ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Tom (Volume) XXXV — 1965 Zeszyt (Fascicule) 1 Kraków 1965

JACEK RUTKOWSKI

SENON OKOLICY MIECHOWA

(Tabl. I—II i 11 fig.)

Senonian in the area of Miechów, Southern Poland

(Pl. I—II and 11 figs.)

Treść. Praca przedstawia charakterystykę senonu okolicy Miechowa w profilu obejmującym santon, kampan i dolny mastrycht. W jego obrębie wyróżniono trzy cykle sedymentacyjne, rozpoczynające się zjawiskami rozmywania i sedymentacją osadów piaszczysto-glaukonitowych. Wiek wydzielonych kompleksów określono na podstawie fauny. Scharakteryzowano skład mineralny i chemiczny, a także własności fizyczne skał senonu. Omówiono również przebieg sedymentacji oraz procesy diagenetyczne, jakim ulegały opisane skały.

WSTĘP

Praca niniejsza obejmuje wyniki badań nad wykształceniem i sedymentacją senonu okolicy Miechowa (fig. 1). Dla porównania uwzględniono w niej pewne odsłonięcia położone w pobliżu opracowywanego terenu, które ze względu na klasyczne wykształcenie godne były zainteresowania. Opracowanie oparte jest o materiały pochodzące z odsłonięć. Wykorzystano także próbki z otworu w Słomnikach, udostępnione autorowi dzięki uprzejmości Dyrekcji Instytutu Geologicznego.

Rozmieszczenie skał kredowych (fig. 1) przedstawiono na podstawie rejestracji odsłonięć mającej na celu nie szczegółowe kartowanie, lecz jedynie uchwycenie ważniejszych zmian litologicznych. Tylko teren zawarty pomiędzy Książem Wielkim, Tunelem i Strzeżowem przedstawiono w oparciu o szczegółową mapę geologiczną. Wykorzystano również materiały z nie publikowanych prac dyplomowych wykonanych w roku 1962 w Katedrze Złóż Surowców Skalnych AGH przez W. Wolińskiego, a w pewnym stopniu i J. Bukowskiego. Zostały one sprawdzone i uzupełnione przez autora.

Celem określenia pozycji stratygraficznej wydzielonych poziomów litologicznych wykorzystano oznaczenia mikrofauny wykonane przez dra S. Alexandrowicza, a także makrofauny dokonane przez mgra A. Błaszkiewicza i dra S. Cieślińskiego. W tym miejscu czuję się w obowiązku złożyć im serdeczne podziękowanie.

Badania laboratoryjne wykonano na około 450 próbkach. Objęły one obserwacje mikroskopowe, analizy planimetryczne i granulometryczne, oznaczenia zawartości $CaCO_3$ i ciężaru objętościowego, a niekiedy i nasiąkliwości objętościowej. Podstawowe typy skalne scharakteryzowano pełnymi analizami chemicznymi. Uwzględniono też wytrzymałość na ściskanie, którą traktowano jako jedną z cech litologicznych.

Za pomoc, cenne wskazówki i opiekę w czasie wykonywania niniejszej pracy składam bardzo serdeczne podziękowanie prof. drowi M. Kamieńskiemu i prof. dr K. Skoczylas-Ciszewskiej.

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE SKAŁ SENONU

Senon zachodniego obrzeżenia synklinorium nidziańskiego był tematem dość licznych opracowań dotyczących na ogół jego niższej części. Pierwsze bardziej szczegółowe opisy zawdzięczamy L. Zejsznerowi (1847). W okresie późniejszym prace ogłosili między innymi J. Nowak (1910, 1917), Z. Sujkowski (1926, 1934), A. Paszewski (1934), E. Panow (1934), S. Z. Różycki (1938), W. C. Kowalski (1948), S. Bukowy (1956), S. R. Krażewski (1958), J. Rutkowski (1960, 1961, 1962) oraz E. Krauss i J. Rutkowski (1962). Pierwsze opisy petrograficzne skał kredowych zamieszcza Z. Sujkowski (1934), jednak brak szczegółowej lokalizacji utrudnia w znacznym stopniu zorientowanie się dzisiaj w ich stratygraficznej przynależności.

Sedymentacja senonu rejonu Miechowa odznacza się wyraźną cyklicznością (J. Rutkowski 1962). Każdy cykl rozpoczyna się rozmywaniem podłoża. Następnie osadzają się osady piaszczysto-glaukonitowe, często z fosforytami i zlepieńcami. Ku górze ilość kwarcu i glaukonitu ulega zmniejszeniu i skała przechodzi w opoki lub margle. Utwory zalegające nad osadami piaszczysto-glaukonitowymi różnią się wyraźnie od znajdujących się pod nimi. W senonie okolicy Miechowa wyróżnione zostały trzy cykle (tabela 1, fig. 10).

Granice litologiczne nie pokrywają się na ogół z poziomami stratygraficznymi. Dlatego też będziemy używali takich określeń jak niższa i wyższa część kampanu dolnego, kampanu górnego czy mastrychtu dolnego. Oznaczają one kompleksy litologiczne, reprezentujące odpowiednią część danego piętra.

Nazwę opoka stosowano dla wapienia lub marglu usztywnionego krzemionką przeważnie pochodzenia organicznego, która powoduje, że skała trawiona w HCl nie ulega rozpadowi. Jest to w zasadzie zgodne z definicją Z. Sujkowskiego (1931 str. 494), a także W. Pożaryskiego (1948) i K. Pożaryskiej (1952). *Geza* jest opoką zawierającą znaczną domieszkę piasku kwarcowego czy glaukonitowego. Skały te łączą się ze sobą ciągłymi przejściami.

Obecność krzemionki pochodzenia organicznego, a przede wszystkim opalu, jest jedną z zasadniczych cech skał górnokredowych. Znaczne rozprószenie tego składnika w spoiwie uniemożliwia jego określenie drogą mikroskopową. Stąd też powstaje problem jego określenia analizą chemiczną. Metodę taką zastosował L. Thiébaut (1925). Jednak już L. Cayeux (1929) zastrzega się, że stosowane przy tym alkalia atakują kwarc, a wyniki oznaczeń mogą być bardzo różne. Także G. I. Buszińskij (1954) zwraca uwagę, że działanie alkaliami prowadzi do rozpuszczenia pewnej ilości krzemionki z krzemianów. Określenie ilości opalu przez trawienie w NaOH stosowała za Thiébaut K. Pożaryska (1952) uważając, że w podanych tam warunkach kwarc i minerały ilaste rozpuszczają się w minimalnej ilości. Z moich doświadczeń kontrolnych wynika (J. Rutkowski, 1960), że np. kwarc z Jegłowej rozpuszcza się w ilości 5,39%. Metoda ta ma więc charakter tylko orientacyjny. Nie można także ściśle określić, jaka część rozpuszczonej krzemionki pochodzi

z opalu, a jaka z innych składników skały. Stąd też najrealniejszą metodą stwierdzenia obecności lub braku szkieletu opalowego w skale jest zachowanie się próbek w HCl.

I. Osady pierwszego cyklu sedymentacyjnego

Do najniższego cyklu zaliczono margle glaukonitowe i zlepieńce (santon), szare margle, w których obrębie przebiega granica santonu i kampanu oraz wapienie margliste i opoki z czertami (wyższa część kampanu dolnego). Przynależność stratygraficzna tych osadów została udokomentowana w pracach J. Nowaka (1910), W. C. Kowalskiego (1948), S. Bukowego (1956) i innych.

a. Santon — niższa część kampanu dolnego

Kompleks ten utworzony jest w swej spągowej części z margli glaukonitowych, miejscami z otoczakami rozmytych skał podłoża i niekiedy z fosforytami. Ku górze przechodzą one w miękkie szare margle o charakterze pelitycznym lub ze znaczną domieszką włókien inoceramów, co nadaje im charakter drobnodetrytyczny.

Utwory te odsłaniają się w zachodniej części terenu. Odsłonięcia są rzadkie i tylko niektóre nadają się do badań. Na północy widoczne są one w Chlinie i w pobliżu Poręby Dzierżnej. Dalsze odsłonięcia znajdują się koło Sulisławic, Chobędzy i Gołczy. Obserwowano je również w pobliżu Uliny Małej, Gołyszyna, Imbramowic, Czapli Małych i Bocieńca. Utwory te nawiercono również w Słomnikach.

W Dobrakowie położonym około 6 km na północny zachód od badanego terenu margle glaukonitowe zawierają *Actinocamax verus* Mill., *A. westfalicus* Schlüt. i *A. westfalicus-granulatus* Stoll. (W. C. Kowalski 1948). Spągowa część szarych margli zawiera tam *A. granulatus* Blainv. i *Marsupites testudinarius* Schloth., natomiast w ich górnej części pojawia się *A. quadratus* Blainv. Margle glaukonitowe i dolna część margli szarych reprezentują więc santon. Wyższa część szarych margli wchodzi już do dolnego kampanu. Podobny pogląd wypowiada S. Bukowy (1956) i S. Alexandrowicz (1960), natomiast E. Panow (1934) i W. Barczyk (1956) ograniczają santon wyłącznie do margli glaukonitowych. Tylko Z. Sujkowski (1926, 1934) zaliczał margle glaukonitowe i częściowo szare do emszeru, a także widział ciągłość sedymentacji od turonu po górny senon, pogląd ten ma dziś znaczenie tylko historyczne.

Najlepsze odsłonięcie margli szarych i glaukonitowych znajduje się w Bocieńcu (odkr. 63). Znajduje się tu łom wapieni jurajskich przykrytych przez kredowe zlepieńce i wapienie piaszczyste o nieokreślonym wieku (cenoman lub turon). Ich górna powierzchnia pokryta jest czasem zielonkawordzawymi naskorupieniami o grubości 2—3 mm, które mikroskopowo wykazują ślady warstwowań przypominających stromatolit. Powyżej leży zielonkawy niekiedy silnie ilasty margiel glaukonitowy. Czasem zawiera on fosforyty. Ku górze ilość glaukonitu się zmniejsza i około 0,5 m od spągu minerał ten zanika, a skała przechodzi w szare pelityczne margle. Z tych ostatnich około 0,8 m od spągu santonu pobrano próbkę do analizy chemicznej. W górnej części łomu około 10 m od spągu pojawiają się w znaczniejszej ilości włókna inoceramów. Margle szare i glaukonitowe

są miękkie i nieodporne, a wystawione na działanie czynników atmosferycznych ulegają rozpadowi.

W najbardziej południowej części wspomnianego łomu podłoże margli senonu stanowią wapienie jurajskie. Margle te zawierają w spągu drobne wkładki żółtawozielonkawych piasków, czasem silnie zailonych. Przypominają one w pewnym stopniu utwory, które wypełniają szczeliny w wapieniach jury w okolicy Krakowa i zawierają mikrofaunę santonu (S. Alexandrowicz, 1956).

Szare margle nawiercono także w Słomnikach (punkt nr 70). Szczeliny w rozmytych wapieniach turonu wypełnia tu utwór piaszczysto-glaukonitowy. Powyżej zalega zlepieniec o grubości 30 cm (tabl. I, fig. 1), którego otoczaki, czasem pokryte naskorupieniami glaukonitu, zlepia szarozielonkawy margiel glaukonitowy. Powyżej występują szare margle o miąższości 30 cm ze znaczną domieszką kilkucentymetrowych fragmentów skorup inoceramów (tabl. I, fig. 2). Obserwuje się tu także ciemniejsze, bardziej ilaste smugi powstałe na skutek słabych prądów, często zaburzone dzięki działalności organizmów dennych.

Powyżej na przestrzeni około 37 m następuje przeławicenie się odmiany bogatszej i uboższej w detryt inoceramowy. Pierwsza z nich przeważa raczej w dolnej części serii i była obserwowana w większych typowych wkładkach w następujących, licząc od spągu santonu częściach profilu: 0,3—6,5, 20,5—22,1, 26,3—29,5 m.

37,7 metra ponad spągiem santonu pojawia się wkładka białawoszarych margli przypominających nieco skały wyższej części kampanu dolnego. Powyżej zalegają szare margle o grubości 4,5 m ze szczątkami inoceramów, czasem zawierające czerty. Leżące ponad nimi białawoszare margle nie wykazują większej domieszki szczątków tych małży. Ku górze stają się one bardziej białe, pojawiają się w nich czerty i w odległości 55 m od spągu senonu przybierają charakter wapieni marglistych i opok z czertami, typowych dla wyższej części kampanu dolnego.

W Chobędzy (odkr. 38), podobnie jak w Słomnikach, na rozmytym turonie zalegają zlepieńce. Poszczególne otoczaki są często zażółcone i zazielenione, a także pokryte naskorupieniami glaukonitu. Stropowa część szarych margli widoczna jest w Gołczy (odkr. 40), a także na północ od Sulisławic. W obu tych punktach występują nieliczne czerty.

W wierceniu w Wierbce położonym w dolinie Pilicy podłoże senonu stanowi jura. Sądząc z próbek udostępnionych autorowi przez dra S. Alexandrowicza znaczna domieszka glaukonitu występuje w marglach do wysokości 10 m od spągu serii. Tylko najwyższa część profilu nie wykazuje domieszki tego minerału. Jest to zjawisko wyjątkowe, gdyż w pozostałych odsłonięciach glaukonit ograniczony jest przeważnie tylko do najniższej części serii.

W Dobrakowie, gdzie stratygrafię omawianych utworów opracował W. C. Kowalski (1948), na rozmytej powierzchni wapieni turonu leżą również zlepieńce. Ich spoiwo stanowią margle glaukonitowe ze znaczną domieszką włókien inoceramów, a także licznymi fosforytami. Około 2 m od spągu margle przybierają charakter pelityczny. Obserwowana miąższość tych ostatnich wynosi 0,8 m. Przypuszczalna grubość szarych margli, których znaczna część jest zasłonięta, wynosi kilka metrów. Czasem pomiędzy turonem a marglami glaukonitowymi występuje zielonkawy, silnie piaszczysty ił o grubości kilkunastu cm. Przypomina on niektóre utwory opisane ze szczelin w wapieniach jury przez S. Alexandrowicza (1956).

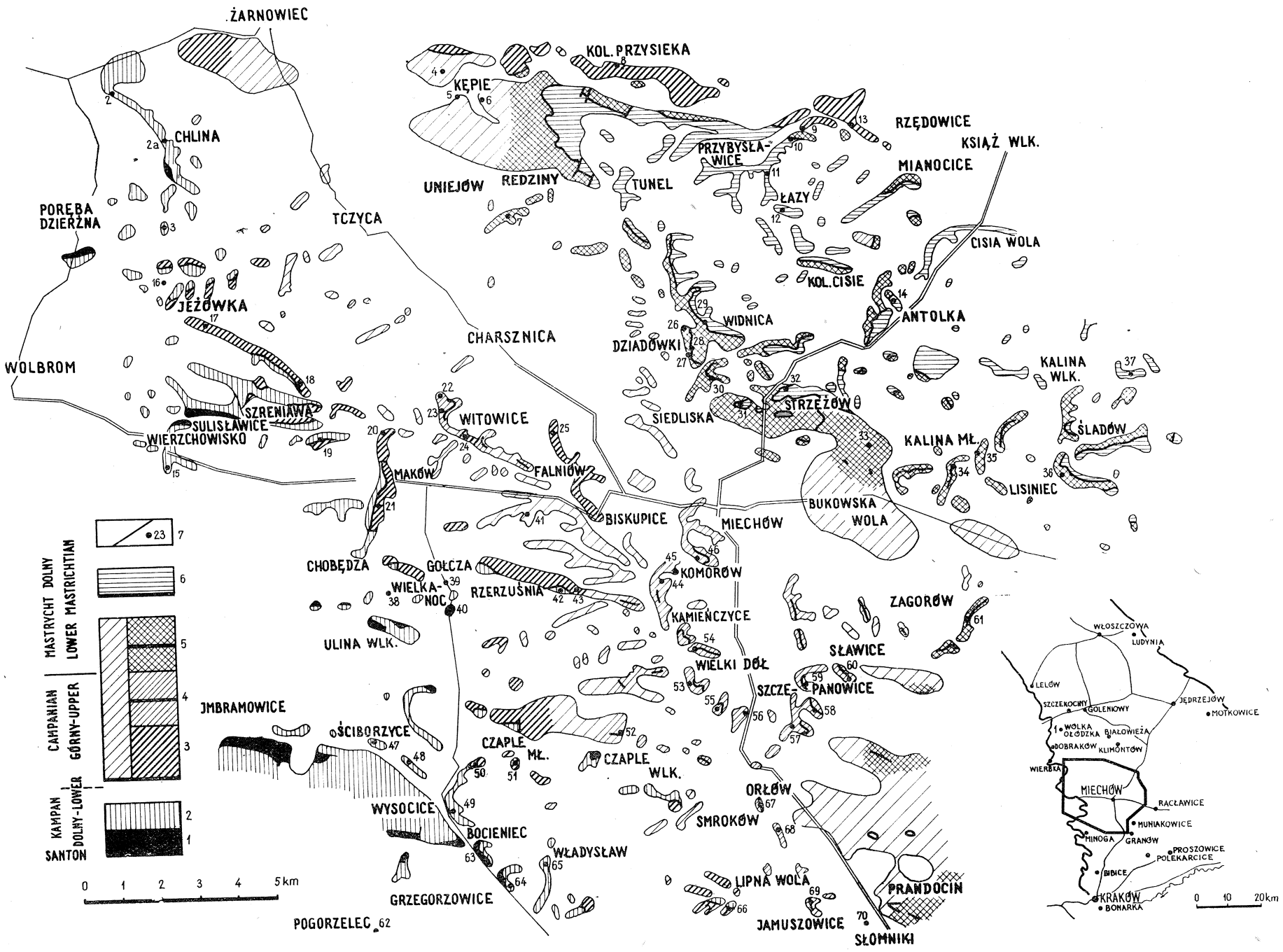


Fig. 1. Mapa rozmieszczenia skał senonu w okolicy Miechowa. 1 — szare margle w spągu z glaukonitem i czasem zlepieńcem; 2 — wapienie margliste i opoki z czertami; 3 — margle i opoki z glaukonitem i zlepieńcem w spągu; 4 — margle i opoki z poziomem opok i gez wapnistych z glaukonitem; 5 — margle i opoki z poziomem gez wapnistych bogatych w glaukonit: 6 — gezy wapniste i opoki z przerostami wapieni, w spągu piaskowce i piaszczyste gezy; 7 — uskoki i numery omawianych odsłonięć

Fig. 1. Map of the Senonian of the Miechów area. 1 — grey marls with glauconite and sometimes conglomerate at the base; 2 — marly limestones and cherty opoka; 3 — marls and opoka with glauconite and conglomerate at the base; 4 — marls and opoka with a zone of opoka and calcareous gaizes with glauconite; 5 — marls and opoka with a zone of calcareous gaizes rich in glauconite; 6 — calcareous gaizes and opoka with limestone intercalations, sandstones and sandy gaizes at the base; 7 — faults and numbers of described outcrops

W obrębie omówionego kompleksu można było, jak się okazuje, wyróżnić kilka odmiennych typów litologicznych (fig. 2), a mianowicie: margle glaukonitowe, margle szare i czerty, które zostaną scharakteryzowane bardziej szczegółowo.

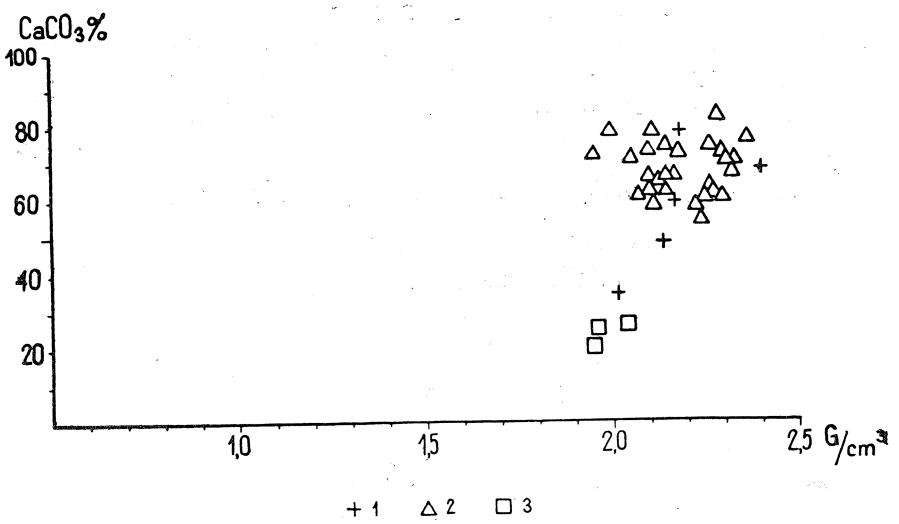


Fig. 2. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy skał santonu i niższej części dolnego kampanu; 1 — margle glaukonitowe; 2 — margle szare; 3 — czerty
Fig. 2. $CaCO_3$ content and volume weight of rocks of the Santonian and lower part of Lower Campanian. 1 — glauconitic marls; 2 — grey marls; 3 — cherts

Margle glaukonitowe

Margle glaukonitowe wykazują bardzo zmienny skład mineralny. Ilości kwarcu, glaukonitu, szczątków organicznych i zawartości $CaCO_3$ ulegają znacznym wahaniom. Składniki detrytyczne reprezentują ziarna kwarcu (tab. 2). W bardziej piaszczystych próbkach występują też czasem skalenie i okruchy skał krzemionkowych.

Ilość glaukonitu jest zmienna (tabela 2). Jego ziarna są przeważnie zaokrąglone i niekiedy wykazują spękania dehydratacyjne (L. Cayeux, 1935). Obok tego występują osobniki kanciaste, powstałe z rozkruszenia poprzednich (A. Hadding, 1932), a także ziarna o kształcie nieregularnym. W najbogatszej w ten materiał próbce z Bocieńca jest on rozprószony również w spoiwie, które barwi na kolor zielonkawy. Niekiedy na otoczakach wapieni turonu z Chobędzy, Słomnik i Dobrakowa, a także na pewnych fosforytach glaukonit tworzy zielonkawe naskorupienia i zabarwia ich brzeżną partię na kolor zielonkawy. Zjawiska te uważane są za typowe dla rozmywanych powierzchni (L. Cayeux, 1931, 1935; A. Hadding, 1932; A. V. Carozzi, 1960).

Drobne konkrecje fosforytowe tworzy ciemnobrunatna lub żółtobrązowa, prawie izotropowa substancja fosforanowa. Czasem zawierają one ziarna kwarcu i liczne otwornice. Ilość P_2O_5 w fosforycie z Dobrakowa wynosi 18,35%, z Bocieńca 22,98%.

Ważnym składnikiem skały są szczątki organiczne. Ich ilościowe oznaczenie jest dość trudne. Wiele fragmentów widocznych w preparatach stanowią szczątki organiczne, jednak ich ścisłe odgraniczenie od spoiwa, do którego czasem przechodzą, jest często niewykonalne. Dlatego szczątki organiczne potraktowano przede wszystkim jakościowo, a podane liczby należy traktować jako orientacyjne i zaniżone. O trudnościach przy ilo-

ściowym określaniu szczątków organicznych świadczą różnice pomiędzy wartościami z tych samych punktów, jakie podaje Z. Sujkowski (1931) z jednej strony, a W. Pożaryski (1938) i W. C. Kowalski (1961) z drugiej. Jedynie szczątki inoceramów ze względu na charakterystyczną strukturę są łatwe do ilościowego oznaczania.

Szczątki inoceramów pokruszone na ogół na oddzielne włókna stanowią najbardziej charakterystyczny składnik skały (fig. 3). Próbki o większej zawartości kwarcu i glaukonitu odznaczają się mniejszą ilością szczątków. Spotyka się tu także skorupki otwornic wapiennych, rzadziej aglutynujących oraz fragmenty bliżej nieoznaczalnych skorup.

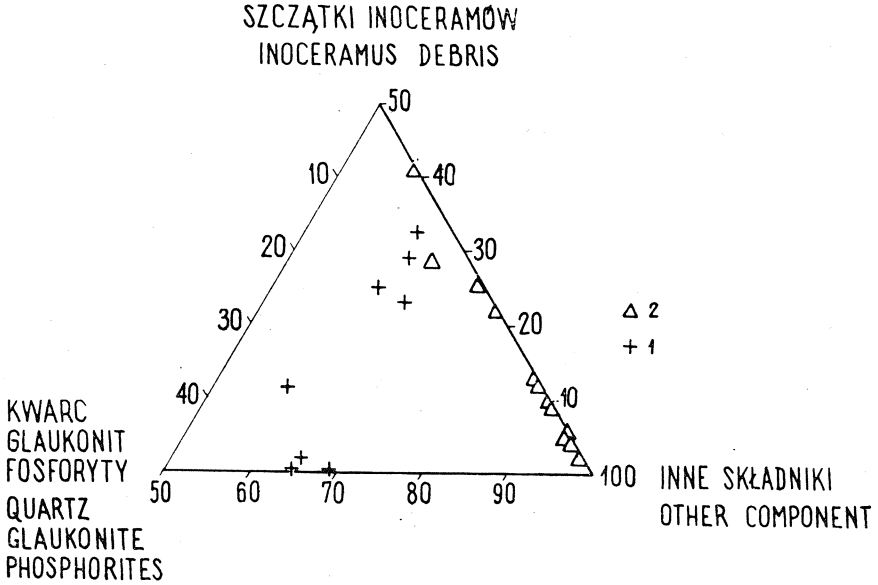


Fig. 3. Zawartość szczątków inoceramów w osadach santonu i niższej części dolnego kampanu; 1 — margle glaukonitowe; 2 — margle szare
Fig. 3. Content of Inoceramus shells debris in rocks of the Santonian and the lower part of Lower Campanian. 1 — glauconitic marls; 2 — grey marls

Spoiwo margli glaukonitowych tworzy pelityczny węglan wapnia, zmieszany z substancją ilastą i pelitem kwarcowym. Niekiedy jest ono zabarwione na kolor zielonkawy rozprószonym glaukonitem. W czasie moczenia w wodzie skała ulega rozpadowi. Zawartość $CaCO_3$ jest w omawianych marglach dość zmienna (fig. 2). Ciężar objętościowy próbki z wiercenia w Słomnikach jest wyższy niż okazów pochodzących z powierzchni, co wiąże się z ich zwietrzeniem.

Margle szare

Cechy litologiczne margli szarych są zbliżone do obserwowanych w marglach glaukonitowych. Różnica polega na zdecydowanie niższej w szarych marglach ilości kwarcu i glaukonitu (kilka dziesiątych %), a także mniejszych ich średnicach.

Szczątki organiczne reprezentują włókna inoceramów, otwornice i bliżej nieoznaczalne fragmenty skorup. Zawartość szczątków inoceramów ulega dużym wahaniom (fig. 3). Próbki zawierające kilka procent tego składnika mają charakter pelityczny i zawierają około 60% $CaCO_3$. Odmiana bogata w okruchy inoceramów posiada charakter drobnodetrytyczny i wykazuje znaczniejszą ilość węglanu wapnia, na ogół wyższą od 70%.

Zawartość $CaCO_3$ waha się od 54,3 do 75,3% (fig. 2). Ciężar objętościowy próbek pochodzących z wiercenia w Słomnikach jest większy od 2,2 G/cm³. Natomiast w okazach z powierzchni jest on niższy od tej wartości, co spowodowane jest wietrzeniem.

W najwyższej części profilu, graniczącej już z osadami wyższej części kampanu dolnego szare margle są nieco jaśniejsze i bardziej odporne na działanie czynników atmosferycznych. Próbki moczone w wodzie nie rozpadają się. Ilość $CaCO_3$ jest nieco wyższa niż w niższej części profilu. Odwrotnie zachowują się ciężary objętościowe (fig. 10, tab. 2). W tej części profilu obserwuje się też po raz pierwszy czerty, to jest konkrecje krzemionkowe, które nie wykazują ostrych granic i są przeważnie tej samej barwy co skała otaczająca. Pozostaje to w zgodzie z definicją Z. Sujkowskiego (1931), który opiera się na L. Cayeux (1929).

Czerty zdają się być ograniczone do tych partii skały, gdzie występują w większej ilości igły gąbek krzemionkowych zbudowane z chalcedonu, częściowo z opalu. Spoiwo czertów tworzy opal zmieszany z węglanem wapnia i substancją ilastą. Zawartość $CaCO_3$ jest tu około 2,5 raza mniejsza niż w skałach otaczających (fig. 2).

b. Wyższa część kampanu dolnego

Opoki i wapienie margliste z czertami (wyższa część kampanu dolnego) odznaczają się barwą białą. Tworzą one ławice często nieregularne o grubości od kilkunastu cm do 1,5 m. Niektóre ich partie są przesycone krzemionką i stanowią czerty. Ławice tych skał przedzielone są wkładkami szarych margli. Występują tu również wkładki zielonkawych bentonitów (E. Krauss, J. Rutkowski, 1962).

Skały te odsłaniają się w zachodniej części badanego terenu (fig. 1). Są one bardziej odporne na działanie czynników atmosferycznych niż szare margle i czasem są eksploatowane do wysypywania dróg, rzadziej jako materiał budowlany. Dobre odsłonięcia znajdują się w Chlinie, Jeżówce i koło Wierzchowisk. Skały te widoczne są również w Rzerzuśni, Wysocicach i Ściborzycach, a także w Czaplach Małych, w pobliżu Grzegorzowic i w Lipnej Woli. Nawiercono je również w Słomnikach.

W rejonie Solcy skały tego poziomu zawierają *Actinocamax quadratus* Blainv. i *Inoceramus balticus* Böhm. (W. C. Kowalski, 1948). Formy te znane są z Minogi (J. Nowak, 1910) i Sulisławic (Z. Sujkowski, 1926). W Rzerzuśni (odkr. 42) oraz w Czaplach Małych (odkr. 51) znaleziono *Belemnitella* cf. *praecursor* var. *murcronatiformis* Jel. Pozwala to na zaliczenie tych utworów do kampanu dolnego. Pozostaje to zresztą w zgodzie z poglądami, jakie wyrazili W. C. Kowalski (1948), S. Bukowy (1956) i S. Alexandrowicz (1960).

Osady te wykształcone są na omawianym terenie w dwojaki sposób. W Wólce Ołódzkiej (około 10 km na NW od Żarnowca) wapienie margliste i opoki z czertami tworzą regularne ławice o grubości 0,5—1,5 m. Są one przedzielone wkładkami szarych margli, które w przeciwieństwie do skał otaczających są nieodporne na działanie czynników atmosferycznych .

Drugi typ wykształcenia odznacza się obecnością nieregularnych wkładek opoki przedzielonych delikatnymi smugami bardziej marglistymi, które powstały na skutek działania słabych prądów (tab. I, fig. 3, 4, 5). Niekiedy są one zaburzone przez działalność organizmów dennych. Widać to szczególnie dobrze na niektórych próbkach z wiercenia w Słomnikach, gdzie seria ta osiąga miąższość około 45 m. Stwierdza się tutaj również

struktury gruzłowate (tabl. I fig. 3), powstałe zapewne na skutek działalności organizmów dennych. W odsłonięciach struktur tych nie obserwowano, gdyż skała ulega rozwarstwieniu przy wietrzeniu, gdy tylko zawiera przeławicenia bardziej ilaste. Wydaje się, że taki właśnie charakter mają skały wyższej części dolnego kampanu w Wysocicach (odkr. 49).

W terenie oba te krańcowe typy wykształcenia występują rzadko. Przeważnie obserwuje się niezbyt regularne ławice wapieni marglistych i opok, które niekiedy zawierają jeszcze nieregularne wkładki ilaste.

Zawartość czertów może się zmieniać w różnych ławicach z tego samego odsłonięcia w granicach kilkunastu procent. Analiza wartości średnich obliczonych dla poszczególnych łomów wykazuje, że maksymalna ich ilość, a to 28% występuje w Grzegorzowicach (odkr. 64), minimalna, a to 7% — w Rzerzuśni (odkr. 42).

W wyższej części dolnego kampanu występują bentonity. W dwóch odsłonięciach, a mianowicie w Chlinie (odkr. 3) i w Ściborzycach (odkr. 48) tworzą one dwie wkładki odległe od siebie o 2,5 m. Dolna wkładka widoczna jest ponadto w Pogorzelcu (odkr. 62) oraz na południe od Wierzchowisk (odkr. 15). W tej ostatniej miejscowości tkwi ona wśród margli o grubości 25 cm. Środkowa część tych margli zawiera kilkumilimetrową wkładkę zielonkawego bentonitu. Margle leżące powyżej zawierają blaszki biotytu. Druga wyższa wkładka bentonitu widoczna jest także koło miejscowości Władysław (odkr. 65), w Pogorzelcu (odkr. 62), Ściborzycach (odkr. 47) oraz w północnej części Chliny (odkr. 2a i 2). Odznacza się ona większą miąższością, która w tej ostatniej odkrywce wynosi 12 cm. W stanie wilgotnym bentonit jest zielony, a po wyschnięciu staje się zielonkawoszary. W spągu zaznacza się większe nagromadzenie materiału klastycznego. Powyżej znajduje się szarozielonkawy margiel o miąższości 10 cm, w którym występuje jeszcze domieszka bentonitu. Ponad nim obserwuje się 10 cm szarych margli przykrytych przez wapienie margliste i opoki z czertami. Bentonit ze studni w Jeżówce (E. Krauss, J. Rutkowski, 1962) swoim charakterem odpowiada najbardziej bentonitom z tej wkładki. Także w wierceniu w Słomnikach, 24 m poniżej stropu kampanu dolnego występują margle z domieszką biotytu, co odpowiada zapewne dolnej

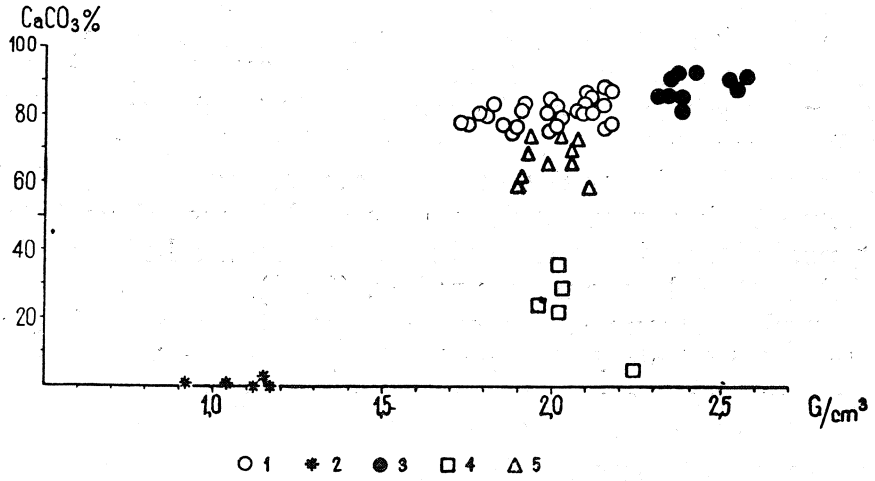


Fig. 4. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy skał wyższej części dolnego kampanu. 1. wapienie margliste i opoki; 2 — opoki odwapnione; 3 — wapienie twardego dna; 4 — czerty; 5 — margle

Fig. 4. $CaCO_3$ content and volume weight of rocks of the upper part of Lower Campanian. 1 — marly limestones and opoka; 2 — decalcified opoka; 3 — hard-ground limestones; 4 — cherts; 5 — marls

wkładce bentonitu z odsłonięć. Wydaje się także uzasadnionym twierdzenie, że ciemnoszary ił utworzony z czystego montmorylonitu, jaki występuje 3 m powyżej wspomnianych margli, jest również bentonitem. W tej też pozycji umieszczono go na profilu (fig. 10).

Oznaczenia mikrofauny próbek pochodzących z następujących odkrywek: Chlina (nr 2), Wierzchowiska (nr 15), Ściborzyce (nr 48), Minoga (nr 62), a także z Lelowa i Bonarki koło Krakowa wykazały dość stały zespół otwornic. Licznie występują tu *Pseudovalvulineria stelligera* (M a r i e) i *Stensiöina exculpta* var. *gracilis* B r o t z. Rzadziej obserwowano *Stensiöina exculpta* (R e u s s) i *Globorotalites michelinianus* (d'O r b). W pojedynczych okazach znajdowano *Gavelinella clementiana* (d'O r b). Podobny zespół występujący w bentonicie z Jeżówki (odkr. 17) wskazuje, że pochodzi on z dolnego kampanu. Być może odpowiada on górnej wkładce spośród opisanych, aczkolwiek nie można wykluczyć, że stanowi on odrębny poziom, zalegający nieco bliżej stropu kampanu dolnego.

W wyższej części kampanu dolnego można więc było wyróżnić kilka odrębnych typów litologicznych (fig. 4). Są to wapienie margliste i opoki, które niekiedy uległy odwapnieniu. Pewne ich partie zostały zsylifikowane i przeszły w czerty czy też wtórnie zostały przesycone węglanem wapnia, co ma miejsce w wapieniach twardego dna. Odmienne typy skał stanowią margle i bentonity.

Wapienie margliste i opoki

Wapienie margliste i opoki są podstawowymi typami skał występujących w wyższej części dolnego kampanu. Omówimy je łącznie, gdyż prawie wszystkie ich własności są identyczne, a różnica polega jedynie na zachowaniu się w HCl. Są to skały twarde i zwięzłe, barwy białej. Kwarc i glaukonit występuje tu tylko sporadycznie.

Ilość szczątków organicznych jest zmienna (9—29%). Najczęściej są to otwornice wapienne, niekiedy igły gąbek (0,4—5%), zbudowane z kalcytu, rzadziej z opalu. W pobliżu czertów występują igły chalcedonowe. Ślady kanału centralnego w niektórych igłach kalcytowych wskazują na zastąpienie krzemionki przez węglan wapnia. Sporadycznie spotyka się szczątki inoceramów i wyjątkowo radiolarie.

Spoiwo tworzy pelityczny węglan wapnia zanieczyszczony substancją ilastą i pelitem kwarcowym. Przy trawieniu w HCl mniej więcej połowa próbek rozpada się całkowicie, a pozostałe zachowują swój kształt lub ulegają częściowemu rozpadowi. Szkielet krzemionkowy rozmieszczony jest tu więc bardzo nieregularnie, a niekiedy nawet go brak.

Ilość $CaCO_3$ jest wyraźnie wyższa niż to obserwowano w szarych marglach (fig. 10, tab. 2) i zmienna w obrębie łomów w granicach kilku procent. Ze względu na wysoką zawartość węglanu wapnia, skały te określa się jako wapienie margliste, a w przypadku posiadania szkieletu krzemionkowego jako opoki.

Ciężar objętościowy zmienia się w szerokich granicach (fig. 4). W próbkach z wiercenia w Słomnikach waha się on od 1,92 do 2,17 G/cm^3. W odsłonięciach zmienność jest większa (1,74—2,18 G/cm^3). Najwyższe wartości zdają się być charakterystyczne raczej dla próbek najbogatszych w węglan wapnia. Stąd też w Wólce Ołódzkiej, gdzie zawartość $CaCO_3$ wynosi 75,7—79,4%, stwierdza się najniższe ciężary objętościowe (1,79—2,03%), a także niską wytrzymałość na ściskanie (300—320 kG/cm^2). Natomiast silniej wapniste próbki ze Ściborzyc (86,5—87,9% $CaCO_3$) wy-

kazują nieco wyższe ciężary objętościowe (2,11—2,18 G/cm^3), a także wyższą wytrzymałość na ściskanie (610 kG/cm^2).

Porowatość skał senonu nie była tematem badań. Wstępne obserwacje przeprowadzone na kilkudziesięciu próbkach wykazały bowiem, że jest ona bardzo zbliżona do nasiąkliwości objętościowej. Stąd też charakteryzowano badane próbki za pomocą tej właśnie cechy. W okazach z Wólki Ołódzkiej nasiąkliwość objętościowa wynosi 25,0—29,0%, natomiast w próbkach ze Ściborzyc jest nieco niższa (19,4—23,7%), co jest spowodowane znacznie wyższym ciężarem objętościowym tych ostatnich. Zależność nasiąkliwości objętościowej od ciężaru objętościowego posiada zresztą charakter prostolinijny.

Czerty

Procesy sylifikacji obserwowane po raz pierwszy w stropie szarych margli rozwijają się na znaczną skalę dopiero w wyższej części dolnego kampanu. Polegają one na przesycaniu skały krzemionką, co powoduje jej przechodzenie w czerty barwy szarobiałej. Czerty zdają się rozwijać przede wszystkim tam, gdzie ilość igieł gąbek jest większa, chociaż nie jest to regułą. Spikule zbudowane są najczęściej z chalcedonu, rzadko z opalu. Kanał centralny uległ zazwyczaj zatarciu.

Czerty odznaczają się przeważnie spoiwem utworzonym z występującego w dużej ilości opalu, którego ilość w czercie z Grzegorzowic wynosi 34,1%. Zmieszany jest on z pelitycznym węglanem wapnia i zanieczyszczony substancją ilastą. Ilość $CaCO_3$ (22,2—35,9%) jest podobna do stwierdzonej w czertach z poziomu szarych margli. Podobne wartości osiąga ciężar objętościowy (1,96—2,03 G/cm^3) i nasiąkliwość objętościowa (13,5—18,0%). Sylifikacja powoduje oczywisty wzrost wytrzymałości na ściskanie, która w próbce z Grzegorzowic wynosi 1160—1360 kG/cm^2.

Rzadziej obserwuje się czerty barwy szarej o tłustym połysku, gdzie procesy sylifikacji są znacznie dalej posunięte. Spoiwo tworzy opal zanieczyszczony małą domieszką $CaCO_3$ (5,2%) oraz substancji ilastej. Sylifikacja spowodowała także wzrost ciężaru objętościowego (2,24 G/cm^3).

Ostatnią fazą procesu sylifikacji jest zupełne wyparcie wszystkich składników skały i zastąpienie ich zbitą, przeważnie drobnoziarnistą substancją chalcedonową, której rozwój prowadzi do zatarcia niemal wszystkich struktur organicznych. Obserwuje się to jednak tylko sporadycznie.

Margle

Białawoszare margle przedzielające ławice skał wyższej części dolnego kampanu są miękkie i mało odporne na działanie czynników atmosferycznych. Zawartość składników detrytycznych jest tu nieco wyższa niż w skałach otaczających.

Szczątki organiczne reprezentują zazwyczaj otwornice i różne fragmenty skorup. Igły gąbek, w przeciwieństwie do skał otaczających, zdarzają się tu tylko sporadycznie. Spoiwo tworzy pelityczny węglan wapnia zmieszany z substancją ilastą i pelitem kwarcowym. W czasie moczenia w wodzie margle te ulegają rozpadowi.

Zawartość $CaCO_3$ w omawianych marglach jest wyraźnie niższa niż w otaczających je wapieniach marglistych i opokach (fig. 4) i przypomina wartości uzyskane dla szarych margli santonu i niższej części dolnego kampanu (tabela 2). Niższe wartości obserwuje się tylko w marglach przy-

krywających wkładki bentonitów, co wiąże się z domieszką montmorylonitu. Ciężar objętościowy omawianych margli jest zbliżony do stwierdzonego w otaczających je skałach.

Bentonity nie będą tu omawiane. Charakterystykę dolnokampańskiej próbki z Jeżówki przedstawili E. Krauss i J. Rutkowski (1962). Dalsze różnicowe analizy termiczne wykazały, że bentonity z Chliny, Wierzchowiska, Ściborzyc, Lelowa i Słomnik utworzone są, podobnie jak próbka z Jeżówki, z montmorylonitu. Tylko niekiedy pojawia się w nich domieszka węglanu wapnia.

II. Osady drugiego cyklu sedymentacyjnego

Osady zaliczone do drugiego cyklu sedymentacyjnego obejmującego górny kampan i niższą część dolnego mastrychtu mają charakter dość monotonny. Ich przynależność do tych poziomów wykazał po raz pierwszy J. Nowak (1910, 1917). Margle glaukonitowe zaczynające ten cykl stwierdził po raz pierwszy E. Panow (1934), choć już Z. Sujkowski (1926) znał zawarte w nich zlepieńce. Skały bogate w glaukonit, zawarte w osadach niższej części dolnego mastrychtu, opisał S. R. Krażewski (1958), a także wspomniał o nich J. Rutkowski (1960). Pierwszą wzmiankę o obecności starszych osadów wzbogaconych w glaukonit (górny kampan) podali E. Krauss i J. Rutkowski (1962).

Badania autora pozwoliły na rozdzielenie drugiego cyklu sedymentacyjnego na trzy kompleksy. Najniższy stanowią białawoszare opoki i margle, na ogół twarde i zwięzłe, podścielone marglami glaukonitowymi. Wyjątkowo trafiają się tu czerty. Następny kompleks stanowią margle i opoki bardziej szare i miękkie, wśród których występuje poziom opok i margli z wyraźną domieszką glaukonitu oraz wkładki opok bogatych w igły gąbek. Jest to wyższa część kampanu górnego. Najwyższy kompleks obejmujący niższą część mastrychtu dolnego stanowią margle i opoki z poziomem gez wapnistych bogatych w glaukonit.

a. Twarde dno i osady najniższej części kampanu górnego

Warstwy graniczne dolnego i górnego kampanu ciągną się od Jeżówki na północy aż po Grzegorzowice i Lipną Wolę na południu. Najlepsze odsłonięcia znajdują się w Szreniawie (nr 19), Gołczy (nr 39), Czaplach (nr 51) i w Lipnej Woli (nr 66).

Najlepsze odsłonięcie tych utworów znajdowało się na południowy wschód od Szreniawy (odkr. 19), gdzie, jak się wydaje, Z. Sujkowski (1926) stwierdził po raz pierwszy zlepieńce. W spągu występują tu wapienie margliste i opoki typowe dla kampanu dolnego. Nieliczne kanały pochodzenia organicznego zaczynają się około 1,3 m poniżej jego stropu. Ku górze zwiększa się ilość kanałów i ich wielkość. Około 60 cm poniżej stropu są one bardzo liczne i skała przybiera charakter lekko gruzłowaty. Widoczne są tu też stylolity. Skała jest wyraźnie stwardniała [1] i zabarwiona na kolor żółtozielonkawy. Zabarwienie jest najsilniejsze na kontakcie z marglami glaukonitowymi oraz na zawartych w nich otoczakach

[1] Obecność twardego dna rozpoznał po raz pierwszy S. Bukowy (wiadomość ustna).

(tabl. II, fig. 1). Zielonkawą barwę powoduje glaukonit, który rozprószony jest w spoiwie, a także wypełnia próżnie i nawet podstawia węglan wapnia skorupek otwornic. Sam strop kampanu dolnego jest rozmyty i pokryty nieregularnymi wyniosłościami rzędu 1 cm, które powstały zapewne na skutek ługowania, stanowi więc typowe twarde dno. Na wspomnianych nierównościach i na niektórych otoczakach widoczna jest cienka (około 1 mm) powłoka glaukonitu.

Obok glaukonityzacji stwierdza się również fosforytyzację. Typowe skały wyższej części dolnego kampanu zawierają około 0,1% P_2O_5 (tab. 3). Natomiast w ich stropowej części obserwowano wartości znacznie wyższe. W Słomnikach znaleziono 1,56%, a w Szreniawie 2,97% tego składnika. Ilość P_2O_5 w drobnych zielonkawych konkrecjach wynosi 4,09% (Lipna Wola) oraz 11,04 i 16,02% (Szreniawa).

Stwardnienie obserwowane w wapieniach twardego dna wiąże się ze wzbogaceniem skały w węglan wapnia, którego ilość (81,0—91,1%) jest przeciętnie wyższa niż w wapieniach marglistych kampanu dolnego (fig. 4). Są to najwyższe wartości obserwowane w senonie miechowskim. Łączy się z tym zmniejszenie nasiąkliwości oraz wzrost ciężaru objętościowego i wytrzymałości na ściskanie, która w próbce z odkrywki nr 50 osiąga wartość 950—1210 kG/cm^2.

Powyżej widoczne są margle glaukonitowe o grubości kilkudziesięciu cm. W spągu zawierają one otoczaki wapieni pochodzących ze stropu kampanu dolnego, o średnicy od kilku mm do kilku, a nawet kilkunastu cm (tabl. II, fig. 1). Ku górze zawartość glaukonitu maleje i skała przechodzi w margle i opoki.

Brak większej ilości fauny uniemożliwił szczegółowe sprecyzowanie wieku margli glaukonitowych. Ponieważ wiążą się one sedymentacyjnie z nadległymi osadami kampanu górnego, dlatego prowizorycznie zaliczono je do tego piętra.

Margle glaukonitowe odznaczają się mało zmiennym składem mineralnym. Ilość kwarcu w próbkach pobranych z ich spągu jest niska (tabela 2). Najbardziej charakterystycznym składnikiem jest tu glaukonit. Obserwuje się dwa rodzaje ziarn. Pierwsze o typowej polaryzacji agregatowej i zielonym zabarwieniu są raczej rzadkie. Drugie to przeważające w badanych skałach ziarna niezbyt regularne, o lekko żółtawym odcieniu, wykazujące czasem relikty starszych struktur, a niekiedy i szczątków organicznych.

Szczątki organiczne reprezentują przeważnie otwornice wapienne. Rzadko spotyka się igły gąbek zachowane w opalu i kalcycie.

Spoiwo margli glaukonitowych tworzy pelityczny węglan wapnia, zanieczyszczony substancją ilastą i pelitem kwarcowym. Tylko wyjątkowo stwierdza się ślady szkieletu krzemionkowego. Ilość $CaCO_3$, a także nasiąkliwość i ciężar objętościowy wykazują małą zmienność (fig. 5, tabela 2).

Niektóre partie margli glaukonitowych uległy sylifikacji, co powoduje zmianę barwy na szarą i przejście skały w czert. Zawartość igieł gąbek jest tu wyższa niż w skałach otaczających. Są one zachowane w chalcedonie, który zastępuje także kalcyt niektórych skorupek otwornic. Spoiwo przesyca opal, który nierównomiernie wypiera węglan wapnia, pozostawiając relikty pierwotnego lepiszcza, które grupują się wokół ziarn glaukonitu i otoczaków wapieni. Zawartość $CaCO_3$ wynosi w próbce z odkrywki nr 50 — 14,4%. Ciężar objętościowy (2,04 G/cm^3) i nasiąkliwość objętościowa (15,7%) są podobne do stwierdzonych w czertach z innych poziomów.

We wszystkich odsłonięciach znajdujących się na badanym terenie

charakter tych utworów jest prawie identyczny. Dla porównania badano także margle glaukonitowe z Bibic (około 13 km na południe od Grzegorzowic), o których wspomina E. Panow (1934). Odznaczają się one zdecydowanie mniejszymi średnicami ziarn glaukonitu, także otoczaki skał podłoża są tu mniejsze (kilka cm) i nieliczne.

b. Niższa część kampanu górnego

Niższy kompleks kampanu górnego wykształcony jest jako białe i białawoszare, twarde i zwięzłe margle i opoki. Na ogół nie zawierają one czertów i nie wykazują wyraźnego uławicenia, które stwierdzono jedynie na północ i północny wschód od Tunelu.

Wychodnie tych skał obserwuje się w zachodniej i północnej części badanego obszaru. Liczne łomy położone są koło Rzędowic i Kolonii Przysieki. W rejonie Żarnowca występują tylko zwietrzeliny. Skały te odsłaniają się w okolicy Jeżówki, Szreniawy, Makowa, Falniowa, Witowic i Biskupic, a także w pobliżu Smrokowa, Żarnowicy, Czapli, Grzegorzowic i Lipnej Woli.

Na północ od Wysocic (odkr. 50) bezpośrednio nad marglami glaukonitowymi zaczynającymi drugi cykl sedymentacyjny znaleziono *Acanthoscaphites* cf. *spiniger* (Schlüt.). Formę tę stwierdzono także w odkrywkach nr 8, 13, 20, 24, 41 i 43. Koło Szreniawy (odkr. 18), około kilkanaście metrów ponad marglami glaukonitowymi, znaleziono *„Hamites" phaleratus?* Griep. Wskazuje to, że co najmniej dolna część omawianego kompleksu reprezentuje wedle W. Pożaryskiego (1938) dolną część kampanu górnego (poziom *Hamites phaleratus*).

W dużych łomach położonych na północ od Szreniawy (odkr. 18) widoczne są białawe lub białawoszare opoki, a rzadziej margle. Są one dość twarde i zwięzłe i tworzą niezbyt regularne ławice o grubości do 1,5 m. Pomiędzy ławicami znajdują się podobne, ale znacznie mniej odporne margle o grubości do 20 cm, co nadaje skale pozory warstwowania. Osady te widoczne są także w Makowie (odkr. 21), gdzie około 5 m ponad twardym dnem pobrano próbkę do analizy chemicznej.

W Witowicach skały tego poziomu widoczne są najlepiej w łomie nr 24. We wcięciu drogi na północ od Falniowa (odkr. 25) widoczne są jasnoszare lub białawoszare margle i opoki z licznymi czertami, które odznaczają się lekko szarym zabarwieniem, wyraźnie ziarnistą powierzchnią i niekiedy zawierają wpryśnięcia chalcedonu. Grubość skał z czertami wynosi 1,7 m. Powyżej w zwietrzelinie widoczne są opoki i margle.

W północnej części terenu w rejonie Kolonii Przysieki (odkr. 8) i koło Rzędowic (odkr. 13) widoczne są białawe opoki bez czertów, które tworzą niezbyt regularne ławice o grubości do 75 cm. Przedzielają je kilkunastocentymetrowe wkładki szarych margli. W zwietrzelinie spotyka się w tym rejonie liczne okruchy skał odwapnionych.

Widzimy więc, że podobnie jak w kampanie dolnym, można w omawianym poziomie wyróżnić szereg odmiennych typów litologicznych (fig. 5). Są to margle i opoki, które gdzieniegdzie ulegały odwapnieniu. Niektóre partie opok zostały zsylifikowane i przeszły w czerty. Odmienny charakter posiadają margle przedzielające ławice opok.

Margle i opoki

Białe lub białawoszare margle i opoki stanowiące podstawową skałę niższej części górnego kampanu odznaczają się stałą domieszką kwarcu

i glaukonitu, czym różnią się od wapieni marglistych i opok kampanu dolnego. Ich zawartość waha się w granicach kilku dziesiątych procentu, a średnice ziarn nie przekraczają 0,1 mm. Stale występuje też muskowit.

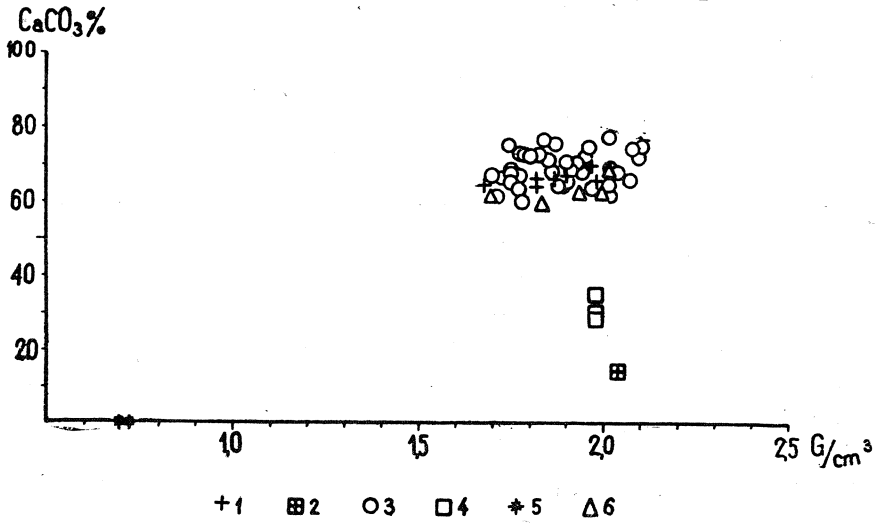


Fig. 5. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy skał niższej części górnego kampanu. 1 — margle glaukonitowe; 2 — czerty tkwiące w marglach glaukonitowych; 3 — opoki i margle; 4 — czerty tkwiące w opokach; 5 — opoki odwapnione; 6 — margle
Fig. 5. $CaCO_3$ content and volume weight of rocks of the lower part of Upper Campanian. 1 — glauconitic marls; 2 — cherts present in the glauconitic marls; 3 — opoka and marls; 4 — cherts present in the opoka; 5 — decalcified opoka; 6 — marls

Szczątki organiczne (6—28%) reprezentują otwornice wapienne i aglutynujące oraz igły gąbek zachowane w kalcycie lub czasem w opalu. Igły chalcedonowe występują rzadko i tylko w pobliżu czertów. Obserwowano też pojedyncze włókna inoceramów, szczątki mszywiołów i nieoznaczalne fragmenty skorup.

Spoiwo tworzy pelityczny węglan wapnia zmieszany z substancją ilastą i pelitem kwarcowym. Czasem jest ono przesycone opalem (2,8—3,7%), stąd też występują tu zarówno opoki, jak margle. Skały pochodzące z Kolonii Przysieki i Rzędowic wykazują stale obecność szkieletu opalowego i są bardziej zwięzłe. Wytrzymałość na ściskanie w próbce z Rzędowic (odkr. 13) wynosi 610—670 kG/cm². W skałach omawianego poziomu pochodzących z południowej części terenu szkielet opalowy zdaje się być rozwinięty na mniejszą skalę. Także wytrzymałość na ściskanie określona na próbce z Makowa (odkr. 21) jest niższa (250—280 kG/cm²).

Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy są niższe niż w kampanie dolnym (fig. 10, tabela 2). Ciężar objętościowy w próbkach z wiercenia w Słomnikach wynosi 1,89—2,09 G/cm³ i jest wyższy, niż to obserwowano w odsłonięciach (1,70—2,01 G/cm³).

Czerty

Podobnie jak w kampanie dolnym czerty rozwijają się na ogół tam, gdzie ilość spikul jest większa. Te ostatnie buduje przeważnie chalcedon. Skorupki otwornic mogą być zachowane zarówno w kalcycie, jak i w chalcedonie. Spoiwo czertów tworzy opal przetkany węglanem wapnia, substancją ilastą i pelitem kwarcowym. Czasem obserwuje się skupienia chalcedonu. Zawartość $CaCO_3$ oraz własności fizyczne czertów badanych przykładowo na próbkach Falniowa są podobne jak w czertach z innych poziomów (tabela 2).

TABELA STRATYGRAFICZNA
STRATIGRAPHIC TABLE

Tabela (table) 1

Cykl cycle	Litologia Lithology	Miąższość Thickness	Ważniejsza fauna More important fauna	Stratygrafia Stratigraphy	
III	Wapniste gezy i opoki z przerostami wapieni Calcareous gaizes and opoka with intercalations of limestones	ponad above 70 m	Hauericeras sulcatum Acanthoscaphites tridens	Lower Maestrichtian	Część wyższa Upper complex
	Piaskowce, gezy wapniste i margle piaszczyste z glaukonitem i fosforytami Sandstones, calcareous gaizes and sandy marls with glauconite and phosphorites	0,3 – 0,8 m			
II	Margle i opoki czasem piaszczyste Marls and opoka, occasionally sandy	15 – 40 m	Acanthoscaphites tridens Hauericeras sulcatum Pachydiscus aff. neubergicus Belemnitella lanceolata lanceolata Belemnitella cf. lanceolata occidentalis	Maestrych dolny	Część niższa Lower complex
	Wapniste gezy silnie glaukonitowe czasem z fosforytami Calcareous gaizes with high content of glauconite, occasionally with phosphorites	1 – 2,5 m	Belemnitella lanceolata lanceolata		
	Margle i opoki czasem piaszczyste Marls and opoka, occasionally sandy	ponad above 17 m	Belemnitella lanceolata lanceolata Pachydiscus aff. neubergicus		
	Margle i opoki Marls and opoka	ponad above 7 m		Upper Campanian	Część wyższa Upper complex
	Opoki piaszczyste, gezy wapniste, margle piaszczyste z glaukonitem Sandy opoka, calcareous gaizes, sandy marls with glauconite	0,2 – 2 m	Belemnitella langei Belemnitella mucronata minor Acanthoscaphites roemeri		
	Margle i opoki, czasem o dużej zawartości igieł gąbek Marls and opoka, occasionally with high content of spicules	70 m	Menuites portlocki Bostrychoceras polyplocum Acanthoscaphites spiniger Pachydiscus cf. koeneni		
	Białe opoki i margle zazwyczaj bez czertów White opoka and marls usually without cherts	65 m	"Hamites" cf. phaleratus ? Acanthoscaphites spiniger	Kampen górny	Część niższa Lower complex
	Margle glaukonitowe ze zlepieńcem w spągu Glauconitic marls, with conglomerat at base	0,5 m	Belemnitella sp.		
I	Wapienie margliste i opoki z licznymi czertami, w stropie wyraźnie stwardniałe z wkładkami margli. Wkładki bentonitu Marly limestone and opoka with numerous cherts, at top distinctly hardened with intercalations of marls. Intercalations of bentonite	68 m	Belemnitella cf. precursor var. mucronatiformis Actinocamax quadratus	Kampen dolny Lower Campanian	Część wyższa Upper complex
	Szare margle w górnej części profilu z nielicznymi czertami Grey marls, with rare cherts in the upper part	10 – 42 m	Actinocamax quadratus Actinocamax granulatus Marsupites testudinarius		Lower complex
	Margle glaukonitowe często ze zlepiencem w spągu Glauconitic marls often with conglomerate at base	0,5 – 1 m	Actinocamax verus Actinocamax westfalicus Actinocamax westfalicus granulatus	Santon Santonian	

Powierzchnia rozmycia Corosions surface — Kwarc Glaukonit Quartz Glauconite — Otoczaki Pebbles — Fosforyty Phosphorites

Fauna wg oznaczeń mgr A. Błaszkiewicza. Tylko w skałach I cyklu sedymentacyjnego wykorzystano częściowo oznaczenia podane przez W.C. Kowalskiego (1948).

GŁÓWNE CECHY LITOLOGICZNE SKAŁ SENONU OKOLICY MIECHOWA

PRINCIPAL LITHOLOGICAL FEATURES OF ROCKS OF THE SENONIAN AGE IN THE MIECHOW REGION

Tabela (table) 2

Cykl Cycle	Stratygrafia Stratigraphy		Typ skały rocks type	Kwarc Quartz	Glaukonit Glauconite	$CaCO_3$	Ciężar objętościowy Volume weight	Nasiąkliwość Water absorbtion	Wytrzymałość na ściskanie Resistance to pressure
				Procenty objętościowe Volume percentage		% wagowe weight percentage	G/cm^3	% objętości volume percent	kG/cm^2
III	Mastrycht dolny Lower Maestrichtian	Część wyższa Upper complex	Opoko i gezy wapniste Opoka and calcareous gaizes	1,8-18,5	0,4-5,4	36,0-58,6	1,42-1,66	33,5-44,3	130-190
			Gezy odwapnione Decalcified gaizes	7,2	2,2	o - 1,0	0,83-1,02	57,2-65,3	15-25
			Wapienie przerostów Limestone intercalations	0,9-10,1	0,2-3,7	65,3-83,9	2,13-2,44	8,2-20,1	510-720
			Piaskowce o spoiwie ilasto-wapnisto-opalowym, gezy wapniste, margle piaszczyste Sandstones with cleyey-calcareous-opal cement, calcareous gaizes, sandy marls	11,7-56,8	2,2-22,9	0,3-29,2	1,45-1,96	23,1-46,1	—
			Piaskowce o spoiwie wapnistym Sandstones with calcareous cement	36,4-46,8	3,0-5,0	43,3-52,3	2,27-2,42	14,5	—
II		Część wyższa Upper complex	Margle i opoki bardziej wapniste Opoka and marls more calcareous	0,7-3,2	+ -3,7	58,0-76,5	1,51-2,01	24,1-43,3	340-370
			Opoki i margle bardziej piaszczyste Opoka and marls more sandy	2,1-15,9	1,0-2,2	35,1-60,2	1,42-1,82	30,1-40,6	230-290
			Wapienie Limestones	6,8	1,8	78,6-80,6	2,28-2,44	2,9-5,6	—
			Wapniste gezy glaukonitowe Calcareous glauconitic gaizes	6,5-16,0	6,7-34,4	12,6-40,9	1,43-1,86	28,7-42,2	—
	Kampan górny Upper Campanian	Część wyższa Upper complex	Margle i opoki Marls and opoka	0,3-2,1	0,1-2,2	44,3-68,6	1,52-2,03	26,0-36,5	—
			Opoki z licznymi igłami gąbek Opoka with numerous spicules	0,8-0,8	0,1-1,0	19,9-44,2	1,28-1,73	28,9-49,6	—
			Opoki z licznymi igłami gąbek odwapnione Opoka decalcified with numerous spicules	—	—	0-0,8	0,86-1,27	45,5-60,1	80-170
			Opoki piaszczyste, gezy wapniste, margle piaszczyste z glaukonitem Sandy opoka, calcareous gaizes, sandy marls with glauconite	0,3-2,2	3,3-6,0	37,6-44,6	1,53-1,74	30,4-41,0	—
		Część niższa Lower complex	Opoki z północnej części terenu Opoka from the northern part of the area	0,1-0,9	+ -0,6	64,3-78,0	1,70-2,01	24,3-33,7	610-670
			Opoki odwapnione Decalcified opoka	—	—	0 - 0	0,70-0,72	68,4-69,3	60
			Margle Marls	0,1-0,8	0,2-07	59,2-69,8	1,69-2,01	Rozpad w H_2O x	—
			Opoki i margle z południowej części terenu Marls and opoka from the southern part of the area	0,2-1,4	+ -0,2	60,2-76,6	1,70-2,09	27,7-37,1	250-280
			Czerty Chertes	—	—	28,4-34,0	1,98-1,98	16,5-17,1	—
			Margle glaukonitowe Glauconitic marls	0,2-2,7	4,1-10,2	62,3-70,9	1,68-1,97	26,4-33,8	—
I	Kampan dolny Lower Campanian	Część wyższa Lower complex	Wapienie margliste i opoki Marly limestones and opoka	0 -0,3	o - +	75,7-87,9	1,74-2,18	18,9-33,4	300-610
			Opoki odwapnione Decalcified opoka	—	—	0,1- 1,3	0,92-1,14	48,9-60,9	—
			Wapienie twardego dna Hard ground limestones	+	+ -2,3	81,0-91,1	2,32-2,58	4,1-12,9	950-1210
			Czerty Cherts	—	—	5,2-35,9	1,96-2,24	11,4-18,0	1160-1360
			Margle Marls	0,1-0,6	+ -0,1	56,4-73,5	1,90-2,11	Rozpad w H_2O x	—
	Santon Santonian	Część niższa Lower complex	Szare margle z wyższej części profilu Grey marls from the upper part of profile	+ -0,2	+ -0,4	61,4-79,8	1,92-2,12	21,5-28,6	—
			Czerty Chertes	+	+	21,2-25,6	1,95-2,04	15,0-18,4	—
			Szare margle z niższej części profilu Grey marls from the lower part of profile	0,1-0,6	+ -0,6	54,2-75,3	2,10-2,37	Rozpad w H_2O x	—
			Margle glaukonitowe Glauconitic marls	0,4-27,9	1,7-30,3	34,4-77,8	2,02-2,41	Rozpad w H_2O x	—

+ Ślad Trace o Brak None — nie oznaczono none determined

x Desintegration in H_2O

SKŁAD CHEMICZNY I NORMATYWNY SKŁAD MINERALNY WAŻNIEJSZYCH SKAŁ SENONU

CHEMICAL COMPOSITION AND NORMATIVE MINERAL COMPOSITION OF PRINCIPAL TYPES OF SENONIAN ROCKS

Tabela (table) 3

Miejscowość locality	Bocieniec	Wólka Ołódzka	Jeżówka	Maków	Dziadówki		Widnica	
Nr odkrywki No of outcrop	63	1	16	21	26	29	29	29
Poziom stratygraficzny Stratigraphic position	Santon Santonian	Kampan dolny część wyższa Lower Campanian upper complex		Kampan górny część niższa Upper Campanian lower complex	Mastrycht dolny Część niższa Lower Maestrichtian lower complex		część wyższa upper complex	
Typ skały Rocks type	margiel marl	opoka	wapień marglisty marly limestone	opoka	opoka	opoka	geza wapnista calcareous gaize	wapień piaszczysty sandy limestone
SiO_2	21,33	17,00	11,03	19,22	29,96	24,27	54,83	24,09
(w tym SiO_2 rozpuszczalne w NaOH) (Including SiO_2 soluble in NaOH)	(1,59)	(2,79)	(3,06)	(2,82)	(3,25)	(1,78)	(6,42)	(1,37)
P_2O_5	0,08	0,12	0,09	0,10	0,11	0,16	0,21	0,11
Al_2O_3	6,45	1,37	2,11	2,54	3,81	2,57	2,12	3,61
Fe_2O_3	1,67	0,62	0,40	0,58	1,68	1,12	1,96	1,35
CaO	35,02	44,16	46,95	41,80	34,39	37,72	21,61	36,02
MgO	1,69	0,56	0,57	0,51	0,40	0,74	0,48	1,03
K_2O	1,31	0,40	0,35	0,48	0,79	0,58	0,87	0,69
Na_2O	0,54	0,53	0,48	0,54	0,29	0,36	0,31	0,28
Strata prażenia Loss on ignition	31,64	35,74	38,30	34,62	28,41	32,02	18,05	32,47
(w tym CO_2 Including CO_2)	(26,7)	(34,78)	(37,00)	(32,50)	(26,40)	(28,88)	(17,01)	(28,81)
Suma total	99,73	100,50	100,28	100,39	99,84	99,54	100,44	99,65
Apatyt Apatite	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,2
Kalcyt Calcite	60,7	78,0	83,1	73,9	60,0	65,7	37,6	62,6
Dolomite Dolomite	—	1,0	1,0	—	—	—	1,0	2,7
Glaukonit Glauconite	0,2	0,3	—	0,1	0,9	0,5	8,4	4,3
Skalenie Feldspars	—	—	—	—	—	—	0,8	—
Folidoid Folidoide	21,3	5,3	4,6	6,4	11,1	10,4	1,4	4,6
Muskowit Muscovite	6,6	1,0	3,3	3,5	4,5	4,2	2,7	6,3
Wolna krzemionka Free silica — Kwarc Quartz — ziarna powyżej 0,01 mm grains larger than 0,01 mm	0,3	0,2	0,1	0,7	1,3	2,8	26,5	13,9
Wolna krzemionka Free silica — Kwarc Quartz — ziarna poniżej 0,01 mm grains smaller than 0,01 mm	5,5	10,7	4,0	10,8	17,3	12,2	15,2	1,4
Wolna krzemionka Free silica — Opal	1,6	2,8	3,1	2,8	3,2	1,8	6,4	1,4
Nadmiar CaO Overplus of CaO	0,9	—	—	0,3	0,6	0,7	—	—
Woda, SO_3 i tp. Water, SO_3 etc.	3,0	0,5	0,8	1,5	0,9	2,1	0,1	2,6
Suma Total	100,3	100,1	100,2	100,2	100,0	100,7	100,6	100,0

Wszystkie analizy wykonano na próbkach wysuszonych w 105°
All analyses executed on dryed samples (105°)

Analizy skał santonu i kampanu wykonał Instytut Geologiczny w Warszawie, zostały one uzupełnione przez autora. Skały dolnego mastrychtu analizowała mgr E. Krauss

Margle

Margle przedzielające ławice opok, jakie obserwowano w północnej części terenu, są skałą miękką barwy szarej. Ilość kwarcu i glaukonitu nie przekracza tu łącznie 2%, a ich średnice wynoszą przeciętnie 0,05 mm. Czasem spotyka się też blaszki miki. Szczątki organiczne to przeważnie otwornice oraz różne bliżej nieoznaczalne fragmenty. Spoiwo margli tworzy pelityczny węglan wapnia zmieszany z iłem i pelitem kwarcowym. Większość próbek rozpada się w czasie moczenia w wodzie. Niektóre okazy z Kolonii Przysieki zachowały swój kształt, co może się wiązać z pewnym ich usztywnieniem przez krzemionkę uwolnioną z igieł gąbek, jakie występują tutaj w minimalnej ilości. Zawartość $CaCO_3$ jest w omawianych marglach o kilka procent niższa niż w skałach otaczających (tabela 2).

c. Wyższa część kampanu górnego

Margle i opoki wyższej części kampanu górnego różnią się od skał z niższej części tego piętra bardziej szarym zabarwieniem i mniejszą zwięzłością. Występuje tu także poziom skał wyraźnie wzbogaconych w glaukonit, który posiada znaczenie przewodnie i w dalszej części pracy będzie określany jako pierwszy poziom glaukonitowy.

Skały omawianego kompleksu odsłaniają się najlepiej w południowej i środkowej części badanego terenu między Witowicami, Czaplami Małymi, Komorowem, Szczepanowicami i Słomnikami. Jest możliwe, że należą tu również pewne utwory widoczne na południe od Żarnowca.

W Przecławicach (odkr. 53) około 35 m poniżej poziomu glaukonitowego znaleziono *Acanthoscaphites spiniger* (Schlüt.). W Szczepanowicach (odkr. 57) kilkanaście metrów poniżej tego poziomu stwierdzono *Menuites portlocki* Sharpe. Z okolic Smrokowa (odkr. 68) pochodzą *Pachydiscus* cf. *koeneni* Gros. i *Bostrychoceras polyplocum* Röm. Wedle W. Pożaryskiego (1938) formy te świadczą o niższej części poziomu *Bostrychoceras polyplocum*.

W skałach poziomu glaukonitowego w Sławicach Duchownych (odkr. 60) występują *Acanthoscaphites* cf. *römeri* (d'Orb.), *Belemnitella mucronata minor* Jel. i *Bel. langei* Schatsky. Belemnity te znaleziono także w Szczepanowicach (odkr. 58), a pierwszy z nich i w Komorowie (odkr. 46). Pozwala to na zaliczenie tych utworów do górnej części poziomu *Bostrychoceras polyplocum*.

Otwornice z warstw podścielających bezpośrednio poziom glaukonitowy badano z Komorowa (odkr. 46), Witowic (odkr. 23), Orłowa (odkr. 67) i Januszowic (odkr. 69). Zespół ich odznacza się licznym występowaniem *Stensiöina pommerana* Brotz. i *Globotruncana arca* (Cushm.). Dość licznie spotyka się *Globotruncana fornicata* Plummer i *Globorotalites michelinianus* (d'Orb.). Rzadko obserwowano *Globotruncana lapparenti bulloides* Vögler, *Glob. lapparenti tricarinata* (Quer.), *Neoflabellina rugosa* (d'Orb.), *Bolivinoides laevigata* Marie, *Bolivina incrassata* Reuss, *Gavelinella clementiana* (d'Orb.) i *Gav. pertusa* (Marsson). Do najważniejszych należą dwie ostatnie formy, a także *Globorotalites michelinianus* (d'Orb.). Chociaż zasięgi tych otwornic w różnych rejonach Polski są nieco inne (E. Gawor-Biedowa, E. Witwicka, 1960), to jednak można przyjąć, że zespół ten wskazuje na górną część kampanu górnego, co jest zgodne z oznaczeniami makrofauny.

Najlepsze odsłonięcie tych utworów znajduje się w Komorowie (odkr. 46). W środkowej części wąwozu występują białawoszare opoki

i margle, w różnym stopniu odporne na działanie czynników atmosferycznych, co nadaje im niekiedy pozory warstwowania. W obrębie tych skał występuje 20 cm wkładka żółtawoszarej opoki bardzo bogatej w igły gąbek.

Około 10 m ponad wspomnianą wkładką obserwuje się 40 cm warstwę szarożółtawej opoki z wyraźną domieszką glaukonitu. Mimo że jego ilość jest niewielka (kilka procent), ze względu na znacznie większe średnice ziarn, niż to obserwuje się w skałach otaczających, jest on doskonale widoczny i pozwala na łatwe wyróżnienie tych utworów. Określano je mianem pierwszego poziomu glaukonitowego. Skały te są wyraźnie wzbogacone w faunę. Należy jeszcze dodać, że w spągu poziomu glaukonitowego obserwuje się niekiedy ślady rozmywania. Ponad poziomem glaukonitowym występują znowu opoki i margle o grubości kilku metrów.

W rejonie Jaksic i Wielkiego Dołu (odkr. 54) poziom glaukonitowy osiąga grubość ponad 2 m. Bardziej na południe w odkrywce 56 miąższość skał glaukonitowych wynosi tylko 1,5 m. W ich spągu obserwowano powierzchnię rozmycia i kanały perforujące podłoże. W Orłowie (odkr. 67) miąższość tego poziomu nie przekracza 25 cm.

Koło Szczepanowic (odkr. 57) wśród opok i margli obserwowano warstewkę bardzo bogatą w kilkucentymetrowe fragmenty skorup inoceramów. Znajduje się ona kilka metrów pod poziomem glaukonitowym. Podobne fragmenty stwierdzono też w odkrywce nr 55.

W Witowicach skały poziomu glaukonitowego odznaczają się niekiedy znaczniejszą ilością igieł gąbek, co widoczne jest w łomie nr 23 i czym różnią się one od skał poziomu glaukonitowego widocznych w Komorowie.

W drodze prowadzącej z Witowic do Szarkówki (odkr. 22) wśród białawoszarych opok i margli występują żółtawoszare opoki o miąższości 1,7 m i znacznej zawartości igieł gąbek. Opoki bogate w spikule sypią się też w zwietrzelinie koło Kamieńczyc (odkr. 45).

Skały tego kompleksu nie odgrywają żadnej roli w budowie północnej części badanego obszaru. Jedynie w Przybysławicach (odkr. 9) na linii

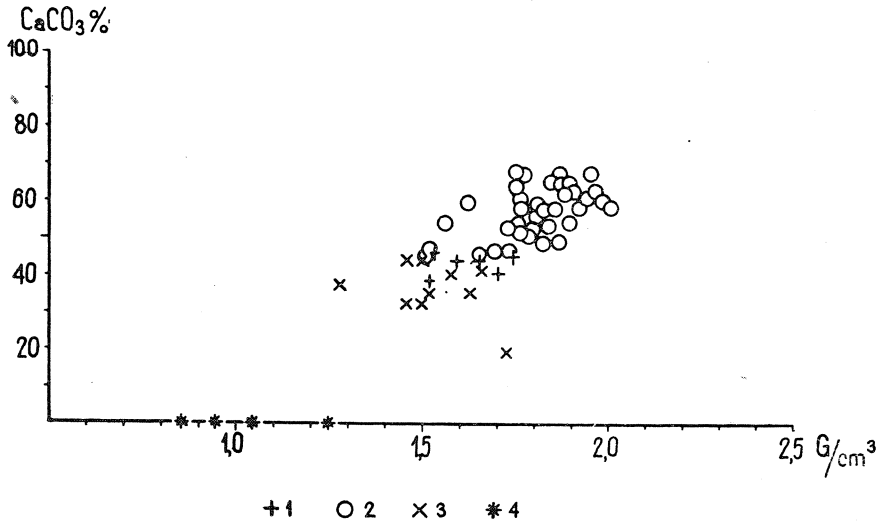


Fig. 6. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy skał wyższej części górnego kampanu. 1 — opoki, gezy wapniste i margle bogate w glaukonit; 2 — margle i opoki; 3 — opoki bogate w igły gąbek; 4 — opoki odwapnione

Fig. 6. $CaCO_3$ content and volume weight of rocks of the upper part of Lower Campanian. 1 — opoka, calcareous gaizes and marls rich in glauconite; 2 — marls and opoka; 3 — opoka rich in sponge spicules; 4 — decalcified opoka

uskoku występują silnie glaukonitowe gezy z fosforytami. Makroskopowo różnią się one znacznie od odpowiednich utworów pochodzących z południowej części terenu, jednak mikrofauna wskazuje na kampan górny. Odwapnione opoki bogate w igły gąbek, jakie stwierdzono w zwietrzelinie w Kolonii Przysiece, przypominają najbardziej bogate w spikule opoki z tego poziomu.

Badania terenowe i laboratoryjne pozwoliły więc wydzielić w obrębie wyższej części kampanu górnego różne rodzaje skał (fig. 6). Są to margle i opoki o dużej zawartości igieł gąbek, które czasem ulegały odwapnieniu. Odrębny charakter posiadają opoki i gezy wapniste bogate w glaukonit, które tworzą pierwszy poziom glaukonitowy.

Margle i opoki

Margle i opoki wyższej części kampanu górnego odznaczają się szarą barwą i dość znaczną zmiennością. Składniki detrytyczne występują tutaj w nieco większej ilości, niż to stwierdzono w niższej części kampanu górnego (tabela 2).

Szczątki organiczne mają podobny charakter i występują w nieznacznie większej ilości niż w niższej części kampanu górnego. Tylko ilość włókien inoceramów jest w wyższej części kampanu górnego nieco większa (0,2—3,7%). Wyjątkowo w opoce ze Szczepanowic (odkr. 59) występują one w ilości 21%.

W porównaniu z niższą częścią kampanu górnego spoiwo omawianych margli i opok zawiera większą domieszkę substancji ilastej, co powoduje, że część próbek rozpada się już przy moczeniu w wodzie, a większość w HCl. Zawartość $CaCO_3$ jest tu na ogół niższa i bardziej zmienna niż w niższej części kampanu górnego (fig. 10, tabela 2). Ciężar objętościowy próbek z wiercenia w Słomnikach waha się od 1,79—2,09 G/cm^3, natomiast w odsłonięciach jest niższy (1,62—1,90 G/cm^3).

Opoki o dużej zawartości igieł gąbek

Opoki o znacznej zawartości igieł gąbek barwy żółtawoszarej lub szarej są skałą zazwyczaj zwięzłą, lekką i porowatą.

Najbardziej charakterystycznym składnikiem tych skał są szczątki organiczne (24—41%), reprezentowane przeważnie przez igły gąbek (21—30%), najczęściej zbudowane z chalcedonu, rzadziej z opalu. Obok nich spotyka się czasem otwornice. Znaczna zawartość spikul zbliża omawiane utwory do gez wapnistych, jednak ze względu na nieznaczną zawartość kwarcu i glaukonitu (tabela 2) zgodnie ze stosowaną nomenklaturą należy je określić mianem opok.

Spoiwo tych opok stanowi mieszanina opalu, czasem chalcedonu oraz pelitycznego węglanu wapnia zanieczyszczona substancją ilastą i pyłem kwarcowym. Ilość opalu (19,9 i 33,5%) jest jedną z najwyższych, jakie obserwowano w nie odwapnionych skałach z badanego obszaru. Wyjątkowo (Komorów) stwierdzono kilkuprocentową domieszkę pirytu. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy są tu niskie i zmienne (fig. 6).

Opoki i gezy wapniste wzbogacone w glaukonit

Skały budujące pierwszy poziom glaukonitowy odznaczają się jasnoszarym zabarwieniem. Makroskopowo widoczna jest na ich powierzchni znaczna ilość ziarn glaukonitu. Skały te są stosunkowo lekkie i miękkie.

W próbkach z południowej części badanego terenu kwarc występuje w nieznacznej ilości (tabela 2). Średnice ziarn tego minerału wynoszą zazwyczaj około 0,05 mm i nie przekraczają 0,3 mm. Wyjątkowo spotyka się ziarna skaleni i sporadycznie blaszki miki.

Glaukonit występuje w ilości kilku procent (3,3—6,0%). Średnice ziarn wynoszą przeciętnie 0,1—0,25 mm, maksymalnie 0,5 mm. Obok glaukonitu występują stale drobne fosforyty.

Zawartość szczątków organicznych wynosi przeciętnie kilkanaście, maksymalnie 35%. Reprezentują je otwornice o skorupkach wapiennych i aglutynujące, inoceramy (1,3—10,1%) i igły gąbek.

Spoiwo tworzy mieszanina pelitycznego węglanu wapnia z substancją ilastą i pyłem kwarcowym. Szkielet opalowy jest rozmieszczony nieregularnie, co powoduje, że niektóre, nieliczne zresztą próbki rozpadają się w HCl. Zawartość $CaCO_3$ jest nieco niższa niż w marglach i opokach otaczających poziom glaukonitowy (fig. 6).

Na obszarze pomiędzy Januszowicami a Słomnikami skały poziomu glaukonitowego wykształcone są w sposób bardzo podobny. Znaczna zawartość glaukonitu i kwarcu powoduje, że posiadają one charakter przejściowy pomiędzy opokami i gezami. Wyjątkowo spotyka się margle. Próbka z Przybysławic koło Rzędowic odznacza się większą zawartością glaukonitu (10,1%), przy minimalnej ilości włókien inoceramów i mniejszej zawartości $CaCO_3$ (25,8%).

d. Niższa część mastrychtu dolnego

Warstw przejściowych pomiędzy osadami kampanu i mastrychtu nie obserwowano. Najpospolitszą skałą w niższej części dolnego mastrychtu są białawoszare silnie wapniste margle i opoki. Obok nich występują także szarożółtawe opoki piaszczyste, przechodzące w wapniste gezy. Wyjątkowo spotyka się wapienie piaszczyste. Istotną cechą tego kompleksu jest obecność poziomu wapnistych gez bogatych w glaukonit występujących w rejonie pomiędzy Proszowicami (S. R. Krażewski, 1958) a Dziadówkami (J. Rutkowski, 1960). Jest to drugi poziom skał wzbogaconych w glaukonit, jaki obserwuje się w obrębie drugiego cyklu sedymentacyjnego.

Najlepsze odsłonięcia osadów niższej części dolnego mastrychtu znajdują się na zachód od Tunelu, w Dziadówkach i Siedliskach, na zachód od Widnicy i koło Strzeżowa, a także w pobliżu Kaliny, Racławic i Zarogowa. Skały bogate w glaukonit widoczne są najlepiej w rejonie Siedlisk, Kaliny Małej i Dziadówek, a także w pobliżu Zarogowa i Granowa.

Belemnitella lanceolata lanceolata (Schloth.), *Pachydiscus* aff. *neubergicus* (Hauer) znalezione w tych utworach w Kalinie Małej (odkr. 35) pod poziomem glaukonitowym reprezentują wedle W. Pożaryskiego (1938) dolny mastrycht. Jest to zgodne z oznaczeniami S. R. Krażewskiego (1958) z rejonu Proszowic, który podobne utwory zaliczył do dolnego mastrychtu. W wapnistych gezach poziomu glaukonitowego występuje *Belemnitella lanceolata lanceolata* (Schloth.). Formę tę, a także *Bel.* cf. *lanceolata occidentalis* Birk. i *Pachydiscus* aff. *neubergicus* (Hauer) stwierdzono też w odkrywce nr 34 ponad wspomnianym poziomem. Wyższa część tego kompleksu obserwowana w Lisieńcu (odkr. 36) zawiera *Hauericeras sulcatum* Kner i *Acanthoscaphites tridens* Kner. Ten ostatni został znaleziony także na zachód od Widnicy (odkr. 29).

Otwornice występujące w skałach otaczających poziom glaukonitowy

badano w profilu Dziadówek (odkr. 28). Dość licznie występują tu *Globotruncana arca* (Cushm.), *Stensiöina pommerana* Brotz. i *Bolivina incrassata* Reuss. Rzadziej spotyka się *Pseudouvigerina cristata* (Marsson) i *Neoflabellina reticulata* (Reuss). Podobny zespół stwierdzono w Granowie, Zarogowie (odkr. 61) i Kalinie Małej (odkr. 35), gdzie pod skałami poziomu glaukonitowego występuje *Anomalina complanata* Reuss i *Pseudovalvulineria gracilis* (Marsson). Cztery ostatnie otwornice uważane są za przewodnie dla dolnego mastrychtu (W. Pożaryski, 1960; E. Gawor-Biedowa i E. Witwicka, 1960).

W rejonie Dziadówek najniższą część profilu stanowią białe opoki, dość twarde i zwięzłe, silnie wapniste. Są one widoczne w łomie nr 26, z którego dolnej części pobrano próbkę do pełnej analizy chemicznej. W górnej części wyrobiska skała staje się szara, bardziej miękka i lekka. Podobne utwory widoczne są także w odkrywce nr 27. Przypuszczalna grubość tych utworów wynosi 9 m. Powyżej znajdują się znowu skały barwy białej o miąższości około 3 m. W dolnej części są one twarde i dość zwięzłe, w górze natomiast miękkie.

Wyższą część profilu stanowią wapniste gezy bogate w glaukonit o grubości około 1 m. Znajdują się one około 40 m poniżej stropu osadów drugiego cyklu sedymentacyjnego. Odznaczają się one zmienną, ale dość znaczną zawartością glaukonitu, którego ziarna osiągają średnicę do 1 mm. Stąd też skały te stanowią doskonały poziom przewodni. Spotyka się tu także drobne fosforyty i dość liczną faunę. Ku górze ilość glaukonitu maleje i skała przechodzi w białawoszare wapniste opoki (1 m), przykryte z kolei przez żółtawoszare gezy wapniste (1,3 m).

Powyżej występuje jednolita seria białawych lub białawoszarych opok i margli o grubości ponad 30 m, widoczna na zachód od Widnicy (odkr. 29), gdzie około 6 m poniżej stropu tego kompleksu pobrano próbkę do analizy chemicznej.

Najlepsze odsłonięcie skał glaukonitowych znajduje się koło Siedlisk (odkr. 30), gdzie skały te osiągają miąższość ponad 60 cm. Na wygładzonych blokach (tabl. II fig. 3) obserwowano nieregularne rozmieszczenie stref uboższych i bogatszych w glaukonit. Tylko wyjątkowo występują tu warstewki bardziej regularne, często zaburzone na skutek działalności organizmów dennych. Często występują też fosforyty o średnicy przeciętnie 1,5 cm, maksymalnie 2,5 cm. Spotyka się też niekiedy otoczaki margli wymyte z podłoża. Liczną faunę reprezentują spondylusy o zachowanych, nie rozpuszczonych skorupach, ostrygi, różne ślimaki i wyraźnie skorodowane rostra belemnitów. Podobny charakter ma poziom glaukonitowy występujący w Strzeżowie Starym, gdzie zdaje się on zalegać tylko kilkanaście metrów poniżej stropu osadów drugiego cyklu sedymentacyjnego. Mogłaby więc to być jeszcze jedna wkładka wzbogacona w glaukonit.

W pozostałych odsłonięciach skał glaukonitowych wielkość ziarna zdaje się być nieco mniejsza. W Kalinie Małej skały te tkwią wśród opok piaszczystych przechodzących w wapniste gezy. W Zarogowie (odkr. 61) miąższość poziomu glaukonitowego wynosi około 2,5 m. Ilość glaukonitu i średnice jego ziarn są mniejsze niż w rejonie Dziadówek i przypominają wartości obserwowane w górnokampańskim poziomie glaukonitowym. Jednak mikrofauna, a także *Belemnitella lanceolata lanceolata* (Schloth.), *Bel. lanceolata occidentalis* (Birk.) oraz *Acanthoscaphites tridens* (Kner) świadczą o dolnomastrychckim wieku tych utworów.

W Woli Bukowskiej (punkt 33), kilkanaście metrów ponad poziomem glaukonitowym, stwierdzono w zwietrzelinie wśród typowych dla tego

kompleksu opok i margli okruchy twardych i zbitych wapieni. Obok nich sporadycznie trafiają się silnie wapniste gezy, które tworzą tu cienkie wkładki. Identyczne utwory występują w Granowie, gdzie zalegają około 10 m nad skałami glaukonitowymi.

Na zachód od Tunelu górna część skał tego poziomu, leżąca bezpośrednio poniżej osadów piaszczystych zaczynających trzeci cykl sedymentacyjny, przypomina odpowiednie skały z Widnicy czy Śladowa. Koło wsi Uniejów Rędziny (odkr. 7) poziom ten zawiera wkładkę bardziej piaszczystą z licznymi fosforytami, która swoim charakterem różni się wyraźnie od innych osadów piaszczystych badanego terenu.

W pobliżu drogi łączącej Kępie z Uniejowem skała staje się bardziej szara i piaszczysta. W odsłonięciach nr 5 i 6 obserwuje się wkładki zbitych i twardych wapieni barwy szarej. Podobne utwory widoczne są też w łomie koło Kępia (odkr. 4). Z fauny obserwowano *Inoceramus impressus* d'Orb. i *In. regularis* d'Orb. Mikrofaunę reprezentują dość liczne *Pseudovalvulineria gracilis* (Marsson), *Bolivina incrassata* Reuss, *Stensiöina pommerana* Brotz. i *Globotruncana arca* (Cushm.). Stwierdzono także pojedyncze okazy *Globotruncana fornicata* Plummer, *Bolivinoides laevigata* Marie i *Bol. decorata decorata* Jones. Zespół ten świadczy o dolnomastrychckim wieku tych osadów. Ich położenie w profilu senonu miechowskiego nie jest jasne i mogą one reprezentować niski mastrycht dolny lub nawet jego wyższą część. Również niejasne jest położenie bardzo zmiennych z punktu widzenia litologicznego osadów widocznych koło Muniakowic, które także reprezentują dolny mastrycht.

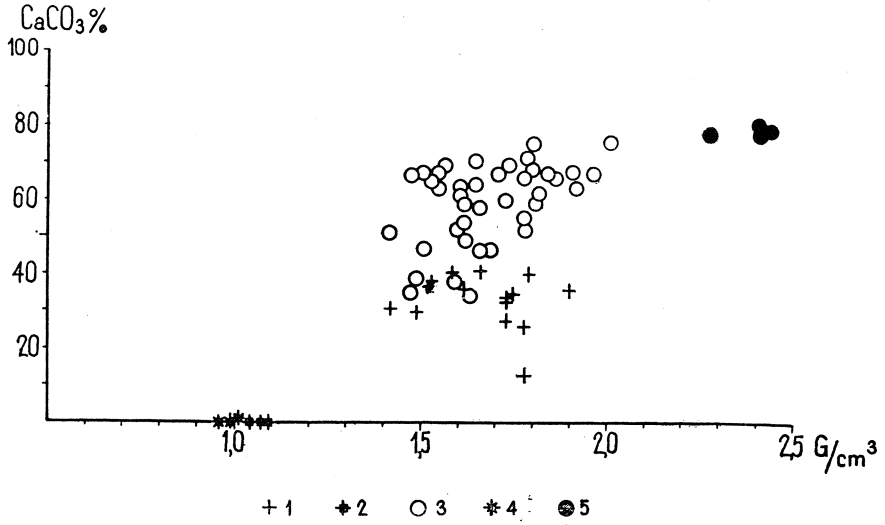


Fig. 7. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy skał niższej części dolnego mastrychtu. 1 — gezy wapniste glaukonitowe; 2 — gezy glaukonitowe odwapnione; 3 — opoki, gezy wapniste i margle; 4 — gezy odwapnione; 5 — wapienie piaszczyste

Fig. 7. $CaCO_3$ content and volume weight of rocks of the lower part of Lower Maestrichtian. 1 — glauconitic calcareous gaizes; 2 — decalcified glauconitic gaizes; 3 — opoka, calcareous gaizes and marls; 4 — decalcified gaizes; 5 — sandy limestones

W niższej części dolnego mastrychtu występuje więc kilka odmiennych typów litologicznych (fig. 7). Są to opoki i margle oraz twarde i zbite wapienie. Najbardziej interesującą skałą są tu gezy wapniste bogate w glaukonit. Te ostatnie, jak i opoki, ulegały czasem odwapnieniu.

Opoki, margle i gezy wapniste

Opoki, margle i gezy wapniste stanowią najważniejszy typ skalny występujący w omawianym kompleksie. Można tutaj wyróżnić odmianę

bardziej wapnistą, barwy białej lub białawoszarej i odmianę silniej piaszczystą, zabarwioną na kolor żółtawy czy żółtawoszary. Jakkolwiek między tymi odmianami istnieją ciągłe przejścia, to jednak omówi się je oddzielnie.

Skały odmiany pierwszej nieznaczną zawartością kwarcu przypominają na ogół margle i opoki wyższej części górnego kampanu. Różnica polega na jaśniejszym zabarwieniu, kilkuprocentowej domieszce kalcytowych igieł gąbek i większej ilości $CaCO_3$ (tabela 2). Spoiwo tworzy pelityczny węglan wapnia, zmieszany z substancją ilastą i pelitem kwarcowym. Szkielet opalowy jest tu rozmieszczony nieregularnie, co powoduje, że część próbek rozpada się w HCl. Występują tu więc zarówno margle, jak i opoki. Pierwsze z nich przeważają na obszarze na zachód od Tunelu i koło Śladowa, natomiast w rejonie Widnicy i Dziadówek spotyka się częściej opoki. Wytrzymałość na ściskanie określona przykładowo na próbce opoki z Dziadówek (odkr. 26) wynosi 340—370 kG/cm^2.

Bardziej piaszczysta odmiana zawiera większą i zmienną ilość kwarcu, a także glaukonitu (tabela 2), co niekiedy nadaje skale charakter wapnistych gez. Stale spotyka się mikę, a niekiedy i skalenie. Szczątki organiczne są tu mniej liczne. Reprezentują je przeważnie skorupki otwornic, rzadziej igły gąbek i różne fragmenty skorup.

Spoiwo tworzy pelit kwarcowy i substancja ilasta zmieszana z pelitycznym węglanem wapnia. Ilość opalu przesycająca spoiwo jest znacznie większa niż w bardziej wapnistej odmianie opok i w próbce z Dziadówek (odkr. 27) wynosi 9,3%. Powoduje to nierozpadanie się skały przy trawieniu w HCl i dość znaczną jej odporność na działanie czynników zewnętrznych. Wytrzymałość na ściskanie jest wyraźnie niższa niż w poprzedniej odmianie. W próbie z odkrywki 27 wynosi ona 240—290 kG/cm^2. Również niższy jest ciężar objętościowy (tabela 2), a także zawartość $CaCO_3$. Cechy te powodują, że skały te są eksploatowane na dość znaczną skalę w rejonie Kaliny Małej.

Wapienie piaszczyste

Wapienie piaszczyste z Woli Bukowskiej i Granowa są skałą twardą i zwięzłą, barwy na ogół szarej. Uderzone młotkiem dźwięczą. Główne ich cechy ilustruje tabela 2. Najbardziej charakterystycznym składnikiem jest tu spoiwo utworzone z przekrystalizowanego kalcytu, zanieczyszczonego nieznaczną domieszką substancji ilastej i pyłu kwarcowego. Ilość $CaCO_3$, jak również ciężar objętościowy są tu stosunkowo wysokie (fig. 7, tabela 2). Rekrystalizacja kalcytu spowodowała zatarcie pewnej ilości szczątków organicznych, które reprezentują przeważnie otwornice i igły gąbek zachowane w opalu, rzadziej w kalcycie lub w chalcedonie. Wyjątkowo spotyka się formy przypominające radiolarie.

Gezy wapniste bogate w glaukonit

Utwory bogate w glaukonit, jakie występują w niższej części dolnego mastrychtu, są bardzo zmienne pod względem litologicznym. Zazwyczaj są one barwy białej lub szarej, a na ich powierzchni widoczna jest wielka ilość ziarn glaukonitu. Dość często obserwuje się brunatne zabarwienie spowodowane związkami żelaza. Skały te są na ogół twarde i zwięzłe.

Badania laboratoryjne potwierdziły znaczną zmienność tych skał. Dotyczy to szczególnie ilości glaukonitu i kwarcu (tabela 2). Ten ostatni wy-

stępuje w ilości od kilku do kilkunastu procent. Spotyka się też skalenie, a wyjątkowo blaszki miki.

Najistotniejszym składnikiem tych utworów jest glaukonit. Jego zawartość podobnie jak i ilość kwarcu jest zdecydowanie wyższa niż w opokach i gezach glaukonitowych górnego kampanu i zmienia się w granicach 6,7—34,4%. Charakter glaukonitu jest bardzo zmienny, a na uwagę zasługują zdarzające się niekiedy ziarna z obwódkami o budowie promienistej. Stwierdza się też osobniki o prawie jednolitej orientacji optycznej.

Obok glaukonitu występują zawsze drobne ciemnobrunatne fosforyty, zawierające nieliczne ziarna kwarcu i glaukonitu, a także szczątki organiczne. Ilość P_2O_5 w fosforycie z Dziadówek wynosi 18,72%, z Siedlisk 22,09%.

W omawianych gezach glaukonitowych obserwuje się też otwornice wapienne i aglutynujące, igły gąbek zachowane w opalu lub w kalcycie oraz bliżej nieoznaczalne fragmenty skorup.

Spoiwo tworzy mieszanina pelitycznego węglanu wapnia, pyłu kwarcowego i substancji ilastej, dość silnie i nierównomiernie przesycona opalem, co powoduje różnice w zwięzłości skały. Wyjątkowo obserwuje się ślady chalcedonu. Zazwyczaj spoiwo jest nierównomiernie przesycone związkami żelaza. Zawartość $CaCO_3$ w wapnistych gezach glaukonitowych jest znacznie niższa niż w otaczających je opokach i marglach (fig. 7).

III. Osady trzeciego cyklu sedymentacyjnego

Trzeci cykl sedymentacyjny obejmujący wyższą część dolnego mastrychtu reprezentują osady na ogół piaszczyste (piaskowce, gezy wapniste i margle piaszczyste) przykryte serią gez wapnistych, przechodzących czasem w opoki. Seria ta zawiera przerosty wapieni. Osady trzeciego cyklu opisał po raz pierwszy J. Rutkowski (1960, 1961).

a. Utwory piaszczyste i zjawiska rozmywania

Odsłonięcia osadów zaczynających trzeci cykl sedymentacyjny rozciągają się od Tunelu i Książa Wielkiego na północy aż po Racławice na południu. Najlepsze odsłonięcia znajdują się koło Tunelu, Widnicy i Strzeżowa.

Podłoże tych skał stanowi rozmyta i nierówna powierzchnia opok. Nie wykazuje ona wyraźnego stwardnienia i nie jest wzbogacona w węglan wapnia, czym różni się od stropowej części skał kampanu dolnego. Obserwuje się tu liczne kanały utworzone przez organizmy denne, głębokie na kilka, maksymalnie 30 cm. W kanałach i ponad powierzchnią opok zalegają w zachodniej części obszaru średnioziarniste piaskowce, w części północno-wschodniej są to wapniste gezy lub margle piaszczyste (fig. 11A). Barwa osadu jest zazwyczaj żółtawa lub żółtawoszara. W spągu występują drobne konkrecje fosforytowe o średnicy do 2,5 cm, szczególnie liczne w zachodniej części obszaru. Grubość kompleksu piaszczystego wynosi kilkadziesiąt centymetrów. Czasem jest on ostro odgraniczony od przykrywających go osadów (Widnica, Strzeżów, Kolonia Cisie), niekiedy jednak przechodzi w nie ciągle.

W rejonie Kaliny Wielkiej, Burzyńca i Gór Miechowskich skały te odznaczają się większą zwięzłością. Na wypolerowanym okazie z Kaliny Wielkiej obserwowano smugi bardziej lub mniej piaszczyste, często zabu-

rzone przez organizmy denne, a czasem i otoczaki skał podłoża (tabl. II, fig. 4).

Utwory piaszczyste odznaczają się znaczną i zmienną zawartością kwarcu detrytycznego (tabela 2). Spotyka się także skalenie, okruchy skał krzemionkowych i blaszki muskowitu. Ilość składników detrytycznych jest na ogół największa w spągu i ku górze ulega zmniejszeniu. Zmienność ma miejsce w płaszczyźnie poziomej (fig. 11). Dotyczy to także uziarnienia określonego metodą sitową na próbkach wytrawionych w HCl, a także w NaOH celem rozpuszczenia opalu. W części zachodniej i południowo-zachodniej występują piaskowce średnioziarniste, gdy tymczasem w części północno-wschodniej obserwuje się drobnoziarniste gezy i margle. Wskazuje to, że materiał klastyczny tych osadów był transportowany z zachodu, a w części południowej także z południowego zachodu.

Ilość glaukonitu i średnice jego ziarn są mniejsze od odpowiednich wartości uzyskanych dla kwarcu. Wyjątek stanowi próbka z Burzyńca (około 7 km na SE od Kaliny Wielkiej) wykazująca przewagę glaukonitu. Fosforyty zawierają kwarc i glaukonit zlepiony ciemnobrunatną izotropową substancją fosforanową. Ilość P_2O_5 w badanych próbkach fosforytów z Widnicy wynosiła 13,15, 13,66 i 13,99%.

Szczątki organiczne reprezentują otwornice zarówno wapienne, jak i aglutynujące oraz igły gąbek zachowane w opalu lub w kalcycie, czasem rozpuszczone. Spotyka się też pojedyncze włókna inoceramów i różne fragmenty skorup.

Spoiwo tych skał jest dość zmienne, przy czym można tu wyróżnić dwa zasadnicze typy różniące się ciężarem objętościowym i ilością $CaCO_3$ (fig. 8). Najpospolitsze jest spoiwo utworzone z węglanu wapnia, opalu i substancji ilastej. Występują one w różnych ilościach, stąd też obserwuje się także spoiwo opalowo-ilaste z małą domieszką $CaCO_3$, czy też ilasto-wapniste. Drugi typ to przekrystalizowane spoiwo wapniste. Piaskowce o tym spoiwie odznaczają się znacznym ciężarem objętościowym i zawartością $CaCO_3$.

b. Seria z przerostami

Kompleks ten tworzą wapniste gezy i opoki. Są to skały lekkie i porowate, dość miękkie, barwy zazwyczaj żółtawoszarej. W ich obrębie występują niezwykle charakterystyczne przerosty twardych i zwięzłych wapieni marglistych. Tworzą one płaskie bochenkowate konkrecje, rzadziej przeławicenia o grubości od kilku do kilkudziesięciu cm. Wstępną charakterystykę tej serii przedstawił autor w roku 1961.

Wychodnie tych skał znajdują się pomiędzy Tunelem, Książem Wielkim a Racławicami. Dość stała i znaczna zawartość opalu w spoiwie powoduje, że utwory te są dość odporne na działanie czynników atmosferycznych i stanowią najlepszy materiał budowlany spośród skał kredowych.

Skały te są ubogie w faunę. Znaleziono w nich *Hauericeras sulcatum* Kner (Przybysławice, odkr. 11) i *Acanthoscaphites tridens* Kner (Śladów, odkr. 37). Obok nich stwierdzono kilka okazów *Lucina subminuminalis* d'Orb. (Strzeżów) oraz *Inoceramus* cf. *balticus* Böhm (Widnica i Kolonia Cisie). Przesycenie skały opalem utrudniło w znacznym stopniu wypreparowanie otwornic, chociaż w szlifach stwierdza się ich znaczną ilość. Zespół ich jest na ogół ubogi i nie różni się zasadniczo od stwierdzonego w próbkach z niższej części dolnego mastrychtu. Zdaje się to wska-

zywać, wraz z brakiem form górnomastrychckich, że seria z przerostami reprezentuje jeszcze dolny mastrycht.

W pobliżu Widnicy (odkr. 29) ponad poziomem piaszczystym i pokrywającymi go margiami (20 cm) leżą w różnym stopniu zapiaszczone opoki, niekiedy przybierające charakter nietypowych wapnistych gez. W całym profilu występują przerosty wapieni (około 20% obj. serii), które są również w zmiennym stopniu zapiaszczone. Są one rozwinięte w płaszczyznach równoległych do uwarstwienia, wyjątkowo wzdłuż kierunków skośnych, co wskazuje na ich diagenetyczny charakter. Seria ta nie wykazuje wyraźnego uławicenia. Najniższą część profilu stanowią szarożółtawe, słabo piaszczyste opoki o grubości 2 m. Powyżej na przestrzeni 10 m profilu pojawia się znaczniejsza domieszka kwarcu i glaukonitu, nadająca skale charakter wapnistych gez. Z tej części profilu około 10 metrów ponad spągiem osadów trzeciego cyklu sedymentacyjnego pobrano próbki gezy wapnistej i wapienia piaszczystego do analizy chemicznej. Najwyższą część odsłonięcia stanowią znowu białawoszare opoki.

Znaczne zapiaszczenie obserwuje się w Podleśnej Woli i w pobliżu Tunelu, a także koło Przybysławic (odkr. 10, 11, 12), gdzie miąższość tych utworów osiąga maksymalną wartość 70 m. Jedynie najwyższa część profilu wykazuje mniejszą domieszkę kwarcu. W Strzeżowie, na południowym stoku wzgórza 387 m skały te wykształcone są podobnie jak w okolicy Widnicy czy Antolki. Natomiast na północnym stoku (odkr. 32) przerosty stają się poziomymi przeławiceniami, co obserwowano jedynie w tym odsłonięciu. W Strzeżowie Dziadowskim (odkr. 31) stwierdzono rozwinięte na znaczną skalę odwapnienia.

W obrębie tej serii trafiają się niekiedy ciemnobrązowe iły występujące zarówno w pionowych szczelinach, jak i w formie poziomych wkładek. Obserwowano je na północ od Strzeżowa, w rejonie Widnicy i na Białej Górze. Przypominają one w pewnym stopniu montmorylonitowe iły z Piły i Muniakowic (E. Krauss i J. Rutkowski, 1962).

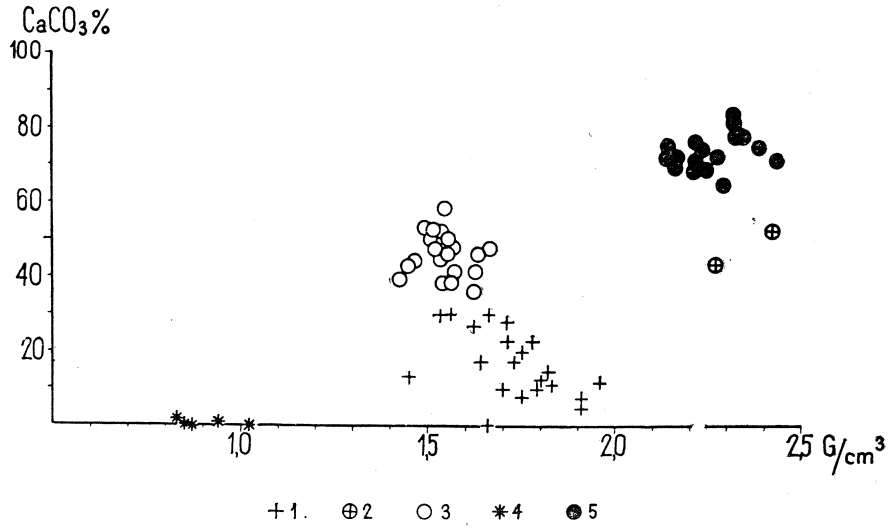


Fig. 8. Zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy skał wyższej części dolnego mastrychtu. 1 — piaskowce, gezy wapniste, margle piaszczyste ze spągowej części serii; 2 — piaskowce silnie wapniste; 3 — gezy wapniste i opoki; 4 — gezy odwapnione; 5 — wapienie

Fig. 8. $CaCO_3$ content and volume weight of rocks of the upper part of Lower Maestrichtian. 1 — sandstones, calcareous gaizes, sandy marls from the base of the series; 2 — strongly calcareous sandstones; 3 — calcareous gaizes and opoka; 4 — decalcified gaizes; 5 — limestones

Przeprowadzone badania wykazały, że w serii z przerostami podstawowym typem skały są gezy wapniste i opoki, a także występujące wśród nich przerosty wapieni. Odrębne własności posiadają gezy odwapnione (fig. 8).

Gezy wapniste i opoki

Gezy wapniste i opoki odznaczają się znaczną i zmienną zawartością kwarcu (tabela 2). Skały o mniejszej ilości tego składnika są opokami, te zaś, jeśli zapiaszczenie jest większe, przedstawiają już gezy wapniste. W bardziej piaszczystych próbkach spotyka się domieszkę skaleni. Stale występują też blaszki muskowitu.

Ilość glaukonitu waha się od 0,4 do 5,4%. Jego średnice są na ogół nieco większe, niż to obserwowano w przypadku kwarcu (fig. 10). Wzrost ilości glaukonitu wiąże się na ogół ze zwiększeniem jego średnic i zachodzi równolegle i zgodnie z odpowiednimi zmianami cech kwarcu.

Zawartość szczątków organicznych zmienia się w badanych utworach od kilku do kilkunastu procent. Są to otwornice wapienne i aglutynujące, a także igły gąbek przeważnie zachowane w pierwotnym opalu lub zastąpione przez kalcyt. Sporadycznie obserwowano szczątki przypominające radiolarie.

Spoiwo gez wapnistych i opok tworzy pelityczny węglan wapnia zmieszany z substancją ilastą i pelitem kwarcowym, przesycony na ogół równomiernie opalem (4,4—7,6%) pochodzącym z rozpuszczonych igieł gąbek. Powoduje to, że skała trawiona w HCl nie ulega rozpadowi, zachowując swój kształt, a także dość znaczną odporność na działanie czynników zewnętrznych. Zawartość $CaCO_3$ jest tu niska (fig. 8) i w pewnym stopniu odwrotnie proporcjonalna do ilości kwarcu i glaukonitu (fig. 10). Również niski jest ciężar objętościowy i wytrzymałość na ściskanie (130—190 kG/cm^2). Wysokie wartości osiąga natomiast nasiąkliwość.

Wapienie przerostów

Ilościowy skład mineralny przerostów wapieni wyrażony w procentach objętościowych jest zbliżony do składu otaczających je gez wapnistych czy opok. Także charakter poszczególnych składników jest tu prawie identyczny, a różnice polegają przede wszystkim na charakterze spoiwa.

Spoiwo przerostów tworzy przekrystalizowany, rzadziej pelityczny węglan wapnia, zanieczyszczony substancją ilastą i pelitem kwarcowym, wyjątkowo z domieszką opalu. Z krystalizacją kalcytu łączy się niekiedy korozja ziarn kwarcu i innych składników skały. Od otaczających je gez wapnistych i opok przerosty różnią się większą zawartością $CaCO_3$, który wypełnia znaczną część por w skale, powodując mniejszą nasiąkliwość, a tym samym wyższy ciężar objętościowy (fig. 8) i wytrzymałość na ściskanie (510—720 kG/cm^2). Ilość opalu (1,4—2,8%) jest tu nieznaczna, co powoduje, że próbki trawione w HCl ulegają rozpadowi. Przerosty o niższym ciężarze objętościowym odznaczają się na ogół większą ilością pelitycznego węglanu wapnia w spoiwie, ale mimo to nieco mniejszą zawartością $CaCO_3$, stwierdzoną na drodze chemicznej, jak również szarawożółtym odcieniem.

Seria z przerostami prawie na całym obszarze wykształcona jest w sposób podobny. Jedynie w południowo-zachodniej części terenu, w dolnej

części profilu Widnicy, ma miejsce wyraźne wzbogacenie w kwarc i glaukonit, a także wzrost wielkości ziarna tych składników. Natomiast w profilach położonych dalej na północ i północny wschód (Przybysławice i Antolka) nie stwierdza się tego zjawiska. Nie można wykluczyć, że zmiany te łączą się z kierunkiem transportu. Seria z przerostami wykazuje duże analogie do skał danu okolic Puław opisanych przez K. Pożaryską (1952).

PRZEBIEG SEDYMENTACJI

Jakościowy skład mineralny osadów senonu jest bardzo monotonny, różnice polegają jedynie na zmianach ilości składników. Są także zmiany w ilości i jakości spoiwa, co uzależnione jest od diagenezy.

Materiał klastyczny dostarczany do osadów senonu był bardzo jednolity i reprezentowany głównie przez kwarc i substancję ilastą. Minimalna domieszka skaleni zarówno potasowych, jak i kwaśnych plagioklazów oraz okruchów skał przeważnie krzemionkowych pojawia się jedynie w bardziej piaszczystych osadach. Często występują też blaszki muskowitu. Materiał piroklastyczny obserwuje się jedynie we wkładkach bentonitu.

Ważnym składnikiem jest glaukonit. Występuje on zazwyczaj w postaci ziarn o urozmaiconej morfologii. Obok nich spotyka się również bardzo charakterystyczne powłoki i infiltracje glaukonitowe typowe dla niektórych rozmywanych powierzchni (A. Hadding, 1932; L. Cayeux, 1935). Obserwuje się też drobne fosforyty powstające w podobnych warunkach. Występują one w nieznacznej ilości i nie mogą mieć, rzecz jasna, żadnego znaczenia praktycznego.

Charakter szczątków organicznych jest w całym profilu prawie identyczny. Są to otwornice o skorupkach przeważnie wapiennych, rzadziej formy aglutynujące. Obok nich występują zachowane w różny sposób igły gąbek oraz pokruszone włókna inoceramów. Sporadycznie trafiają się radiolarie, fragmenty mszywiołów, szkarłupni, różnych mięczaków i bliżej nieoznaczalne części skorup.

Obok składników rozpoznawalnych na drodze mikroskopowej występuje tu stale pelityczny (mikrokrystaliczny) węglan wapnia zmieszany z submikroskopowym pyłem kwarcowym i minerałami ilastymi. Pierwszy z tych składników powstał zapewne w większości na drodze organicznej. Nie można jednak wykluczyć pochodzenia $CaCO_3$ z roztarcia skał węglanowych na lądzie, czy też strątu z wody morskiej.

Analizy chemiczne wykonane dla podstawowych typów skalnych (tabela 3) pozwoliły na zorientowanie się w zawartości wolnej krzemionki i minerałów ilastych. Chemizm skał wyższej części górnego kampanu (tabela 4), przedstawiono wedle S. Kozłowskiego (1959). Poszczególne analizy można było zlokalizować w pobliżu odkrywek dzięki uprzejmej informacji tegoż autora. Podana w tabeli 3 zawartość wolnej krzemionki i substancji ilastej nie jest jednak zbyt ścisła, gdyż w pewnym stopniu zależy od normatywnego składu minerałów ilastych, jakie wyliczamy z analizy. Komplikację stanowi też mała dokładność oznaczenia opalu, co podkreślono uprzednio. Przeliczeń dokonano metodą K. Smulikowskiego (K. Pożaryska, 1952). Modyfikacje polegały na przeliczaniu glaukonitu i skaleni stwierdzonych planimetrycznie na procenty wagowe oraz wiązaniu fosforu na $Ca_3(PO_4)_2$.

Wolna krzemionka pozostała po wyliczeniu pozostałych składników

skały reprezentuje opal i kwarc. Zawartość opalu określono drogą chemiczną. Z analizy planimetrycznej przeliczonej na procenty wagowe ustalono ilość ziarn kwarcu większych od 0,01 mm. Pozostała krzemionka to ziarna kwarcu mniejsze od 0,01 mm, a więc praktycznie niestwierdzalne w mikroskopie. Z przeliczeń (tabela 3) wynika jasno, że w tej właśnie formie występuje w badanych skałach większość wolnej krzemionki.

Skład chemiczny badanych skał przedstawiono na diagramie obrazującym stosunek $SiO_2 : R_2O_3$: sumy węglanów (fig. 9), przy czym dla uproszczenia całą ilość CaO i MgO wiązano na węglany. Zasadniczym składnikiem badanych skał są więc węglany i krzemionka, tlenki glinu i żelaza występują tu tylko w nieznacznych ilościach.

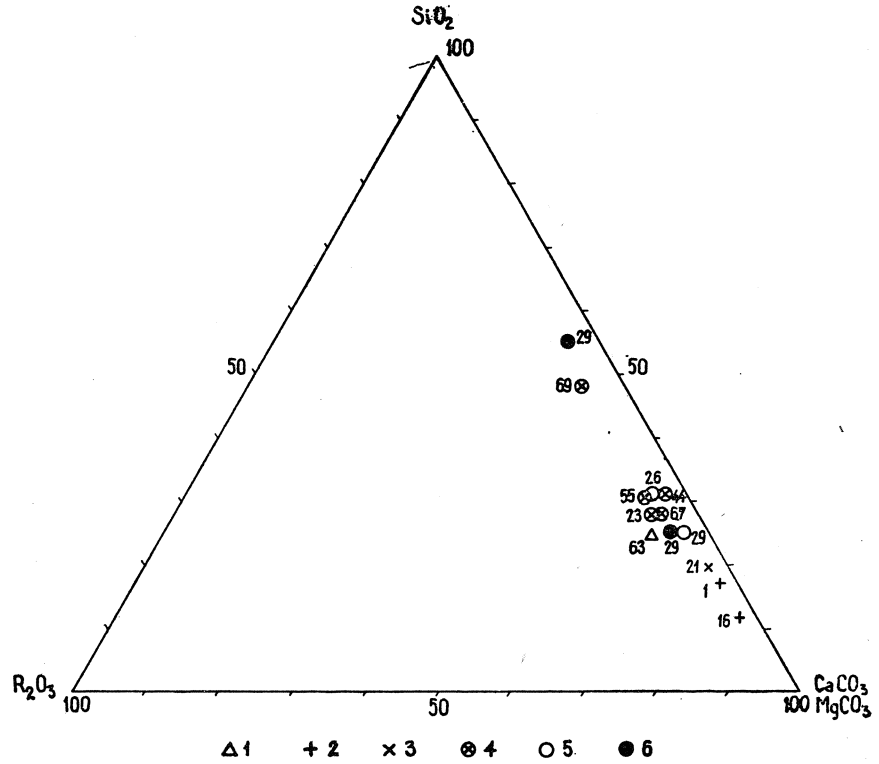


Fig. 9. Zawartość SiO_2, R_2O_3 i węglanów w skałach senonu okolicy Miechowa. 1 — santon; 2 — kampan dolny, część wyższa; 3 — kampan górny, część niższa; 4 — kampan górny, część wyższa; 5 — mastrycht dolny, część niższa; 6 — mastrycht dolny, część wyższa. Numery odsłonięć zgodne z tab. 3 i 4 oraz fig. 1

Fig. 9. Content of SiO_2, R_2O_3 and carbonates in Senonian rocks of the Miechów area. 1 — Santonian; 2 — Lower Campanian, upper part; 3 — Upper Campanian, lower part; 4 — Upper Campanian, upper part; 5 — Lower Maestrichtian, lower part; 6 — Lower Maestrichtian, upper part. Numbers of outcrops same as in Tables 3 and 4 and in Fig. 1

Zmienność pionową ważniejszych cech litologicznych senonu rejonu Miechowa ilustruje fig. 10. Profil ten oparto w dolnej części na materiale z wiercenia w Słomnikach. Górną część kampanu górnego scharakteryzowano na podstawie próbek z Komorowa (odkr. 46), a dolny mastrycht przedstawiono w oparciu o odsłonięcia znajdujące się w Dziadówkach i Widnicy oraz na południe od Przybysławic. Wielkość ziarna wyraża tu median obliczony z analizy granulometrycznej mikroskopowej, przy której podawano wyniki w procentach ilości ziarn.

Zaleganie santonu na różnym podłożu, a także częsta obecność zlepieńców w jego spągu wskazują, że w rejonie Miechowa podobnie jak w okolicy Krakowa, Lelowa i Solcy miała miejsce przerwa sedymentacyjna.

Sądząc z analogii z wymienionymi obszarami obejmowała ona najwyższy turon i emszer.

Osady spągowej części santonu są bardzo zmienne pod względem litologicznym, co wiąże się z długą przerwą sedymentacyjną między turonem i santonem, a także ich zaleganiem na różnym podłożu. Ku górze zawartość kwarcu i glaukonitu szybko maleje (fig. 10) i skała przybiera charakter margli szarych. Facja ta odznaczająca się niekiedy znaczną zawartością szczątków inoceramów zdaje się być ograniczona do obszaru leżącego pomiędzy Solcą i Krakowem. Różnice w grubości szarych margli i ich zanikanie w rejonie Lelowa, gdzie na turonie leży dopiero kampan dolny (S. Z. Różycki, 1938), a także koło Korzkwi, gdzie na jurze zalegają miejscami białe margle kampanu (S. Bukowy, 1956) wiążą się z nierównościami podłoża i być może jego ruchami. Powłoki glaukonitowe na niektórych otoczakach, a także ślady warstwowań stromatolitowych wskazują, że rozmywanie zachodziło w warunkach podmorskich. Nie można jednak wykluczyć abrazji, która jest dość częsta w rejonie Krakowa.

Szare margle utrzymują się aż do niższej części dolnego kampanu. W górnej części tego kompleksu litologicznego obserwuje się spadek zawartości włókien inoceramów i pojawianie się igieł gąbek krzemionkowych, z czym wiąże się obecność czertów, które pojawiają się w tej części profilu.

Wapienie margliste i opoki z czertami odznaczają się znaczną zawartością $CaCO_3$, a niewielką kwarcu i glaukonitu. Zdaje się to wskazywać, że wpływ lądu był w tym okresie najmniejszy i sprowadzał się przede wszystkim do dostarczania drobnych ilości substancji ilastej, pyłu kwarcowego, a zapewne i roztworów zawierających krzemionkę. Głębokość morza określona na podstawie fauny gąbek pochodzących z okolic Krakowa dochodziła do 300 m (F. Bieda, 1933). Ze szczątków organicznych na pierwszy plan wysuwają się otwornice i igły gąbek, z których pochodzi większość krzemionki przesycającej niekiedy skałę. Rozwijają się więc licznie czerty. Sedymentacja osadów wyższej części dolnego kampanu była przerywana działalnością bardzo słabych prądów przynoszących materiał ilasty wkładek marglistych.

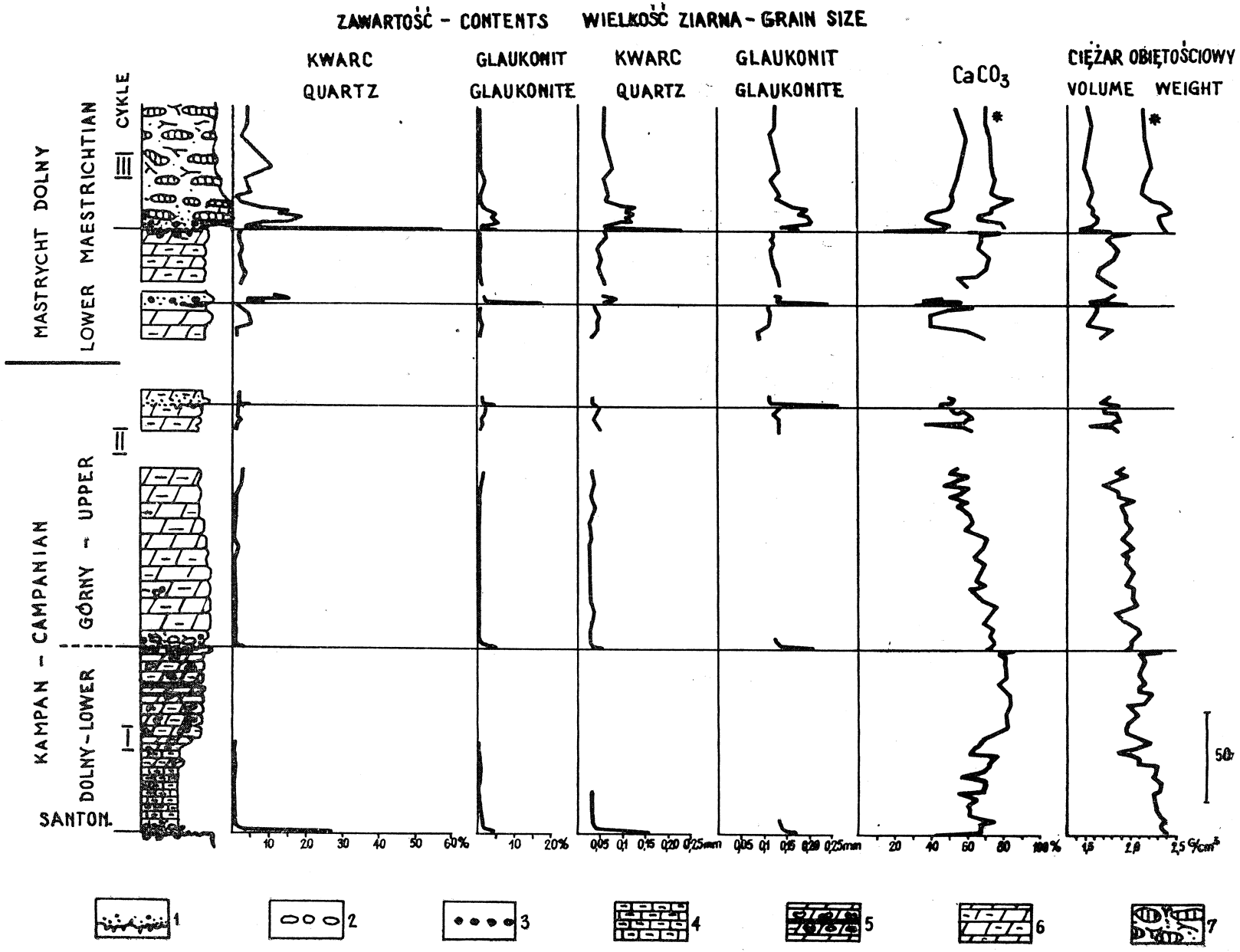
Znaczne rozprzestrzenienie bentonitów stwierdzonych na przestrzeni prawie 80 km, od Lelowa aż po okolice Krakowa, świadczy o intensywności zjawisk wulkanicznych, jakie zachodziły w tym czasie w geosynklinie Karpat zewnętrznych. Utwory tufogeniczne z kampanu dolnego występują także w Lublinie (Z. Sujkowski, 1931). Jest to więc bardzo szeroko rozprzestrzeniony poziom o charakterze przewodnim.

Po osadzeniu się osadów kampanu dolnego intensywna działalność prądów powoduje przerwę w sedymentacji połączoną z rozmywaniem podłoża, tworzeniem się zlepieńców i wyraźną zmianą facji. Organizmy denne przyczyniają się do powstania licznych kanałów. Równocześnie obserwuje się stwardnienie stropu kampanu dolnego związane z przesyceniem skały

→

Fig. 10. Zmienność najważniejszych cech litologicznych w senonie okolicy Miechowa. 1 — powierzchnia rozmycia oraz kwarc i glaukonit; 2 — otoczaki; 3 — fosforyty; 4 — szare margle; 5 — wapienie margliste i opoki z czertami z poziomem bentonitu; 6 — margle i opoki; 7 — gezy wapniste i opoki z przerostami wapieni. Krzywe oznaczone gwiazdką podają zawartość $CaCO_3$ i ciężar objętościowy przerostów

Fig. 10. Variation of principal lithologic features of Senonian rocks of the Miechów area. 1 — outwash surfaces, quartz and glauconite; 2 — pebbles; 3 — phosphorites; 4 — grey marls; 5 — marly limestones and cherty opoka with benthonite layer; 6 — marls and opoka; 7 — calcareous gaizes and opoka with intercalations of limestone


ZAWARTOŚĆ - CONTENTS
WIELKOŚĆ ZIARNA - GRAIN SIZE
KWARC
QUARTZ
GLAUKONIT
GLAUKONITE
KWARC
QUARTZ
GLAUKONIT
GLAUKONITE
CaCO3
CIĘŻAR OBIĘTOŚCIOWY
VOLUME WEIGHT
CYKLE
MASTRYCHT DOLNY
LOWER MAESTRICHTIAN
KAMPAN - CAMPANIAN
GÓRNY - UPPER
DOLNY-LOWER
SANTON.
10 20 30 40 50 60%
10 20%
0,05 0,1 0,15 0,20 0,25mm
0,05 0,1 0,15 0,20 0,25mm
20 40 60 80 100%
1,5 2,0 2,5 G/cm³
50
1
2
3
4
5
6
7

Skala 1 : 4000

Tabela (Table) 4

Skład chemiczny skał wyższej części górnego kampanu wg S. Kozłowskiego (1959)

Chemical composition of rocks of the upper complex of the Upper Campanian after S. Kozłowski (1959)

Miejscowość (Locality) Nr odsłonięcia, w którego pobliżu pobrano próbkę (No of outcrop)	Witowice	Kamieńczyce	Szczepanowice	Orłów	Słomniki (Januszowice)
	23	44	55	67	69
SiO_2	27,19	31,65	30,64	27,54	48,31
Al_2O_3	3,59	2,58	5,42	5,47	4,92
Fe_2O_3	2,45	0,53	1,04	1,12	1,20
CaO	36,31	36,18	34,29	36,15	24,64
MgO	0,68	0,38	0,90	0,66	0,75
Strata prażenia (Los on ignition)	30,03	28,73	27,70	29,09	20,09
Suma (Total)	100,25	100,05	99,99	100,03	99,91

przez węglan wapnia, jego wzbogacenie w fosfor i glaukonityzację. Ta ostatnia dotyczy również otoczaków, na których rozwijają się także naskorupienia glaukonitowe. Jest to więc typowe twarde dno.

Osady kampanu górnego reprezentują już drugi cykl sedymentacyjny. W najniższej części są to margle glaukonitowe. Jest rzeczą uderzającą, że na terenie występowania warstw granicznych dolnego i górnego kampanu, od Jeżówki aż po Lipną Wolę, posiadają one prawie identyczny charakter. Ewentualna zmienność tych utworów może mieć więc miejsce jedynie w kierunku prostopadłym do linii łączącej te miejscowości, a więc wzdłuż kierunku SW-NE.

Ku górze ilość glaukonitu i kwarcu, a także ich średnice szybko maleją i skała przechodzi w opoki i margle prawie bez glaukonitu i przeważnie bez czertów. W porównaniu ze skałami kampanu dolnego ilość $CaCO_3$ jest tu niższa o około 10%, natomiast obserwuje się tu stałą domieszkę kwarcu i glaukonitu (fig. 10). Mała zmienność w zawartości tych składników świadczy, że dostarczany materiał był jednostajny, a sedymentacja stosunkowo spokojna.

Dopiero w wyższej części kampanu górnego stwierdza się znaczniejszą domieszkę iłu i pelitu kwarcowego, a zmniejszenie się ilości węglanu wapnia. Wkładki opok bardzo bogatych w igły gąbek świadczą o bujnym niekiedy życiu tych organizmów. Jest to także drugie miejsce w profilu senonu rejonu Miechowa, gdzie szczątki inoceramów występują w znaczniejszej ilości.

W górnej części górnego kampanu miało miejsce zwolnienie sedymentacji. Wzmożona działalność poprzednio bardzo słabych prądów usuwała z dna muł wapienny, pelit kwarcowy i substancję ilastą chroniąc w ten sposób ziarna glaukonitu przed zasypaniem i ułatwiając ich dalszy wzrost. Powstały w ten sposób skały pierwszego poziomu glaukonitowego. Zwol-

nienie sedymentacji było zdarzeniem tylko epizodycznym i nie powoduje bardziej generalnych zmian. Osady podścielające wkładkę są prawie identyczne z przykrywającymi ją.

Niższa część dolnego mastrychtu makroskopowo jest dość jednostajna. Jednak wyraźne zmiany w zawartości kwarcu klastycznego, a także $CaCO_3$ (fig. 10) wskazują, że sedymentacja była niezbyt spokojna, a charakter dostarczanego materiału ulegał znacznym zmianom. Różnice te nie łączą się jednak ze zmianami wielkości ziarna.

W czasie osadzania się utworów niższej części dolnego mastrychtu nastąpiło kolejne zwolnienie tempa sedymentacji, a niekiedy także przerwa w osadzaniu, co spowodowało powstanie drugiego poziomu glaukonitowego. Intensywne prądy denne, podobnie jak to już raz miało miejsce w przypadku pierwszego poziomu glaukonitowego, ułatwiały wzrost ziarn tego minerału, uniemożliwiając zasypanie powstałych ziarn przez osad. Prądy sprzyjają także rozwojowi fauny, której szczątki tworzą tu wyraźne nagromadzenie. Powstają także fosforyty. Zjawiska te zachodziły na znacznie większą skalę, niż to miało miejsce w obrębie górnokampańskiej wkładki glaukonitowej. Należy podkreślić, że średnice ziarn kwarcu tylko nieznacznie przewyższają wielkości obserwowane w skałach otaczających. Może to wskazywać, że w tym czasie nie zaszła wyraźniejsza zmiana w charakterze dostarczanego materiału, lecz tylko w sile i intensywności prądów dennych.

Po utworzeniu się skał drugiego poziomu glaukonitowego działalność prądów uległa zahamowaniu i powstawały w dalszym ciągu margle i opoki w różnym stopniu zapiaszczone. Od skał podścielających poziom glaukonitowy osady te różnią się tylko nieznacznie większymi średnicami ziarn kwarcu i glaukonitu (fig. 10). Nieco wyżej obserwowano jeszcze raz wzbogacenie w składniki detrytyczne. Najwyższa część kompleksu nie wykazuje wyraźniejszej zmienności przestrzennej. Miało więc tu miejsce ujednolicenie sedymentacji.

Górna powierzchnia tych skał uległa znowu działaniu prądów i została rozmyta, a także perforowana kanałami pochodzenia organicznego. Działalność prądów była mniej intensywna niż na granicy dolnego i górnego kampanu. Stąd też otoczaki są tu nieliczne, a podłoże nie wykazuje stwardnienia czy glaukonityzacji.

Leżące powyżej osady piaszczyste zaczynają trzeci cykl sedymentacyjny. W spągu zawierają one często fosforyty. Zawartość kwarcu, a także glaukonitu jest w tych osadach znaczna i bardzo zmienna. Ilość składników detrytycznych jest największa w zachodniej i południowo-zachodniej części badanego terenu (fig. 11), a w części północno-wschodniej najmniejsza. W identyczny sposób zmienia się wielkość ziarna, którą przedstawiono w wartościach medianu. W części zachodniej mamy do czynienia z piaskiem średnioziarnistym, a w pobliżu Antolki i Kaliny Wielkiej spotyka się już piasek drobnoziarnisty. Wskazuje to wyraźnie, że materiał klastyczny badanych osadów był transportowany z zachodu, a w części południowej także z południowego zachodu.

Przerwa w sedymentacji na granicy drugiego i trzeciego cyklu sedymentacyjnego pociągnęła za sobą bardzo wyraźną zmianę facji spowodowaną zwiększonym dopływem materiału klastycznego. Osady zalegające ponad poziomem piaszczystym zaczynającym trzeci cykl sedymentacyjny zawierają stałą domieszkę kwarcu i glaukonitu, które występują w znacznie większej ilości niż w marglach i opokach drugiego cyklu. Krzywe obrazujące ich zawartość, a także wielkość ziarna (fig. 10) są do siebie

równoległe i wzrastają jednocześnie. Zawartość glaukonitu jest mniejsza od ilości kwarcu, natomiast jego ziarna są stale większe. Zgodność ta analogiczna do obserwowanej w danie okolic Puław (K. Pożaryska 1952) zdaje się wskazywać na pewną selekcję ziarn przez prądy. Wyraźne wzbogacenie w kwarc i glaukonit dolnej części profilu serii z przerostami wapnistymi obserwuje się w rejonie Widnicy, gdy w Antolce i Przybysławicach zawartość tych minerałów jest nieco mniejsza. Może to wskazywać, że materiał tej serii był transportowany z zachodu lub południowego zachodu, a więc podobnie jak w spągu osadów trzeciego cyklu sedymentacyjnego.

W całym profilu senonu rejonu Miechowa stwierdza się prawie zawsze

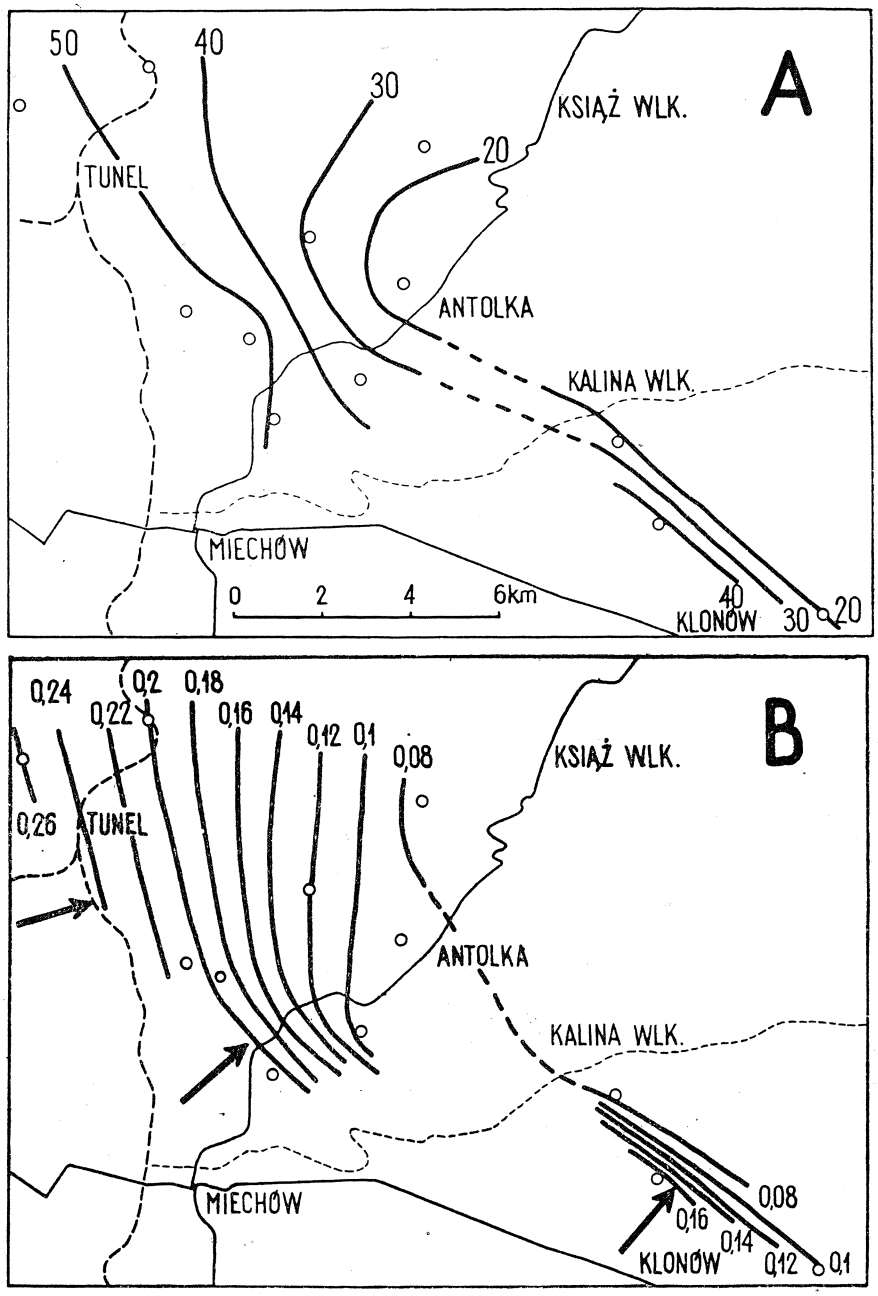


Fig. 11. Zmienność osadów i kierunki transportu w spągowej części trzeciego cyklu sedymentacyjnego. A — Izolinie procentowej zawartości składników detrycznych; B — Izolinie wielkości ziarna (median) w mm

Fig. 11. Variation of sediments and transport directions in the basal part of the third sedimentary cycle. A — isolines of detritical components percentage; B — isolines of grain diameter (median) in mm

smugi bardziej lub mniej margliste. Powstały one dzięki bardzo słabym prądom przynoszącym do tworzących się osadów substancję ilastą i pelit kwarcowy (tabl. I, II). Zazwyczaj są one zaburzone na skutek działalności organizmów dennych.

W santonie i w niższej części dolnego kampanu następuje wyraźny wzrost zawartości $CaCO_3$ (fig. 10), co wiąże się z postępującą transgresją morza. Natomiast sedymentacja wyższej części badanego profilu od górnego kampanu począwszy odznacza się na ogół konsekwentnym zmniejszaniem zawartości $CaCO_3$, a więc wzrostem wpływu stref lądowych dostarczających substancję ilastą i kwarc.

Materiał klastyczny, jaki występuje w senonie rejonu Miechowa, pochodzi z obszaru śląsko-krakowskiego. Wykazano to niewątpliwie w osadach trzeciego cyklu sedymentacyjnego. Sądząc z charakteru osadów ma to miejsce także i w dwóch poprzednich cyklach. Stwierdzone przerwy w osadzaniu wiążą się z wyraźnymi ruchami sztywnego bloku, jaki od ruchów waryscyjskich stanowi obszar śląsko-krakowski. Były one najwyraźniejsze w turonie i emszerze, gdzie też zostały dość dawno rozpoznane. Odpowiadają one ruchom subhercyńskim znanym z wielu punktów na terenie Polski. W tym czasie wynurzyły się Góry Świętokrzyskie (W. Pożaryski, 1962), dostarczając materiału klastycznego do synkliny brzeżnej i północnej części synklinorium nidziańskiego, co zaznacza się np. koło Przedborza (S. Cieśliński, 1956) i Jędrzejowa (E. Senkowicz, 1959). Ruchy podłoża zachodziły także w kampanie i mastrychcie przyczyniając się do powstania poziomów piaszczysto-glaukonitowych.

Trudno jest w chwili obecnej ze względu na nieznajomość stosunków stratygraficznych i litologicznych na pozostałym obszarze synklinorium nidziańskiego, które są w trakcie opracowywania, paralelizować opisane poziomy z wkładkami piaszczystymi, jakie występują na jego północnym obrzeżeniu. Piaski z Motkowic koło Jędrzejowa lokalizowane przez E. Senkowicza (1959) w dolnej części dolnego mastrychtu przypominają w znacznym stopniu (rozmycie i otoczaki w spągu, bochenkowate wkładki wapieni) utwory piaszczyste z Piły i Klimontowa koło Sędziszowa (E. Krauss, J. Rutkowski, 1962). Ich stosunek do skał opisanego profilu nie jest jasny, w każdym razie skały z Motkowic są starsze od osadów trzeciego cyklu sedymentacyjnego. Także wkładki skał piaszczystych, jakie widoczne są na zachód od Jędrzejowa i reprezentują być może dolny mastrycht, nie posiadają w rejonie Miechowa odpowiedników. Tylko pomiędzy Goleniowem, a Białowieżą występuje kompleks wapnistych gez z przeławiceniami wapieni, podścielony utworami piaszczystymi. Makroskopowo przypomina on osady trzeciego cyklu sedymentacyjnego, ale wiek jego nie został sprawdzony metodami paleontologicznymi. Jak dotychczas, nie znaleziono też w rejonie Miechowa górnokampańskich bentonitów, które by odpowiadały bentonitom z Ludyni i Nowin koło Włoszczowej (S. Alexandrowicz, W. Parachoniak, 1958).

Z zagadnień związanych z sedymentacją na omówienie zasługuje problem poziomów przewodnich, a także niektóre procesy związane z twardym dnem.

Rolę poziomów przewodnich w badanych osadach spełniają utwory piaszczysto-glaukonitowe i bentonity. W mało zmiennej makroskopowo serii, jaką tworzą skały senonu, posiadają one duże znaczenie umożliwiając kartograficzne rozdzielenie miąższych kompleksów i odczytanie tektoniki, która w inny sposób byłaby prawie niestwierdzalna.

Na badanym terenie występuje pięć poziomów piaszczysto-glaukoni-

towych. Trzy z nich, a więc poziomy zalegające w spągu wydzielonych cykli sedymentacyjnych, zalegają na granicy odmiennych pod względem litologicznym skał, podkreślając ją i ułatwiając jej stwierdzenie nawet w zwietrzelinie.

Znacznie większe znaczenie posiadają dwa pozostałe poziomy glaukonitowe zawarte w obrębie wykształconych dość monotonnie skał drugiego cyklu sedymentacyjnego. Stanowią one poza oznaczeniami paleontologicznymi jedyne kryterium pozwalające zorientować się, czy ma się do czynienia z wyższą częścią kampanu górnego, czy niższą częścią mastrychtu dolnego. Różnice pomiędzy nimi polegają na niższej zawartości kwarcu i glaukonitu w górnym kampanie w porównaniu z dolnym mastrychtem. W tym ostatnim spotyka się czasem domieszkę fosforytów. Kampański poziom glaukonitowy zawiera też kilkuprocentową domieszkę włókien inoceramów, czego nie stwierdza się w odpowiednich skałach mastrychtu.

Istotne znaczenie ma również poziom bentonitów, jaki występuje w kampanie dolnym i znany jest na przestrzeni od Lelowa aż po rejon Krakowa.

Interesujące procesy zachodzą również przy rozmywaniu starszych osadów i tworzeniu się twardego dna. Najintensywniej zaznaczają się one na granicy pierwszego i drugiego cyklu sedymentacyjnego, gdzie powierzchnia kampanu dolnego uległa stwardnieniu na skutek przesycenia węglanem wapnia pochodzącym z wody morskiej. Towarzyszyła temu fosforytyzacja, a także powstawanie powłok i infiltracji glaukonitowych. Procesy te nie są jednak regułą dla rozmywanych pod wodą powierzchni. I tak na przykład nie stwierdza się ich na granicy drugiego i trzeciego cyklu. Także na innych obszarach procesy te przebiegają odmiennie. Według K. Pożaryskiej (1952) w najwyższym mastrychcie okolic Puław obserwuje się wzbogacenie w węglan wapnia i stwardnienie, nie zaznacza się jednak glaukonityzacja i fosforytyzacja. W Mielniku nad Bugiem (granica kampanu i mastrychtu) nie obserwuje się stwardnienia, jest natomiast pewne wzbogacenie w związki żelaza i fosforu (W. Pożaryski, 1960a).

Na badanym terenie charakter twardego dna posiada przede wszystkim strop kampanu dolnego, a zapewne i strop turonu. W klasyfikacji E. Voigta (1959) odpowiadają one typowi II. Jeżeli podział tego autora rozciągnąć na rozmywane powierzchnie nie wykazujące stwardnienia, a więc nie będące twardym dnem, a taki właśnie charakter ma rozmycie w spągu trzeciego cyklu sedymentacyjnego, wtedy odpowiadałoby ono także typowi II. Poziomy glaukonitowe zawarte w obrębie drugiego cyklu tylko wyjątkowo wykazują w spągu ślady rozmywania. Jednak wzbogacenie w glaukonit wskazuje, że powstały one na skutek działania podobnych procesów. Pewne ich wzbogacenie w szczątki organiczne stanowi w klasyfikacji tego autora cechę III typu.

PROCESY DIAGENETYCZNE I PRZEMIANY WTÓRNE

Procesy diagenetyczne posiadały charakter wielokierunkowy i w różnych częściach badanego profilu wykazywały różną intensywność. Do najważniejszych należą wędrówki krzemionki i węglanu wapnia.

Ponieważ większa część badanych osadów przesycona jest krzemionką tworzącą ich szkielet lub zawiera w sobie czerty, dlatego też przeobrażenia związane z jej skupianiem lub rozpraszaniem należą do najważniej-

szych. Zarówno szkielet opalowy, jak i czerty obserwuje się na ogół w tych seriach, które zawierają w większej ilości igły gąbek krzemionkowych, co wskazuje, że były one najprawdopodobniej głównym źródłem krzemionki opalowej występującej w badanych skałach. Pozostaje to zresztą w zgodzie z poglądami większości autorów (L. Cayeux, 1929; G. I. Buszinskij, 1954). Radiolarie spotykane sporadycznie w dolnym kampanie i dolnym mastrychcie nie odgrywają tu żadnej roli.

Czas rozpuszczania igieł był bardzo różny. Czasem proces ten zachodził przed przykryciem ich przez osad. Wydaje się, że mogło to mieć miejsce w gezach wapnistych i opokach trzeciego cyklu sedymentacyjnego, gdzie szkielet opalowy rozwinięty jest na znaczną skalę, a igły gąbek spotyka się tylko w nieznacznej ilości. Rozpuszczanie igieł następowało również i w skonsolidowanym osadzie, prowadząc do powstania próżni, które niekiedy uległy wtórnemu wypełnieniu. Nie wypełnione próżnie po igłach gąbek obserwuje się przede wszystkim w górnokampańskim poziomie glaukonitowym (Witowice) i w bogatych w spikule opokach z tego poziomu.

Wypełnianie próżni po rozpuszczonych igłach gąbek przez węglan wapnia jest zjawiskiem dość pospolitym. Obserwuje się je od wyższej części dolnego kampanu aż po osady wyższej części dolnego mastrychtu włącznie. Na największą skalę proces ten zachodził w osadach kampanu dolnego oraz niższej części dolnego mastrychtu, gdzie ilość igieł zachowanych w kalcycie jest dość znaczna. Część z nich zawiera ślady kanału centralnego, świadczące o ich wtórnej kalcyfikacji.

Stan zachowania igieł gąbek jest więc w badanych skałach bardzo różny. Spotyka się tu zarówno igły opalowe, jak i zbudowane z chalcedonu, czy też zachowane w węglanie wapnia. Kanał centralny może być wypełniony substancją organiczną, opalem czy glaukonitem. Niekiedy jest on znacznie poszerzony. Przemiany te są bardzo typowe dla opisywanych utworów, a rozmaite zachowanie się igieł gąbek jest charakterystyczne dla wszystkich opok i gez wieku górnokredowego (L. Cayeux, 1929).

Krzemionka przesycająca skałę mogła także powstać w drodze nieorganicznej. Należy tu wymienić rozkład substancji ilastej (L. Cayeux, 1929). Nie można też wykluczyć, że część krzemionki została uwolniona w czasie rozpuszczania ziarn kwarcu przy rekrystalizacji spoiwa kalcytowego. Proces ten jest typowy dla wszystkich skał o przekrystalizowanym spoiwie węglanowym. Jednak w badanej serii jego znaczenie nie wydaje się zbyt wielkie i może mieć miejsce jedynie w wapieniach przerostów z wyższej części dolnego mastrychtu. L. Cayeux (1929) wspomina także o możliwości przywędrowania części krzemionki z sąsiednich kompleksów skalnych. Zdaje się to zachodzić jedynie w wyższej części dolnego mastrychtu, gdzie krzemionka z przerostów wapieni w pewnej przynajmniej części została odprowadzona i siłą rzeczy musiała ulec rozprószeniu w otaczających je gezach wapnistych i opokach.

Nie można również wykluczyć, że część krzemionki pochodzi z rozkładu produktów wulkanicznych przy ich bentonityzacji. Jednak ilość bentonitów w badanym profilu jest zbyt mała, aby móc dostarczyć większych ilości tego składnika.

Szkielet opalowy w skałach kampanu i niższej części dolnego mastrychtu rozmieszczony jest bardzo nierównomiernie, co powoduje, że niektóre próbki nie zawierają go zupełnie i ulegają rozpadowi w HCl, a nawet w czasie moczenia w wodzie. Wydaje się, że rozpadowi w HCl ulegają prawie wszystkie próbki, w których zawartość $CaCO_3$ przekracza 80%.

Pozostaje to w zgodzie z obserwacjami W. Pożaryskiego (1951). Próbki o mniejszej zawartości węglanu wapnia zachowują się rozmaicie. Jednak ani charakter makroskopowy skały, ani własności fizyczne nie pozwalają przewidzieć ich zachowania się w tym kwasie. Pewnych wskazówek dostarczają obserwacje mikroskopowe, ale i one nie prowadzą do całkiem pewnych rezultatów. Jest to zrozumiałe, gdyż opal rozprószony w spoiwie, tworzący szkielet skały występuje w badanych skałach w nieznacznej, zaledwie kilkuprocentowej ilości. W senonie okolicy Miechowa tylko w wyższej części dolnego mastrychtu szkielet opalowy jest bardziej równomiernie rozmieszczony i charakteryzuje wszystkie próbki skał poza wapieniami przerostów, gdzie zresztą także niekiedy da się zauważyć.

Szkielet opalowy, jaki stwierdzamy w większości badanych skał, jest więc słaby, co wiąże się z nieznaczną zazwyczaj ilością igieł gąbek, wynoszącą przeważnie kilka procent. Tylko wyjątkowo w niektórych czertach, a także w pewnych skałach wyższej części kampanu górnego spotyka się wartości wyższe, nie przekraczające 30%. To też jest zapewne przyczyną, dla której skały senonu rejonu Miechowa są materiałem mniej odpornym niż opoki z przełomu Wisły, gdzie ilość igieł gąbek jest zdecydowanie większa i waha się od 10 do 45% (W. C. Kowalski 1961). Igły te dostarczyły zarówno opalu do przesycania spoiwa skały, jak i same mogą tworzyć szkielet zwiększający jej wytrzymałość.

Skupianie się krzemionki miało miejsce przede wszystkim w wyższej części kampanu dolnego, a także na mniejszą skalę w kampanie górnym. Jak już wspomniano, zachodziło ono przede wszystkim w tych partiach skały, gdzie ilość igieł gąbek krzemionkowych jest znaczniejsza. Partie skały przesycone krzemionką występującą przeważnie w postaci opalu z pewną domieszką chalcedonu stawały się czertami. Te ostatnie we wszystkich poziomach posiadają zbliżony charakter i przeważnie zawierają dość znaczną ilość $CaCO_3$, która w większości czertów waha się w granicach 21,2—35,9%. Można także zauważyć, że krzemionka najpierw zastępowała kalcytowe skorupki otwornic czy szczątki inoceramów, a dopiero później wypierała spoiwo skały, zawierające obok węglanu wapnia także i substancję ilastą i pył kwarcowy.

Jednak obecność znacznej ilości igieł gąbek krzemionkowych nie jest jedynym warunkiem powstawania czertów. W wyższej części górnego kampanu mimo obecności znacznej ilości tych igieł (do 30%) czerty prawie nie występują.

Drugą grupę procesów diagenetycznych stanowią wędrówki węglanu wapnia, przy czym zachodziło tu zarówno odprowadzanie, jak i skupianie się tego składnika. Odprowadzanie węglanu wapnia zachodziło zarówno w czasie powstawania czertów, jak i na skutek zmian przypowierzchniowych, co zostanie omówione w dalszej części pracy.

Skupianie się węglanu wapnia zachodziło w wapieniach twardego dna, co omówiono w rozdziale dotyczącym sedymentacji, a także w niektórych skałach mastrychtu. Na największą skalę jest ono rozwinięte w osadach trzeciego cyklu sedymentacyjnego, w mniejszym stopniu także w niższej części mastrychtu dolnego. Przerosty wapieni tkwiące w osadach trzeciego cyklu sedymentacyjnego mają zdaniem autora charakter przede wszystkim diagenetyczny, o czym świadczy ich konkrecyjny charakter, aczkolwiek pewna predyspozycja sedymentacyjna jest bardzo prawdopodobna. Podobne przerosty rozwijają się często w osadach piaszczystych i znane są np. z danu okolic Puław (K. Pożaryska 1952) czy też z dolnego mastrychtu okolicy Klimontowa koło Sędziszowa (E. Krauss, J. Rutkow-

ski, 1962). Swoim charakterem, a być może i genezą przypominają do pewnego stopnia piaskowce kuliste znane z Karpat fliszowych.

Procesy diagenezy powodujące lityfikację skał zaznaczyły się w badanych osadach w sposób bardzo różny. Istnieją skały, gdzie wpływ ich był bardzo nieznaczny i w związku z tym posiadają one charakter zbliżony do pierwotnego osadu. Należy tu wymienić w pierwszym rzędzie szare margle santonu i niższej części dolnego kampanu, a także margle tworzące przeławicenia w opokach i wapieniach marglistych kampanu dolnego i górnego. Skały te rozpadają się przy moczeniu w wodzie, co świadczy, że nie tylko nie posiadają szkieletu krzemionkowego, ale także węglan wapnia nie uległ tu rekrystalizacji. Jest bardzo możliwe, że spowodowane to jest znaczną zawartością substancji ilastej, która utrudniła rekrystalizację kalcytu. Słaba lityfikacja spotykana w niektórych próbkach z wyższej części kampanu górnego może być również związana ze znaczną ilością substancji ilastej, bo zawartość glinki jest tu w porównaniu z innymi osadami badanego profilu dość wysoka (tabela 3 i 4). Najsilniejsza lityfikacja miała miejsce w zsylifikowanych skałach kampanu, wapieniach twardego dna oraz wapieniach piaszczystych dolnego mastrychtu.

Procesy sedymentacji i diagenezy uwarunkowały w badanym profilu określone własności fizyczne, które wykazują konsekwentną zmienność. Polega ona na stałym spadku wartości ciężaru objętościowego od santonu aż po wyższą część dolnego mastrychtu (fig. 10). Odchylenia polegają jedynie na zwiększeniu się ciężaru objętościowego w stropie kampanu dolnego, co się wiąże z twardym dnem, oraz w gezach glaukonitowych dolnego mastrychtu i utworach piaszczystych zaczynających trzeci cykl sedymentacyjny, gdzie spowodowane jest znaczną domieszką kwarcu i glaukonitu. Przerosty wapieni zawarte w trzecim cyklu sedymentacyjnym odznaczają się wprawdzie dużym ciężarem objętościowym, ale nie stanowią zasadniczej części skały.

Można też zauważyć, że próbki z odsłonięć wykazują wyraźnie niższe ciężary objętościowe niż okazy pochodzące z odpowiednich poziomów, a pobrane z wiercenia w Słomnikach. Wiąże się to z procesem wietrzenia, a być może i odprężenia, na co zwraca uwagę W. C. Kowalski (1961).

W całym profilu wiercenia w Słomnikach obserwowano stale piryt. W odsłonięciach pojawia się on sporadycznie, co wiąże się zapewne z jego utlenieniem. W związku z tym występują tu niekiedy skupienia wodorotlenków żelaza.

Do zmian wtórnych należy zaliczyć ługowanie węglanu wapnia przez kwasy humusowe. Na badanym terenie produkty odwapnienia obserwowano na prawie wszystkich kompleksach litologicznych, które tylko posiadają w spoiwie szkielet opalowy. Skały odwapnione występują najczęściej w formie okruchów w zwietrzelinie (Kolonia Przysieka, Wólka Ołódzka, Dobraków, Jeżówka, Bukowska Wola). Najczęściej obserwuje się je na płaskich wzniesieniach. Skały odwapnione z podanych punktów powstały współcześnie lub prawie współcześnie na skutek działania wód wzbogaconych w CO_2 i kwasy humusowe (M. Kamieński, Z. Sokalski, 1951). Odwapnienia rozwinięte na szerszą skalę stwierdzono tylko w Strzeżowie Dziadowskim (odkr. 31), gdzie grubość strefy odwapnionej dochodzi niekiedy do 2 metrów. Nie można wykluczyć, że proces odwapnienia może być tu starszy i wiązać się z paleogeńską powierzchnią zrównania opisaną przez S. Gilewską (1958) ze wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. S. Gilewska zalicza do niej spłaszczenia występujące koło Brzuchani i Strzeżowa Starego. Zdaniem autora może należeć do niej

także spłaszczenie zachowane na wysokości około 400 m npm. i rozciągające się pomiędzy Tunelem, Łazami i Podleśną Wolą Górną. W tym przypadku odwapnienie mogłoby się wiązać z eocenem, kiedy to wedle W. Pożaryskiego (1951) nastąpiło odwapnienie skał kredowych na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich. W rejonie Miechowa szanse na ich zachowanie się są mniejsze, gdyż po eocenie działa tu kilkakrotnie silna erozja. Stąd też obserwuje się je tylko w Strzeżowie.

Główną cechą opok i gez odwapnionych jest obecność bardzo luźnego szkieletu krzemionkowego. Powoduje to bardzo wysoką nasiąkliwość objętościową (45,5—69,3%), a tym samym niski ciężar objętościowy (0,70—1,27 G/cm³). Spoiwo skał odwapnionych tworzy opal, czasem z domieszką chalcedonu, zanieczyszczony substancją ilastą i pelitycznym kwarcem. Przy skrzyżowanych nikolach jest ono prawie całkowicie izotropowe i tylko niekiedy wykazuje obecność drobnych łusek minerałów ilastych. Obserwuje się też czasem kwarc i glaukonit. Szczątki organiczne reprezentują przede wszystkim igły gąbek zachowane w opalu czy chalcedonie. Czasem uległy one zupełnemu rozpuszczeniu. Wyjątkowo spotkano radiolarie.

Opoki i gezy odwapnione z różnych poziomów posiadają odrębne własności (tabela 2). Opoki odwapnione rozwinięte na skałach wyższej części kampanu dolnego przypominają najbardziej opoki z bezpośredniego sąsiedztwa czertów i, jak się wydaje, powstały z ich odwapnienia.

Opoki odwapnione z niższej części kampanu górnego, jakie stwierdzono w Kolonii Przysiece i Jeżówce, odznaczają się bardzo niskim ciężarem objętościowym, znaczną nasiąkliwością i szczególnie wysoką zawartością opalu (74,1%). Wytrzymałość na ściskanie wynosi tu około 60 kG/cm². Opoki bogate w igły gąbek zachowane przeważnie w chalcedonie, jakie spotyka się w Kolonii Przysiece, a które wiążą się z wyższą częścią kampanu górnego, odznaczają się zmiennym ciężarem objętościowym i zmienną wytrzymałością na ściskanie (80—170 kG/cm²).

Skały odwapnione rozwinięte na wyższej części dolnego mastrychtu, stwierdzone w Strzeżowie Dziadowskim zawierają podobną ilość kwarcu (7,2%) i glaukonitu (2,2%) jak nie zmienione gezy wapniste z tego poziomu. Zawartość kwarcu przeliczona na procenty wagowe jest znaczna i wynosi 22,5%, co wraz ze znaczną ilością substancji ilastej powoduje, że ilość opalu (33,1%) stwierdzona na drodze chemicznej jest wyraźnie niższa niż w omówionych poprzednio typach skał odwapnionych. Mniejsza wytrzymałość na ściskanie (15—25 kG/cm²) wiąże się ze słabszym szkieletem krzemionkowym.

Obserwacje porównawcze wykazały, że odwapniona opoka wieku turońskiego z Piotrowic koło Annopola (M. Kamieński, Z. Sokalski, 1951; W. Pożaryski, 1951) badana na próbce z wąwozu Gaja niskim ciężarem objętościowym (0,64 G/cm²) i znaczną zawartością opalu (75,8%) przypomina odwapnione opoki z niższej części kampanu górnego. Tylko wytrzymałość na ściskanie jest w niej niższa (15—20 kG/cm²). Gezy odwapnione rozwinięte na skałach wyższej części dolnego mastrychtu przypominają najbardziej odwapnione gezy danu z Puław (K. Pożaryska, 1952).

Procesy odwapnienia rozwijające się na różnych wiekowo skałach pochodzących z różnych rejonów mogą prowadzić do bardzo zbliżonych rezultatów. Dekalcyfikacja i powstawanie opok odwapnionych są typowe dla opok i gez wieku górnokredowego i znane są prawie z wszystkich rejonów Polski, gdzie skały te były tematem szczegółowszych badań, jak Wyżyna

Lubelska i NE przedpole Gór Świętokrzyskich (Z. Starzyński, 1923; M. Kamieński, Z. Sokalski, 1951; W. Pożaryski, 1951; K. Pożaryska, 1952), okolice Sieradza (J. Premik, 1926) i rejon Miechowa (J. Rutkowski, 1960). Znane są one autorowi także z kilku punktów na północnym obrzeżeniu synklinorium nidziańskiego.

Procesy diagenetyczne warunkują cechy użytkowe badanych skał. Niska odporność na działanie czynników atmosferycznych związana z nieznaczną zawartością opalu pochodzącego z rozpuszczonych igieł gąbek, które występują tu na ogół w małej ilości, powoduje, że skały te stanowią zazwyczaj pośledni materiał dla celów budowlanych. Są one materiałem znacznie gorszym niż opoki z profilu Wisły i dla celów budowlanych używa się ich niezbyt chętnie. Najkorzystniejsze własności posiadają niektóre opoki z niższej części kampanu górnego, wydobywane w rejonie Kolonii Przysieki i Rzędowic, bardziej piaszczyste skały z niższej części dolnego mastrychtu z okolic Kaliny Małej oraz osady wyższej części dolnego mastrychtu widoczne w licznych łomach w rejonie Strzeżowa czy Widnicy.

Skały senonu odznaczające się małą odpornością na działanie czynników atmosferycznych używane są powszechnie do wapnowania pól. Wysypywane na pola kawałki skał pod wpływem deszczu i mrozu ulegają dość szybko rozpadowi, co umożliwia stosowanie ich w tym celu w stanie nie zmielonym. Do wapnowania miejscowa ludność używa mniej odporne skały z drugiego cyklu sedymentacyjnego oraz szare margle santonu i niższej części dolnego kampanu.

Ze względu na zbyt dużą zawartość krzemionki, za małą węglanu wapnia oraz nadmiar żelaza w stosunku do glinki badane skały nie stanowią zupełnego surowca cementowego, co pozostaje w zgodzie z obserwacjami S. Kozłowskiego (1959). Tylko w szarych marglach santonu i niższej części dolnego kampanu moduł krzemowy i glinowy kształtuje się w granicach wymaganych dla produkcji klinkru portlandzkiego. Skały te były zresztą eksploatowane dla tych celów w Bonarce pod Krakowem. Na badanym terenie ze względu na małą miąższość w zachodniej części terenu i zaburzenia tektoniczne, nie mogą być one brane pod uwagę.

UWAGI O TEKTONICE

Rozpoziomowanie górnego kampanu i mastrychtu pozwoliło na odczytanie zaburzeń tektonicznych we wschodniej części badanego obszaru. W rejonach zachodnich w pobliżu wychodni starszych poziomów kredy i jury liczne uskoki zostały uprzednio rozpoznane przez S. Sujkowskiego (1926, 1934) i nie będą tutaj rozpatrywane. Przeprowadzone badania wykazały, że również we wschodniej części terenu panuje urozmaicona tektonika uskokowa. Zapadliska opisywała z rejonu Śladowa i Racławic S. Gilewska (1958), jednak obserwacje autora stawiają to zagadnienie w nieco innym świetle. Zaburzeń fałdowych na badanym terenie nie znaleziono, pojawiają się one dopiero dalej na wschód, gdzie stwierdza je W. Krach (1947).

Ze względu na znaczne zakrycie przebieg płaszczyzn uskokowych, a także ich kierunki można w sposób bezpośredni określić tylko w nielicznych punktach. Pewną pomoc przy wyznaczaniu tych kierunków mogą stanowić spękania ciosowe.

Na podstawie przeprowadzonych badań wydaje się, że ważniejsze strefy dyslokacyjne, jakie występują na opracowywanym terenie, posiadają kie-

runek bądź zbliżony do południkowego z odchyleniem ku NNW-SSE, bądź też równoleżnikowy z odchyleniem ku WWN-EES.

Dyslokacje wykazujące pierwszy z podanych kierunków zdają się mieć największe znaczenie w budowie terenu. Powodują one, że posuwając się od wychodni jury na zachodzie w kierunku wschodnim, mimo że warstwy leżą prawie poziomo i morfologia obniża się ku wschodowi, napotyka się coraz młodsze osady. Najważniejsza jest strefa dyslokacyjna znajdująca się pomiędzy Lipną Wolą a Januszowicami. Zrzut obliczony z położenia margli glaukonitowych zaczynających drugi cykl sedymentacyjny, stwierdzonych w punktach 66 i 70, wynosi około 160 m. Na odcinku od Słomnik aż prawie po Biskupice strefa ta przebiega zapewne mniej więcej równolegle do osi doliny Szreniawy i znajduje się około 1 km na zachód od osi doliny. Tylko w rejonie Czapli Wielkich jest ona przesunięta dalej na zachód aż poza odsłonięcie nr 52, gdzie widoczny jest górnokampański poziom glaukonitowy.

Uskoki o zbliżonych kierunkach zdają się istnieć także pomiędzy Chliną a Kępiem, gdzie na podobnych wysokościach leżą osady wyższej części dolnego kampanu i dolnego mastrychtu, jednak przebieg ich ze względu na znaczne zakrycie jest niewidoczny.

Najważniejsza strefa dyslokacyjna reprezentująca drugi z podanych kierunków (WWN-EES) znajduje się na północ od Tunelu i biegnie od Przybysławic koło Rzędowic aż po okolice Kępia. Skrzydło południowe obniżone tektonicznie budują osady trzeciego cyklu sedymentacyjnego, skrzydło północne zaś skały niższej części górnego kampanu. Zrzut wynosi tutaj co najmniej stokilkadziesiąt metrów. W Przybysławicach na linii tego samego uskoku występują bloki górnokampańskich gez wapnistych z glaukonitem.

Kierunki zbliżone do równoleżnikowych występują również w Kalinie Wielkiej. W miejscowości tej, a także na wschód od niej, północne zbocze doliny budują osady trzeciego cyklu sedymentacyjnego. Na południowym zboczu widoczne są już margle i opoki stropowej części drugiego cyklu, przykryte osadami trzeciego cyklu. Granica między nimi położona jest na wysokości 315 m npm., co wskazuje, że w wspomnianej dolinie powinien się znajdować uskok dźwigający skrzydło południowe. Na południe od Śladowa granica ta znajduje się nieco wyżej, na wysokości 328 m npm. Nie można więc wykluczyć pewnej nieznacznej dyslokacji, biegnącej zapewne wzdłuż doliny w Śladowie. W dolinie tej, a także na zachód od niej, nie stwierdzono skał trzeciego cyklu sedymentacyjnego. W tych warunkach wydaje się, że nie ma podstaw do przyjmowania w Śladowie większego zapadliska (S. Gilewska, 1958), gdyż w przypadku jego istnienia skały trzeciego cyklu sedymentacyjnego powinny się w nim zachować.

Liczne uskoki wynikają również z różnic w hipsometrycznym położeniu spągowych osadów trzeciego cyklu sedymentacyjnego, jakie obserwuje się pomiędzy Strzeżowem Starym, a Zapustką oraz w rejonie Antolki, Cisiej Woli i Brzuchani. Silne zakrycie terenu utrudnia jednak ich analizę.

Wiek zaburzeń tektonicznych można ustalić wyłącznie na drodze pośredniej. Na badanym terenie starotrzeciorzędowa powierzchnia zrównania ścina skośnie utwory trzeciego cyklu sedymentacyjnego, co potwierdza wnioski S. Dżułyńskiego (1953) i S. Gilewskiej (1958). Pierwsze zaburzenia tektoniczne miały więc miejsce przed jej powstaniem, to znaczy najprawdopodobniej przed eocenem. Nie jest wykluczone, że wiążą się one z fazą laramijską. Uskoki starsze od powierzchni zrównania występują także na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (S. Dżułyński 1953).

Istnienie zaburzeń młodszych odpowiadających większości dyslokacji z obszaru krakowskiego (S. Dżułyński, 1953) jest jak najbardziej prawdopodobne, jednak ścisły rozdział poszczególnych uskoków wymagałby dalszych studiów, co nie było tematem pracy.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Badania terenowe pozwoliły na wyznaczenie granic ważniejszych kompleksów litologicznych (fig. 1), których wiek udokumentowano stratygraficznie. Wykazały one także cykliczny charakter sedymentacji senonu. Trzy wyróżnione cykle zaczynają się zjawiskami rozmywania starszych osadów, co powoduje wyraźną zmianę facji i powstawanie osadów piaszczysto-glaukonitowych.

Pierwszy cykl sedymentacyjny obejmuje santon i dolny kampan. Jego podłoże stanowi turon, cenoman lub jura. W spągu santonu występuje zazwyczaj zlepieniec i zielonkawe margle o znacznej i zmiennej zawartości glaukonitu i kwarcu. Ku górze przechodzą one w szare margle, w których obrębie przebiega granica santonu i kampanu. Istotnym składnikiem tych margli są szczątki inoceramów.

Ku górze margle szare przechodzą w sposób ciągły w wapienie margliste i opoki z czertami. Skały te odznaczają się prawie zupełnym brakiem większych ziarn kwarcu detrytycznego i glaukonitu, a także znaczną ilością $CaCO_3$. Niektóre partie opok przesycone opalem stanowią czerty. W kompleksie tym występują bentonity rozprzestrzenione na obszarze od Krakowa po Lelów.

Po osadzeniu się skał wyższej części dolnego kampanu miała miejsce przerwa w sedymentacji połączona z rozmywaniem podłoża. Ich stropowa część wzbogacona jest wyraźnie w $CaCO_3$ i P_2O_5, a także pokryta naskorupieniami glaukonitu. Leżące powyżej utwory górnego kampanu i niższej części dolnego mastrychtu przedstawiają już drugi cykl sedymentacyjny. W spągu występują tu zlepieńce i margle glaukonitowe, które ku górze przechodzą w margle i opoki przeważnie bez czertów. Skały te odznaczają się wyraźnie niższą zawartością $CaCO_3$, niż to stwierdzono w kampanie dolnym. W wyższej części kampanu górnego stwierdza się dalszy spadek ilości tego składnika. Czasem pojawiają się tu opoki szczególnie bogate w igły gąbek. W obrębie tego kompleksu występuje ważny poziom opok i wapnistych gez wzbogaconych w glaukonit.

Utwory graniczne kampanu i mastrychtu nie były obserwowane. Niższą część mastrychtu dolnego reprezentują margle, opoki i opoki piaszczyste, czasem o charakterze gez wapnistych. Makroskopowo są one bardzo do siebie zbliżone, jednak różnice własności litologicznych są tu bardzo duże. W obrębie tych skał tkwi druga wkładka gez wapnistych o znacznej zawartości glaukonitu, niekiedy zawierająca fosforyty.

Po osadzeniu się skał niższej części dolnego mastrychtu miała miejsce przerwa w sedymentacji połączona z wyraźną zmianą facji. Ich górna powierzchnia jest rozmyta, a leżące powyżej osady wyższej części dolnego mastrychtu stanowią już trzeci cykl sedymentacyjny. W spągu są to osady piaszczyste z fosforytami. Wykazują one kierunek transportu z WWS, a w części południowej z SW. Powyżej zalegają charakterystyczne gezy wapniste z przerostami wapieni, które są najmłodszą skałą senonu występującą w rejonie Miechowa.

Materiał klastyczny badanych osadów pochodził z obszaru śląsko-kra-

kowskiego. Pod względem petrograficznym jest on bardzo monotonny, a różnice mają charakter jedynie ilościowy. Od santonu aż po dolny kampan obserwuje się stałe zmniejszanie wpływu lądu, co wyraża się między innymi zwiększaniem się ilości węglanów. W wyższej części profilu, od górnego kampanu począwszy wpływ ten ulega konsekwentnemu zwiększaniu, co wyraża się w spadku ilości $CaCO_3$ i wzroście ilości składników detrytycznych. Liczne przerwy w sedymentacji wiążą się z ruchami podłoża i spowodowaną tym działalnością prądów.

Procesy diagenetyczne to przede wszystkim wędrówki krzemionki pochodzącej w większości z rozpuszczonych igieł gąbek. Szczególne znaczenie ma rozpraszanie się tego składnika w skale, co powoduje powstanie szkieletu opalowego w spoiwie. Skupianie się opalu prowadzi w badanych utworach do częściowej sylifikacji pewnych części skały dając w efekcie czerty. Drugim ważnym procesem są wędrówki węglanu wapnia. Był on zarówno wypierany i odprowadzany ze skały, co zachodziło w czasie tworzenia się czertów, jak i ulegał nagromadzeniu. To ostatnie zachodziło w wyższej części dolnego mastrychtu prowadząc do powstania przerostów wapieni. Z procesów zachodzących niekiedy przy zjawiskach rozmywania należy wymienić wzbogacanie rozmywanych powierzchni w CaCO i P_2O_5, a także pokrywanie ich naskorupieniami glaukonitu. Z procesów wtórnych często spotykano zjawisko odwapnienia, co jest typowe dla tego rodzaju utworów.

Poziomy przewodnie, jakimi są utwory piaszczysto-glaukonitowe, pozwoliły na stwierdzenie urozmaiconej tektoniki typu uskokowego. Część zaburzeń jest niewątpliwie starotrzeciorzędowa i powstała przed wytworzeniem być może eoceńskiej powierzchni zrównania. Istnieją też uskoki młodsze od tej powierzchni, jednak ich odgraniczenie wymaga osobnych badań.

Niewielka na ogół ilość igieł gąbek, jaką stwierdza się w skałach senonu miechowskiego i związana z tym nieznaczna ilość opalu w badanych skałach powoduje na ogół słabą odporność na działanie czynników atmosferycznych. To też jest przyczyną, że skały senonu rejonu Miechowa nie stanowią na ogół korzystnego materiału dla celów budowlanych.

Katedra Złóż Surowców Skalnych
Akademii Górniczo-Hutniczej
w Krakowie

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

Alexandrowicz S. (1956), Utwory senońskie wschodniej części Zagłębia Górno-Śląskiego. *Prz. geol.*, z. 1 pp. 33—37, Warszawa.

Alexandrowicz S. (1960), Budowa geologiczna okolic Tyńca (Geological structure of the vicinity of Tyniec (Cracow region). *Biul. Inst. Geol.* 152, pp. 5—93, Warszawa.

Alexandrowicz S., Parachoniak W. (1958), Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej (Upper Cretaceous tuffogenic deposits in the Miechów syncline) *Acta geol. pol.*, 8, nr 2, pp. 213—244, Warszawa.

Barczyk W. (1956), O utworach górnokredowych na Bonarce pod Krakowem (On the Upper Chalk deposits on Bonarka near Cracow). *Studia Soc. Sc. Tor.* 3, nr 2 sect. C, pp. 1—26, Toruń.

Bieda F. (1933), Gąbki krzemionkowe senonu okolic Krakowa (Sur les Spongiaires siliceux du Sénonien des environs de Cracovie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 9, pp. 1—38, Kraków.

Bukowy S. (1956), Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią (Geology of the area between Cracow and Korzkwia). *Biul. Inst. Geol.* 108, pp. 17—82, Warszawa.

Bushinsky G. I. — Бушинский Г. И. (1954), Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Инст. геолог. Наук АН СССР., вып. 156, 1—294, Москва.

Carozzi A. V. (1960), Microscopic sedimentary petrography. pp. 1—465. New York, London.

Cayeux L. (1929), Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. exp. Carte Géol. Fr.* pp. 1—696, Paris.

Cayeux L. (1931), Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. exp. Carte Géol. Fr.* pp. 1—504, Paris.

Cayeux L. (1935), Les roches sédimentaires de France. Roches carbonates (calcaires et dolomies), Paris.

Cieśliński S. (1956), Stratygrafia i tektonika kredy między Dobromierzem i Józefowem a Przedborzem nad Pilicą (Stratigraphy and tectonics of the Cretaceous between Dobromierz, Józefów and Przedbórz on the Pilica (Middle Poland). *Biul. Inst. Geol.* 113, pp. 139—194, Warszawa.

Dżułyński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3, nr 3, pp. 325—436, Warszawa.

Gawor-Biedowa E., Witwicka E. (1960), Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego albu i górnej kredy w Polsce bez Karpat (Micropalaeontological stratigraphy of Upper Albian and Upper Cretaceous in Poland excluding the Carpathians). *Kwart. geol.* 4, z. 4, pp. 974—990, Warszawa.

Gilewska S. (1958), Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej (The geomorphological development of the eastern part of the Miechów Upland). *PAN Inst. Geogr. Pr. Geogr.* 13, pp. 7—68, Warszawa.

Hadding A. (1932), The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. Glauconite and glauconite rocks. *Meddelanden Lunds Geol. Miner. Inst.* 51, pp. 1—164, Lund.

Kamieński M., Sokalski Z. (1951), O niektórych skałach krzemionkowych w Polsce (On some siliceous rocks in Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 19, z. 2, pp. 359—369 (za rok 1949), Kraków.

Kowalski W. C. (1948), Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy (Geological outline of Cretaceous deposits in the environs of Solca) (Southern Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 51, pp. 1—53, Warszawa.

Kowalski W. C. (1961), Wytrzymałość na ściskanie budowlanych skał senońskich przełomowego odcinka Wisły środkowej na tle ich litologii (Engineering geological characteristics of the Senonian rocks occuring in the gorge valley of the middle Vistula river). Uniwersytet Warszawski, *Biul. geol.* 1, cz. 2, pp. 3—111, Warszawa.

Kozłowski S. (1959), Poszukiwania geologiczne nowych baz surowca cementowego w Polsce południowo-wschodniej. *Cement, Wapno, Gips* nr 2/1959, pp. 25—33.

Krach W. (1947), Miocen okolic Miechowa. Stratygrafia i paleontologia (Miocene of the neighbourhood of Miechów [Central Poland]. Stratigraphy and palaeontology). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 43, pp. 5—95, Warszawa.

Krauss E., Rutkowski J. (1962), Bentonity senonu okolicy Miechowa (Senonian Bentonites in the Miechów region). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32, z. 3, pp. 359—370, Kraków.

Krażewski S. R. (1958), O osadach górnokredowych okolic Proszowic (On the Upper Chalk Deposits in the Region of Proszowice near Cracow). *Studia Soc. Sc. Tor.* 3, nr 3, sect. C, pp. 1—18, Toruń.

Nowak J. (1910), Zur Kenntnis des Senons im Königreich Polen. *Bull. intern. Acad. Sc. Cracov*, nr 10, pp. 973—990, Kraków.

Nowak J. (1917), Die Verbreitung der Cephalopoden im Polnischen Senon. *Bull. inter. Acad. Sc. Cracov*, nr 4—7a, pp. 129—152, Kraków.

Panow E. (1934), Stratygrafia kredy krakowskiej (Sur la stratigraphie du crétacé des environs de Cracovie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 10, pp. 577—585, Kraków.

Paszewski A. (1927), Przyczynek do znajomości fauny w kredzie okolic Miechowa (Contribution à la connaissance de la faune des couches crétacées de Miechów). *Kosmos* 51, pp. 342—344, Lwów.

Pożaryska K. (1952), Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław (The sedimentological problems of Upper Maestrichtian and Danian of the Puławy environment [middle Vistula]). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 81, pp. 1—104, Warszawa.

Pożaryski W. (1938), Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami (Senonsstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 6, pp. 1—94, Warszawa.

Pożaryski W. (1948), Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik [Central Poland]). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 46, pp. 1—141, Warszawa.

Pożaryski W. (1951), Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich (Декальцифированные меловые отложения на северовосточном предпольи Свентокржизских Гор). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 75, pp. 1—70, Warszawa.

Pożaryski W. (1960), Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim (An outline of stratigraphy and palaeogeography of the Cretaceous in the Polish Lowland). *Pr. Ins. Geol.* 30, cz. 2, pp. 377—440, Warszawa.

Pożaryski W. (1960 a), Zjawisko twardego dna w profilu kredy Mielnika (Phenomenon of hard ground in the Cretaceous section of Mielnik on the Bug river [Eastern Poland]). *Kwart. geol.* 4, nr 1, pp. 105—112, Warszawa.

Pożaryski W. (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne (Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems). 10, Kreda (Cretaceous), Warszawa.

Premik J. (1926), Występowanie górnego senonu pod Sieradzem (Le Sénonien supérieur aux environs de Sieradz). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3, z. 3—4, pp. 376—381, Warszawa.

Różycki S. Z. (1938), Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa (w NE części arkusza „Żarki") (Stratigraphie und Tektonik der Kreideablagerungen der Umgebung von Lelów [Südöstlich von Częstochowa]. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 9, z. 2, pp. 127—176, Warszawa.

Rutkowski J. (1960), O utworach piaszczystych w mastrychcie okolic Miechowa (Sandy deposits Maestrichtian age in the vicinity of Miechów). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 30, z. 3, pp. 289—304, Kraków.

Rutkowski J. (1961), Wykształcenie litologiczne części mastrychtu okolic Miechowa. *PAN Oddz. w Krakowie. Spraw. Pos. Kom. (za r. 1960)*, pp. 351—353, Kraków.

Rutkowski J. (1962), Wykształcenie senonu z wiercenia w Słomnikach. *PAN Oddz. w Krakowie. Spraw. Pos. Kom. (za r. 1961)*, pp. 465—466, Kraków.

Senkowicz E. (1959), Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą (The Jurassic and Cretaceous between Jędrzejów and Nida river [Święty Krzyż Mountains]). *Biul. Inst. Geol.* 159, pp. 106—147, Warszawa.

Starzyński Z. (1934), Studia nad występowaniem utworów rędzinnych (Studies on the formation of the „Rendzina" soils). *Pam. PINGW* 4, cz. A, pp. 244—301, Kraków.

Sujkowski Z. (1926), O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia (Sur le Jurassique, le Crétacé et le Quaternaire des environs de Wolbrom). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3, z. 3—4, pp. 382—433, Warszawa.

Sujkowski Z. (1931), Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski (Étude pétrographique du Crétacé de Pologne. La série de Lublin et sa comparaison avec la craie blanche). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 6, z. 3, pp. 485—628, Warszawa.

Sujkowski Z. (1934), Skały kredowe między miastami Pilica i Szczekociny (Roches crétacées entre les villes Pilica et Szczekociny). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 8, z. 1, pp. 39—74, Warszawa.

Thiébault L. (1925). Contribution à l'etude des sédiments argilocalcaires du bassin de Paris, Nancy. (Fide K. Pożaryska 1952).

Voigt E. (1951), Die ökologische Bedeutung der Hardgroune („Hartgrounds") in der oberen Kreide. *Paläont. Z.* 33, nr 3, pp. 129—147, Stuttgart.

Zejszner L. (1847), Ogniwa formacji kredy czyli opoki Wyżyny Krakowskiej. *Prz. nauk.*, Warszawa.

SUMMARY

Abstract: The Senonian of the area situated north of Kraków is described, in a profile comprising the Santonian, Campanian and Lower Maestrichtian. Three sedimentary cycles beginning with outwashes and deposition of sandy-glauconitic rocks are distinguished. The age of the cycles is determined on account of palaeontological evidence. The mineral and chemical composition is described, and the physical properties of the Senonian rocks are given. Sedimentation, diagenesis and weathering of the Senonian rocks are discussed.

INTRODUCTION

The present paper is concerning the Senonian of the Miechów area, situated on the south-western border of the Nida synclinorium. Cyclic sedimentation is an important feature of the described series (Table 1, Fig. 10). Three cycles are distinguished, each of them beginning with outwashes in the underlying rocks. Sandy-glauconitic sediments follow, containing often phosphorite concretions and conglomerates. The content of quartz and glauconite decreases upwards, and the rock passes into opoka or marls.

The stratigraphic position of the individual cycle was determined on account of Cephalopods determined by A. Błaszkiewicz (Table I) and of microfauna determined by S. Alexandrowicz. In the first cycle the list of fossils published by W. C. Kowalski (1948) was also taken into account.

The term „opoka" was used according to the Polish terminology for upper Cretaceous rock (Pożaryski, 1948) to describe a rock composed of calcium carbonate with admixture of clay minerals and some silica of organic origin which prevents disintegration during treating with hydrochloric acid. The term gaize was used for an „opoka" containing a large admixture of quartz sand or glauconite. The terminology accepted in the present paper differs somewhat from that of L. Cayeux (1929) and of G. I. Bushinsky (1954). The presence or lack of an opal skeleton was determined by treating with hydrochloric acid.

I. SEDIMENTARY CYCLE

The first sedimentary cycle comprises the Santonian and Lower Campanian. The substratum of the Senonian consists of Turonian, Cenomanian and Jurassic rocks. Conglomerates consisting of pebbles of basement rocks with glauconite incrustations are frequent at the base of the Santonian. Structures related to stromatolites are occurring exceptionally. Glauconitic marls lying higher in the profile are very variable (Fig. 2, Table 2). The amount of quartz and glauconite decreases upwards and the rock grades into grey marls (Fig. 10). The most characteristic component of the latter are Inoceramus prisms (Fig. 3). The latter facies restricted to the Santonian and the lower part of Lower Campanian occurs in the area between Kraków and Dobraków (Fig. 1). In the areas of Lelów and of Kraków the Santonian is sometimes lacking and the older rocks are overlain directly by the Campanian. (S. Z. Różycki 1938, S. Bukowy, 1956). This is due to tectonic movements of the Subhercynian phase.

The amount in Inoceramus prisms decreases towards the top, while sponge spicules appear, and the amount of calcium carbonate increases. The upper complex of the Lower Campanian is developed as marly limestones and opoka with cherts [1] and with intercalations of marls. The marly limestones and opoka contain only a slight amount of quartz and clay and a negligible quantity of glauconite. The supply of terrigenic material reached a minimum at that period. Differences in $CaCO_3$ content and in volume density of these rocks are presented in Fig. 4.

Two thin bentonite layers consisting of almost pure montmorillonite are present in the Lower Campanian. They are extending on a distance of 80 km from Lelów to Kraków. The bentonites were described by E. Krauss and J. Rutkowski (1962). Tuffogenic feldspars from Lublin (Z. Sujkowski, 1931) are occurring in a similar stratigraphic position (W. Pożaryski, 1938), it can be concluded therefore that Lower Campanian tuffogenic rocks form a widespread key bed.

After the deposition of the Lower Campanian rocks an intense current action caused a break in sedimentation and related to it bottom, outwash, formation of conglomerates and the change of facies. Numerous channels of organic origin were also formed. The top of the Lower Campanian rocks and the pebbles display a higher content of $CaCO_3$ and phosphorus compounds (Table 2, Fig. 4). The P_2O_5 content amounting to 1,6—3,0 per cent is significantly higher than in typical Lower Campanian rocks, where it amounts to c. 0,1 per cent. Glauconitisation is much more pronounced than at the base of the Santonian. It is a typical hard-ground.

II. SEDIMENTARY CYCLE

This cycle begins with glauconitic marls and conglomerates of the Upper Campanian. The grain size and content of quartz and glauconite are decreasing upwards in the profile (Fig. 10), and the rock grades into marls and opoka usually without cherts. The $CaCO_3$ content is c. 10 per cent lower in the Lower Campanian, while an admixture of quartz and

---

[1] The term chert is used according to L. Cayeux (1929).

glauconite is present in the whole cycle. The main features of rocks of the II cycle are presented in Fig. 5.

The upper lithological complex of the Upper Campanian is characterised by a larger content of clay and quartz pelite and a smaller $CaCO_3$ content. Occasionally opoka rich in sponge spicules and characterised by a low $CaCO_3$ content are present (Fig. 6). Inoceramus prisms are slightly more abundant in that part of the profile.

In the upper part of that complex the increased action of weak current removed the calcareous and quartz pelite as well as the clay, facilitating the growth of glauconite grains. The so-called first glauconite horizon, widespread on the investigated area was formed in that way.

The boundary of the Campanian and Maestrichtian was not found. The lower part of the Lower Maestrichtian consists of marls and opoka, sometimes sandy, and having the character of calcareous gaizes. These rocks are very variable (Fig. 7, Table 2). During their deposition the sedimentation was slowed again and occasionally interrupted. This caused the formation of the second glauconitic horizon. This horizon contains fairly frequent fossils and sometimes phosphorite concretions.

After the formation of the second glauconitic horizon the action of currents slowed down and marls and opoka with varying sand content were deposited. These are differring from the rocks underlying the second glauconitic horizon by slightly greater diameters of quartz and glauconite grains (Fig. 10).

The top surface of these rocks was washed out by currents and perforated by channels of organic origin. The overlying sandy rocks are representing the third sedimentary cycle.

III. SEDIMENTARY CYCLE

This cycle begins with sandstones, calcareous gaizes and sandy marls (tabl. 2). A preliminary characteristics of these rocks was presented by J. Rutkowski (1960).

In the west and south-west part of the area medium-grained sandstones with phosphorites are predominating while in the north-east part calcareous gaizes and sandy marls with much smaller clastic grains occur. This indicates that the clastic material of these rocks was transported from the west, and in the southern part of the area also from the south-west (Fig. 11).

After the deposition of these rocks the current actions diminished. The overlying complex of calcareous gaizes and opoka with limestones intercalations has the greatest admixture of sand in its basal part (Fig. 10) composed chiefly of calcareous gaizes. The upper part of the discussed complex consists chiefly of opoka, indicating a smaller supply of clastic material. The limestone intercalations and the accompanying rocks display a various sand content. The limestones are characterised by a much higher volume weight and $CaCO_3$ content than the accompanying gaizes and opoka (Fig. 8). A similar mineral composition expressed in volume percentage seems to indicate that the limestone intercalations were formed by diagenetical concentration of calcium carbonate.

Some problems related with sedimentation

The increase of $CaCO_3$ content occurring in the Santonian and Lower Campanian is related with the advancing transgression (Fig. 10). The

upper part of the profile, beginning with the Upper Campanian is characterised by a gradual decrease of the content of calcium carbonate, indicating a growing influence of land supplying quartz and clay to the sedimentary basin.

The breaks in sedimentation are related with movements of the rigid block of the Kraków-Silesia area, which supplied detrital material to the Cretaceous sediments. These movements were most pronounced in the Turonian and Emsherian (Subhercynian phase) and are marked in many parts of Poland (W. Pożaryski, 1962). Some movements occurred also in the Campanian and Maestrichtian resulting in the formation of hiatuses and deposition of sandy-glauconitic rocks.

The detrital material supplied to the Senonian sedimentary basin is uniform, consisting chiefly of quartz and clay. A very small admixture of feldspars appears only in very sandy samples. Muscovite occurs frequently. Pyroclastic material is present only in thin bentonite intercalations.

Glauconite forms an important constituent of the described rocks. The glauconite grains belong to various types distinguished by L. Cayeux (1931), A. Hadding (1932) and A. V. Carozzi (1960). Continuous transitions between grains of various types make practically impossible a quantitative determination of grains belonging to various types. The prevailing type of glauconite are layers and infiltrations on washed out surfaces.

Organic material has a uniform character in the whole profile. It is represented by foraminifers, sponge spicules displaying various types of preservation, *Inoceramus* prisms, and various indeterminable organic fragments. Occasionally radiolarians, fragments of bryozoan colonies and of echinoderms are present.

Besides microscopically determinable organic fragments there occur calcium carbonate pelite, submicroscopic quartz pelite and clay minerals, sometimes impregnated with opal formed by solution of sponge spicules. The calcium carbonate pelite is probably of organic origin, but it can not be excluded that it is terrigenic or precipitated from sea water. The content of free silica and clay was obtained by calculations from data of chemical analysis (Table 3) according to the method of Smulikowski (K. Pożaryska 1952). The free silica remaining after calculation of content of remaining constituents represents both quartz and opal. The opal content determined by the Thiébaut's method amount to a few per cent, in spite of the fact that this method gives too high values, and some quartz is dissolved during the treatment of samples. The silica remaining after subtraction of opal represents the quartz grains larger than 0,01 mm, the content of which was obtained by recalculation of data from planimetric analysis into weight percentage, and the submicroscopic quartz pelite. From Table 3 it follows that the major part of free silica occurs in this from in the rocks studied.

The outwash surfaces found in the described profile were subject to various modifications. The top of the first sedimentary cycle is washed out, hardened, enriched in $CaCO_3$, P_2O_5 and glauconite. The hard-ground on the boundary of the I and II cycle corresponds to type II in E. Voigt's (1951) classification on account of the presence of channels filled with sandy material. Extending the Voigt's classification on non-hardened wash-out surfaces i. e. not forming proper hard-grounds — as it is in the case of the base of the III sedimentary cycle — it should be also assigned

to type II. The glauconite horizons present in the II cycle only exceptionally display the presence of wash-outs at the base, but the enrichment in glauconite indicate that they were formed by the action of similar processes. Some enrichment in organic material is a feature of the type III in Voigt's classification.

Diagenesis and secondary processes

The character and intensity of diagenetic processes was varying in the individual members of the described profile. Migrations of calcium carbonate and of silica were the principal diagenetic processes.

Both dispersion and concentration of silica occurred in the described rocks. The first of these processes occurred chiefly in opoka and gaizes of the third sedimentary cycle and in some sediments of the first and second cycle. The silica derived chiefly from spicules of Silicispongiae was dissolved, and impregnated the cement of the rocks forming an opal skeleton. Owing to the presence of this skeleton the rock does not disintegrate when treated with hydrochloric acid. The state of preservation of the spicules is variable, a feature characteristic for the discussed type of rocks (L. Cayeux, 1929).

Concentration of silica occurred in the cherty opoka present in the Campanian. These rocks are strongly silicified, impregnated with opal and partly chalcedony. The calcium carbonate content ranges from 21,2 to 35,9 per cent.

Migration of calcium carbonate including both dispersion and concentration forms the second type of diagenetic processes. Concentration of calcium carbonate occurred in the hard-ground rocks (Fig. 4) and in the limestone intercalations present in the III sedimentary cycle (Fig. 8) resulting in an increase of volume weight and increase of water intake. The limestone intercalations are of diagenetic origin as indicated by they concretionary character, but some sedimentary predisposition for their formation can not be excluded.

Dispersion of calcium carbonate occurred chiefly in the formation of cherts, as the calcium carbonate replaced by silica was dispersed in the surrounding rock. Dispersion operated also during weathering. All rocks of the profile studied are subject to decalcification at the surface under the action of water rich in humus acids and carbon dioxide, provided they posses an opal skeleton. Decalcified fragments are common in the weathered debris. The decalcification is recent or almost recent (M. Kamieński, Z. Sokalski 1951). Thicker decalcification zones were found only in the upper complex of the Lower Maestrichtian; they are probably older, and related with Paleogene peneplenation of the area (S. Gilewska 1958). Possibly this process took place in the Eocene; at this time the Cretaceous rocks on the northern border of the Holy Cross Mts were decalcified according to W. Pożaryski (1951). The decalcified rocks are characterised by a very low volumne weight (0,70—1,27 g/cm^3), high water absorption (45—69 volume per cent) and a high content of opal (33—74 per cent). Decalcification is widespread in Poland in many Upper Cretaceous rocks having an opal skeleton.

Lithification of the Senonian rocks in the Miechów area is not uniform. It is the weakest in the marls of the Santonian and of the lower complex of the Lower Campanian, and in the marls alternating with marly limestones

and opoka of the Lower and Upper Campanian. These marls disintegrate when soaked in water. This indicates the absence of an opal skeleton and lack of recrystallisation of the calcium carbonate, probably due to the large content of clay (Table 3). Also some rocks of the upper part of the Upper Campanian are characterised by a weak lithification.

The physical properties of the rocks studied are changing in a regular way. The volume weight decreases from the Santonian up to the upper complex of the Lower Maestrichtian. Some perturbations are caused only by the increased quartz and glauconite content in the hard-ground zones and by limestone intercalations in the III sedimentary cycle.

Remarks on tectonics

The establishment of the division of the Senonian series and of the presence of sandy-glauconitic key beds enabled the writer to discover a rather complex fault tectonics. The eastern border of the Kraków--Silesia region consists of several step faults throwing down their eastern and northeastern wings. As the Paleogene peneplene is cutting obliquely the rocks of the III sedimentary cycle, the age of faulting is pre-Paleogene and may correspond to the Laramian phase. Faults of Neogene age also occur corresponding with the faulting in the Kraków area (S. Dżułyński 1953). More studies on the tectonics of the area are required.

Department of Non-Metallic
Mineral Deposits
School of Mining and Metallurgy, Kraków

translated by
R. Unrug

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

Fig. 1. Zlepieniec ze spągu santonu. Wiercenie w Słomnikach

Fig. 1. Conglomerate at the base of the Santonian. Bore-hole at Słomniki

Fig. 2. Margle z licznymi fragmentami skorup inoceramów i z fosforytem w dolnej części zdjęcia. Santon. Wiercenie w Słomnikach

Fig. 2. Marls with numerous fragmented Inoceramus shells and phosphorite in the lower part of the picture. Santonian. Bore-hole at Słomniki.

Fig. 3. Przeławicenia margliste zaburzone przez działalność organizmów dennych. Kampan dolny, część wyższa. Wiercenie w Słomnikach

Fig. 3. Marly intercalations disturbed by benthonic organisms. Upper part of the Lower Campanian. Bore-hole at Słomniki

Fig. 4. Przeławicenia margliste czasem zaburzone przez działalność organizmów dennych. W środku zdjęcia widoczny fragment skorupy inocerama. Kampan dolny, część wyższa. Wiercenie w Słomnikach

Fig. 4. Marly intercalations disturbed by benthonic organisms. A fragment of Inoceramus shell visible in the centre of the picture. Upper part of the Lower Campanian. Bore-hole at Słomniki

Fig. 5. Przeławicenia margliste czasem zaburzone przez działalność organizmów dennych. Kampan dolny, część wyższa. Wiercenie w Słomnikach

Fig. 5. Marly intercalations disturbed by benthonic organisms. Upper part of the Lower Campanian. Bore-hole at Słomniki

Tablica — Plate II

Fig. 1. Zlepieniec spągowy II cyklu sedymentacyjnego. Ciemne zabarwienie otoczaków pochodzi od naskorupień i infiltracji glaukonitu. Jeżówka

Fig. 1. Basal conglomerate of the II sedimentary cycle. The dark colouration of pebbles is caused by glauconite coatings and infiltrations. Jeżówka

Fig. 2. Struktury sedymentacyjne zaburzone przez działalność organizmów dennych. Kampan górny, część wyższa. Wiercenie w Słomnikach

Fig. 2. Sedimentary structures disturbed by benthonic organisms. Upper part of the Upper Campanian. Bore-hole at Słomniki

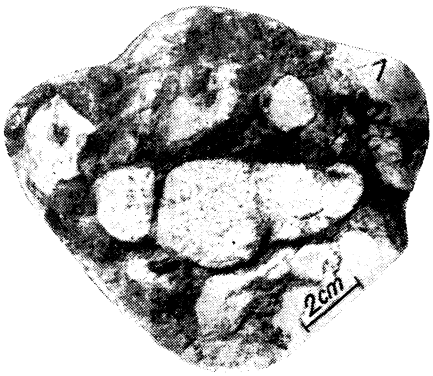
Fig. 3. Struktury sedymentacyjne częściowo zaburzone przez działalność organizmów dennych. Gezy wapniste bogate w glaukonit z niższej części dolnego mastrychtu. Siedliska

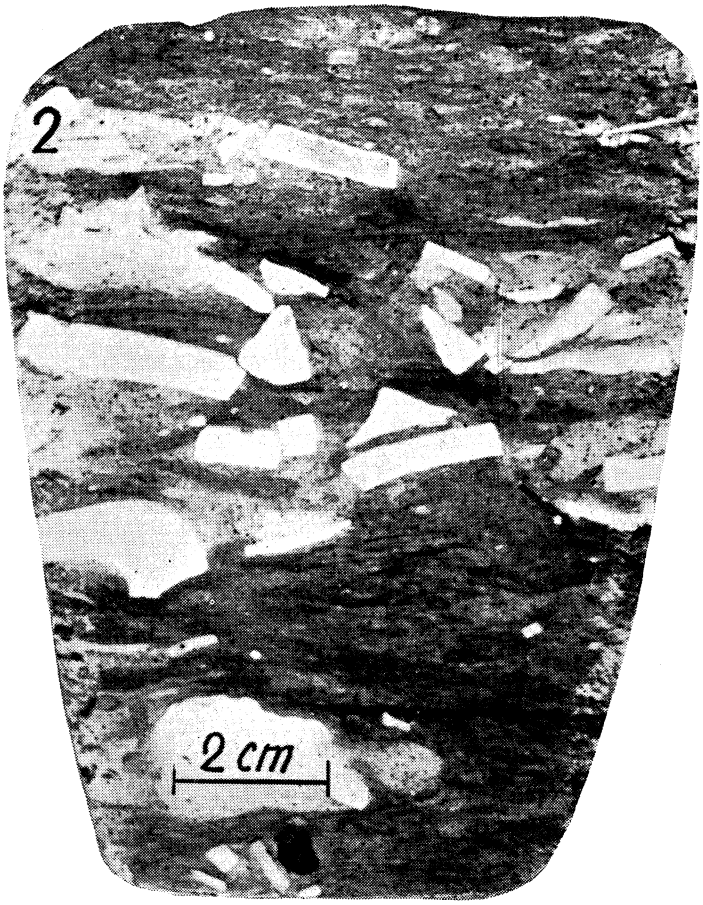
Fig. 3. Sedimentary structures, partly disturbed by benthonic organisms in the calcareous gaizes rich in glauconite of the lower part of the Lower Maestrichtian. Siedliska

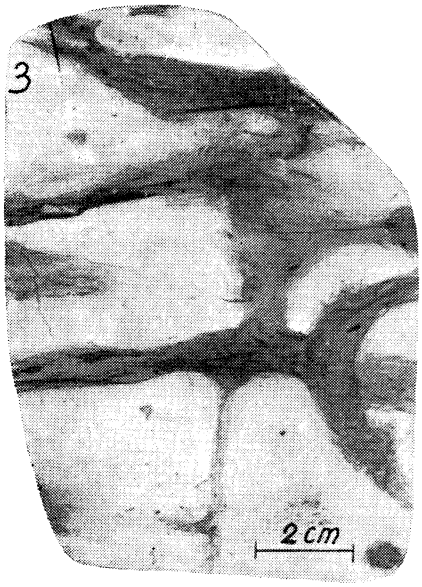
Fig. 4. Struktury sedymetacyjne w gezach wapnistych ze spągu III cyklu sedymentacyjnego. Kalina Wielka

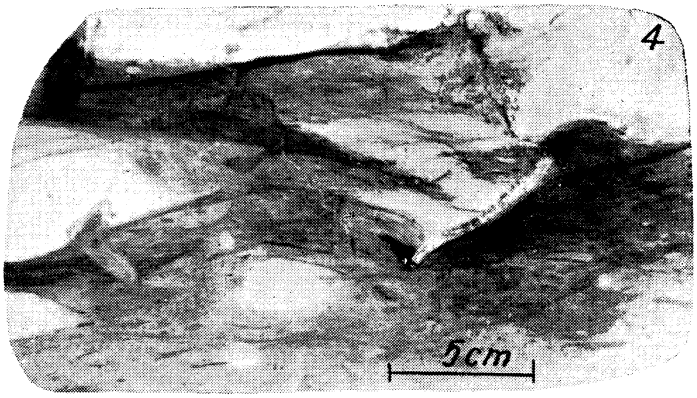
Fig. 4. Sedimentary structures in calcareous gaizes of the base of the III sedimentary cycle. Kalina Wielka

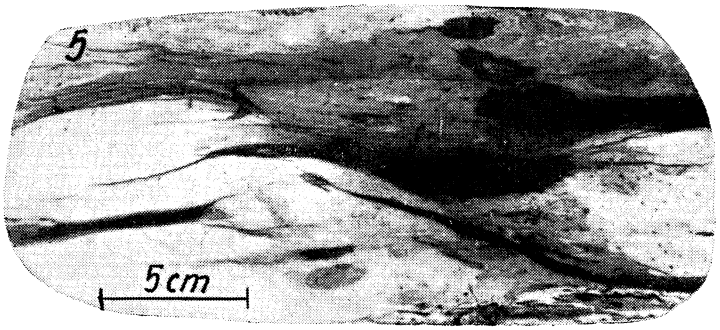
Fotografie tablic I i II wykonał doc. dr J. Małecki
Photographs in Tables I and II by Doc. Dr J. Małecki



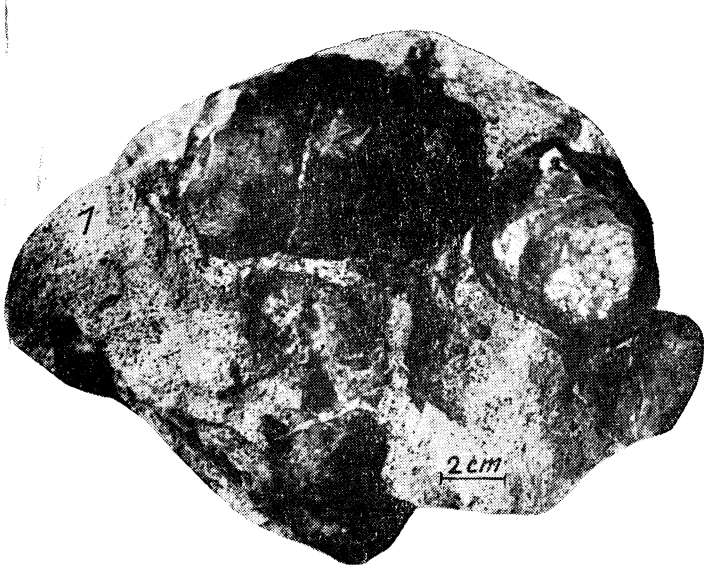


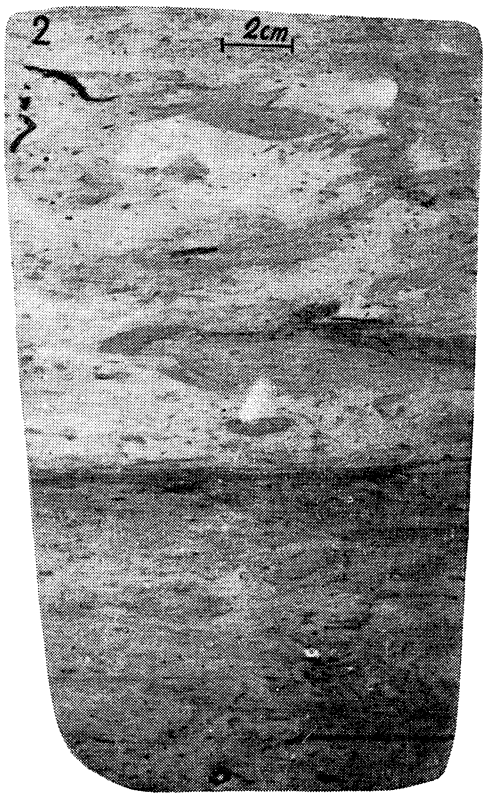


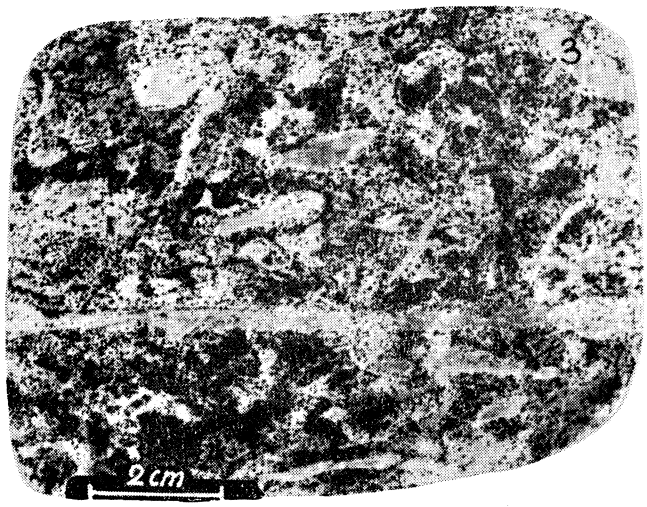


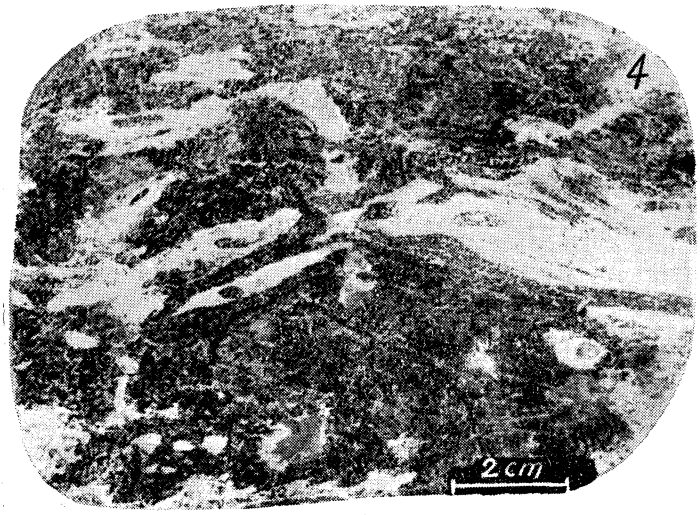


J. Rutkowski









J. Rutkowski