rhaetavicula contorta*. Duży cyklotem R_I odpowiada (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, op. cit.) poziomowi *Unionites posterus* (bez jego najwyższej części), a duży cyklotem R_{II} poziomowi *Rhaetavicula contorta* (wraz z najwyższą częścią poziomu *Unionites posterus*).

W. Grodzicka-Szymanko (1971) paralelizowała osady dużego cyklotemu R_I z utworami *Saurichthys-Schichten* i niższej części *Postera - Schichten* obejmujących *prima Zone* (*prä-hecti-subzone* i *hecti-subzone*); osady dużego cyklotemu R_{II} korelowała autorka z utworami części wyższej *Postera-Schichten* (*elegans-zone*) oraz *Contorta-Schichten* (podział retyku północno-zachodnich Niemiec - H.J. Will, 1969).

Schemat rozwoju zbiornika górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego przedstawiają figury 16 i 17.

Instytut Geologii i Surowców Mineralnych
Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W. (1971) - Przekraczające ułożenie osadów triasowych na paleozoicznym podłożu w rejonie między Kluczami a Bydlinem. *Rudy i Met. niez.*, nr 10. Katowice.
- ALLEN J.R.L. (1964) - Studies in fluvialite sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone. *Anglo-Welsh Basin. Sedimentology*, 3. Amsterdam.
- ALLEN J.R.L. (1965a) - Fining-upwards cycles in alluvial succession. *Geol. Jb.*, 4. 2. Hannover.
- ALLEN J.R.L. (1965b) - A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5. Amsterdam.
- ANDERSON F.W. (1964) - Rhaetic Ostracoda. *Bull. geol. Surv.* Bd. G. B. 21. London.
- ARKELL W.J. (1933) - The Jurassic System in Great Britain. Oxford.
- ARKELL W.J. (1956) - Jurassic geology of the World. Edinburgh-London.
- ASSMANN P. (1926) - Die Tiefbohrung „Oppeln“. *Jb. preuss. geol. Landesanst.* 46. Berlin.
- ASSMANN P. (1929) - Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. *Jb. preuss. geol. Landesanst.* 50. Berlin.
- ASSMANN P. (1944) - Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil. 2. *Abh. Reichsanst. Bodenforsch.* 208. Berlin.
- BEALES F. (1958) - Ancient sediments of Bahama type. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 42, nr 8. Chicago.
- BERTELSEN F., MICHELSEN O. (1970) - Megaspores and ostracodes from the Rhaeto-Liassic Section in the boring Rødbø, nr 1, Southern Denmark. *Geol. Surv. Denm.* 94, II, ser. 60. Kopenhagen.
- BEUTLER G., GRÜNDEL J. (1963) - Die Ostracoden des Unteren Keupers im Bereich des Thüringer Beckens. *Freiberger Forschungh.* H. C 164. Freiberg/Sachsen.
- BILAN W. (1969) - Characeae from Keuper sediments of the Kolbark district. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. XXXIX, z. 1-3. Kraków.
- BILAN W. (1972a) - Profil utworów górnego triasu w Chechle k/Olkusza. *Spraw. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie.* Kraków.
- BILAN W. (1972b) - Profil utworów górnego triasu w rejonie Bolesławia. *Zesz. nauk. AGH, Geologia*, z. 16. Warszawa-Kraków.
- BILAN W. (1974) - Three new species of Charophyta from the Upper Triassic in the Cracow-Silesian area. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. XLIV, z. 4. Kraków.
- BILAN W. (1975a) - Profil retyku w Krasiejewie koło Opola. *Zesz. nauk. AGH, Geologia*, t. 1, z. 3. Warszawa.
- BILAN W. (1975b) - Fauna liścionogów z piaskowca trzciniowego wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Spraw. Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie* (w druku). Kraków.
- BILAN W., GOLONKA J. (1972) - Poziom onkolitowy w środkowym wapieniu muszlowym wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. *Kwart. geol.*, t. 16, z. 2. Warszawa.
- BILAN W., KRAWCZYK A. (1975) - An attempt of estimation of the taxonomic position of some species the subfamily Maslovicharoidea Saidakovsky. *Zesz. nauk. AGH, Geologia* t. 1, z. 2. Warszawa.

- BOGACZ K. (1976) – Charakterystyka utworów górnego wapienia muszlowego i problem ich górnej granicy w rejonie Chrzanowa. Spraw. Pos. Komisji PAN, Oddz. w Krakowie (w druku). Kraków.
- BRANSON C.C. (1962) – Pennsylvanian System of the Mid-Continent. In C.C. Branson, Ed., *Pennsylvanian System in the United States*. Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa, Okla.
- BROTZEN F. (1950) – De geologiska resultaten fran borringarna vid Höllviken. Del. 2: Undre Kritan och Trias. *Sverig. geol. Unders.*, 43, 38. Stockholm.
- BUBNOFF S. (1949) – Einführung in die Erdgeschichte. II. Mittelzeit – Neuzeit – Synthese. Halle.
- CARNALL R. (1846) – Der Kalkstein des Lublinitzer Kreises in Oberschlesien. *Bergmännisches Taschenbuch*. Breslau.
- CAROZZI A. (1960) – Microscopic sedimentary petrography. New York.
- CLARKE R.F.A. (1965) – Keuper Miospores from Worcestershire, England. *Paleontology*, 8. Cleveland.
- CZARNOCKI J. (1923) – Sprawozdania z badań geologicznych w Górach Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 6. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1925) – Wyniki badań geologicznych dokonanych w 1924 r. na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 11. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1926) – Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 24. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1927) – Sprawozdanie z badań dokonanych w 1926 r. w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu częcińskiego. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 17. Warszawa.
- DADLEZ R. (1958) – Uwagi o stratygrafii liasu i dolnego doggeru na Niżu niemiecko-polskim. *Kwart. geol.*, t. 2, nr 2. Warszawa.
- DADLEZ R. (1962) – Zagadnienie granicy między triasem a jurą w Zachodniej Polsce. Księga Pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza. Warszawa.
- DADLEZ R. (1964) – Wyniki wiercenia Mechowo IG-1. Stratygrafia i przebieg sedimentacji kajpru i dolnej jury na podstawie profilu wiercenia Mechowo IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 189. Warszawa.
- DADLEZ R. (1967) – Zasadnicze dowody jurajskiego wieku retyku epikontynentalnego. *Biul. Inst. Geol.*, 203. Warszawa.
- DADLEZ R. (1968) – Lias i retyk na Mazurach. *Kwart. geol.*, t. 12, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R., KOPIK J. (1963) – Problem retyku w Zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwart. geol.*, t. 7, nr 1. Warszawa.
- DADLEZ R., DEMBOWSKA J. (1965) – Budowa geologiczna paraantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, t. XL. Warszawa.
- DĄBSKA I. (1964) – Charophyta-ramienice, *Flora słodkowodna Polski*, 13. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z. (1962) – Stratygrafia i litologia liasu na obszarze kalisko-częstochowskim. *Kwart. geol.*, t. 6, nr 1. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z. (1963) – Góry trias i jura okolic Wielunia. *Biul. Inst. Geol.*, 168. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z. (1967) – Utwory retyku i liasu w otworze wiertniczym 1-KW Wieluń. *Biul. Inst. Geol.*, 205. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., JURKIEWICZOWA I. (1960) – Kajper i jura okolic Wielunia. Przewodnik XXXIII Zjazdu PTG w Częstochowie. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., WIELGOMAS L. (1962) – Wstępne wyniki wiercenia 1-KW Wieluń. *Prz. geol.*, 2. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., WIELGOMAS L. (1963) – Wstępne wyniki wiercenia 1 L Ślężany. *Prz. geol.*, 11. Warszawa.
- DEMBOWSKI Z., UNRUG R. (1970) – Analiza statystyczna sedimentacji cyklicznej w warstwach laskich (Górnośląskie Zagłębie Węglowe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. XL, z 1. Kraków.
- [DEMIN W.M.], ДЕМИН В.М. (1956) – Харовые водоросли из пестроцветных отложений Донской Луки. Уч. зап. Ростовского на Дону ун-та, 34, вып. 7. Ростов.
- DUFF P. Mc L.D., WALTON E.K. (1962) – Statistical basis for cyclothem, a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine Coalfield. *Sedimentology*, 1. Amsterdam.
- DUFF P. Mc L.D., HALLAM A., WALTON E.K. (1967) – Cyclic sedimentation. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam – London – New York.
- ECK H.E. (1863) – Vorläufige Notiz über die Auffindung der Lettenkohlen – Formation in Oberschlesien und die Stellung des Mikultschützer Kalks (Wirgloria-Kalks) im Muschelkalk ebendasselbst. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 15. Hannover.
- ELLIOT R.E. (1961) – The stratigraphy of the Keuper – Series in Southern Nottingham, *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 33, no. 10. Leeds.
- EMMERT U. (1965) – Ist der Schilfsandstein des Mittleren Keupers eine Flussablagerung? *Geol. bavar.*, 55. München.
- FOLK R.L. (1959) – Practical petrographic classification of limestones. *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 43, no 1 Chicago.
- FREYBERG B. (1965) – Cyclen und stratigraphische Einheiten im Mittleren Keuper Nordbayerns. *Geol. bavar.* 55 München

- GAJEWSKA I. (1962) — Stratygrafia kajpru w otworach Gorzów Wlkp. IG-1 oraz Sulechów IG-1 w nawiązaniu do stratygrafii kajpru niemieckiego. *Prz. geol.*, 4/5. Warszawa.
- GAJEWSKA I. (1964) — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przed-sudeckiej. *Kwart. geol.*, t. 8, nr 3. Warszawa.
- GAJEWSKA I. (1965) — Nowe dane o rozwoju wapienia muszlowego i kajpru na Pomorzu Zachodnim. *Prz. geol.*, 5. Warszawa.
- GŁĄZEK J., TRAMMER J., ZAWIDZKA K. (1973) — The Alpine Microfacies with *Glomospira densa* (Pantic) within the Muschelkalk in Poland and some related Paleogeographic and Geotectonic Problems. *Acta geol. pol.*, vol. 23, nr 3. Warszawa.
- GŁOWACKI E., SENKOWICZOWA H. (1969) — Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowo-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, t. 13, z. 3. Warszawa.
- GÖPPERT H.R. (1845) — Über die fossile Flora der mittleren Juraschichten in Oberschlesien. *Übers. Schles. Ges. Vaterl. Kult.*, 23. Breslau.
- GRAMBAST L. (1961) — Remarques sur la systématique et répartition stratigraphique des Characeae pré-tertiaires. C.R. *Soc. géol. Fr.* 7. Paris.
- GRAMBAST L. (1962) — Classification de l'embranchement des Charophytes. *Natur. Monspeliensia, Ser. Bot.*, 14. Paris.
- GRANDSTEIN F.M. (1971) — The age of beds in the Lettenkohle facies in South-East France (a palynological approach). *Pollen et spores*, 13, 1. Paris.
- GRODZICKA-SZYMANO W. (1967) — Stratygrafia osadów kajpru w otworze wiertniczym 1-KW Wieluń. *Biul. Inst. Geol.* 205. Warszawa.
- GRODZICKA-SZYMANO W. (1971) — Cyclic sedimentary Subdivision of the Rhaetian in the Polish Lowlands. *Bull. Acad. polon. Sc. Sér. Sc. géol.*, 19, z. 3. Warszawa.
- GRODZICKA-SZYMANO W., ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1972) — Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. geol.*, t. 16, z. 1. Warszawa.
- GROOT de K. (1967) — Experimental dedolomitization. *J. sediment Petrol.*, vol. 37, no. 4. Tulsa Okla.
- HILTERMANN H. (1949) — Klassifikation der natürlichen Brackwasser. *Erdöl u. Kohle*, no 2. Berlin.
- HORN OF RANTZIEN H. (1953) — Charophyta from the Middle Trias of the boring Höllviken 2. *Sverig. geol. Unders.*, Ser. C. 533, 47. Stockholm.
- HORN AT RANTZIEN H. (1954) — Middle Triassic Charophyta of South Sweden. *Opera bot.*, 1, no. 2. Stockholm.
- JABLOKOV V.S., BOTVINKINA L.N., FEOFILOVA A.P. (1961) — Sedimentation in the Carboniferous and the significance of alluvial deposits. *C. R. Géol. Carbonifère*, 4, 32. Heerlen.
- JASKOWIAK M., KARASZEWSKI W. (1959) — Komunikat o wierceniu oporowym Gorzów Wielkopolski IG-1. *Prz. Geol.* 6. Warszawa.
- JENTZSCH A. (1913) — Die vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. *Jh. preuss. geol. Landesanst.* 72. Berlin.
- JENTZSCH A. (1918) — Über die nördliche Fortsetzung der oberschlesischen Keuper-tafeln. *Jh. preuss. geol. Landesanst.* 39. Berlin.
- JURKIEWICZ H. (1965a) — Profil wiercenia w Bożej Woli. *Prz. Geol.*, 9. Warszawa.
- JURKIEWICZ H. (1965b) — Mikrofauna w utworach mezozoicznych w wierceniu Boża Wola IG-1. *Kwart. geol.*, t. 9, nr 2. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. (1967) — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 200. Warszawa.
- KANNIGESER E., KOZUR H. (1972) — Zur Mikropaläontologie des Schiffsandstein (Karn). *Geologie*, 21, 2. Berlin.
- KARASZEWSKI W. (1960) — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* t. 4, nr 4. Warszawa.
- KARASZEWSKI W. (1962) — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, t. 30, cz. 3. Warszawa.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocénskich przed-górze Karpat środkowych. *Kwart. geol.*, t. 5, nr 2. Warszawa.
- [KIRSANOW N.W., SIEMIENOWSKI J.W.] КИРСАНОВ Н.В., СЕМЕНТОВСКИЙ Ю.В. (1955) — О классификации терригенных и терригеннокарбонатных пород. *Изд. Казанского филиала АН СССР, сер. геол.* 5. Казань
- [KISIELEWSKI F.J.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф. Ю. (1967) — Новые данные о триасовых харофитах Прикаспийской впадины. *Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья*, вып. 4. Саратов.
- [KISIELEWSKI F.J.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф.Ю. (1969a) — Триасовые харофиты бортовой зоны Прикаспийской впадины. Вопросы стратиграфии, палеонтологии и литологии Нижнего Поволжья. *Тр. Нижне-Волжск. научно-исслед. инст. геол. и геоф.*, вып. 9. Саратов.
- [KISIELEWSKI F.J.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф.Ю. (1969b) — Значение ископаемых харовых водорослей для расчленения триасовых отложений северозападной части Прикаспийской впадины. *Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья*, вып. 5. Саратов.
- [KISIELEWSKI F.J.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф.Ю. (1969c) — Новые виды триасовых харофитов. *Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья*, вып. 5. Саратов.

- [KISIELEWSKI F.J.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф.Ю. (1969d) — Об определении триасовых харофитов в шлифах. *Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья*, вып. 5. Саратов.
- [KISIELEWSKI F.J.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф.Ю. (1969e) — Харофиты триасовых отложений горы Большое Богдо. *Вопр. геол. Ю. Урала и Поволжья*, вып. 5. Саратов.
- [KISIELEWSKI F.J., RYKOW S.P.B.] КИСЕЛЕВСКИЙ Ф.Ю., РЫКОВ С.П.Б. (1970) — Раннетриасовые отложения Нижнего Поволжья, вып. 7. Саратов.
- KLAUS W. (1960) — Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. *Jb. Geol.* 5. Wien.
- KLECZKOWSKI A. (1953) — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicy Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.* 218. Warszawa.
- KŁAPCIŃSKI J. (1959) — Trias na północny zachód od wału przedsuddeckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, nr 4, Kraków.
- KOPIK J. (1967) — Granica między epikontynentalnymi osadami triasu i jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 203. Warszawa.
- KOPIK J. (1970) — Retyk. Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* t. LVI. Warszawa.
- KOPIK J. (1973) — Retyk w: Budowa geologiczna Polski, t. 1. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik. Warszawa.
- KOSANKE R.M., SIMON J.A., WANLESS H.R., WILLMAN H.B. (1960) — Classification of Pennsylvanian Strata of Illinois. *Illinois State Geol. Surv., Rept. Invest.*, 214. Springfield.
- KOSTECKA A. (1966) — Litologia i sedymentacja cechsztynu synkliny gależicko-bolechowskiej (Góry Świętokrzyskie). *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 38. Warszawa.
- KOTANŃSKI Z. (1961) — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta geol. pol.*, vol. 11, nr 2/3. Warszawa.
- KOTLICKI S. (1974) — Stratigraphic Position of the Triassic Sediments in the Upper Silesian Region. *Bull. Acad. polon. Sci. géol.*, vol. 22, nr 3-4. Warszawa.
- KOTLICKI S., KUBICZ A. (1974) — Trias Śląska Opolskiego. Przew. XLVI Zjazdu PTG. Opole. Warszawa.
- KOZUR H. (1970) — Neue Ostracoden aus der germanischen Mittel und Obertrias. *Geologie*, 19, 4. Berlin.
- KOZUR H. (1971) — Zur Wertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und anderen Mikrofossilien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. *Sb. Geol. Carpathica* 22, 1. Bratislava.
- KOZUR H., REINHARDT P. (1969) — Charophyten aus dem Muschelkalk und dem Unteren Keuper Mecklenburgs und Thüringens. *Mber. deutsch. Akad. Wiss.*, 11, 5/6. Berlin.
- KOZYDRA Z. (1961) — Uwagi o pozycji stratygraficznej zwirów w liasie świętokrzyskim. *Prz. geol.*, 7. Warszawa.
- KOZYDRA Z. (1962) — Kontakt triasu i jury w otworze wiertniczym Eugeniów kolo Gowarczowa. *Kwart. geol.*, t. 6, nr 3. Warszawa.
- KRASSOWSKA A. (1959) — Komunikat z wiercenia oporowego Magnuszew. *Prz. geol.*, 6. Warszawa.
- KRISTAN E. (1957) — Ophalmitididae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder Österreich. *Jb. geol. A.-B.*, 100, nr 2. Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN E. (1960) — Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias des Ostalpen. *Jb. geol. B.-A.*, 5. Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN E. (1963) — Entwicklungsreihen der Trias. Foraminifera. *Z. Paläont.*, Bd. 37, h. 1-2. Stuttgart.
- KRUMBEIN W.C. (1964) — The cyclothem as a response to sedimentary environment and tectonism. *Bull. Geol. Surv.*, 169. Kansas.
- KRUMBEIN W.C., GARRELS R.M. (1952) — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.*, vol. 60, no. 1, Chicago.
- KUŹNIAR C. (1913) — Skaly osadowe tatrzańskie. *Rozpr. Akad. Um. s. III. A.* Warszawa.
- KUŹNIAR C. (1928) — Złoża ołowiu i cynku między Siewierzem i Mrzyglodem. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 19-20. Warszawa.
- LAEMMLEN M. (1956) — Lexique Stratigraphique International. V. I, Europe, fasc. 5, 2 Allemagne, Keuper. *Congr. Géol. Min.*, no 4. Paris.
- LESCHIK G. (1955) — Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel II — Die Iso- und Mikrosporen. *Schweizer. Paläont. Abh.*, 72. Basel.
- LEWIŃSKI J. (1914) — Utwory dyluwalne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemyszy. *Pr. Tow. Nauk. Geol. Oddz. w Warszawie*, t. 7. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1928) — Jura i kajper w głębokim wierceniu w Częstochowie. *Spraw. pos. Tow. Nauk. Oddział w Warszawie*, t. 21. Warszawa.
- LIMANOWSKI M. (1903) — Perm i trias lądowy w Tatrach. *Pam. Tow. Tatr.* Kraków.
- [LIPATOVA W.W.] ЛИПАТОВА В.В. (1967) — О германском типе триаса в Прикаспийской впадине. *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 1. Москва.
- [LUBIMOWA P.S.] ЛЮБИМОВА П.С. (1955) — Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта. *Тр. ВНИГРИ, нов. сер.*, вып. 84. Москва.
- LUNDBLAD B. (1950) — On fossil Selaginella from the Rhaetic of Hyllinge. *Scania. Svensk. Bot. Tidskr.*, 44, 3. Stockholm.

- LUNDBLAD B. (1959a) — Rhaeto-Liassic floras and their bearing on the stratigraphy of Triassic-Jurassic rocks. *Contr. geol.*, 3, nr 4. Stockholm.
- LUNDBLAD B. (1959b) — On *Ricciisporites tuberculatus* and its occurrence in certain strata of the „Hellviken II” boring in SW Scania. *Grana palynol.* 2, nr 1. Stockholm.
- MÄDLER K. (1955) — Zur Taxonomie der tertiären Charophyten. *Geol. Jb.*, 70. Hannover.
- MAKAREWICZÓWNA A. (1928) — Flora dolnoliasowa okolic Ostrowca. *Prace Tow. Przyj. Nauk.* t. 6. Wilno.
- MAŁECKI J. (1962) — Rodzaj *Estheria* z kajpru okolic Chrzanowa. Spraw. Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie. Kraków.
- MARCINKIEWICZ T. (1969) — Granica między retykiem i liasem w Polsce pozakarpackiej na podstawie badań florystycznych. *Kwart. geol.*, t. 13, z. 1. Warszawa.
- MARCINKIEWICZ T. (1974) — Opracowanie wyników badań megasporowych z 12 próbek z okolic Zawiercia. Opracowanie stratygrafii utworów geologicznych złóż cynku w rejonie Zawiercia. Archiwum Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie.
- MAREK S. (1967) — Wyniki głębokiego wiercenia Krośniewice IG-1. *Prz. geol.*, 8. Warszawa.
- MAREK S., ZNOSKO J. (1972a) — Tektonika Kujaw. *Kwart. geol.*, t. 16, z. 1. Warszawa.
- MAREK S., ZNOSKO J. (1972b) — Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. geol.*, t. 16, z. 2. Warszawa.
- MICHAEL R. (1902) — Über eine Tiefbohrung bei Oppeln. *Z. dtsch. geol. Ges.*, 54. Hannover.
- MICHAEL R. (1914) — Beiträge zur Kenntnis des Keupers im nördlichen Oberschlesien. *Jb. preuss. geol. Landesanst.* Bd. 33, 1. Berlin.
- MICHALSKI A. (1884) — Badania geologiczne dokonane w 1883 r. w pn.-zachodniej części gub. Radomskiej i Kieleckiej. *Pam. fizyogr.*, t. IV. Warszawa.
- MICHALSKI A. (1888) — Sprawozdanie przedwstępne z badań dokonanych w południowej części gub. radomskiej. *Pam. fizyogr.* t. VIII. Warszawa.
- MOORE R.C. (1936) — Stratigraphic classification of the Pennsylvanian rocks of Kansas. *Bull. geol. Surv. Kans.* 22. Lawrence.
- MORYC W. (1971) — Trias Przedgórze Karpat Środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. XLI, z. 3. Kraków.
- MOSSOCZY Z. (1960) — Stratygrafia jury 'dolnej północnej części pasma krakowsko-częstochowskiego. *Prz. geol.*, 8. Warszawa.
- MOSSOCZY Z. (1961) — Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. geol.*, t. 5, nr 1. Warszawa.
- [NOWIK E.O.] НОВИК Е.О., (1949) — Каменноугольные отложения и пестроцветы Днепровско-Донецкой впадины. Тр. научно-геологического совещ. нефт., озокер. и горюч. газом УССР. Москва.
- OBUCHOWICZ Z. (1963) — Budowa geologiczna przedgórze Karpat Środkowych. *Pr. Inst. Geol.*, 30, cz. 4. Warszawa.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E. (1962) — Wyniki badań mikropaleontologicznych kajpru w otworze Ślężany 1L. *Kwart. geol.*, t. 6, nr 2. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1967) — Mikroflorystyczne kryteria oceny wieku warstw z pogranicza triasu i jury na terenie Polski pozakarpackiej. *Biul. Inst. Geol.* 203. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1971a) — Charakterystyka sporowo-pyłkowa osadów triasu górnego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. geol.*, t. 15, nr 3. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1971b) — On several stratigraphically important species of sporomorphs occurring in the Keuper of Poland. *Acta Soc. Bot. Polon.* 40, nr 4. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1972) — Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. *Kwart. geol.*, t. 16, z. 2. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1974) — Opracowanie wyników analizy sporowo-pyłkowej 21 próbek z osadów górnego triasu i liasu wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. Opracowanie stratygrafii utworów geologicznych złóż cynku w rejonie Zawiercia. Archiwum Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie.
- PASTWA-LESZCZYŃSKA C. (1962) — Przykład zmienności litologicznej utworów wapienia muszlowego okolic Olkusza. *Kwart. geol.*, t. 6, z. 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1962) — Retyk i lias południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, t. 6, z. 3. Warszawa.
- PEARSON D.A.B. (1970) — Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the Lower boundary of the stage. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 126. London.
- PECK R.E. (1957) — North American Mesozoic Charophyta. *U.S. Geol. Surv., Profess. Paper*, nr 294-A. Washington.
- PECK R.E., EYER J.A. (1963) — Pennsylvanian, Permian, and Triassic Charophyta of North America. *J. Paleont.*, 37, 4. Menasha.
- PETRASCHECK W. (1918) — Das Alter der Polnischen Erze. *Verh. Geol. Reichsanst.* 3, 1. Wien.
- PETRASCHECK W. (1919) — Der Ostrand des Kiele-Sandomierz-Gebirges und seine Bedeutung für die Begrenzung des russischen Schildes. *Verh. Geol. Reichsanst.* 4, 3. Wien.

- POŁTOWICZ S. (1961) – Utwory kajprowe okolic Olkusza. Spraw. Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie. Kraków.
- POŁTOWICZ S. (1962) – Utwory kajpru górnego w rejonie Pustyni Błędowskiej i w okolicy Pilicy. Spraw. Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie. Kraków.
- PREMIK J. (1923) – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie 1922 r. w okolicach Wielunia. Kalisza i Sieradza. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 5. Warszawa.
- PREMIK J. (1924) – Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Olewina. Kraszkowic, Burzenina. Widawy i Szczercowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 8. Warszawa.
- PREMIK J. (1925a) – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1924 r. w powiecie Wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 10. Warszawa.
- PREMIK J. (1925b) – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925 na obszarze Praszki, Rudnik, Komornik i Działoszyna. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 13. Warszawa.
- PREMIK J. (1928) – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 na obszarze arkuszy Krzepice i Częstochowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 19–20. Warszawa.
- PREMIK J. (1929) – Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 na obszarze arkuszy Krzepice i Częstochowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 22–23. Warszawa.
- PREMIK J. (1934) – Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. *Ziemia Częstochowska* (1933), 1. Częstochowa.
- PUSCH G.G. (1833–1836) – Geognostische Beschreibung von Polen sowie der übrigen Nordkarpathen-Ländern, Bd 1–2. Stuttgart.
- PUSCH G.G. (1881–1883) – Nowe przyczynki do geognozyj Polski *Pan. fizyogr.* t. 1–3. Warszawa.
- [RENBINDER В.] РЕБИНДЕР Б. (1907) – О пестроцветных породах в окрестностях Велюня. *Изв. Геол. Ком.*, 26. Ленинград.
- REINHARDT P. (1963) – Charophyten aus dem Unterkeuper Thüringens. *Geologie*, 12. 2. Berlin.
- RICOUR J. (1963) – Problemes stratigraphiques et caracteres du Trias francais. Colloque sur le Trias de la France et de régions limitrophes. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, no. 15. Paris.
- ROEMER F. (1862) – Die Nachweisung des Keupers in Oberschlesien und Polen. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 14. Hannover.
- ROEMER F. (1863) – Weitere Beobachtungen über die Verbreitung und die Gliederung des Keupers in Oberschlesien. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 15. Hannover.
- ROEMER F. (1867) – Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers und der ihn zunächst überlagernden Abtheilung der Jura-Formation in Oberschlesien und in den angrenzenden Theilen von Polen. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 19. Hannover.
- ROEMER F. (1870) – Geologie von Oberschlesien. Breslau.
- ROGALSKA M. (1956) – Analiza sporowo-pyłkowa liasowych osadów obszaru Mroczków-Rozwady w powiecie opoczyńskim. *Biul. Inst. Geol.* 104. Warszawa.
- ROSENFELD U. (1968) – Beobachtungen zur stratigraphie des Schilfsandsteins im ost-lippischen Bergland (Litostratigraphische Untersuchungen in Sandstein-Folgen III). *Geol. Rdsh.*, 57. Stuttgart.
- RÓŻYCKI S.Z. (1930) – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych nad utworami górnego kajpru, retyku, liasu i doggeru w SW części arkusza Żarki. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 28. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1958) – Dolna jura południowych Kujaw. *Biul. Inst. Geol.* 133. Warszawa.
- [RUCHIN ł.В.] РУХИН Л.Б., (1969) – Основы литологии (учение об осадочных породах). Ленинград.
- RUTKOWSKI F. (1923) – Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Siewierza i Zawiercia. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, t. 3. Warszawa.
- [RYKOW S.P., LIPATOWA W.W., STAROŻYŁOWA N.N., ŁOPATO A.J., MAKAROWA J.S.] РЫКОВ С.П., ЛИПАТОВА В.В., СТАРОЖИЛОВА Н.Н., ЛОПАТО А.Ю., МАКАРОВА И.С. (1965) – Новые данные о триасовых отложениях Прикаспийской впадины. *Тр. ВНИГРИ*, вып. 3. Москва.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1960) – Биостратиграфическая схема нижнего триаса Днепровско-Донецкой впадины. *Геол. ж. АН УССР*, 20, вып. 6. Киев.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1962) – Харофиты из триасовых пестроцветов Большого Донбасса. *Докл. АН СССР*, 145, № 5. Москва.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1966) – Биостратиграфия Триасовых отложений юга Русской платформы. Ископаемые харофиты СССР, *Тр. геол. инст. АН СССР*, вып. 143. Ленинград.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1967) – Значение ископаемых харовых водорослей в стратификации континентальных отложений Украины. *Сб. Искол. водор. СССР*. Москва.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1968) – Харофиты из триаса Прикаспийской впадины, *Палеонт. ж.*, № 2. Москва.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1971a) – Новый рід триасових харофітів. *Геол. ж.*, т. 31, 3. Киев.
- [SAJDAKOWSKI L.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я. (1971b) – Харофиты из баскунчакских отложений Прикаспийской впадины. *Тр. Всес. и.-и геологоразвед. нефт. ин-т.*, вып. 84. Киев.
- [SAJDAKOWSKI L., LIPATOWA W.W., STAROŻYŁOWA N.N.] САЙДАКОВСКИЙ Л.Я., ЛИПАТОВА В.В., СТАРОЖИЛОВА Н.Н. (1971) – Сопоставление разрезов триасовых отложений юга русской платформы. *Матер. Геол. Нефтегаз. Украины*, вып. XXI. Москва.

- SAKAMOTO T. (1957) – Cycles of sedimentation in the Later Paleozoic coal-bearing formations in the Kailan Coalfield, north China. Intern. Geol. Congr. 20-th. Mexico, 1956. Sect. 5. Rept. 2. Mexico.
- SAMSONOWICZ J. (1929) – Cechstzyn, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, nr 1–2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1934) – Objasnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000 Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SCHENK A. (1867) – Die fossile Flora der Grenzsichten des Keupers und Lias Frankens. Wiesbaden.
- SCHULZ E. (1966) – Erläuterungen zur Tabelle der stratigraphischen Verbreitung der Sporen und Pollen von Oberen Perm bis Unteren Lias. Abh. Zentr. geol. Inst., 8. Berlin.
- SCHULZ E. (1967) – Sporenpaläontologische Untersuchungen rätioliasischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. *Abh. Paläont.* 2. Berlin.
- SEITZ O., WICHER C.A. (1951) – Über die im Bereich der Tempelburger Structur gestossenen Tiefbohrungen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie und Paläogeographie der Lias. *Abh. Geol.* Bd. 65. Berlin.
- SENKOWICZOWA H. (1957) – Przyczynek do znajomości wapienia muszlowego w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, t. 1, z. 3–4. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. (1966) – Uwagi o stratygrafii triasu w wierceniu Boża Wola IG-1. *Prz. geol.*, 10. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. (1970) – Trias (bez utworów retyku). Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, t. LVI. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. (1973) – Trias. W: Budowa geologiczna Polski, t. 1. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1952) – Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 60. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J. (1887) – Sprawozdanie z badań geologicznych we wschodniej części gór Kielecko-Sandomierskich. *Pam. styczogr.* t. VII. Kraków.
- SIEMIRADZKI J. (1889) – Über Dislokationserscheinungen in Polen und den angrenzenden Aussekarpathischen Gebieten. *Sitzungsber. Wiss. Math.-Natur. Cl.* 98, 1. Berlin.
- SIEVER R. (1957) – Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Coal Basin. *J. sediment. Petrol.*, 27. Tulsa. Okla.
- SOHN I.G. (1968) – Triassic ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel. *Bull. geol. Surv. Israel.* 44. Jerusalem.
- SOKOŁOWSKI J. (1966) – Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-lódzkiego. *Pr. Inst. Geol.*, 50. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1967) – Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedludeckiego. *Geol. Sudet.* vol. III. Warszawa.
- STILLE H. (1924) – Die Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
- STYK O. (1958) – Mikrofauna triasu okolic Chrzanowa oraz pn-zach. części osłony Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 121. Warszawa.
- STYK O. (1966) – Otwornice i małżoraczki triasu z południowej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, t. 9, nr 4. Warszawa.
- STYK O. (1972) – Kilka ważniejszych nowych gatunków otwornic i małżoraczek z osadów triasu Polski. *Kwart. geol.*, t. 16, nr 4. Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. (1960) – O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. *Kwart. geol.*, t. 4, z. 3. Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. (1961) – W sprawie wieku brekacji lisowskiej. *Kwart. geol.*, t. 5, nr 2. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S. (1964) – Geologia obszaru siewierskiego. *Pr. geol.* 25. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S. (1966) – Dolomitacja morskich utworów triasu krakowsko-śląskiego. *Rudy i Met. mcz.*, nr 1–3. Katowice.
- ŚLIWIŃSKI S. (1969) – Rozwój dolomitów kruszczońskich w obszarze krakowsko-śląskim. *Pr. geol.* 57. Warszawa.
- [ТЕОДОРОВИЧЪ Г.И.] ТЕОДОРОВИЧ Г.И. (1950) – Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Москва.
- TOKARSKI A. (1962) – Struktura Niwisk. *Pr. geol.*, 13. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1965) – Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórz Karpát. *Acta geol. pol.*, vol. XV, no 2. Warszawa.
- TRAMMER J. (1972) – Stratigraphical and Paleogeographical Significance of Conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.*, vol. 22, no 2. Warszawa.
- TRAMMER J. (1974) – Zagadnienia granicy wapienia muszlowego z kajprem na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prz. geol.*, 1. Warszawa.
- TROEDSSON G. (1951) – On the Höganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias). *Skrift Min. Pal.-Geol. Inst. Lund*, no 7. Lund.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1953) – Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia. *Acta geol. pol.*, vol. 3, no 1. Warszawa.

- TYSKI S. (1959) – Wyniki wierceń oporowego Pasłek IG-1. *Prz. geol.*, 6. Warszawa.
- VENKATAHALA B.S., GÓCZÁN F. (1964) – The spore-pollen flore of the Hungarian „Kössen facies”. *Acta geol.* 8, 1–4. Budapest.
- WANLESS H.R., WELLER J.M. (1932) – Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 43. Rochester.
- WARRINGTON G. (1970) – The stratigraphy and palaeontology of the “Keuper” Series of the central Midlands of England. *Quart. J. geol. Soc. Lond.* 126. London.
- WELLER J.M. (1930) – Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. *J. geol.*, 38. Chicago.
- WELLER J.M. (1956) – Argument for diastrophic control of Late Paleozoic cyclothem. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geol.* 40. Chicago.
- WELLER J.M. (1957) – Palaeoecology of the Pennsylvanian Period in Illinois and adjacent states. In H.S. Ladd, Ed., *Treatise on Marine Ecology and Palaeoecology. Palaeoecol. Geol. Soc. Am., Mem.* 67. Chicago.
- WENTWORTH C.K. (1922) – A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, vol. 30. Chicago.
- WICHER C.A. (1951) – Zur mikropaläontologischen Gliederung des nichtmarinen Rät. *Erdöl u. Kohle.* 4, 12. Hamburg.
- WICHER C.A. (1957) – Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keuper. *Erdöl u. Kohle.* 10, 1. Hamburg.
- WIELGOMAS L. (1964) – Mezozoik i jego podłoże w rejonie Kozięglów. *Prz. geol.*, 1. Warszawa.
- WIENHOLZ E., KOZUR H. (1970) – Drei interessante Ostracodenarten aus dem Keuper im Norden der DDR. *Geologie.* 19, 5. Berlin.
- WILL H.J. (1969) – Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. *Beih. Geol. J.*, 54. Berlin.
- WILLS L.J. (1970) – The Triassic succession in the central Midlands in its regional setting. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 126. London.
- WURSTER P. (1958) – Schüttung des Schilfsandsteins im mittleren Württemberg. *Jb. Geol. Paläont.*, 11. Stuttgart.
- WURSTER P. (1963) – Les problèmes posés par le Grès-a-Roseaux du Trias supérieur. *Science de la Terre.* 9. Nancy.
- WURSTER P. (1964a) – Delta sedimentation in the German Keuper basin. *Dev. Sedim.* 1. Amsterdam.
- WURSTER P. (1964b) – Geologie des Schilfsandsteins. *Mitt. geol. Staatsinst.* 33. Hamburg.
- WURSTER P. (1965) – Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen, und Klimaänderungen der deutschen Trias. *Geol. Rdsch.*, 54. Stuttgart.
- ZAWIDZKA K. (1974) – Stratygrafia triasu opolskiego na podstawie konodontów. Przewodnik XLVI Zjazdu PTG, Opole. Warszawa.
- ZEJSZNER L. (1866) – Über die rothen und bunten Thone und die ihnen untergeordneten Glieder im südwestlichen Polen. *Z. dtsh. geol. Ges.* 18. Hannover.
- ZIMMERMANN E. (1901) – Über eine Tiefbohrung bei Gross-Zölnig östlich unweit Cels in Schlesien. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 53. Hannover.
- ZNOSKO J. (1953a) – Budowa geologiczna okolic Błędowa i Niegowonic. *Biul. Inst. Geol.* 74. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1953b) – O wieku brekcji lisowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 219. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1954) – Uwagi o wieku brekcji lisowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 22, z. 4. Kraków.
- ZNOSKO J. (1955) – Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.*, 14. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1960) – Jura dolna i środkowa okolic Częstochowy i jej podłoże. Przewodnik XXXIII Zjazdu PTG, Częstochowa. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1969) – Geologia Kujaw i Wschodniej Wielkopolski. Przew. XLI Zjazdu PTG, Konin. Warszawa.

The stratigraphy of the Upper Triassic deposits of the Eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin

SUMMARY

A variability in the Upper Triassic profiles of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin permits to distinguish certain complexes of sediments with definite lithological features. The lowermost complex has been called the Chrzanów Formation. It

is overlain by a complex of sediments defined as the Bolesław Formation, which consists of two units: the Błędów Claystone Member and the Klucze Claystone Member. The successive complex (lower part of Rhaetic sediments) is known under the name of the Grabowa Formation. It is overlain in turn by the higher part of Rhaetic sediments, which cannot, however, be formally treated as a stratigraphic unit.

In the Upper Triassic rocks of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin abundant microfossils have been found. Several species occupy a precisely defined position in the profile. The variability in the composition of organic fossils makes it possible to distinguish the forms characteristic of each part of the Upper Triassic profile. Some forms serve as sensitive facial indicators. The definite composition of microorganisms (*Ostracoda*, *Charophyta*) permits to identify the sedimentary environment as limnic, oligo- to mesohaline or mesohaline brackish. The *Foraminifera* appearing in some intercalations are to be associated with the plio- or, maybe, brachyhaline brackish conditions of the basin.

In the sediments in question there are numerous sporomorphs besides *Ostracoda* (Fig. 2) and *Charophyta* (Fig. 3). Somewhat less important are macrofauna remains which, though abundant, are confined to the lower member of the Bolesław Formation. In the Upper Triassic sediments of the area under study, remains of pelecypods, gastropods, phylloids, vertebrates and carbonized flora detritus have been noted.

No faunal remains have been found in the rocks of the Chrzanów Formation. On the basis of spore-pollen investigations the age of this formation has been defined by T. Orłowska-Zwolińska (1974) as Lower Gypsum Keuper (Unterer Gipskeuper) with Boundary Dolomite (Grenzdolomit).

The lower member of the Bolesław Formation contains plentiful organic fossils. *Ostracoda*, fish remains, *Charophyta* and microspores are in abundance. Phylloids, pelecypods, gastropods, megaspores and plant detritus are less common. The composition of the organic remains permits not only to accurately define the age of the Błędów Claystone Member as the middle part of the Upper Keuper but also to parallel this unit with the lower part of the Reed Sandstone (Schilfsandstein). The occurrence of certain species in the discussed rocks is of primary importance for the age determination; they are: *Lutkevichinella* (*Simeonella*) *brotenorum* (Sohn), *Karnocythere germanica* Wienh. et Koz. and *Limnocythere triassica* Koz. On the basis of spore-pollen (T. Orłowska-Zwolińska 1974) and megaspore (T. Marcinkiewicz 1974) investigations the age of the sediments in question has been determined as Reed Sandstone. In the rocks of the lower member of the Bolesław Formation, the following *Charophyta* have been found: *Stenochara pseudoovata* Said., *Stn. saratoviensis* Kis., *Stellatochara kozuri* Bil. and *S. piriformis* Koz. et Reinh. The vertical extent of occurrence of those species is limited: they appear in the upper part of the Błędów Claystone Member and, more rarely, in the Klucze Claystone Member.

In the rocks of the upper member of the Bolesław Formation, microfossils are represented by numerous *Ostracoda* (Fig. 2) and *Charophyta* (Fig. 3). In the lower part of the Klucze Claystone Member, *Lutkevichinella brotenorum* (Sohn) may be found. Due to the occurrence of this species, the age of the discussed unit may be defined as, partly at least, Reed Sandstone (Schilfsandstein). The fact that this species has been found only in the lower part of the member encourages a presumption that the upper part of the Klucze Claystone Member is a substantially reduced equivalent of the Upper Gypsum Keuper (Oberer Gipskeuper).

Within the Grabowa Formation a great number of *Ostracoda* and *Charophyta* have been recorded. Worthy of note are *Charophyta* of the genus *Auerbachichara*, abundant in the rocks of this formation, unknown from the Keuper sediments of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin. *Clinocypris? silesia* Styk may also be regarded as a species characteristic of the Rhaetic.

In the higher part of Rhaetic sediments only scarce organic remains have been noted. There are here a few poorly preserved remains of *Ostracoda* and *Charophyta*: *Stellatochara* sp., *Stenochara* sp. and *Porochara* sp. In some samples scanty, poorly preserved foraminiferal microfauna may be encountered.

In the Rhaetic sediments (large cyclothem R_I and the lower part of large cyclothem R_{II}) of the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin, W. Grodzicka-Szymanko and T. Orłowska-Zwolińska (1972) have found *Unionites posterus* (Deff. et Fraas). The occurrence of this species defines accurately the age of these rocks as the *Unionites posterus* s.l. horizon (Lower Rhaetic – J. Kopik 1967). W. Grodzicka-Szymanko and T. Orłowska-Zwolińska (1972) paralleled the rocks of the upper part of the large cyclothem R_{II} with the *Rhaeticula contorta* horizon (Upper Rhaetic – J. Kopik 1967). The Rhaetic age of the Grabowa Formation and of the higher part of Rhaetic sediments has been confirmed by the data obtained from spore-pollen investigations (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska 1972; T. Orłowska-Zwolińska 1974).

The Keuper sediments of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin are superimposed on different units of the Muschelkalk. The stratigraphic hiatus at the Middle and Upper Triassic boundary is regional and is to be associated with the Labinian phase. There are no distinct traces of pre-Keuper erosion near Chrzanów (in most profiles in the basement of the Chrzanów Formation there occur clay-sandy rocks regarded to be the equivalent of the Lettenkohle lithofacies – K. Bogacz 1976). The rocks of the Chrzanów Formation also occur near Olkusz and, locally, in the vicinity of Niegowonice, where they overlie the Tarnowice Beds. In the majority of profiles of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin, the different units of the Muschelkalk (Tarnowice Beds, *Diplopora* Dolomite, Ore-bearing Dolomite) are overlain by the Błędów Claystone Member, i.e. the lower unit of the Bolesław Formation.

The thickness of the Chrzanów Formation in the vicinity of Balin and Ciężkowic (the region of Chrzanów) varies from 60 to 80 m. It decreases to a dozen or so metres near Olkusz (amounting locally up to 30 m), not exceeding 10 m near Niegowonice. In the lithological composition of this complex, claystones, mudstones, dolomitic marls and dolomites play the dominant part (Fig. 4). Interbeddings of psephitic dolomitic rocks and sandstones are relatively rare. Locally (near Balin and Ciężkowice), gypsum intercalations appear. The facial variability within the Chrzanów Formation is insignificant, manifesting itself in the first place in the local occurrence of gypsum intergrowths and psephitic intercalations. The lower boundary of the formation is distinct. In the region of Chrzanów it is defined by a change in the character of sedimentation from detrital (clay-sandy complex) into chemical. In the other regions it is delimited by the surface of erosional unconformity (the occurrence of the Tarnowice Beds in the basement).

It is worth noting that certain sets of lithological elements recur in the profiles of the Chrzanów Formation. When analysing the cyclic sedimentation of the rocks of this formation, claystones and mudstones with sandy intercalations (*A*), dolomitic marls (*B*) and dolomites (*C*) were treated as the basic components. On account of the presence of few dolomitic breccia intercalations, the cycles were considered as composite sequences, *XABC*. An analysis of 200 cycles has shown that the cycle *AB* is the modal cycle, those of the *AC* and *ABC* type being also common. Cycles of other types are much less frequent (Fig. 5).

Due to their spatial distribution and, first of all, to the limited horizontal extent, the rocks of the Chrzanów Formation may be regarded to be the sediments of a small, temporarily isolated basin. The observed rhythmicity of sedimentation as well as the lithological composition point to the prevalence of chemical (evaporational) over detrital sedimentation and to relatively insignificant changes in the sedimentary conditions. The quiet aleuritic-pelitic-micritic sedimentation was periodically disturbed. The interbedd-

ings of psephitic dolomitic rocks evidence the existence of disturbances of various intensity.

The time of formation of the rocks of the Chrzanów Formation is defined as the time interval corresponding to the sedimentation of the Boundary Dolomite and Lower Gypsum Keuper. Vertical movements on the turn of the Muschelkalk and Keuper resulted in the uplifting of the area of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin. In consequence of the expansion of the Lower Keuper basin, corresponding presumably to the period of sedimentation of the Boundary Dolomite in the conditions of the uniform Middle-European basin, the morphological depressions were inundated. While sedimentation of the rocks of the Chrzanów Formation took place within the depressions, peneplanation continued in the emerged areas. When the climate changed from humid to arid (on the turn of the Lower and Upper Keuper), the basin began to shrink, and the claystone-mudstone-dolomite sedimentation continued in the relic basins situated in the depressions. At that time, in the centre of the Middle-European basin the Lower Gypsum Keuper rocks sedimented.

The rocks of the Bolesław Formation have been found to occur in the majority of profiles in the area under study. Differences in the content of the individual types of rocks in the profile permit to divide the formation into two parts (Fig. 6). The lower unit, i.e. the Błędów Claystone Member (Fig. 7), displays a variety of lithological elements; they are: conglomerates, sandstones, mudstones, claystones of different types, clays and carbonate rocks. In the upper unit, i.e. the Klucze Claystone Member (Fig. 11), variegated claystones with intercalations of mudstones and carbonate rocks are the dominant lithological element.

The Błędów Claystone Member ranges in thickness from 15 to 25 m. Profiles in which it is less than 10 m thick are rare. In several cases, this is a consequence of erosion associated with vertical movements on the turn of the Keuper and Rhaetic. The Błędów Claystone Member overlies different units of the Muschelkalk or the rocks of the Chrzanów Formation.

The Błędów Member shows a considerable facial variability which manifests itself in the different content of detrital and chemical sediments in the profiles and in the different ratio of the conglomerate, sandstone and carbonate rock intercalations (amount and thickness) to the claystone-mudstone groundmass. The lower boundary of the Bolesław Formation is sharp; in most cases it is delimited by the surface of erosional unconformity. In the profiles in which the Błędów Claystone Member overlies with sedimentary continuity the rocks of the Chrzanów Formation, the boundary is defined by a change in the character of sedimentation from chemical (Chrzanów Formation) to detrital-chemical (sometimes organogenic) under the conditions of a brackish basin of low salinity. The upper boundary of the Błędów Claystone Member is determined by the extent of psammitic rocks, clays and claystones with abundant brackish fauna and by grey colour of the sediments. It is precisely defined by the top of the uppermost sandy intercalation.

The complex in question is lithologically composed of vari-coloured claystones, mudstones, sandstones, limestones, marls, dolomites and conglomerates. Several lithological elements and also sets of these elements have been found to recur in the profiles. Layers of rocks genetically (in the sense of sedimentary environment) related were taken into consideration as cycle components. They were defined as sedimentary phases, and the psammitic (A), pelitic-aleuritic (B) and carbonate-pelitic (C) phases were distinguished. The cycles (the lowermost excepted) were assumed to begin with sedimentation of the psammitic phase. It has been found that in the most fully developed profiles of the Błędów Claystone Member, six simple asymmetrical cycles appear (there are also cycles close to symmetrical — Fig. 9). The modal cycle ABC has been noted in 30 cases out of 80 analysed; cycles of the AB, AC and other types are less common (Fig. 8).

The upper member of the Bolesław Formation is characterized by a limited number of lithological elements and by substantially differentiated thickness. In most profiles the thickness of the Klucze Claystone Member varies from some to a dozen or so metres; in several profiles this member is missing altogether (due to erosion on the turn of the Keuper and Rhaetic). In some profiles the complex in question attains a thickness of over 30 m. In all the investigated Upper Triassic profiles in the area under study, the Błę-dów Claystones are in the bottom of the discussed complex of sediments. The lower boundary of the Klucze Claystone Member is defined by the stabilization of the sedimentary conditions. The influx of the psammitic fraction is observed to disappear, giving way to rocks characteristic of quiet, isolated basins (pelitic-micritic-aleuritic sedimentation). The upper boundary of the Klucze Claystone Member is delimited by the surface of unconformity associated with erosion resulting from vertical movements on the turn of the Keuper and Rhaetic.

Facial variability within the upper member of the Bolesław Formation is inconsiderable, the different ratio of the mudstone and carbonate rock intercalations to the claystone groundmass being its only manifestation. The dominant lithological element is variegated claystones, in which interbeddings of mudstones, limestones and marls occur. When analysing the cyclic sedimentation, the following components have been distinguished: mudstones (A), claystones (B), marls and limestones (C). An analysis of 100 cycles has shown the presence of symmetrical cycles of the BCB (modal cycle), ABA, ABCB type and of four other types (Fig. 12).

The sedimentation of the Chrzanów Formation was followed by an expansion of the basin. The areas emerged in the Lower Keuper were ingressed by a shallow brackish basin. The organic remains appearing in the Błę-dów Claystone Member permit to determine the sedimentary conditions of these sediments as limnic - \pm mezohaline brackish. From the variability in the composition of the organic fossils and from the character of the sedimentation cycles of the Klucze Claystone Member it may be inferred that the oscillations of the conditions during the sedimentation of the rocks in question were small, and the oscillation amplitude decreased as the member was developing. It may be presumed that the changes in salinity in the lower part of the Klucze Claystone Member were within the range limnic-mezohaline brackish conditions; in the upper part the sedimentary conditions became stabilized (\pm limnic). A gradual increase in the content of variegated sediments, noted in the profile of the Błę-dów Claystone Member and resulting in their dominance in the Klucze Claystone Member, evidences that the climate changed from humid to arid.

The Rhaetic rocks of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin overlie different units of the Keuper and Muschelkalk.

The Grabowa Formation is a complex of variegated claystone-mudstone sediments with numerous intercalations of clayey-carbonate conglomerates (sometimes breccias), sandstones, limestones and marls, rarely of dolomites (Fig. 13). It varies in thickness from a dozen or so metres (Bolesław, Olkusz) to about 100 m (Siewierz, Zawiercie). The substantial differences in thickness are due to sedimentation on an irregular, eroded basement associated with the diastrophic processes on the turn of the Keuper and Rhaetic. The bottom of the Grabowa Formation is made up of the Klucze Claystone Member, Błę-dów Claystone Member or the Middle Muschelkalk dolomites and, less frequently, of the Tarnowice Beds or ore-bearing dolomites.

There is a considerable facial variability within the Grabowa Formation. The constituent rocks evidence a great diversity of the sedimentation conditions both in the vertical (in the range: freshwater - \pm pliohaline brackish conditions) and horizontal direction (e.g. disappearances of the traces of sea ingressions to the south). In the profiles of the northern part of the area under study, the vertical variability is conspicuous, the sediments becoming monotonous to the south.

The lower boundary of the Grabowa Formation shows a different degree of sharpness. It is precisely defined in the profiles in which the basement of the formation is made up of Muschelkalk sediments. In the profiles in which the basement is built of the rocks of the Bolesław Formation, on the other hand, the boundary is not always distinct. It passes sometimes through the rocks (variegated claystones and mudstones) with an identical habit. It is defined then by the appearance of carbonate rock fragments and clay pebbles in the monotonous claystone-mudstone complex or by the lowermost intercalation of clayey-carbonate or clayey conglomerate. The upper boundary of the Grabowa Formation runs in the bottom of carbonate conglomerates or the higher part of Rhaetic sediments; in the few profiles in which this complex begins with grey mudstones or sandstones, the boundary is determined by a change in colour of the sediments. This change of colour from variegated (Grabowa Formation) to grey or celadon (higher part of Rhaetic sediments) may have been due to the change of climate from arid to humid or to a stop in the supply of resedimented Keuper material that may have considerably affected the habit of the rocks of the Grabowa Formation.

The rocks representing the higher part of Rhaetic sediments have been recorded in the northern part of the investigated area. In the vicinity of Zawiercie, their thickness ranges from about a dozen to 25 m, near Niegowonice it does not exceed 20 m, and in few profiles near Klucze it is not more than 5 m.

The lower part of the discussed complex, fairly regular in form, is represented by grey and celadon conglomerates, sandstones, mudstones and claystones (Fig. 15), which contain abundant detritus of carbonized flora. Facial variability is inconsiderable, manifesting itself in the differentiated content (amount and thickness) of each lithological type. The rocks of the upper part of the complex in question are represented by variegated claystones with intercalations of limestones, marls and siderites.

In the Rhaetic profiles, intercalations having a similar form but representing different ecological conditions of the basin have been noted. The analysis of the cyclic sedimentation on the basis of lithological variability does not fully take into account the environmental changes in the sedimentary basin, no matter how numerous and minute the divisions are. The observed biofacial differentiation of the sediments characterized by a similar lithological form is a real problem in the investigations of cyclic sedimentation of Rhaetic rocks.

Vertical movements of the Eo-Kimmerian phase on the turn of the Keuper and Rhaetic were attended by erosional processes under the conditions of sub-tropical climate. A characteristic feature of the sediments of the Grabowa Formation (just like of other Rhaetic rocks *sensu polonico*) is a substantial content of elements deriving from the eroded basement in their lithological composition. In the profiles of this formation there is probably a considerable amount of resedimented and reworked material (clay and clayey-carbonate conglomerates and presumably also the s.c. nodular claystones). The variability in the composition or the organic fossils implies that the Rhaetic rocks of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin originated under variable environmental conditions with the amplitude: limnic \pm pliohaline brackish.

An analysis of the development of the Upper Triassic deposits in the area under study reveals that the progress of sedimentation of these rocks depended on the general trends in the evolution of the Middle-European basin. The simultaneity of the regional diastrophic phenomena and the changes of climate reflected in the character of sedimentation make it possible to parallel the complexes of sediments formed in the central part of the basin with those having originated on its peripheries. A diagram of the evolution of the Upper Triassic basin in the discussed area is presented in Figures 16 and 17.

EXPLANATIONS OF FIGURES

- Fig. 1. Occurrences of the Upper Triassic deposits in the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin with the localization of boreholes
 1 - area without Upper Triassic rocks, 2 - area of occurrence of Upper Triassic rocks (acc. to S. Sliwiński 1969; supplemented), 3 - localization of boreholes, 4 - profiles described in the text, 5 - Cretaceous, 6 - Jurassic, 7 - Upper Triassic, 8 - Middle Triassic, 9 - Lower Triassic, 10 - Palaeozoic
- Fig. 2. Occurrences of the species Ostracoda in the Upper Triassic rocks of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin
- Fig. 3. Occurrences of the species Charophyta in the Upper Triassic rocks of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin
- Fig. 4. Profile of the Chrzanów Formation (borehole no. 75 = N-215)
- Fig. 5. Frequency of occurrence of various types of cycles in the Chrzanów Formation
- Fig. 6. Profile of the Bolesław Formation (borehole no. 70 = BPH-141)
- Fig. 7. Profile of the Błędów Claystone Member (borehole no. 35 = BL-180)
- Fig. 8. Frequency of occurrence of various types of cycles in the Błędów Claystone Member
- Fig. 9. Differences in the structure of cycles of the Błędów Claystone Member
- Fig. 10. Cycle IV of the Błędów Claystone Member illustrating the range of lithological variability within a single cycle
 1 - sandstones, 2 - sandy mudstones, 3 - claystones and mudstones, 4 - dark claystones with rich brackish faunal assemblage, 5 - marls, 6 - limestones
- Fig. 11. Profile of the Klucze Claystone Member (borehole no. 52 = BK-93)
- Fig. 12. Frequency of occurrence of various types of cycles in the Klucze Claystone Member
- Fig. 13. Profile of the Grabowa Formation (borehole no. 29 = WB-11)
- Fig. 14. Profile of the Grabowa Formation and the higher part of Rhaetic sediments (borehole no. 11 = ZK7-4)
- Fig. 15. Profile of the higher part of Rhaetic sediments (borehole no. 16 = ZŁ6-10)
- Fig. 16. Conditions of development of the Upper Triassic deposits of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin (diagram)
 1 - conglomerates and breccias, 2 - sandstones, 3 - mudstones, 4 - claystones, 5 - dark claystones with brackish fauna, 6 - limestones, 7 - dolomitic marls, 8 - dolomites
- Fig. 17. Hypothetical evolution of the Upper Triassic basin in the area of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin
 1 - conglomerates, 2 - sandstones, 3 - claystones and mudstones, 4 - dark claystones with rich brackish faunal assemblage, 5 - limestones, 6 - dolomites, 7 - gypsum

EXPLANATIONS OF TABLES

- Tab. 1. Suggested stratigraphic division
- Tab. 2. Occurrences of the species Charophyta found in the Upper Triassic rocks of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin
- Tab. 3. Correlation of the units distinguished in the Upper Triassic profile of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin with the divisions of the formations of this age of the central part of the Middle-European basin