A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A
Vol. XIX, No. 2 Warszawa 1969

JAN KUTEK

Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich

Część II — Paleogeografia

THE KIMMERIDGIAN AND UPPERMOST OXFORDIAN IN THE SW MARGINS OF THE HOLY CROSS MTS. (CENTRAL POLAND) PART II. PALEOGEOGRAPHY

STRESZCZENIE: Publikacja niniejsza stanowi drugą, sedymentologiczno-paleogeograficzną część pracy poświęconej utworom kimerydu i najwyższego oksfordu, odsłoniętym w SW obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich i w wypiętrzeniu Radomska. W publikacji tej scharakteryzowane zostały pod względem litologicznym i sedymentologicznym poszczególne osady i kompleksy węglanowe, przy czym szczególną uwagę poświęcono oolitom, onkolitom i wapieniom z koralami. W ramach rozważań paleogeograficznych omówiono m.in. zagadnienie subsydencji i problem kontaktu utworów jury i kredy. Wykazano ponadto, że w górnej jurze obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich nie stanowił odrębnego elementu paleogeograficznego.

WSTĘP

Publikacja niniejsza stanowi drugą część pracy poświęconej utworom kimerydu i najwyższego oksfordu odsłoniętym w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i w wypiętrzeniu Radomska. Pierwsza część pracy (Kutek 1968) dotyczyła zagadnień stratygraficznych, obecna zaś część przedstawia problematykę litologiczną, sedymentologiczną i paleogeograficzną wymienionych utworów.

Dotychczasowe publikacje z zakresu powyższej problematyki dotyczą na ogół wybranych zagadnień sedymentologicznych i litologicznych. Występujące w rozpatrywanych utworach osuwiska podmorskie opisane

zostały przez A. Radwańskiego (1960) i J. Kutka (1962a), onkolity przez J. Kutka i A. Radwańskiego (1965), wciski w osadach oolitowych przez A. Radwańskiego (1965), zmarszczki przez P. Roniewicza (1967), a twarde dna przez J. Kutka i A. Radwańskiego (1967), J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968) oraz E. Roniewicz i P. Roniewicza (1968). Wapieni pasiastych i wapieni zabarwionych pirytem dotyczą dwie publikacje C. Peszata (1961, 1962). Problem środowiska sedymentacyjnego, w którym tworzyły się wapienie z koralami, podjęty został przez E. Roniewicz (1960, 1966). Litologia i sedymentologia utworów jurajskich, występujących pomiędzy Tokarnią i Chmielnikiem, były przedmiotem stosunkowo obszernych opracowań C. Peszata i M. Moroz-Kopczyńskiej (1959) oraz C. Peszata (1964).

W niniejszej pracy nacisk położony został na rozważania paleogeograficzne. W związku z tym zagadnienia litologiczne i sedymentologiczne omówione zostały jedynie w zakresie niezbędnym dla uzasadnienia odpowiednich wniosków paleogeograficznych. Poszczególne odmiany wapieni scharakteryzowane zostały w oparciu o obserwacje makroskopowe oraz badania mikroskopowe, do których wykorzystano około 500 płytek cienkich.

Problematyce litologiczno-sedymentologicznej rozpatrywanych utworów jurajskich, która jest daleka od wyczerpania, zamierza autor poświęcić w przyszłości kilka bardziej szczegółowych opracowań.

Podczas prac nad problematyką niniejszej pracy pomocne były autorowi dyskusje prowadzone z dr J. Głazkiem, mgr K. Grzybowskim, dr A. Radwańskim, dr E. Roniewicz, dr P. Roniewiczem, dr S. Rudowskim i dr A. Wierzbowskim. Wszystkim wymienionym osobom składa autor podziękowanie.

LITOLOGIA I SEDYMENTOLOGIA

Uwagi terminologiczne

Badania lat ostatnich poszerzyły znacznie znajomość wapieni ziarnistych, a także procesów prowadzących do ich powstawania. W związku z tym, zwłaszcza w literaturze anglosaskiej, pojawiło się wiele nowych klasyfikacji skał węglanowych, a także wiele nowych terminów. Niektóre z tych terminów i klasyfikacji, które nie zostały do tej pory rozpowszechnione w polskiej literaturze geologicznej, zostaną poniżej pokrótce scharakteryzowane.

W skład wapieni mogą wchodzić, oprócz mikrytowej masy podstawowej i sparytowego spoiwa, różnego rodzaju składniki ziarniste, które podzielić można na następujące cztery grupy.

1. Szczątki organiczne (często pokruszone — nazywać je wtedy można bioklastami).

2. Ziarna obleczone (ooidy, onkoidy, motki glonowe itp.).

3. Intraklasty (fragmenty mniej lub bardziej skonsolidowanego osadu, który został złożony, a następnie redeponowany w obrębie tego samego basenu sedymentacyjnego).

4. Ziarna agregacyjne. Są to agregaty mułu wapiennego lub różnego rodzaju ziarn, zlepionych na skutek działalności organizmów albo w wyniku wytrącania się spoiwa chemicznego pomiędzy ziarnami składowymi agregatu. Wszelkie ziarna agregacyjne nazywać można grudkami. Jako grudki mułowe (ang. *mud aggregates*) określać można grudki utworzone w wyniku agregacji osadu o frakcji pelitowej lub aleurytowej. Ziarnami lub grudkami groniastymi (ang. *grapestones*) nazywać można ziarna agregacyjne, na powierzchniach których składające się na nie drobniejsze ziarna zaznaczają się w postaci wypukłości. Wszelkie grudki, utworzone przy udziale sinic, można nazywać grudkami sinicowymi. Szczególnym przypadkiem ziarn agregacyjnych są grudki kałowe (ang. *fecal pellets*). Szczegółowe opisy i liczne ilustracje współcześnie tworzących się ziarn agregacyjnych znaleźć można w publikacjach L. V. Illinga (1954) i E. G. Purdy'ego (1963). Problem odróżnienia ziarn agregacyjnych od intraklastów w osadach kopalnych rozpatrzony został m.in. przez F. W. Bealesa (1958) oraz przez M. W. Leightona i C. Pendextera (1962).

W wapieniach pojawiają się często drobne, zazwyczaj okrągławe ziarna, złożone ze skrytokrystalicznego węglanu wapnia (mikrytu). Tego rodzaju ziarna mogą mieć różną genezę. Mogą to być np. drobne obtoczone intraklasty, drobne grudki mułowe lub kałowe albo zmikrytyzowane (przeobrażone w mikryt) szczątki organiczne. Drobne ziarna mikrytowe o niezróżnicowanej budowie wewnętrznej określane są, niezależnie od ich genezy, przez większość autorów piszących w języku angielskim nazwą *pellets*. W identycznym znaczeniu można stosować nazwę gruzełki. W związku z tym, że omawiane ziarna są zasadniczym składnikiem wielu wapieni, a geneza tych ziarn w licznych przypadkach nie daje się rozpoznać, w wielu klasyfikacjach wapieni wyróżniana jest osobna klasa wapieni gruzełkowych (ang. *pellet limestones*).

Składniki ziarniste wapieni, opisanych w niniejszej pracy, przedstawione zostały na figurze 1.

Spośród wielu klasyfikacji skał węglanowych szczególnie przydatna jest klasyfikacja M. W. Leightona i C. Pendextera (1962). Autorzy ci wyróżnili następujących pięć grup wapieni ziarnistych.

1. Ziarniste wapienie organogeniczne (ang. *skeletal limestones*) — wapienie złożone ze szczątków organicznych, przy czym nie uwzględniane są tu organizmy duże, nie pokruszone i nie przetransportowane (np. organizmy w pozycji wzrostu).

2. Wapienie złożone z ziarn obleczonych (wapienie oolitowe, wapienie onkolitowe itp.).

3. Wapienie detrytyczne (ang. *detrital limestones*) — wapienie złożone z intraklastów.

4. Wapienie grudkowe (ang. *lump limestones*) — wapienie złożone z ziarn agregacyjnych, przy czym nie są tu uwzględniane ziarna agregacyjne o wielkości gruzełków (poniżej 0,2—0,3 mm).

5. Wapienie gruzełkowe (ang. *pellet limestones*) — wapienie, złożone z drobnych, niezróżnicowanych ziarn mikrytowych o rozmaitej genezie.

Wapienie, złożone z różnego rodzaju składników ziarnistych, można określać przy pomocy nazw wieloczłonowych (np. wapienie onkolitowo-grudkowe). Poszczególne rodzaje wapieni ziarnistych mogą mieć sparytowe, mikrytowe, lub mieszane, sparytowo-mikrytowe spoiwo (np. sparytowe wapienie oolitowe, sparytowo-mikry-

towe wapienie grudkowe, mikrytowe wapienie gruzełkowe). Wapienie, złożone wyłącznie, lub prawie wyłącznie, z mikrytowej masy podstawowej, określane są jako wapienie mikrytowe.

Nazwa mikryt odnosi się w klasyfikacji M. W. Leightona i C. Pendextera (1962) do materiału węglanowego o frakcji poniżej 0,03 mm (w tym samym znaczeniu nazwa ta jest używana w niniejszej pracy). Spoiwo, złożone z dużych kryształów kalcytu, nazywane jest spoiwem sparytowym.

Klasyfikacja M. W. Leightona i C. Pendextera (1962) przewiduje ponadto stosowanie specjalnych nazw, pozwalających na wyróżnianie szczegółowych odmian

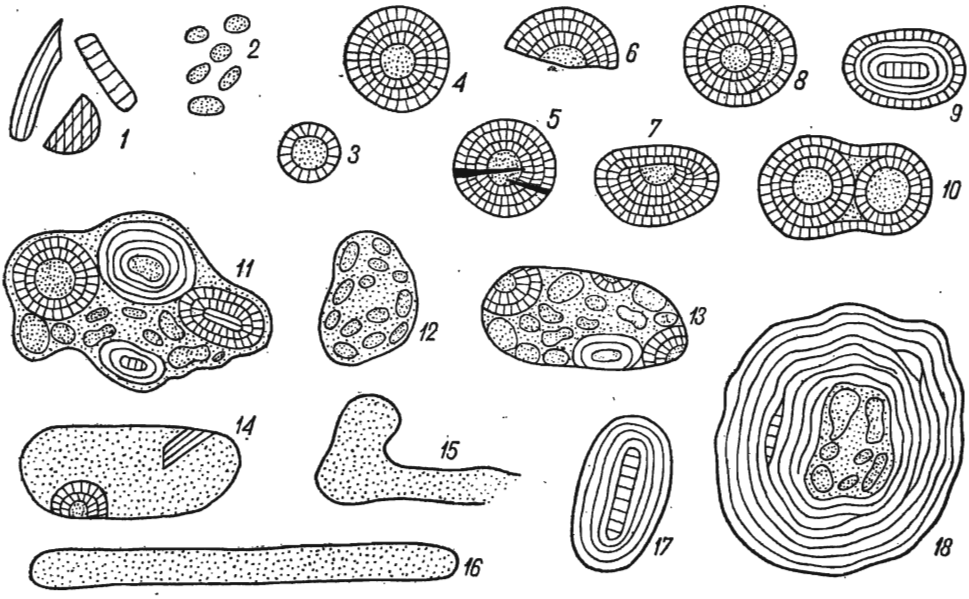


Fig. 1

Składniki ziarniste badanych wapieni

1 pokruszone szczątki organiczne, *2* gruzełki (w badanych utworach zazwyczaj ziarna agregacyjne), *3* ooid jednopowłokowy, *4* ooid wielopowłokowy, *5* ooid spękany, *6* ooid połamany nie zregenerowany, *7* ooid połamany zregenerowany, *8* ooid z powłoką mikrytową, *9* ooid rozwinięty wokół onkoidu, *10* ooid z kilkoma jądrami (zoolityzowana grudka), *11* grudka groniasta zawierająca ooidy, onkoidy, gruzełki i drobne grudki, *12* grudka groniasta zawierająca gruzełki, *13* obtoczona grudka groniasta (gęste upakowanie ziarn składowych i występowanie wśród nich onkoidów i drobnych grudek wskazują, że nie jest to obtoczony intraklast), *14* obtoczony intraklast, *15* zdeformowany intraklast, miejscami o nieostrej granicy, *16* intraklast złożony z mikrytu, *17* onkoid rozwinięty wokół szczątka organicznego, *18* onkoid rozwinięty wokół grudki

Grain components of the investigated limestones

1 organic detritus (bioclasts), *2* pellets (usually aggregation grains), *3* superficial ooid, *4* normal ooid, *5* fractured ooid, *6* broken ooid, *7* recoated ooid, *8* ooid with micritic envelope, *9* ooid formed round an onkoid, *10* compound ooid (oolitically coated grapestone), *11* grapestone (with ooids, onkoids, pellets and small lumps), *12* grapestone (with pellets), *13* abraded grapestone (close packing of grain components and the presence of onkoids and small lumps suggests that it is not an abraded intraclast), *14* abraded intraclast, *15* deformed intraclast with boundary partly effaced, *16* intraclast consisting of micrite, *17* onkoid formed round a bioclast, *18* onkoid formed round a lump

wapieni w zależności od stosunków ilościowych pomiędzy ich składnikami. Ta część rozpatrywanej klasyfikacji, mająca ograniczone praktyczne zastosowanie, nie zostanie tu omówiona.

W ostatnich latach przez wielu autorów stosowana jest klasyfikacja skał węglanowych, zaproponowana przez R. Folka (1962a). W klasyfikacji tej wyróżniane są następujące cztery grupy wapieni ziarnistych.

1. Biomikryty i biosparyty — wapienie złożone ze szczątków organicznych (końcówki -mikryt i -sparyt wskazują, że wapienie te zawierają odpowiednio mikrytowe albo sparytowe spoiwo).

2. Oomikryty i oosparyty — wapienie złożone z ooidów.

3. Pelmikryty i pelsparyty — wapienie utworzone z gruzełków mikrytowych.

4. Intramikryty i intrasparyty — wapienie złożone z ziarn, które nie są szczątkami organicznymi, ooidami lub gruzełkami. Zaznaczyć należy, że aczkolwiek podana przez R. Folka (1962a) definicja intraklastów precyzuje wyraźnie, że są to fragmenty osadu, który uległ erozji i redepozycji, to jednak w omawianej klasyfikacji jako „intraklasty" traktowane są zarówno intraklasty w ścisłym znaczeniu, jak i różnego rodzaju ziarna agregacyjne oraz onkoidy.

Klasyfikacja R. Folka (1962a) jest dogodna pod tym względem iż pozwala ona na szybkie zaklasyfikowanie poszczególnych wapieni, bez potrzeby przeprowadzania szczegółowych badań nad genezą ich składników ziarnistych. Klasyfikacja ta zawodzi jednak w przypadku wapieni, przy których opisie rozróżnienie pomiędzy intraklastami a ziarnami agregacyjnymi i onkoidami nabiera istotnego znaczenia.

Wapienie można klasyfikować także na podstawie wielkości ich składników ziarnistych. Zgodnie z R. Folkiem (1962a) wyróżniać można wśród wapieni ziarnistych kalcyrudyty (wapienie o frakcji powyżej 1 mm), kalkarenity (wapienie o frakcji od 1 mm do 0,6 mm) i kalcylutyty (wapienie o drobniejszej frakcji).

W niniejszej publikacji wapienie określane będą na ogół przy pomocy nazw, nawiązujących do klasyfikacji M. W. Leightona i C. Pendextera (1962). Niektóre jednak odmiany wapieni, np. wapienie kredowate, muszlowce i graby, wyodrębnione zostały na podstawie cech nie uwzględnianych bezpośrednio w obu przytoczonych powyżej klasyfikacjach.

Utwory kompleksu wapieni kredowatych

Wapienie kredowate i innego rodzaju wapienie, zaliczone w pierwszej części niniejszej pracy (Kutek 1968) do *kompleksu wapieni kredowatych*, reprezentują szereg litofacji, powiązanych ze sobą genetycznie. Uzasadnia to łączne omówienie wszystkich tych wapieni w niniejszym rozdziale.

Wapienie kredowate. Określone tą nazwą skały są pod względem makroskopowym białymi, miękkimi, brudzącymi palce, „pylastymi" lub ziarnistymi, nigdy zaś zlewnymi czy zbitymi wapieniami. Powyższe cechy składają się na kredowaty habitus tych wapieni, będący zapewne następstwem ich wysokiej węglanowości (przeciętnie 97,5% — Peszat 1964) i po-

rowatości (9—23% — Peszat 1964; wszelkie wapienie podobne do kredy charakteryzują się wysoką porowatością — Cayeux 1935).

Rozpatrywane wapienie kredowate są nieuławicone lub niewyraźnie uławicone; niezbyt wyraźne spękania ławicowe pojawiają się w tych wapieniach tylko miejscami i w dużych zazwyczaj odstępach. Brak dobrego uławicenia daje się wytłumaczyć stopniowymi przejściami pomiędzy poszczególnymi odmianami wapieni kredowatych i nieobecnością wkładek marglistych. W wapieniach kredowatych występują natomiast liczne nieregularne spękania pionowe (pl. XV, fig. 3). W grubych pokładach tych wapieni zaznacza się zazwyczaj niezbyt wyraziste uwarstwienie, przejawiające się naprzemianległym ułożeniem poziomów wapieni kredowatych o drobniejszym lub grubszym uziarnieniu. Uwarstwienie uwidacznia się także dzięki koncentracji onkoidów i szczątków organicznych (nerynei, dicerasów lub solenopor) w pewnych horyzontach o różnej grubości. Warstwowanie skośne nie pojawia się w wapieniach kredowatych.

Miękkie wapienie kredowate łatwo ulegają erozji, toteż w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wychodnie tych wapieni tworzą zazwyczaj w obrębie obsekwentnych zboczy wzgórz spłaszczenia, zasypane często piaskami czwartorzędu i rozdzielone progami, związanymi z wychodniami innych, twardszych wapieni.

Badania mikroskopowe pozwalają stwierdzić (pl. I), że wapienie kredowate utworzone są przede wszystkim z drobnych, często okrągławych gruzełków mikrytowych (*pellets*), którym zazwyczaj towarzyszą, w mniejszej lub większej ilości, większe grudki (*lumps*). Agregacyjną genezę tych grudek można wykazać na podstawie ich złożonej, ziarnistej budowy wewnętrznej oraz charakterystycznych kształtów. Występowanie gruzełków wraz z niewątpliwie agregacyjnymi grudkami oraz obecność ziarn pośrednich pod względem wielkości i kształtu dowodzą, że drobne, niezróżnicowane ziarna mikrytowe (gruzełki) są także agregacyjnego pochodzenia. Na poparcie tego poglądu można przytoczyć następujące dodatkowe fakty: 1) nieobecność (nawet wśród grubych składników ziarnistych wapieni kredowatych) ziarn, które miałyby cechy intraklastów; 2) występowanie wapieni kredowatych w postaci grubych pokładów, przekraczających niekiedy 20 m miąższości, a pozbawionych zupełnie wkładek wapieni pelitowych, których śródformacyjna przeróbka mogłaby dostarczyć intraklastów w postaci ziarn mikrytowych; 3) występowanie w wapieniach kredowatych dodatkowych składników (spoiwo mikrytowe, onkoidy, ooidy), obecnych również we współczesnych osadach, złożonych z ziarn agregacyjnych (Illing 1954, Purdy 1963); 4) przeławicanie wapieni kredowatych z wapieniami (np. onkolitowo-grudkowymi lub oolitami) reprezentującymi takie same osady, jakie powstają współcześnie w obrębie lub w pobliżu obszarów tworzenia się wapiennych ziarn agregacyjnych.

Dokładniejsze określenie genezy występujących w wapieniach kredowatych drobnych ziarn mikrytowych nastręcza już poważne trudności.

Niektóre z tych ziarn, zwłaszcza o nieco nieregularnych kształtach, są zapewne grudkami mułowymi (*mud aggregates*). Niektóre z kolei ziarna mogą być pojedynczymi grudkami kałowymi (*fecal pellets*) lub ich drobnymi agregatami. Na podstawie faktu, iż zaobserwowane ziarna mikrytowe nie odznaczają się stałą, charakterystyczną wielkością, można w każdym razie sądzić, że nie poddane dalszej agregacji grudki kałowe nie stanowią przeważającego składnika wapieni kredowatych. W wapieniach tych szczątki organiczne wykazują często objawy mikrytyzacji wywołanej przez drążące glony lub grzyby (pl. I, fig. 4). Poczynione obserwacje nie wskazują jednak, aby takie procesy prowadziły bezpośrednio do tworzenia znacznej ilości ziarn mikrytowych (zagadnienie mikrytyzacji szczątków organicznych stało się ostatnio przedmiotem specjalnej publikacji Bathursta, 1966; por. również Wolf 1962, Purdy 1963).

Oprócz przeważających z reguły gruzełków mikrytowych i grudek, jako składniki ziarniste wapieni kredowatych występować mogą ponadto ooidy, onkoidy i szczątki organiczne. Znacznie częściej, aniżeli domieszki ooidów (pl. I, fig. 3 i 5), pojawiają się w tych wapieniach różnej wielkości onkoidy (mikro-, pizo- i makroonkoidy), które miejscami mogą stanowić przeważający składnik skały (pl. I, fig. 6). Największe onkoidy, rozwinięte wokół szczątków organicznych, np. nerynei lub trychitesów, dochodzić mogą do wielkości około 10 cm (por. Kutek & Radwański 1965). Materiał organiczny prawie zawsze pojawia się w wapieniach kredowatych, zazwyczaj jednak tylko w drugorzędnych ilościach (pl. I). Spośród rozpoznawalnych szczątków organicznych najczęściej występują fragmenty muszli mięczaków (małżów i ślimaków), szkieletów szkarłupni (jeżowców i liliowców) oraz glonów. Rzadziej pojawiają się mszywioły i odosobnione otwornice. Przynależności systematycznej części materiału organogenicznego nie można ustalić ze względu na jego silne rozdrobnienie i rekrystalizację.

Wielkość składników ziarnistych, dających się rozpoznać w wapieniach kredowatych, wynosi zazwyczaj od 0,15 mm (gruzełki mikrytowe, drobny detrytus organogeniczny) do kilku milimetrów (grudki, onkoidy, szczątki organiczne). Do większych rozmiarów dochodzą jedynie odosobnione szczątki organiczne oraz makroonkoidy, występujące w makroonkolitowych cechujących się najgrubszą frakcją odmianach wapieni kredowatych. Wśród wapieni kredowatych przeważają kalkarenity, mniej licznie reprezentowane są kalcyrudyty, a gruboziarniste kalcylutyty trafiają się bardzo rzadko. Wapienie kredowate wykazują z reguły złą selekcję (pl. I), co związane jest przede wszystkim z obecnością różnej wielkości grudek i onkoidów.

Składniki ziarniste wapieni kredowatych są z reguły gęsto upakowane, pozostawiając niewiele miejsca dla spoiwa, wykształconego głównie w postaci mikrytu. Mikrytowe spoiwo, mikrytowe gruzełki i złożone w znacznej części ze składników mikrytowych grudki składają się na często niezbyt wyrazisty obraz mikroskopowy wapieni kredowatych (pl. I, fig. 1

i 2). Jest wielce prawdopodobne, że spoiwo mikrytowe, niezróżnicowane przy normalnych powiększeniach mikroskopowych i grubościach szlifów, składa się w istocie w znacznej części z bardzo drobnych gruzełków mikrytowych (por. Beales 1958, Carozzi 1960). Spoiwo sparytowe rozwija się w wapieniach kredowatych stosunkowo silnie jedynie w pobliżu szczątków organicznych oraz w tych odmianach, które zawierają ooidy.

Ponieważ w wapieniach kredowatych gruzełki, grudki, onkoidy, szczątki organiczne i ooidy oraz mikrytowe i sparytowe spoiwo występopować mogą w różnych kombinacjach i proporcjach, w wapieniach tych można wyróżnić szereg odmian mikrofacjalnych. Poszczególne odmiany mikrofacjalne można oczywiście określać osobnymi nazwami (por. objaśnienia do pl. I). Ponieważ jednak pomiędzy poszczególnymi odmianami istnieją rozliczne przejścia, a niekiedy kilka odmian wyróżnić można w jednym szlifie mikroskopowym, wszystkie te odmiany określone zostały nadrzędnym terminem „wapienie kredowate". Zbyt szczegółowe bowiem wydzielenia litologiczne utrudniłyby ogólną interpretację facjalną rozważanych utworów (por. analogiczne wnioski w pracy: Imbrie & Purdy 1962).

Wapienie kredowate odpowiadają najczęściej osadom facji grudkowej (ang. *grapestone facies*), wyróżnianej przez E. G. Purdy'ego (1963) w osadach węglanowych Wielkiej Ławicy Bahamskiej; rzadziej trafiające się odmiany wapieni kredowatych, zawierające poważniejsze ilości mikrytowego spoiwa, zestawiać można z facją gruzełkowo-mułową (ang. *pellet--mud facies*).

W osadach Wielkiej Ławicy Bahamskiej wyróżnił E. G. Purdy (1963) pięć facji, których składniki poddane zostały statystycznym opracowaniom (por. też Imbrie & Purdy 1962). Oprócz różnego rodzaju szczątków organicznych wyróżnione zostały: grudki kałowe (*fecal pellets*), ziarna mikrytowe (*cryptocrystalline grains*), grudki mułowe (*mud aggregates*), grudki groniaste (*grapestones*), grudki zlepione przez organizmy (*organic aggregates*), ooidy, okruchy wapieni (*cay rocks*) i „muł" (materiał o frakcji poniżej 1/8 mm). Jako *cryptocrystalline grains* określone zostały zmikrytyzowane szczątki organiczne, ooidy, grudki kałowe i innego rodzaju ziarna agregacyjne; część z nich można określić jako gruzełki i grudki. Znaczna część wyróżnionych przez E. G. Purdy'ego ziarn agregacyjnych (zwłaszcza *organic aggregates*) posiada, zdaniem C. Monty'ego (1967), charakter grudek sinicowych lub onkoidów. Poszczególne składniki mogą w ramach jednej facji występować w bardzo zmiennych ilościach (ooidy np. mogą w obrębie facji grudkowej stanowić od 0 do 45% osadu). Uwzględniając powyższe, można scharakteryzować poszczególne facje następująco.

Facja koralowo-algowa (coralgal facies). Przeważają szczątki organiczne, reprezentowane w znacznej części przez glony i korale. W zmiennych ilościach mogą pojawiać się gruzełki, grudki z onkoidami, muł, ooidy i okruchy wapienne.

Facja oolitowa (oolitic facies). Zdecydowanie przeważają ooidy. Pozostałe składniki (grudki z onkoidami, gruzełki, szczątki organiczne, muł i okruchy wapieni) pojawiać się mogą w zmiennych, ale zawsze nieznacznych lub drugorzędnych ilościach.

W obrębie facji oolitowej wyróżniona została właściwa facja oolitowa (*oolite*

facies) i mieszana facja oolitowa (*mixed oolite facies*). W obrębie pierwszej z tych facji osady wykazują warstwowanie skośne i zawierają szczególnie dużo ooidów (80—98%).

Facja grudkowa (grapestone facies). Przeważają grudki z onkoidami (*grapestones, organic aggregates, mud aggregates,* część *cryptocrystalline grains*). W zmiennych ilościach pojawiać się mogą gruzełki (*fecal pellets* i część *cryptocrystalline grains*), ooidy i szczątki organiczne. Muł nie występuje tutaj nigdy w znacznych ilościach.

Facja gruzełkowo-mułowa (pellet-mud facies). Muł i gruzełki stanowią przeważające składniki osadu. Z pozostałych składników najpospolitsze są szczątki organiczne.

Facja mułowa. Muł jest głównym składnikiem osadu. Poza nim jedynie szczątki organiczne i gruzełki mogą pojawiać się w dość znacznych ilościach.

W obrębie Wielkiej Ławicy Bahamskiej, na płaskich brzegach wyspy Andros tworzą się osady strefy międzypływowej (*intertidal deposits*) i strefy maksymalnych pływów (*supratidal deposits*). W strefach tych powstają osady wapienne o drobnej frakcji, wśród których pojawia się miejscami dolomit lub anhydryt. W rozpatrywanych osadach występują licznie stromatolity, szczeliny z wysychania i specyficzne soczewkowate struktury (tzw. „*bird's eyes*" — próżnie po rozłożonej substancji organicznej lub innego pochodzenia, wypełnione kalcytem bądź anhydrytem). W części omawianego obszaru zachodzą intensywne procesy krasowe (Roehl 1967, Monty 1967).

Sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe. Wapienie te, przewarstwiające się zazwyczaj z wapieniami kredowatymi, różnią się od tych ostatnich liczniejszym na ogół występowaniem grudek i onkoidów, mniejszą ilością gruzełków mikrytowych, a przede wszystkim stałą obecnością sparytowego spoiwa. Obecność licznych grudek i onkoidów powoduje, że rozpatrywane wapienie charakteryzują się grubszą frakcją, aniżeli wapienie kredowate, i odpowiadają z reguły kalcyrudytom. Ze względu na silny rozwój spoiwa sparytowego są one nieco twardsze i w mniejszym stopniu wykazują kredowaty wygląd. Sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe związane są z wapieniami kredowatymi licznymi pośrednimi typami litologicznymi (np. pl. I, fig. 5), a w profilach stratygraficznych nie są od nich ostro odgraniczone. Ponadto, podobnie jak i wapienie kredowate, charakteryzują się one niewyraźnym uławiceniem i brakiem warstwowania skośnego. Z tego też powodu rozpatrywane wapienie onkolitowo-grudkowe, wraz z wapieniami kredowatymi w ścisłym znaczeniu, wyróżniane były w stratygraficznej części niniejszej pracy (Kutek 1968) łącznie pod nazwą wapieni kredowatych.

W omawianych wapieniach grudki agregacyjne są dobrze widoczne na tle sparytowego spoiwa (pl. II, pl. III oraz pl. IV, fig. 1). Grudki te często mają wyraźnie groniaste kształty. W wielu przypadkach rozpoznać można w grudkach ich części składowe — grudki mniejszych rozmiarów, gruzełki mikrytowe, ooidy, szczątki organiczne i mikrytową substancję wiążącą. Ziarna składowe są w niektórych grudkach gęściej ułożone w obrębie ich partii peryferycznych. W wewnętrznych partiach grudek wśród

luźniej upakowanych ziarn występuje niekiedy sparytowy kalcyt. Grudki są często obleczone cienką powłoką mikrytową lub oolitową. Wszystkie wymienione powyżej własności grudek znajdują swe analogie we współczesnych wapiennych ziarnach agregacyjnych, opisanych z ławic bahamskich przez L. V. Illinga (1954), E. G. Purdy'ego (1963) i C. Monty'ego (1967).

Niedawne badania C. Monty'ego (1967), przeprowadzone nad współczesnymi osadami bahamskimi wykazały, że nie tylko onkoidy, lecz również znaczna część występujących w tych osadach ziarn agregacyjnych powstała w wyniku działalności sinic. Przerastanie osadu ziarnistego przez sinice prowadzi do jego agregacji w grudki, a obrastanie takich grudek lub szczątków organicznych przez sinice do tworzenia się koncentrycznych powłok onkoidowych. Rozważane wapienie onkolitowo-grudkowe z Gór Świętokrzyskich również dostarczają argumentów na rzecz pokrewieństwa genetycznego onkoidów i towarzyszących im grudek (pl. II i pl. IV, fig. 1, a zwłaszcza pl. III). W wapieniach tych grudki tworzą często jądra onkoidów, a onkoidy z kolei mogą wchodzić w skład dużych grudek. W niektórych złożonych ziarnach grudkowo-onkoidowych nie zaznaczają się wyraźnie granice pomiędzy nieuporządkowanym agregatem ziarnistym a koncentryczną powłoką onkoidową. Grudki, wykazujące zagęszczenia ziarn składowych w swoich peryferycznych częściach, oraz grudki posiadające cienkie, ziarnisto-mikrytowe obwódki mogą być z kolei uważane za formy pośrednie pomiędzy grudkami o zupełnie nieuporządkowanej budowie wewnętrznej a onkoidami z wyraźnie wykształconymi, koncentrycznymi powłokami.

Grudki, które uległy agregacji w wyniku działalności sinic, nie prowadzącej następnie do wytworzenia się wyraźnej koncentrycznej powłoki, można nazywać grudkami sinicowymi, ziarna zaś opatrzone taką powłoką — onkoidami. Istnienie form pośrednich pomiędzy grudkami sinicowymi a onkoidami powoduje jednak, że rozróżnianie ich przy opisach niektórych okazów staje się nieco sztuczne.

Ziarna zagregowane przez sinice mogą zostać dodatkowo spojone przez grubokrystaliczne spoiwo chemiczne (Illing 1954). Taka jest zapewne geneza sparytowego kalcytu występującego w omawianych wapieniach pomiędzy ziarnami składowymi we wnętrzu niektórych grudek.

Aczkolwiek wiele dużych grudek z rozpatrywanych wapieni uległo niewątpliwie agregacji przy udziale sinic, to jednak pewne grudki mogą mieć inną genezę. Poza czynnikami fizykochemicznymi w grę mogła wchodzić agregacyjna działalność innych organizmów. Na możliwość tę wskazuje np. występowanie w jednym szlifie (pl. II, fig. 1) licznych rurek glonów w obrębie ziarn agregacyjnych.

Sparytowe spoiwo, występujące w wapieniach onkoidowo-grudkowych, jest częściowo pierwotnym spoiwem chemicznym, wytrąconym

w porach między ziarnami. Przemawia za tym obecność wcisków na stykach niektórych ziarn (pl. III, fig. 1) i sporadyczne pojawianie się sekrecji kalcytowych (m.in. we wnętrzach muszli). W znacznej, a zapewne przeważającej mierze sparytowy kalcyt wykształcił się jednak w wyniku selektywnej rekrystalizacji, obejmującej przede wszystkim mikrytowe spoiwo i drobne składniki ziarniste wapieni. O procesie takim świadczą dające się często zaobserwować w omawianych wapieniach: 1) rozległe pola sparytu, które ze względu na swoje rozmiary nie mogą odpowiadać pierwotnym porom osadu (pl. II, fig. 1); 2) drobne gruzełki mikrytowe i inne ziarna, zachowane we wnętrzu jednego, wielokrotnie większego kryształu kalcytu; 3) częściowo zrekrystalizowane grudki; 4) ślady po zrekrystalizowanych szczątkach organicznych. Zjawiska powyższe sugerują, że trafiające się miejscami skupienia substancji mikrytowej i bardzo drobnych gruzełków mikrytowych są w wielu przypadkach reliktami pierwotnej masy wypełniającej.

Sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe, w których, podobnie jak i w wapieniach kredowatych, wyróżnić można szereg odmian mikrofacjalnych (por. pl. II i III), wykazują ścisłe analogie do bahamskiej facji grudkowej (*grapestone facies* — Purdy 1963). Łączny udział wapieni kredowatych i sparytowych wapieni onkolitowo-grudkowych w budowie tej części *kompleksu wapieni kredowatych*, która jest dostępna obserwacji w wychodniach SW obrzeżenia Gór Świętorzyskich, jest rzędu 75—80%.

Wapienie kredowate i sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe wykazują łącznie cechy wapieni kopalnych, nazwanych przez F. W. Bealesa (1958) *bahamitami*. Ostatnia nazwa sugeruje, że określane nią wapienie powstały w środowisku sedymentacyjnym podobnym do istniejącego obecnie w przeważającej części płycizn bahamskich. Bahamity charakteryzują się tworzeniem grubych i rozległych geograficznie kompleksów, brakiem dobrego uławicenia, brakiem warstwowania skośnego, znaczną zmiennością mikrofacji przy zasadniczej jednolitości facjalnej kompleksu, wysoką zawartością węglanu wapnia, występowaniem ziarn agregacyjnych w postaci gruzełków i grudek jako głównego, a szczątków organicznych jako drugorzędnego składnika skały, oraz pojawianiem się miejscami oolitów.

Oprócz opisanych już dwóch typów w *kompleksie wapieni kredowatych* występują jeszcze inne, opisane poniżej odmiany wapieni. Różnią się one od wapieni kredowatych, a w mniejszym stopniu od sparytowych wapieni onkolitowo-grudkowych, większą twardością i zwięzłością oraz niską porowatością. W rzeźbie terenu zaznaczają się one w postaci grzbietów lub progów w obrębie obsekwentnych zboczy wzgórz.

Wapienie oolitowe. Ooidy pojawiają się w obrębie kompleksu wapieni kredowatych w różnego typu wapieniach. Wapienie oolitowe jednak, czyli wapienie, w których ooidy są dominującym składnikiem skały, występują w tym kompleksie raczej podrzędnie. Występującym w wapieniach oolitowych ooidom towarzyszyć mogą szczątki organiczne, ziarna agregacyjne i intraklasty. Wapienie te wykazują często warstwowanie

skośne. Zawierają one wówczas spoiwo sparytowe. W nie warstwowanych skośnie oolitach pojawiać się może ponadto spoiwo mikrytowe.

Omówione powyżej wapienie oolitowe odpowiadają bahamskiej facji oolitowej (*oolitic facies* — Purdy 1963).

Wapienie mikrytowe i gruzełkowo-mikrytowe. Zasadniczym składnikiem tych wapieni jest mikrytowa masa podstawowa, a często także gruzełki mikrytowe. Miejscami w znacznych ilościach występują ponadto szczątki organiczne lub onkoidy. Tam, gdzie rozpatrywane wapienie zawierają stosunkowo dużo składników ziarnistych, pojawiać się może spoiwo sparytowe lub domieszki ooidów.

Niektóre z omawianych wapieni pozbawione są zupełnie szczątków organicznych. Niekiedy, zwłaszcza w przypadku obecności drobnych przewarstwień marglistych, wapienie te mogą być wyraźnie i drobno uławicone. Na ogół jednak są one gruboławicowe, a miejscami nawet zupełnie pozbawione uławicenia. W tym ostatnim przypadku nabierają one pewnego zewnętrznego podobieństwa do wapieni skalistych (nie tworzą one jednak bioherm i mają inną genezę, aniżeli wapienie skaliste jury krakowsko-częstochowskiej).

Znacznie liczniej reprezentowane są wapienie mikrytowe lub gruzełkowo-mikrytowe, zawierające mniejszą lub większą ilość szczątków organicznych. Wapienie te są zazwyczaj gruboławicowe. Wśród szczątków organicznych najczęściej można rozpoznać pod mikroskopem małże, a także ślimaki, glony i szkarłupnie. Miejscami jednak niektóre organizmy rozpoznawalne makroskopowo, jak np. korale i solenopory, mogą wpływać na zewnętrzny wygląd skały.

W omawianych wapieniach występować mogą, w mniejszych lub większych ilościach, glony *Marinella* lub ich fragmenty (pl. XII, fig. 6). Są one zazwyczaj rozproszone wśród innych składników ziarnistych wapieni, i stosunkowo rzadko dochodzi do ich poważniejszych koncentracji (np. w okolicach Sobkowa lub w Podzamczu).

Omówione powyżej wapienie odpowiadają na ogół bahamskiej facji gruzełkowo-mułowej (*pellet-mud facies*) oraz facji mułowej (*mud facies*).

Inne typy wapieni. Wapienie, które nie dają się zaklasyfikować do żadnej z opisanych wyżej grup wapieni, tworzą nieznaczną część kompleksu wapieni kredowatych. Są to głównie wieloskładnikowe wapienie ziarniste, złożone w różnych proporcjach z gruzełków mikrytowych, grudek, onkoidów, intraklastów i szczątków organicznych (miejscami dość licznie występują marinelle). Zależnie od stopnia upakowania materiału ziarnistego, występuje w nich spoiwo mikrytowe lub sparytowe. Sparytowe odmiany wapieni wykazują często warstwowanie skośne.

Nader rzadki, lecz interesujący typ wapieni stanowią występujące w kilku miejscach w sąsiedztwie wapieni kredowatych skośnie warstwowane, sparytowe wapienie ziarniste. Wapienie te składają się z ziarn

mikrytowych, wykazujących dobrą selekcję w obrębie poszczególnych warstewek skośnych. Wśród niektórych większych ziarn rozpoznać można grudki agregacyjne i intraklasty. Sporadycznie trafiające się szczególnie duże intraklasty wykazują gruzełkowo-grudkową budowę wewnętrzną, charakterystyczną dla wapieni kredowatych. Rozpatrywane skośnie warstwowane wapienie powstały zapewne w wyniku redepozycji niezupełnie zlityfikowanego osadu, który w normalnych warunkach uległby lityfikacji w wapień kredowaty.

W kompleksie wapieni kredowatych nie stwierdzono zespołów wapieni, które można by zestawić z bahamską facją koralowo-algową (*coral-gal facies*).

Ułożenie wapieni. Poszczególne typy wapieni tworzą w obrębie *kompleksu wapieni kredowatych* pokłady o dość znacznej, w stosunku do ich miąższości, horyzontalnej rozciągłości. W związku z tym w obrębie dużych nawet kamieniołomów granice tych pokładów biegną praktycznie równolegle. Na większych przestrzeniach poszczególne wapienie stopniowo zastępowane są obocznie przez wapienie o innym wykształceniu litologicznym.

W stratygraficznej części niniejszej pracy (Kutek 1968) za górną granicę *kompleksu wapieni kredowatych* uznano górną granicę najwyższych pokładów wapieni kredowatych. Nadległe utwory na znacznym obszarze wyodrębnione zostały jako *utwory znad wapieni kredowatych*. Znaczna część tego kompleksu litostratygraficznego wykształcona jest w postaci oolitów, mikrytowych i gruzełkowo-mikrytowych wapieni ze szczątkami organicznymi oraz wieloskładnikowych wapieni ziarnistych. Wapienie te wykazują pod względem litofacjalnym ścisłe analogie do podobnych twardych wapieni, występujących w obrębie *kompleksu wapieni kredowatych*.

Świat organiczny. Przegląd szlifów mikroskopowych prowadzi do wniosku, że spośród szczątków organicznych, poza drobnym, nierozpoznawalnym detrytusem organicznym, w *kompleksie wapieni kredowatych* występują przede wszystkim muszle mięczaków i drobne glony, a następnie — także fragmenty szkarłupni. Z makroskopowego jednak punktu widzenia najbardziej charakterystycznymi składnikami faunistyczno-florystycznymi rozpatrywanego kompleksu są korale, dicerasy, nerynee (głównie z rodzajów *Ptygmatis* i *Cryptoplocus*) oraz solenopory (kilka rodzajów z rodziny Solenoporaceae). Organizmy te występują w obrębie kompleksu we wszystkich typach wapieni z wyjątkiem skośnie warstwowanych oolitów oraz wapieni mikrytowych pozbawionych w ogóle szczątków organicznych. Z innych, makroskopowo rozpoznawalnych organizmów, najliczniej reprezentowane są małże. Oprócz małżów z rodzaju *Trichites* i rodziny Ostreidae (*Ostrea, Alectryonia, Exogyra*) pojawiają się m.in. małże z rodziny Pectenidae oraz z rodzajów *Trigonia, Lima, Pholadomya* i *Pleuromya*. Liliowce (m.in. *Apiocrinus*) i jeżowce (Cidaridae)

zachowane są prawie bez wyjątku w postaci oddzielnych, często pokruszonych członów, płytek i kolców. Brachiopody (*Septaliphoria pinguis* i terebratulidy) oraz ślimaki spoza rodziny Nerineidae występują niezbyt licznie. Miejscami napotkać można serpule i mszywioły.

Solenopory, nerynee, dicerasy i trychitesy skoncentrowane są w obrębie wapieni kredowatych i sparytowych wapieni onkolitowo-grudkowych często w horyzontach o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (fig. 2). W horyzontach takich wymienione organizmy mogą występować w różnych kombinacjach, niekiedy wespół z koralami.

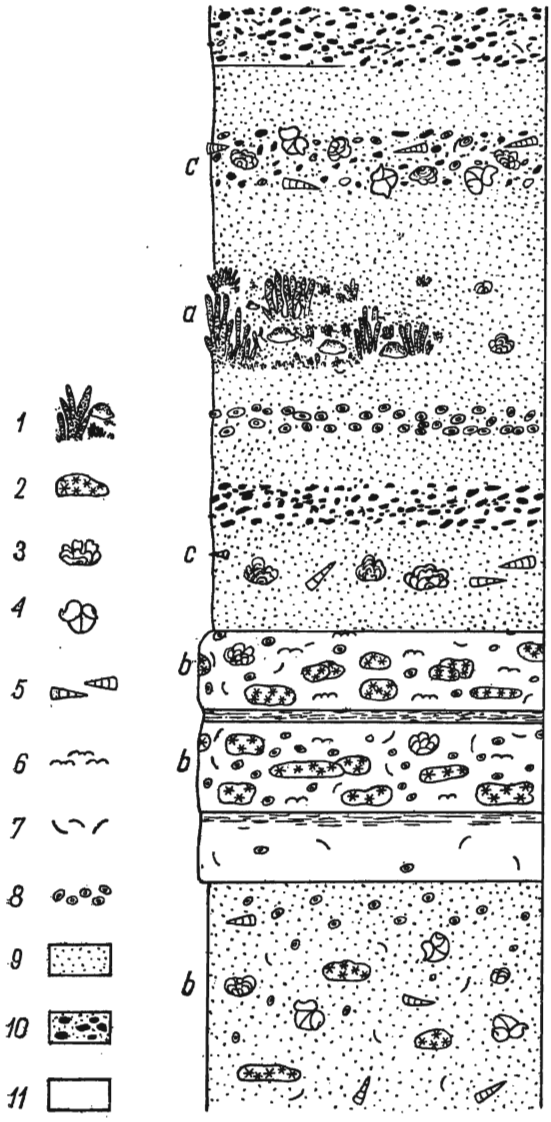


Fig. 2

W wielu przypadkach muszle nerynei i dicerasów, a nawet trychitesów są nie pokruszone, a solenopory często zachowane w pozycji przyżyciowej. Zjawiska te wskazują na gromadzenie się osadów w warunkach umiarkowanej turbulencji, co znajduje dodatkowe potwierdzenie w pojawianiu się onkoidów i dużych grudek agregacyjnych (por. Purdy 1963). Omawiane horyzonty, wykazujące analogie do opisanych przez L. Karczewskiego (1965) z jury NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich „warstw" i „ławic ptygmatisowych", mają rozciągłość poziomą rzędu co najwyżej kilkuset metrów i nie nadają się do celów korelacji stratygraficznej.

Korale, występujące w *kompleksie wapieni kredowatych*, zostały opracowane przez E. Roniewicz (1960, 1966, 1968), która wyróżniła wśród nich około 50 gatunków. Korale występują głównie w postaci rozproszonych w osadzie kolonii o wysokości od kilku do około 30 cm. Miejscami jedne kolonie koralowe porastają inne kolonie, nie tworząc jednak budowli o wysokości przekraczającej pół metra. Trafiające się miejscami okruchy korali występują z reguły w rozproszeniu, często nie w sąsiedztwie kolonii pozostających w pozycji przyżyciowej, i nigdy nie tworzą nagromadzeń typu brekcji koralowych. Korale, podobnie jak i solenopory, trychitesy czy onkoidy, pocięte są nadzwyczaj często przez małże drążące.

Obserwacje przeprowadzone w odsłonięciach wskazują, że korale pojawiają się w stosunkowo dużych ilościach przede wszystkim w twardych, gruzełkowo-mikrytowych wapieniach wykazujących niekiedy wyraźne uławicenie. Z wyjątkiem nielicznych ławic, objętościowy udział korali w budowie tych wapieni jest jednak bardzo nikły. W jeszcze mniejszych ilościach występują korale w wapieniach kredowatych i sparyto-

---

Fig. 2

Diagram przedstawiający rozmieszczenie fauny w utworach *kompleksu wapieni kredowatych*

Zespoły faunistyczne: *a* kępa koralowa, *b* rozproszone kolonie korali, *c* horyzonty z licznymi solenoporami, neryneami lub dicerasami. Znaki umowne: *1* gałązkowate kolonie korali i towarzyszące im inne korale, *2* masywne i lamelarne kolonie korali, *3* solenopory, *4* dicerasy, *5* nerynee, *6* ostrygi, *7* inne organizmy, *8* onkoidy, *9* wapienie kredowate, *10* sparytowe wapienie grudkowe, *11* mikrytowe wapienie gruzełkowe

Diagram showing distribution of organisms in deposits of the *Chalky Limestone member*

Faunal assemblages: *a* patch reef, *b* scattered coral colonies, *c* horizons abounding in solenoporids, nerineids and/or diceratids. Symbols: *1* branched coral colonies and other associated corals, *2* massive and lamellar coral colonies, *3* solenoporids, *4* diceratids, *5* nerineids, *6* oysters, *7* other fossils, *8* onkoids, *9* chalky limestones, *10* sparry lump limestones, *11* pelletal-micritic limestones

wych wapieniach onkolitowo-grudkowych. W wapieniach tych korale mogą pojawiać się lokalnie w większych ilościach, jednak na znacznych przestrzeniach mogą one nie występować zupełnie. W niektórych kamieniołomach, odsłaniających tego typu wapienie, można mimo długotrwałych poszukiwań nie znaleźć ani jednego okazu korala. Wydaje się, że w obrębie górnych partii *kompleksu wapieni kredowatych* korale składają się co najwyżej na jeden promil łącznej objętości wapieni kredowatych i sparytowych wapieni onkolitowo-grudkowych.

W obrębie rozpatrywanego kompleksu w dwóch tylko miejscach zdołał autor stwierdzić obecność dość dużych nagromadzeń korali, które można określić mianem kęp koralowych (fig. 2). W obu przypadkach występowały one w obrębie wapieni kredowatych (wapieni grudkowo-gruzełkowych), przy czym obecność korali nie pociąga za sobą modyfikacji wykształcenia litologicznego otaczającej skały. Jedna kępa, stwierdzona w Przedborzu, a osiągająca wysokość około 1,5 m i rozciągłość kilku metrów, złożona była z masywnych i gałązkowatych kolonii korali. Druga, znacznie większa kępa, opisana przez E. Roniewiczą (1966), widoczna była dawniej w zasypanej obecnie części kamieniołomu na Bukowej Górze. Kępa ta osiągała wysokość 4—5 m i rozciągała się, być może z przerwami, na przestrzeni rzędu 60 m. Złożona była, zwłaszcza w swej dolnej części, głównie z kolonii gałązkowatych, z których część — gatunek *Pseudocoenia limbata* (Gdf.) — dochodziła do 1,5 m wysokości. W budowie kępy brały ponadto udział masywne i lamelarne kolonie korali oraz solenopory.

Omówione kępy koralowe reprezentują typ budowli, który w publikacjach anglosaskich określany jest nazwą *patch reefs*. Nazwę tę odnosi się do kolonii korali lub ich zespołów, wyrastających w obrębie atoli lub wewnętrznych części płycizn na wysokość kilku metrów ponad otaczające dno. Rozważane kępy koralowe nie modyfikują otaczającego środowiska sedymentacyjnego i wbrew pozorom nie odpowiadają pełnej definicji raf.

Zagadnienie raf. Obserwacje autora potwierdzają wyrażony przez E. Roniewicz (1960, 1966) pogląd, że występujące w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wapienie koralowe nie mają charakteru rafowego. Nie wchodząc tu w szczegółową dyskusję nad definicjami rafy (których znaczna ilość zestawiona została w specjalnej publikacji Nelsona, Browna & Brinemana, 1962) zaznaczyć można, że rafy koralowe tworzą się wówczas, gdy rozwój korali i towarzyszących im organizmów w warunkach silnej turbulencji i blisko powierzchni morza prowadzi do gromadzenia się osadu niewarstwowanego, złożonego w poważnej mierze z pokruszonych i nie pokruszonych organizmów rafotwórczych oraz wyrastającego wyraźnie ponad otaczające dno, co powoduje z kolei modyfikację pobliskiego środowiska sedymentacyjnego (por. Ginsburg & Lowenstam 1958). Kopalne wapienie rafowe muszą się przeto charakteryzować specyficznym skła-

dem i teksturą oraz w określony sposób przechodzić obocznie w wapienie o odmiennym wykształceniu facjalnym.

Fakty wskazujące, że w *kompleksie wapieni kredowatych* brak jest osadów typu rafowego, można zestawić następująco. Korale występują w tym kompleksie w niezbyt wielkich ilościach, wyłącznie w postaci rozproszonych kolonii i nielicznych większych kęp koralowych, w obrębie wapieni wykazujących bądź to uławicenie, bądź to przynajmniej pewne objawy uwarstwienia (fig. 2). Wapienie te utworzone są w znacznej części z mikrytu i ziarn agregacyjnych, a więc z materiału, nie tworzącego się w warunkach silnej turbulencji (Purdy 1963). Korale nie wytwarzają w badanych utworach specyficznego typu osadu, np. typu brekcji koralowych. Wapienie kredowate, sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe i wapienie gruzełkowo-mikrytowe mogą natomiast wykazywać identyczne wykształcenie litologiczne niezależnie od tego, czy zawierają one korale, czy też nie. Można także nadmienić, że — w przeciwieństwie do wielu raf współczesnych — w rozpatrywanych wapieniach jurajskich poszczególne rodzaje korali nie wykazują strefowego rozmieszczenia.

W *kompleksie wapieni kredowatych* nie występują także rafy glonowe, których obecność przypuszczał C. Peszat (1964). Z glonów pojawiają się w nim miejscami w znacznych ilościach tylko marinelle, które, jak się wydaje, ze względu na swoje drobne rozmiary nie mogły być samodzielnymi organizmami rafotwórczymi. Wapienie, charakteryzujące się szczególną koncentracją marinelli, są ponadto z reguły uławicone (np. wapienie marinellowe z Podzamcza i kamieniołomu na górze Wapionce pod Sokołowem Górnym).

Na podstawie obserwacji rumoszu zwietrzelinowego można przypuszczać, że pod Staniewicami i Nizinami korale pojawiają się w stosunkowo znacznych ilościach w wapieniach tworzących dolne partie *kompleksu wapieni kredowatych*. Brak jest jednak dowodów, aby wymienione wapienie reprezentowały inny typ wapieni koralowych, aniżeli znacznie lepiej odsłonięte, nierafowe wapienie koralowe z wyższych partii *kompleksu wapieni kredowatych*.

Autor nie przeprowadzał dokładnych badań nad górnojurajskimi wapieniami koralowymi z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Na podstawie pobieżnego przeglądu odsłonięć sądzić jednak można, zgodnie ze zdaniem E. Roniewicz (1966), a wbrew opinii J. Liszkowskiego (1962, 1963), że brak jest dowodów rafowej genezy tych wapieni. Dowodu takiego nie dostarcza stwierdzony fakt obocznego zanikania wapieni koralowych na przestrzeniach kilku kilometrów, gdyż może to być przejawem normalnej zmienności facjalnej zaznaczającej się w płytkowodnych osadach węglanowych.

Nadmienić można, że w okresie powojennym ukazało się w Europie szereg publikacji wykazujących, iż wiele epikontynentalnych i geosynklinalnych wapieni, uważanych dawniej za rafowe, nie reprezentuje prawdziwych raf. Wymienić tu można np. klasyczną już pracę M. G. Ruttena i J. Jansoniusa (1956), dotyczącą górnooksfordzkich wapieni basenu paryskiego (wykazujących daleko idące podobieństwo litofacjalne do świętokrzyskich wapieni z *kompleksu wapieni kredowatych*), albo publikację A. Fenningera (1967), odnoszącą się do górnojurajskich wapieni austriackich Alp.

Interpretacja facjalna kompleksu wapieni kredowatych. Wapienie tego kompleksu dostarczają wielu wskaźników batymetrycznych, zarówno litologicznego (oolity, ziarna agregacyjne, onkoidy) jak i paleontologicznego (korale, glony, skałotocze) charakteru, świadczących łącznie o tym, że rozpatrywane wapienie tworzyły się w środowisku morskim na bardzo nieznacznych głębokościach. W morzach współczesnych dobrze wykształcone ooidy tworzą się intensywnie na obszarach, których głębokość nie przekracza zazwyczaj 2 m (Newell, Purdy & Imbrie 1960, Kinsman 1964, Ball 1967, Bathurst 1967). Duże ziarna agregacyjne i onkoidy notowane były dotychczas we współczesnych środowiskach sedymentacyjnych jedynie na głębokościach nie przekraczających 10 m (Illing 1954, Ginsburg 1960, Purdy 1963, Milliman 1967, Monty 1967, Bathurst 1967). Ekologiczna analiza korali z rozpatrywanych wapieni pozwala stwierdzić, zdaniem E. Roniewicz (1966), że korale te rozwijały się na głębokościach nie przekraczających 10—15 m. Liczne występowanie krasnorostów (solenopory), zielenic (marinelle) i śladów po małżach drążących jest pospolitą cechą bardzo płytkowodnych osadów wapiennych (por. dane zebrane przez Radwańskiego, 1968). Najbardziej istotne znaczenie ma jednak fakt, że wapienie rozpatrywanego kompleksu wykazują taki sam układ litofacji, jaki można stwierdzić na obszarze rozległych płycizn, na których tworzą się współcześnie osady wapienne (por. np. Illing 1954, Purdy 1963).

Powyższe dane prowadzą do wniosku, że osady *kompleksu wapieni kredowatych*, którego miąższość przekracza 100 m, tworzyły się w warunkach silnej subsydencji, w rozległym, bardzo płytkim morzu, którego głębokość nie przekraczała zazwyczaj 10 m, a często była znacznie mniejsza.

Zaznaczyć trzeba, że płycizny, na których zachodzi współcześnie sedymentacja węglanowa, są często nadzwyczaj rozległe. Na obszarze np. Zatoki Florydzkiej, której szerokość wynosi około 40 km, a długość około 70 km, głębokość morza nie przekracza 2 m, a na znacznych przestrzeniach 0,5 m; silne, długotrwałe wiatry, usuwające wody z zatoki, mogą odsłaniać na znacznych obszarach jej dno (Ginsburg 1956). Wielka Ławica Bahamska zajmuje obszar, odpowiadający mniej więcej jednej czwartej części powierzchni Polski; na obszarze tej ławicy, z wyjątkiem wąskich platform zewnętrznych, dno nie schodzi nigdzie poniżej 10 m (Newell, Imbrie, Purdy & Thurber 1959; Ball 1967).

Żaden duży obszar współczesnej sedymentacji węglanowej nie stał się do tej pory przedmiotem tak szczegółowych studiów sedymentologicznych, jak obszar płycizn bahamskich, a zwłaszcza Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Illing 1954; Newell, Imbrie, Purdy & Thurber 1959; Newell, Purdy & Imbrie 1960; Cloud 1962; Purdy 1963; Ball 1967; Monty 1967; Roehl 1967). W związku z tym środowisko tworzenia się rozważanych osadów jurajskich najlepiej można porównać z dzisiejszym obszarem bahamskim.

Ławice bahamskie otoczone są głębiami oceanicznymi (fig. 3*A*). Podczas ostatniego glacjału, na skutek eustatycznego obniżenia poziomu morza uległy one wynurzeniu, w następstwie czego plejstoceńskie osady węglanowe uległy lityfikacji w zwięzłe wapienie. Tworzą one obecnie skaliste podłoże, które wyłania się miejscami spod cienkiej pokrywy współczesnych osadów wapiennych w obrębie wysp oraz wąskich platform zewnętrznych obrzeżających ławice. Na brzegach ławic, w strefie najsilniejszego działania prądów i falowania, tworzą się podwodne grzbiety oolitowe, które wyłaniają się częściowo spod wody podczas odpływów i wznoszą się nieco ponad dno wewnętrznych części ławic. Na grzbietach tych i w ich sąsiedztwie występują osady facji oolitowej (*oolitic facies*). Grzbiety oolitowe wygaszają częściowo energię wód, tak że we wnętrzu ławic, w wodach o coraz bardziej malejącej turbulencji, tworzą się zrazu osady facji grudkowej (*grapestone facies*), a dalej osady facji gruzełkowo-mułowej (*pellet-mud facies*) i mułowej (*mud facies*). Efekt stopnio-

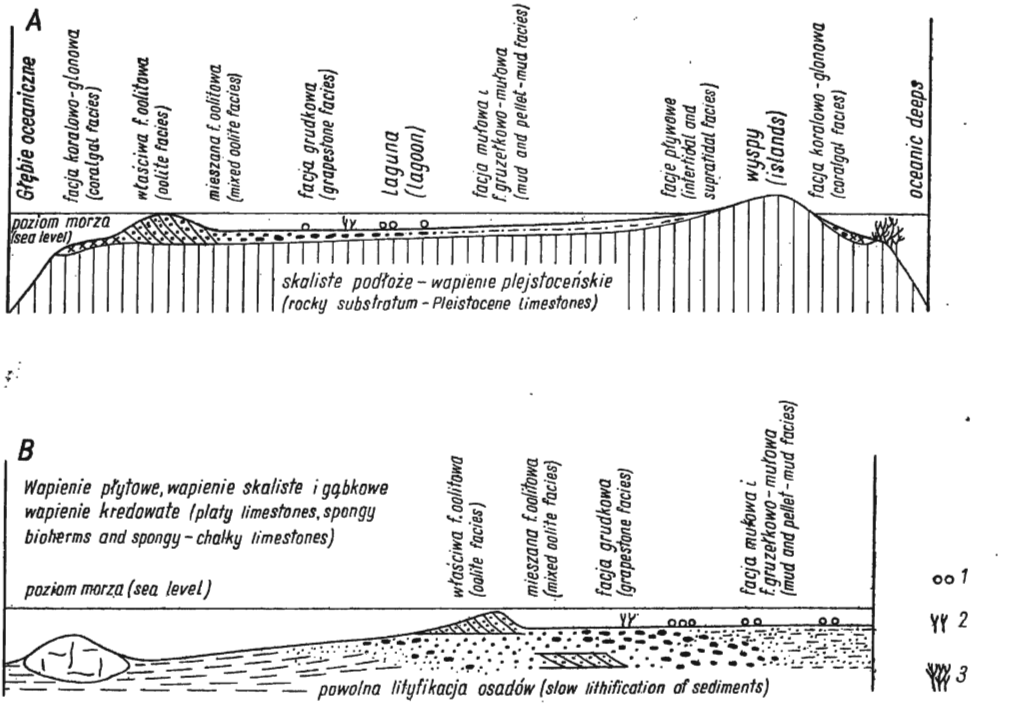


Fig. 3

Diagramy porównawcze płytkomorskich środowisk sedymentacyjnych

A współczesne środowiska na płyciznach bahamskich, *B* środowiska wykształcone w części morza pokrywającego obszar środkowej Polski na początku kimerydu; *1* rozproszone kolonie korali, *2* kępy koralowe, *3* rafy

Comparative diagrams of shallow-marine sedimentary environments

A recent sedimentary environments in the Bahamian shoals, *B* marine sedimentary environments in a part of Central Poland area at the beginning of the Kimmeridgian; *1* scattered coral colonies, *2* patch reefs, *3* reefs

wego wygaszania energii wód może być jednak również wywołany samą tylko rozległością płycizn.

Wzdłuż płaskich, odsłoniętych wybrzeży wysp powstają w obrębie ławic bahamskich osady strefy międzypływowej i strefy maksymalnych pływów. We wnętrzu tych ławic, w obrębie osadów facji grudkowej, gruzełkowo-mułowej i mułowej, występują jedynie rozproszone kolonie korali i większe od nich kępy koralowe (*patch reefs*). Korale rozwijają się natomiast silnie na wąskich platformach zewnętrznych ławic, przyczyniając się do powstawania osadów facji koralowo-glonowej (*coralgal facies*), bądź tworząc miejscami, na skraju głębi oceanicznych i z reguły na skalistym podłożu, wyraźnie zaznaczające się rafy koralowe.

W obrębie *kompleksu wapieni kredowatych*, odsłoniętego w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, występują wyłącznie utwory, odpowiadające facji oolitowej (wapienie oolitowe), grudkowej (sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe, wapienie kredowate) oraz facji gruzełkowo-mułowej i mułowej (wapienie gruzełkowo-mikrytowe i wapienie mikrytowe). Brak jest natomiast odpowiedników facji koralowo-glonowej oraz facji strefy pływów. Nie ulega wątpliwości, że skośnie warstwowane oolity musiały ongiś tworzyć grzbiety wznoszące się ponad otaczające dno i wpływać na wykształcenie facjalne otaczających osadów. Wynikające stąd następstwo litofacji (oolity, sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe i wapienie kredowate, wapienie gruzełkowo-mikrytowe i mikrytowe) stwierdzić można miejscami, zarówno w kierunku pionowym jak i poziomym, w *kompleksie wapieni kredowatych* oraz w nadległych utworach. W kamieniołomach pod Kodrąbiem na skośnie warstwowanych oolitach leżą kolejno sparytowe wapienie grudkowo-onkolitowe, wapienie kredowate i mikrytowe wapienie onkolitowe. W kierunku poziomym odpowiednie następstwo litofacji obserwować można np. na przestrzeni pomiędzy Olesznem a Małogoszczem w obrębie wapieni reprezentujących najwyższą część *kompleksu wapieni kredowatych* i najniższe partie *utworów znad wapieni kredowatych* (Kutek 1968, tabl. II). Pod Olesznem rozwinięte są silnie oolity, pod Krasocinem występują oolity, sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe i wapienie kredowate, pod Skorkowem ostatnie te dwa typy wapieni, pod Małogoszczem zaś — wapienie kredowate oraz wapienie gruzełkowo-mikrytowe i mikrytowe.

Tworzenie się osadów w warunkach niewielkiej lub zamierającej turbulencji mogło być jednak w znacznej mierze następstwem samej rozległości płycizny wapiennej, na której prądy i falowanie ulegały stopniowemu wygaszaniu. Przy odpowiednim układzie prądów, wiatrów i konfiguracji dna osady złożone w obrębie wewnętrznych części ławicy mogły jednak ulegać niekiedy wzburzeniu i redepozycji. W ten sposób można wyjaśnić pojawianie się w *kompleksie wapieni kredowatych* skośnie warstwowanych, wieloskładnikowych wapieni ziarnistych, albo też wapieni powstałych w wyniku redepozycji niezupełnie zlityfikowanego osadu typu wapieni kredowatych.

Wychodnie SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i wypiętrzenia Radomska (por. Kutek 1968, tabl. I) dostarczają oczywiście wglądu w wąską tylko strefę znacznie rozleglejszej płycizny, w obrębie której tworzyły się osady *kompleksu wapieni kredowatych*. Fakt, że w kompleksie tym obserwujemy obecnie utwory o rozmaitym wykształceniu facjalnym, zawdzięczamy w znacznej mierze nieznacznym zapewne przesunięciom środowisk sedymentacyjnych, zachodzącym w miarę postępującej subsydencji i sedymentacji. Wykształcenie rozpatrywanych utworów wskazuje, że nie tworzyły się one z reguły w obrębie jakiejś wyraźnie zarysowanej strefy brzeżnej płycizny (wyjątkiem pod tym względem mogą być jednak bariery oolitowe, silnie zapewne rozwinięte pod Krasocinem, Olesznem i Dobromierzem). Wśród tego typu osadów, podobnie jak i wśród osadów składanych na wewnętrznych partiach ławic bahamskich, korale mogły się rozwijać jedynie w postaci rozproszonych kolonii bądź kęp koralowych (*patch reefs*).

Brak raf w malmie Gór Świętokrzyskich wytłumaczyć można następująco. Na obszarze bahamskim rafy rozwijają się w pobliżu głębi oceanicznych i na skalistym zazwyczaj podłożu. Morze jurajskie było natomiast na obszarze Polski (poza Karpatami) w całości morzem epikontynentalnym. Sedymentacja zachodziła tutaj zazwyczaj w sposób ciągły, a postępująca powoli lityfikacja osadu nie prowadziła do tworzenia się rozległych obszarów skalistego dna. Rozległa płycizna, na której tworzyły się osady *kompleksu wapieni kredowatych*, przechodziła zapewne na ogół niezauważalnie w dno głębszego co prawda i bardziej otwartego, ale wciąż jeszcze szelfowego i niezbyt głębokiego, morza (fig. 3*B*). W związku z tym w brzeżnej strefie rozpatrywanej płycizny nie mogły wytworzyć się takie warunki, jakie sprzyjają obecnie rozwojowi raf u krawędzi ławic bahamskich.

Oolity i kompleksy oolitowe

Wśród górnojurajskich osadów wapiennych na badanym terenie poczesne miejsce zajmują utwory oolitowe. Niektóre kompleksy litologiczne utworzone są niemal wyłącznie z wapieni oolitowych. W pewnych z kolei kompleksach wapienie oolitowe przewarstwiają się z innymi wapieniami. Ooidy, stanowiące podstawowy składnik wapieni oolitowych, występują w podrzędnych ilościach w niektórych innych wapieniach ziarnistych. Z ooidami, wapieniami oolitowymi i kompleksami oolitowymi wiąże się rozległa problematyka sedymentologiczna, wymagająca stosunkowo obszernego omówienia w niniejszym rozdziale.

Podobnie jak i w wielu współczesnych publikacjach geologicznych, nazwy ooid i oolit stosowane będą w odmiennym znaczeniu. Jako ooidy

określane będą ziarna opatrzone powłokami oolitowymi, a jako oolity — skały utworzone z ooidów. Przez oolityzację rozumiany będzie proces tworzenia się powłok oolitowych wokół różnego rodzaju ziarn, a przez onkolityzację — proces tworzenia się powłok onkolitowych.

Ooidy. Ooidy pojawiające się w badanych utworach osiągają zazwyczaj rozmiary od 0,15 do 0,9 mm. Większe ooidy, dochodzące maksymalnie do 3 mm wielkości, pojawiają się stosunkowo rzadko. Są to zazwyczaj ooidy, utworzone w wyniku wykształcenia powłok oolitowych wokół szczątków organicznych, intraklastów lub dużych ziarn agregacyjnych.

Ooidy złożone są z jądra oraz z jednej lub kilku powłok oolitowych; stosownie do tego wyróżniać można ooidy jedno- i wielopowłokowe (fig. 1). W rozpatrywanych osadach bardziej rozpowszechnione są ooidy wielopowłokowe. Powłoki ooidów wykazują zazwyczaj mniej lub bardziej wyraźnie wykształconą teksturę promienistą i w rzadkich tylko przypadkach są jej zupełnie pozbawione. Brak tekstury promienistej wydaje się być z reguły następstwem mikrytyzacji powłok oolitowych (zjawiska mikrytyzacji stwierdzone zostały we współczesnych ooidach przez Newella, Imbriego & Purdy'ego, 1963).

W niektórych ooidach pomiędzy powłokami typu oolitowego pojawiają się pełne lub niepełne powłoki, utworzone z mikrytu (fig. 1). Tego rodzaju powłoki mikrytowe mogą mieć różną genezę. Mogą to być w niektórych przypadkach zmikrytyzowane powłoki typu oolitowego, w innych zaś przypadkach pierwotne powłoki mułu wapiennego, przytwierdzonego do ooidu podczas jego spoczywania w osadzie albo w wyniku obrastania go przez sinice.

Jądra ooidów utworzone są najczęściej z okrągławych ziarn mikrytowych. Ziarna te są prawdopodobnie w większości przypadków obtoczonymi lub nie obtoczonymi ziarnami agregacyjnymi. Przemawia za tym fakt, iż ooidom, rozwiniętym wokół niezróżnicowanych ziarn mikrytowych, towarzyszą często mniej liczne ooidy z jądrami, których agregacyjną genezę rozpoznać można bezpośrednio na podstawie ich kształtów lub budowy wewnętrznej (pl. IV i pl. V).

Jądra stosunkowo licznych ooidów utworzone są ze szczątków organicznych, wśród których zdecydowanie przeważają okruchy muszli małżów. W drugiej kolejności, pod względem częstości występowania, wymienić należy okruchy liliowców i jeżowców (sporadycznie pojawiają się także człony wężowideł — Głazek & Radwański 1968). Mniej licznie, jako jądra ooidów, występują glony, muszle ślimaków, otwornice i fragmenty kolonii mszywiołów.

Niektóre ooidy powstały wskutek oolityzacji dużych ziarn agregacyjnych lub intraklastów (pl. IV i pl. VII). Ooidy, wykształcone wokół ziarn agregacyjnych, przeważają niewątpliwie ilościowo nad ooidami rozwiniętymi wokół intraklastów; odróżnienie intraklastów od obtoczonych ziarn agregacyjnych nie zawsze jest jednak możliwe. Zarówno pokryte,

jak i nie pokryte powłokami oolitowymi intraklasty i ziarna agregacyjne zawierać mogą drobne ooidy (fig. 1).

Dość często napotkać można w rozpatrywanych utworach onkoidy i grudki sinicowe, zawierające w swym wnętrzu ooidy (pl. X). Pojawiają się także ooidy rozwinięte wokół drobnych onkoidów (pl. V, fig. 2).

Ooidy zawierające pomiędzy powłokami oolitowymi powłoki mikrytowe, oraz ooidy złożone, w jądrach których występuje kilka drobniejszych ooidów, świadczą o nieciągłym przebiegu procesów oolityzacji (Carozzi 1964). Pomiędzy dość krótkotrwałymi okresami oolityzacji ooidy ulegały, często wespół z innymi składnikami ziarnistymi osadu lub z mułem wapiennym, agregacji w grudki. Niekiedy z kolei osad zawierający ooidy podlegał mniej lub dalej posuniętej lityfikacji, co w przypadku erozji osadu umożliwiało powstawanie intraklastów.

W rozpatrywanych osadach niekiedy pojawiają się także ooidy spękane, oraz ooidy pokruszone i następnie zregenerowane lub nie zregenerowane (fig. 1 i pl. V). W przeciwieństwie jednak do formacji, skąd ooidy tego typu były opisywane (por. Carozzi 1961, Roda 1965, Łabęcki & Radwański 1967), nie stanowią one tutaj pospolitego składnika osadów oolitowych. Poza paroma wątpliwymi przypadkami nie napotkano zupełnie ooidów o pierwotnych niepełnych powłokach (ooidy o niecałkowicie wykształconych powłokach tworzą się obecnie w spokojnych wodach u wybrzeży Teksasu — Freeman 1962).

Skośnie warstwowane oolity. Wśród wapieni oolitowych badanego obszaru występują zarówno nie warstwowane, jak i warstwowane skośnie oolity. W obrębie tych ostatnich oolitów warstewki skośne tworzą zespoły o grubości od około 5 cm do 2,5 m i rozciągłości od kilkudziesięciu centymetrów do co najmniej 200 m. Poszczególne warstewki skośne, których grubość dochodzić może do 20 cm, różnią się frakcją ooidów oraz zawartością innego rodzaju ziarn, np. grudek, intraklastów lub detrytusu muszlowego (pl. IV, fig. 2 i pl. VI, fig. 5). Na podkreślenie zasługuje fakt, że niektóre warstewki skośne utworzone być mogą z czystego lub przemieszanego z ooidami materiału mikrytowego (fig. 4). Warstewki takie nie sięgają niekiedy stropu zespołu warstewek skośnych, i zawierają w wielu przypadkach intraklasty o rozmazanych często granicach. Zgodnie z klasyfikacją warstwowań skośnych, zaproponowaną przez J. R. L. Allena (1963), warstwowanie rozpatrywanych oolitów można określić jako wielkoskalowe warstwowanie skośne.

W profilach geologicznych zespoły warstewek skośnych występują zazwyczaj grupowo, a rzadko tylko pojedynczo wśród osadów o odmiennej teksturze (fig. 4). Dolne powierzchnie zespołów są płaskie lub wypukłe ku dołowi; do powierzchni takich warstewki skośne dochodzą stycznie. Górne granice zespołów warstewek skośnych mają z reguły charakter erozyjny. W obrębie grupy zespołów warstewek skośnych warstewki wykazują stały (pl. XIV, fig. 2) lub zmienny kierunek nachylenia.

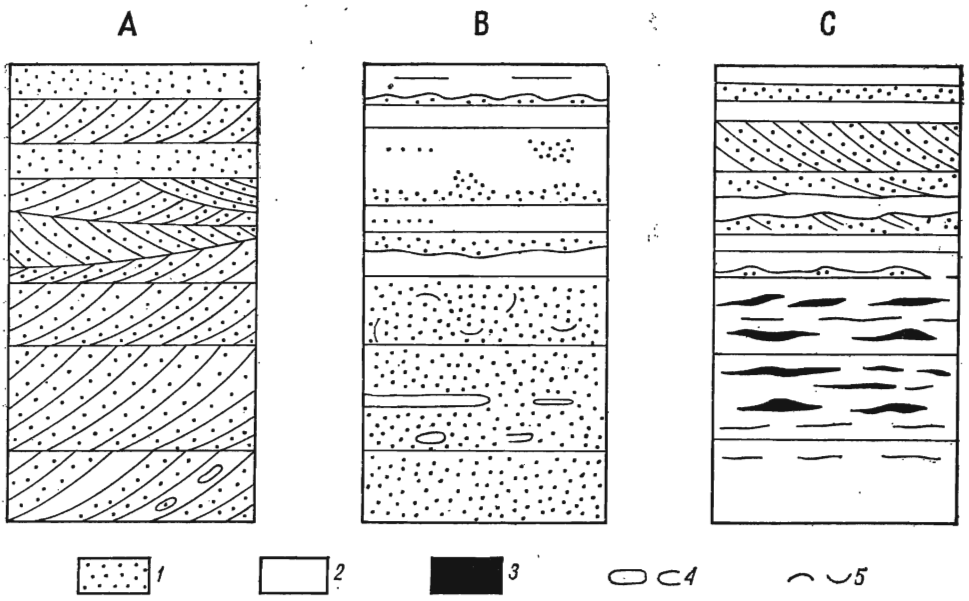


Fig. 4

Diagramy ilustrujące warstwowania: *A* w oolitach wykazujących wielkoskalowe warstwowanie skośne, *B* w innych oolitach, *C* w utworach *kompleksu wapieni pasiastych*. Rysunki nie utrzymane w skali

1 oolity (zawierające niekiedy także inne ziarna wapienne), *2* mikryt, *3* materiał gruzełkowy, *4* intraklasty, *5* niepokruszone organizmy

Diagrams showing the bedding in: *A* large-scale cross-bedded oolites, *B* other oolites, *C* deposits of the *Banded Limestone member*. Not drawn to scale

1 oolites (sometimes containing also other grain constituents), *2* micrite, *3* pelletal material, *4* intraclasts, *5* unbroken fossils

Opisane powyżej zespoły warstewek skośnych interpretować można jako łachy (ang. *banks, bars*) lub duże pręgi (ang. *ripples*). Różnorodność obrazów intersekcyjnych poszczególnych grup zespołów warstewek skośnych jest następstwem prostolinijnego lub nieprostolinijnego przebiegu czół łach i pręg oraz stałego lub zmiennego kierunku prądów.

Spękania, pojawiające się niekiedy w skośnie warstwowanych oolitach, biegną albo wzdłuż niektórych warstewek skośnych, albo wzdłuż granic zespołów takich warstewek.

Rozpatrywane oolity zawierają z reguły spoiwo sparytowe, przyczym występowanie licznych wcisków na stykach ooidów dowodzi (por. Radwański 1965), że jest to w znacznej mierze spoiwo wytrącone w porach osadu oolitowego (pl. V, fig. 1). W obrębie poszczególnych warstewek

skośnych ooidy wykazują zazwyczaj dobrą selekcję (pl. V, fig. 1 oraz pl. VI, fig. 4 i 5). W wielu przypadkach skośnie warstwowane oolity złożone są z ooidów o grubych powłokach i niemal zupełnie nie zawierają ziarn pozbawionych powłok oolitowych (pl. V, fig. 1 oraz pl. VI, fig. 4 i 5). Takim wykształceniem charakteryzują się przede wszystkim grube pokłady skośnie warstwowanych oolitów, albo analogicznie warstwowane oolity, występujące wśród mikrytowych lub gruzełkowych wapieni. Miejscami jednak w skośnie warstwowanych oolitach występują poza ooidami dość licznie innego rodzaju ziarna. W drobnych na przykład pokładach oolitów, występujących nad wapieniami kredowatymi, pojawiają się niekiedy grudki (pl. IV, fig. 2). W skośnie warstwowanych oolitach, tworzących drobne przewarstwienia wśród odmiennie uwarstwionych wapieni onkolitowo-oolitowych, występować mogą onkoidy. Analogiczne przewarstwienia oolitów, występujące wśród muszlowców lub grabów, zawierają zazwyczaj znaczne domieszki detrytusu muszlowego.

Związek pomiędzy składem skośnie warstwowanych oolitów a wykształceniem otaczających osadów wytłumaczyć można następująco. Oolityzacji podlegać może jedynie istniejący już uprzednio materiał ziarnisty, przy czym największe szanse oolityzacji mają ziarna drobne (por. Carozzi 1957). Duże ziarna (np. grudki, onkoidy lub intraklasty), które ze względu na swoje rozmiary nie ulegają już w pewnych warunkach oolityzacji, mogą jednak ulec redepozycji i złożeniu wraz z ooidami na czołach łach lub pręg. W związku z tym, osad oolitowy, powstały w wyniku przerobienia osadu gruboziarnistego, powinien z reguły zawierać większy procent nie zoolityzowanych ziarn, aniżeli poddany procesom oolityzacji osad drobnoziarnisty.

Odrębne rozpatrywanie skośnie warstwowanych oolitów jest uzasadnione tym, iż oolity, występujące w obrębie współczesnych stref intensywnej oolityzacji, wykazują ten właśnie typ warstwowania (Carozzi 1957; Newell, Purdy, Imbrie & Thurber 1959; Newell, Imbrie & Purdy 1960; Kinsman 1964; Ball 1967). Najlepiej poznane oolity bahamskie charakteryzują się wielkoskalowym warstwowaniem skośnym (Ball 1967). Oolity te tworzą w strefach płycizn, odsłanianych częściowo podczas odpływów i wznoszących się na wysokość do 3—4,5 m ponad otaczające dno morza. Szerokość takich stref dochodzi do kilku, długość zaś do kilkudziesięciu, lub nawet więcej kilometrów. W obrębie rozważanych wzniesień dna występują formy sedymentacyjne, o wielkości od około 7,5 cm do 3 m, określane jako grzbiety (*ridges*), wydmy podmorskie (*dunes, barchans, spillover lobes*), łachy (*bars*) i pręgi (*medium scale ripples*). Formy te przemieszczają się stosunkowo wolno, a miejscami ulegają nawet zupełnej stabilizacji. W tych ostatnich przypadkach na powierzchni osadu obserwować można kleiste błonki substancji organicznej (Bathurst 1967), co wskazuje na możliwość tworzenia się w takich miejscach grudek sinicowych i onkoidów. Powierzchnie nieustabilizowanych, dużych form sedy-

mentacyjnych pokryte są drobnymi, przesuwającymi się w różnych kierunkach zmarszczkami (*small scale ripples*). Podczas tego rodzaju transportu rytmicznego następuje oolityzacja materiału ziarnistego, przy czym ooidy uzyskują większą lub mniejszą ilość powłok oolitowych. Dochodząc do krawędzi wydm, łach lub pręg, zmarszczki ulegają zniszczeniu, a składające się na nie ooidy wchodzą w skład warstewek skośnych, tworzących się na czołach dużych form sedymentacyjnych. Doprądowe powierzchnie tych form podlegają w różnym stopniu erozji. Powyższe procesy prowadzą ostatecznie do powstawania grubych zespołów oolitowych warstewek skośnych, ściętych erozyjnie u góry.

W obrębie omawianych wzniesień dna morskiego oolity składają się niemal wyłącznie z ooidów, przy czym znaczna część tych ooidów opatrzona jest grubymi powłokami (Ball 1967). Oolity te odpowiadają właściwej facji oolitowej (Purdy 1963). Osady oolitowe, złożone poza obrębem rozważanych obszarów na głębszym o kilka metrów dnie morskim, nie wykazują warstwowania skośnego i zawierają, oprócz ooidów, w zmiennych ilościach grudki, gruzełki, onkoidy, szczątki organiczne i muł wapienny. Te ostatnie oolity reprezentują mieszaną fację oolitową (Purdy 1963).

Skośnie warstwowane oolity badanego obszaru tworzyły się niewątpliwie w analogiczny sposób, jak współczesne oolity bahamskie. Oolityzacja materiału ziarnistego następowała zapewne przede wszystkim wówczas, gdy podlegał on transportowi rytmicznemu, w postaci drobnych zmarszczek, po powierzchniach łach i pręg (fig. 5*A*). Zmarszczki takie musiały ulegać zniszczeniu z chwilą dotarcia do czoła łachy lub dużej pręgi, co tłumaczy fakt pojawiania się w badanych oolitach z reguły tylko wielkoskalowego, a prawie nigdy drobnoskalowego warstwowania skośnego.

Występowanie w omawianych oolitach niekiedy warstewek mikrytu, zawierającego często intraklasty i rozproszone ooidy, dowodzi, że materiał taki transportowany był po powierzchniach łach i pręg w postaci zawiesiny lub fragmentów osadu o różnym stopniu konsolidacji. Przypuszczać można, że w pewnych warunkach hydromechanicznych transportowi nierytmicznemu podlegać mógł także czysto ziarnisty osad.

Przez transport rytmiczny osadu rozumiane będzie w niniejszej pracy przemieszczanie osadu w postaci drobnych zmarszczek. W ten sposób transportowany jest materiał ziarnisty przy stosunkowo wolnych przepływach. Innego rodzaju przemieszczanie osadu, niezależnie od tego, czy odbywa się on na płaskim dnie, czy też na powierzchniach łach i pręg, określane będzie jako transport nierytmiczny. Takiemu transportowi muł wapienny podlegać może już przy wolnych, a czysty materiał ziarnisty dopiero przy szybkich przepływach.

Biorąc pod uwagę obserwacje środowisk współczesnych sądzić można, że procesy zachodzące na płyciznach oolitowych prowadzić mogą nie tylko do narastania, lecz również do niszczenia lub przetwarzania łach

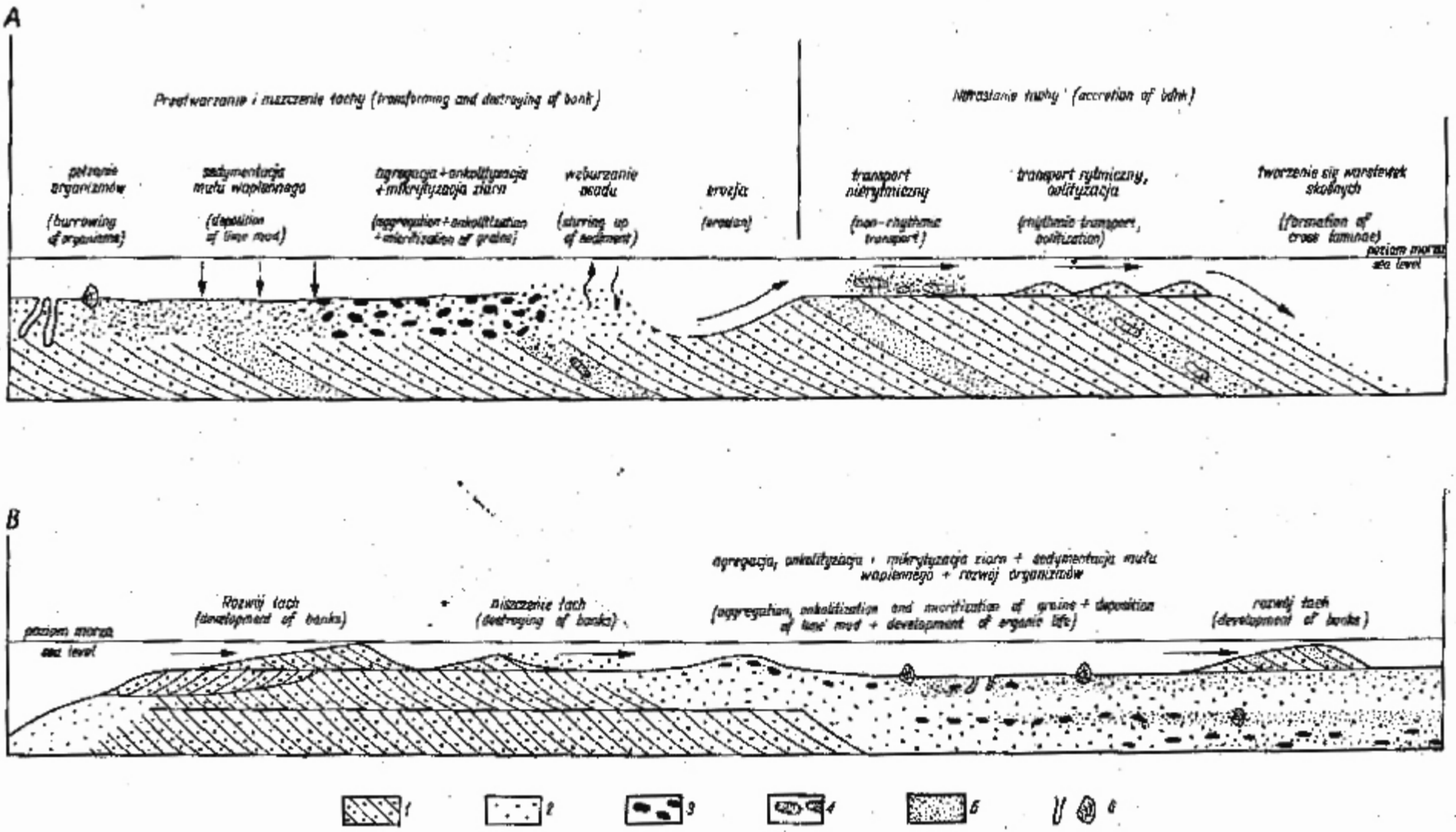


Fig. 5

Sedymentacja oolitowa

A procesy mogące zachodzić w różnych warunkach na łachach oolitowych (lub innych podobnych formach — np. dużych progach, wydmach podmorskich itp.), B procesy zachodzące na płyciznach oolitowych podlegających subsydencji. 1 warstwowane skośnie oolity, 2 nie warstwowane skośnie oolity, 3 ziarna agregacyjne i onkoidy, 4 intraklasty, 5 muł wapienny (mikryt), 6 organizmy

Oolitic sedimentation

A processes that may occur under various conditions on oolite banks, B processes occurring on subsiding oolite shoals. 1 cross-bedded oolites, 2 non cross-bedded oolites, 3 aggregation grains and onkoids, 4 intraclasts, 5 lime mud (micrite), 6 organisms

i pręg, utworzonych ze skośnie warstwowanych oolitów. W warunkach silnych przepływów drobne łachy i pręgi mogą ulegać całkowitemu rozmyciu. Wzburzanie osadu prowadzić może do niszczenia jego pierwotnego skośnego uwarstwienia. Na ustabilizowanych łachach pełzanie organizmów może powodować zmianę pierwotnej tekstury osadu, zaś agregacja, onkolityzacja i mikrytyzacja ziarn oraz sedymentacja mułu wapiennego zmianę jego składu (fig. 5*A*).

Oolity bez warstwowania skośnego. Oolity te charakteryzują się rozmaitym ułożeniem ziarnistego i nieziarnistego materiału (fig. 4). W niektórych przypadkach osad oolitowy tworzy cienkie smugi lub nieregularne koncentracje w obrębie równolegle uławiconych wapieni mikrytowych. W wapieniach takich pojawiają się sporadycznie utworzone z ooidów zmarszczki (*ripples*). Na ogół jednak nie warstwowane skośnie oolity wykształcone są w postaci grubych pokładów, o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do około 20 m, wśród których miejscami tylko pojawiają się drobne przewarstwienia wapieni mikrytowych. Tego rodzaju oolity charakteryzują się równoległym uławiceniem, zazwyczaj dość grubym i niezbyt regularnym (pl. XIII, fig. 2 oraz pl. XIV, fig. 1). W rozważanych oolitach mikryt występuje często jedynie w postaci spoiwa pomiędzy dość gęsto upakowanymi ooidami. Niekiedy jednak omawiane wapienie utworzone są z bezładnie przemieszanego, w różnych proporcjach, materiału oolitowego i mikrytowego. W oolitach pojawiają się często smugi lub intraklasty, utworzone z materiału oolitowego lub oolitowo-mikrytowego. Niektóre intraklasty nie są ostro odgraniczone od otaczającego osadu.

Oolity, nie wykazujące warstwowania skośnego, charakteryzują się bardzo zmiennym składem (pl. V, fig. 2 i 3; pl. VI, fig. 1—3; pl. VII). W nielicznych tylko przypadkach wapienie takie, podobnie jak i wiele skośnie warstwowanych oolitów, składają się prawie wyłącznie z dobrze wysortowanych ooidów i sparytowego spoiwa. Na ogół jednak omawiane obecnie oolity charakteryzują się złą selekcją oraz obecnością sparytowo-mikrytowego lub mikrytowego spoiwa. Ooidom towarzyszą często w znacznych ilościach onkoidy, ziarna agregacyjne, intraklasty lub szczątki organiczne. Oprócz detrytusu organicznego występować mogą w rozważanych oolitach liczne niepokruszone i nieredeponowane organizmy.

Oolity, pozbawione warstwowania skośnego, zestawiać można z osadami mieszanej facji oolitowej wyróżnianej na Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Purdy 1963, Ball 1967).

Kompleksy oolitowe. Wszystkie kompleksy oolitowe, wyróżnione w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kutek 1968), utworzone są, w różnych proporcjach, zarówno z warstwowanych, jak i nie warstwowanych skośnie oolitów. Przebieg procesów sedymentacyjnych, prowadzących do tworzenia się takich kompleksów, scharakteryzować można następująco (fig. 5*B*).

Wszystkie utwory oolitowe tworzyły się w płytkim morzu. Oolityzacja materiału ziarnistego zachodziła głównie na powierzchniach łach i pręg, utworzonych ze skośnie warstwowanego osadu oolitowego i wznoszących się nieco ponad otaczające dno morza. Oolity, nie wykazujące warstwowania skośnego, mogły tworzyć się w dwojaki sposób — albo przez przetwarzanie na miejscu osadów łach i pręg (por. fig. 5), albo w wyniku złożenia, poza czołami łach i pręg, osadu oolitowego, lub oolitowo-mikrytowego, przemieszczanego w warunkach nierytmicznego transportu. O tego rodzaju transporcie świadczą pojawiające się w oolitach intraklasty i nieciągłe smugi mikrytu, a także partie osadu, utworzonego z przemieszanego materiału oolitowego i mikrytowego. Dowodu na to, że materiał oolitowy mógł być transportowany w warunkach silnych, burzliwych przepływów, dostarczają pocięte przez skałotocze duże, dochodzące do 30 cm wielkości okruchy wapieni, stwierdzone w Mieronicach w obrębie nie warstwowanych skośnie oolitów (pl. XIII, fig. 2).

W bardzo płytkim morzu osad oolitowy mógł być wielokrotnie wzburzany, a także przemieszczany w warunkach rytmicznego lub nierytmicznego transportu. W wyniku redepozycji warstwowanego skośnie materiału oolitowego mógł tworzyć się osad, pozbawiony takiego uwarstwienia. Tego rodzaju osad mógł z kolei ulegać ponownej oolityzacji i redepozycji na powierzchniach łach i pręg, uzyskując w konsekwencji skośne uwarstwienie. Na przejściowo ustabilizowanych obszarach dna materiał ziarnisty ulegać mógł agregacji, onkolityzacji lub mikrytyzacji. Ponadto osadzał się muł wapienny, oraz rozwijały się różnorodne organizmy. Powyższe procesy prowadziły do wielokrotnych modyfikacji składu, struktury i tekstury osadu. W efekcie, w warunkach silnej subsydencji, tworzyły się grube kompleksy, utworzone z różnorodnych odmian oolitów. W obrębie osadu, który ulegał na przemian oolityzacji oraz agregacji, mikrytyzacji lub lityfikacji, tworzyły się m.in. ooidy złożone oraz ooidy, zawierające oprócz powłok oolitowych także powłoki mikrytowe. Poszczególne powłoki oolitowe, dające się wyróżnić w wielopowłokowych ooidach, tworzyły się zapewne podczas odrębnych okresów oolityzacji.

Na podstawie badań, przeprowadzonych nad współczesnymi oolitami bahamskimi, można sądzić, że warstwowane i nie warstwowane skośnie oolity nie powinny być równomiernie rozmieszczone w obrębie kompleksów oolitowych. Pierwsze z tych oolitów powinny występować liczniej w tej części kompleksu, która tworzyła się w brzeżnych strefach płycizn oolitowych, graniczących ze względnie głębokimi obszarami morza. W osadach oolitowych złożonych w bardziej wewnętrznych partiach płycizn warstwowanie skośne powinno pojawiać się rzadziej.

Skład niektórych wapieni oolitowych z badanego terenu został opracowany pod względem statystycznym przez C. Peszata (1964). Z analizy publikacji tego autora wynika jednak, że jako „okruchy" wapieni zostały łącznie określone intraklasty, ziar-

na agregacyjne i niektóre onkoidy, a jako ooidy — oprócz rzeczywistych ooidów, także mikroonkoidy (por. Radwański 1968). W wymienionej publikacji nie został także przeprowadzony podział oolitów na oolity warstwowane i nie warstwowane skośnie. Z powyższych powodów przedstawione przez C. Peszata (1964) dane nie mogły zostać wykorzystane w przytoczonych rozważaniach sedymentologicznych, w których wzięto pod uwagę przede wszystkim uwarstwienie i rodzaj składników ziarnistych poszczególnych wapieni oolitowych.

Poniżej scharakteryzowane zostaną oolity i inne towarzyszące im utwory, występujące w obrębie kompleksów, wyróżnionych pod nazwami *oolit dolny, kompleks wapieni pasiastych, oolit górny, horyzont onkolitowy* i *kompleks oolitowo-płytowy* (Kutek 1968, tabl. II, oraz fig. 3). Kompleksy te odsłaniają się na obszarze pomiędzy Olesznem, Ostrowem, Gołuchowem i Celinami (*kompleks oolitowo-płytowy* ponadto w Pasmie Przedborskim i antyklinie Dobromierza).

Oolit dolny. Wapienie oolitowe tworzące kompleks nazwany *oolitem dolnym* leżą na wapieniach mikrytowych i w takie wapienie przechodzą też obocznie. W okolicach Skorkowa i Małogoszcza przeważają w rozpatrywanym kompleksie skośnie warstwowane oolity. W Mieronicach, gdzie miąższość *oolitu dolnego* wynosi około 10 m, kompleks ten utworzony jest w całości z tego rodzaju oolitów. W Skorkowie, gdzie rozpatrywany kompleks osiąga prawie 20 m miąższości, zdecydowanie przeważają oolity skośnie warstwowane. W pozostałych częściach rozpatrywanego obszaru dominują w omawianym kompleksie oolity pozbawione warstwowania skośnego. W rozpatrywanym kompleksie onkoidy pojawiają się rzadko. W niewielu także miejscach pojawiają się w znacznych ilościach niepokruszone organizmy. Składem swym fauna z *oolitu dolnego* nie odbiega od scharakteryzowanej poniżej fauny z *oolitu górnego.*

Oolity, składające się na rozpatrywany kompleks, tworzyły się na obszernej płyciźnie, przechodzącej w wielu miejscach stopniowo w obszary dna morskiego, na którym osadzał się wyłącznie muł wapienny (fig. 6). Szczególnie rozległe grzbiety, utworzone z łach i pręg oolitowych, rozciągały się w regionie Skorkowa i Małogoszcza. Tego rodzaju grzbiety tworzą się współcześnie zazwyczaj tam, gdzie między płyciznami a głębszym dnem morskim zaznaczają się wyraźne deniwelacje (Ball 1967). W okresie tworzenia się osadów *oolitu dolnego* obszar względnie głębokiego morza rozciągał się prawdopodobnie na W lub SW od regionu Skorkowa i Małogoszcza.

Kompleks wapieni pasiastych. Kompleks ten, występujący powyżej *oolitu dolnego* (Kutek 1968), utworzony jest m.in. z równolegle uławiconych wapieni mikrytowych, i zawiera miejscami dość grube przewarstwienia oolitów wykazujących często wielkoskalowe warstwowanie skośne. Przeważającym i charakterystycznym składnikiem rozważanego kompleksu są jednak wapienie pasiaste, złożone z naprzemianległych pasm materiału mikrytowego i ziarnistego. Materiał ziarnisty występuje w postaci

cienkich smug, odosobnionych asymetrycznych zmarszczek lub serii zmarszczek (fig. 4; por. także opisy i ilustracje zawarte w pracach Peszata, 1961, 1964). W związku z tym wapienie pasiaste charakteryzują się war-

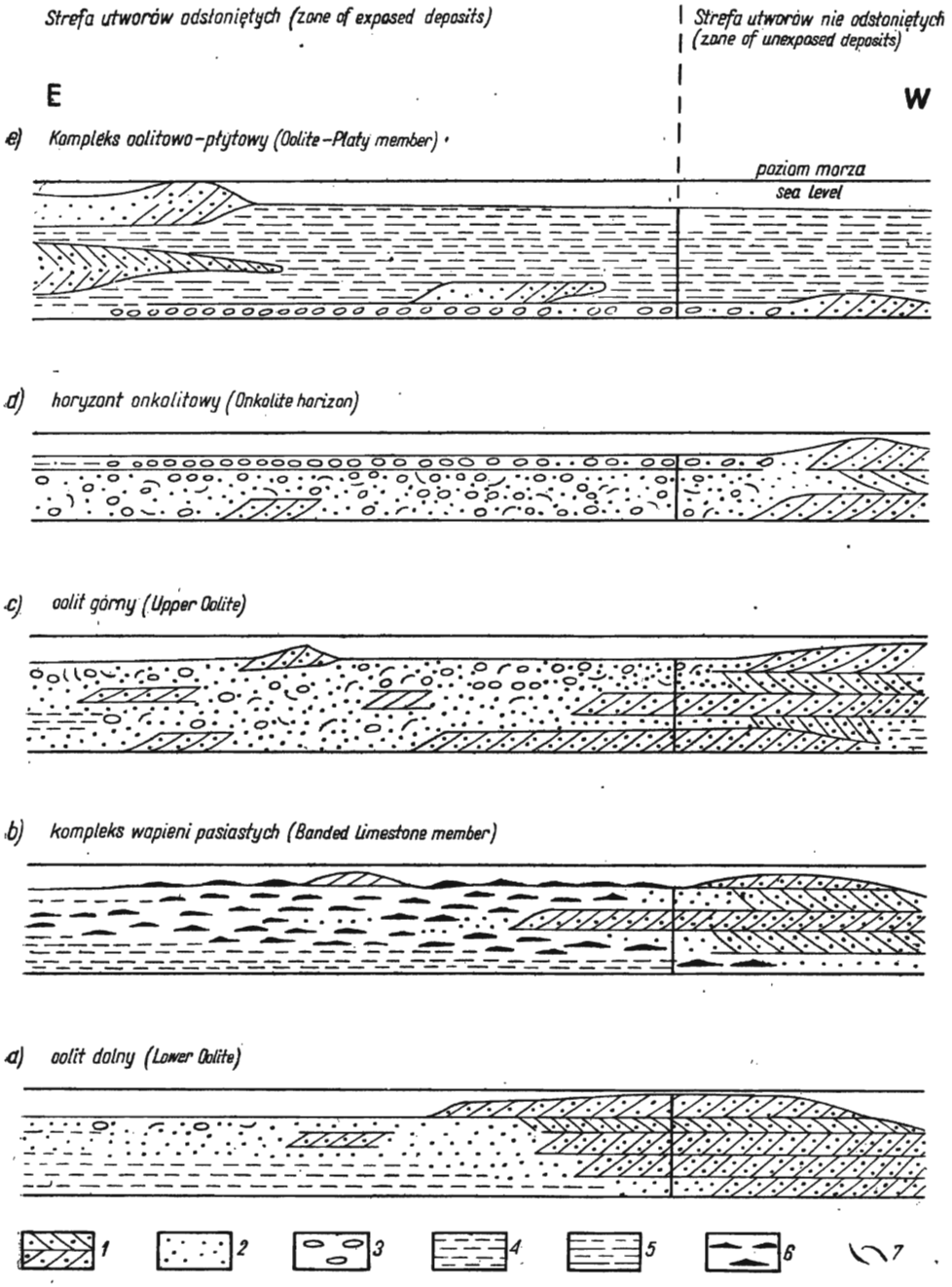


Fig. 6

stwowaniem, które można określić jako warstwowanie smużyste (ang. *flaser bedding*) i zmarszczkowe (ang. *ripple bedding*). Badania mikroskopowe wskazują, że wapienie z rozważanego kompleksu, dające się makroskopowo określić jako jednorodne wapienie pelitowe, utworzone są bądź to z jednorodnego mikrytu, bądź z gruzełkowego osadu o smużystej teksturze.

Występujący w wapieniach pasiastych materiał ziarnisty składany był na płaskim dnie przez prądy o różnej sile, co znajduje swe odbicie w składzie i frakcji tego materiału. Drobne smugi i zmarszczki utworzone są z bardzo drobnych ziarn mikrytowych, którym towarzyszyć może drobny detrytus organiczny (pl. VI, fig. 6). Grubsze nieco smugi i większe, często seryjne zmarszczki zawierają już drobne, zazwyczaj jednopowłokowe ooidy. Grube przewarstwienia warstwowanych lub nie warstwowanych skośnie oolitów złożone są z dużych, wielopowłokowych ooidów. Oolity te tworzyły się na powierzchniach łach i pręg, albo na płaskim dnie w warunkach silnych przepływów.

Kompleks wapieni pasiastych położony jest pomiędzy dwoma kompleksami oolitowymi, *oolitem dolnym* i *oolitem górnym* (Kutek 1968), wapienie pasiaste zaś przeławicają się i zazębiają obocznie z wapieniami mikrytowymi i oolitami. Wapienie pasiaste rozwinięte są najlepiej w okolicach Skorkowa i Małogoszcza, gdzie w obrębie podścielającego kompleksu (*oolitu dolnego*) rozwinięte są szczególnie silnie skośnie warstwowane oolity.

Fig. 6

Diagramy ilustrujące środowiska sedymentacyjne, w których tworzyły się utwory zaliczone do *oolitu dolnego, kompleksu wapieni pasiastych, oolitu górnego, horyzontu onkolitowego* i *kompleksu oolitowo-płytowego*. Na diagramach przedstawiono zarówno wykształcenie litologiczne utworów jurajskich, odsłoniętych w SE części SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, jak i przypuszczalne wykształcenie równowiekowych utworów, występujących pod kredą w przyległych częściach synklinorium miechowskiego. Kierunki geograficzne podane w przybliżeniu

1 skośnie warstwowane oolity, *2* nie warstwowane skośnie oolity, *3* onkolity i wapienie z onkoidami, *4* wapienie mikrytowe, *5* wapienie mikrytowe i margle, *6* wapienie pasiaste, *7* niepokruszone organizmy

Diagrams showing sedimentary environments and formation of deposits of the *Lower Oolite*, the *Banded Limestone member*, the *Upper Oolite*, the *Onkolite horizon* and the *Oolite-Platy member*. The diagrams show the lithology of deposits cropping out in the SE part of the SW margin of the Holy Cross Mts. as well as the probable lithological development of contemporaneous deposits underlying the Cretaceous in adjacent parts of the Miechów syncline. Cardinal directions indicated approximately

1 cross-bedded oolites, *2* non-cross-bedded oolites, *3* onkolites and onkoid-bearing limestones, *4* micritic limestones, *5* micritic limestones and marls, *6* banded limestones, *7* unbroken fossils

Powyższe dane prowadzą do wniosku, że wapienie pasiaste tworzyły się na płyciznach, które miejscami graniczyły z grzbietami oolitowymi, miejscami zaś przechodziły w obszary dna, na których odbywała się wyłącznie sedymentacja mułu wapiennego (fig. 6). Na płyciznach, osłoniętych przez pobliskie grzbiety oolitowe, osadzał się także muł wapienny, a słabe prądy, docierające okresowo na te płycizny, rozprowadzały po dnie materiał ziarnisty w postaci zmarszczek i smug. Miejscami, w wodach o wyższej energii, zachodziła oolityzacja materiału ziarnistego i przemieszczanie ooidów m.in. w postaci łach i pręg.

Współczesne płycizny oolitowe bywają częściowo odsłaniane podczas odpływów, a przesypywanie piasku wapiennego na płytkim dnie może niekiedy prowadzić do powstawania niewielkich wysp (Ball 1967). Tworzenie się takich wysp nie musi być związane z ruchami tektonicznymi lub eustatycznymi zmianami poziomu morza. Warstwowanie smużyste i zmarszczkowe, którymi charakteryzują się wapienie pasiaste, pojawiać się może m.in. w osadach złożonych w strefach pływów (van Straaten 1961, Botvinikina 1962). W związku z powyższym rozpatrzyć trzeba problem, czy omawiane wapienie istotnie tworzyły się na śródmorskich płyciznach, czy też w obrębie rozległej strefy międzypływowej.

Nic nie wskazuje na to, by morze, rozciągające się w dolnym kimerydzie na obszarze środkowej Polski, było morzem bezpływowym. W obrębie płycizn pływy, prowadzące do wzbudzania lub modyfikacji prądów, mogły oczywiście wpływać na przebieg sedymentacji. Niewielkie obszary dna, zwłaszcza grzbiety oolitowe, mogły ulegać krótkotrwałym wynurzeniom. Pomimo tego słusznym wydaje się być pogląd, że osady *kompleksu wapieni pasiastych* nie tworzyły się na rozległych obszarach, rytmicznie zalewanych i odsłanianych przez morze. W przeciwieństwie do osadów terrygenicznych (van Straaten 1961), osady węglanowe stref pływowych dostarczają wielu cech diagnostycznych, pozwalających na rozpoznanie środowiska ich sedymentacji. Osady te charakteryzują się występowaniem licznych stromatolitów, szczelin z wysychania, brekcji złożonych z pokruszonych zwitków mułowych, swoistych struktur oczkowych (*bird's eye structures*) i syngenetycznych dolomitów, a nawet zjawiskami krasowymi (Roehl 1967, Laporte 1967, Textoris 1968). Żadnych z tych zjawisk nie zaobserwowano w *kompleksie wapieni pasiastych*.

W okolicach Brzegów i Żernik, na pograniczu *oolitu górnego* i *kompleksu wapieni pasiastych*, zawierającego tutaj wyjątkowo dużo oolitów, występuje pokład wapieni, przepełniony gałązkowatymi koralami z gatunku *Calamophylliopsis stockesi* (M. - Edwards & Haime). Pokład ten, który nazwać można biostromą, osiąga miąższość 2 m i daje się prześledzić na przestrzeni prawie 5 km. Wapienie z koralami, utworzone z materiału gruzełkowo-mikrytowego i zawierające onkoidy, musiały się tworzyć w nader płytkich i niezbyt ruchliwych wodach, osłoniętych zapewne przez bariery oolitowe. W tych warunkach gwałtowne opady niewątpliwie mogły powodować przejściowe wysłodzenie wód, a w konsekwencji rozpuszczanie aragonitowych szkieletów korali w sposób scharakteryzowany przez E. Roniewicz i P. Roniewicza (1968).

Oolit górny. W kompleksie tym, osiągającym 30 m miąższości, oolity pozbawione warstwowania skośnego zdecydowanie przeważają nad oolitami uwarstwionymi w taki właśnie sposób. Ostatnie oolity pojawiają się lokalnie w dość znacznej ilości jedynie w dolnej części kompleksu (np. pod Sobkowem lub Krasocinem). W nie warstwowanych skośnie oolitach

występują licznie, zwłaszcza w górnej części kompleksu, grudki sinicowe i onkoidy (pl. V, fig. 3; pl. VI, fig. 1 i 2). Grudki i onkoidy, dochodzące do wielkości 3 cm, stają się tu często dominującym składnikiem osadu (pl. X, fig. 2 i 4). W znacznych ilościach występują w oolitach szczątki organiczne, a miejscami także intraklasty. Lokalnie w rozpatrywanym kompleksie pojawiają się także oolityczne lub onkolityczne graby, a w rzadkich przypadkach równolegle uławicone wapienie pelitowe bez domieszek ziarnistych.

Przykładu wykształcenia litologicznego omawianego kompleksu dostarcza zamieszczony w pierwszej części niniejszej pracy (Kutek 1968, fig. 6) profil utworów odsłoniętych w kamieniołomie w Gołuchowie. Nadmienić jednak trzeba, że na profilu tym jako intraklasty w szerokim znaczeniu (por. Folk 1962a) zaznaczono zarówno właściwe intraklasty, jak i ziarna agregacyjne (wykształcone tu głównie w postaci grudek sinicowych).

W nie warstwowanych skośnie utworach oolitu górnego występuje liczna fauna, wśród której zdecydowanie dominują małże. Najliczniej występują foladomye, głównie *Pholadomya protei* (Brongn.), oraz pleuromye, zwłaszcza *Pleuromya uniformis* (Sow.). Pospolite są także małże z rodzajów *Mytilus*, głównie *M. pectinatus* Sow.; *Ctenostreon*, głównie *C. proboscideum* (Sow.); *Ostrea; Exogyra*, głównie *E. nana* (Sow.); a dalej rodzaje *Alectryonia, Trichites, Ceratomya* i *Homomya*. Mniej rozpowszechnione są małże z rodzajów *Modiola, Trigonia, Entolium, Camptonectes, Chlamys, Lima, Oxytoma, Gervillia, Isognomon, Pinna, Astarte, Anisocardia, Lucina, Corbis, Corbicella, Ceromyopsis* i *Cercomya*. Stosunkowo licznie występują brachiopody — terebratulidy i *Septaliphoria pinguis* (Roemer), ślimaki (głównie *Nerinea, Pleurotomaria* i *Natica*), jeżowce (najliczniej *Holectypus corallinus* d'Orb.), fragmenty liliowców i serpule. Lokalnie pojawiają się rozproszone, drobne kolonie korali (por. E. Roniewicz 1966). Inne, rozpoznawalne makroskopowo organizmy, np. amonity, pojawiają się w rozpatrywanym kompleksie jedynie sporadycznie.

Utwory *oolitu górnego* tworzyły się na obszernej płyciźnie (fig. 6). W miarę gromadzenia się osadów zewnętrzny brzeg tej płycizny zapewne się oddalał, prawdopodobnie w kierunku zachodnim lub południowo-zachodnim, coraz bardziej od strefy wychodni rozpatrywanego kompleksu. Związany z tym spadek energii wód powodował, że w tej strefie procesy onkolityzacji i agregacji ziarn przez sinice zaczęły miejscami przeważać nad procesami oolityzacji. Z tego samego powodu osad oolitowy, tworzący się zapewne nadal intensywnie w zewnętrznych partiach płycizny, ulegał coraz rzadziej przemieszczaniu w obręb wymienionej strefy. Na północ od Oleszna *oolit górny* zastępowany jest stopniowo przez równowiekowe osady *kompleksu oolitowo-grabowego*, wykształconego w postaci oolitów, grabów i wapieni mikrytowych. Wynika stąd, że rozpatrywana płycizna oolitowa miejscami przechodziła niezauważalnie w obszary zapewne nie-

znacznie głębszego dna morskiego, na którym kosztem sedymentacji oolitowej coraz większego znaczenia nabierała sedymentacja mułu wapiennego.

Horyzont onkolitowy. Powyżej *oolitu górnego* występują nieciągłe, lecz rozległe pokłady wapieni onkolitowych o grubości paru metrów, które wyróżnione zostały w stratygraficznej części niniejszej pracy pod nazwą *horyzontu onkolitowego* (Kutek 1968). Rozpatrywane wapienie utworzone są przede wszystkim z obfitej mikrytowej masy podstawowej, makro-, pizo- lub mikroonkoidów oraz grudek sinicowych (pl. X, fig. 1 oraz pl. XI, fig. 3). Miejscami onkoidom towarzyszą rozproszone w skale ooidy (pl. X, fig. 3). Korale nie pojawiają się już tutaj, choć inna liczna fauna wykazuje daleko idące podobieństwo do fauny *oolitu górnego.*

W związku z częstym pojawianiem się twardych den u podstawy rozpatrywanych wapieni onkolitowych, są one zazwyczaj ostro odgraniczone od podścielających utworów *oolitu górnego* (pl. XV, fig. 2). Pomimo tego jednak można uważać, że osady *horyzontu onkolitowego* powstały w wyniku kontynuacji takich zmian w przebiegu procesów sedymentacyjnych, które już w okresie gromadzenia się osadów *oolitu górnego* prowadziły w narastającym osadzie do stopniowego zastępowania ooidów przez onkoidy i materiał mikrytowy.

Onkoidy i grudki sinicowe tworzą się współcześnie w umiarkowanie ruchliwych wodach, a makroonkoidy obserwowane były tylko na głębokościach nie przekraczających kilka metrów (Ginsburg 1960, Purdy 1963, Monty 1967). Biorąc pod uwagę stosunkowo jednolite wykształcenie i rozległość wapieni onkolitowych, składających się na *horyzont onkolitowy,* można sądzić, że osady tego kompleksu tworzyły się na obszernej płyciźnie, charakteryzującej się jednolitymi warunkami sedymentacji (fig. 6). Fakt, iż na znaczne obszary tej płycizny nie docierały silne prądy, był zapewne przede wszystkim następstwem rozległości tej płycizny (por. Shaw 1964). Osady *horyzontu onkolitowego* zawierają miejscami domieszki ooidów, a w niektórych miejscach na osadach tych spoczywają wprost wapienie oolitowe. Można stąd wnosić, że płycizna, na której tworzyły się osady horyzontu onkolitowego, graniczyła miejscami z grzbietami oolitowymi, które także mogły się przyczyniać do wygaszania prądów.

Kompleks oolitowo-płytowy. Kompleks ten utworzony jest z wapieni oolitowych oraz z przeławicających się margli i wapieni mikrytowych (Kutek 1968). Miejscami, np. pod Skorkowem, rozpatrywany kompleks złożony jest niemal wyłącznie z tych ostatnich utworów. W innych natomiast miejscach wśród wapieni mikrytowych i margli występują zespoły oolitów, dochodzące maksymalnie do dwudziestu kilku metrów miąższości. W obrębie tych zespołów oolitowych występują zarówno warstwowane, jak i nie warstwowane skośnie oolity. Rozpatrywane oolity charakteryzują się zazwyczaj ubóstwem fauny i onkoidów.

Oolity omawianego kompleksu tworzyły się na odosobnionych pły-

ciznach, przedzielonych nieco głębszymi obszarami dna, na których osadzał się muł wapienny lub marglisty (fig. 6). Fakt, iż na obszary te docierała zawiesina ilasta, dowodzi, że obszary te nie były całkowicie odgrodzone przez płycizny oolitowe od morza bardziej otwartego.

Oolity stowarzyszone z muszlowcami. Na omówienie zasługują jeszcze oolity występujące w Pasmie Przedborskim oraz w antyklinach Dobromierza i Chełma powyżej *wapieni płytkowych* (por. Kutek 1968, tabl. II oraz fig. 11). Na obszarze tym miejscami, zwłaszcza pod Dobromierzem, bezpośrednio na wapieniach płytkowych zaczęły tworzyć się graby i muszlowce alektrioniowe. W tym samym czasie w innych miejscach, np. w okolicach Bąkowej Góry i Chełma, powstawały warstwowane i nie warstwowane skośnie oolity, które w obrębie antykliny Chełma osiągają miąższość 20 m (fig. 7). Z czasem muszlowce alektrioniowe i graby zaczęły tworzyć się w całym rozpatrywanym regionie (fig. 7). Następnie jednak obszar antykliny Chełma znalazł się raz jeszcze w strefie intensywnej sedymentacji oolitowej (fig. 7). Utworzone wówczas warstwowane i nie warstwowane skośnie oolity tworzą górny pokład oolitowy w obrębie wyróżnionego pod Chełmem *kompleksu alektrioniowo-oolitowego* (Kutek 1968). Zaznaczyć trzeba, że w obrębie następnego, wyższego *kompleksu płytowo-egzogyrowego* pojawiają się często muszlowce egzogyrowe z rozproszonymi ooidami, a także wapienie oolitowo-muszlowcowe. Można stąd wnosić, że w okresie tworzenia się osadów wymienionego kompleksu w sąsiedztwie obszaru antykliny Chełma istniały jeszcze płycizny oolitowe, na których tworzyły się takie same pokłady oolitów, jakie w antyklinie tej występują w obrębie *kompleksu alektrioniowo-oolitowego* (fig. 8).

Graby i muszlowce

Niektóre kompleksy litologiczne, wyróżnione na badanym terenie (Kutek 1968), utworzone są w całości lub częściowo z muszlowców ostrygowych albo grabów, zawierających znaczne ilości detrytusu muszlowego. Ze względu na istotną rolę, jaką w budowie tych utworów odgrywają małże, utwory te zostaną omówione łącznie w jednym rozdziale.

Graby. Określone tą nazwą wapienie utworzone są z mikrytowej lub gruzełkowo-mikrytowej masy wypełniającej oraz muszli małżów, występujących głównie w postaci drobnego detrytusu (pl. XII, fig. 2). Miejscami występują domieszki onkoidów lub ooidów. Pod względem makroskopowym graby charakteryzują się m.in. występowaniem licznych ośródek małżów, zwłaszcza foladomyj i pleuromyj. W związku z obecnością tych ośródek i licznego detrytusu muszlowego graby odznaczają się nierównym, nieco gruzłowatym przełamem. Rozpatrywane skały wykazują bezładną teksturę, a pojawiające się w nich stosunkowo grube ławicenie wywołane jest z reguły obecnością przewarstwień marglistych.

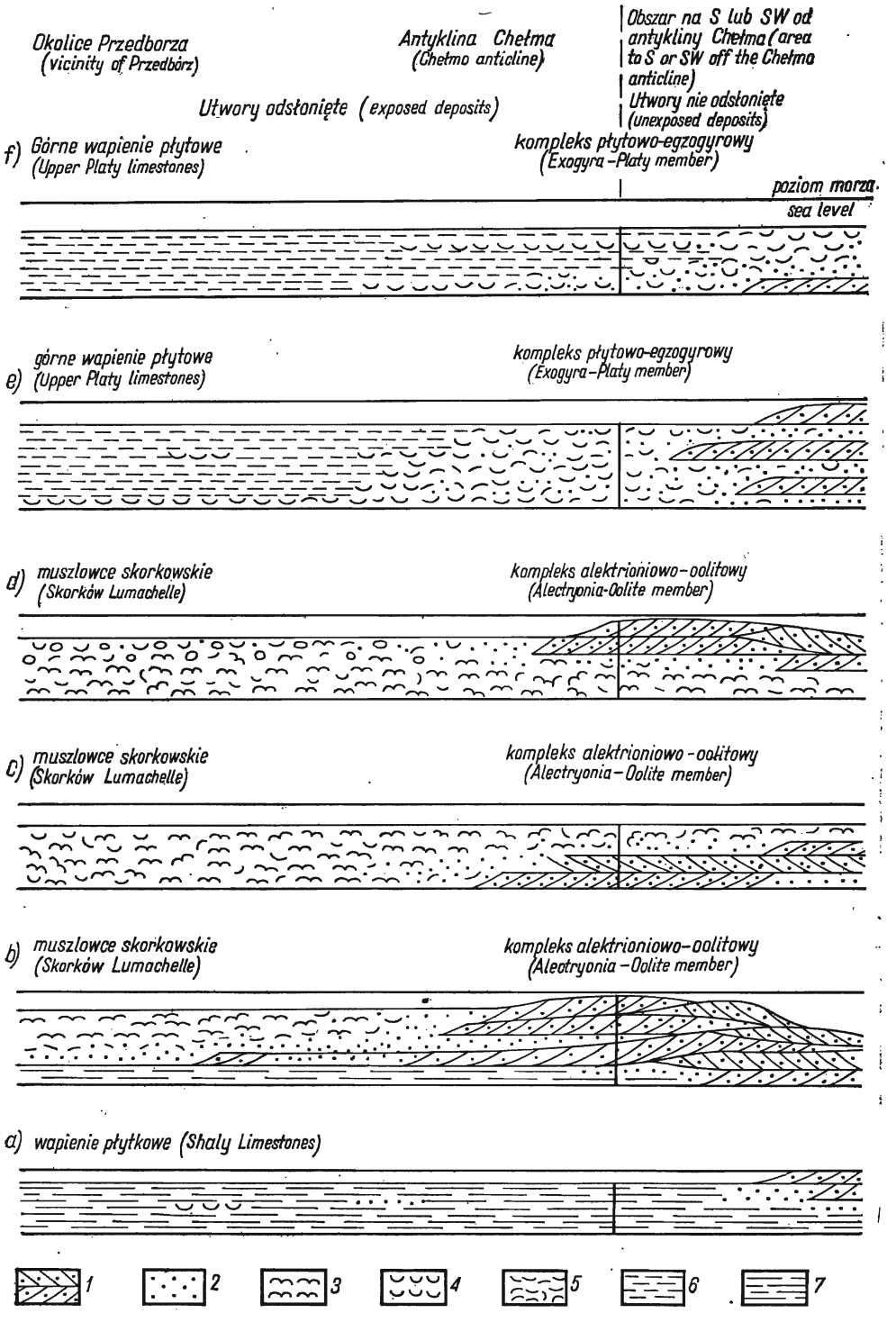

Okolice Przedborza
(vicinity of Przedbórz)
Antyklina Chełma
(Chełmo anticline)
Obszar na S lub SW od antykliny Chełma (area to S or SW off the Chełmo anticline)
Utwory odsłonięte (exposed deposits)
Utwory nie odsłonięte (unexposed deposits)
f) Górne wapienie płytowe (Upper Platy limestones)
kompleks płytowo-egzogyrowy (Exogyra-Platy member)
poziom morza
sea level
e) górne wapienie płytowe (Upper Platy limestones)
kompleks płytowo-egzogyrowy (Exogyra-Platy member)
d) muszlowce skorkowskie (Skorków Lumachelle)
kompleks alektrioniowo-oolitowy (Alectryonia-Oolite member)
c) muszlowce skorkowskie (Skorków Lumachelle)
kompleks alektrioniowo-oolitowy (Alectryonia-Oolite member)
b) muszlowce skorkowskie (Skorków Lumachelle)
kompleks alektrioniowo-oolitowy (Alectryonia-Oolite member)
a) wapienie płytkowe (Shaly Limestones)
1
2
3
4
5
6
7

Fig. 7

Zgodnie z klasyfikacją M. W. Leightona i C. Pendextera (1962) graby należałoby określić jako wapienie organogeniczno-mikrytowe, a zgodnie z R. Folkiem (1962a) jako biomikryty. Stosowanie tradycyjnej nazwy „grab" wydaje się być jednak uzasadnione ze względu na to, iż pozwala ona na wyodrębnienie specyficznej odmiany wapieni charakteryzujących się zespołem o określonych cechach makro- i mikroskopowych.

Fakt, iż w grabach występuje zarówno obfite spoiwo mikrytowe, jak i liczne pokruszone muszle małżów, dowodzi, że rozpatrywane osady tworzyły się w wodach o umiarkowanej turbulencji. Rozdrabnianie muszli następowało zapewne częściowo pod wpływem czynników hydromechanicznych, częściowo zaś w wyniku działalności organizmów żerujących w osadzie.

Wśród występujących w grabach, rozpoznawalnych makroskopowo organizmów zdecydowanie przeważają małże. Najliczniej występują foladomye, głównie *Pholadomya protei* (Brongn.), oraz pleuromye, zwłaszcza *Pleuromya uniformis* (Sow.). Pospolite są również małże z rodzajów *Mytilus, Modiola, Trigonia, Entolium, Lima, Ctenostreon, Oxytoma, Gervillia, Pinna, Trichites, Corbicella, Ceromyopsis* i *Homomya*. W typowych grabach ostrygi (*Ostrea, Exogyra* i *Alectryonia*) występują w nieznacznych ilościach, miejscami jednak, w związku z pojawianiem się licznych muszli egzogyr lub alektrionii, graby upodabniać się mogą do muszlowców (pl. XII, fig. 1). Stosunkowo często pojawiają się w grabach brachiopody — terebratulidy i *Septaliphoria pinguis* (Roemer), ślimaki (głównie *Nerinea* i *Pleurotomaria*), jeżowce (zwłaszcza *Holectypus corallinus* d'Orb.) i serpule. Inne grupy organizmów nie odgrywają pod względem ilościowym poważniejszej roli.

Graby mogą tworzyć przeławicenia, a także pośrednie typy litologiczne z wapieniami mikrytowymi, muszlowcami, onkolitami i oolitami.

Fig. 7

Diagramy ilustrujące środowiska sedymentacyjne, w których tworzyły się utwory zaliczone do *wapieni płytkowych, muszlowców skorkowskich, kompleksu alektrioniowo-oolitowego, górnych wapieni płytowych* i *kompleksu płytowo-egzogyrowego*

1 skośnie warstwowane oolity, *2* nie warstwowane skośnie oolity, *3* muszlowce alektrioniowe, *4* muszlowce egzogyrowe, *5* graby, *6* wapienie płytowe i margle, *7* wapienie płytkowe

Diagrams showing sedimentary environments and formation of deposits of the *Shaly Limestones*, the *Skorków Lumachelle*, the *Alectryonia-Oolite member*, the *Upper Platy Limestones* and the *Exogyra-Platy member*

1 cross-bedded oolites, *2* non-cross-bedded oolites, *3* *Alectryonia* lumachelle, *4* *Exogyra* lumachelle, *5* other pelecypod limestones, *6* platy limestones and marls, *7* shaly limestones

Drobne przewarstwienia grabów pojawiają się w obrębie *oolitu górnego* i *górnych wapieni płytowych* (Kutek 1968). W okolicach Przedborza rozpatrywane wapienie reprezentowane są licznie w *kompleksie oolitowo-grabowym*. Najbardziej rozpowszechnione są jednak graby w kompleksach utworzonych w znacznej części z muszlowców (w *muszlowcach skorkowskich*, w dolnej części *muszlowców staniewickich*, a w antyklinie Chełma w *kompleksie alektrioniowo-oolitowym* i *kompleksie płytowo-egzogyrowym*).

Muszlowce alektroniowe. Muszlowce te składają się z mikrytowej lub gruzełkowo-mikrytowej masy wypełniającej oraz z pokruszonych i nie pokruszonych muszli ostryg i innych małżów. Od grabów rozpatrywane muszlowce różnią się występowaniem dość licznych ostryg, zwłaszcza alektrionii, które nadają skale charakterystyczny zewnętrzny wygląd (pl. XVI, fig. 2). Muszle alektrionii jednak nawet w miejscach szczególnej ich koncentracji nie stanowią połowy objętości skały, a zazwyczaj występują w jeszcze mniejszych ilościach. Muszlowce alektrioniowe zawierają często mikro- i pizoonkoidy, rozwinięte wokół fragmentów muszli (pl. IX, fig. 1). Omówione powyżej skały charakteryzować się mogą zarówno wapienną, jak i marglistą masą wypełniającą.

Według oznaczeń dr H. Pugaczewskiej, występujące w rozważanych muszlowcach alektrionie reprezentują przede wszystkim gatunek *Alectryonia gregarea* (Sow.), a stosunkowo licznie — także *A. solitaria* (Sow.) i *A. rastellaris* (Gdf.). Alektrioniom towarzyszą z reguły liczne egzogyry, zwłaszcza z gatunku *Exogyra nana* Sow. Pozostała fauna muszlowców alektrioniowych nie odbiega zasadniczo od scharakteryzowanej powyżej fauny występującej w grabach. Zaznaczyć jednak należy, że małże z gatunku *Mytilus pectinatus* Sow. pojawiają się w muszlowcach znacznie częściej, aniżeli w grabach.

W rozpatrywanych muszlowcach alektrionie, a także egzogyry, zachowane są często w pozycji przyżyciowej. Nieraz obserwować można szereg ponarastanych na siebie alektrionii i egzogyr. Stosunkowo liczne muszle tych ostryg nie uległy pokruszeniu, a dość często napotkać można alektrionie o nie rozłączonych obu skorupach. Fakty te dowodzą, że rozpatrywane muszlowce są w znacznej części utworzone z autochtonicznego materiału muszlowego (por. Gekker 1962). Pewna część muszli ulegała zapewne pod wpływem czynników hydromechanicznych nie tylko rozdrabnianiu, lecz również redepozycji. Nic nie wskazuje jednak na to, by materiał muszlowy podlegał znacznemu transportowi i był wynoszony daleko poza obszar dna zasiedlony przez ostrygi.

Na badanym terenie alektrionie pojawiają się w nieznacznych ilościach w wielu kompleksach litologicznych, natomiast muszlowce alektrioniowe występują w jednym tylko horyzoncie (w dolnej części *muszlowców staniewickich* i *skorkowskich* oraz w *kompleksie alektrioniowo-oolitowym* — Kutek 1968, tabl. II oraz fig. 3 i 11). Muszlowce alektrioniowe i wy-

stępujące wśród nich graby wykazują bardzo zmienną miąższość, sięgającą od kilkudziesięciu centymetrów do około 30 m. Nie ulega więc wątpliwości, że alektrionie zasiedlały w różnych okresach różnej wielkości obszary dna morskiego. Miejscami już w obrębie badanych wychodni stwierdzić można oboczne przechodzenie rozważanych muszlowców w wapienie mikrytowe lub oolity (fig. 7). Z drugiej jednak strony należy podkreślić, że rozpatrywane muszlowce w obrębie poziomu Katroliceras divisum prześledzić się dają w całym południowo-zachodnim, a także zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, aż po okolice Sulejowa (Kutek 1968). W tym samym poziomie amonitowym pojawia się pojedynczy poziom muszlowców alektrioniowych w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w Wierzbicy pod Radomiem (Stopiński 1965). Fakty te wskazują, że w pewnym okresie rozważane muszlowce mogły się tworzyć równocześnie na bardzo znacznych obszarach dna morskiego.

Muszlowce egzogyrowe. Charakterystycznym składnikiem tych muszlowców są muszle egzogyr, reprezentujących niemal wyłącznie gatunki *Exogyra nana* (Sow.) i *E. virgula* Defr. Muszlom egzogyr mogą towarzyszyć, a nawet przeważać nad nimi, muszle małżów spoza rodziny Ostreidae. W rozważanych muszlowcach pojawiają się często szczątki szkarłupni (głównie liliowców i jeżowców) oraz mszywioły.

Rozpatrywane utwory odznaczają się bardzo różnorodnym wykształceniem (pl. VIII). Miejscami w obrębie mikrytowego osadu występują wyłącznie niepokruszone muszle egzogyr, zachowane niekiedy w pozycji przeżyciowej. Na ogół jednak przeważają w muszlowcach egzogyrowych muszle pokruszone, przy czym w wielu przypadkach materiał muszlowy występuje wyłącznie w postaci drobnego detrytusu: Muszle rozproszone są często w mikrytowej lub gruzełkowo-mikrytowej masie wypełniającej. Tam jednak, gdzie materiał muszlowy jest gęsto upakowany, z reguły pojawia się mikrytowo-sparytowe lub sparytowe spoiwo. Spoiwo sparytowe jest niewątpliwie w znacznej części pierwotnym spoiwem chemicznym, wytrąconym w próżniach pomiędzy muszlami. Świadczą o tym często pojawiające się w muszlowcach tzw. struktury geopetalne (przestrzenie między muszlami, wypełnione u dołu mikrytowym lub gruzełkowym osadem, u góry zaś sparytowym kalcytem — pl. IX, fig. 2).

W muszlowcach fragmenty muszli otoczone są bardzo często powłokami onkolitowymi, toteż znaczna część rozpatrywanych muszlowców egzogyrowych zasługuje również na miano wapieni mikro- lub pizoonkolitowych (pl. IX, fig. 1; pl. XI, fig. 1). Muszlowce egzogyrowe mogą ponadto zawierać miejscami ooidy, a także przewarstwiać się z oolitami. Na badanym terenie, oprócz przeważających muszlowców wapiennych, występują także muszlowce egzogyrowe zawierające marglistą, mikrytową masę wypełniającą.

Muszlowce egzogyrowe uzyskują bardzo duże miąższości. Ponieważ jednak występujące w nich muszle uległy w większości przypadków po-

kruszeniu lub onkolityzacji, w stosunkowo nielicznych miejscach można zebrać egzogyry przydatne do badań paleontologicznych. Z tych samych powodów również pozostała fauna dostarcza w rozważanych muszlowcach znacznie mniej dobrze zachowanych skamieniałości, aniżeli w grabach lub muszlowcach alektrioniowych. Rodzaje i gatunki, występujące w tych ostatnich utworach, pojawiają się z reguły również w muszlowcach egzogyrowych. Zaznaczyć jednak należy, że w muszlowcach tych występują miejscami bardzo licznie drobne terebratulidy, małże z rodzaju *Gervillia* lub ślimaki z gatunków *Nerinea acreon* d'Orb. i *N. desvoidyi* d'Orb.

Interesujące jest, że miejscami w drobnodetrytycznych muszlowcach występować mogą odosobnione, doskonale zachowane ośródki. Są to często ośródki małżów żyjących, jak np. *Pholadomya*, w spokojnych wodach (Davitašvili & Merklin 1966). Obserwacje te wskazują na zmienność warunków hydromechanicznych w okresie tworzenia się muszlowców. W pewnych okresach muszle ulegały kruszeniu lub redepozycji, następnie jednak, na dnie utworzonym z drobnodetrytycznego osadu, małże znowu rozwijać się mogły w spokojnych wodach. Na zmienność warunków hydromechanicznych wskazuje także występowanie ławic muszlowców wśród mikrytowych wapieni lub margli, oraz przewarstwianie się muszlowców różniących się stopniem pokruszenia muszli albo obecnością mikrytowego lub sparytowego spoiwa.

Dość rzadką odmianę wapieni stanowią muszlowce wykazujące wielkoskalowe warstwowanie skośne. Występują one niemal wyłącznie w obrębie *muszlowców stropowych* (Kutek 1968) i sporadycznie tylko pojawiają się w górnej części *muszlowców staniewickich*. Rozważane muszlowce złożone są z reguły z drobnego detrytusu muszlowego, gruzełków mikrytowych i sparytowego spoiwa, i często zawierają domieszki kwarcu oraz glaukonitu (pl. VIII, fig. 6).

Przytoczone dane wskazują, że występujące na badanym terenie muszlowce egzogyrowe utworzone są zarówno z autochtonicznego, jak i redeponowanego materiału muszlowego. Fakt, że nawet w drobnodetrytycznych odmianach tych muszlowców warstwowanie skośne pojawia się stosunkowo rzadko, wytłumaczyć można częściowo rodzajem transportowanego materiału. Przemieszane z mułem wapiennym muszle transportowane były zapewne z reguły w postaci zawiesiny, tworząc w konsekwencji osad o niezbyt uporządkowanej teksturze i stosunkowo złej selekcji. Dopiero w wyniku silnego rozdrobnienia i przemycia materiału muszlowego mógł tworzyć się ziarnisty osad, który podlegać już mógł dalszemu przemieszczaniu w postaci łach lub pręg i uzyskiwać w ten sposób skośne warstwowanie.

Muszlowce egzogyrowe najsilniej rozwinięte są w obrębie *muszlowców stropowych, staniewickich, brzeskich* i *skorkowskich* oraz *kompleksu płytowo-egzogyrowego* (Kutek 1968). W postaci dość licznych przewar-

stwień pojawiają się rozpatrywane muszlowce w obrębie *iłów stropowych*, a miejscami także wśród *górnych wapieni płytowych*. Muszlowce egzogyrowe przewarstwiają się i zazębiają miejscami z oolitami (fig. 8), znacznie częściej jednak z grabami albo mikrytowymi wapieniami i marglami. Miejscami można stwierdzić, że kilkumetrowe pokłady muszlowców, różniące się od podścielających i nadległych utworów np. obecnością marglistego spoiwa, zachowują stałą miąższość na przestrzeni kilku kilometrów. Na tej podstawie można sądzić, że muszlowce egzogyrowe tworzyły się często na wyrównanym dnie morskim, w obrębie ujednoliconego środowiska sedymentacyjnego.

Zagadnienia batymetryczne. W budowie ławic ostrygowych, występujących we współczesnych morzach, biorą udział jedynie małże z rodzajów *Ostrea, Pycnodonta* i *Gryphaea*. Ławice takie występują w wodach o umiarkowanej turbulencji, poczynając od strefy pływów aż po głębokość około 40 m (Gekker 1962). W zatokach lub na płyciznach, odgraniczonych od otwartego morza wyspami lub podwodnymi barierami, rozległe ławice ostrygowe rozwijają się często na głębokościach nie przekraczających kilku metrów (Shepard & Moore 1955, Gekker 1962, Sanders & Friedman 1967).

Szereg danych wskazuje, że rozpatrywane graby oraz muszlowce alektrioniowe i egzogyrowe powstawały w płytkim morzu, które zapewne nie osiągało z reguły 40 m głębokości. Występowanie w omawianych utworach cienkoskorupowych małżów, obfitego spoiwa mikrytowego i przewarstwień wapieni mikrytowych dowodzi, że rozpatrywane osady tworzyły się w pewnych okresach w spokojnych, ale niekoniecznie głębokich wodach (por. Bathurst 1967). Pojawianie się w grabach i muszlowcach licznego detrytusu muszlowego świadczy natomiast o częstym oddziaływaniu prądów lub falowania na dno morza, które wobec tego nie mogło być zbyt głębokie. O płytkowodnym charakterze omawianych osadów świadczy ponadto występowanie w nich licznych mikro- i pizoonkoidów, a zwłaszcza ooidów i przewarstwień oolitowych. Można zatem sądzić, że rozpatrywane utwory tworzyły się w morzu, którego głębokość nie przekraczała zapewne na ogół 20 m, a często była znacznie mniejsza.

Poszczególne muszlowce tworzyły się na nieco różnych głębokościach. W szczególnie płytkim morzu powstawały skośnie warstwowane muszlowce, występujące w obrębie *muszlowców stropowych*. Na bardzo nieznacznych głębokościach tworzyły się np. osady wchodzące w skład *muszlowców brzeskich* i górnej części *muszlowców staniewickich*. Występujące tu muszlowce utworzone są na ogół z gęsto upakowanego detrytusu muszlowego i zawierają liczne onkoidy, a także przewarstwienia oolitów. W nieco głębszym morzu powstawały zapewne np. muszlowce, występujące w Pasmie Przedborsko-Małogoskim w obrębie iłów stropowych. Muszlowce te, tworzące przewarstwienia wśród iłów, margli i wapieni mikrytowych o znacznej miąższości, charakteryzują się często obec-

nością obfitego spoiwa mikrytowego i nie zawierają ooidów. Materiał muszlowy jednak i tutaj także występuje często w postaci detrytusu, a miejscami pojawiają się dość liczne mikroonkoidy.

Aczkolwiek rozważane muszlowce alektrioniowe i egzogyrowe tworzyły się w niezbyt głębokim morzu, to jednak było ono przeciętnie nieco głębsze i znacznie bardziej otwarte, aniżeli morze w którym powstawały np. osady *kompleksu wapieni kredowatych* albo *oolitu górnego*. W okresie tworzenia się niektórych muszlowców miejscami ponad otaczające dno wyrastały jeszcze płycizny oolitowe. W obrębie analogicznych płycizn tworzyły się zapewne skośnie warstwowane muszlowce. Tego rodzaju płycizny mogły do pewnego stopnia modyfikować środowisko sedymentacyjne na przyległych obszarach. Sedymentacja oolitowa zachodziła jednak na ograniczonych obszarach (por. Kutek 1968) i zamierała w miarę gromadzenia się coraz młodszych utworów. Rozległość wielu pokładów muszlowców świadczy o jednolitości warunków sedymentacji na dość znacznych obszarach. Występowanie w wielu muszlowcach licznych przewarstwień ilastych dowodzi z kolei, że zawiesina ilasta mogła być swobodnie rozprowadzana po znacznych połaciach dna.

Onkoidy i onkolity

Występującym w badanych utworach onkoidom poświęcona została osobna publikacja J. Kutka i A. Radwańskiego (1965), a udział onkoidów w budowie poszczególnych kompleksów litologicznych został już omówiony w poprzednich rozdziałach niniejszej pracy. W związku z tym poniżej rozpatrzone zostaną jedynie niektóre zagadnienia natury ogólnej, nie uwypuklone poprzednio.

Onkoidy a grudki sinicowe. Przy opisie utworów *kompleksu wapieni kredowatych* przedstawiono szereg danych pozwalających na stwierdzenie, że poza onkoidami także wiele ziarn agregacyjnych zawdzięcza swe powstanie działalności sinic. Ziarna te zostały nazwane grudkami sinicowymi. Grudki takie towarzyszą onkoidom także w wielu innych kompleksach litologicznych, a obserwacje świadczące o pokrewieństwie genetycznym grudek i onkoidów można poczynić w wielu szlifach mikroskopowych. Od onkoidów grudki różnią się brakiem koncentrycznych powłok, pod innymi jednak względami wykazują one uderzające podobieństwo do onkoidów. W grudkach i onkoidach zawarty jest taki sam materiał ziarnisty (pl. III; pl. X; pl. XI, fig. 3). Powłoki onkolitowe rozwinięte są często wokół grudek (pl. I, fig. 6; pl. III; pl. X; pl. XI, fig. 1 i 3), a duże grudki z kolei mogą zawierać drobne onkoidy (pl. III, fig. 2). Typowe onkoidy i grudki powiązane są różnymi formami pośrednimi. Takimi formami są np. grudki obwiedzione cienką, niewyraźną lub niepełną powłoką

koncentryczną (pl. I, fig. 6; pl. III; pl. X; pl. XI, fig. 3). W niektórych ziarnach miejscami nie zaznaczają się wyraźne granice pomiędzy koncentrycznymi powłokami a nieuporządkowanym materiałem ziarnistym. Partie takiego materiału pojawiają się w niektórych onkoidach także pomiędzy koncentrycznymi powłokami (pl. III, pl. X). W poszczególnych odmianach wapieni, w których występują onkoidy, pojawiają się z reguły także rozpatrywane grudki. Grudki sinicowe towarzyszą onkoidom także we współczesnych osadach (Monty 1967). Powyższe dane nie pozostawiają wątpliwości co do tego, że znaczna część grudek, występujących w rozpatrywanych utworach jurajskich, jest pochodzenia sinicowego.

Zaznaczyć można, że w wielu kompleksach litologicznych spotyka się szczątki organiczne, które uległy częściowej mikrytyzacji pod wpływem drążących glonów lub grzybów (por. Bathurst 1966, Radwański 1968).

Onkoidy a stromatolity. Jakkolwiek onkoidy i grudki sinicowe są bardzo pospolitym składnikiem badanych utworów, to jednak w utworach tych nie napotkano zupełnie stromatolitów. Nieobecność stromatolitów wiąże się zapewne między innymi z tym, że dno na badanym obszarze utworzone było zazwyczaj z osadu nieskonsolidowanego. Niemniej jednak na powierzchniach twardych den, trafiających się miejscami w rozpatrywanych utworach, stromatolity także się nie rozwinęły. Współczesne stromatolity tworzą się niemal wyłącznie w strefie międzypływowej i strefie maksymalnych pływów (por. Monty 1967, oraz dane zebrane przez Szulczewskiego, 1968). Brak stromatolitów w rozważanych utworach jurajskich należy zapewne tłumaczyć przede wszystkim faktem, że utwory te nie powstały w takim środowisku sedymentacyjnym.

Bardzo rzadko w badanych utworach pojawiają się powłoki sinicowe wiążące drobne partie osadu (pl. V, fig. 3). Dość podobne, lecz bardziej rozległe utwory opisane zostały z płycizn bahamskich przez E. G. Purdy'ego (1963) pod nazwą *limestone flakes*, a przez C. Monty'ego (1967) pod nazwą *sand sheets*. Utwory te tworzą się obecnie na obszarach stale pokrytych przez wodę.

Problem autochtoniczności onkoidów. Przytoczone poniżej dane wskazują, że większość rozpatrywanych onkoidów jurajskich można uznać za autochtoniczne w szerokim rozumieniu tego słowa. Onkoidy te mogły ulegać pewnym przemieszczeniom, wzrastały one jednak i ulegały ostatecznemu złożeniu w osadzie w obrębie tego samego środowiska sedymentacyjnego.

Onkoidy i grudki sinicowe tworzą się w wyniku agregacji osadu przez sinice. W związku z tym materiał włączony w obręb autochtonicznych onkoidów i grudek musi wykazywać pewne podobieństwa do pozostałych składników osadu, w którym występują rozważane onkoidy i grudki. Tego rodzaju podobieństwa można właśnie stwierdzić na badanym terenie. W obrębie np. *kompleksu wapieni kredowatych* w postaci jąder onkoidów występują niekiedy fragmenty korali, solenopor lub nerynei,

a w obrębie muszlowców — z reguły muszle małżów (pl. IX, fig. 1; pl. XI, fig. 1). Identyczne składniki ziarniste osadu (ooidy, grudki, gruzełki, detrytus organogeniczny) występują często zarówno w obrębie jąder onkoidów, jak i wśród masy wypełniającej (pl. III i pl. X). Onkoidy i grudki sinicowe tworzą często wraz z pozostałymi składnikami osadu charakterystyczne litofacje, które znajdują swoje odpowiedniki we współczesnych, nie redeponowanych osadach (np. w osadach bahamskiej facji grudkowej lub mieszanej facji oolitowej).

O tym, że onkoidy nie ulegały zazwyczaj długiemu transportowi, świadczy szereg dalszych faktów. Niektóre onkoidy charakteryzują się nierównymi powierzchniami (pl. X), na których rozwinęły się niekiedy nerkowate lub grzybkowate narosty sinicowe (pl. X, fig. 1). Onkolity zawierające zazwyczaj mikrytowe spoiwo charakteryzują się często złą selekcją i wykazują w wielu przypadkach wyraźne równoległe uwarstwienie. Warstwowanie skośne nie pojawia się tutaj nigdy. Niektóre cienkie pokłady oolitów rozciągają się na znacznych przestrzeniach; w obrębie np. *horyzontu onkolitowego* (Kutek 1968) kilkumetrowe pokłady onkolitów dają się prześledzić na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów. Drobna warstwa onkolitów egzogyrowych, występująca w okolicach Kodrąbia w obrębie *kompleksu płytowo-onkolitowego* (Kutek 1968, fig. 13, warstwa *3*), zachowuje miąższość 30—40 cm w pasmie wychodni o długości 3 km. Tego rodzaju cienkie, ciągłe i rozległe pokłady onkolitów o jednolitym wykształceniu nie mogłyby powstać, gdyby onkoidy były przynoszone przez prądy z innego środowiska sedymentacyjnego.

Wbrew opiniom, wyrażonym uprzednio w tej kwestii (Kutek & Radwański 1965), można zatem stwierdzić, że w większości przypadków rozpatrywane onkoidy tworzyły się i uległy zagrzebaniu w obrębie tego samego środowiska sedymentacyjnego. Onkolity te mogą być przeto wykorzystywane jako wskaźniki batymetryczne osadów. Zaznaczyć jednak należy, że na badanym terenie pojawiają się również miejscami onkoidy, które zostały przeniesione do odmiennego środowiska sedymentacyjnego. Są to przede wszystkim onkoidy występujące w postaci domieszek w skośnie warstwowanych oolitach.

Wapienie mikrytowe

Na badanym terenie występują m.in. wapienie mikrytowe (pelitowe), złożone wyłącznie z mikrytowej masy podstawowej i nie zawierające żadnych składników ziarnistych. Tego rodzaju wapienie, występujące w obrębie *kompleksu wapieni kredowatych* i *utworów znad wapieni kredowatych*, zostały już wcześniej omówione. Wśród wapieni mikrytowych, występujących w pozostałych kompleksach litologicznych, wyróżnić można wapienie płytkowe i wapienie płytowe.

Wapienie mikrytowe mogą tworzyć się w spokojnych wodach na różnych głębokościach (Bathurst 1967), toteż sam fakt pojawienia się takich wapieni w profilu geologicznym nie pozwala na wyciąganie jakichkolwiek wniosków batymetrycznych. Wnioski takie można dopiero uzyskać biorąc pod uwagę różne struktury sedymentacyjne, a zwłaszcza utwory przeławicające się i zazębiające z wapieniami mikrytowymi.

Należy też nadmienić, że wapienie mikrytowe nie muszą się tworzyć na dnie nigdy nie poddawanym oddziaływaniu prądów lub falowania. Jeżeli dno, złożone z mułu wapiennego, z jakiegokolwiek powodu nie zostanie zasiedlone przez organizmy, to w osadzie nie pojawi się materiał ziarnisty w postaci szczątków organicznych i grudek kałowych. Osad, pozbawiony zupełnie materiału ziarnistego, nie może w konsekwencji ulegać przeróbce w wyniku procesów agregacji, onkolityzacji lub oolityzacji. Jeżeli erozji ulegnie zupełnie niezlityfikowany muł wapienny, to nie utworzą się intraklasty, a po opadnięciu wzburzonego osadu mogą nie zachować się ślady erozji. Uwzględnić należy również fakt, że osad pelitowy ulega trudniej erozji, aniżeli osad ziarnisty (Twenhofel 1950). Powyższe rozważania prowadzą do wniosku, że w pewnych przypadkach muł wapienny nie ulegnie przeobrażeniu w warunkach silnej turbulencji i nadal pozostanie osadem mikrytowym. Dowodu na to, że muł wapienny nie podlegał wzburzeniom, może dostarczyć np. drobne warstewkowanie, występujące w niektórych wapieniach mikrytowych.

Wapienie płytkowe. Wapienie te pojawiają się na badanym terenie w jednym tylko horyzoncie stratygraficznym, tworząc wraz z występującymi pod nimi iłami kompleks *wapieni płytkowych* i *iłów podścielających*. Rozpatrywane wapienie, złożone wyłącznie z mikrytowej masy podstawowej, tworzą ławice o miąższości od kilku do około 40 cm. Ławice te przedzielone są marglistymi warstewkami, których grubość dochodzi do kilku centymetrów. Ławice wapienne pękają pod wpływem wietrzenia na płytki o grubości od 1 mm do kilku centymetrów. Pomiędzy płytkami wapiennymi występują miejscami, ale nie wszędzie, bardzo cienkie laminy margliste.

Specyficzna płytkowa oddzielność rozpatrywanych wapieni wskazuje, że tworzyły się one w spokojnych i zapewne bardzo płytkich wodach (płytkową oddzielnością charakteryzuje się wiele wapiennych utworów lagunowych, m.in. słynne wapienie z Solnhofen — Hölder 1964). Wyrażony powyżej pogląd znajduje potwierdzenie w dodatkowych faktach. W omawianych wapieniach płytkowych pojawiają się stosunkowo często powierzchnie twardego dna, pocięte przez małże drążące. Powierzchniom takim towarzyszą zazwyczaj drobne przewarstwienia muszlowców. Ponadto pojawiają się przewarstwienia wapieni gruzełkowych, a sporadycznie także wtrącenia oolitów. W obrębie antykliny Dobromierza stwierdzono w kilku miejscach (por. Radwański 1960) w omawianym kompleksie rozległe rozmycia erozyjne o głębokości do 40 cm. W osadzie ziarnistym,

spoczywającym na powierzchniach rozmycia, występują pocięte przez skałotocze otoczaki, osiągające 10 cm wielkości (fig. 8). Tak intensywnych rozmyć erozyjnych nie zaobserwowano na badanym terenie w żadnym innym kompleksie litologicznym.

Osuwiska podmorskie, występujące w obrębie wapieni płytkowych, zostaną scharakteryzowane w innym rozdziale.

Przytoczone powyżej dane prowadzą do wniosku, że wapienie płytkowe tworzyły się w obrębie rozległej płycizny, na której narastał w spokojnej wodzie laminowany osad mikrytowy. Sporadycznie zaznaczała się na tej płyciźnie działalność silnych prądów. W wypiętrzeniu Radomska z jednej, a w Pasmie Małogoskim z drugiej strony można stwierdzić, że wapienie płytkowe przechodzą stopniowo ku W i SE w wapienie mikrytowe, pozbawione płytkowej oddzielności (Kutek 1968, tabl. II oraz fig. 11). Wynika z tego, że w dwóch przynajmniej kierunkach rozpatrywana płycizna przechodziła stopniowo w obszary nieco głębszego dna, na którym muł wapienny nie uzyskiwał już laminowanej tekstury. Dostępne dotychczas dane nie pozwalają na rozstrzygnięcie, czy omawiana płycizna była gdziekolwiek obrzeżona barierami, które osłaniałyby ją przed działalnością prądów i falowania. Zaznaczyć tu trzeba, że nie każda płycizna, na której tworzą się osady w warunkach podobnych do warunków istniejących w obrębie lagun, musi być ograniczona jakąś barierą. Wygaszenie energii wód może być wywołane nie tylko obecnością barier, lecz również samą rozległością płycizn (Shaw 1964). Nie jest wszakże wykluczone, że w okresie tworzenia się wapieni płytkowych, gdzieś na obszarze położonym na SW od Pasma Przedborskiego i na S od antykliny Chełma, wznosiły się grzbiety oolitowe pełniące rolę barier. Przesuwaniem się w miarę narastania osadów strefy sedymentacji oolitowej ku NE można wytłumaczyć fakt, że w antyklinie Chełma oolity pojawiają się bezpośrednio nad wapieniami płytkowymi. Tego rodzaju interpretacja została uwzględniona na figurze 7, jednakże na definitywne rozstrzygnięcie rozważanej kwestii pozwoliłyby dopiero odpowiednie wiercenia.

Wapienie płytowe. Wapienie te, nie wykazujące oddzielności płytkowej, tworzą ławice o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Pomiędzy tymi ławicami występują często przewarstwienia margliste o różnej grubości. Rozpatrywane wapienie utworzone są wyłącznie z mikrytowej masy podstawowej i z reguły nie zawierają fauny. Jedynie pod Smotryszowem w płytowych wapieniach mikrytowych *kompleksu płytowo-onkolitowego* pojawiają się miejscami liczne ośrodki małżów.

Rozpatrywane wapienie płytowe reprezentowane są najliczniej w *kompleksie oolitowo-płytowym* i w kompleksie wyróżnionym pod nazwą *górnych wapieni płytowych;* sporadycznie pojawiają się one także i w innych kompleksach (Kutek 1968). Wapienie płytowe tworzyły się niewątpliwie w rozmaitych warunkach batymetrycznych. Mikrytowe wapienie płytowe, występujące w obrębie *kompleksu oolitowo-płytowego,*

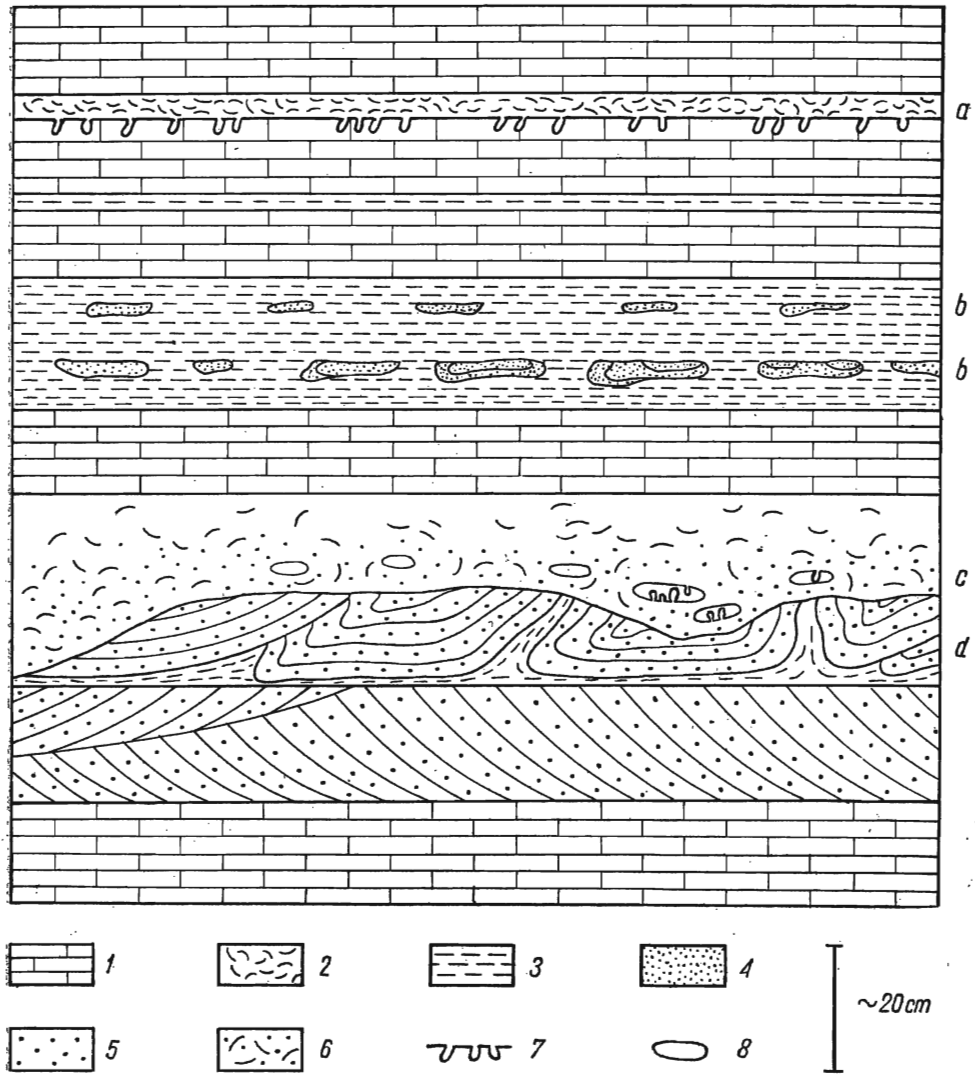


Fig. 8

Diagram ilustrujący struktury występujące w kompleksie *wapieni płytkowych*

a twarde dno pocięte przez małże drążące, *b* osuwiska zaczątkowe, *c* rozmycia erozyjne, *d* fałdy osuwiskowe. Znaki umowne: *1* wapienie płytkowe, *2* muszlowce, *3* utwory margliste, *4* wapienie gruzełkowe, *5* wapienie oolitowe, *6* wapienie oolitowo-organodetrytyczne ze zmienną ilością mikrytu, *7* wydrążenia małżów, *8* otoczaki

Diagram showing structures in the *Shaly Limestone member*

a hard ground bored by pelecypods, *b* „initial slumping", *c* erosional outwash, *d* slump folds. Symbols: *1* shaly limestones, *2* lumachelles, *3* marly shales, *4* pelletal limestones, *5* oolitic limestones, *6* skeletal-oolitic limestones with varying amounts of micrite, *7* pelecypod borings, *8* pebbles

przeławicają się i zazębiają z oolitami, co wskazuje na bardzo płytkomorski charakter środowiska. W Pasmie Przedborsko-Małogoskim wśród *górnych wapieni płytowych* występują prawie wyłącznie przewarstwienia margli i iłów marglistych, a sporadycznie tylko drobne pokłady grabów. Wymieniony kompleks nie dostarcza żadnych dobrych wskaźników batymetrycznych. Na podstawie nieobecności utworów, które świadczyłyby o płytkowodnych warunkach sedymentacji, można jednak wysunąć przypuszczenie, że *górne wapienie płytowe* tworzyły się w morzu nieco głębszym, aniżeli większość badanych utworów jurajskich.

Utwory margliste

Spośród utworów marglistych występujących na badanym terenie najbardziej rozpowszechnione są margle, a zwłaszcza łupkowate iły margliste, nie zawierające rozpoznawalnych makroskopowo składników ziarnistych. Iły margliste charakteryzują się szaro-oliwkowym zabarwieniem (zdaniem Folka, 1962b, barwę taką wykazują iły tworzące się w otwartym morzu w lekko redukcyjnych warunkach).

Rozpatrywane iły margliste zawierają bardzo nieliczną mikrofaunę reprezentowaną (informacja mgr J. Garbowskiej) przez otwornice, małżoraczki i skleryty holoturii. Sporadycznie pojawiają się w iłach pojedyncze muszle egzogyr.

Iły margliste i margle stanowią przeważający składnik niektórych kompleksów litologicznych (*iły stropowe*, iły spod *wapieni płytkowych*, *najniższy poziom marglisty*). W kompleksach tych w podrzędnych ilościach występują wapienie płytowe, a w obrębie *iłów stropowych* także muszlowce egzogyrowe. W innych kompleksach iły margliste i margle mogą tworzyć liczne przewarstwienia wśród wapieni płytowych (Kutek 1968).

Niektóre rodzaje ziarnistych skał węglanowych występujące na badanym terenie zawierają zarówno wapniste, jak i margliste spoiwo. Do takich skał należą onkolity, graby oraz muszlowce alektrioniowe i egzogyrowe. Spoiwo margliste nie pojawia się nigdy w skośnie warstwowanych oolitach i muszlowcach, które z reguły są spojone sparytowym kalcytem. Również pewne odmiany wapieni zawierających wapienne mikrytowe spoiwo nie mają swoich marglistych odpowiedników. Spoiwo margliste nie pojawia się nigdy w wapieniach kredowatych, a oolity o marglistym spoiwie trafiają się nadzwyczaj rzadko.

Powyższe prawidłowości wytłumaczyć można następująco. W wodach o silnej turbulencji gromadzić mógł się tylko wapienny materiał ziarnisty, podczas gdy osad o drobnej frakcji, zarówno wapienny jak i marglisty, był stąd wymiatany. Niektóre z kolei wapienie, np. wapienie kredowate lub mikrytowe wapienie oolitowe, tworzyły się na zwartych

płyciznach, na które zazwyczaj nie mogła docierać zawiesina ilasta. Na płyciznach takich, w stosunkowo spokojnych wodach, mógł natomiast gromadzić się autochtoniczny muł wapienny.

Ogólne zagadnienia dotyczące sedymentacji marglistej zostaną rozpatrzone w rozdziale poświęconym paleogeografii.

Osuwiska podmorskie

Kilka typów struktur osuwiskowych występujących w badanych utworach opisanych zostało przez A. Radwańskiego (1960) i J. Kutka (1962a) na podstawie obserwacji poczynionych w odosobnionych kamieniołomach. Dalsze badania autora pozwoliły na stwierdzenie osuwisk podmorskich w wielu innych odsłonięciach. Poniższe rozważania zmierzają do uzupełnienia charakterystyki środowisk sedymentacyjnych niektórych utworów na podstawie występujących w nich osuwisk.

Na badanym terenie struktury osuwiskowe występują jedynie w trzech kompleksach litologicznych, a mianowicie w *najniższym poziomie marglistym*, w *kompleksie wapieni pasiastych* oraz w *wapieniach płytkowych*.

Najniższy poziom marglisty. Kompleks ten utworzony jest głównie z przeławicających się pelitowych wapieni, margli i łupkowatych iłów marglistych. Podrzędnie występują tutaj także drobnoziarniste wapienie gruzełkowe. W rozpatrywanym kompleksie struktury osuwiskowe są nadzwyczaj rozpowszechnione. Wśród struktur tych wyróżnił A. Radwański (1960) zmarszczenia, sfalowania i zafałdowania ławic oraz różnego rodzaju toczeńce. Termin toczeniec został przy tym użyty w nadzwyczaj szerokim znaczeniu, tak że jako toczeńce mogły zostać określone niemal wszelkie fragmenty porozrywanych i zdeformowanych ławic lub odosobnione części zaburzonego osadu. Stosując natomiast terminologię M. Książkiewicza (1958) i S. Dżułyńskiego (1963), przeważającą część struktur z rozpatrywanego kompleksu określić można jako osuwiska nierozdrobnione z fałdami osuwiskowymi lub jako usuwiska zaczątkowe (*initial slumping* — ostatnie te struktury występują bardzo licznie zwłaszcza w odsłonięciu na Krzyżowej Górze koło Małogoszcza).

Bardzo poważna część osadów, składających się na *najniższy poziom marglisty*, uległa zaburzeniom osuwiskowym, przy czym nic nie wskazuje na to, by osuwiska te zostały wywołane przez rozmycia erozyjne. Można zatem sądzić, że w okresie tworzenia się wymienionych osadów dno morskie wykazywało wyraźne deniwelacje. Genezę omawianych osuwisk wyjaśnić można następująco. Utwory *najniższego poziomu marglistego* spoczywają na wapiennych *utworach znad wapieni kredowatych* (Kutek 1968).

Utwory te, wykształcone częściowo w postaci skośnie warstwowanych oolitów, musiały tworzyć się na nierównym dnie. Gromadzenie się osadów *najniższego poziomu marglistego* zapoczątkowane zapewne zostało obniżeniem się dna morskiego, w wyniku czego umożliwiony został dopływ zawiesiny ilastej. W konsekwencji na dnie, na którym zaznaczały się deniwelacje odziedziczone zapewne częściowo po poprzednim etapie sedymentacji, zaczęły gromadzić się osady wykształcone obecnie w postaci przeławicających się wapieni, margli i iłów marglistych. W związku z odpowiednią konfiguracją dna i wykształceniem osadów ulegały one często zaburzeniom osuwiskowym.

Miąższość *najniższego poziomu marglistego* nie przekracza zazwyczaj 10 m. Utwory tego kompleksu leżą miejscami wprost na skośnie warstwowanych oolitach, a pod Rogalowem przeławicają się z takimi oolitami. Miejscami oolity pojawiają się ponownie już kilka metrów powyżej utworów *najniższego poziomu marglistego*. Można zatem przypuszczać, że utwory tego poziomu tworzyły się na stosunkowo nieznacznych głębokościach.

Utwory *najniższego poziomu marglistego*, mające ograniczone rozprzestrzenienie geograficzne (Kutek 1968), tworzyły się na obszarze dna morskiego, na którym zapewne istniały lokalne deniwelacje. Obszar ten jednak jako całość był niewątpliwie nieco obniżony w stosunku do pobliskich płycizn, na których zachodziła sedymentacja wapienna, m.in. oolitowa. Powstanie takiego obniżenia można tłumaczyć zarówno zróżnicowaną subsydencją, albo nierównomiernym tempem sedymentacji na poszczególnych obszarach (np. w miejscach, gdzie tworzyły się oolity, sedymentacja mogła dotrzymywać kroku subsydencji). Ponieważ rozpatrywane różnice głębokości dna nie przekraczały zapewne 10 m, bardziej prawdopodobna wydaje się być druga z wymienionych alternatywnych interpretacji.

Kompleks wapieni pasiastych. W obrębie tego kompleksu osuwiska podmorskie zostały stwierdzone przez autora pod Sobkowem i Mieronicami (por. Kutek 1962a) oraz w dwóch drobnych odkrywkach w Pasmie Małogoskim. Wszystkie struktury osuwiskowe złożone były z fałdów osuwiskowych i miały charakter osuwisk nierozdrobnionych. W kamieniołomie sobkowskim znalazł A. Radwański (1960) odosobnione toczeńce osuwiskowe, są one jednak w rozpatrywanym kompleksie zjawiskiem raczej wyjątkowym. Zaburzenia osuwiskowe, obejmujące zawsze nieliczne tylko ławice, pojawiają się w ogóle w *kompleksie wapieni pasiastych* bez porównania rzadziej, aniżeli w *najniższym poziomie marglistym*.

Osuwiska podmorskie występujące w *kompleksie wapieni pasiastych* wzbudzone zostały prawdopodobnie przez działalność erozyjną prądów. Związku osuwisk z rozmyciami erozyjnymi nie udało się stwierdzić bezpośrednio w dość nielicznych odsłonięciach rozpatrywanego kompleksu

(chociaż drobne rozmycia można gdzieniegdzie zaobserwować). Uwzględnić jednak należy, że osady *kompleksu wapieni pasiastych* tworzyły się na rozległej płyciźnie, na której często zaznaczała się, z różną intensywnością działalność prądów i falowania. Można zatem uznać za prawdopodobne, że osady te ulegały miejscami dość silnej erozji. W pobliżu rozcięć erozyjnych osady ulegać mogły zaburzeniom osuwiskowym. Zaburzenia te uwarunkowane były dodatkowo predyspozycją litologiczną osadów (ich oddzielnością ławicową, a być może także obecnością przewarstwień niezlityfikowanej krzemionki — por. Kutek 1962a).

Kompleks wapieni płytkowych. Struktury osuwiskowe i pokrewne, występujące w obrębie tego kompleksu, zostały opisane przez A. Radwańskiego (1960). Wśród struktur tych wyróżnić można dwa typy. Pierwszy z nich reprezentowany jest przez nierozdrobnione osuwiska, wykształcone w postaci fałdów sedymentacyjnych i związane w widoczny sposób z rozmyciami erozyjnymi (fig. 8). Znacznie liczniej reprezentowane są struktury wykazujące analogie do osuwisk zaczątkowych (*initial slumping* — por. Książkiewicz 1958). W obrębie kompleksu wapieni płytkowych tego rodzaju struktury utworzone są z drobnoziarnistych, gruzełkowych wapieni, i występują wśród pelitowych wapieni lub margli (fig. 8). Rozpatrywane struktury tworzyły się niewątpliwie w znacznym stopniu w wyniku deformacji obciążeniowych osadu i działalności prądów prowadzącej m.in. do wyrównywania powierzchni zaburzonego osadu. Niektóre, aczkolwiek nieliczne spośród omawianych struktur mają postać niewątpliwych fałdów osuwiskowych, co dowodzi, że podczas tworzenia się tych struktur następowało także spełzywanie osadu.

Omówione powyżej struktury z wapieni płytkowych świadczą o działalności prądów, nie dowodzą natomiast istnienia wyraźnych deniwelacji dna o regionalnym charakterze.

Podsumowanie. Na badanym terenie osuwiska podmorskie występują jedynie w trzech, omówionych powyżej kompleksach litologicznych. W każdym przypadku osuwiska uwarunkowane są odpowiednią predyspozycją litologiczną osadów (przede wszystkim oddzielnością ławicową lub występowaniem przewarstwień marglistych). Tego typu osady występują jednak również w wielu kompleksach, w których nie pojawiają się osuwiska podmorskie. Za przykład mogą służyć wapienie płytowe przeławicające się z marglami i łupkowatymi iłami marglistymi. Brak osuwisk w tego rodzaju utworach może zatem świadczyć o tym, że tworzyły się one na stosunkowo wyrównanym dnie morskim, nie podlegającym intensywnej erozji.

Wszystkie omawiane osuwiska związane są z charakterystycznymi środowiskami sedymentacyjnymi. Nic natomiast nie wskazuje, aby osuwiska te tworzyły się w wyniku zmian konfiguracji dna wywołanych przez ruchy tektoniczne prowadzące do wydźwigania pewnych części basenu sedymentacyjnego.

Akcesoryczne składniki osadów węglanowych

W pracy C. Peszata (1964) przedstawione zostały szczegółowe dane dotyczące składu chemicznego i mineralogicznego różnych odmian wapieni górnojurajskich odsłoniętych na obszarze pomiędzy Tokarnią i Chmielnikiem. Ponieważ identyczne odmiany wapieni występują również w pozostałych częściach SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, wymieniona praca dostarcza zarazem informacji o składzie utworów węglanowych odsłoniętych na całym tym obszarze. Zaznaczyć wszakże należy, że w opracowaniu C. Peszata w nieznacznej tylko mierze uwzględnione zostały kimerydzkie margle i iły margliste, słabo co prawda odsłonięte, lecz silnie na rozważanym obszarze rozwinięte.

W dwóch publikacjach C. Peszata (1962, 1964) omówione zostały m.in. takie akcesoryczne składniki skał węglanowych, jak piryt, kwarc terrygeniczny, krzemionka autogeniczna i glaukonit. Składnikom tym, pojawiającym się w badanych utworach kimerydu i najwyższego oksfordu, poświęcone zatem zostaną jedynie krótkie uwagi uzupełniające.

Kwarc terrygeniczny. Na badanym terenie domieszki kwarcu terrygenicznego o frakcji aleurytowej pojawiają się stosunkowo często w kimerydzkich iłach marglistych. Obecność kwarcu stwierdzono ponadto w niektórych wapieniach gruzełkowych, występujących wśród *wapieni płytkowych*, oraz w pewnych muszlowcach egzogyrowych. Szczególnie licznie kwarc pojawia się, często wraz z glaukonitem, w drobnodetrytycznych, zaliczonych do *muszlowców stropowych*, skośnie warstwowanych muszlowcach o sparytowym spoiwie. W muszlowcach tych kwarc tworzy niekiedy kilka procent objętości skały, a wielkość jego ziarn dochodzi do 0,2—0,3 mm. Wszystkie wymienione wapienie z domieszkami kwarcu albo przeławicają się z utworami marglistymi, albo też występują ponad grubymi pokładami iłów marglistych.

Obecność kwarcu terrygenicznego w rozpatrywanych wapieniach wytłumaczyć można przynoszeniem go do zbiornika morskiego wraz z materiałem ilastym. W związku z tym na dnie morza, gdzie wytrącał się zarazem węglan wapnia, tworzył się z reguły osad marglisty. W skład tego osadu wchodzić mogły również szczątki organiczne i różnego rodzaju ziarna wapienne (np. gruzełki, ziarna agregacyjne i onkoidy). Niekiedy, w przypadku silnej turbulencji, materiał o drobnej frakcji mógł być z niektórych obszarów wymiatany. Na obszarach takich mógł natomiast gromadzić się stosunkowo gruboziarnisty osad, zawierający oprócz przeważających ułamków muszli lub różnych ziarn wapiennych także ziarna kwarcu.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że w utworach kimerydu badanego obszaru nie wykształciły się nigdzie muszlowce tak bogate w kwarc, jak

np. zlepy muszlowe w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (odsłonięte np. w Krzyżanowicach pod Iłżą).

Krzemienie i zjawiska sylifikacji. W obrębie badanych utworów krzemienie występują tylko w dwóch kompleksach litologicznych, a mianowicie w *najniższym poziomie marglistym* i *kompleksie wapieni pasiastych*. Krzemienie z tego ostatniego kompleksu były przedmiotem osobnej pracy autora (Kutek 1962a). W krzemieniach tych, które w wielu miejscach uległy deformacji w obrębie osuwisk podmorskich, rozpoznać można skrzemieniałe ooidy i szczątki organiczne, a także charakterystyczne dla wapieni pasiastych warstwowanie smużyste. Na podstawie powyższych faktów rozpatrywane krzemienie można uznać za diagenetyczne (prawie syngenetyczne).

W *najniższym poziomie marglistym* krzemienie występują w obrębie drobnoziarnistych wapieni gruzełkowych, przeławicających się z mikrytowymi wapieniami i marglami. Krzemienie te, które nie zawsze są ostro odgraniczone od otaczającego wapienia i zawierają miejscami relikty substancji węglanowej, można nazwać czertami. Uznać je należy za diagenetyczne, gdyż nie wykazują jakiegokolwiek związku ze spękaniami wapieni.

W innych kompleksach litologicznych badanego terenu krzemienie nie występują. Dość często pojawiają się natomiast szczątki organiczne impregnowane autogeniczną krzemionką, wykształconą na ogół w postaci chalcedonu. Sylifikacji ulegały najczęściej fragmenty szkarłupni i muszle ostryg. Sylifikację innych szczątków organicznych, a także ziarn agregacyjnych i spoiwa wapieni, stwierdzono jedynie w kilku odosobnionych przypadkach. Zsylifikowane muszle małżów z rodziny Ostreidae pojawiają się najczęściej w muszlowcach alektrioniowych i egzogyrowych (pl. VIII, fig. 4). Sylifikację szczątków organicznych stwierdzić można jednak również w wielu innych kompleksach litologicznych, m.in. w *kompleksie wapieni kredowatych*.

Dokładne określenie wieku sylifikacji odosobnionych szczątków organicznych jest zazwyczaj niemożliwe (por. Wilson 1966). Ponieważ jednak objawy takiej sylifikacji można stwierdzić w okazach wapieni pobranych z dala od strefy wietrzenia w różnych kompleksach kimerydu i najwyższego oksfordu, nie ulega wątpliwości, że sylifikacja ta nie wiąże się z procesami wietrzenia, które zachodziły na badanym terenie podczas dolnej kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu.

Glaukonit. Na badanym terenie glaukonit pojawia się w postaci ziarn lub impregnacji szczątków organicznych przede wszystkim w obrębie kompleksów muszlowcowych (sporadycznie w *muszlowcach staniewickich, skorkowskich* i *brzeskich*, a stosunkowo często w *muszlowcach stropowych*). Ponadto stwierdzono obecność glaukonitu w niektórych oolitach występujących w *kompleksie oolitowo-płytowym* i wśród *wapieni płytkowych*.

Szczegółowe rozpatrzenie problematyki glaukonitu występującego w badanych utworach wymagałoby podjęcia badań mineralogicznych. Wskazać jednak można, że glaukonit pojawia się tutaj m.in. w skośnie warstwowanych oolitach i muszlowcach, a więc w utworach, które niewątpliwie powstawały w bardzo płytkim morzu. Spośród takich utworów przynajmniej osady oolitowe nie tworzyły się w wodach chłodnych. Dopuszczając nawet możliwość, iż występujący w tych utworach glaukonit mógł ulegać redepozycji, a osad mógł być w obrębie płycizn morskich przemieszczany z nieco głębszych na nieco płytsze obszary dna morskiego (por. Ball 1967), to należy jednak stwierdzić, że fakt obecności glaukonitu w rozważanych osadach nie dostarcza żadnych dowodów pogłębienia morza lub ochłodzenia klimatu. W morzach współczesnych glaukonit tworzy się na rozmaitych głębokościach i w różnych strefach klimatycznych (Cloud 1955), a m.in. na płyciznach mórz tropikalnych (van Andel 1954).

Na badanym terenie glaukonit stwierdzono jedynie w kompleksach i utworach przeławicających się z utworami marglistymi. Prawidłowość ta jest zrozumiała w świetle poglądu, iż tworzenie się glaukonitu jest uwarunkowane dopływem materiału terrygenicznego (Cloud 1955).

PALEOGEOGRAFIA

Zagadnienie subsydencji

Wielkość subsydencji. W poprzednich rozdziałach omówione zostały warunki batymetryczne, w jakich tworzyły się osady kimerydu i najwyższego oksfordu SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W oparciu o te rozważania rozpatrzyć można zagadnienie subsydencji, która umożliwiła powstanie osadów osiągających łącznie około 500 m miąższości (por. Kutek 1968).

Wszystkie rozważane osady tworzyły się w stosunkowo płytkim morzu, przy czym najstarsze i najmłodsze spośród nich, a mianowicie osady *kompleksu wapieni kredowatych* i *muszlowce stropowe*, powstawały bardzo blisko zwierciadła morza. Można zatem stwierdzić, że tworzenie się badanych osadów kimerydu i najwyższego oksfordu uwarunkowane było subsydencją, której wielkość odpowiada dość ściśle łącznej miąższości tych osadów.

Należy dodać, że występujące w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utwory górnego keloweju tworzyły się także blisko zwierciadła morza. Świadczy o tym obecność stromatolitów, warstw bulastych i luk sedymentacyjnych (nie opublikowane wyniki badań mgr M. Siemiątkowskiej; znaczenie paleogeograficzne stromatolitów jurajskich omówione zostało ostatnio przez Szulczewskiego, 1968). W podobnych warunkach batymetrycznych powstawały, jak już wspomniano, występujące bezpo-

średnio pod utworami środkowej kredy kimerydzkie *muszlowce stropowe*. Powyższe fakty wskazują, że wielkość górnojurajskiej subsydencji co najmniej dorównywała łącznej, dochodzącej do 1100 m (patrz niżej), miąższości utworów oksfordu i kimerydu, występujących na omawianym terenie pomiędzy utworami keloweju i środkowej kredy. Uwzględniając ponadto, że przed albem lub cenomanem niewątpliwie uległy tutaj erozji utwory górnego kimerydu, a zapewne także wołgu, o dość znacznej miąższości, można sądzić, że górnojurajska subsydencja na rozważanym obszarze wielkość 1100 m z pewnością przekraczała.

Zagadnienie geograficznego zróżnicowania subsydencji. Analiza utworów kimerydu i najwyższego oksfordu SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wskazuje, że podczas tworzenia się tych utworów subsydencja przebiegała stosunkowo równomiernie na całym obszarze. Niemniej jednak ewentualności pewnego zróżnicowania geograficznego subsydencji nie można wykluczyć. Jednoznaczne rozstrzygnięcie rozpatrywanego problemu nie jest jednak możliwe ze względu na trudności, związane z wydzielaniem wśród badanych utworów ściśle równowiekowych kompleksów litologicznych na znacznych przestrzeniach. Trudności te wynikają ze skąpości fauny amonitowej i znacznej zmienności facjalnej osadów. Ścisłe porównywanie miąższości odpowiednich kompleksów utrudnione jest ponadto przez błędy pomiarowe (por. Kutek 1968). Uwzględnić należy także fakt, że badane osady powstawały w płytkim morzu, w którym z czysto sedymentacyjnych przyczyn tworzyć się mogły deniwelacje dna (związane np. z grzbietami oolitowymi). W przypadkach takich, nawet przy równomiernej subsydencji, na różnych obszarach dna mogły odkładać się w tym samym czasie osady o różnej miąższości.

Skąpość odpowiednich danych nie pozwala także na szczegółowe rozpatrzenie rozważanego problemu w oparciu o analizę całkowitych miąższości utworów górnojurajskich badanego terenu. Na podstawie pomiarów szerokości wychodni można stosunkowo dokładnie wyznaczyć miąższość utworów górnej jury jedynie na obszarze pomiędzy Wolicą a Sobkowem i Sokołowem, gdzie utwory oksfordu i kimerydu wykazują dość stałe upady. Całkowita miąższość tych utworów wynosi tu prawie dokładnie 1000 m. Ponieważ w kierunku Górek i Wymysłowa pojawiają się pod kredą młodsze ogniwa kimerydu o miąższości około 100 m (Kutek 1968, tabl. II), można przyjąć, że w pobliżu tych miejscowości miąższość górnej jury wynosi około 1100 m. W pozostałych częściach wychodni SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a także wypiętrzenia Radomska, pomierzenie miąższości górnej jury z wystarczającą dokładnością nie jest możliwe bądź to z powodu dość silnych zaburzeń tektonicznych utworów oksfordu, bądź to ze względu na przykrycie kontaktu utworów oksfordu i keloweju osadami czwartorzędu.

Spośród trzech głębokich wierceń, wykonanych w obrębie wychodni badanego terenu, wiercenie w Bożej Woli nie pozwala na ścisłe ustalenie miąższości górnej jury, gdyż przebiło ono utwory mezozoiczne silnie zaburzone (Jurkiewicz 1965). Biorąc natomiast pod uwagę przedstawione przez A. Tokarskiego (1958) dane z wierceń „Granice" i „Rzejowice" oraz uwzględniając uwagi wypowiedziane w sprawie tych wierceń w pierwszej części niniejszej pracy (Kutek 1968), można stwierdzić, że

całkowita miąższość utworów górnej jury w antyklinie Chełma jest rzędu 925 m. W antyklinie tej kreda środkowa spoczywa na nieco starszych ogniwach kimerydu, aniżeli w okolicach Sobkowa i Sokołowa (Kutek 1968). Można zatem sądzić, że na wymienionych obszarach miąższości równowiekowych utworów górnojurajskich nie wykazują istotnych różnic.

Reasumując dotychczasowe rozważania stwierdzić można, iż żadne dane nie wskazują na jaskrawe różnice regionalne w przebiegu górnojurajskiej subsydencji w strefie badanych wychodni górnej jury.

Obszerniejsze omówienie regionalnego zróżnicowania subsydencji górnojurajskiej wymagałoby wprowadzenia szczegółowej analizy materiałów z wierceń, wykonanych w obrębie synklinorium miechowskiego, co wykraczałoby już poza zakres niniejszej pracy. Zaznaczyć jednak należy, że z opublikowanych dotychczas danych (Dembowska 1964, Karnkowski & Ołtuszyk 1968; oraz zestawiona w tych pracach literatura) można wysnuć wniosek, iż w obrębie synklinorium miechowskiego miąższości jednostek chronostratygraficznych górnej jury nie zmniejszają się w kierunku Gór Świętokrzyskich. W szczególności z danych, przedstawionych przez H. Jurkiewicza, Z. Kowalczewskiego i A. Wierzbowskiego (1969), wynika, iż izochroniczne utwory górnojurajskie Pasma Małogoskiego oraz przyległej części synklinorium miechowskiego wykazują stosunkowo stałe miąższości.

Problem ruchów wznoszących. Sedymentacja utworów kimerydu i najwyższego oksfordu SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich odbywała się niewątpliwie w warunkach silnej subsydencji, natomiast nic nie wskazuje, aby w okresie tworzenia się tych osadów zachodziły na rozważanym terenie ruchy wznoszące. Rozpatrywane osady powstawały w płytkim, a często w skrajnie płytkim morzu, tak że ruchy wznoszące o niezbyt znacznej nawet amplitudzie musiałyby prowadzić do wynurzeń. W wyniku takich wynurzeń musiałyby się w konsekwencji wytworzyć odpowiednie facje (np. międzypływowe), struktury abrazyjne, a nawet niezgodności strukturalne. Żadnych takich zjawisk nie zaobserwowano w badanych utworach.

W utworach najniższego kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znajdowane były sporadycznie szczątki roślin lądowych. Liście sagowca *Zamites gigas* Hutton & Lindley napotkane zostały w okolicach Sulejowa (Premik & Zabłocki 1926, Barczyk 1961). Dobrze zachowany liść zamita, pochodzący z kamieniołomu na Krzyżowej Górze pod Małogoszczem, z *utworów znad wapieni kredowatych*, przekazany został autorowi przez p. Michała Zborowskiego, b. kierownika szkoły w Małogoszczu. Wymienione szczątki roślin nie dostarczają jednak dowodu ruchów wznoszących. Uwzględnić tu trzeba, że liście sagowców mogły ulec dość dalekiemu transportowi, a także fakt, że w obrębie płycizn morskich tworzyć się mogą, bez udziału ruchów wznoszących podłoża lub eustatycznych zmian poziomu morza, efemeryczne wyspy, na których rozwijać się może roślinność lądowa (por. Ball 1967).

Problem cyklotemów i zmienności subsydencji w czasie. W badanych utworach kimerydu i najwyższego oksfordu nie można wydzielić

cyklotemów, czyli kolejnych kompleksów, w obrębie których osady wykazywałyby analogiczne następstwo litologiczne (por. Kutek 1968, tabl. II oraz fig. 3 i 11). Sedymentacja, w wyniku której powstały wymienione utwory, nie przebiegała zatem w sposób cykliczny. W innym rozdziale uzasadniony zostanie pogląd, że rozważane utwory stanowią część jednego wielkiego cyklotemu, obejmującego wszystkie utwory górnojurajskie środkowej Polski. W innym też miejscu zostanie omówione zagadnienie rytmiki sedymentacyjnej, przejawiającej się alternacją utworów wapiennych i marglistych.

Fakt, iż w omawianych utworach kimerydu i najwyższego oksfordu nie wykształciły się cyklotemy, potwierdza w pierwszym rzędzie pogląd, że w okresie tworzenia się tych utworów nie zaznaczały się ruchy wznoszące podłoża, a także eustatyczne wahania poziomu morza. Z faktu tego wynika ponadto, że zachodząca wówczas subsydencja nie przebiegała w sposób zdecydowanie nierównomierny.

Wszystkie rozpatrywane osady tworzyły się w stosunkowo płytkim morzu, niektóre z nich jednak na nieco mniejszych, a inne znów na nieco większych głębokościach. W ostatecznym efekcie sedymentacja dotrzymywała wprawdzie kroku subsydencji, o czym świadczy fakt, że najstarsze i najmłodsze z rozpatrywanych osadów, a mianowicie osady *kompleksu wapieni kredowatych* i *muszlowce stropowe*, powstały na bardzo niewielkich głębokościach. Niemniej jednak w pewnych okresach czasu obniżanie się dna morskiego w wyniku ruchów subsydencyjnych następowało szybciej lub wolniej aniżeli odkładanie się osadów, w wyniku czego morze ulegało pogłębianiu lub spłycaniu. Ze stwierdzenia tego w sposób bezpośredni wynika jedynie dość banalny wniosek, że albo subsydencja, albo sedymentacja, albo też oba te procesy przebiegały w nierównomiernym tempie. Z faktu jednak, że w omawianych osadach nie dają się wyodrębnić cyklotemy, można ponadto wnosić, że podczas odkładania się tych osadów nie powtarzały się szybkie ruchy subsydencyjne o znacznych amplitudach, które nie byłyby kompensowane przez przyrost osadów, i po których następowałyby okresy zastoju subsydencji. Gdyby amplituda takich ruchów była rzędu 10—20 m, to dno morskie ulegałoby obniżeniu do takich głębokości, na których nie mogłaby się tworzyć znaczna część omawianych osadów (np. osady *kompleksu wapieni kredowatych*, oolity, makroonkolity i wapienie płytkowe). W okresach zastoju subsydencji sedymentacja musiałaby z kolei prowadzić do narastania coraz to bardziej płytkowodnych osadów. Powtarzające się, szybkie ruchy subsydencyjne o dużych amplitudach musiałyby przeto znaleźć swe odbicie w cyklotemach.

Występujące na badanym terenie kompleksy oolitowe, osiągające do 30 m miąższości, złożone są z osadów, które tworzyły się na głębokościach rzędu kilku metrów. Można stąd wnosić, że w okresie gromadzenia

się tych osadów sedymentacja dość ściśle dotrzymywała kroku subsydencji.

Z powyższych rozważań nie wynika jednak, aby subsydencja przebiegała na badanym obszarze zawsze w sposób ciągły i ściśle jednostajny. W bardzo płytkich morzach przebieg sedymentacji węglanowej uzależniony jest nie tylko od warunków batymetrycznych (które zresztą także nie są kontrolowane wyłącznie przez przebieg subsydencji), lecz również od wielu innych, zmiennych czynników (por. Shaw 1964). W związku z tym pod wpływem niejednostajnych ruchów subsydencyjnych, nie prowadzących do gwałtownego pogłębienia morza, nie muszą wykształcić się w płytkowodnych osadach węglanowych cyklotemy. Ponieważ jednak przebieg sedymentacji nie jest kontrolowany wyłącznie przez takie ruchy, ścisła analiza ich przebiegu jest w wielu przypadkach niemożliwa.

Jest prawdopodobne, że na badanym terenie sedymentacja osadów niektórych kompleksów litologicznych poprzedzona została dość raptownym subsydencyjnym obniżeniem dna morskiego o kilka metrów. Tego rodzaju nieznaczne pogłębienie morza mogło np. umożliwić dopływ zawiesiny ilastej na obszar tworzenia się osadów *najniższego poziomu marglistego*, lub rozpoczęcie sedymentacji oolitowej na obszarze antykliny Chełma, gdzie uprzednio, w warunkach zbliżonych do lagunowych, tworzyły się wapienie płytkowe. Nie jest to jednak jedyna dopuszczalna interpretacja, albowiem identyczne zmiany w przebiegu sedymentacji na płyciznach wywoływane być mogą zarówno przez subsydencyjne obniżenie dna, jak i przez inne przyczyny, jak np. przez rozmycie barier, zmianę układu prądów lub wiatrów itp.

Zagadnienie twardych den. Występujące w badanych utworach twarde dna opisane zostały przez J. Kutka i A. Radwańskiego (1967), E. Roniewicz i P. Roniewicza (1968) i najobszerniej przez J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968). W związku z tym poniżej rozpatrzony zostanie jedynie problem ewentualnego związku tych struktur z przebiegiem subsydencji. Pogląd, że niektóre rozważane twarde dna powstały w okresach maksymalnych spłyceń morza w następstwie zwolnienia tempa subsydencji, wysunięty został przez J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968). Zaznaczyć trzeba, że związek twardych den z zastojem subsydencji lub ruchami eustatycznymi morza daje się wykazać w niektórych formacjach geologicznych, a m.in. w liasie zachodniej Europy, gdzie dna takie rozwinięte są często w stropie najbardziej płytkowodnych członów jurajskich cyklotemów (Klüpfel 1917, Hallam 1964).

Na obszarze pomiędzy Olesznem i Chmielnikiem stwierdzonych zostało w rozważanych utworach przez J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968) jedenaście twardych den, najstarsze z nich w obrębie *kompleksu wapieni kredowatych*, najmłodsze zaś w spągu *muszlowców staniewickich* i *skorkowskich*. W regionie przedborskim autor stwierdził twarde dna w spągu *muszlowców skorkowskich* oraz w obrębie *wapieni*

płytkowych i *kompleksu oolitowo-płytowego*, a w antyklinie Chełma — w spągu muszlowców alektrioniowych, wchodzących w skład *kompleksu alektrioniowo-oolitowego*. Omawiane twarde dna porośnięte są przez ostrygi i serpule oraz pocięte przez skałotocze, głównie małże.

Rozpatrywane twarde dna wskazują niewątpliwie na nieciągły przebieg sedymentacji, z następujących powodów jednak nie dostarczają one bezspornych dowodów zwolnienia lub zastoju subsydencji.

1. W obrębie badanych utworów występowanie ostryg, serpul i małżów drążących nie jest związane wyłącznie z twardymi dnami. Serpule i ostrygi pojawiają się w wielu kompleksach litologicznych, przy czym w niektórych z nich ostrygi mają skałotwórcze znaczenie. Korale, solenopory, onkoidy lub muszle małżów *Trichites*, gęsto pocięte przez małże drążące, występują licznie w różnych kompleksach litologicznych, poczynając od *kompleksu wapieni kredowatych* aż po *muszlowce skorkowskie* i *staniewickie*. Należy także uwzględnić, że we współczesnych morzach małże drążące występują masowo wprawdzie w strefach litoralnych i w obrębie płycizn, lecz pojawiają się także na głębokościach kilkudziesięciu metrów (Newell, Imbrie, Purdy & Thurber 1959; Davitašvili & Merklin 1966; Mc Alester & Rhoads 1967; patrz także literatura cytowana *in:* Radwański 1969). Ponieważ wszystkie rozpatrywane utwory jurajskie tworzyły się na głębokościach nie przewyższających kilkadziesiąt metrów i bardzo często zawierają małże drążące, sam fakt pojawiania się takich małżów w tych utworach nie może być dowodem wielokrotnych, maksymalnych spłyceń morza.

2. Żadne dane nie wskazują na to, aby rozważane twarde dna mogły się tworzyć jedynie w okresach maksymalnego spłycenia morza. Szybka lityfikacja osadu wapiennego, prowadząca do tworzenia się twardych den, obserwowana była wielokrotnie we współczesnych morzach na głębokościach od 100 do 3500 m (Fischer & Garrison 1967). Rozważane twarde dna z obrzeżenia świętokrzyskiego związane są z przerwami w sedymentacji, a w niektórych przypadkach z nieznaczną erozją (por. Kutek & Radwański 1967, Kaźmierczak & Pszczółkowski 1968). Przyczyn, które spowodowały zahamowanie sedymentacji, nie można ustalić w sposób jednoznaczny. W grę mogły wchodzić np. zmiany temperatury, chemizmu lub cyrkulacji wody morskiej, zmiany układu wiatrów i prądów, zmiany konfiguracji dna itp. Nie ulega jednak wątpliwości, że tego rodzaju przyczyny mogą prowadzić do zahamowania sedymentacji nie tylko w przypadku skrajnego spłycenia morza.

3. W rozważanych utworach jurajskich nie wyodrębniają się cyklotemy. W związku z tym, jak już uprzednio zaznaczono, nie można wiązać w sposób jednoznaczny genezy poszczególnych osadów i struktur z przebiegiem ruchów subsydencyjnych.

4. Rozpatrywane twarde dna występują wśród osadów o różnorodnym wykształceniu litofacjalnym (np. pomiędzy oolitami, onkolitami, muszlowcami oraz wapieniami płytowymi i płytkowymi). Na tej podstawie można przypuszczać, że poszczególne twarde dna nie tworzyły się w identycznych warunkach batymetrycznych. Dodać trzeba, że niewątpliwie na mniejszych głębokościach, aniżeli wiele spośród wymienionych osadów, tworzyły się skośnie warstwowane oolity, w obrębie których twardych den nie stwierdzono.

5. Związek z subsydencją mogłyby wykazywać jedynie twarde dna, rozwinięte na znacznych przestrzeniach. Najbardziej rozległą granicą litologiczną, z którą związane są twarde dna, jest dolna granica grabów i muszlowców alektrioniowych. Utwory te tworzą jeden ciągły poziom litologiczny, który można prześledzić na przestrzeni około 100 km w obrębie *muszlowców staniewickich, muszlowców skorkowskich*

i *kompleksu alektrioniowo-oolitowego* (por. Kutek 1968, tabl. II oraz fig. 3 i 11). Dolna granica wymienionego poziomu litologicznego jest jednak wyraźnie heterochroniczna; w pewnej części badanego obszaru biegnie ona w obrębie poziomu Ataxioceras hypselocyclum, w pozostałej zaś części w obrębie poziomu Katroliceras divisum (por. Kutek 1968). Można uznać za rzecz pewną, że taka granica litologiczna nie mogła wykształcić się w wyniku jednorazowego zahamowania subsydencji.

6. Przez dotychczasowych autorów, zajmujących się rozpatrywanym zagadnieniem, jako twarde dna określane były tylko powierzchnie osadu, pocięte przez skałotocze. Jest jednak wielce prawdopodobne, że wśród badanych utworów występuje wiele innych „twardych den", które ze względu na to, że nie były drążone przez skałotocze, nie dostarczają obecnie dowodów szybkiej lityfikacji osadu. Uwzględnić tu trzeba, że ostre granice ławic, a tym bardziej kompleksów litologicznych, w bardzo wielu przypadkach zawdzięczają swe powstanie zwolnieniu lub zastojowi sedymentacji, albo też erozji (Lombard 1956). O tym, że niektóre z badanych osadów jurajskich ulegały stosunkowo często szybkiej, mniej lub bardziej zaawansowanej konsolidacji, świadczą bezpośrednio intraklasty, pojawiające się dość często w niektórych kompleksach litologicznych, zwłaszcza oolitowych. Jest zatem prawdopodobne, że w okresie tworzenia się rozpatrywanych osadów przerwy w sedymentacji prowadzące do lityfikacji spoczywającego na dnie osadu następowały stosunkowo często, i że te tylko spośród licznych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych, które były drążone przez skałotocze, zostały dotychczas rozpoznane jako „twarde dna".

7. Należy poza tym nadmienić, że z faktu, iż jakieś osady spoczywały stosunkowo długo na dnie morskim w pobliżu zwierciadła wody, nie wynika, że subsydencja w pewnym okresie czasu uległa zwolnieniu lub zahamowaniu. Świadczy o tym następujące rozważanie. Okres trwania górnej jury oceniany jest ostatnio na około 20 milionów lat. Badane utwory z regionu świętokrzyskiego, obejmujące najwyższy oksford i większą część kimerydu, stanowią pod względem biostratygraficznym mniej więcej jedną czwartą część górnej jury. Można zatem założyć, że utwory te powstawały w okresie około 5 milionów lat. Uprzednio już wspomniano, że wielkość subsydencji, zachodzącej podczas tworzenia się tych utworów, wynosiła około 500 m. Można stąd wnosić, że jeśli w omawianym okresie subsydencja przebiegała ściśle równomiernie, to w okresie tysiąca lat zachodziłyby ruchy subsydencyjne o amplitudzie rzędu 10 cm. Sybsydencyjne obniżenie dna o 10 cm nie wywołałoby oczywiście żadnych istotnych zmian środowiska sedymentacyjnego. Z drugiej znów strony trzeba uwzględnić, że tempo sedymentacji, zachodzącej w płytkim morzu, może być bardzo szybkie. Podczas jednego sztormu osad wapienny o miąższości kilku metrów może być usypany aż po poziom morza, a nawet powyżej niego (Ball 1967). Efekty jednego takiego aktu sedymentacyjnego zostałyby zrównoważone przez równomiernie zachodzącą subsydencję dopiero po okresie rzędu kilkudziesięciu tysięcy lat.

Niektóre z podanych powyżej liczb nie muszą oczywiście dokładnie odpowiadać rzeczywistości, wskazują one jednak na to, że w przeciwieństwie do czynników egzogenicznych jednostajne ruchy subsydencyjne nie mogły prowadzić do szybkiej zmiany środowiska sedymentacyjnego. Można zatem przypuszczać, że w okresach czasu dostatecznie długich, aby mogła nastąpić lityfikacja osadu dennego, równomierne ruchy subsydencyjne mogły nie wywoływać żadnej istotnej modyfikacji warunków sedymentacji.

Powyższe rozważania wskazują, że rozpatrywane twarde dna nie dostarczają żadnych bezspornych dowodów nierównomiernego przebiegu procesów subsydencyjnych (z czego oczywiście nie wynika, że ruchy te

przebiegały w sposób ściśle jednostajny). Z drugiej strony należy podkreślić, że tworzenie się twardych den, podobnie jak i rozwój poszczególnych litofacji, zachodzi w obrębie środowisk sedymentacyjnych, których rozprzestrzenienie jest zawsze mniej lub bardziej ograniczone. W związku z tym twarde dna nie mogą dostarczać podstaw do przeprowadzania korelacji stratygraficznych pomiędzy odległymi profilami. Do analogicznego wniosku prowadzi wskazana powyżej obserwacja, iż twarde dna mogą być związane z heterochronicznymi granicami litologicznymi.

Większe znaczenie batymetryczne, aniżeli małże drążące, mają być może występujące w badanych osadach mułotocze (por. Kaźmierczak & Pszczółkowski 1968). Mułotocze te, pojawiające się w rozważanych osadach nie tylko w sąsiedztwie twardych den, wskazują ogólnie na płytkomorski charakter osadów (por. Farrow 1966). Uzyskanie dokładniejszych wniosków batymetrycznych z dostępnych dotychczas danych nie jest możliwe. Opisane z rozpatrywanych osadów kanały mułotoczy występują w kompleksach litologicznych o różnorodnym wykształceniu litofacjalnym. Można stąd wnosić, że kanały te tworzyć się mogły w osadach składanych w obrębie rozmaitych środowisk sedymentacyjnych i zapewne w różnych warunkach batymetrycznych.

Zagadnienie sedymentacji marglistej

Występujące na badanym terenie utwory margliste zostały już uprzednio scharakteryzowane pod względem litologicznym. Poniżej zostaną rozpatrzone jedynie ogólne problemy paleogeograficzne związane z sedymentacją osadów marglistych.

Margliste kompleksy i poziomy litologiczne. Utwory margliste rozwinięte są najsilniej w północno-zachodniej części badanego terenu, a zwłaszcza w antyklinie Smotryszowa (Kutek 1968). Z trzech rozległych kompleksów marglistych, odsłoniętych na tym terenie, iły spod *wapieni płytkowych* ulegają w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stopniowemu zanikowi ku SE, a *iły stropowe* zastępowane są w tym kierunku coraz bardziej przez utwory wapienne (por. Kutek 1968, tabl. II). Szczególnie silnie rozwinięte są utwory margliste w obrębie górnego oksfordu i dolnego kimerydu Wyżyny Wieluńskiej i północnych partii Niżu Polskiego (Dembowska & Niemczycka 1962, Dembowska 1964, Wierzbowski 1966). Powyższe fakty wskazują, że materiał ilasty dopływał na badany obszar nie z obszaru trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, lecz z kierunków zachodnich lub północnych.

Na badanym terenie utwory margliste są nader słabo rozwinięte w obrębie najwyższego oksfordu i najniższego kimerydu, znacznie silniej natomiast w obrębie wyższych partii kimerydu. Intensyfikacji sedymentacji marglistej, która zaznaczyła się na tym terenie z końcem dolnego, a zwłaszcza w górnym kimerydzie, nie należy tłumaczyć zmianami kli-

matu. Takiemu przypuszczeniu przeczy fakt, że na niezbyt odległych obszarach Niżu Polskiego utwory margliste rozwinięte są silnie już w górnym oksfordzie i dolnym kimerydzie (Dembowska & Niemczycka 1962). Zasięg regionalny sedymentacji marglistej musiał być przeto uzależniony w pierwszym rzędzie od konfiguracji basenu sedymentacyjnego i panujących w nim stosunków hydrodynamicznych. Czynniki te umożliwiały dopływ materiału ilastego na mniej lub bardziej rozległe obszary dna morskiego.

Występujące na badanym terenie kompleksy i poziomy margliste mogą być w pewnym stopniu wykorzystywane do korelacji litostratygraficznych. Przy próbach identyfikacji poziomów marglistych z odległych profilów trzeba jednak zachować znaczną ostrożność, albowiem niektóre kompleksy i mniejsze pokłady margliste ulegają dość szybkiemu zanikowi i przechodzą lateralnie w utwory wapienne powstałe w warunkach silnej turbulencji. Przypadek taki zachodzi m.in. pod Rogalowem i Oleszn em, gdzie utwory *najniższego poziomu marglistego* przechodzą obocznie w częściowo oolitowe utwory wapienne, na mniejszą zaś skalę np. w Przedborzu (por. Kutek 1968, fig. 12).

Alternacja utworów wapiennych i marglistych. Na badanym terenie we wszystkich kompleksach litologicznych, w których występują choćby w nieznacznych ilościach utwory margliste, stwierdzić można alternację cienkich przewarstwień wapiennych i marglistych. Rozpatrywany typ alternacji wykazują najczęściej pelitowe wapienie, margle i iły margliste, przejawia się ona jednak również w grabach, muszlowcach i onkolitach. Miąższość poszczególnych przewarstwień waha się od ułamka milimetra do kilku metrów.

Rytmika sedymentacji, przejawiająca się w alternacji wapieni i margli, wywołana być może przez różnorodne czynniki regulujące szybkość wytrącania węglanu wapnia lub dopływu materiału ilastego. Niektóre z tych czynników przejawiają się w samym basenie sedymentacyjnym, inne zaś na przyległych obszarach lądowych, z których znoszony jest materiał ilasty. W związku z tym analiza poszczególnych formacji geologicznych pozwala zazwyczaj jedynie na eliminację niektórych z rozpatrywanych czynników. W przypadku omawianych utworów jurajskich zaznaczająca się w nich alternacja cienkich przewarstwień wapiennych i marglistych z pewnością nie jest spowodowana przez oscylacyjne ruchy tektoniczne. Jest w ogóle wątpliwe, czy ruchy takie spowodować mogą rozważanego typu alternację (Brückner 1953, Schwarzacher 1964), szczególnie zaś trudno byłoby wytłumaczyć oscylacjami tektonicznymi genezę warstewek wapiennych lub marglistych o grubości kilku milimetrów. Uwzględnić ponadto należy, że w przypadku przeławicania się marglistych i wapnistych grabów, muszlowców i onkolitów identyczne organizmy lub onkoidy występują zarówno w marglistych, jak i wapnistych

utworach. Przeławicające się utwory margliste i wapniste tworzyły się zatem w takich samych warunkach batymetrycznych.

Bardziej wszechstronne rozpatrzenie omawianego problemu byłoby możliwe w przypadku przeprowadzenia drobiazgowych korelacji pomiędzy utworami wapiennymi i marglistymi z licznych profilów oraz wykonania analiz chemicznych. Ponieważ na badanym terenie utwory margliste są słabo odsłonięte, odpowiednie badania musiałyby być oparte na materiałach z rdzeniowanych otworów wiertniczych.

Porównania ze starszymi i młodszymi utworami górnej jury

Bezpośrednim przedmiotem niniejszej pracy są wyłącznie utwory kimerydu i najwyższego oksfordu, odsłonięte w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i wypiętrzeniu Radomska. Chcąc jednak scharakteryzować te utwory na tle rozwoju górnojurajskiego basenu sedymentacyjnego, trzeba pokrótce omówić starsze i młodsze utwory górno-jurajskie rozpatrywanego regionu.

Utwory dolnego, środkowego i niższej części górnego oksfordu. Występujące w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utwory tego wieku zaliczane były dotychczas do oksfordu i rauraku. Utwory te zostały niedawno opracowane pod względem litologicznym przez C. Peszata (1964), który wykazał, że tworzyły się one w otwartym i nie skrajnie płytkim morzu, z dala od jego brzegów. Uzupełniając rozważania tego autora o dodatkowe argumenty, w następujący sposób można uzasadnić pogląd, że rozważane utwory tworzyły się z reguły na większych głębokościach, aniżeli występujące w tym samym regionie utwory najwyższego oksfordu i dolnego kimerydu.

Rozpatrywane utwory niższych partii oksfordu wykształcone są w postaci warstwowanych pelitowych i ziarnistych wapieni oraz wapieni skalistych (por. Peszat 1964); w podrzędnych ilościach występują ponadto margle. Wymienione utwory nie dostarczają wskaźników batymetrycznych, które by świadczyły o ich powstaniu w bardzo płytkim morzu. W szczególności w utworach tych nie stwierdzono wapieni oolitowych, wapieni pizo- i makroonkolitowych oraz warstwowania skośnego. Nadmienić tu można, nie rozwijając szerzej zagadnienia, że niektóre ziarna wapienne, występujące w wapieniach skalistych i tzw. „wapieniach plamkowych" (por. Peszat 1964), są prawdopodobnie tzw. tuberolitami, czyli zwapniałymi fragmentami miękkich części gąbek (por. Fritz 1958). Należy także zaznaczyć, że jako „wapienie detrytyczne" wyróżniane były dotychczas często ziarniste wapienie oksfordzkie, złożone nie z intraklastów, lecz z ziarn agregacyjnych lub gruzełków niedetrytycznego pochodzenia. W przeciwieństwie do intraklastów, tuberolity, ziarna agregacyjne i gruzełki tworzyć się mogą w wodach o słabej turbulencji.

Na względnie duże głębokości morza, a przynajmniej na znaczne deniwelacje dna morskiego, wskazują występujące na badanym terenie wapienie skaliste. Zbliżony pogląd w stosunku do wapieni skalistych Wyżyny Krakowskiej wyrażony został w pracy S. Dżułyńskiego (1952). Przedmiotem licznych badań stały się analogiczne wapienie górnej jury na obszarze południowych Niemiec. Badania te pozwoliły wykazać, że w okresie tworzenia się takich wapieni deniwelacje dna przekraczały niekiedy 50 m, a być może nawet 100 m (Hölder 1964). Wymienione liczby wskazują zarazem na minimalną głębokość pewnych obszarów morza. Tak znaczne deniwelacje dna umożliwiały m.in. tworzenie się turbidytów wapiennych (Gwinner 1962). Nadmienić tu można, że analogiczne turbidyty stwierdzone zostały ostatnio przez R. Marcinowskiego, magistranta Instytutu Geologii Podstawowej UW, w Jaskrowie pod Częstochową wśród wapieni płytowych przechodzących obocznie w wapienie skaliste.

W okresie powstawania wapieni skalistych pewne obszary dna morskiego mogły oczywiście znajdować się blisko powierzchni morza. Na możliwość taką wskazują ooidy, trafiające się niekiedy w wapieniach skalistych (Dżułyński 1952, Peszat 1964). Uwzględnić jednak należy, że wiele drobnych ziarn o koncentrycznej budowie, wyróżnianych w dotychczasowej literaturze geologicznej jako ooidy, może być w istocie mikroonkoidami (por. Radwański 1968).

Dość istotne znaczenie batymetryczne ma zespół organizmów, występujących w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w utworach niższych partii oksfordu. W utworach tych występują licznie gąbki i brachiopody, a miejscami także amonity, reprezentujące m.in. nadrodzinę Haploceratáceae; małże pojawiają się w niezbyt znacznych ilościach. Tego rodzaju górnojurajski zespół faunistyczny wskazuje na głębokość morza rzędu kilkudziesięciu metrów (Ziegler 1967).

Powyższe rozważania prowadzą do wniosku, że omawiane utwory nie tworzyły się z reguły w skrajnie płytkim morzu, lecz prawdopodobnie najczęściej na głębokościach rzędu kilkudziesięciu metrów.

Na badanym terenie, w górnym keloweju oraz na pograniczu keloweju i oksfordu, stwierdzić można stromatolity, warstwy bulaste i objawy kondensacji stratygraficznej (Malinowska 1967 i nie opublikowane wyniki badań mgr M. Siemiątkowskiej). Z faktów tych wynika, że z końcem keloweju nastąpił zastój ruchów subsydencyjnych, prowadzący do spłycenia morza oraz do zwolnienia lub zahamowania sedymentacji. Zapoczątkowane w dolnym oksfordzie silne ruchy subsydencyjne umożliwiły tworzenie się grubych utworów wapienych w ramach nowego, górnojurajskiego cyklu sedymentacyjnego.

Rozważane utwory dolnego, środkowego i dolnych partii górnego oksfordu osiągają miąższość rzędu 600 m (por. Peszat 1964). Wielkość zachodzącej w tym okresie subsydencji można także oszacować na około 600 m. Przez znaczną część rozważanego okresu sedymentacja nie dotrzy-

mywała ściśle kroku subsydencji, w związku z czym nie tworzyły się osady skrajnie płytkowodne. Dopiero w najwyższym oksfordzie tempo sedymentacji wzrosło do tego stopnia, iż umożliwiło w obrębie rozległej płyciny tworzenie się osadów *komplesu wapieni kredowatych.*

Utworami, pośrednimi pod względem batymetrycznym pomiędzy wapieniami skalistymi i płytowymi z jednej, a „koralowymi wapieniami kredowatymi" z drugiej strony, są prawdopodobnie „gąbkowe wapienie kredowate", rozwinięte silnie na pograniczu oksfordu i kimerydu w okolicach Wielunia i Częstochowy (por. Wierzbowski 1966). Z szlifów mikroskopowych udostępnionych autorowi przez dr A. Wierzbowskiego wynika, że wapienie te złożone są głównie z gruzełków i ziarn agregacyjnych, nie zawierają natomiast z reguły ooidów i dużych onkoidów. Najniższe partie rozważanych wapieni zazębiają się często z wapieniami skalistymi, natomiast w najwyższych pokładach tych wapieni pojawiają się już miejscami ooidy. Na podstawie obserwacji skąpego rumoszu zwietrzelinowego można przypuszczać, że gąbkowe wapienie kredowate występują też w obrębie oksfordu w niektórych częściach SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie są jednak z reguły ukryte pod osadami czwartorzędowymi.

Utwory najwyższego oksfordu, dolnego kimerydu i najniższego górnego kimerydu. Przebieg sedymentacji zachodzącej na badanym terenie od najwyższego oksfordu aż po początek górnego kimerydu został omówiony w poprzednich rozdziałach. Podsumowując powyższe rozważania można stwierdzić, że w znacznej części tego okresu osady tworzyły się w bardzo płytkim morzu. Na rozległych płyciznach odkładały się osady *kompleksu wapieni kredowatych, utwory znad wapieni kredowatych* oraz osady *oolitu dolnego, kompleksu wapieni pasiastych* i *oolitu górnego.* Z końcem dolnego i początkiem górnego kimerydu coraz częściej tworzyły się osady nieco głębszego i bardziej otwartego morza. W związku z tym wśród osadów zaczęły przeważać muszlowce, mikrytowe wapienie płytowe, margle i iły margliste. Niemniej jednak i w tym okresie na lokalnych płyciznach tworzyły się jeszcze bardzo płytkowodne osady (oolity z *kompleksu oolitowo-płytowego* i *kompleksu alektrioniowo-oolitowego, wapienie płytkowe* i *muszlowce stropowe*).

Jak uprzednio przedstawiono, od najwyższego oksfordu aż po początki górnego kimerydu, sedymentacja dotrzymywała mniej więcej kroku subsydencji.

Utwory najwyższego kimerydu i wołgu. Utwory tego wieku nie zachowały się na badanym terenie, występują one natomiast na pobliskich obszarach NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (fig. 9).

Najstarsze z wymienionych utworów, reprezentujące poziom Aulacostephanus eudoxus, wykształcone są w postaci przeławicających się wapieni pelitowych, margli, iłów marglistych i muszlowców egzogyrowych (Kutek 1962b). Tworzyły się one w dość płytkim morzu, podobnie jak i analogicznie wykształcone, nieco starsze utwory kimerydzkie zachowane w SW obrzeżeniu świętokrzyskim.

Odmiennie wykształcone są utwory najwyższego kimerydu (poziomów Aulacostephanus autissiodorensis i Virgataxioceras fallax) oraz dolnego wołgu (Kutek 1962a, 1967a). Złożone są one z margli i iłów marglistych, które miejscami są bitumiczne i nie zawierają przewarstwień muszlowców. W iłach i marglach występują nadzwyczaj liczne amonity, m.in. z nadrodziny Haploceratacеae; pospolite są także cienkoskorupowe małże. Rozważane utwory musiały tworzyć się w bardzo spokojnych wodach, a występująca w nich fauna (zwłaszcza Haploceratacеae) wskazuje na sedymentację na dość znacznych głębokościach (por. Ziegler 1967). Możliwe jest, że rozpatrywane utwory są najbardziej głębokowodnymi osadami górnej jury regionu świętokrzyskiego.

Z powyższego wynika, że na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia świętokrzyskiego sedymentacja nie dorównywała w najwyższym kimerydzie i dolnym wołgu postępowi subsydencji.

W obrębie dolnych partii wołgu środkowego (poziomu Zaraiskites scythicus i pogranicza tego poziomu z poziomem Virgatites virgatus) margle oraz margliste iły i mułowce zastępowane są stopniowo przez wapienie (Kutek 1967a). W związku ze zmianami w wykształceniu osadów amonity stają się coraz mniej liczne, przy czym najszybciej zanikają amonity z nadrodziny Haploceratacеae. Stopniowo zaczynają natomiast pojawiać się coraz liczniejsze korbule i serpule.

Utwory wyższej części wołgu środkowego oraz wołgu górnego zachowane są tylko na obszarze Niżu Polskiego. Utwory te, którymi kończy się górnojurajski cykl sedymentacyjny, wykształcone są w znacznej części w facji gipsowo-anhydrytowej i brakicznej (Dembowska 1964). Rozwój tych facji można wiązać z ruchami wypiętrzającymi w strefie wyżyn środkowopolskich, które to ruchy doprowadziły z końcem jury do odcięcia zbiornika Niżu Polskiego od morza karpackiego.

Zagadnienie kontaktu jury i kredy

Kontakt jury i kredy w obrębie północno-zachodniego, zachodniego i południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich przedstawiony został (fig. 9) na podstawie danych zestawionych we wcześniejszych publikacjach autora (Kutek 1962b, 1967a, b, 1968). Na przestrzeni od niecki tomaszowskiej do Przedborza, gdzie wychodnie utworów z pogranicza jury i kredy biegną mniej więcej w kierunku południkowym, zachodzi dość szybkie ścinanie przez środkową kredę kolejnych, coraz to starszych ogniw neokomu i górnej jury. Natomiast w południowo-zachodnim obrzeżeniu świętokrzyskim, gdzie odpowiednie wychodnie rozciągnięte są w kierunku NW-SE, środkowa kreda spoczywa wszędzie na utworach dolnych partii górnego kimerydu (poziom Aulacostephanus mutabilis

i ewentualnie także poziom Aulacostephanus eudoxus). Nieco słabszej erozji, aniżeli na terenie położonym dalej ku NW, uległy utwory jury w najbardziej południowo-wschodniej części południowo-zachodniego obrzeżenia świętokrzyskiego. W związku z tym zachowało się tu około 100 m

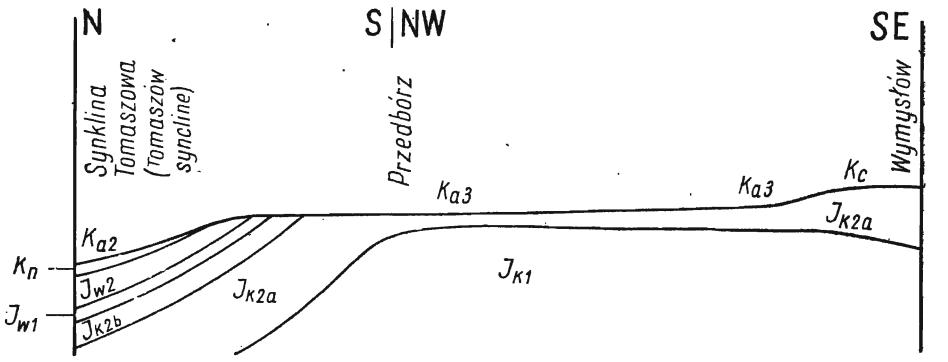


Fig. 9

Schematyczny diagram przedstawiający przebieg kontaktu między utworami jury górnej, neokomu i kredy środkowej w NW, W i SW obszeżeniu Gór Świętokrzyskich

Jura: J_{k1} kimeryd dolny, J_{k2a} niższa część kimerydu górnego (poziomy Aulacostephanus mutabilis i A. eudoxus), J_{k2b} wyższa część górnego kimerydu (poziomy Aulacostephanus autissiodorensis i Virgataxioceras fallax), J_{w1} wołg dolny, J_{w2} wołg środkowy. Kreda: K_n neokom, K_{a2} alb środkowy, K_{a3} alb górny, K_c cenoman

Schematic diagram showing the relationship of the Upper Jurassic, Neocomian and Middle Cretaceous deposits in the NW, W and SW margins of the Holy Cross Mts.

Jurassic: J_{k1} Lower Kimmeridgian, J_{k2a} lower part of the Upper Kimmeridgian (Aulacostephanus mutabilis and A. eudoxus zones), J_{k2b} upper part of the Upper Kimmeridgian (Aulacostephanus autissiodorensis and Virgataxioceras fallax zones), J_{w1} Lower Volgian, J_{w2} Middle Volgian. Cretaceous: Kn Neocomian, K_{a2} Middle Albian, K_{a3} Upper Albian, K_c Cenomanian

więcej osadów górnego kimerydu, aniżeli w Pasmie Przedborsko-Małogoskim i w wypiętrzeniu Radomska (por. Kutek 1968, tabl. II oraz fig. 3 i 11).

Penakordantne ułożenie kredy na jurze oraz luki stratygraficzne na pograniczu utworów jury górnej, neokomu i kredy środkowej (fig. 9) są następstwem pionowych ruchów wypiętrzających, które zachodziły dwukrotnie: z końcem jury i pomiędzy neokomem a albem. Późnojurajskie ruchy wznoszące rozpoczęły się dopiero w środkowym wołgu. Od tego właśnie czasu następowały bowiem na obszarze SW obrzeżenia świętokrzyskiego i przyległych obszarów Niżu Polskiego odpowiednie zmiany środowiska sedymentacyjnego, przejawiające się zrazu spłyceniem morza, a następnie rozwojem facji gipsowo-anhydrytowej i brakicznej. Wspom-

niane ruchy z całą pewnością nie nastąpiły już z końcem kimerydu i nie odpowiadają fazie dejsterskiej. Świadczy o tym fakt, że zachowane w SW obrzeżeniu świętokrzyskim utwory najwyższego kimerydu i dolnego wołgu, wykazujące ciągłość sedymentacyjną, tworzyły się w okresie pogłębienia morza.

Skoro ruchy wypiętrzające zaznaczyły się na obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia świętokrzyskiego dopiero w środkowym wołgu, to na obszarze tym musiały utworzyć się morskie utwory najwyższego kimerydu i dolnego wołgu o dość znacznej miąższości. Utwory te uległy erozji z końcem jury i w dolnej kredzie. Na rzecz powyższego poglądu można przytoczyć następujące dodatkowe argumenty. Stosunkowo głębokowodne utwory najwyższego kimerydu i dolnego wołgu, zachowane w SW obrzeżeniu świętokrzyskim, nie wykazują w kierunku południowym żadnych uchwytnych zmian facjalnych. Występujące w tych utworach liczne amonity typu medyterańskiego wskazują na szerokie połączenie pomiędzy zbiornikiem morskim środkowej Polski a morzem karpackim (Kutek 1962b, 1967a). Z drugiej znów strony wykształcenie facjalne najmłodszych utworów kimerydu zachowanych pod kredą w SW obrzeżeniu świętokrzyskim wskazuje, że sedymentacja jurajska nie została przerwana na tym obszarze wkrótce po utworzeniu się rozpatrywanych utworów.

Problem roli paleogeograficznej paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich

Utwory jurajskie nie zachowały się na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i okalających go wychodni triasu. W związku z tym wielokrotnie wyrażane były poglądy, że obszar ten zaznaczał się w pewnych okresach jury w postaci odrębnego elementu paleogeograficznego (por. np. Dadlez, Dayczak-Calikowska & Dembowska 1964). Między innymi wysuwany był pogląd, że w kimerydzie morze wycofywało się stopniowo z rozważanego obszaru, w związku z czym wynurzający się ląd świętokrzyski zaczął dostarczać materiału ilastego do otaczającego zbiornika morskiego. Zaznaczyć należy, że pogląd taki mógł wydawać się uzasadniony w okresie, gdy nie stwierdzono jeszcze obecności utworów najwyższego kimerydu i dolnego wołgu w części regionu świętokrzyskiego i na Niżu Polskim (por. Samsonowicz 1952).

W świetle dostępnych obecnie danych nie ulega jednak wątpliwości, że obszar paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich nie stanowił w górnej jurze samodzielnego elementu paleogeograficznego i uległ wynurzeniu, wraz z przyległymi obszarami, dopiero w wołgu. Przemawiają za tym następujące argumenty.

Wykształcenie facjalne utworów kimerydu, występujących w SW

obrzeżeniu świętokrzyskim, nie dostarcza żadnych dowodów bliskości lądu. Gdyby ewentualny ląd świętokrzyski wynurzał się powoli, to na pobliskich obszarach powinny wykształcić się np. facje międzypływowe, dolomitowe, bądź gipsowo-anhydrytowe (por. Shaw 1964, Textoris 1968). W przypadku szybkiego wznoszenia się takiego lądu w pobliskich osadach kimerydu powinny pojawić się otoczaki starszych górnojurajskich wapieni. Żadnych takich zjawisk w rozważanych utworach nie stwierdzono. Zaznaczyć należy, że w okolicach Chęcin erozyjna granica utworów dolnego i najniższego górnego kimerydu, osiągających miąższość kilkuset metrów, przebiega w odległości zaledwie 2 km od wychodni paleozoiku świętokrzyskiego. Sam już ten fakt wskazuje, iż utwory rozpatrywanego wieku pokrywały kiedyś również obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Niektóre z rozważanych utworów kimerydu SW obrzeżenia świętokrzyskiego, np. utwory *kompleksu wapieni kredowatych* i utwory oolitowe, tworzyły się w bardzo płytkim morzu. Fakt ten nie dowodzi bliskości lądu, albowiem rozległe płycizny wapienne tworzyć się mogą z dala od brzegów morza. Istotny natomiast jest fakt, że w SW obrzeżeniu świętokrzyskim najbardziej płytkowodne osady pojawiają się przede wszystkim w najwyższym oksfordzie i najniższym kimerydzie, a osady złożone w nieco głębszym morzu — w obrębie wyższych części kimerydu. W wyraźnie głębszym morzu tworzyły się utwory najwyższego kimerydu i dolnego wołgu NW obrzeżenia świętokrzyskiego. Wynika stąd, że w rozważanym regionie w miarę upływu kimerydu zaczęła przeważać tendencja do pogłębiania, a nie do spłycania się morza.

Wcześniej już wykazano, że materiał ilasty dopływał w kimerydzie na obszarze SW obrzeżenia świętokrzyskiego nie od strony Gór Świętokrzyskich, lecz z innych kierunków. Przeciwko poglądowi, że obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich pełnił w górnej jurze rolę odrębnego, wyniesionego elementu paleogeograficznego, przemawia z kolei rozważany uprzednio fakt, że miąższości utworów górnojurajskich nie maleją w kierunku Gór Świętokrzyskich.

Szczególnie istotne znaczenie ma tutaj fakt, że utwory górnojurajskie zachowane w NE i SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz w synklinorium miechowskim wykazują konsekwentny, diachroniczny układ litofacji (fig. 10). Diachroniczność facji przejawia się najwyraźniej w tym, iż takie płytkowodne utwory, jak wapienie z koralami i oolity, pojawiają się w kierunku zachodnim w coraz to wyższej pozycji stratygraficznej. Wymieniony układ facji można wytłumaczyć jedynie przy założeniu, że cały obszar Gór Świętokrzyskich zalany był w oksfordzie i kimerydzie przez morze.

Diachroniczny układ facji znajduje do pewnego stopnia swą kontynuację na wschód od regionu świętokrzyskiego. Świadczy o tym fakt, że na obszarze górnego Bugu płytkowodne utwory wapienne z koralami za-

częły tworzyć się już w bardzo wczesnym oksfordzie (Niemczycka 1966). Należy także zaznaczyć, że dopiero na tym obszarze pojawiają się osady górnojurajskie utworzone w warunkach lądowych lub w strefach brzeż-

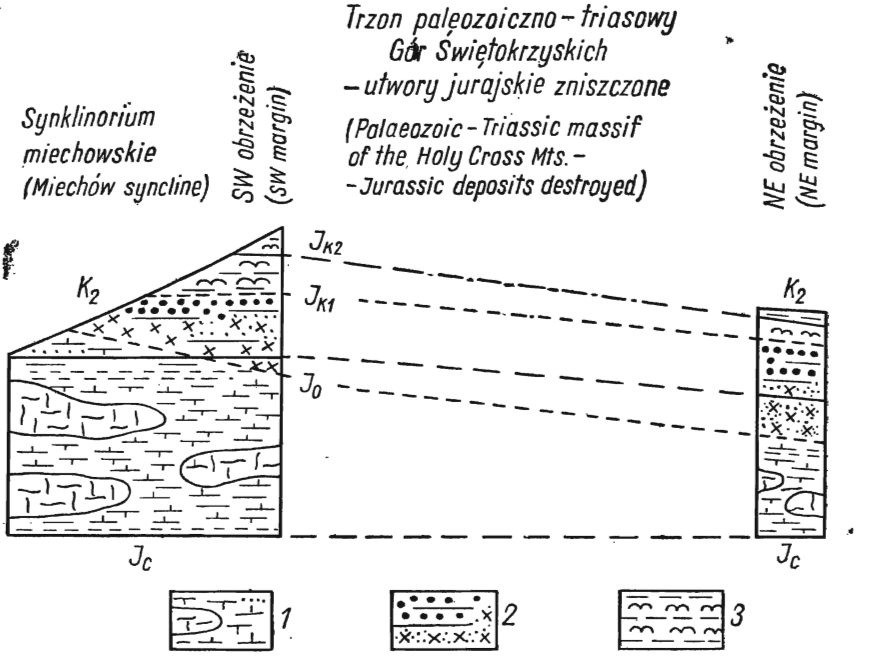


Fig. 10

Silnie zgeneralizowany diagram przedstawiający rozmieszczenie górnojurajskich litofacji w NE i SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz w synklinorium miechowskim. Przy zestawianiu diagramów wykorzystano, oprócz materiałów autora, dane z wierceń Węgrzynów, Jaronowice i Węgleszyn (Jurkiewicz, Kowalczewski & Wierzbowski 1969) oraz z arkusza Solec (Pożaryski 1948)

Jednostki chronostratygraficzne: K_2 kreda środkowa, J_{k2} kimeryd górny, J_{k1} kimeryd dolny, J_O oksford, J_C kelowej. Szeroko ujęte zespoły litofacjalne: *1* umiarkowanie głębokowodne utwory wapienne (wapienie płytowe i skaliste, gąbkowe wapienie kredowate itp.), *2* płytkowodne utwory wapienne (koralowe wapienie kredowate, wapienie grudkowe, oolity, onkoidy i utwory towarzyszące), *3* muszlowce, wapienie płytowe i utwory margliste (lokalnie z przewarstwieniami oolitów i onkolitów)

Oversimplified diagram showing development of the Upper Jurassic lithofacies in the NE and SW margins of the Holy Cross Mts. as well as in the Miechów syncline (based on personal investigations and references)

Chronostratigraphic units: K_2 Middle Cretaceous, J_{k2} Upper Kimmeridgian, J_{k1} Lower Kimmeridgian, J_O Oxfordian, J_C Callovian. Generalized lithofacial complexes: *1* moderately-deep-water calcareous deposits (platy limestones, spongy bioherms, spongy-chalky limestones), *2* shallow-water calcareous deposits (coral-chalky limestones, lump limestones, oolites, onkolites and associated deposits), *3* lumachelles, platy limestones, marly deposits (locally with intercalations of oolites and onkolites)

nych morza (utwory bagienne, pstre utwory terrygeniczne oraz utwory anhydrytowo-dolomitowe — Niemczycka 1964, 1966).

Na marginiesie niniejszych rozważań można nadmienić, że występujące w NE obrzeżeniu świętokrzyskim muszlowce krzyżanowickie i nadległe wapienie neryneowe świadczą niewątpliwie o przejściowym spłyceniu morza, jakie zaznaczyło się w górnym kimerydzie części regionu świętokrzyskiego (por. Dąbrowska 1957, Kutek 1962a). Kwarc, występujący obficie w muszlowcach krzyżanowickich, pochodzi zapewne z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Ponieważ na obszarze świętokrzyskim nie tworzyły się w oksfordzie i niższym kimerydzie żadne utwory piaszczyste, kwarc nie mógł być żadną miarą dostarczany z tego obszaru w wyniku ewentualnego wynurzenia i erozji jakichś starszych utworów górnojurajskich. Pojawienie się swoistych płytkowodnych facji w górnym kimerydzie NE obrzeżenia świętokrzyskiego należy wiązać z faktem, że w obrębie oksfordu i kimerydu płytkowodne facje rozwinięte są na obszarze Polski najsilniej w obrębie lub w pobliżu platformy wschodnioeuropejskiej.

Problem obocznych zmian facjalnych

W obrębie utworów oksfordu i kimerydu SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich można stwierdzić liczne oboczne zmiany facjalne (por. fig. 6 i 7 oraz Kutek 1968, tabl. II; fig. 3, 5, 7, 11 i 12). Jest to zjawisko łatwe do wytłumaczenia, albowiem utwory te tworzyły się z reguły w bardzo płytkim morzu, gdzie warunki sedymentacji zmieniają się często już na nieznacznych przestrzeniach. Pewne zmiany facjalne, stwierdzalne na badanym terenie, mają nieco bardziej ogólny charakter. Na przykład z końcem dolnego i początkiem górnego kimerydu, na obszarze Górek, Staniewic i Brzegów osady tworzyły się często w nieco płytszym morzu aniżeli w regionie Skorkowa. Przejawia się to w silniejszym rozwoju oolitów i muszlowców na pierwszym z tych obszarów; na NW od Skorkowa, pod Olesznem i Dobromierzem, oolity i muszlowce są jednakże znowu silnie reprezentowane wśród równowiekowych utworów (por. Kutek 1968, tabl. II i fig. 11). Można także zauważyć, że w Pasmie Przedborskim i antyklinie Chełma oolity są słabiej rozwinięte w dolnych, a silniej w wyższych ogniwach dolnego kimerydu, aniżeli na terenie położonym dalej ku SE (por. Kutek 1968, tabl. II i fig. 11). Uprzednio już wskazano na nierównomierne rozmieszczenie utworów marglistych na badanym terenie.

Rozpatrując problem zmienności facji, trzeba uwzględnić stwierdzony uprzednio fakt, że rozpatrywane utwory z SW obrzeżenia świętokrzyskiego tworzyły się w wąskiej strefie obszernego morskiego zbiornika sedymentacyjnego, z dala od jego brzegów. W związku z tym sądzić można, że rozważane oboczne zmiany facjalne są najczęściej wyrazem lokalnego układu czynników wpływających na przebieg sedymentacji. Prze-

jawów ogólnych prawidłowości facjalnych, zaznaczających się w skali całego zbiornika sedymentacyjnego, można natomiast dopatrzyć się w ogólnym, pionowym następstwie litologicznym utworów oksfordu i kimerydu, rozwiniętych w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W pionowym następstwie odpowiednio dużych zespołów litofacjalnych mogą bowiem znaleźć swe odbicie diachroniczne przemieszczenia stref facjalnych, zaznaczające się w obrębie znacznych części zbiornika sedymentacyjnego.

W morzach epikontynentalnych, do których nie dopływa zbyt wiele materiału terrygenicznego, zaznaczają się z reguły, mniej lub bardziej wyraźnie, następujące strefy facjalne (Shaw 1964). W otwartej strefie tego morza tworzą się na umiarkowanie dużych głębokościach osady wapienne składane w stosunkowo spokojnych wodach. Strefa ta graniczy z jednej strony, choćby częściowo, z głębiami oceanicznymi lub głębszym morzem geosynklinalnym, z drugiej zaś strony z pasem rozległych płycizn. Na płyciznach tworzą się, często w warunkach silnej turbulencji, charakterystyczne płytkowodne osady wapienne (np. oolity, onkolity, wapienie grudkowe, wapienie organodetrytyczne itp.). Ponieważ w obrębie płytkiej strefy morza istnieją zazwyczaj silne deniwelacje dna, a stosunki hydromechaniczne ulegają częstym zmianom, składane tu osady charakteryzują się bardzo zmiennym wykształceniem litofacjalnym. Rozpatrywana strefa płycizn ma nader poważny wpływ na rozmieszczenie facji w obrębie basenu sedymentacyjnego i na znacznie większą skalę pełni ona tę rolę, która tradycyjnie przypisywana była rafom koralowym. W obrębie rozległych płycizn prądy oraz falowanie ulegają stopniowemu wygaszaniu, a donoszony z otwartej strefy morza węglan wapnia częściowemu wytrąceniu. W konsekwencji na zapleczu płycizn, w osłoniętej strefie morza, wytwarzają się warunki zbliżone do lagunowych. Ubytek wody, wywołany tu ewaporacją, powoduje powolny przepływ wody z płycizn do wymienionej strefy. Ponieważ podczas przepływu nad płytkim dnem różne składniki mogą wytrącać się kolejno z wody morskiej, jej skład ulegać może stopniowym zmianom. W związku z tym w spokojnych wodach osłoniętej strefy morza tworzą się takie utwory, jak wapienie mikrytowe, dolomity, anhydryty, a nawet utwory solne.

Wśród autochtonicznych, morskich osadów epikontynentalnych wyodrębnić zatem można trzy zasadnicze zespoły litofacjalne: umiarkowanie głębokowodne osady wapienne otwartego morza, płytkowodne osady wapienne strefy płycizn, oraz osady osłoniętej strefy morza (Shaw 1964). W obrębie formacji kopalnych poszczególne te zespoły litofacji zazębiają się obocznie, a często wykazują diachroniczne ułożenie. W przypadku, gdy do morza dostarczane są znaczne ilości materiału terrygenicznego, układ litofacji ulega odpowiednim modyfikacjom. Zaznaczyć jednak należy, że materiał taki z reguły nie może dopływać na obszar śródmorskich płycizn, na których tworzą się płytkowodne osady wapienne. Materiał terrygeniczny może być natomiast dostarczany do osłoniętej strefy morza przy-

legającej do lądu, a także swobodnie rozprowadzany w obrębie głębszej, otwartej strefy morza.

Zakres niniejszej pracy nie pozwala na dokładne rozpatrzenie problemu rozmieszczenia facji w obrębie obszernego, epikontynentalnego zbiornika sedymentacyjnego, w którego skład wchodził w górnej jurze obszar świętokrzyski. W związku z tym poniżej przedstawione zostaną jedynie krótkie uwagi o regionalnym rozwoju tych górnojurajskich zespołów litofacjalnych, które występują m.in. w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

W obrzeżeniu tym wyróżnić można trzy szeroko ujęte zespoły litofacjalne o nieostrych granicach. W oksfordzie, aż po dobę Idoceras planula, tworzyły się tu osady wapienne otwartej i względnie głębokiej strefy morza (wapienie płytowe i skaliste, gąbkowe wapienie kredowate itp.). W najwyższym oksfordzie i dolnym kimerydzie z kolei gromadziły się na rozpatrywanym obszarze płytkowodne utwory strefy płycizn. Kolejne, wyższe utwory z pogranicza dolnego i górnego kimerydu wykształcone są głównie w postaci muszlowców, wapieni płytowych, margli i iłów marglistych, miejscami jednak jeszcze w postaci oolitów. W okresie powstawania tych osadów zaznaczała się, powoli i nierównomiernie, tendencja do pogłębiania się morza. Ponieważ morze stawało się coraz bardziej otwarte, umożliwiony został dopływ obfitego materiału ilastego. Dalszy rozwój tych procesów doprowadził do tworzenia się, w strefie otwartego i dość głębokiego morza, marglistych utworów najwyższego kimerydu i dolnego wołgu. Utwory te zachowały się do dziś w NW obrzeżeniu świętokrzyskim.

Uprzednio już wspomniano, że w pasie wyżyn środkowopolskich stwierdzić można w obrębie utworów oksfordu i kimerydu diachroniczny układ facji (fig. 10). Umiarkowanie głębokowodne utwory wapienne tworzyły się najdłużej w regionie krakowsko-częstochowskim. Facje wapienne strefy płycizn pojawiają się natomiast najwcześniej na obszarze górnego Bugu, coraz później zaś na obszarach położonych dalej ku zachodowi. Tego rodzaju układ litofacji tłumaczy, dlaczego właśnie na obszarze górnego Bugu rozwinęły się utwory dolomitowo-anhydrytowe. Tworzyły się one tu niewątpliwie w osłoniętej strefie morza, na zapleczu płycizn, na których powstawały równowiekowe płytkomorskie osady wapienne.

Jest rzeczą interesującą, że podobny, diachroniczny, przebieg litofacji można stwierdzić w kierunku NE-SW na znacznym obszarze Niżu Polskiego. Płytkomorskie facje wapienne pojawiają się najwcześniej na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (por. Dembowska 1964), gdzie prawdopodobnie w związku z mniejszą amplitudą subsydencji morze zapewne nigdy nie osiągnęło w oksfordzie głębokości tak znacznych, jak w innych częściach Polski. Strefa sedymentacji płytkowodnych utworów wapiennych przesuwała się z czasem ku SW, nie dotarła jednak w oksfordzie i kimerydzie do zachodniej granicy obecnego obszaru występowania

utworów górnojurajskich. Fakt ten potwierdza sugestie J. Dembowskiej (1964), że w wymienionym okresie morze sięgało bardzo daleko poza tę granicę.

W północnej części Niżu Polskiego układ litofacji ulega modyfikacji w związku z dopływem materiału terrygenicznego z obszaru tarczy bałtyckiej. Stopniowe rozprzestrzenianie się górnojurajskiej sedymentacji marglistej na coraz większe obszary zdaje się być ściśle związane z kurczeniem się strefy płycizn, na których tworzyły się płytkowodne osady wapienne.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w grudniu 1968 r.

LITERATURA CYTOWANA

ALLEN J. R. L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. — Sedimentology, vol. 2, no. 2. Amsterdam.

ANDEL T. van. 1954. *In:* ANDEL T. van & POSTMA H. Recent sediments of the Gulf of Paria (Reports of the Orinoco shelf expedition), vol. 1 — Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Nat., Eerste Reeks, Deel 20, no. 5. Amsterdam.

BALL M. M. 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. — J. Sedim. Petrol., vol. 37, no. 2. Menasha.

BARCZYK W. 1961. Jura sulejowska (Le Jurassique de Sulejów). — Acta Geol. Pol., vol. 11, no. 1. Warszawa.

BATHURST R. G. C. 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. — Geol. J., vol. 5, pt. 1. Liverpool.

— 1967. Depth indicators in sedimentary carbonates. — Marine Geol., vol. 5, no. 5/6. Amsterdam.

BEALES F. W. 1958. Ancient sediments of Bahaman type. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 42, no. 8. Tulsa.

BOTVINIKINA L. N. 1962. Sloistost' osadočnych porod. Moskva.

BRÜCKNER W. D. 1953. Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past. — J. Sedim. Petrol., vol. 23, no. 4. Menasha.

CAROZZI A. 1957. Contribution à l'étude des propriétés géometriques des oolithes. L'exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. — Bull. Inst. Nat. Genevois, vol. 58. Genève.

— 1960. Microscopic sedimentary petrography. New York — London.

— 1961. Oolithes remaniées, brisées, et régénérées dans le Mississippien des chaînes frontales, Alberta Central, Canada. — Archives des Sciences, vol. 14, fasc. 2. Genève.

— 1964. Complex oöids from Triassic lake deposit, Virginia. — Amer. J. Sci., vol. 262. New Haven.

CAYEUX L. 1935. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonates. Paris.

CLOUD P. E., Jr. 1955. Physical limits of glauconite formation. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, no. 4. Tulsa.

— 1962. Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 350. Washington.

DADLEZ R., DAYCZAK-CALIKOWSKA K. & DEMBOWSKA J. 1964. Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 9 — Jura (Geological Atlas of Poland. Stratigraphical and facial problems. Fasc. 9 — Jurassic). Inst. Geol. Warszawa.

DAVITAŠVILI L. S. & MERKLIN R. L. 1966. Spravočnik po ekologii morskich dvustvorok. Moskva.

DĄBROWSKA Z. 1957. Profil warstw pogranicza jury i kredy w Krzyżanowicach pod Iłżą (Profile of beds on the boundary of the Jurassic and Cretaceous at Krzyżanowice near Iłża — Middle Poland). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 105. Warszawa.

DEMBOWSKA J. 1964. *In:* DADLEZ R., DAYCZAK-CALIKOWSKA K. & DEMBOWSKA J. Atlas Geologiczy Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 9 — Jura (Geological Atlas of Poland. Stratigraphical and facial problems. Fasc. 9 — Jurassic). Inst. Geol. Warszawa.

DEMBOWSKA J. & NIEMCZYCKA T. 1962. *In:* Budowa geologiczna Niżu Polskiego. — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

DŻUŁYŃSKI S. 1952. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 21, z. 2. Kraków.

— 1963. Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych (Directional structures in Flysch). — Studia Geol. Pol., vol. 12. Warszawa.

FARROW G. E. 1966. Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. — Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., vol. 2, no. 2. Amsterdam.

FENNINGER A. 1967. Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. — Geol. Rundschau, Bd. 56, H. 1. Stuttgart.

FISCHER A. G. & GARRISON R. E. 1967. Carbonate lithification on the sea floor. — J. Geol., vol. 75, no. 4. Chicago.

FOLK R. 1962a. Spectral subdivision of limestone types. — Classification of carbonate rocks, a symposium (published by the Amer. Ass. Petrol. Geol.). Tulsa.

— 1962b. Petrography and origin of the Silurian Rochester and McKenzie shales, Morgan County, New Mexico. — J. Sedim. Petrol., vol. 32, no. 3. Menasha.

FREEMAN T. 1962. Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. — *Ibidem.*

FRITZ G. 1958. Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. Geol.-Paläont. Inst. Techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., Nr. 13. Stuttgart.

GEKKER R. F. 1962. *In:* GEKKER R. F., OSIPOVA A. I. & BELSKAJA T. N. Ferganskij zaliv paleogenovogo moria Srednoj Azii. Kniga 2. Moskva.

GINSBURG R. N. 1955. Recent stromatolitic sediments from south Florida. — J. Paleont., vol. 29. Menasha.

— 1956. Environment relationship of grain size, Florida carbonate sediments. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 40, no. 10. Tulsa.

— 1960. Ancient analogues of Recent stromatolites. — Intern. Geol. Congr. Rep., 21 Sess., Part 22. Copenhagen.

GINSBURG R. N. & LOWENSTAM H. A. 1958. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. — J. Geol., vol. 66, no. 3. Chicago.

GŁAZEK J. & RADWAŃSKI A. 1968. Determination of brittle star vertebrae in thin sections. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 16. no. 2. Varsovie.

GWINNER M. P. 1962. Subaquatische Gleitungen und resedimentäre Breccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 113. Hannover.

HALLAM A. 1964. Liassic sedimentary cycles in Western Europe and their relationship to changes in sea level. — Developments in Sedimentology, vol. 1 (Deltaic and shallow marine deposits). Amsterdam.

HÖLDER H. 1964. Jura. Stuttgart.

ILLING L. V. 1954. Bahaman calcareous sands. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 38, no. 1. Tulsa.

IMBRIE J. & PURDY E. G. 1962. Classification of modern Bahamian carbonate sediments. — Classification of carbonate rocks, a symposium (published by the Amer. Ass. Petrol. Geol.). Tulsa.

JURKIEWICZ H. 1965. Profil wiercenia w Bożej Woli (Geological section at Boża Wola). — Przegląd Geol., nr 9. Warszawa.

JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z. & WIERZBOWSKI A. 1969. Przekrój geologiczny przez osady permo-mezozoiczne niecki nidziańskiej. — Kwartalnik Geol. (w druku — in press). Warszawa.

KARCZEWSKI L. 1960. Ślimaki astartu i kimerydu północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gastéropodes de l'Astartien et du Kimméridgien de la bordure nord-est des Montagnes de Sainte Croix). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 32. Warszawa.

KARNKOWSKI P. & OŁTUSZYK S. 1968. Atlas geologiczny przedgórza Karpat polskich (Geological atlas of the Polish Carpathian foreland). Inst. Geol. Warszawa.

KAŹMIERCZAK J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 1968. Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Sedimentary discontinuities in the Lower Kimmeridgian of the Holy Cross Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 3. Warszawa.

KINSMAN D. J. J. 1964. The Recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial coast, Persian Gulf. — Developments in Sedimentology, vol. 1 (Deltaic and shallow marine deposits). Amsterdam — London — New York.

KLÜPFEL W. 1917. Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. — Geol. Rundschau, Bd. 7. Stuttgart.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim (Submarine slumping in the Carpathian Flysch). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 28, z. 2. Kraków.

KUTEK J. 1962a. Osuwiska podmorskie i krzemienie w dolnokimerydzkich wapieniach okolic Małogoszcza (Cherts and submarine slumps in the Lower Kimeridgian limestones from the vicinity of Małogoszcz — Central Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 12, no. 3. Warszawa.

— 1962b. Górny kimeryd i dolny wołg pn.-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Le Kimméridgien supérieur et le Volgien inférieur de la bordure mésozoïque nord-ouest des Monts de Sainte Croix). — *Ibidem*, vol. 12, no. 4.

— 1967a. The Volgian in Poland. II Colloque de Jurassique, Luxembourg 1967 (w druku — in press). Luxembourg.

— 1967b. Uwagi o stratygrafii środkowej kredy okolic Przedborza i Radomska (Remarks on Middle Cretaceous stratigraphy in the vicinity of Przedbórz and Radomsko). — Biul. Geol. U. W., t. 9. Warszawa.

— 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mozozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I — Stratygrafia (The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts., Central

Poland. Part. I. Stratigraphy). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 3. Warszawa.

KUTEK J. & RADWAŃSKI A. 1965. Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross Mts (Central Poland). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 13, no. 2. Varsovie.

KUTEK J. & RADWAŃSKI A. 1967. Problematyka sedymentologiczna poziomu onkolitowego w dolnym kimerydzie Celin (Sedimentological problems of Lower Kimmeridgian onkolitic horizon at Celiny in the Holy Cross Mts.). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 37, z. 2. Kraków.

LAPORTE L. F. 1967. Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius formation (Lower Devonian) of New York State. — Bull. Amer. Ass. Petrol Geol., vol. 51, no. 1. Tulsa.

LEIGHTON M. W. & PENDEXTER C. 1962. Carbonate rock types. — Classification of carbonate rocks, a symposium (published by the Amer. Ass. Petrol. Geol.). Tulsa.

LISZKOWSKI J. 1962. Stratygrafia raf rauracklch w okolicach Bałtowa (Stratigraphy of the Rauracian reefs the vicinity of Bałtów). — Przegląd Geol., nr 12. Warszawa.

— 1963. Litologia i sedymentacja osadów rauraku okolic Bałtowa (Lithology and sedimentation of the Rauracian deposits in the vicinity of Bałtów). — *Ibidem*, nr 2.

LOMBARD A. 1956. Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris — Liège.

ŁABĘCKI J. & RADWAŃSKI A. 1967. Broken ooids in lagoonal Keuper deposits of the western margin of the Holy Cross Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 15, no. 2. Varsovie.

MALINOWSKA L. 1967. Biostratygrafia osadów dolnego i środkowego oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Biostratigraphy of Lower and Middle Oxfordian deposits in the margin of Świętokrzyskie Mountains). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 209. Warszawa.

McALESTER A. L. & RHOADS D. C. 1967. Bivalves as bathymetric indicators. — Marine Geol., vol. 5, no. 5/6. Amsterdam.

MILLIMAN J. P. 1967. Carbonate sedimentation on Hogsty Reef, a Bahamian atoll. — J. Sedim. Petrol., vol. 37, no. 2. Menasha.

MONTY C. L. V. 1967. Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. — Ann. Soc. Géol. Belgique, vol. 90, no. 1—3. Bruxelles.

NELSON H. F., BROWN C. W. & BRINEMAN J. H. 1962. Skeletal limestone classification. — Classification of carbonate rocks, a symposium (published by the Amer. Ass. Petrol. Geol.). Tulsa.

NEWELL N. D., IMBRIE J., PURDY E. G. & THURBER D. L. 1959. Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., vol. 117, no. 4. New York.

NEWELL N. D., PURDY E. G. & IMBRIE J. 1960. Bahamian oölitic sand. — J. Geol., vol. 68, no. 5. Chicago.

NIEMCZYCKA T. 1964. Osady malmu nad górnym Bugiem (The Malm formations in the upper Bug river area). — Kwartalnik Geol., t. 8, z. 2. Warszawa.

— 1966. Górnojurajskie osady bagienne w otworze wiertniczym Jarczów — Tomaszów Lubelski IG I (The Upper Jurassic boggy deposits in the bore hole Jarczów — Tomaszów Lubelski IG I). — *Ibidem*, t. 10, z. 2.

PESZAT C. 1961. Litologia i sedymentologia wapieni pasiastych antykliny Sobkowa. — Spraw. Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie. Kraków.

— 1962. Zagadnienie ciemnych wapieni w jurze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. — *Ibidem.*

— 1964. Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią i Chmielnikiem (The lithology of the Jurassic carbonate rocks — southeastern margin of the Holy Cross Mts., Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 14, no. 1.

PESZAT C. & MOROZ-KOPCZYŃSKA M. 1959. O wykształceniu litologicznym wapieni górnojurajskich na południe od Chęcin (The lithological development of the Upper Jurassic limestones south of Chęciny — the Holy Cross Mts.). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 28, z. 3. Kraków.

POŻARYSKI W. 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik — Central Poland). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 46. Warszawa.

PREMIK J. & ZABŁOCKI J. 1926. Zamites gigas Lindley et Hutton var. Feneonis Brong. sp. z sekwanu górnego okolic Sulejowa nad Pilicą (Zamites gigas Lindley et Hutton var. Feneonis Brong. sp. de Séquanien supérieur des environs de Sulejów sur la Pilica). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 3, z. 1/2. Warszawa.

PURDY E. G. 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. — J. Geol., vol. 71, no. 3, 4. Chicago.

RADWAŃSKI A. 1960. Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Submarine slides of epicontinental Upper Jurassic and Upper Cretaceous margins of the Holy Cross Mts. — Central Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 10, no. 2. Warszawa.

— 1965. Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitowych (Pitting processes in clastic and oolitic sediments). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 35, z. 2. Kraków.

— 1968. Studium petrograficzne i sedymentologiczne retyku wierchowego Tatr (Petrographical and sedimentological studies of the high-Tatric Rhaetic in the Tatra Mountains). — Studia Geol. Pol., vol. 25. Warszawa.

— 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich — strefa zatok i ich przedpola (Lower Tortonian transgression onto the southern slopes of the Holy Cross Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 19, no. 1. Warszawa.

RODA C. 1965. Livelli a struttura grumosa e livelli ad ooliti rotte e rigenerate nel calcare miocenico del M. Alpi (Potenza). — Geologica Romana, vol. 4. Roma.

ROEHL P. O. 1967. Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of Recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 51, no. 10. Tulsa.

RONIEWICZ E. 1960. Complexastrea i Thecosmilia z astartu Polski (Complexastrea and Thecosmilia from the Astartian of Poland). — Acta Palaeont. Pol., vol. 5, no. 4. Warszawa.

— 1966. Les Madréporaires du Jurassique supérieur de la bordure des Monts de Sainte-Croix). — *Ibidem,* vol. 11, no. 2.

— 1968. Actinaraeopsis, un nouveau genre de Madréporaire jurassique de Pologne. — *Ibidem,* vol. 13, no. 2.

RONIEWICZ E. & RONIEWICZ P. 1968. Powierzchnia twardego dna w utworach koralowych kimerydu Gór Świętokrzyskich (Hard ground in the coraliferous Kimmeridgian deposits of the Holy Cross Mts., Central Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 2. Warszawa.

RONIEWICZ P. 1967. Ripple marks in the Upper Jurassic limestones of the Holy Cross Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 15, no. 2. Varsovie.

RUTTEN M. G. & JANSONIUS J. 1956. The Jurassic reefs on the Yonne (South-eastern Paris Basin). — Amer. J. Sci., vol. 254, no. 6. New Haven.

SAMSONOWICZ J. 1952. *In:* KSIĄŻKIEWICZ M. & SAMSONOWICZ J. Zarys geologii Polski. Warszawa.

SANDERS J. E. & FRIEDMAN G. M. 1967. Origin and occurrence of limestones. — Developments in Sedimentology, vol. 9A (Carbonate rocks). Amsterdam — London — New York.

SCHWARZACHER W. 1964. An application of statistical time-series analysis of a limestone-shale sequence. — J. Geol., vol. 72, no. 2. Chicago.

SHAW A. B. 1964. Time in stratigraphy. New York — San Francisco — Toronto — London.

SHEPARD F. P. & MOORE D. G. 1955. Central Texas coast sedimentation: characteristics of sedimentary environments. Recent history and diagenesis. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, no. 8. Tulsa.

STOPIŃSKI A. 1964. Jura okolic Wierzbicy. Maszynopis pracy magisterskiej w Archiwum Zakładu Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego.

STRAATEN L. M. J. U. van. 1961. Sedimentation in tidal flat areas. — J. Alberta Soc. Petrol. Geol., vol. 9, no. 7.

SZULCZEWSKI M. 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce (Jurassic stromatolites of Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 1. Warszawa.

TEXTORIS D. A. 1968. Petrology of supratidal, intertidal, and shallow subtidal carbonates, Black River group, Middle Ordovician, New York, U. S. A. — Intern. Geol. Congr. Rep., 23 Sess., Part 8. Prague.

TOKARSKI A. 1958. O typach struktur wału metakarpackiego (Notes on structure types in the Meta-Carpathian Arch). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 4. Warszawa.

TWENHOFEL W. H. 1950. Principles of sedimentation. New York — Toronto — London.

WILSON R. C. L. 1966. Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of southern England. — J. Sedim. Petrol., vol. 36, no. 4. Menasha.

WOLF K. H. 1965. „Grain diminution" of algal colonies to micrite. — J. Sedim. Petrol., vol. 35, no. 2. Menasha.

ZIEGLER B. 1967. Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. — Geol. Rundschau, Bd. 56. Stuttgart.

SUMMARY

ABSTRACT: The present paper is a continuation (part II) of the writer's work dealing with the Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian deposits exposed in the SW margins of the Holy Cross Mts. and the vicinity of Radomsko. Part I (Kutek 1968) dealt with stratigraphic problems, while part II discusses lithological, sedimentological and paleogeographic questions. It contains a description of various carbonate deposits, special attention being paid to oolites, onkolites and coral-bearing limestones. Subsidence and contacts of the Jurassic and Cretaceous deposits are among the paleogeographic problems that have been discussed. It has also been shown that, during the Upper Jurassic, the Paleozoic massif of the Holy Cross Mts. did not constitute a separate paleogeographic unit.

LITHOLOGY AND SEDIMENTATION

Remarks on the terminology

It is thought that the following lithological terms call for closer definitions. To say, micrite is in this paper taken to be carbonate material composed of crystals or grains whose size does not exceed 0.03 mm (cf. Leighton & Pendexter 1962). Only fragments of more or less consolidated sediment will be referred to as intraclasts, while aggregation grains will not be classified as intraclasts. Fecal pellets will be regarded as some kind of aggregation grains. The individual grains with oolitic or onkolitic envelopes will be referred to as ooids or onkoids, respectively. The onkoids will be differentiated into macroonkoids (larger than 10 mm), pisoonkoids (from 10 to 2 mm in size) and microonkoids (smaller than 2 mm). The sediments or rocks, composed of ooids or onkoids, will be called oolites or onkolites. With respect to the size of onkoids, the onkolites will be differentiated into macro-, piso- and microonkolitic limestones.

Deposits of the Chalky Limestone member

The deposits occurring in the *Chalky Limestone member* (cf. Kutek 1968) represent a number of interconnected lithofacies, hence it seems reasonable enough to discuss them together.

Chalky limestones. Chalky limestones are the most characteristic constituent of the *Chalky Limestone member.* They are white, friable, strongly porous limestones with a very high calcium carbonate content (cf. Peszat 1964). They are non-bedded or indistinctly bedded (pl. XV, fig. 3).

Pellets (small grains of micrite) and lumps are the chief grain constituents of the chalky limestones (pl. I). Subordinate amounts of skeletal material occur nearly throughout these limestones. A micritic matrix is usually found, but sparry cement occurs where relatively large grains, such as ooids or lumps, are closely packed. The chalky limestones thus form a number of microfacial varieties. There are also some lithological types intermediate between the chalky limestones and other limestones.

The pellets occurring in the chalky limestones are doubtless of an aggregation origin and they are not small intraclasts as is reasonably suggested by the following evidence. Numerous aggregation grains but no intraclasts are distinguishable among

the large grain constituents of the chalky limestones. Extremely thick layers of chalky limestones (up to 30 m) are without intercalations of micritic limestones whose erosion may have led to the formation of small intraclasts composed of micrite.

For the time being it is hardly possible to establish a more exact origin of the pellets here considered. Some of them are probably mud aggregates (cf. Purdy 1963). There is no reliable evidence to show that a considerable part of the pellets are unaltered fecal pellets. Neither is it very likely that numerous pellets had been formed as direct result of the micritization of skeletal material (cf. Bathurst 1966). Micritized fossils may, however, be observed in many Upper Jurassic limestones from the area under investigation (pl. I, fig. 4; pl. XII, fig. 2).

The facial limestones may be interpreted as facially analogous with the Bahamian grapestone facies and the pellet-mud facies (cf. Purdy 1963).

The chalky limestones are most commonly developed as calcarenites. The calcirudites and coarse-grained calcilutites are less frequent.

Sparry lump limestones (and sparry-onkolitic-lump limestones). These limestones are built of the same components as the chalky limestones with which they alternate. From the latter ones the sparry lump limestones vary in that they contain more lumps, ooids and onkoids, but fewer pellets; moreover they always have a sparry cement. This cement is partly of a primary origin, partly of a secondary origin (pl. II, fig. 1; pl. III, fig. 1). The greater part of the sparry lump limestones may be classified as calcirudites. Megascopically, these limestones are less chalky-like than the chalky limestones.

Within the limestones considered there are many well developed grapestones (pl. II; pl. IV, fig. 1). Some of them are coated with oolitic envelopes. Some lumps owe their formation to the blue-green algae. The problem of the blue-green-algal lumps will be discussed elsewhere. Lumps, with algal tubes preserved, represent a rare type of aggregation grains (pl. II, fig. 1).

The sparry lump limestones are a facial equivalent of the Bahamian grapestone facies (cf. Purdy 1963). Together with the chalky limestones they constitute a. 75—80 per cent of the volume of the *Chalky Limestone member* (cf. Kutek 1968). In the last paper both types of the above limestones have been classed together as chalky limestones. The limestones described above exhibit features which Beales (1968) regarded as characteristic of the ancient Bahamian-type deposits.

Oolites. Within the *Chalky Limestone member* the ooids occur as a subordinate constituent of the various limestones. Moreover, this member contains oolitic limestones, too. They are differentiated into cross-bedded oolites, equivalents of the Bahamian oolite facies, and non cross-bedded oolites corresponding to the mixed oolite facies (cf. Purdy 1963).

Micritic and micritic-pellet limestones (with or without skeletal material). Hard, compact limestones, composed exclusively, or very nearly so, of micritic or micritic-pelletal material, are encountered in the *Chalky Limestone member.* Various amounts of skeletal material (pl. XII, figs. 4, 5) are present in the micritic-pelletal limestones. This material consists first and foremost of debris of mollusks and echinoids as well as of algae; in some layers algae of the genus *Marinella* (pl. XII, fig. 6) are quite abundant. Where the skeletal material is closely packed, sparry cement is sometimes present. Onkoids occur in some layers of the limestones under consideration.

The micritic limestones are often thin-bedded. The micritic-pelletal limestones are usually medium or thin-bedded, sporadically even non-bedded.

Most of the limestones described above may be correlated with the Bahamian pellet-mud facies and the mud facies (cf. Purdy 1963).

Other limestones. The limestones, which cannot be reasonably referred to any of the types described above, are subordinate constituents of the *Chalky Limestone member.* In the first place they are limestones containing more or less closely packed grains of various origin (ooids, onkoids, lumps, pellets and fossils occur in variable amounts). Both sparry cement and micritic matrix may occur in these limestones. Some of them are cross-bedded.

Cross-bedded sparry pelletal limestones and sparry limestones, composed of closely packed fossils (pl. XII, fig. 3) are extremely rare.

Though both, corals and algae, occur in the *Chalky Limestone member,* no limestone sets can be interpreted as equivalents of the Bahamian coralgal facies.

Mode of occurrence of the deposits. The particular types of limestones form layers which stretch out considerably in relation to their thickness. Individual limestones pass laterally into limestones of a different type (cf. Kutek 1968, table II; figs. 3, 7). None of the limestones are developed as bioherms.

Organic life. Microscopic investigations lead to the conclusion that the skeletal material contained in sediments of the *Chalky Limestone member* consists chiefly of mollusks (pelecypods and gastropods), algae and echinoderms (crinoids and echinoids). Megascopically, however, corals, solenoporids, nerineids (mainly of the genera *Ptygmatis* and *Cryptoplocus*) and diceratids are the most characteristic fossils of this member.

The solenoporids, nerineids and diceratids are often concentrated in horizons whose thickness ranges from some tens of centimetres to a few metres (fig. 2). Corals may also locally occur in such horizons. The shells of mollusks are often not crushed at all or only slightly crushed, while solenoporids are often preserved in life position.

Corals from the *Chalky Limestone member* have been paleontologically worked out by E. Roniewicz (1960, 1966, 1968). In some places they occur in fair abundance, but all in all they hardly represent one thousandth part of the total volume of sediments in the *Chalky Limestone member.* As a rule, they are encountered as scattered colonies (fig. 2). In two sites only has a greater concentration of colonies been observed, such as may be called patch reefs. The larger one was some tens of metres in length and 5 m high (cf. E. Roniewicz 1966). The presence of corals has been observed in micritic-pelletal limestones, in sparry lump limestones and in chalky limestones. Some of these limestones are distinctly bedded (fig. 2) and all have formed in moderately agitated waters. The presence of corals does not affect the lithological development of the surrounding sediments; no coral breccias have been observed. Hence, it seems reasonable to suppose that there are no true coral reefs in the *Chalky Limestone member.*

The coral-bearing limestones under consideration were previously regarded by some Polish authors as reef limestones. It should be noted that these Upper Jurassic limestones of the Holy Cross Mts. in many respects resemble the Upper Jurassic coral-bearing limestones from the Paris basin. As has been claimed by Rutten & Jansonius (1956) the latter limestones do not represent true reefs.

Depositional environments. Both, the lithological (ooids, large onkoids, grapestones) and paleontological (corals, thick-shelled pelecypods, gastropods, green and red algae) depth indicators suggest that the deposits of the *Chalky Limestone member* were laid down in a very shallow sea. Moreover, these deposits show many facial resemblances with the Recent shallow-water carbonate deposits. Hence, it may be inferred that the deposits of the *Chalky Limestone member* formed in a sea whose depth was usually less than 10 metres.

The investigated, Jurassic deposits of the Holy Cross Mts. in many respects resemble the well known Recent carbonate deposits of the Bahamian banks (cf.

Illing 1954; Newell, Imbrie, Purdy & Thurber 1959; Newell, Purdy & Imbrie 1960; Cloud 1962; Purdy 1963; Ball 1967; Monty 1967; Roehl 1967). The facies equivalents of the Bahamian oolitic facies, grapestone facies, pellet-mud facies and mud facies, can be recognized in deposits of the *Chalky Limestone member*. Moreover, a similar facies pattern is encountered in this member (fig. 3). In many of its parts the vertical or lateral succession of oolitic limestones, sparry lump limestones, chalky limestones, micritic-pelletal limestones and micritic limestones may be traced (cf. Kutek 1968). Such rock sequence corresponds to the succession of the oolitic facies, the grapestone facies, the pellet-mud facies and the mud facies observable in the Bahamian banks (cf. Purdy 1963).

Contrary to the Bahamian area, no reefs, no analogues of the coralgal facies and no intertidal or supratidal sediments occur in the *Chalky Limestone member*. An attempt to account for these differences is here given (fig. 3). The Recent unconsolidated Bahamian deposits overlie Pleistocene limestones which had been lithified during the Wisconsin lowering of the sea level. On the Bahamian banks there are large islands while extensive areas of rocky bottoms occur at the edges of these banks. Reef corals developed at such bottoms, near oceanic depths. On the other hand, the deposits of the *Chalky Limestone member* formed in a large epeiric sea during the late Oxfordian and the early Kimmeridgian time. No large islands existed in the area of the present SW margin of the Holy Cross Mts., and the seashore was then at least 200 km farther east. No extensive stretches of rock bottom occurred there owing to the continuity of sedimentation and the slow lithification of carbonate deposits. Moreover, there were probably no strong differences in the depth of the submarine shoals and that of the adjacent, somewhat deeper areas of the epeiric sea. Such conditions did not favour the development of reef corals and no sediments formed in the intertidal or supratidal zone.

Sediments of the *Chalky Limestone member* attain a thickness of up to 200 m, hence strong subsidence must have taken place during their deposition. As a result of the shifting at that time of depositional environments, some sediments were reworked and redeposited. Cross-bedded sparry pellet limestones and skeletal limestones, consisting of closely packed fossils, were formed subsequently to such events.

Oolites

Within the area here considered, the ooids occur as subordinate components of various limestones or as the main constituents of oolitic limestones. The last named limestones are, in turn, the predominant or subordinate components of several Upper Jurassic lithological members (cf. Kutek 1968).

Ooids. The size of the ooids here considered usually ranges from 0.15 to 0.9 mm. Ooids larger than this, up to 3 mm in diameter, are rare. Both, normal and superficial ooids (ooids with one or more envelopes) are present (pl. IV—VII). In some ooids, complete or incomplete micritic envelopes occur in between oolitic envelopes. These are often micritized oolitic envelopes; in some cases, however, the micritic envelopes consist of primary micritic material.

Grains of micrite and bioclasts occur most commonly as nuclei of ooids. Ooids with nuclei consisting of aggregation grains, intraclasts and small onkoids are fairly common. If small ooids occur in oolitically coated lumps or intraclasts, such grains may also be called compound ooids (fig. 1). Fractured, broken and regenerated ooids are seldom encountered. No ooids with primarily incomplete coatings (resembling the quiet-water ooids, cf. Freeman 1962) have been observed.

Cross-bedded oolites. Cross-bedded and non cross-bedded oolites have been distinguished among the oolitic limestones. The former usually consist of cross-stra-

tified units large in scale. The set thickness ranges from 5 cm to 2.5 metres. In one quarry, individual sets could be traced over a length of 200 m. The cross laminae may be up to 20 cm thick. Grouped cross-stratified units are much more common than solitary sets (fig. 4*A*). The lower boundaries of sets are planar or concave, the upper boundaries are erosional. In particular cosets, cross laminae may dip in one or in varying directions.

Cross-bedded oolites consist of well developed and well sorted ooids, bound by sparry cement (pl. IV, fig. 2; pl. V, fig. 1; pl. VI, figs. 4, 5). Admixtures of non-oolitic grains are very scarce in most of the cross laminae, but in some coarse-grained laminae numerous aggregation grains, onkoids or non-oolitized bioclasts may be present. Some cross-stratified units consist not only of oolitic cross laminae, but also of less numerous laminae consisting of micritic or oolite-micritic material. Intraclasts, often without sharp boundaries, are frequent in such laminae.

The Jurassic oolites described above formed in the same way as the Recent Bahamian oolites (cf. Newell, Purdy & Imbrie 1960; Ball 1967). The large-scale stratified units, observable in oolites, correspond to spillover lobes, banks or large-scale ripples. Precipitation of oolitic coats probably took place during transport of grains, in small ripples, on the surface of major sedimentary forms (fig. 5*A*). Since small ripples dissipated at the foresides of such forms, no small-scale cross-stratified units occur in these oolites. Micritic and oolite-micritic cross laminae, present in some oolites, suggest a non-rhythmic transport of micritic or oolite-micritic material on the surface of banks or large-scale ripples (fig. 5*A*).

Small ripples, consisting of oolitic material, were observed only in micritic or pelletal limestones (fig. 4*B, C*). Such ripples are common only in the *Banded Limestone member* (cf. Kutek 1968).

Non cross-bedded oolites. These oolites form thin intercalations in other limestones, but also thick layers reaching a thickness of up to 20 m (fig. 4*B*). Rough parallel bedding appears in such layers (pl. XIII, fig. 2; pl. XIV, fig. 1). Poor sorting and the presence of micrite matrix are characteristics of most non cross-bedded oolites (pl. V, figs. 2, 3; pl. VI, figs. 1—3; pl. VII). Large admixtures of onkoids, aggregation grains, pellets and intraclasts are rather common. Both, broken and unbroken fossils are encountered (pelecypods predominate, brachiopods, gastropods and echinoderms are common; single small coral colonies are sporadical). Some layers of oolitic rocks contain large amounts of micrite; the micritic and oolitic material are often irregularly mixed (fig. 4*B*). Non cross-bedded oolites often alternate with or grade into micro- and pisoonkolitic limestones, pelecypod limestones and micritic limestones.

Non cross-bedded oolites formed in two ways: either by the transformation *in situ* of cross-stratified oolitic sediment, resulting from the stirring up of the sediment, the aggregation, onkolitization and micritization of grains, the deposition of mud and the burrowing of organisms, or, in result of deposition of oolitic sediment transported in upper flow regime. The deposition of some non cross-bedded oolites in high energy environments is indicated i.a. by the sporadical presence in such oolites of large limestone fragments bored by pelecypods (pl. XIII, fig. 2).

Origin of oolite members. All the oolite members in the considered area consist of cross-bedded as well as non cross-bedded oolites (figs. 6, 7). A tentative explanation of the origin of these members is given below. In extremely shallow waters, within an area of intensive ooid generation, ridges, spillover lobes, banks or large ripples, consisting of cross-stratified oolitic sediment, were formed. In more sheltered areas and on more stabilized bottom, such processes as the building of onkoids, aggregation and micritization of grains and deposition of lime mud, may have occurred. Conditions favouring the development of organic life prevailed here,

too. Owing to the variability of hydrodynamic conditions, cross-stratified sediment could be transformed into non cross-stratified, and this one, in turn, after redeposition, again into a cross-stratified one. Various complex grains (ooids containing aggregation grains, onkoids or intraclasts, oolitically coated lumps, onkoids and intraclasts, etc.) could form because of the variability of agents.

Cross-bedded and non cross-bedded oolites are not evenly distributed in the oolitic members (figs. 6, 7). Parts of members, consisting chiefly of cross-bedded oolites, probably correspond to the external belts of submarine shoals, while the other parts correspond to more sheltered areas.

Particular members. The particular oolite members and some of the adjacent members have been described in the Polish text, and their depositional environments are shown in figs. 6 and 7. Only one of these members, i.e. the *Banded Limestone member*, will be briefly described below.

Oolites and platy micritic limestones occur i.a. in this member, but banded limestones (pl. XIII) constitute its characteristic component. These limestones display ripple- and flaser bedding and consist mainly of micritic and pelletal material (fig. 4*C*; pl. VI, fig. 6). Ripples and streaks, consisting of oolitic material, occur in banded limestones, too. The *Banded Limestone member* is overlaid and underlaid by oolite members (fig. 6*a, b, c;* also cf. Kutek 1968, table II).

The sediments of the *Banded Limestone member* are thought to have been deposited on submarine shoals sheltered by oolitic ridges. These sediments lack features suggesting their deposition in an intertidal zone; for instance, there are no dolomites, stromatolites, dessication marks or „bird's eye" structures in the *Banded Limestone member.*

Pelecypod limestones

In some of the considered limestones there are large amounts of pelecypod skeletal material. Pelecypod limestones without ostreids („grab" limestones), *Alectryonia* lumachelles and *Exogyra* lumachelles have been distinguished.

Pelecypod limestones without ostreids („grab" limestones). These limestones consist of fine pelecypod shell detritus and micritic or micritic-pelletal matrix. Numerous moulds of pelecypods occur in such limestones. *Pholadomya protei* (Brongn.) and *Pleuromya uniformis* (Sow.) are the two numerically richest species in a diversified assemblage of pelecypods. Ostreids are only occasionally encountered. Gastropods and brachiopods (terebratulids and rhynchonellids) are fairly common. Onkoids and ooid admixtures occur in some layers.

The above pelecypod limestones have a characteristic appearance. Polish geologists often call them „grabs" (the Polish word *grab* has long been used as a rock name by the inhabitants of a part of the Holy Cross Mts. region; obviously, it has nothing in common with the English word „grab").

Alectryonia lumachelles. In their lithology and fauna these lumachelles rather closely resemble the above limestones, but differ from them in the presence of numerous ostreids of the genus *Alectryonia* (pl. XVI, fig. 2), represented by the species *A. gregarea* (Sow.), *A. solitaria* (Sow.) and *A. rastellaris* (Gdf.). *Exogyra nana* Sow. is fairly abundant, too. Onkoids occur frequently in *Alectryonia* lumachelles, so that a part of these lumachelles may be called onkolites, too (pl. IX, fig. 1).

Unbroken ostreid shells are often encountered in *Alectryonia* lumachelles. Some shells have been preserved *in situ.* Several mutually encrusting ostreid shells are quite common. Hence, an important part of our lumachelles may be regarded as strictly autochthonous.

Exogyra lumachelles. These lumachelles display strong variability (pl. VIII). They contain varying amounts of shells of *Exogyra* and other pelecypods. Some of the shells may be unbroken but more often they are more or less crushed and closely packed. Various amounts of micritic matrix and/or sparry cement occur in the lumachelles. Admixtures of pellets, aggregation grains and/or ooids are fairly common (pl. IX, fig. 2). Transition rocks, grading from lumachelles into ooids, are present locally (fig. 7). Onkoids with nuclei consisting of fragments of pelecypod shells, are an extremely common constituent of the lumachelles. Many of them merit the name of onkolite rocks. Cross-bedded sparry lumachelles, with small admixtures of quartz and glauconite, are a rare variety. They are associated almost exclusively with the *Top Lumachelle* (cf. Kutek 1968).

Both, autochthonous and allochthonous varieties may be distinguished among the *Exogyra* lumachelles.

Depositional environments. The pelecypod limestones here described, formed under various hydrodynamic and bathymetric conditions. Since they often contain onkoids and ooids, and alternate with oolite and onkolite rocks, there is little probability that they had developed at all at depths greater than a score metres. It should be noted that the Recent ostreid lumachelles are recorded from depths that may be up to two score metres, but usually much less than that (Gekker 1962). Some lumachelles, for example the cross-bedded types, are undoubtedly very shallow-sea deposits. On the whole, however, the pelecypod limestones here discussed, formed on deeper and more even bottoms than e.g. the oolite deposits.

Onkoids and onkolites

Upper Jurassic onkoids from the Holy Cross Mts. have been described in another paper by Kutek & Radwański (1965), so that only a few problems concerning the onkoids will be discussed here. It should be stressed that onkoids are very common in the deposits under consideration (cf. Kutek 1968), being the predominant or subordinate component of many limestones. In the *Chalky Limestone member* they occur in chalky limestones, sparry lump limestones and micritic-pellet limestones. In other members they are associated with various pelecypod limestones and non cross-bedded oolites. Onkoids are altogether absent from micritic limestones devoid of any grain material, and they are extremely rare in cross-bedded oolites.

Autochthonous and allochthonous onkoids. By far the greatest part of the onkoids is autochthonous in that they have formed and have been definitely laid down in the same depositional environments. This is indicated as follows.

On the whole it has been possible to observe some features that are in common both for onkoids and other components of the particular deposits. In the *Chalky Limestone member,* where solenoporids, corals and nerineids occur in great abundance, the nuclei of onkoids consist of these fossils. In lumachelle members, pelecypod fragments serve most frequently as nuclei of onkoids (pl. IX, fig. 1). Analogous grains (ooids, lumps, pellets, fossil debris) are observable in complex cores of onkoids and in the matrix of onkoid-bearing limestones (pl. III, pl. X).

Some onkoids have distinctly uneven surfaces (pl. III, pl. X), whereas in the case of long transport they would have been rounded.

Onkolite limestones are never cross bedded. In our area there occur thin onkolite layers with the same lithological development and constant thickness over a great distance (cf. Kutek 1968, table II, fig. 3). In the vicinity of Radomsko, an onkolite layer, 30 cm thick, could be traced over a distance of 3 km. Deposits showing such features could not have been laid down by currents.

Onkoids and blue-green-algal lumps. It has been shown by Monty (1967) that both, spherical and non-spherical grains, occurring in the Recent Bahamian deposits, may be of blue-green-algal origin. The similar origin of the Upper Jurassic onkoids here discussed, and some non-spherical aggregation grains (which can be called blue-green-algal lumps) is obvious, too. The discussed lumps and the envelopes of onkoids consist of similar material (pl. III; pl. X; pl. XI, fig. 3). Lumps serve as nuclei of numerous onkoids (pl. I, fig. 6; pl. III; pl. X; pl. XI, figs. 1, 3), and onkoids occur, in turn, in large lumps (pl. III, fig. 3). There are grains of a transition type grading from the spherical onkoids into lumps without concentric structure, i.e. grains with a thin, indistinct or incomplete envelope (pl. I, fig. 6; pl. III; pl. X; pl. XI, fig. 3). In some grains there are no sharp boundaries between the concentric envelopes and the non-ordered material (pl. III, pl. X). In onkoid-bearing limestones, numerous lumps are nearly always present.

Onkolites and stromatolites. Though onkoids are extremely common in the investigated deposits, no stromatolites have ever been found in them. The absence of stromatolites may probably be explained by the fact that none of these deposits had formed in intertidal or supratidal environments.

Small blue-green-algal crusts (pl. V, fig. 3) have been observed in very few thin sections. They resemble the algal „sand sheets", occurring in infratidal environments on the Bahamas (cf. Monty 1967).

Micritic limestones

Most micritic limestones of the investigated area are developed as platy limestones. The thickness of the beds ranges from a few to some 50 cm. In many places these limestones are interbedded with oolites, onkolites and lumachelles. Hence, it may be supposed that they had formed in none too deep waters.

Shaly limestones are an unusual type of micritic limestones. They occur in only one stratigraphic horizon (cf. Kutek 1968). In the zone of alteration they split into plates from 1 mm to some centimetres thick. Oolite and lumachelle intercalations, submarine slumps, erosional outwashes as well as hard grounds and pebbles, bored by pelecypods, occur in the *Shaly Limestone member* (fig. 8). The shaly limestones are thought to have been laid down in very shallow waters, in an area probably sheltered by oolitic ridges (fig. 7*a*).

Marly deposits

Marls and greenish marly shales occur in some members in the area under investigation (cf. Kutek 1968). They alternate with micritic limestones and lumachelles. Onkolites and lumachelles may have a calcareous or marly matrix. Where such varieties of these rocks alternate, the same fossils and calcareous grains occur both in calcareous and marly layers. Hence, it is reasonably supposed that the calcareous-marly rhythms are not due to tectonic oscillations.

A marly matrix never appears in deposits laid down in high-energy environments (e.g. in cross-bedded oolites or lumachelles). Neither the calcareous nor the marly fine-grained material could accumulate in such environments. Some marly layers have a rather great geographical range and so they may, to a certain extent, be used for stratigraphic correlation. Such layers, however, wedge out rapidly when grading laterally into calcareous deposits accumulated in high energy environments (cf. Kutek 1968, table II, and fig. 12).

In the investigated area, marly deposits are extremely rare in the Uppermost Oxfordian and Lowermost Kimmeridgian, and they are far better developed in the

Katroliceras divisum and Aulacostephanus mutabilis zones. Since the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian deposits are strongly developed in part of the Polish Lowland (Dembowska 1964, Wierzbowski 1966), it is unlikely that climatic factors should be the first and foremost to control the distribution of marly sediments. This was probably influenced mainly by the hydrodynamic regime and topography of the basin. The *Chalky Limestone member*, for instance, consists of various calcareous deposits, laid down in both, high and low, energy environments. Marly deposits are practically absent in this member. All the deposits of this member accumulated on an extensive shoal where terrigenous material could not be brought.

Other lithological and sedimentological problems

The accessory constituents of the deposits (detrital quartz, autochthonous silica, glauconite) and submarine slumps (cf. Radwański 1960, Kutek 1962a) have been described in the Polish text. The slumps were associated with a diversified topography of the sea bottoms or induced by erosion, and not caused by tectonic movements.

PALEOGEOGRAPHY

Problems of subsidence

The investigated Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian deposits of the SW margin of the Holy Cross Mts. are a. 500 m in thickness. All these deposits accumulated in more or less shallow waters; the oldest and youngest of these deposits (those of the *Chalky Limestone member* and of the *Top Lumachelle* — cf. Kutek 1968, table II) were laid down in a very shallow sea. Hence, it may be supposed that the subsidence corresponded fairly accurately to the thickness of the deposits. It occurred rather uniformly throughout the considered area. No evidence has been found of tectonic oscillations or eustatic changes of the sea level.

No cyclothems can be differentiated in the investigated deposits (cf. Kutek 1968, table II, and figs. 3, 11). Hence, it may be reasonably supposed that the subsidence permitted the accumulation of thick deposits but that it did not directly control the development of facies.

Stratigraphic sequence of Upper Jurassic facies

Stromatolites and signs of stratigraphic condensation occur in the SW margin of the Holy Cross Mts. The very thin Upper Callovian deposits formed in a very shallow sea, under conditions of tectonic stabilization. Subsequent subsidence made possible the formation of Upper Jurassic deposits which attain a thickness of over 1,000 m and represent one major sedimentary cycle.

In the investigated area, the deposits corresponding to the Lower Oxfordian, Middle Oxfordian and the lower part of the Upper Oxfordian, are developed as layered limestones, spongy bioherms and, in a lesser degree, as spongy-chalky limestones (the latter variety of limestones consists mainly of pellets and small aggregation grains; ooids and large onkoids do not appear; sponges are common, but no corals, solenoporids, nerineids or diceratids occur). No oolites, onkolites or cross-beddings are encountered in the Oxfordian deposits under consideration, that are characterized by

abundance of sponges and brachiopods. In certain layers ammonites are also numerous, i.a. those belonging to the superfamily Haploceratacеae. Pelecypods are rather rare. In way of generalization the above deposits may be defined as moderately-deep-water calcareous deposits. It should be noted that, in lithology and fauna, they resemble the Oxfordian and Kimmeridgian sediments of Southern Germany.

The sediments of the Uppermost Oxfordian and Lowermost Kimmeridgian are described in the present paper (cf. Kutek 1968). They are being referred to the *Chalky Limestone member* and to several other members consisting mainly of oolites and onkolites. All the above deposits may be generally defined as shallow--waters calcareous deposits (fig. 10).

Deposits corresponding to the middle part of the Kimmeridgian (to the Katroliceras divisum and Aulacostephanus mutabilis zones) are developed chiefly as lumachelles, micritic limestones, marls and marly shales; locally there also occur intercalations of oolites and onkolites (fig. 10, cf. also Kutek 1968). Generally, these deposits may be regarded as facially intermediate between deposits of the Lowermost Kimmeridgian and those of the Uppermost Kimmeridgian and the Lower Volgian.

The latter deposits have persisted below the Cretaceous only in the NW margins of the Holy Cross Mts. (fig. 9). They are developed as marls and partly bituminous marly shales (cf. Kutek 1962b, 1967a). Ammonites (i.a. Haploceratacеae) and thin-shelled pelecypods are extremely numerous. Out of all the Upper Jurassic deposits from the Holy Cross Mts. region, those of the Uppermost Kimmeridgian and Lower Volgian were probably formed in the deepest sea.

The younger deposits of the Volgian occur only in the Polish Lowland (Dembowska 1964, Kutek 1967a). The Middle Volgian deposits are developed as shales grading into limestones. The ammonites disappear gradually with the changes in lithology, while serpulids and corbulids become more numerous. The lithological and faunal changes suggest a shallowing of the sea.

The youngest Volgian deposits are developed mostly as gypsum, anhydrites and brackish sediments. Their origin may, therefore, be connected with uplifts within the area of the Middle Polish Uplands. These uplifts destroyed the communication routes between the sedimentary basins of Central and Northern Poland and of the Carpathian region.

Relationship of Jurassic and Cretaceous deposits

The relationship of the Jurassic and Cretaceous deposits, occurring in the SW, W and NW margins of the Holy Cross Mts. is shown in fig. 9 (cf. also Kutek 1962a, 1968). Positive vertical tectonic movements occurred twice in this area: prior to and after the Neocomian. The pre-Neocomian movements did not set in before the Middle Volgian, because the formation of shallow-sea calcareous deposits commenced in the Central Poland area at that time. Undoubtedly, marine Uppermost Kimmeridgian and Lower Volgian deposits had once existed on the sites of the present SW margins of the Holy Cross Mts. Deposits of this age, still persisting in the NW margins of the Holy Cross Mts. are developed as relatively deep marine deposits which do not show any facial changes near the southern limits of their present occurrence area. Numerous mediterranean ammonites occur in these deposits, indicating broad communication routes between Central Poland and the Carpathian seas (cf. Kutek 1967). In turn, the deposits of the Aulacostephanus mutabilis zone, occurring now in the SW margins of the Holy Cross Mts., directly under the Middle Cretaceous (cf. Kutek 1968, table II) yield no evidence of a Kimmeridgian emersion.

Problem of the Paleozoic massif of the Holy Cross Mts.

Jurassic deposits do not now occur within the Paleozoic massif of the Holy Cross Mts. and the adjacent Triassic belts. In this connection several Polish authors postulated that this area had emerged as early as in the Upper Kimmeridgian and Lower Volgian (cf. e.g. Dembowska 1964). Some arguments, however, may now be advanced indicating that the considered area was then still under water.

The Upper Jurassic sediments, occurring in the SW margins of the Holy Cross Mts., do not yield any facial evidence of the proximity of a shore (it should be noted here that, in the southern parts of the Holy Cross Mts., thick Upper Kimmeridgian deposits crop out at a distance of no more than 2 km from the outcrops of Paleozoic rocks). Moreover, the Upper Kimmeridgian deposits of the Holy Cross Mts. margins accumulated in a deeper sea than those of the Lower Kimmeridgian and the Uppermost Oxfordian. The thickness of isochronous Upper Jurassic deposits, found in the Miechów syncline, does not decrease in the direction of the Holy Cross Mts. (fig. 10). Moreover, a consequential, diachronous facies succession may be observed in the Upper Jurassic deposits of the Miechów syncline, and the SW and NE margins of the Holy Cross Mts. (fig. 10). Hence, it may be supposed that, in the Upper Jurassic time, the area of the Paleozoic massif of the Holy Cross Mts. did not constitute a separate paleogeographic unit.

Certain general remarks concerning the facies pattern in the epeiric Upper Jurassic deposits of Central and Northern Poland have been given in the Polish text.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, December 1968

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—XVI

DESCRIPTION OF PLATES I—XVI

PL. I

Odmiany wapieni kredowatych
Varieties of chalky limestones

1 — Mikrytowy wapień gruzełkowy z drobnym detrytusem organogenicznym. Żerniki, *kompleks wapieni kredowatych*, oksford górny × 4

Micritic pelletal limestone with fine skeletal detritus. Żerniki, *Chalky Limestone member*, Upper Oxfordian × 4

2 — Mikrytowy wapień gruzełkowy z detrytusem organogenicznym. Bukowa Góra *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 4

Micritic pelletal limestone with fine skeletal detritus. Bukowa Góra, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 4

3 — Sparytowo-mikrytowy wapień ziarnisty, zawierający gruzełki, grudki, ooidy i szczątki organiczne (u dołu fotografii fragment muszli alektrionii). Krasocin, *kompleks wapieni kredowatych*, pogranicze oksfordu i kimerydu × 4

Limestone consisting of pellets, lumps, ooids and fossils with interstitial space filled by micrite and sparite cement (at bottom, fragment of shell of *Alectryonia*). Krasocin, *Chalky Limestone member*, Oxfordian-Kimmeridgian boundary × 4

4 — Mikrytowy wapień ziarnisty, złożony głównie z gruzełków i drobnego detrytusu organogenicznego. Mniej licznie występują grudki i duże szczątki organiczne (z lewej strony fotografii fragment glonu *Pycnoporidium*, z prawej muszla nerynei, zrekrystalizowana i z brzegu częściowo zmikrytyzowana w wyniku drążenia prawdopodobnie grzybów). Przedbórz, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 4

Micritic calcarenite, consisting chiefly of pellets and skeletal detritus. Lumps and large fossils less abundant (fragment of alga *Pycnoporidium* at left; recrystallized shell of a nerineid with margin partly micritized owing to boring, probably by fungi, at right). Przedbórz, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 4

5 — Sparytowo-mikrytowy wapień grudkowo-gruzełkowo-oolitowy z bioklastami. Ooidy uległy częściowo mikrytyzacji. Bukowa Góra, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 4

Pelletal-oolitic-lump limestone with bioclasts; both micrite and sparry calcite occur in the interstitial space. Ooids partly micritized. Bukowa Góra, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 4

6 — Mikrytowy wapień makroonkolitowy. Widoczne dwa makroonkoidy o grubych powłokach; jeden z nich (na prawo) rozwinięty jest wokół grudki sinicowej. W lewej górnej części fotografii fragment dużej grudki sinicowej o nierównej powierzchni, pokrytej cienką powłoką onkolitową. W mikrytowym tle skalnym występują ponadto gruzełki, drobne grudki i detrytus organogeniczny. Grzywy Korzeczkowskie, *kompleks wapieni kredowatych*, oksford górny × 5

Micritic macroonkolite limestone showing two macroonkoids with thick envelopes; one macroonkoid (at right) developed around a blue-green-algal lump. At left, fragment of a large blue-green algal lump with uneven surface coated by a thin onkolitic envelope. Moreover, in the micritic matrix there occur pellets, lumps and skeletal detritus. Grzywy Korzeczkowskie, *Chalky Limestone member*, Upper Oxfordian × 5

PL. II

Sparytowe wapienie grudkowe
Sparry lump limestones

1 — Sparytowy wapień grudkowy z ooidami i szczątkami organicznymi, głównie mięczaków. Wśród grudek przeważają grudki z zachowanymi rurkami glonów. Z prawej strony fotografii widoczne objawy rekrystalizacji, świadczące o re-

krystalizacyjnym pochodzeniu sparytu (częściowo zrekrystalizowane grudki, obszerne pola sparytu, niezrekrystalizowane gruzełki i drobne grudki w obrębie dużych kryształów kalcytu). Okolice Sokołowa Górnego, *kompleks wapieni kredowatych*, oksford górny × 4

Sparry lump limestone with ooids and fossils, chiefly mollusks. Algal tubes are preserved in most of the lumps. At right, the signs of recrystallization suggests a secondary origin of sparite (partly recrystallized lumps, large patches of sparite, unrecrystallized pellets and small lumps within large calcite crystals). Vicinity of Sokołów Górny, *Chalky Limestone member*, Upper Oxfordian × 4

2 — Sparytowy wapień grudkowy ze szczątkami organicznymi, głównie mięczaków. Niektóre grudki mają groniaste kształty. Bukowa Góra, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 4

Sparry lump limestone with fossils, mostly mollusks. Some lumps developed as grapestones. Bukowa Góra, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 4

3 — Sparytowy wapień grudkowo-oolitowo-organogeniczny z reliktami pierwotnej gruzełkowo-mikrytowej masy podstawowej. Wśród szczątków organicznych przeważają mięczaki, szkarłupnie i glony (w lewym dolnym rogu fotografii fragment solenopory). Grudki mają wyraźnie groniaste kształty. Moczydła, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 5

Sparry skeletal-oolitic-lump limestone with relicts of pelletal-micritic matrix. Fossils represented chiefly by mollusks, echinoderms and algae (fragment of a solenoporid left at the bottom). Lumps developed as grapestones. Moczydła, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 5

PL. III

Sparytowe wapienie onkolitowo-grudkowe
Sparry onkolitic-lump limestones

1 — Sparytowy wapień onkolitowo-grudkowo-organogeniczny. Wśród szczątków organicznych przeważają mięczaki i glony. Oprócz grudek i wyraźnie wykształconych onkoidów występują ziarna pośredniego typu. Na stykach niektórych ziarn zaznaczają się wciski. Okolice Sokołowa Górnego, *utwory znad wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 4

Sparry skeletal-oncolitic-lump limestone. Fossils represented chiefly by mollusks and algae. Lumps and well developed onkoids occur side-by-side with grains of intermediate type. Pits seen at contacts of some grains. Vicinity of Sokołów Górny, *Deposits Overlying Chalky Limestones*, Lower Kimmeridgian × 4

2 — Sparytowy wapień onkolitowo-grudkowo-oolitowy. Grudki sinicowe i onkoidy osiągają różne rozmiary. O ich pokrewieństwie genetycznym świadczy m.in. podobieństwo materiału, włączonego w skład grudek i powłok onkoidów. Złożoną budowę makroonkoidu, widocznego na środku fotografii, można wytłumaczyć przemiennym przerastaniem i obrastaniem materiału ziarnistego przez sinice. W onkoidzie widoczna jest m.in. serpula, która porastała go w pewnym etapie jego rozwoju. Moczydła, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 4

Sparry oolitic-onkolitic-lump limestone. Blue-green algal lumps and onkolitic envelopes are composed of similar material. The complex structure of the macroonkoid (at centre) may be explained by an alternating interweaving and encrusting of grain components by blue-green algae. The onkoid contains a serpulid tube which encrusted it during one stage of development. Moczydła, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 4

PL. IV

Wapienie z *kompleksu wapieni kredowatych*
Limestones from the *Chalky Limestone member*

1 — Powiększony fragment fotografii przedstawionej na pl. II, fig. 3. W grudkach groniastych rozpoznać można występujące w ich wnętrzu ooidy, drobne grudki, gruzełki i detrytus organogeniczny. W niektórych grudkach ziarna te spojone są sparytowym kalcytem. Wiele grudek obwiedzionych jest powłokami ooidowymi, a niektóre szczątki organiczne powłokami onkoidowymi × 9

Enlarged fragment of photograph shown in pl. II, fig. 3. Ooids, small lumps, pellets and skeletal detritus occur as components of grapestones. In some grapestones sparry cement developed among such components. Many grapestones coated with oolitic envelopes, some fossils — by onkolitic envelopes × 9

2 — Skośnie warstwowany wapień oolitowy z grudkami i szczątkami organicznymi, głównie małżów. Szczątki i grudki skoncentrowane są w gruboziarnistych warstewkach oolitu. Okolice Sokołowa Górnego, *utwory znad wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 7

Cross-bedded oolitic limestone with lumps and fossils, mostly pelecypods. The lumps and fossils concentrated in coarse-grained oolitic laminae. Vicinity of Sokołów Górny, *Deposits Overlying Chalky Limestones*, Lower Kimmeridgian × 7

PL. V

Warstwowane i nie warstwowane skośnie oolity
Cross-bedded and non-cross-bedded oolites

1 — Skośnie warstwowany sparytowy wapień oolitowy, wykazujący dobrą selekcję ooidów i brak ooidów złożonych. Widocznych jest kilka ooidów połamanych. Występowanie licznych wcisków oraz reliktów mikrytowo-gruzełkowej masy wypełniającej wskazuje, że sparytowe spoiwo jest zarówno pierwotnego, jak i rekrystalizacyjnego pochodzenia. Korytnica, *kompleks oolitowo-płytowy*, kimeryd dolny × 9

Cross-bedded, well sorted oolitic limestone with sparry cement: no compound ooids, a few broken ooids. The presence of numerous pits and relicts of pelletal-micritic matrix suggest both primary and secondary origin of the sparry cement. Korytnica, *Oolite-Platy member*, Lower Kimmeridgian × 9

2 — Nie warstwowany skośnie, sparytowo-mikrytowy wapień oolitowy o słabej selekcji. Występują liczne ooidy złożone, rozwinięte zazwyczaj wokół ziarn

agregacyjnych (*a*), oraz ooidy z powłokami mikrytowymi (*b*). Niektóre ooidy rozwinęły się wokół mikroonkoidów (*c*). Gołuchów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 8

Non-cross-bedded, poorly sorted oolitic limestone with micritic matrix and sparry cement. Numerous complex ooids, mostly developed around lumps (*a*), and ooids with micritic envelopes (*b*) are visible. Some ooids developed around microonkoids (*c*). Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 8

3 — Nie warstwowany skośnie, mikrytowo-sparytowy wapień oolitowy z mikroonkoidami i ziarnami agregacyjnymi. Skała charakteryzuje się bardzo złą selekcją. Występują liczne ooidy złożone, rozwinięte głównie wokół ziarn agregacyjnych. Wiele ooidów wykazuje objawy mikrytyzacji. W środku fotografii widoczny narost sinicowy (*s*). Gołuchów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 10

Non-cross-bedded, poorly sorted, sparry-micritic oolitic limestone with microonkoids and aggregation grains. Numerous compound ooids and partially micritized ooids are visible. A blue-green algal crust seen at centre (*s*). Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 10

PL. VI

Warstwowane i nie warstwowane skośnie oolity, wapienie pasiaste
Cross-bedded and non-cross-bedded oolites, as well as banded limestones

1 — Nie warstwowany skośnie wapień, złożony z obfitej mikrytowej masy podstawowej oraz ooidów, szczątków organicznych (głównie małżów) i onkoidów rozwiniętych z reguły wokół muszli małżów. Gołuchów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 5

Non-cross-bedded, micritic limestone with ooids, fossils (mostly pelecypods) and onkoids developed mostly on pelecypod shells. Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 5

2 — Nie warstwowany skośnie, mikrytowy wapień oolitowy, miejscami ze sparytowym spoiwem. Oprócz przeważających ooidów występują onkoidy i szczątki organiczne, głównie muszle małżów. Staniewice, *oolit górny*, kimeryd dolny × 4

Non-cross-bedded, micritic oolitic limestone, locally with sparry cement. Besides ooids, onkoids and fossils, mostly pelecypods occur. Staniewice, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 4

3 — Nie warstwowany skośnie wapień oolitowy z przeważającym spoiwem sparytowym. Oprócz ooidów występują gruzełki oraz szczątki organiczne, głównie muszle małżów. Skorków, *oolit dolny*, kimeryd dolny × 4

Non-cross-bedded oolitic limestone with sparry cement. Besides ooids, pellets and fossils, mostly pelecypods occur. Skorków, *Lower Oolite*, Lower Kimmeridgian × 4

4 — Warstwowany skośnie, sparytowy wapień oolitowy. Spośród składników ziarnistych oprócz ooidów występują tylko bardzo nieliczne, niezoolityzowane bioklasty. Korytnica, *oolit górny*, kimeryd dolny × 5

Cross-bedded, sparry oolitic limestone. Besides ooids, only few non-oolitized bioclasts occur. Korytnica, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 5

5 — Warstwowany skośnie, sparytowy wapień oolitowy. Widoczne są warstewki różniące się frakcją ooidów. Rogalów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 4

Cross-bedded, sparry oolitic limestone, showing laminae differing in size of ooids. Rogalów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 4

6 — Wapień gruzełkowy, wykazujący warstwowanie smużyste (wapień pasiasty). Poszczególne warstewki charakteryzują się różną wielkością gruzełków i różnym stopniem rekrystalizacji. Oprócz gruzełków w podrzędnych ilościach występuje drobny detrytus organogeniczny. Mieronice, *kompleks wapieni pasiastych*, kimeryd dolny × 3

Pelletal limestone showing flaser-bedding (banded limestone). Individual laminae characterized by varying size of pellets and degree of recrystallization. Pellets occur side-by-side with subordinate amounts of skeletal detritus. Mieronice, *Banded Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 3

PL. VII

Sparytowy wapień ziarnisty, złożony ze szczątków organicznych, ooidów, ziarn agregacyjnych (*a*) oraz intraklastów. Niektóre intraklasty utworzone były z osadu zwięzłego (*b*), inne zaś z osadu miękkiego, niezupełnie skonsolidowanego (*c*). Jako „miękki" intraklast interpretowana może być długa smuga materiału oolitowo-mikrytowego (*d*). Widoczna w środku fotografii muszla stanowi wraz z przylegającym do niej materiałem oolitowo-gruzełkowym jeden duży intraklast (*e*). Wśród szczątków organicznych przeważają muszle małżów; ponadto występuje m.in. okruch korala (*f*). Sparytowe spoiwo jest częściowo pochodzenia rekrystalizacyjnego. Strzałka wskazuje strop ławicy. Okolice Rogalowa, *utwory znad wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 6

Limestone consisting of fossils, ooids, aggregation grains (*a*) and intraclasts. Some intraclasts made of compact sediment (*b*) others from slightly consolidated one (*c*). The long streak, composed of ooids micrite (*d*) may be interpreted as a „soft intraclast". The shell, visible at centre, constitutes — together with the adjacent pelletal-oolite material — one large intraclast (*e*). Pelecypods predominate among fossils; besides, fragment of a coral is to be seen (*f*). Sparry cement is partly of secondary origin. Arrow indicates top of bed. Vicinity of Rogalów, *Deposits Overlying Chalky Limestones*, Lower Kimmeridgian × 6

PL. VIII

Muszlowce
Lumachelles

1 — Wapień mikrytowy z niepokruszonymi lub niezbyt rozdrobnionymi muszlami egzogyr. Miejscami w wapieniu pojawiają się gruzełki i drobny detrytus muszlowy. Mojżeszów, *muszlowce skorkowskie*, kimeryd dolny × 5

Micritic limestone with unbroken or slightly damaged *Exogyra* shells. In places, the limestone contains pellets and shell detritus. Mojżeszów, *Skorków Lumachelle*, Lower Kimmeridgian × 5

2 — Mikrytowy wapień małżowy z muszlami, m.in. egzogyr, wykazującymi różny stopień pokruszenia. Wokół niektórych muszli rozwinięte są powłoki onkoidowe. Okolice Gruszczyna, *muszlowce skorkowskie*, kimeryd dolny × 5

Micritic pelecypod limestone with shells (i.a. *Exogyra*) varying in degree of desintegration. Onkolitic envelopes are developed around some shells. Vicinity of Gruszczyn, *Skorków Lumachelle*, Lower Kimmeridgian × 5

3 — Wapień małżowy z mikrytowo-gruzełkową masą wypełniającą. Część muszli należy do egzogyr; miejscami pod muszlami wykształcił się pierwotny sparyt. Okolice Staniewic, *muszlowce stropowe*, kimeryd górny × 5

Pelecypod limestone with pelletal-micritic matrix. Some shalls belong to *Exogyra*. Sparry calcite developed in some places under the shells. Vicinity of Staniewice, *Top Lumachelle*, Upper Kimmeridgian × 5

4 — Wapień małżowy z mikrytowo-gruzełkową masą wypełniającą. Miejscami występuje także sparytowe spoiwo. Wśród materiału organogenicznego przeważają muszle egzogyr; niektóre z nich impregnowane chalcedonem (wskazane strzałkami). Wymysłów, *muszlowce stropowe*, kimeryd górny × 5

Pelecypod limestone with pelletal-micritic matrix; sparry cement locally developed. *Exogyra* shells predominate as fossils, some shells are impregnated with chalcedony (indicated by arrows). Wymysłów, *Top Lumachelle*, Upper Kimmeridgian × 5

5 — Sparytowy wapień muszlowy z reliktami mikrytu. Oprócz przeważających muszli małżów, częściowo należących do egzogyr, stosunkowo licznie występują szczątki szkarłupni. W drugorzędnych ilościach występują grudki i mikroonkoidy. Okolice Korytnicy, *muszlowce staniewickie*, kimeryd górny × 5

Sparry pelecypod limestone with relicts of micrite. The predominant pelecypod shells, partly belonging to *Exogyra*, are associated with relatively abundant echinoderms; aggregation grains and microonkoids are subordinate. Vicinity of Korytnica, *Staniewice Lumachelle*, Upper Kimmeridgian × 5

6 — Drobnoziarnisty, skośnie warstwowany sparytowy wapień muszlowo-gruzełkowy z domieszkami kwarcu i glaukonitu. Muszle małżów występują w postaci drobnego detrytusu. Okolice Staniewic, *muszlowce stropowe*, kimeryd górny × 5

Sparry, skeletal-pellet limestone with an admixture of quartz and glauconite grains. Skeletal material occurs as fine detritus of pelecypod shells. Vicinity of Staniewice, *Top Lumachelle*, Upper Kimmeridgian × 5

PL. IX

Wapienie z kompleksów muszlowcowych
Limestones from lumachelle members

1 — Mikrytowy wapień pizoonkolitowy. Onkoidy rozwinięte są wokół muszli małżów, wśród których przeważają alektrionie i egzogyry. Okolice Gruszczyna, *muszlowce skorkowskie*, kimeryd dolny × 4

Micritic pisoonkolitic limestone. Onkoids developed around pelecypod shells, mostly of *Alectryonia* and *Exogyra*. Vicinity of Gruszczyn. *Skorków Lumachelle*, Lower Kimmeridgian × 4

2 — Sparytowo-mikrytowy wapień ziarnisty, zawierający ooidy, mikroonkoidy, grudki, gruzełki i muszle małżów, głównie egzogyr. Z muszlami małżów związane są liczne struktury geopetalne. Świdno, *muszlowce skorkowskie*, kimeryd dolny × 5

Limestone composed of ooids, microonkoids, aggregation grains, pellets and pelecypod shells (*Exogyra*) with micrite matrix and sparry cement. Numerous geopetal structures are associated with pelecypod shells. Świdno, *Skorków Lumachelle*, Lower Kimmeridgian × 5

PL. X

Wapienie onkolitowe
Onkolitic limestones

1 — Mikrytowy wapień onkolitowy. Oprócz stosunkowo dużych onkoidów, głównie pizoonkoidów, występują liczne drobne grudki sinicowe (utworzone z materiału takiego samego, co powłoki onkoidów). W lewej górnej części fotografii widoczne grzybkowate narosty sinicowe rozwinięte wokół muszli egzogyry, porastającej duży onkoid. Gołuchów, *horyzont onkolitowy*, kimeryd dolny × 4

Micritic onkolitic limestone. In addition to relatively large onkoids, chiefly pisoonkoids, numerous small blue-green algal lumps occur. The latter consist of the same material as onkolitic envelopes. Left at the top, blue-green algal crusts developed on the oyster shell which encrusts a large onkoid. Gołuchów, *Onkolite horizon*, Lower Kimmeridgian × 4

2 — Mikrytowy wapień onkolitowy. W mikrytowym tle oprócz onkolitów różnej wielkości występują grudki sinicowe, ooidy i detrytus organogeniczny (analogiczny materiał wystąpuje także w obrębie jądra onkoidu, widocznego na środku fotografii). Z prawej strony widoczny fragment makroonkoidu o nierównej powierzchni. Grudki sinicowe utworzone są z materiału takiego samego, co powłoki onkoidów. Gołuchów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 5

Micritic onkolitic limestone. Besides onkolites of various size there occur in the micritic matrix blue-green algal lumps, ooids and skeletal debris. Similar material within the core of the onkoid (at centre). At right, fragment of a macroonkoid with uneven surface. Blue-green lumps consist of similar material as onkolitic envelopes. Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 5

3 — Mikrytowy wapień onkolitowo-oolitowy. W środku fotografii makroonkoid o złożonej budowie i nieregularnej powierzchni. W jądrze makroonkoidu występują ooidy podobne jak w otaczającym tle. Grzęby Bolmińskie, *horyzont onkolitowy*, kimeryd dolny × 5

Micritic oolitic-onkolitic limestone. At centre, a macroonkoid with complex structure and uneven surface. Grzęby Bolmińskie, *Onkolite horizon*, Lower Kimmeridgian × 5

4 — Mikrytowy wapień onkolitowy, zawierający oprócz przeważających onkoidów grudki sinicowe, ooidy i materiał organogeniczny. W środku fotografii onkoid o nieregularnej górnej powierzchni; w jego jądrze występują grudki, ooidy i szczątki organiczne. Gołuchów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 5

Micritic onkolitic limestone. Onkoids are predominant but there are also blue-green algal lumps, ooids and skeletal material. At centre, onkoid with irregular upper surface, and lumps, ooids and fossil debris occurring in its core. Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 5

PL. XI

Mikro-, pizo- i makroonkoidy
Micro-, piso- and macroonkoids

1 — Mikrytowy wapień onkolitowo-organogeniczny z grudkami. Onkoidy wykształcone są głównie jako pizoonkoidy. Świdno, *muszlowce skorkowskie*, kimeryd dolny × 4

Micritic skeletal-onkolitic limestone with lumps. Onkoids developed mainly as pisoonkoids. Świdno, *Skorków Lumachelle*, Lower Kimmeridgian × 4

2 — Mikrytowy wapień grudkowo-oolitowo-mikroonkolitowy. Duża muszla, widoczna w środku fotografii, uległa z brzegu mikrytyzacji w wyniku podrążenia jej prawdopodobnie przez grzyby, a miejscami została pokryta cienką powłoką onkolitową. Gołuchów, *oolit górny*, kimeryd dolny × 6

Oolitic-microonkolitic-lump limestone with micrite matrix. Large shell (at centre) micritized on margin probably owing to boring fungi; in places also coated by a thin onkolitic envelope. Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian × 6

3 — Mikrytowy wapień makroonkolitowy, zawierający oprócz makroonkoidów także drobniejsze onkoidy i grudki sinicowe. Niektóre onkoidy zostały pocięte przez małże drążące (*a*). Celiny, *horyzont onkolitowy*, kimeryd dolny × 6

Micritic-macroonkolitic limestone containing, besides macroonkoids, also smaller onkoids and blue-green algal lumps. Some onkoids bored by pelecypods (*a*). Celiny, *Onkolite horizon*, Lower Kimmeridgian × 6

PL. XII

Różne wapienie organogeniczne
Various skeletal limestones

1 — Mikrytowy wapień małżowy (skała pośrednia pomiędzy grabami a muszlowcami egzogyrowymi). Część muszli małżów należy do egzogyr. Wokół niektórych szczątków organicznych wykształciły się cienkie powłoki onkoidowe. Okolice Gruszczyna, *muszlowce skorkowskie*, kimeryd dolny × 5

Micritic pelecypod limestone (transitional between „grab" limestone and *Exogyra* lumachelle). Some pelecypod shells belong to *Exogyra*. Thin onkolitic

envelopes formed around some fossils. Vicinity of Gruszczyn, *Skorków Lumachelle*, Lower Kimmeridgian × 5

2 — Mikrytowy wapień gruzełkowo-organogeniczny (grab). Materiał organogeniczny występuje głównie w postaci drobnego detrytusu muszli małżów. Przedbórz, *kompleks oolitowo-grabowy*, kimeryd dolny × 4

Micritic skeletal-pelletal limestone („grab" limestone). Skeletal material occurs as fine debris of pelecypod shells. Przedbórz, *Oolite-Grab-Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 4

3 — Sparytowy wapień organodetrytyczny, charakteryzujący się gęstym upakowaniem szczątków organicznych (głównie małżów i ślimaków). Minostowice, *kompleks wapieni kredowatych*, pogranicze oksfordu i kimerydu × 5

Sparry, densely packed skeletal limestone, consisting of broken shells of pelecypods and gastropods. Minostowice, *Chalky Limestone member*, Oxfordian-Kimmeridgian boundary × 5

4 — Koral w mikrytowym wapieniu gruzełkowym. W koralu widoczne wydrążenia prawdopodobnie pierścienic; obok niego płytka szkarłupnia i detrytus muszli mięczaków. Bukowa Góra, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny × 5

Coral in micritic pelletal limestone; bored probably by polychaetes. Besides, an echinoderm plate and mollusk debris. Bukowa Góra, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian × 5

5 — Muszle małżów i drobny detrytus organogeniczny w mikrytowym wapieniu gruzełkowym z tej samej ławicy, co okaz na poprzedniej figurze × 5

Pelecypod shells and skeletal debris in micritic pelletal limestone from the same layer as the specimen in preceding figure × 5

6 — Wapień organogeniczny z gruzełkowo-mikrytową masą wypełniającą. W dole fotografii widoczne glony *Marinella*. Podzamcze, *kompleks wapieni kredowatych*, oksford górny × 5

Skeletal limestone with pelletal-micritic matrix. Alga *Marinella* seen at bottom. Podzamcze, *Chalky Limestone member*, Upper Oxfordian × 5

PL. XIII

1 — Wapienie pasiaste; w pakiecie przedstawionym na fotografii utworzone w znacznej części z materiału ziarnistego. Kamieniołom w Mieronicach, *kompleks wapieni pasiastych*, kimeryd dolny.

Banded limestones; in the set presented in figure composed mostly of grain material. Quarry at Mieronice, *Banded Limestone member*, Lower Kimmeridgian.

2 — Gruboławicowe, nie warstwowane skośnie oolity (*a*), kontaktujące wzdłuż erozyjnej powierzchni z podścielającymi wapieniami pasiastymi (*b*), utworzonymi tu głównie z materiału pelitowego. W najniższej części oolitów widoczne okru-

chy wapieni, osiągające wielkość do 30 cm; niektóre okruchy pocięte są przez małże drążące. Kamieniołom w Mieronicach, *oolit górny* i *kompleks wapieni pasiastych*, kimeryd dolny.

Thick layered, non-cross-bedded oolites (*a*) contacting by erosional surface with underlying banded limestones (*b*) consisting mainly of micritic material. Fragments of limestones up to 30 cm in size, occur in the lowermost part of the oolites; some fragments bored by pelecypods. Quarry at Mieronice, *Upper Oolite* and *Banded Limestone member*, Lower Kimmeridgian.

PL. XIV

1 — Nie warstwowane skośnie wapienie oolitowe, onkolitowe i oolitowo-onkolitowe. Kamieniołom w Gołuchowie, *oolit górny*, kimeryd dolny.

Non-cross-bedded oolitic, onkolitic and oolitic-onkolitic limestones. Quarry at Gołuchów, *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian.

2 — Skośnie warstwowane oolity. Kamieniołom w Dębie, *kompleks oolitowo-grabowy*, kimeryd dolny.

Cross-bedded oolites. Quarry at Dęba, *Oolite-Grab-Limestone member*, Lower Kimmeridgian.

PL. XV

1 — Skośnie warstwowane oolity (powiększony fragment z poprzedniej figury).

Cross-bedded oolites (magnified fragment from preceding figure).

2 — Wapienie makroonkolitowe (*a*), leżące na nie warstwowanych skośnie wapieniach oolitowo-mikroonkolitowych (*b*); wzdłuż kontaktu występuje powierzchnia twardego dna (por. Kutek & Radwański 1967, fig. 1). Kamieniołom w Celinach, *horyzont onkolitowy* i *oolit górny*, kimeryd dolny.

Macroonkolitic limestones (*a*) overlying non-cross-bedded oolitic-microonkolitic limestones (*b*); hard ground surface occurs along the contact (cf. Kutek & Radwański 1967, fig. 1). Quarry at Celiny, *Onkolite horizon* and *Upper Oolite*, Lower Kimmeridgian.

3 — Nie uławicone wapienie kredowate, przykryte uławiconymi wapieniami i marglami. W wapieniach kredowatych widoczne są liczne, nieregularne spękania pionowe. Kamieniołom przy drodze z Leśnicy do Skorkowa, *kompleks wapieni kredowatych*, kimeryd dolny.

Non-bedded chalky limestones, covered by layered limestones and marls. In the chalky limestones are seen numerous, irregular vertical fractures. Quarry between Leśnica and Skorków, *Chalky Limestone member*, Lower Kimmeridgian.

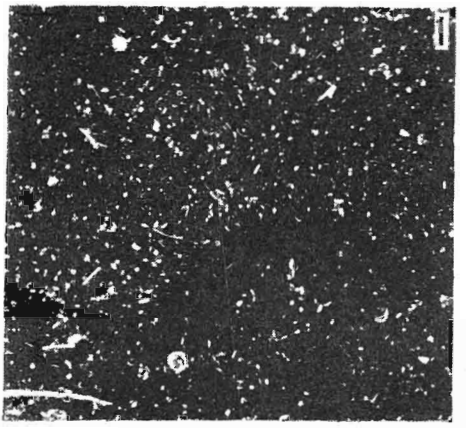
PL. XVI

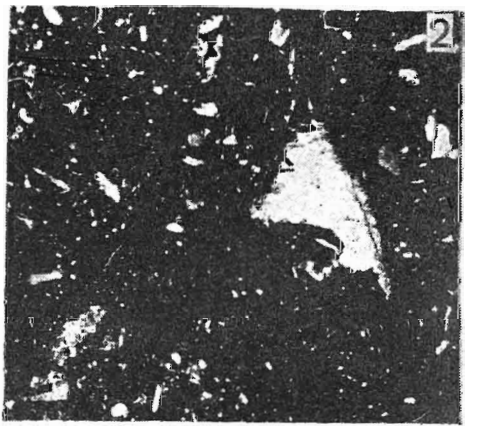
1 — Mikrytowe wapienie płytowe, przeławicające się z marglami. Przekop kolejowy pod Gruszczynem, *górne wapienie płytowe,* kimeryd dolny.

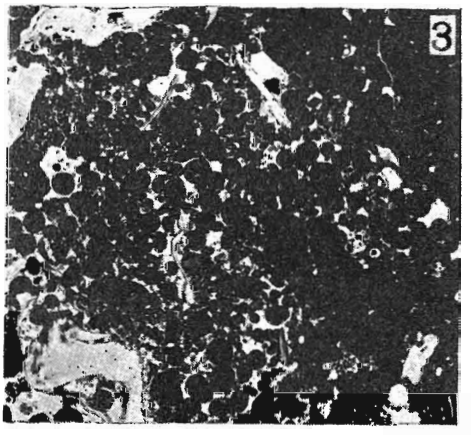
Micritic platy limestones alternating with marls. Railway cut near Gruszczyn, *Upper Platy Limestones,* Lower Kimmeridgian.

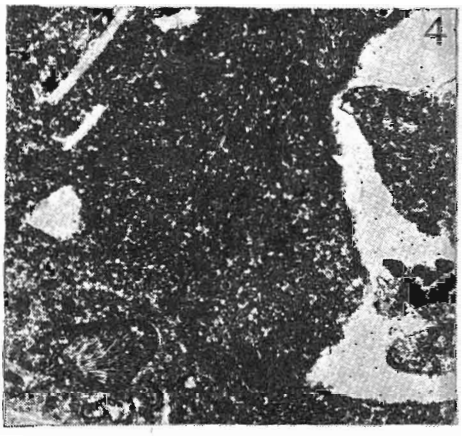
2 — Muszlowce alektrioniowe. Przekop kolejowy pod Gruszczynem, *muszlowce skorkowskie,* kimeryd dolny.

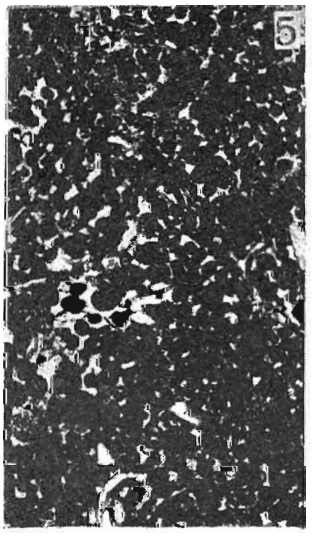
Alectryonia lumachelles. Railway cut near Gruszczyn, *Skorków Lumachelle,* Lower Kimmeridgian.

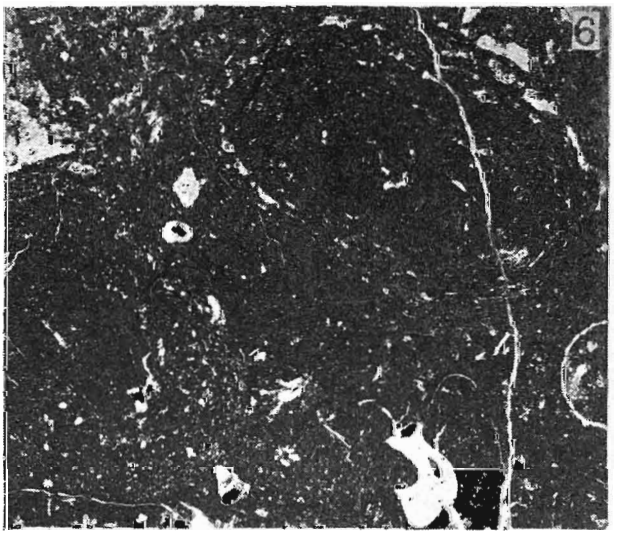

1

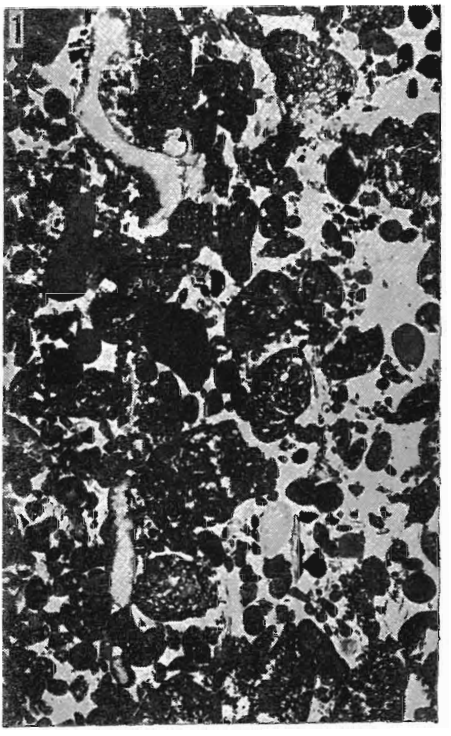

2

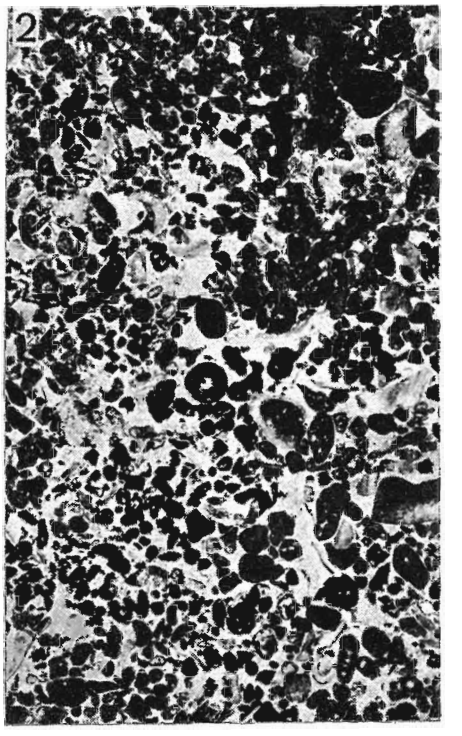

3

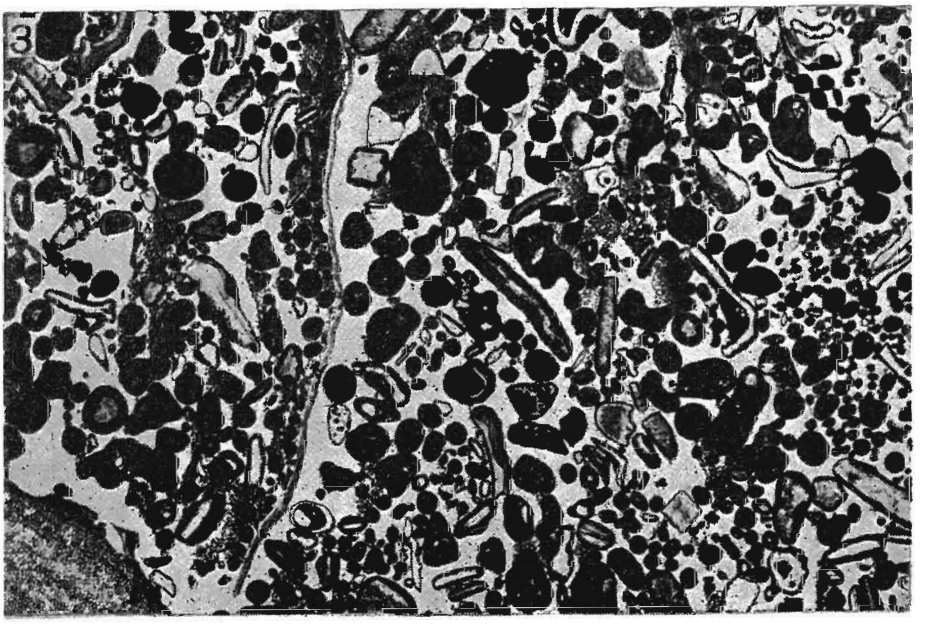

4

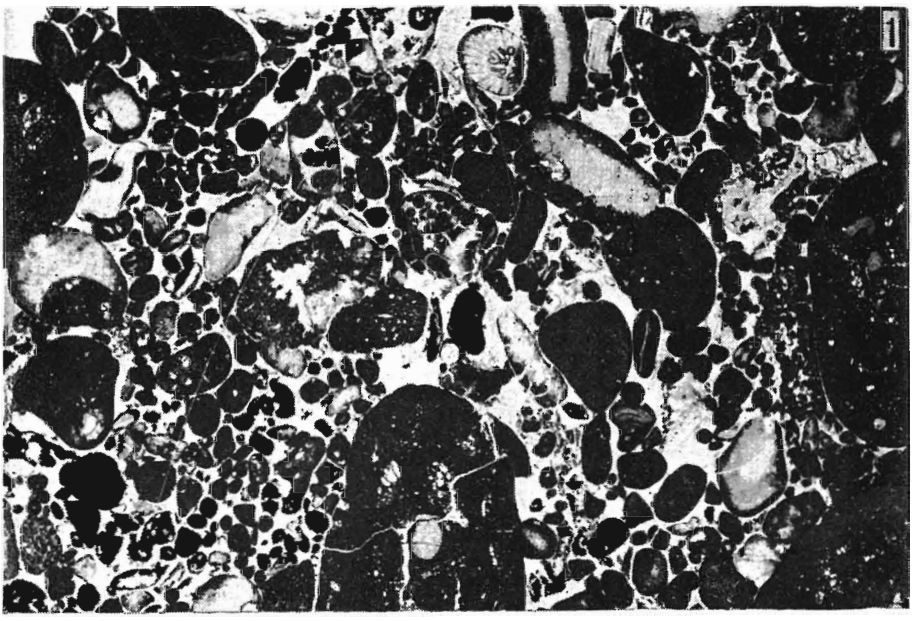

5


6

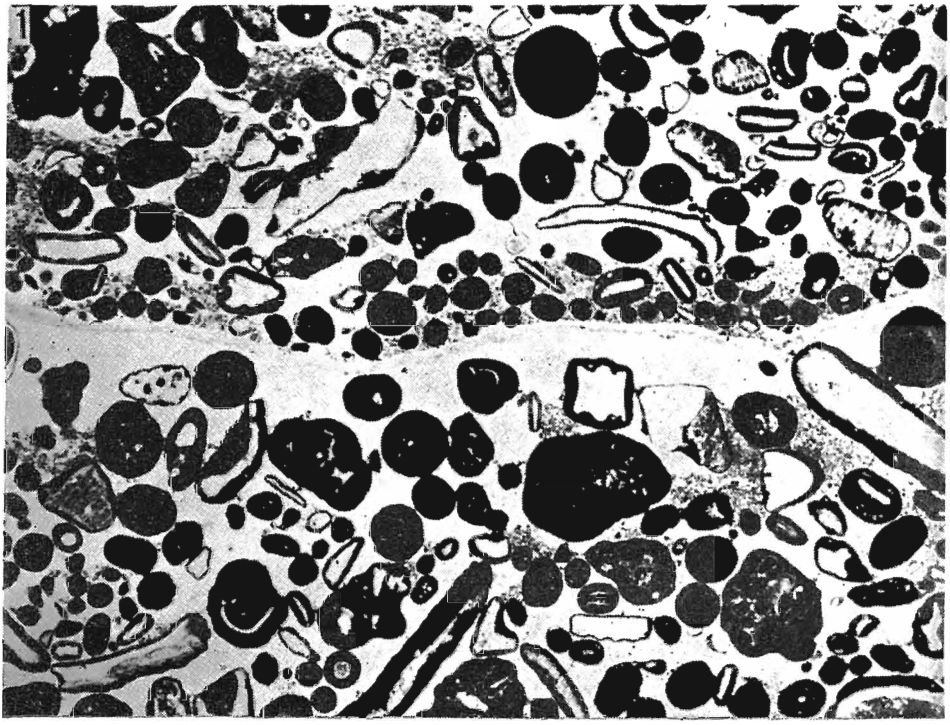

1

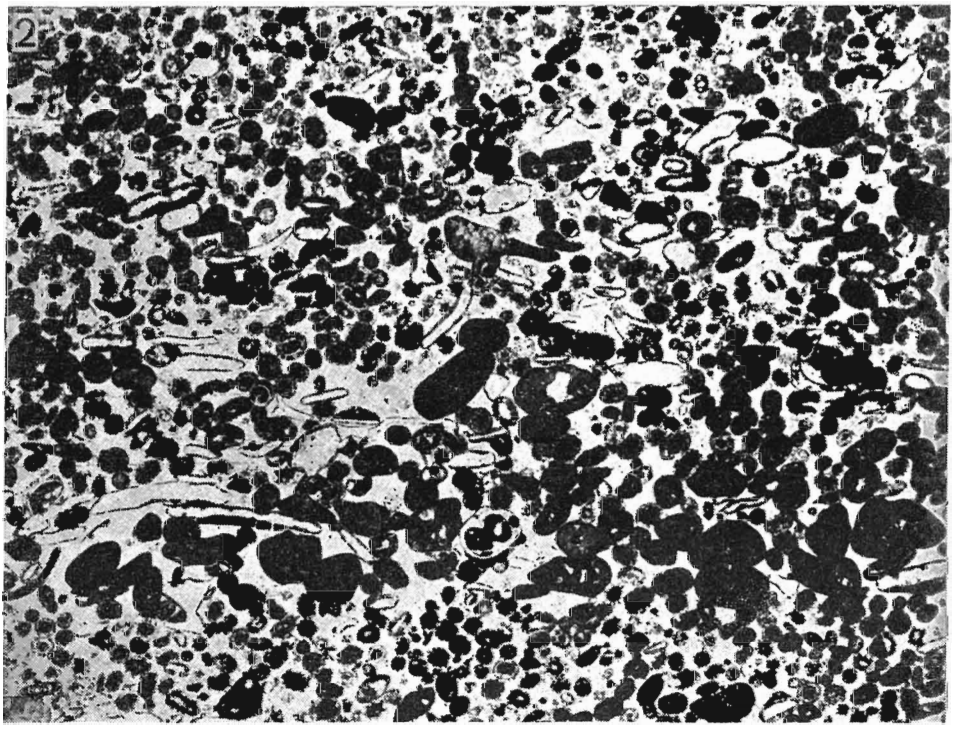

2

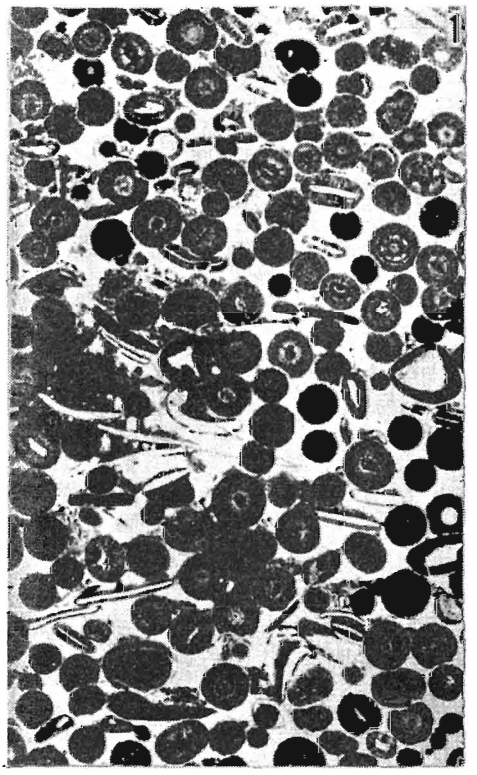

3

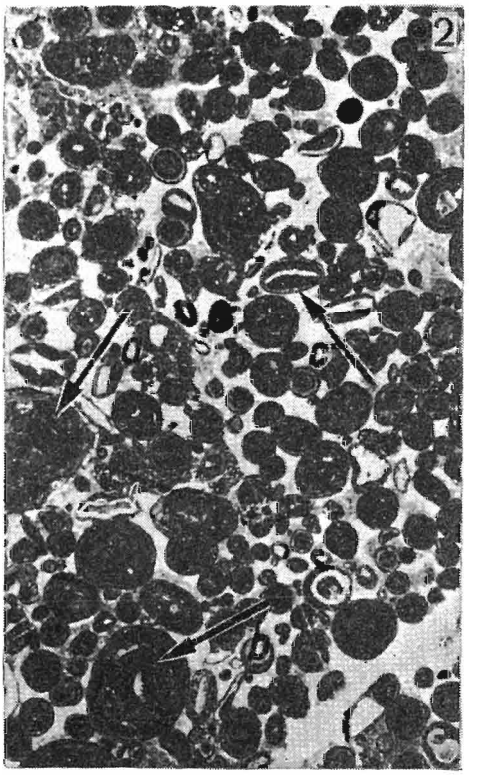

1

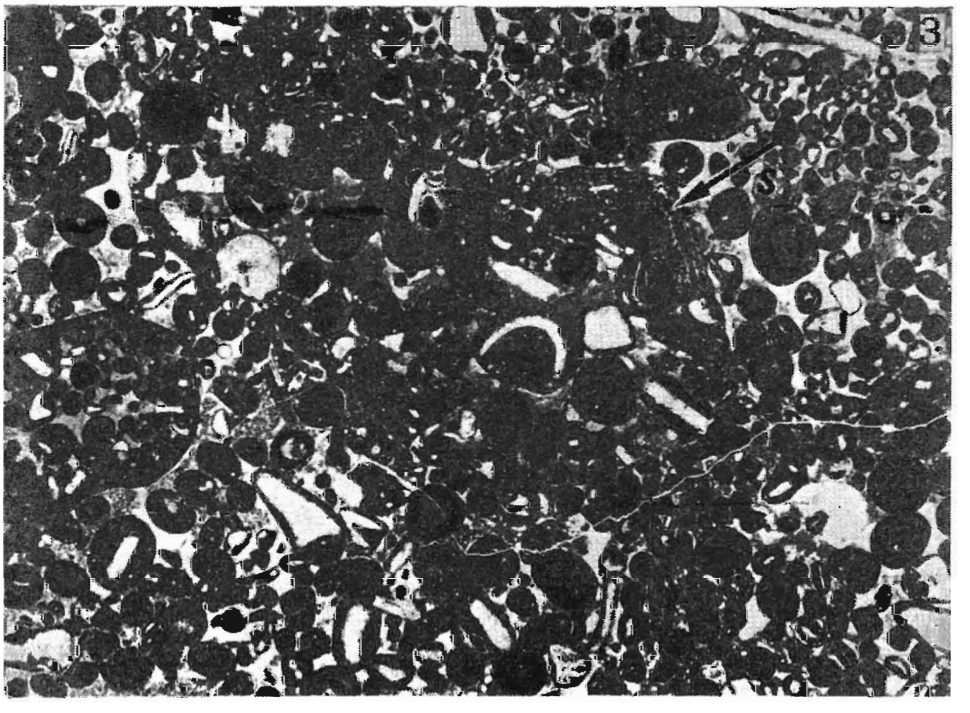
2

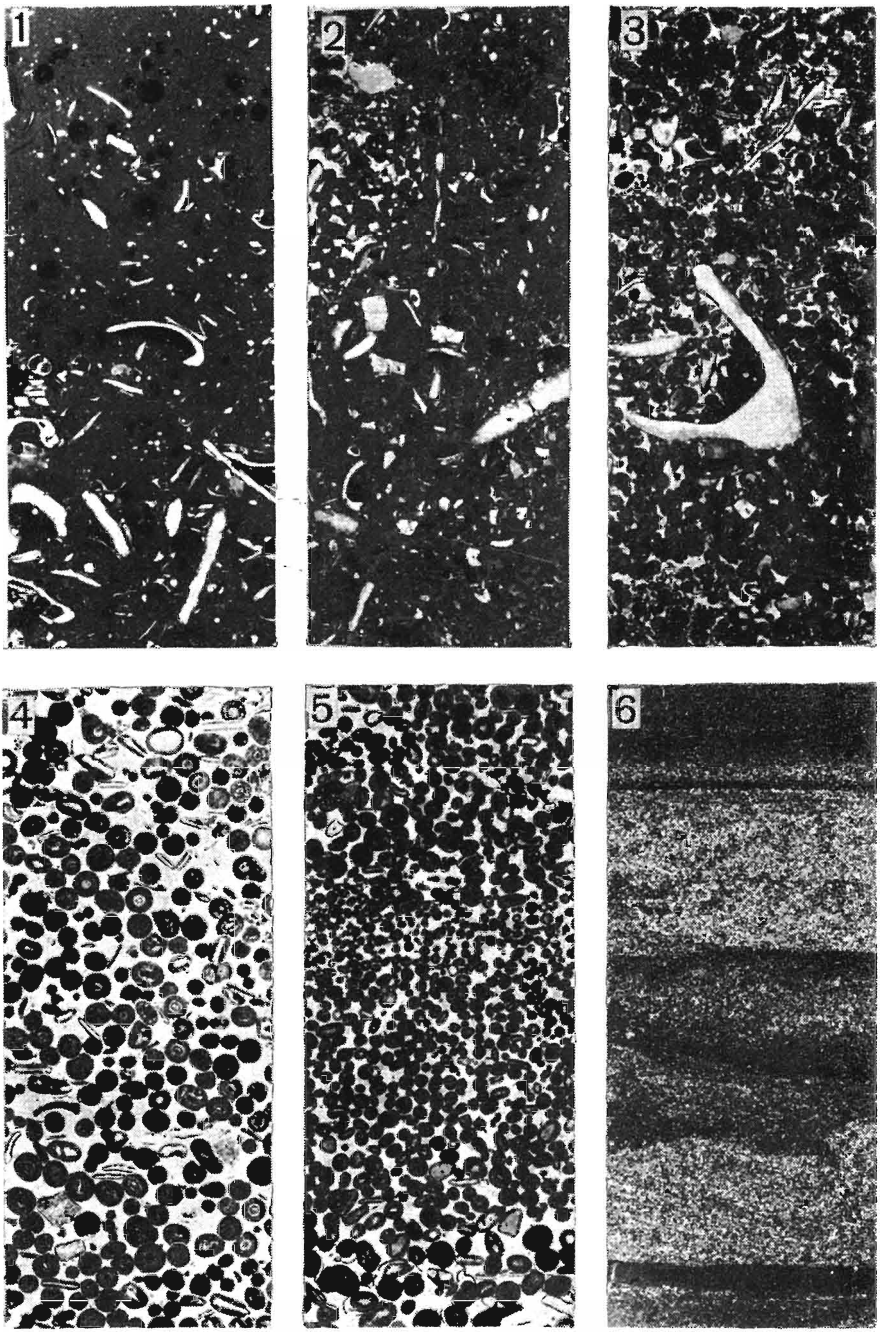

1


2

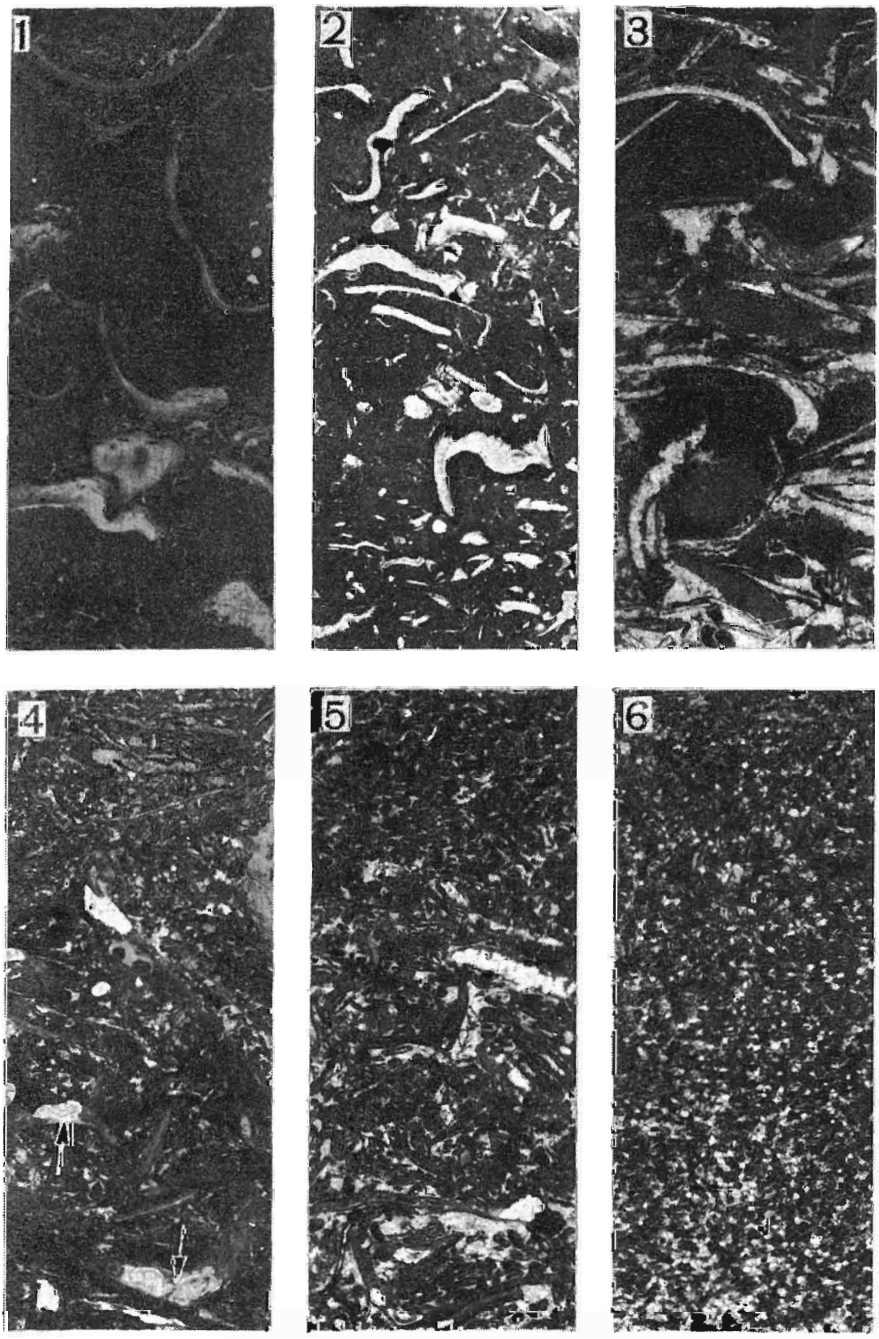

1

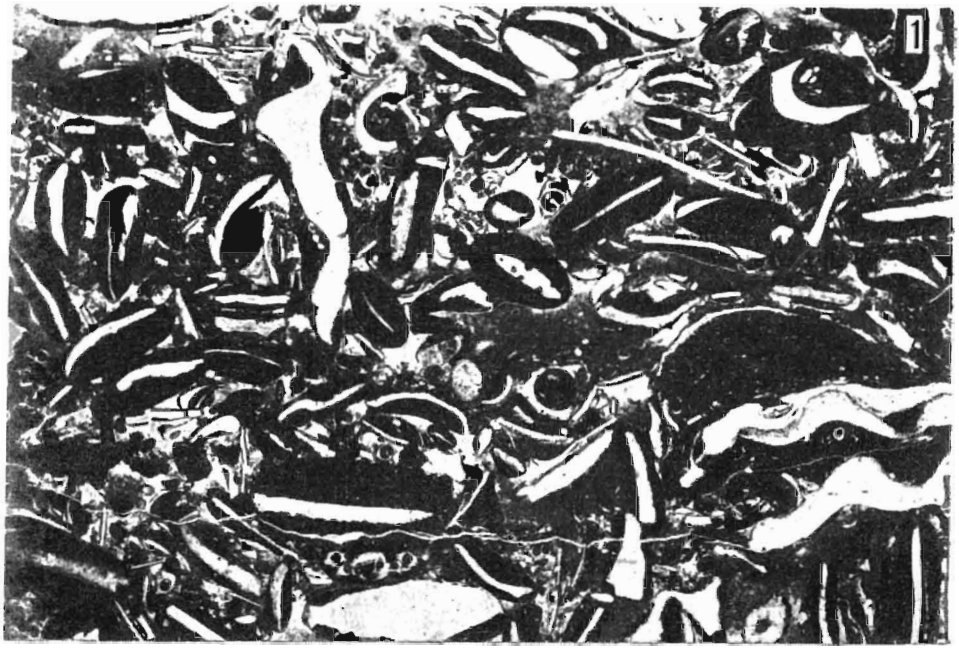

2

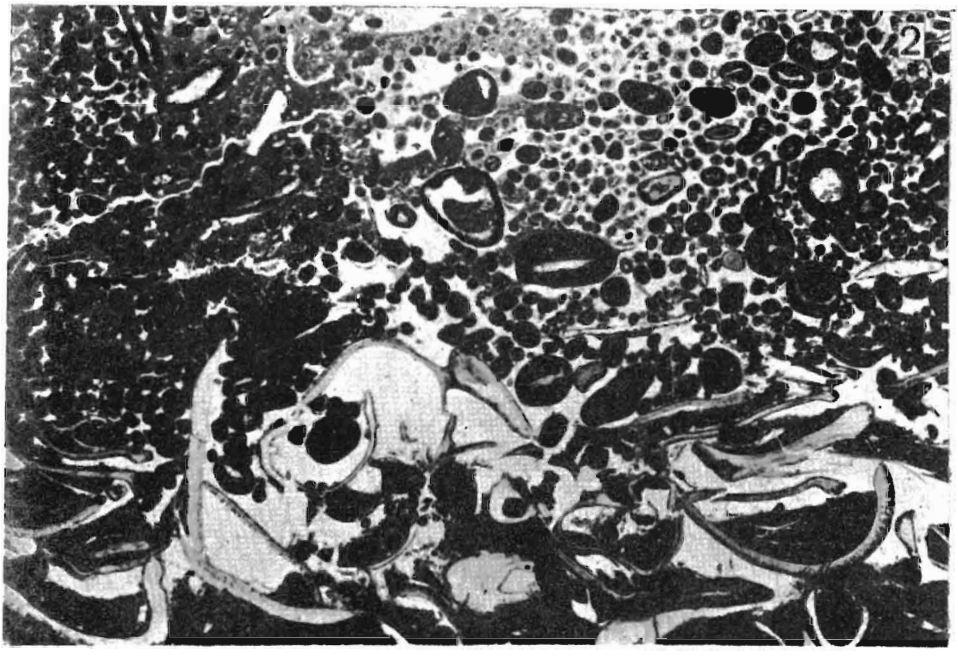

3

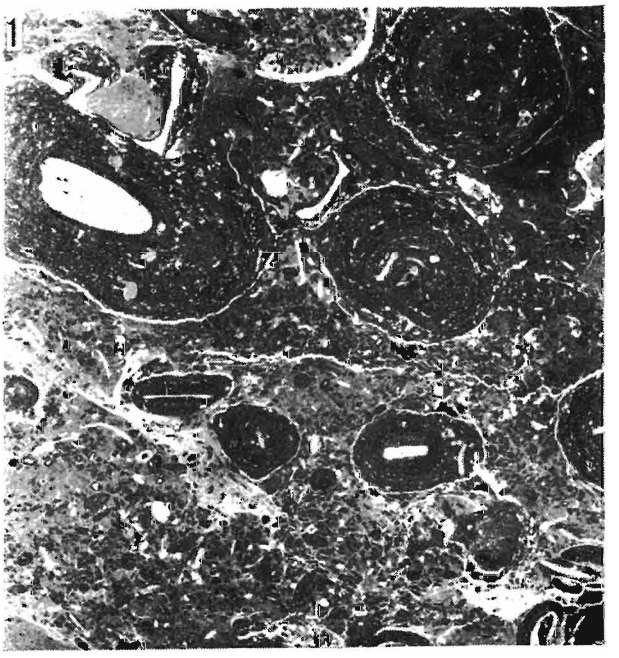

1
2
3
4
5
6

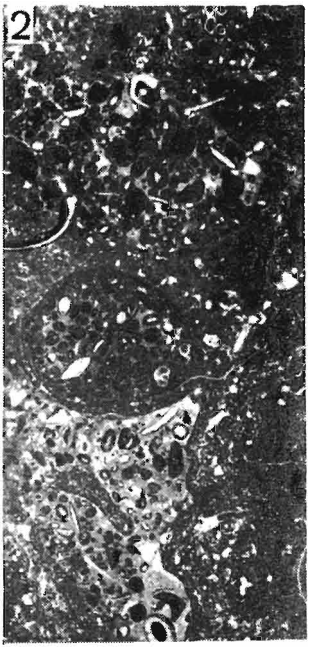
a
b
c
d
e
f

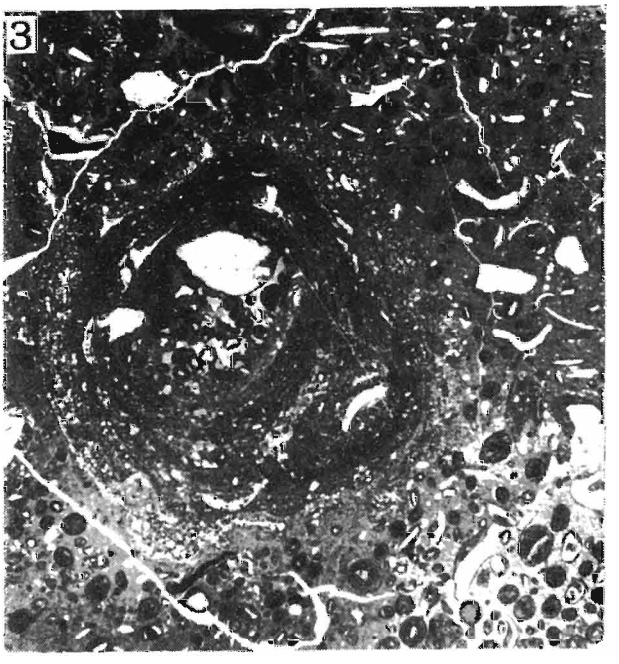

1
2
3
4
5
6


1


2


1

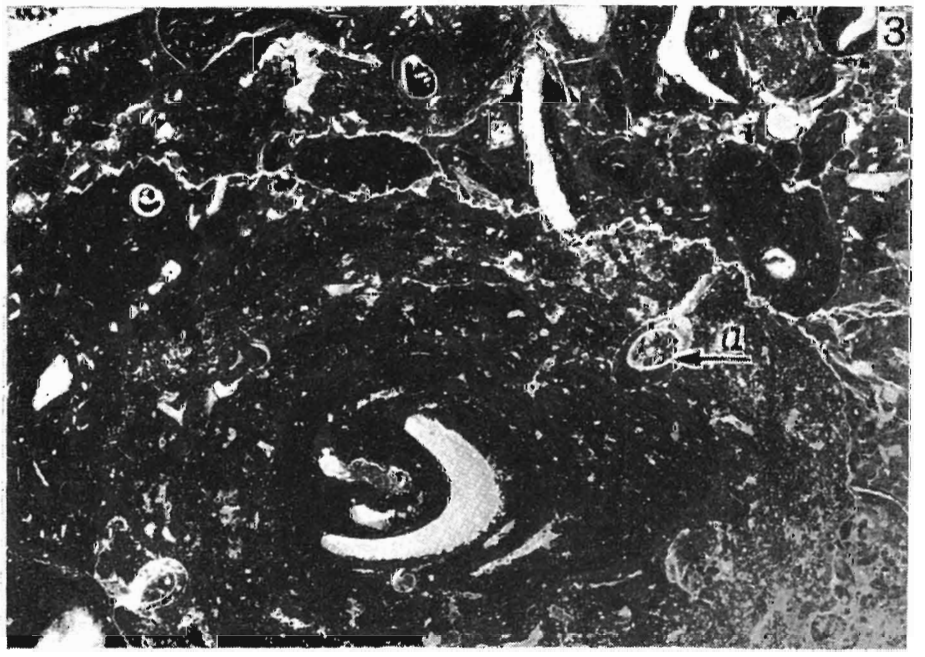

2

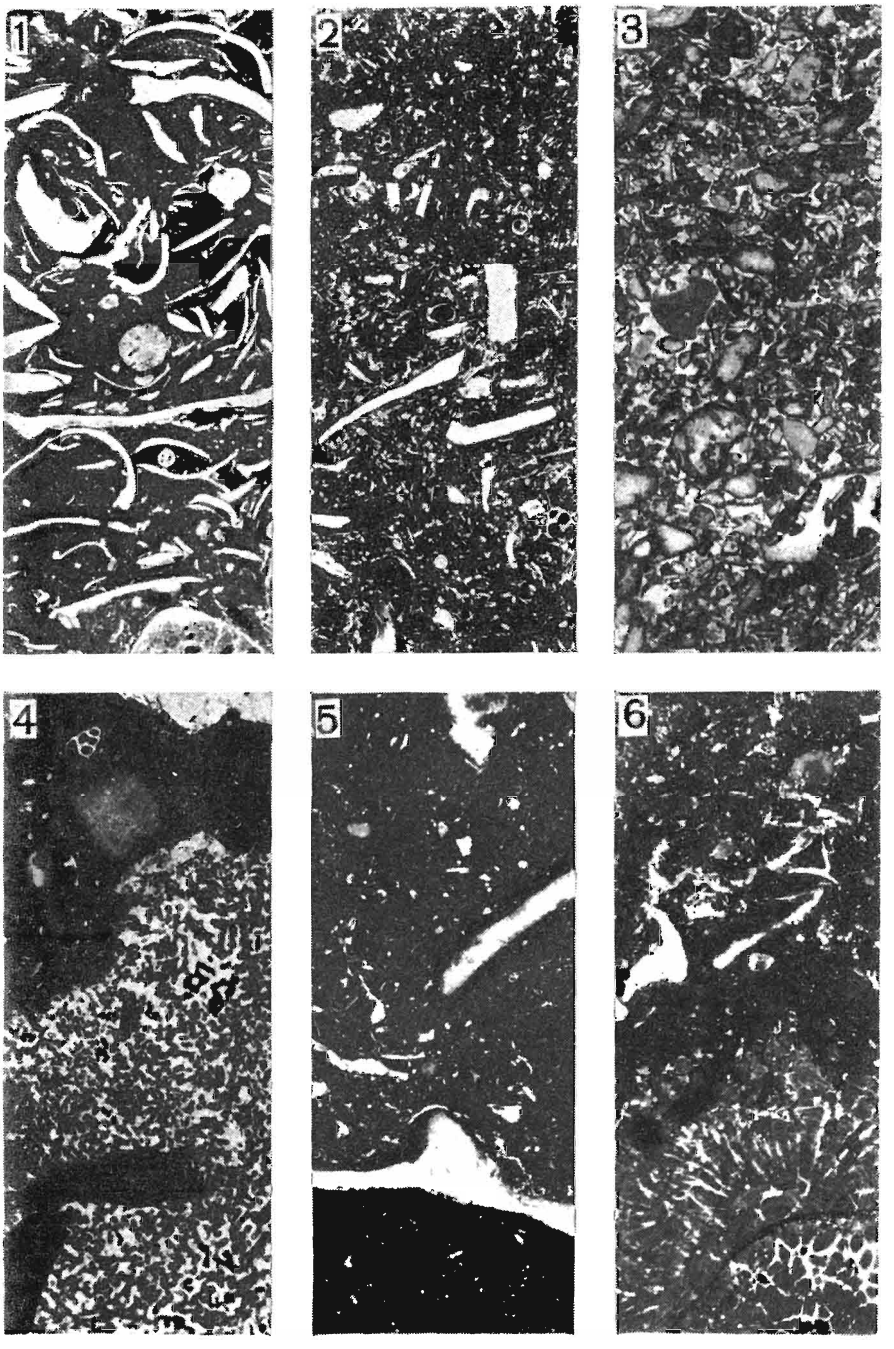

3

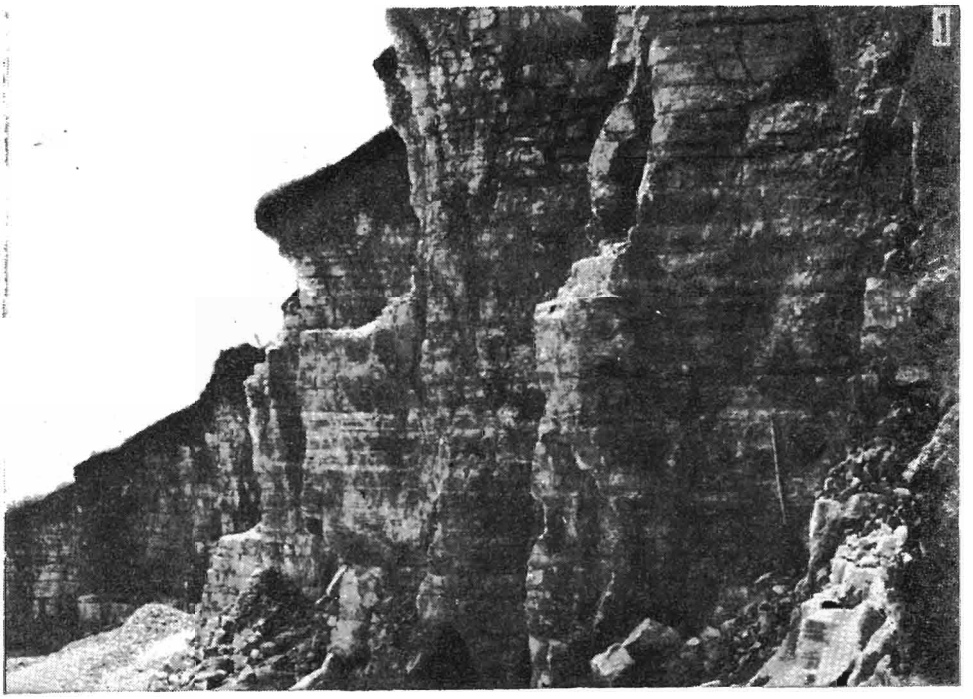
4

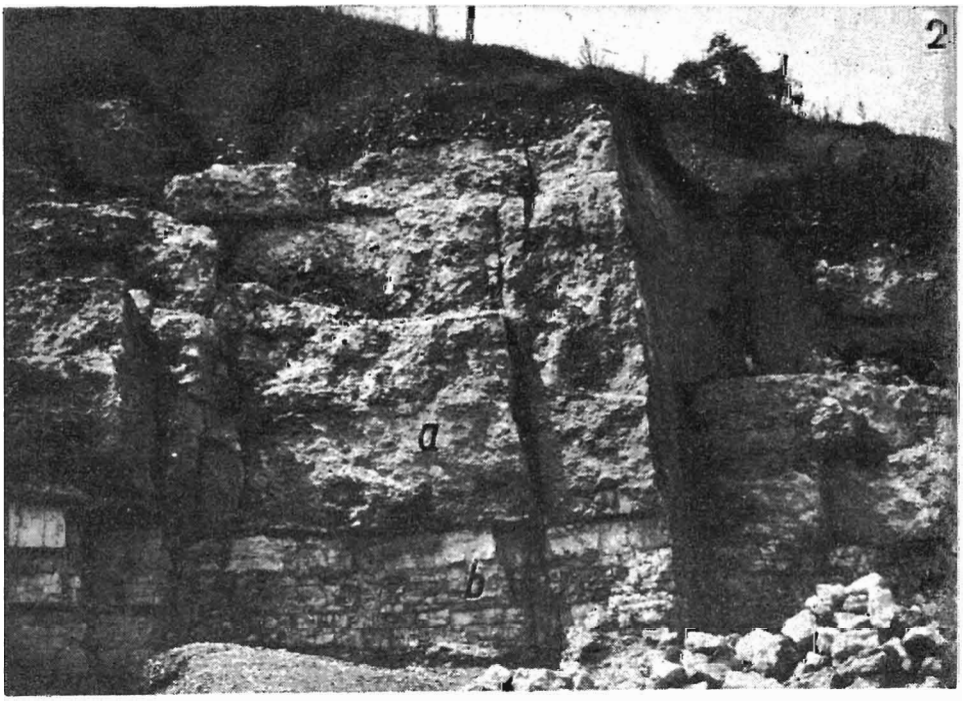
1

2

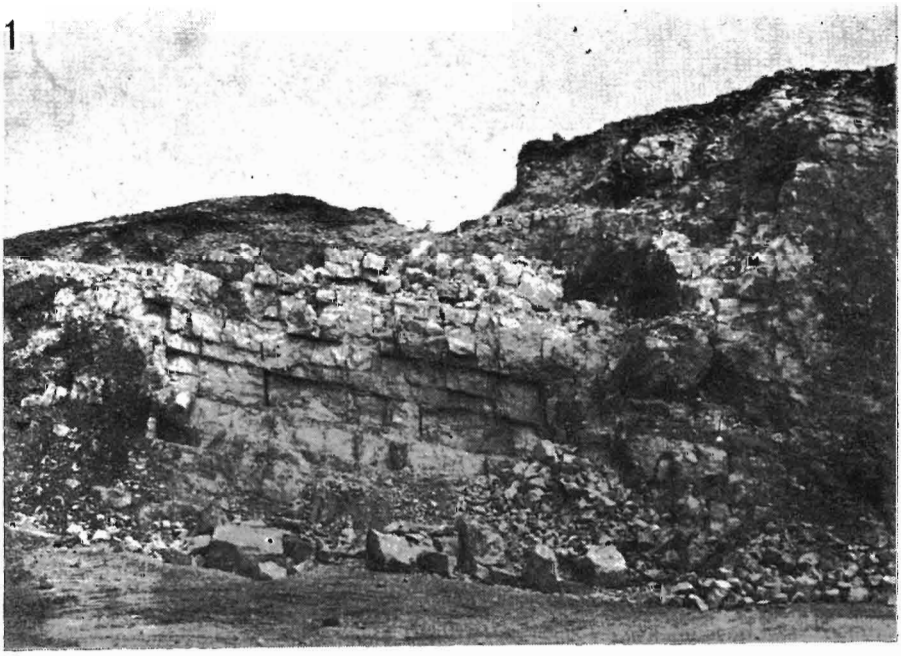

3
e
a


1
2
3
4
5
6


1

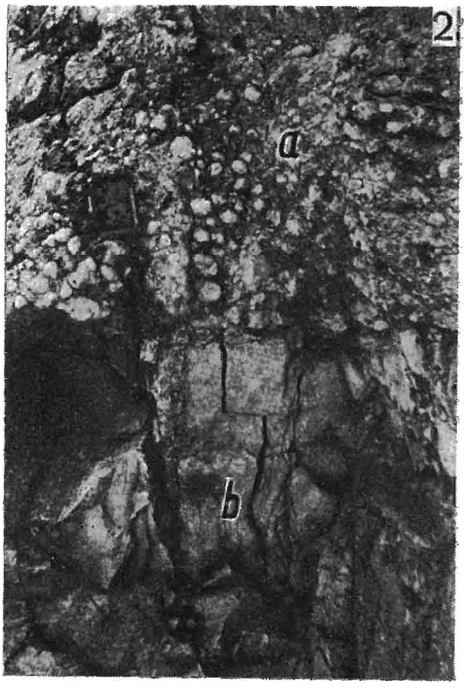

2
a
b

1



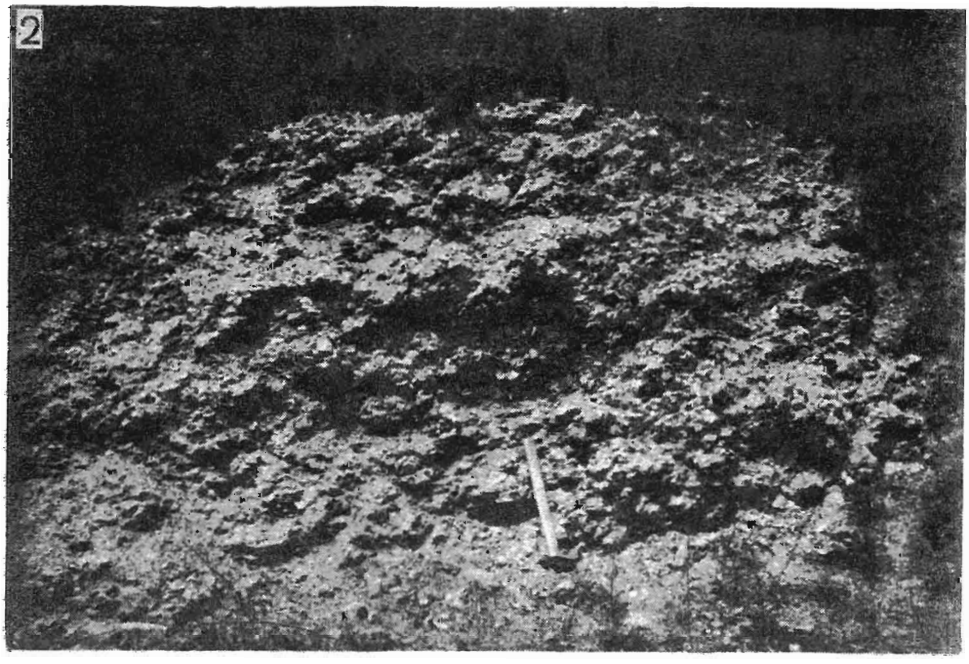
2

1


2
a
b

3
b
a

1


2