

Stanisław RADWAŃSKI

Górnokredowe osady w Sudetach i wpływ tektoniki na ich sedymentację

WSTĘP

Górnokredowe osady w Sudetach są wykształcone w facji piaskowcowo-węglanowej, epikontynentalnej. Sedymentacja ich była tektonicznie predysponowana. Uskokowa tektonika, synchroniczna z orogenezą odbywającym się w geosynklinie karpackiej, przejawiała się początkowo w ruchach negatywnych, których następstwem była transgresja morska. Była to transgresja w pierwszym etapie (wyższa część dolnego cenomanu — niższa część środkowego cenomanu) idąca od południowego zachodu, z niecki północnoczeskiej, a w drugim etapie (wyższa część środkowego cenomanu — dolny turon) od północnego zachodu, z basenu łużyckiego. Następnie przeważały ruchy pozytywne (fazy subhercyńskiej), które z biegiem czasu, od środkowego turonu do górnego santonu, uwalniały coraz większą część obszaru spod zalewu morskiego i w konsekwencji doprowadziły do ustąpienia kredowego morza z Sudetów. Osady kredowe w Sudetach należą więc do jednego cyklu sedymentacyjnego, który rozpoczyna się transgresją morską i kończy się regresją morską. Osady te powstawały w dwu basenach strukturalnych: północnosudeckim i środkowosudeckim. Od środkowego cenomanu do dolnego koniakum istniało między obu basenami połączenie, na które wskazuje podobieństwo facjalnego wykształcenia osadów gromadzonych w tych basenach. Prawdopodobnie z końcem dolnego koniakum morze wycofało się ze Środkowych Sudetów. Górnokoniackie i santonńskie osady występują tylko w północnosudeckim basenie. Koniec santonu jest, być może, okresem ostatecznej regresji morza z Sudetów.

CENOMAN

Transgredujące morze cenomańskie weszło w Sudety dwiema drogami: w wyższej części dolnego cenomanu z niecki północnoczeskiej przez bramę nachodską (S. Radwański, 1966), a w wyższej części środkowego cenomanu z basenu łużyckiego przez niekę północnosudecką. Pierwszy zalew był słaby, ograniczony do wąskiej zatoki omijającej od zachodu granitoidowe masywy Czermy i Kudowy i obejmującej pół-

nocno-wschodnią część niecki Batorowa wraz z przyległą częścią rowu Nysy. Drugi zalew był znacznie silniejszy. Pod wodą znalazły się obszary osadowych skał permskich i triasowych, warunkujących w przed-cenomańskim reliefie płytkie depresje między wyniosłościami krystaliniku i twardych skał staropaleozoiczno-karbońskich. Powstał wówczas pasaż morski z dwoma strukturalnymi basenami: północnosudeckim i środkowosudeckim. Pasaż ten rozdzielił Sudety na dwie części, mianowicie na część północno-zachodnią („wyspa łużycka” wg H. Scupina, 1910), której trzonem był masyw granitowy izersko-karkonoski z jego okrywą i na część południowo-wschodnią („ład wschodniosudecki” wg H. Scupina, l.c.), obejmującą wał przedsudecki wraz z Górami Kaczawskimi, masywem granitowym strzegomskim, Górami Sowimi, metamorfikiem kłodzkim, metamorfikiem śnieżnickim i Górami Orlickimi i Bystrzyckimi. Basen północnosudecki był bezpośrednim przedłużeniem basenu łużyckiego przez nieckę północnosudecką na północne przedpole Gór Kaczawskich i zamykał się u czoła masywu granitowego strzegomskiego. Północno-wschodnim jego zapleczem była strefa staropaleozoicznych łupków wału przedsudeckiego. Basen środkowosudecki sięgał przez wyżej wymienioną zatokę cenomańską na północno-wschodnie przedpole Gór Bystrzyckich i zamykał się u podnóża masywu Śnieżnika. Północno-wschodnim jego zapleczem był krystaliczny masyw Krowiarek, metamorfik kłodzki i hipotetyczny „wał kamiennogórski”. Po utworzeniu się środkowosudeckiego basenu Góry Bystrzyckie i Orlickie wraz z granitoidowymi masywami Czermy i Kudowy stały się półwyspem ładu wschodniosudeckiego.

Pierwszy zalew cenomański pozostawił szare, fukoidowe piaskowce wapniste (10÷17 m) wraz z ich progową facją: wapnistym piaskowcem Kudowy (15 m) i zlepieńcem z Jerzykowic Wielkich (5 m). W osadach tych występuje fauna egzogyrowo-pektenowa, niżej — z *Inoceramus cripsi reachensis* Eth., a wyżej — z *Calycoceras cenomanense* (Pictet) wskazującym, że pierwszy zalew zakończył się dopiero w środkowym cenomanie.

W czasie drugiego zalewu cenomańskiego (fig. 1) powstawały piaskowce ciosowe z *Acanthoceras rotomagense* (Defr.) — amonitem charakterystycznym dla środkowego cenomanu. Ogólna miąższość tych piaskowców jest prawie stała w basenie środkowosudeckim (około 20 m), natomiast w basenie północnosudeckim jest co najmniej dwukrotnie większa, lecz zmniejsza się w kierunku wylotu basenu ze względu na duży wzrost odległości od obszarów źródłowych. Są obserwowane lokalne wahania miąższości, które zostały, jak się wydaje, spowodowane głównie przez prądy morskie. Czynny był zwłaszcza prąd płynący wzdłuż wybrzeży wyspy łużyckiej, przenoszący materiał piaszczysty w kierunku południowym — aż do Jitravy (W. Häntschel, 1933).

Dziś obserwowane rozprzestrzenienie piaskowców ciosowych w Środkowych i Północnych Sudetach na wielu odcinkach prawie pokrywa się z linią brzegową środkowocenomańskich basenów kredowych. Wynika to z faktu, że na krańcach zasięgu piaskowce te stają się gruboziarniste, żwirkowe (wykształcone w facji progowej) i w niektórych miejscach są przykryte przez osady turońskie przekraczając leżące na podłożu krystalicznym.

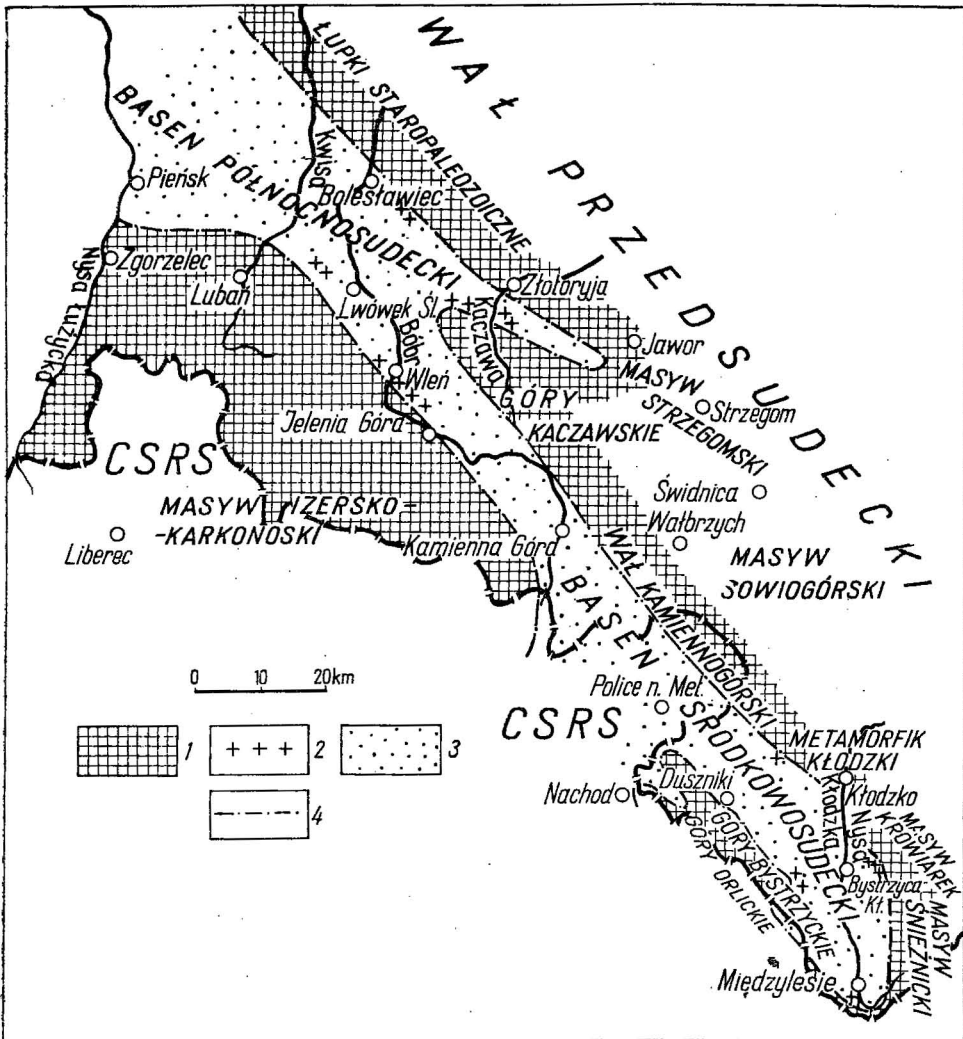


Fig. 1. Mapa facjalna wyższej części środkowego cenomanu

Facies map of the upper part of Middle Cenomanian

- 1 — obszary lądowe; 2 — piaskowce glaukonitowo-kwarcowe; 3 — piaskowce gruboziarniste facji progowej; 4 — granice facjalne
 1 — area of continent; 2 — glauconite-quartz sandstones; 3 — coarse-grained sandstones of threshold facies; 4 — facial boundaries

W środku zasięgu litofacjalne wykształcenie piaskowców ciosowych jest prawie jednakowe, jednak u wylotu północnosudeckiego basenu piaskowce te uzyskują spoiwo wapniste (J. Milewicz, 1965). Większe natomiast różnice obserwuje się w faunie, która w kierunku pasażu łączącego baseny staje się bardziej liczna i urozmaicona. Z obserwacji tych wynika, że sedymentacja cenomańskich piaskowców ciosowych miała na ogół charakter sedymentacji odbywającej się na obszarze chronionym.

W górnym cenomanie obniżanie dna basenu było słabsze, a ochrona obszaru sedymentacji mniej skuteczna. Z osadów piaskowcowych zachowały się tylko te, które znajdowały się w lokalnych obniżeniach dna morskiego. Dotychczas stwierdzono je jedynie w środkowosudeckim basenie w okolicy Krzeszowa i w Różance.

TURON

Zasadniczym zjawiskiem pozwalającym wnioskować o rozwoju sudeckich basenów kredowych w turonie było nasilenie ruchów obniżających. Dzięki nim uzyskana została przestrzeń dla gromadzenia się osadów w basenach (1), ożywiła się transgresja (2), wzmożła się działalność prądów morskich (3), wraz z prądami zaczęła przedostawać się od północnego zachodu fauna turońska (4).

Dolnoturońska transgresja nie tylko jest znaczona nadległością drobniej ziarnistych osadów na grubiej ziarnistych cenomańskich osadach, ale też bezpośrednio występowaniem osadów facji przybojowej w poziomie mułowców (np. w Lewinie Kłodzkim) i zlepieńców podstawowych w poziomie margli (np. na zachód od Boboszowa, w północno-wschodnim stoku Gór Bystrzyckich). Miąższość dolnego turonu jest większa w Północnych Sudetach (ponad 80 m), a mniejsza w Środkowych Sudetach (około 60 m).

Zmiana facjalna na dolnej granicy turonu odbywała się w warunkach „chronionego” obszaru sedymentacji. Bliżej zamknięcia basenów (w niecce jermianickiej, a też w niecce Batorowa i w rowie Nysy) piaskowce cenomańskie i mułowce dolnoturońskie mają podobny skład petrograficzny. Natomiast w kierunku pasażu łączącego baseny wzrasta w mułowcach udział węglanowego składnika, w związku z czym stają się one coraz drobniej ziarniste, silnie wapniste i margliste (w niecce Krzeszowa), a miejscami przechodzą w kierunku poziomym w wapienie margliste (w rowie Lwówka). Ze wzrostem wapnistości i drobnoziarnistości osadu wzrasta różnorodność fauny (więcej rozdrobnionego i biologicznie łatwiej dostępnego materiału organicznego zapewnia łatwiejsze zdobycie pokarmu). Coraz bliższe sąsiedztwo przelotowej trasy morskiej (pasażu łączącego baseny) zaznacza się w występowaniu belemnitów — *Actinocamax plenus* (Ble in v.) transportowanych przez zimne prądy północne. Wraz z fauną belemnitów dostarczane były nieliczne, epibentoniczne i nektoniczne formy turońskie, jak limy (*Lima granulata* Nilss., *L. cretacea* Woods, *L. hoperi* Mant.) i amonity (*Kanabicerias* sp., *Metoicoceras* sp.).

Z wyżej podanych obserwacji wynikają dwa wnioski: 1. Występowanie fauny turońskiej tylko przygodnie dostarczanej przez prądy i złożonej wyłącznie z form pływających wskazuje, że typowa bentoniczna fauna turońska nie miała możliwości migracji w obręb sudeckiego morza. Trudności w znalezieniu fauny turońskiej były dawniej mylnie interpretowane przynależnością niższego poziomu dolnego turonu, czyli tzw. strefy *Actinocamax plenus* do cenomanu. 2. Jeśli sedymentacja w niższym poziomie dolnego turonu miała charakter sedymentacji na chronionym obszarze, to paleogeograficzny obraz znany z cenomanu nie uległ wydatniejszej zmianie. Co najwyżej doszło do lokalnych poszerzeń zasięgu morza, np. do wyodrębnienia wyspy orlickiej (S. Radwański, 1966).

W wyższym poziomie dolnego turoonu panowały odmienne warunki środowiska morskiego. Były one wypadkową różnych zjawisk, z których najważniejsze są następujące: 1 — rozszerzająca się transgresja od północnego zachodu; 2 — sedimentacja margli ilastych (lokalnie, w południowej okolicy Dusznik Zdr. margli silnie wapnistrych); 3 — dostarczanie z podnoszonej części lądu wschodniosudeckiego (masywu strzegomskiego) piaskowcowego materiału do niecki jorzmanickiej i przyległej części rowu Lwówka i powstanie w dalszej części rowu Lwówka i w rowie Wlenia przejściowej strefy piaszczysto-marglistej; 4 — poszerzenie się strefy ruchów dźwigających ku południowemu wschodowi, zaznaczone przy końcu dolnego turoonu pojawieniem się piaskowców marglistych z okruchami redeponowanych margli w radkowsko-wambierzyckiej części północno-wschodniego stoku Gór Stołowych i w przyległej części rowu Nysy; 5 — migracja bentonicznej fauny turońskiej (głównie inoceramowej); 6 — działalność prądów morskich, z którymi od północnego zachodu przedostały się hipuryty — *Durania mortoni* (Mant.) do rejonu Lwówka (O. Kühn, 1949).

W omawianym okresie obniżanie Sudetów osiągnęło końcowe stadium. Można sądzić, że obniżanie to w połączeniu z odbywającą się od cenanu degradacją wyniosłości powierzchni lądów doprowadziło do największego w historii kredowych basenów zasięgu transgredującego morza (fig. 2). Zalane zostały brzeżne partie wyspy łużyckiej i orlickiej i cofnięty został brzeg lądu wschodniosudeckiego. Brzeg tego lądu, być może, przebiegał wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi masywu Gór Sowich, następnie między Jaworem i Złotoryją i dalej ku północnemu zachodowi w kierunku Żagania. Brak widocznego przesunięcia linii brzegowej w okolicy Jawora był spowodowany aktywnością granitowego masywu strzegomskiego jako źródła piaszczystego materiału dostarczanego do niecki jorzmanickiej i rowu Lwówka. Masyw ten mógł dostarczać klastycznego materiału wtedy, gdy był podnoszony lub, gdy dno basenu było obniżane. Prawdopodobnie oba procesy odbywały się jednocześnie. Obserwacje wskazują, że obniżanie dna basenu przeważało, przynajmniej w pierwszym okresie, gdyż fauna inoceramowa przedostawała się na obszar piaszczysty. Z końcem dolnego turoonu ruchy podnoszące przybliżyły się do granic środkowosudeckiego basenu. Wskazuje na to pojawienie się okruchów redeponowanych margli w piaskowcach marglistych, kończących dolnoturoński profil w północno-wschodnim stoku Gór Stołowych.

W środkowym turoonie, czyli poziomie *Inoceramus lamarcki* ruchami podnoszącymi objęte zostały pozostałe masywy krystaliczne w Sudetach, wskutek czego zapoczątkowana została regresja morska. O regresji informują sublitoralne piaskowce ciosowe, których materiał był dostarczany i osadzany w warunkach podobnych, jakie opisali J. Sears, C. Hunt i T. Hendricks (1941, str. 103). Mianowicie materiał ten gromadził się najpierw w przybrzeżnych strefach basenów, a następnie znoszony był przez prądy do ich części głębszych. W ten sposób morze było ograniczane do węższego zasięgu. Źródłowymi obszarami środkowoturońskich piaskowców ciosowych była wyspa łużycka (piaskowce ciosowe w niecce Krzeszowa, w rowie Wlenia i w niecce północnosudeckiej na odcinku od Gaszowa, przez okolicę Chmielna do Jasionka), wyspa orlicka (pia-

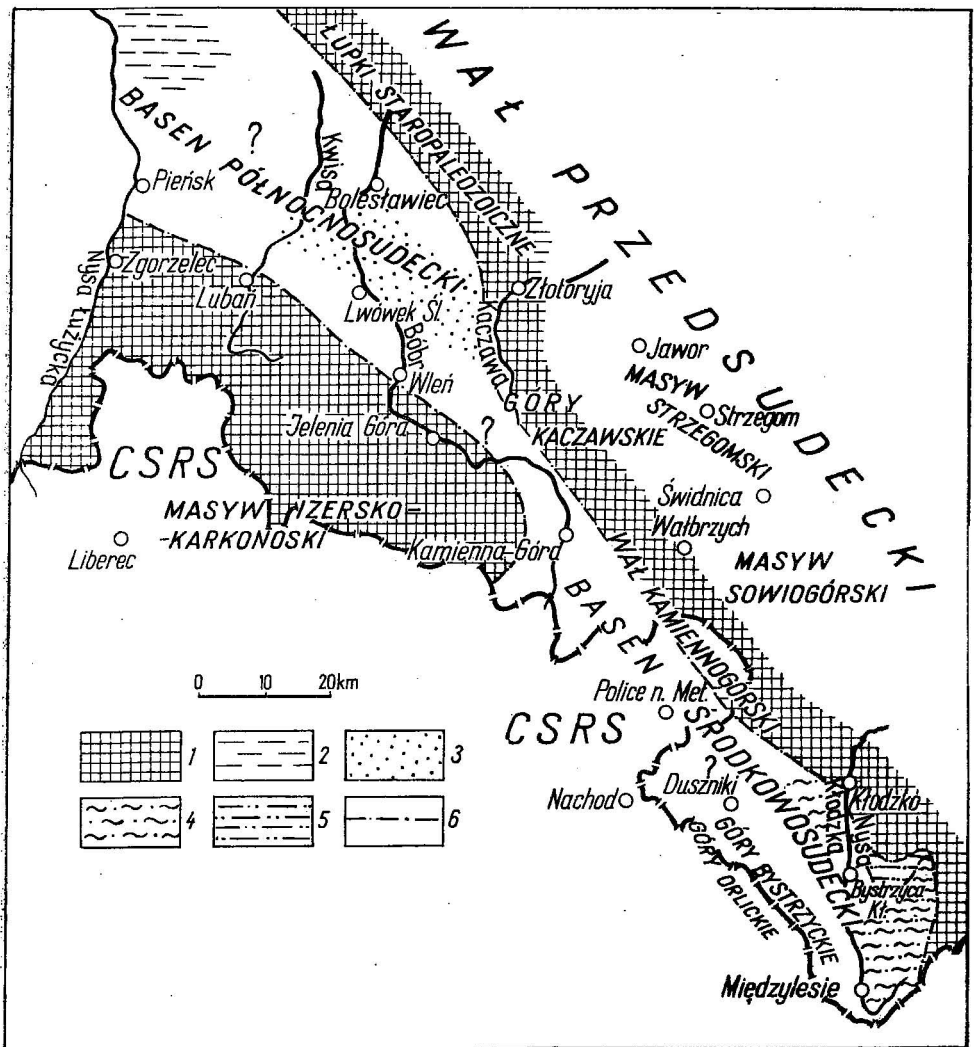


Fig. 2. Mapa facjalna wyższego poziomu dolnego turonu

Facies map of the upper horizon of Lower Turonian

- 1 — obszary lądowe; — 2 — osady margliste; 3 — osady margliste, silnie wapniste;
 4 — piaskowce kwarcowe; 5 — osady marglisto-piaszczyste; 6 — granice facjalne
 1 — area of continent; 2 — marly deposits; 3 — marly, strongly calcareous deposits;
 4 — quartz sandstones; 5 — marly-arenaceous deposits; 6 — facial boundaries

skowce ciosowe obniżenia dusznickiego, Gór Orlickich i Bystrzyckich i rowu Nysy w rejonie Bystrzycy Kłodzkiej, Długopola Dolnego i Długopola Górnego) i łąd wschodniosudecki w części obejmującej masyw sowiogórski i śnieżnicki (piaskowce ciosowe Gór Stołowych i rowu Nysy w rejonie Polanicy Zdroju i w stoku fleksurowym wschodniego brzegu rowu).

Wyżej wymienione źródłowe obszary piaskowców ciosowych są wskaźnikami dającymi ogólne pojęcie o rejonizacji obszarów wyżynnych w Sudetach w środkowym turonie. Oprócz litofacji piaskowców ciosowych występują litofacje margli i piaskowców marglistych. Margle jako osady o wyselekcjonowanej wielkości ziarna z dodatkiem materiału autochtonicznego nie wykazują wyraźnego zróżnicowania w kierunku pionowym. Piaskowce margliste są najlepiej rozwinięte w niecce jorzmanickiej, gdzie wskazują na mniejszą niż w donym turonie aktywność masywu strzegomskiego.

Z końcem środkowego turonu zamiera ruch podnoszący masywy kryształiczne. W środkowosudeckim basenie rozwijają się osady podpoziomu *Terebratula semiglobosa*, przejściowe do górnego turonu (wyjątkowo brak jest tych osadów w niecce Krzeszowa; powstała w związku z tym przerwa sedymentacyjna jest odznaką wznowionego podnoszenia wyspy łużyckiej). W północnosudeckim basenie nie odsłonięto dotychczas osadów podpoziomu *Terebratula semiglobosa*.

Miąższość środkowego turonu waha się w szerokich granicach (60 ÷ ÷ 360 m) zależnie od odległości i aktywności obszarów źródłowych.

W górnym turonie intensywnie podnoszona była wyspa łużycka. Łąd wschodniosudecki był mało aktywny i dopiero z końcem turonu doszło na nim do większych wydzwignięć. Wyspa orlicka nie wykazywała odznak tej działalności, być może, została zniszczona przez fale.

Niezmiernie interesująca jest możliwość przekonania się, że w odniesieniu do wyspy łużyckiej paleogeograficzny obraz górnego turonu jest zgodny ze stosunkami panującymi w kredzie niemieckiej i czeskiej. Materiał piaszczysty znoszony był z wyspy łużyckiej na wszystkie strony. W Saksonii powstawały piaskowce z Herrenleite, Lausche i Hochwaldu (Hvozdu), oraz piaskowce poziomu e w łabskich piaskowcowych górach (J. Soukup, 1963a; K. A. Tröger, 1964). W okolicy Pirny piaskowce te zazębiają się z górnoturonijskimi marglami ilastymi. W północnoczeskiej niecce do górnego turonu należą m.in. piaskowce ciosowe *ružovskeho plato z hrěnskimi i jetřichovickimi* skałami, piaskowce ciosowe łużyckiego obszaru pagórkowatego — Chřibskich Grzbietów (J. Soukup, 1963 a) i prawdopodobnie piaskowce ciosowe hruboskalskiej wyżyny (J. Soukup, 1963b). W Środkowych Sudetach górnoturonijskie piaskowce mają w niecce Krzeszowa cechy piaskowców litoralnych (około 30 m), a na pozostałym obszarze są piaskowcami sublitoralnymi, które w formie klina sięgają z niecki polickiej (piaskowce *adrřpachsko-teplické*, miąższość 135 m wg J. Soukupa i V. Kleina, 1961), przez nieckę Batorowa (piaskowce ze Skalniaka, widoczna miąższość 40 ÷ 80 m) do rowu Nysy, gdzie wyklinowują się w Gorzanowie, w obrębie górnoturonijskich margli ilastych. W Północnych Sudetach górnoturonijskie piaskowce ciosowe (do 90 m) odgrywają rolę poziomą przewodniego. Kończą one ku górze turonijską, morską sedymentację, przy czym dobrze zaznaczają się w morfologii terenu, ze względu na większą odporność na wietrzenie od przyległych skał. Odsłonięte są w licznych kamieniołomach. Ku południowemu wschodowi sięgają do okolic Czapli w niecce jorzmanickiej. Występują także w obu brzegach niecki bolesławieckiej, jednak na północny zachód od Przerzeczan i Parowej są przykryte grubą pokrywą utworów trzeciorzędowych.

Poza zasięgiem piaskowców morze było głębsze. W głębszym morzu powstawały margle ilaste. Margle ilaste leżące pod piaskowcami ciosowymi są w niecce Batorowa nazywane „marglami ze Szczytnej” (S. Radwański, 1955), a w Północnych Sudetach „marglami z Wartówki” (H. Scupin, 1912—1913). Z ładu wschodniosudeckiego do górnoturońskiego morza były początkowo dostarczane niewielkie ilości materiału piaszczystego, warunkującego powstawanie margli piaszczystych (w niecce jержmanickiej — na północny zachód od Jержmanic Zdroju, a w rowie Nysy — na południowy wschód od Bystrzycy Kłodzkiej). Następnie aktywność tego ładu jeszcze bardziej zmalała, czego dowodem jest występowanie łożców inoceramowych (10÷30 m) w rowie Nysy, w spągowej części poziomu *Inoceramus schloenbachi*.

Przy końcu górnego turonu nastąpił spadek aktywności wyspy łużyckiej, doszło natomiast do wydzwignięcia dna w południowo-wschodniej części północnosudeckiego basenu i powstania pokładu pstrych łożów jeziornych (2÷4 m) na zerodowanej powierzchni górnoturońskich piaskowców. Wydzwignięcie dna basenu było połączone z podniesieniem ładu wschodniosudeckiego na południowo-wschodnim zapleczu tego basenu. Wskazują na to również stosunki panujące w koniaku.

KONIAK

Spośród utworów koniaku na powierzchni występują tylko osady dolnego koniak (fig. 3). W Środkowych Sudetach zachowały się one w rowie Nysy, gdzie kończą profil kredy i są rozwinięte niżej w facji fliszopodobnej (lokalnie, w okolicy Idzikowa, w facji deltowej), a wyżej w postaci niefliszowych piaskowców. W Północnych Sudetach zajmują w stosunku do utworów turońskich strefę bliższą środka basenu łużyckiego, lecz są prawie całkowicie przykryte przez osady trzeciorzędowe. Spod pokrywy osadów trzeciorzędowych odsłaniają się jedynie najniższe człony dolnokoniackiej serii w okolicy Ocic, Rakowic Małych i Warty Bolesławieckiej. Są one tam rozwinięte głównie w postaci piaskowców z brakującą spągową częścią serii (leżą na łożach jeziornych) i mają cechy osadów morza wycofującego się ku północnemu zachodowi.

Dotychczas wykonane obserwacje (S. Radwański, 1966) wskazują na transport materiału do rowu Nysy z obszaru wulkanitów permskich środkowej części niecki śródsudeckiej i z masywu Śnieżnika. Brak jest natomiast danych desygnujących określoną część ładu wschodniosudeckiego na źródło materiału dla dolnokoniackich osadów północnosudeckiego basenu. Jednak silna piaszczystość tych osadów w ich odsłoniętych partiach sugeruje, że materiał był transportowany z południowo-wschodniego brzegu basenu. Brak większego rozprzestrzenienia dolnokoniackich osadów nie pozwala wnioskować o aktywności wyspy łużyckiej. Podobieństwo fauny występującej w piaskowcach idzikowskich i w dolnokoniackich piaskowcach północnosudeckiego basenu wskazuje, przynajmniej w pewnej mierze, na możliwość istnienia połączenia między obu basenami w czasie powstawania tych osadów. Uwzględniając obserwacje (S. Radwański, 1966) informujące o wzmaganiu się dolnokoniackich synsedymencyjnych ruchów tektonicznych wypadałoby przyjąć, że już w dolnym koniak doszło do przerwania połączenia między obu

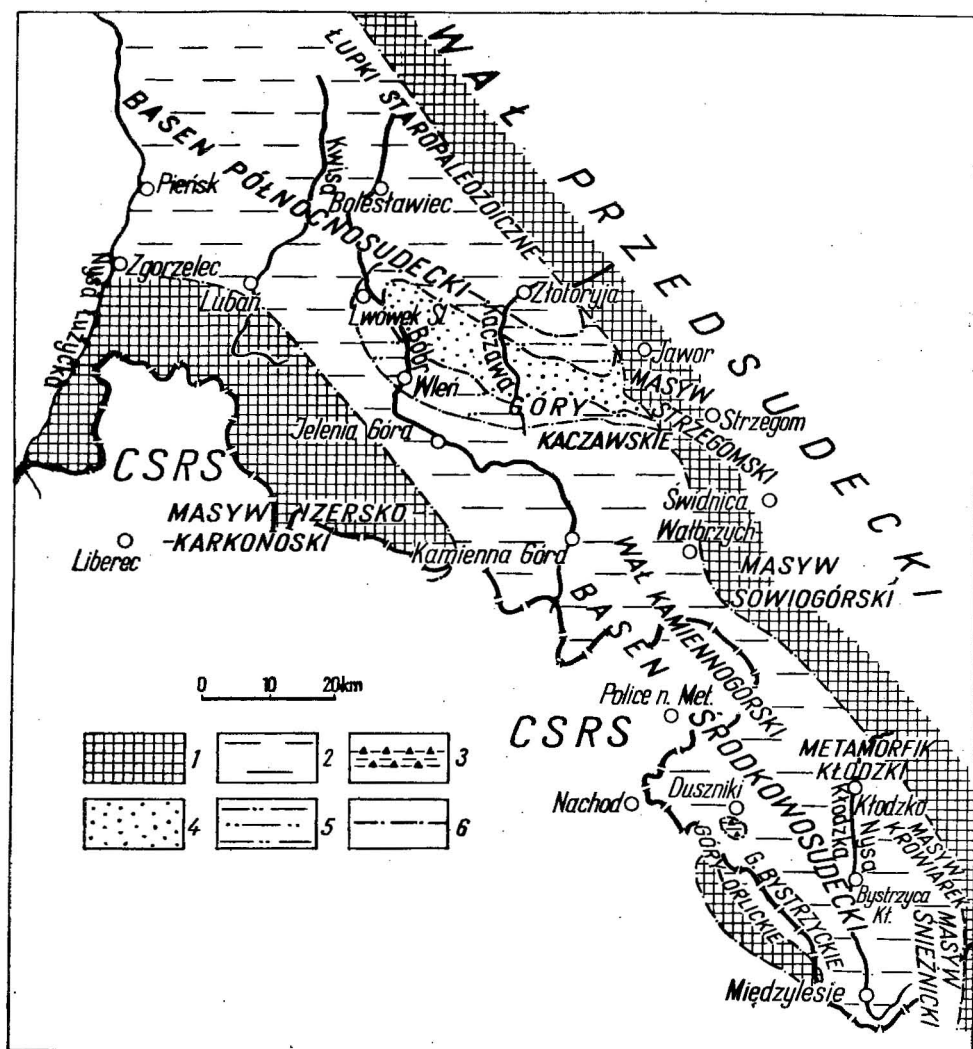


Fig. 3. Mapa facjalna niższej części dolnego koniakku

Facies map of the lower part of Lower Coniacian

- 1 — obszary lądowe; 2 — osady margliste; 3 — osady piaszczyste; 4 — ilowce, mułowce i piaskowce (fliszopodobne); 5 — piaskowce deltowe; 6 — granice facjalne
 1 — area of continent; 2 — marly deposits; 3 — arenaceous deposits; 4 — claystones, siltstones and (flysch-like) sandstones; 5 — delta sandstones; 6 — facial boundaries

basenami. Następstwem tego zdarzenia było wycofanie się morza ze Środkowych Sudetów.

Górnokoniackie osady w Sudetach znane są dotychczas tylko z wiercenia koło Przewozu. Są one wykształcone w marglistej facji i łącznie z dolnokoniackimi osadami tworzą serię o miąższości ocenianej przez E. Witwicką (1965) i J. Milewicz (1965) na 266 m.

SANTON

W północnosudeckim basenie santonńskie osady nie odsłaniają się na powierzchni. Wprawdzie przez wielu geologów są znaczone i to na dużych obszarach, ale rzecz raczej polega na nieporozumieniu. Jeśli w basenie północnosudeckim na iłach jeziornych leżą dolnokoniackie osady, to — uwzględniając malejący do środka niecki upad warstw — należałoby sądzić, że geograficzny zasięg kolejno coraz młodszych ogniwi, górnokoniackich i santonńskich, może rozpoczynać się jedynie w odpowiednio coraz większych odległościach od wychodni dolnego koniakku. Oś niecki zanurza się ku północnemu zachodowi, a więc w tym kierunku grubieje pokrywa osadów trzecio- i czwartorzędowych. Mała jest przeto możliwość odsłaniania się górnokoniackich i santonńskich warstw na powierzchni. Brak jest również danych tektonicznych i paleontologicznych, które wskazywałyby na taką możliwość. Należałoby wobec tego przypuszczać, że warstwy odsłaniające się w środku niecki, nie rokujące możliwości znalezienia kredowej fauny morskiej, a zaliczane przez geologów do „senonu” (pojętego w znaczeniu przyjętym przez H. Scupina, 1912—1913), albo do „santonu”, są trzeciorzędowe. Trudno było rzecz tę rozstrzygnąć, dopóki tzw. „górnny piaskowiec ciosowy” wydzielony w niecce północnosudeckiej przez E. Beyricha (1855) uważany był za osad reprezentujący emszer. Gdy uzasadniony został górnoturonijski wiek podobnego piaskowca w Środkowych Sudetach (Z. Radwańska, 1963), wówczas trzeba było zmienić tok rozumowania odnośnie do młodszych osadów kredy występujących w Północnych Sudetach. Stało się bowiem jasne, że osady bezpośrednio leżące na iłach jeziornych i zawierające faunę kredową oraz osady nie wykazujące fauny, leżące w nieco większej odległości od tych iłów, nie mogą być osadami santonu, jak to dotychczas powszechnie uznawano, ponieważ przerwa w morskiej sedymentacji znacząca wystąpieniem iłów jeziornych byłaby nieprawdopodobnie długa.

W wierceniach koło Przewozu stwierdzono mułowce należące do santonu (E. Witwicka, 1965), mające 264 m miąższości i przykryte przez serię o grubości 165 m głównie utworów trzeciorzędowych. Jeśli się uwzględni, że po zachodniej stronie Nysy Łużyckiej (na terenie NRD) w profilu górnej kredy najmłodsze są osady kampańskie (W. Haller, 1963), to wydaje się prawdopodobna hipoteza (J. Milewicz, 1963) o wycofywaniu się koniakkiego i następnie santonńskiego morza ku północnemu zachodowi wskutek wynurzających ruchów związanych z tektogenezą laramijską.

Oddział Dolnośląski Instytutu Geologicznego
Wrocław, ul. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 15 maja 1967 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEYRICH E. (1855) — Ueber die Lagerung der Kreideformation in schlesischen Gebirge. Abh. königl. Akad. Wissenschaften. Berlin.
HALLER W. (1963) — Zur Makrofauna der Oberkreidensedimente im Gebiet von

- Spremberg-Weisswasser. Ber. Geol. Ges. DDR, 8, p. 152—163, nr 2. Berlin.
- HÄNTSCHEL W. (1933)—Das Cenoman und die Plenus-Zone der sudetischen Kreide. Preuss. Geol. L.—A., N.F., nr 150. Berlin.
- KÜHN O. (1949) — Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. V. Die borealen Rudistenfaunen. N. Jb. Min. [B], 90, p. 267—316. Stuttgart.
- MILEWICZ J. (1963) — Die faziellen Verhältnisse in der Nordsudetischen Kreide. Ber. Geol. Ges. DDR., 8, p. 130—141, nr 2. Berlin.
- MILEWICZ J. (1965) — Wiercenie Węglińiec W-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Wrocław.
- RADWAŃSKA Z. (1963) — Die Grenze zwischen dem Turon und dem Coniac in der Innersudetischen Mulde und im Neissegraben. Ber. Geol. Ges. DDR, 8, p. 163—170, nr 2. Berlin.
- RADWAŃSKI S. (1955) — Wstępne wiadomości o budowie geologicznej kredowego obszaru między Radkowem a Dusznikami i Polanicą. Biul. Inst. Geol., 95. Warszawa.
- RADWAŃSKI S. (1966) — Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy Środkowych Sudetów. Roczn. PTG, 36, nr 2. Kraków.
- SCUPIN H. (1910) — Ueber sudetische, prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Z. Naturwiss., 82, p. 321—344. Berlin.
- SCUPIN H. (1912—1913) — Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Palaeontographica. Suppl. VI. Stuttgart.
- SEARS J., HUNT C., HENDRICKS T. (1941) — Transgressive and regressive Cretaceous deposits in southern San Juan Basin, N. Mex. Geol. Survey Prof. Paper 193-F, p. 101—119. Washington.
- SOUKUP J., KLEIN V. (1961) — Vysvětlivky k přehlední geologické mapě ČSSR 1 : 200 000. Náchod. Křída, p. 92—127. Ústř. Ústav Geol. Praha.
- SOUKUP J. (1963a) — Vysvětlivky k přehlední geologické mapě ČSSR 1 : 200 000. Děčín. Křída, p. 43—74. Ústř. Ústav Geol. Praha.
- SOUKUP J. (1963b) — Vysvětlivky k přehlední geologické mapě ČSSR 1 : 200 000. Hradec Králové. Křída, p. 61—113. Ústř. Ústav Geol. Praha.
- TRÖGER K. A. (1964) — Die Ausbildung der Kreide (Cenoman bis Coniac) in der Umrandung des Lausitzer Massivs. Geol. Jhg., 13, nr 6/7, p. 717—730. Berlin.
- WITWICKA E. (1965) — Opracowanie stratygrafii górnej kredy wiercenia Węglińiec IG 1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.

Станислав РАДВАНЬСКИ

ВЕРХМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СУДЕТ
И ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ НА ИХ СЕДИМЕНТАЦИЮ

Резюме

Образование меловых отложений происходило в непосредственной зависимости от положительных и отрицательных тектонических движений, являвшихся отголоском орогенических явлений в карпатской геосинклинали. Эти отложения представлены песчаниково-

-карбонатной фацией и относятся к одному седиментационному циклу, который начался с морской трансгрессии и кончился регрессией моря. В результате сеноманской трансгрессии в Судетах образовалось два бассейна: северосудетский и среднесудетский. В сеномане и нижнем горизонте нижнего турона седиментация в этих бассейнах была хранена. Фауна была бедная, в основном экзогириво-пектеновая. Происходившая одновременно деградация возвышенностей, окружающих бассейны, вместе с трансгрессивным расширением бассейнов и увеличением их взаимосвязи, привела к изменению седиментационного режима (аллохтонического на неполный автохтонический), отразившемся в верхнем горизонте нижнего турона. Благодаря этому была уничтожена преграда, затруднявшая фаунистический обмен с открытым морем. В следующем, более высоком, горизонте нижнего турона самой широкой была не только граница распространения мелового моря в Судетах, а и фауна приняла космополитический характер. Только стпегомский массив, вопреки тенденции к понижению Судет и расширению моря, поставил песчаный материал в ежманицкую впадину.

Средний турон относится к регрессивной фазе седиментационного цикла. На регрессию указывают сублиторальные плитообразные песчаники, источником которых являлись поднимавшиеся судетские кристаллические массивы. Песчаный материал накапливался сначала в береговых зонах бассейнов, а затем сносился течениями в более глубокие их части. Таким образом, море было ограничено более узкими рамками.

В среднем и верхнем туроне положительные тектонические движения различной силы ограничивались, в сущности, только кристаллическими массивами и происходили с перерывами. В верхнем туроне была значительно расширена Йзерско-карконошская область питания. На границе турона и коньяка произошло временное отступление моря с территории юго-восточной части северосудетского бассейна. Скорее всего, оно было связано с повышением части Качавских гор. Если, при этом, принять во внимание, что отложения нижнего коньяка указывают на быстрое повышение интенсивности положительных движений, выходящих и за пределы кристаллических массивов, вероятной является возможность соединения обоих судетских бассейнов уже в это время. Отступление моря с территории средних Судет произошло, вероятно, в конце нижнего коньяка. Мергели верхнего коньяка и алевролиты сантона обнаружены только в северосудетском бассейне, в глубокой скважине около Пшевоза. Эти отложения покрыты мощной толщей третичных отложений. С территории северных Судет море отступило, вероятнее всего, в конце сантона.

Stanisław RADWAŃSKI

UPPER CRETACEOUS DEPOSITS IN SUDETES AND INFLUENCE OF TECTONICS UPON THEIR SEDIMENTATION

Summary

In Sudetes, the Cretaceous deposits were formed depending upon negative and positive tectonic movements that were a reflection of an orogen active in the Carpathian geosyncline. The deposits are developed in sandstone-carbonate facies, and belong to one sedimentary cycle which begins with a marine transgression and ends with a marine regression. The Cenomanian transgression is responsible for the formation of two basins in the area of Sudetes: North-Sudetic basin and Middle-Sudetic basin. At the Cenomanian time and in the lower horizon of the Lower Turonian time, the sedimentation in these basins was

restricted. Fauna, mainly with *Exogyra* and *Pecten* forms, was poor. Degradation of the elevations that surrounded the basins, transgressive widening of the basins and increased possibility of mutual connection led to the change in sedimentary regime (allochthonous into an incomplete autochthonous), visible in the upper horizon of the Lower Turonian. Thus, a hindrance that impeded the exchange of fauna with the open sea was removed. Consequently, in the upper horizon of the Lower Turonian, the Cretaceous sea was not only characterized by its largest extent in the Sudetes, but the existing fauna also obtained its cosmopolitan character. Despite a tendency of Sudetes to subside and a tendency of the sea to enlarge, only the Strzegom massif supplied the arenaceous material to the Jerzmanice trough.

The Middle Turonian belongs to the regressive phase of a sedimentary cycle. The regression is proved by the sublittoral joint sandstones coming from the elevated crystalline massifs of Sudetes. The arenaceous material was first accumulated in the near-shore zones of the basins, and then brought by currents towards the deeper parts of these basins. So, the sea was restricted to a smaller area.

In the Middle and Upper Turonian, the uplifting movements, restricted mainly to the area of the crystalline massifs, took place with interruptions, and were of various intensity. At the Upper Turonian time, the source Izera-Karkonosze area was considerably widened. At the Turonian — Coniacian boundary a periodical withdrawal of the sea began from the south-eastern area of the North-Sudetic basin. Most probably, it was connected with the uplifting of part of the Kaczawskie Mountains. If we accept that the Lower Coniacian deposits point to a rapid increase in the intensity of the uplifting movements that have reached far beyond the area of the crystalline massifs, then the possibility of interruption in the connection between the two Sudetic basins must have existed already in this substage. The sea withdrew from the area of the Middle Sudetes probably at the close of the Lower Coniacian. The Upper Coniacian marls and the Santonian siltstones are known to occur only in the North-Sudetic basin, in the region of a deep bore hole, near Przewóz. These deposits are hidden under a thick cover of Tertiary formations. Probably at the close of the Santonian time the sea withdrew from the area of the North Sudetes.