

EWOLUCJA KLIMATU ORAZ ALLOCYKLICZNOŚĆ I AUTOCYKLICZNOŚĆ SEDYMENTACJI NA PRZYKŁADZIE OSADÓW KONTYMENTALNYCH GÓRNEGO KARBONU I PERMU W SUDETACH

UKD 551.735.9(234.57)

KONTYMENTALNE BASENY SEDYMENTACYJNE W SUDETACH W PÓŻNYM KARBONIE I PERMIE

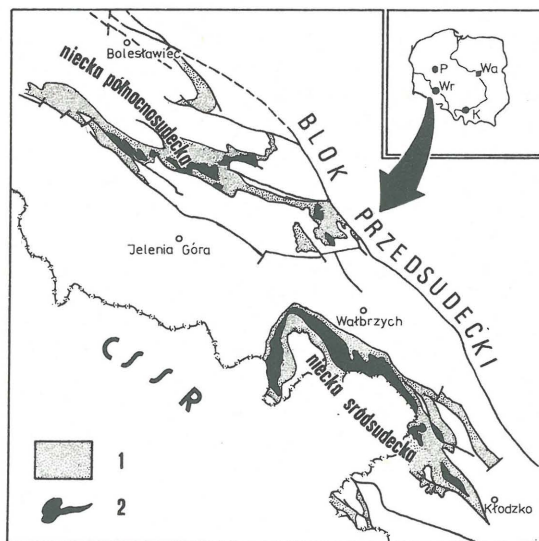
W czasie orogenezy waryscyjskiej powstały w środkowej Europie liczne, śródlądowe baseny sedymentacyjne. Ich powstanie i rozwój były związane z regionalną ekstensją wywołaną generalnym wypiętrzaniem tego obszaru (21). Jednakowe warunki klimatyczne i zbliżone geodynamiczne sprawiły, że pod koniec paleozoiku w odrębnych basenach nagromadziły się osady tworzące sekwencje, które wykazują wiele podobieństw i jednakowe trendy ewolucyjne (16, 22, 23).

Górnopaleozoiczne osady występują w Sudetach na obszarze dwóch dużych jednostek tektonicznych – niecki śródsudeckiej i północnosudeckiej (ryc. 1). Obydwie jednostki są wydłużonymi w kierunku NW–SE synklinoriami ograniczonymi dyslokacjami. W obrębie obydwu niecek występują równoległe do ich wydłużenia rowy i zręby tektoniczne oraz zaznaczają się poprzeczne elewacje. Podłoże oraz obszary sąsiednie są zbudowane z wczesnopaleozoicznych osadów i skał metamorficznych oraz występujących wśród nich skał intruzywnych.

Śródsudecki i północnosudecki basen sedymentacyjny, jako obszary o znacznym potencjale akumulacyjnym, pojawiły się odpowiednio we wczesnym i późnym karbonie. U schyłku karbonu zaczęła się w obydwu basenach sedymentacja charakterystycznych, czerwono lub brunatno zabarwionych osadów kontynentalnych. Powstałe w tym czasie sekwencje osadowe mają wyraźną strukturę cykliczną, charakterystyczną dla większości basenów tego typu, niezależnie od ich wieku (7, 14, 23, 26). Wielokrotnie podejmowano próby wyjaśnienia przyczyn takiej cykliczności. Mimo, iż za główne czynniki kształtujące sedymentację uważa się zgodnie klimat i tektonikę, to tylko nieliczne modele wskazują mechanizmy funkcjonowania tych czynników i ich współzależności (5, 9, 23). Autorzy niniejszego artykułu chcą zwrócić przede wszystkim uwagę na kompleksowość oddziaływań różnego rodzaju czynników na sedymentację w kontynental-

nych basenach typu śródgórskiego oraz możliwość rozdzielenia efektów wpływu poszczególnych grup czynników. Szczególną rolę w proponowanych dalej modelach odgrywają osady jeziorne. Ich pozycja w strukturze cyklicznej, miąższość oraz skład facjalny pozwalają przedstawić roboczą hipotezę powstawania i ewolucji jezior w basenach tego typu.

Niecka śródsudecka. Osady permskie w niecce śródsudeckiej tworzą ciągłą sukcesję wraz z niżejleżącymi osadami stefanu C. Dolna część tej sukcesji dzieli się na 3 wyraźne cyklotemy o ziarnie drobniejącym ku górze (ryc. 2). Kolejne, idąc od dołu, cyklotemy w profilowaniu litostratygicznym są wydzielane jako formacje z Lud-



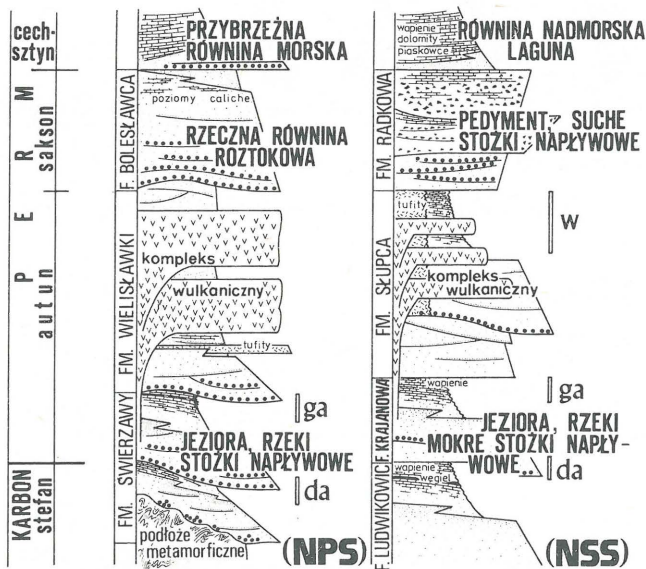
Ryc. 1. Występowanie utworów czerwonego spągowca w Sudetach

1 — skały osadowe, 2 — skały wulkaniczne

Fig. 1. Rotliegende rocks in the Sudetes

1 — sedimentary, 2 — volcanic

wikowic, Krajanowa i Słupca, i są zaliczane do stefanu C i autunu (29). Kolejne poziomy osadów drobnoziarnistych kończące poszczególne cyklotemy noszą odpowiednio nazwy: antrakozjowy dolny i górny oraz walchiowy. Znaczna część formacji ze Słupca jest zbudowana z wulkanitów i osadów wulkanoklastycznych.



Ryc. 2. Schematyczne profile litostratygiczne serii stefiańsko-dolnopermickich w Sudetach

NPS — niecka północnosudecka, NSS — niecka śródsudecka; poziomy jeziorne: da — dolny antrakozjowy, ga — górny antrakozjowy, w — walchiowy

Fig. 2. Lithostratigraphic sections of the Stephanian—Lower Permian sequences of the Sudetes

NPS — North-Sudetic Basin, NSS — Intrasudetic Basin; lacustrine deposits: da — Lower Antracosia Shales, ga — Upper Antracosia Shales, w — Walchia Shales

Wyżejległe, gruboziarniste i niedojrzałe teksturalnie osady suchych stożków napływowych gromadziły się na większości obszaru niecki w saksonie i są wydzielane jako formacja z Radkowa (29). W obrębie osadów tej formacji licznie występują gleby węglanowe (caliche) oraz trawertyny (35). Lokalnie, powyżej osadów gruboziarnistych występują osady eolicznych — pylaste piaskowce o charakterystycznej, makroskopowatej teksturze, z licznymi i dobrze zachowanymi śladami korzeni.

Formacja z Radkowa kończy profil permu w południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej. W części północno-zachodniej natomiast powyżej tej formacji występują przybrzeżne i morskie osady czechsztyńskie.

Niecka północnosudecka. Mimo, że basen północnosudecki powstał znacznie później niż śródsudecki, to jednak cechy osadów stefiańskich i dolnopermickich wypełniających obydwie baseny są podobne (10). Przedczechsztyńska część sukcesji osadowo-wulkanicznej niecki północnosudeckiej dzieli się na 3 formacje (Świerzawy, Wielisławki i Bolesławca), a podstawą podziału jest cykliczna struktura tej sukcesji (ryc. 2). Najstarsza część — formacja ze Świerzawy — uważana za stefiańsko-autuńską (15), składa się z dwu wyraźnych megacyklotemów o ziarnie drobniejącym ku górze i zakończonych osadami jeziornymi — dolnymi i górnymi łupkami antrakozjowymi. Zasadniczą część obydwu cyklotemów

stanowią jednak gruboklastyczne osady rzeczne i w mniejszym stopniu stożków napływowych. Zarówno w osadach rzecznych jak i jeziornych powszechnie występuje materiał wulkaniczny (30).

Formacja z Wielisławki składa się w dużej mierze ze skał wulkanicznych (18, 27), a serie osadowe nie wykazują już tak wyraźnej cykliczności (27). Wśród dominujących czerwonych piaskowców i zlepieńców osady jeziorne mają bardzo ograniczone rozprzestrzenienie (34, 45). Zawierają one miejscami wkładki węglanowe. W osadach rzecznych pojawiają się węglanowe kongrecje korzeniowe, a nawet poziomy węglanowych gleb kopalnych — caliche.

Formacja z Bolesławca jest zbudowana głównie ze zlepieńców i piaskowców rzecznych. Towarzyszą im liczne kongrecje i paleogleby węglanowe, oraz pojedyncze wkładki gipsu (28). Wśród składników klastycznych pojawiają się okruchy pochodzące przypuszczalnie z masywu granitowego Karkonoszy i jego okrywy (19). W stopie megacyklotemu lokalnie występują białawe, drobnoziarniste piaskowce eoliczne (28).

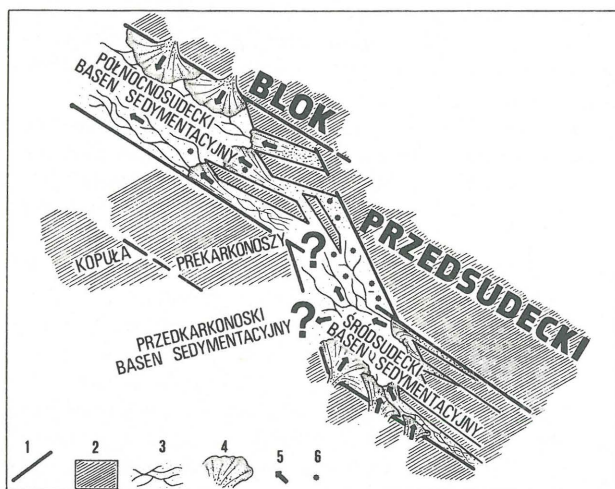
Utwory czerwonego spągowca w niecce północnosudeckiej są przykryte czechsztyńskimi węglanami pochodzenia morskiego.

Paleogeografia. U schyłku karbonu i we wczesnym permie teren Sudetów przypominał zapewne krajobraz typu „basenów i grzbietów” (ang. basin and range). Dość rozległe, wydłużone obniżenia pełniące rolę basenów sedymentacyjnych były oddzielone od siebie grzbietami morfologicznymi stanowiącymi regionalne działy wodne. W tym czasie śródsudecki i północnosudecki baseny sedymentacyjne były głównymi rejonami akumulacji osadów na systematycznie wypiętrzonym obszarze Sudetów. Tworzyły one wydłużone w kierunku SE—NW doliny śródgórskie (intermontane basins) o złożonej budowie (ryc. 3). Ich północno-zachodnie części były zrównane i stanowiły rozległe równiny rzeczne, podczas gdy obszary położone na SE krańcach basenów były znacznie bardziej zróżnicowane morfologicznie. Istniały tam systemy mniejszych dolin—basenów, założone na planie wewnątrzbasenowych rowów i zębów tektonicznych.

Sudeckie baseny sedymentacyjne funkcjonowały okresowo jako obszary o przewadze transportu i sedymentacji rzecznej lub jeziornej. W okresach rzecznych decydującą rolę odgrywał transport wzdłużosiowy. Jednak większość materiału klastycznego dostarczana była lateralnie i osadzana początkowo na rozległych, często tworzących systemy piedmontowe, stożkach napływowych (1, 36). Dopiero później znaczna część tego materiału była transportowana dalej w osiowym systemie rzeczonym.

W okresach jeziornych przeważał zbliżony do radialnego, zbieżny system transportu rzecznego i akumulacja dużej części materiału w osiowych obszarach basenów. Stopniowej agradacji den jezior towarzyszyła okresowo stosunkowo szybka progradacja ich wybrzeży. Najszybciej progradowały wybrzeża, wzdłuż których rozwijały się delty jeziorne, związane z głównymi, odziedziczonymi po wcześniejszych okresach, systemami transportu rzeczno-ego. Krążenie wody i dystrybucja osadów w obrębie jezior były zmienne w czasie i zależne od topografii wybrzeży, warunków klimatycznych i systemu zasilania (43).

Topografia Sudetów ulegała w permie stopniowej ewolucji. Baseny były stopniowo wypełniane osadami, a obszary przyległe niwelowane. W okresie stefano-autunu przynajmniej trzykrotnie doszło jednak do radykal-



Ryc. 3. Rekonstrukcja paleogeograficzna późnopalaeozoicznych basenów sudeckich

1 – główne dyslokacje, 2 – wyniesienia podłoża, 3 – systemy rzeczne, 4 – stożki napływowe, 5 – kierunki transportu, 6 – centra erupcji wulkanicznych

Fig. 3. Paleogeographic scheme of the late Paleozoic sedimentary basins in the Sudetes

1 – major faults, 2 – basement highlands, 3 – fluvial systems, 4 – alluvial fans, 5 – paleotransport directions, 6 – centres of volcanic eruptions

nego odmłodzenia krajobrazu, czego rezultatem są trzy zachowane w obydwu nieckach megacyklotemy. Również trzykrotnie zapanowały warunki sprzyjające rozwojowi rozległych jezior (antrakozjowe wczesne i późne oraz walchiowe).

EWOLUCJA KLIMATU

Późny paleozoik był okresem ważnych zmian klimatycznych. Powolny spadek średniej temperatury globalnej utrzymywał się prawdopodobnie od wczesnego karbonu do początku permu (13), a największym tego efektem było zlodowacenie Gondwany. Ocieplenie rozpoczęło się dopiero w późnym permie i towarzyszyła mu zmiana globalnej wilgotności – postępujące osuszenie klimatu trwało aż do środkowego triasu (13).

Wprawdzie jest brak wiarygodnych bezpośrednich wskaźników klimatu późnopalaeozoicznego w Sudetach, lecz cały zespół wskaźników pośrednich potwierdza ogólne tendencje paleoklimatyczne dla Eurameryki. Cechy sekwencji dolnokarbońskich basenu śródsudeckiego pozwalają przypuszczać, że panował w tym okresie klimat ciepły i wilgotny (38). Regresja późnowizeńskiej zatoki śródsudeckiej (46) odpowiada zapewne obniżeniu się poziomu oceanu światowego wywołanemu główną fazą zlodowacenia Gondwany (40). Globalne ochłodzenie nie zaznaczyło się jednak istotnie w Eurameryce, o czym świadczą górnokarbońskie węgle.

Korzystne dla rozwoju roślin warunki klimatyczne uległy stopniowemu pogorszeniu u schyłku karbonu – jest brak istotniejszych złóż węgla wieku stefañskiego. Na ten okres przypada również początek sedymentacji osadów typu „red beds” w środkowej Europie (16, 23, 25) co świadczy o stopniowym osuszaniu klimatu. W górę profilu permokarbonu coraz liczniej pojawiają się i są coraz lepiej rozwinięte utwory paleogleb węglanowych,

pojawiają się także inkrustacje siarczanowe, a w strefach przyramowych zaczynają dominować osady stożków napływowych typu suchego (1). Wynikiem postępującego osuszenia są występujące w stropie saksonu osady eoliczne (28), cechsztyńskie ewaporaty, oraz proces stopniowego zastępowania na tym obszarze higro- i hydrofitów przez rośliny lepiej przystosowane do suchego klimatu (23, 34).

Z czasem zmieniał się również charakter jezior powstających w basenach sudeckich. Długotrwałe utrzymywanie się jezior, prawdopodobnie otwartych, w autuie sugeruje dostatek wody i zrównoważony bilans hydrologiczny basenów. W saksonie jeziora permanentne ustąpiły miejsca okresowym – typu playa (28). W coraz młodszych poziomach osadów jeziornych zmniejsza się stopniowo ilość i pogarsza stan zachowania materii organicznej. O ile łupki i wapienie bitumiczne stanowią pospolity składnik poziomów antrakozjowych, to w poziomie walchiowym są one podrzędne.

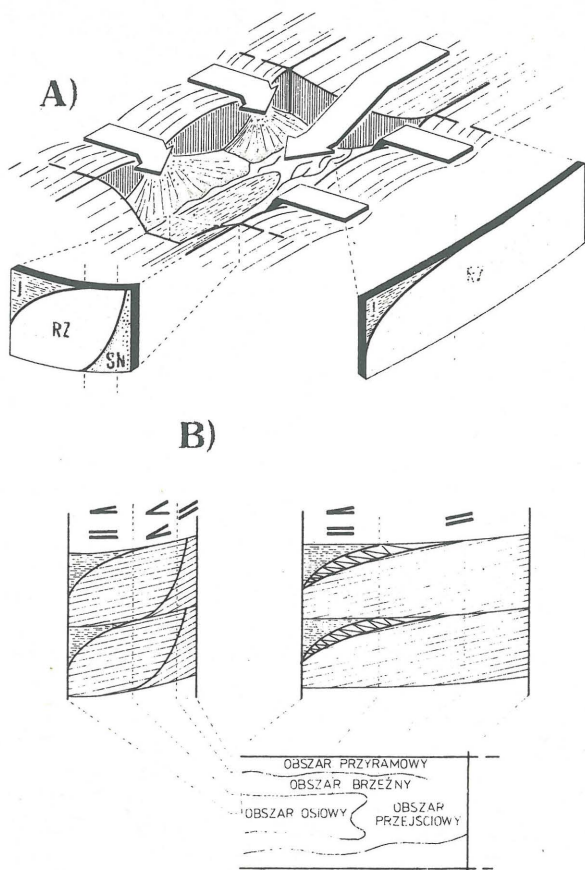
Cykliczną strukturę sudeckich sekwencji dolnopermskich próbowano wiązać częściowo ze zmianami klimatycznymi (10, 23), niekonsekwentnie jednak przypisując zjawiskom diastroficznym fakt rozpoczynania kolejnych megacykli sedymentacyjnych, a klimatycznym (zwilgotnienia) – ich zakończenia (poziomy osadów jeziornych). Fakt powstawania permokarbońskich jezior w Sudetach nasuwa skojarzenie z genezą plejstocenijskich jezior pluwialnych (11, 12, 32). Jednak sugestie dotyczące wpływu permokarbońskich okresów pluwialnych lub eustatycznych zmian bazy erozyjnej na strukturę sekwencji osadowych basenów sudeckich wydają się być mało prawdopodobne.

Poza naturalnymi dla środowisk tego okresu zmianami natężenia erozji i sedymentacji jest brak dowodów na istotne i długotrwałe wahania klimatyczne. Jeżeli natomiast weźmiemy pod uwagę system tektoniczny, w jakim funkcjonowały późnopalaeozoiczne baseny sedymentacyjne Sudetów oraz ich strukturalne założenia, to znacznie bardziej wiarygodna staje się hipoteza tektonicznego uwarunkowania struktury cyklicznej.

CYKLICZNOŚĆ OSADÓW STEFANO-AUTUNU W SUDETACH

W profilu osadów stefano-autunu w Sudetach występują 3 megacyklotemy (megacyklotem wg Duff i in., 1967) – efekty cykliczności wyższego rzędu. Megacyklotemy osiągają do ok. 300–400 m miąższości. Są one asymetryczne, o ziarnie drobniejszym ku górze, oraz stałej superpozycji asocjacji środowiskowych (ryc. 4). Charakter spągu oraz proporcje ilościowe poszczególnych asocjacji w megacyklotemach są zmienne i zależą od położenia profilu w basenie.

W obydwu nieckach praktycznie nie występują megacyklotemy obejmujące wszystkie asocjacje środowiskowe (stożków napływowych, rzeczną i jeziorną) w jednym profilu jednocześnie. Przeważnie są one zbudowane z osadów stożków i rzek na obszarach przyramowych oraz osadów rzecznych i jeziornych na obszarach centralnych basenów (ryc. 4). Na obszarach brzeżnych granice megacyklotemów są najwyraźniejsze ze względu na obecność dobrze widocznych niezgodności kątowych i dużego zróżnicowania facjalnego (ryc. 4b). Znacznie słabiej podkreślone są one na obszarach centralnych i przejściowych, gdzie głównym kryterium wyróżniania megacyklotemów jest zróżnicowanie facjalne, niekiedy niewielkie, osadów.



Ryc. 4. A. Model wypełniania basenu śródgórskiego, B. Schemat zależności struktury wewnętrznej sekwencji cyklicznych od lokalizacji w basenie

J – facje jeziorne, RZ – facje rzeczne, SN – facje stożków napływowych

Fig. 4. A. Model of infilling of an intermontane basin, B. Cyclic structure of a basin-fill sequence in relation to the position within the basin

J – lacustrine facies, RZ – fluvial facies, SN – alluvial fan facies

Cykliczność w dużej skali bardzo słabo zaznacza się w strefach przyramowych.

W megacyklotemach, w obrębie osadów wymienionych wcześniej asocjacji litofacjalnych, występują cyklometry – efekt cykli sedymentacyjnych niższego rzędu. Cyklometry osiągają do kilkunastu metrów miąższości i również wykazują charakterystyczne następstwa litofacji.

W osadach stożków napływowych wyróżnić można 3 podstawowe modalne sekwencje facjalne (typy cyklometry) odpowiadające trzem typom stożków zdominowanych odpowiednio przez: sedymentację masową (typ 1), depozycję z zalewów warstwowych (typ 2) oraz przez sedymentację korytową (typ 3). W obrębie megacyklotemów współwystępują zwykle cyklometry o sekwencjach facjalnych różnego typu. O ile jednak w dolnej części profilu stefano-autunu przeważają zwykle cyklometry 1 typu, to ku górze wzrasta proporcjonalnie udział cyklometry typu 2.

W osadach rzecznych występują dwa podstawowe typy cyklometry, odpowiadające żwirowym lub piaszczystym rzekom roztokowym (typ 1) oraz rzekom krętym

(typ 2). We wszystkich megacyklotemach na obszarze obu niecek zdecydowanie przeważają cyklometry typu 1.

W osadach jeziornych występują symetryczne lub prawie symetryczne cyklometry transgresywno-regresywne. Sekwencje facjalne w tych osadach były ostatnio szczegółowo opisywane i interpretowane (24, 43, 44).

Jest bardzo prawdopodobne, że sedymentacja osadów poszczególnych megacyklotemów w obydwu basenach sudeckich, a przypuszczalnie również w wielu innych śródgórskich zapadliskach środkowej Europy, rozpoczynała się mniej więcej równocześnie (10, 22, 23). Jednakże czas trwania poszczególnych etapów powstawania megacyklotemów oraz okres powstawania cyklometry mogły być zupełnie różne w różnych basenach. Zależało to głównie od wielkości subsydencji epizodycznej i permanentnej w poszczególnych basenach, sposobu drenażu i bilansu hydrologicznego basenu oraz tempa denudacji obszarów alimentujących, a co za tym idzie – tempa dostawy materiału osadowego do basenu. Tak więc pojawianie się osadów jeziornych w profilach poszczególnych basenów nie musiało być synchroniczne.

Cyklometry w osadach stożków napływowych i rzecznych mają najczęściej mały zasięg lateralny i zwykle nie mogą być korelowane w obrębie poszczególnych niecek. Natomiast cyklometry w osadach jeziornych obejmują często swym zasięgiem większe połacie basenów i mimo lateralnych zmian facjalnych mogą być korelowane wewnątrz basenów (4). Wątpliwe wydają się jednak możliwości korelacji tego typu cyklometry pomiędzy basenami.

TEKTONICZNA ALLOCYKLIČNOŚĆ SEDYMENTACJI

Różne są poglądy na temat przyczyn cykliczności sedymentacji wyższego rzędu w basenach kontynentalnych (9). Za główną przyczynę cykliczności w basenach marginalnych (np. paraliczne zagłębienia węglowe Europy i Ameryki) uważa się najczęściej eustatyczne zmiany poziomu wody w oceanie światowym (8, 40, 41). W basenach wewnątrzkontynentalnych przyczynami zmian cyklicznych w dużej skali mogą być zarówno zmiany klimatyczne jak też zmiany aktywności tektonicznej. Tego typu cykliczność wywołaną czynnikami pozabasenowymi określać będziemy dalej **allocyklicznością** (5). Zmiany cykliczne tego typu obejmują cały basen sedymentacyjny.

Na ogół rozważa się dwa alternatywne modele sedymentacji allocyklicznej. Zgodnie z pierwszym sedymentacja odbywa się w warunkach stałej subsydencji, a allocykliczność są wywołane zmianami klimatycznymi (4). Według drugiego allocykliczność są wywołane wydarzeniami tektonicznymi – krótkimi okresami o wyraźnie wzmoczonej subsydencji (ściślej – subsydencji względnej, wywołanej względnym ruchem pionowym dna basenu w stosunku do jego ram) wywołującej radykalną, długotrwałą zmianę systemu drenażu (9, 23, 29, 37).

Z przesłanek paleoklimatycznych wynika, że w późnym karbonie i permie nie miały miejsca żadne radykalne wahania klimatyczne na obszarze Sudetów. Przedstawione wcześniej fakty skłaniają autorów do przyjęcia drugiego – tektonicznego – modelu sedymentacji allocyklicznej. Niemalże znaczenie ma tutaj regionalna sytuacja paleogeograficzna i paleotektoniczna. Późnopaleozoiczne baseny sudeckie leżały w strefie aktywnej tektonicznej – w warwscyjskiej strefie orogenicznej. Orogeniza ta miała charakter wielofazowy, z okresowym nasileniem się ruchów tektonicznych.

sy i związane z nimi sekwencje osadów w basenach (środowiskach), których przebieg i struktura są w dużej mierze niezależne od czynników pozabasenowych (poza-środowiskowych) (5). Do autocyklicznych należą przypuszczalnie niektóre sekwencje w osadach rzecznych i stożkowych, jak również drobne rytmity w osadach jeziornych (2). Zdaniem autorów również transgresywno-regresywne cyklotemy jeziorne mogą być autocykliczne.

Jako transgresje (lub regresje) jeziorne są traktowane tutaj systematyczne i długotrwałe zmiany zasięgu poszczególnych stref sedimentacji jeziornej. Co więcej, zmiany te muszą pozostawić po sobie sekwencje litofajalne odpowiadające określonym środowiskom sedimentacyjnym. Model autocykliczności transgresji/regresji jeziornych w otwartych hydrologicznie basenach śródgórskich opiera się na pewnych założeniach. Po pierwsze, dostawa materiału klastycznego do basenu w późnym stadium cyklu diastroficznego jest niewielka, ciągła i w przybliżeniu stała. Po drugie, w stadium tym nierównomierność subsydencji jest bardzo mała, a sezonowe i krótkookresowe zmiany klimatyczne nie wpływają istotnie na procesy sedimentacyjne i strukturę serii osadowych. Po trzecie, proces transgresji jest stosunkowo powolny, podczas gdy regresja jest względnie szybka (24, 43).

W proponowanym modelu autocyklicznych transgresji/regresji jeziornych kluczową rolę odgrywa nachylenie stoków wewnątrzbasenowych warunkujących procesy transportu i akumulacji osadów (20, 33). W dojrzałym stadium cyklu diastroficznego basen ulega stopniowemu

wypełnianiu osadami rzecznyymi (ryc. 6). Doprowadza to do wyrównywania reliefu i spadku nachylenia stoków w obrębie basenu. Jednocześnie pogarszają się warunki drenażu i wzrasta retencja wody. Po osiągnięciu przez stoki pewnego **minimalnego krytycznego kąta nachylenia**, przy założeniu zrównoważonego bilansu hydrologicznego basenu, rozpoczyna się ekspansja jeziora (ryc. 7).

W trakcie transgresji ograniczona jest jednak stopniowo powierzchnia obszarów subaeralnych objętych sedimentacją rzeczna. Przy stałej dostawie materiału do basenu musiało to wywołać względny wzrost tempa depozycji osadów rzecznych w strefach brzeżnych i przejściowych. Wzmoczona agradacja na tych obszarach pociągała za sobą stopniowe zestromianie stoku aż do osiągnięcia **maksymalnego krytycznego kąta nachylenia**, przy którym dochodziło do radykalnej zmiany sposobu wypełniania basenu z agradacyjnego na progradacyjny, zwłaszcza w jego strefach brzeżnych i przejściowych. Strefy przejściowe progradując ku centrum basenu szybko ograniczały obszar jeziora. Po częściowym „zasypaniu” jeziora w okresie regresji mogło dojść ponownie do osiągnięcia minimalnego krytycznego kąta nachylenia stoku, co umożliwiło kolejną autotransgresję jeziora.

Zgodnie z powyższym modelem procesy transgresji i regresji jeziora były warunkowane głównie zmiennością czynników wewnątrzbasenowych. Okres tworzenia się jednego cyklotemu zależy od wielkości basenu, tempa dostawy materiału oraz bilansu wodnego, które to cechy mogą być różne w różnych basenach. Model ten tłumaczy również, dlaczego trudno jest korelować z sobą poszczególne jeziorne cyklotemy transgresywno-regresywne pomiędzy odrębnymi basenami sedimentacyjnymi.

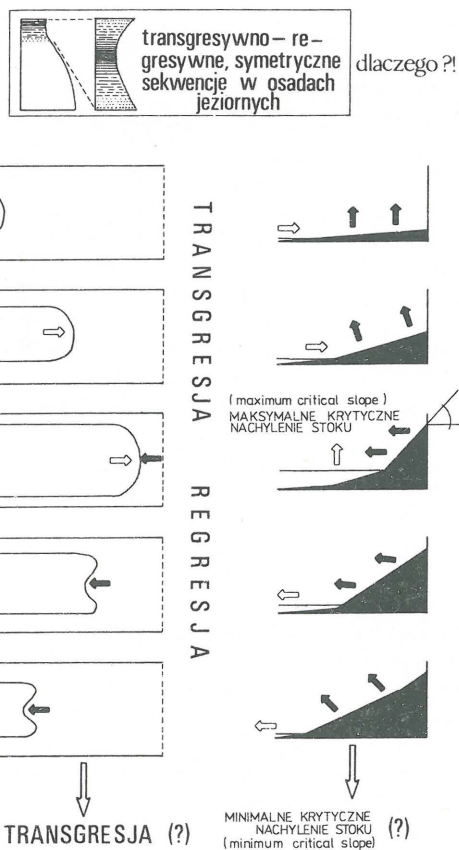
PODSUMOWANIE

Jeśli przyjąć, że lepsze jest podsumowanie braków niż brak podsumowania, to pozostaje jeszcze miejsce na kilka refleksji dotyczących proponowanych modeli. Modele te należy traktować z dużą ostrożnością. Tłumaczą one, co prawda, w sposób zadowalający wiele cech osadów oraz organizację sekwencji w basenach śródgórskich, jednak trudno byłoby je uznać za udowodnione. Oprócz zaprezentowania modeli, celem autorów było także wywołanie dyskusji i zasugerowanie kierunków dalszych badań mających na celu weryfikację podobnych modeli basenowych.

Przedstawiony materiał faktograficzny wskazuje na dużą rolę synsedymacyjnej tektoniki w kształtowaniu sekwencji osadowych basenów śródgórskich, oraz możliwość istotnego oddziaływania wielu innych czynników. Niestety, baseny sudeckie są zbyt słabo odsłonięte i rozpoznane geologicznie, aby mogły dawać podstawy do weryfikacji modeli tego typu. W przyszłości należałoby podjąć próby weryfikacji podobnych modeli na podstawie danych pochodzących ze stosunkowo dobrze rozpoznanych basenów sedimentacyjnych, na przykład z niektórych obszarów eksploatacji węgla brunatnego.

LITERATURA

1. Aleksandrowski P., Wojewoda J., Śliwiński W. — [In:] A.K. Teisseyre (ed.) 7th IAS European Meeting Excursion Guidebook, Excursion A-1, 1986 p. 9–29.
2. Allen J.R.L. — J. Sed. Petrol., 1970 vol. 40 p. 298–323.
3. Ashley G.M. — [In:] A.V. Jopling, B.C. Mc-



Ryc. 7. Model zależności transgresji i regresji jeziornych od zmian nachylenia stoków wewnątrzbasenowych

Fig. 7. Origin of transgressive lacustrine sequences — autocyclic model

- Donald (eds) — Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 1975 no. 26 p. 304–330.
4. Barrett P.J. — New Zealand J. Geophys. Geol., 1965 vol. 8 p. 344–370.
 5. Beerbower J.R. — [In:] D.F. Merriam (ed.) — Symposium on Cyclic Sedimentation. Kansas Geol. Surv. Bull., 1964 vol. 169 p. 31–42.
 6. Bradley W.M., Eugster H.P. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1969 no. 469-B pp. 71.
 7. Crowell J.C. — [In:] W.R. Dickinson (ed.) — Tectonics and Sedimentation. SEPM Spec. Publ., 1974 no. 22 p. 190–204.
 8. Crowell J.C. — Am. J. Sci., 1978 vol. 278 p. 1345–1372.
 9. Duff P.McL.D., Hallam A., Walton E.K. — Cyclic sedimentation. Elsevier Publ. Co., 1967 pp. 280.
 10. Dziedzic K. — Kwart. Geol., 1959 nr 3 s. 831–845.
 11. Eardley A.J. et al. — Geol. Soc. Am. Bull., 1973 vol. 84 p. 211–216.
 12. Emiliani C. — J. Geol., 1955 vol. 63 p. 538–578.
 13. Frakes L.A. — Climates Throughout Geologic Time. Elsevier Amsterdam, 1979 pp. 310.
 14. Frostick L.E., Reid I. — [In:] L.E. Frostick, I. Reid (eds) — Desert Sediments: Ancient and Modern. Geol. Soc. Spec. Publ., 1987 no. 35 p. 53–68.
 15. Górecka T. — Kwart. Geol., 1970 nr 1 s. 52–63.
 16. Holub V., Tasler R. — Geol. Rundschau, 1978 Bd. 67 p. 91–109.
 17. Kelts K., Hsü K.J. — [In:] A. Lerman (ed.) — Lakes: Chemistry, Geology, Physics. Springer Berlin, 1978 p. 295–323.
 18. Kozłowski S., Parachiniak W. — Pr. Muz. Ziemi, 1967 nr 11 s. 191–216.
 19. Krasoń J. — Pr. Wrocł. Tow. Nauk., 1967 ser. B nr 137 s. 5–151.
 20. Leopold L.B., Wolman M.G. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 282-B, 1957 pp. 85.
 21. Lorenz V., Nicholls I.A. — [In:] H. Falke (ed.) — The Continental Permian in Central, West and South Europe. Reidel Publ. Company, Dordrecht, 1976 p. 313–342.
 22. Lütznér H., Vaas D. — Akad. Wiss. DDR, Zentralinst. Physik Erde Veröff., 1983 no. 77 p. 11–34.
 23. Lütznér H. — Z. Geol. Wiss., 1988 no. 16 p. 845–863.
 24. Mastalerz K. — [In:] K. Mastalerz, J. Wojewoda (eds) — Rotliegendes Lacustrine Basins, Guidebook part III, 1988 p. 18–31.
 25. Menning M. — Z. Geol. Wiss., 1981 no. 11 p. 1247–1252.
 26. Miall A.D. — Can. J. Earth Sci., 1978 vol. 15 p. 1613–1632.
 27. Milewicz J. — Z. Bad. Geol. na Doln. Śl., 1965 nr 9 s. 195–217.
 28. Mroczkowski J., Skowronek C. — Geol. Sudetica, 1980 vol. 15 s. 125–141.
 29. Nemeč W., Porębski S.J., Teisseyre A.K. — Akad. Wiss. DDR, Zentralinst. Physik Erde Veröff., 1982 no. 66 p. 267–278.
 30. Ostromęcki A. — Geol. Sudetica, 1972 vol. 6 s. 307–312.
 31. Ostromęcki A. — Ann. Soc. Geol. Pol., 1973 vol. 43 p. 319–362.
 32. Reeves C.C. Jr. — J. Geol., 1966 vol. 74 p. 269–291.
 33. Schumm S.A., Kahn M.R. — Geol. Soc. Am. Bull., 1972 vol. 83 p. 1755–1770.
 34. Scupin H. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1923 H. 74 p. 263–275.
 35. Śliwiński W. — Geol. Sudetica, 1980 vol. 15 s. 83–104.
 36. Śliwiński W. — Ibidem, 1984 vol. 18 s. 167–174.
 37. Tavenner-Smith R. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1962 vol. 45 p. 43–74.
 38. Teisseyre A.K. — Geol. Sudetica, 1975 vol. 9 s. 7–125.
 39. Van Houten F.B. — Am. J. Sci., 1962 vol. 260 p. 561–576.
 40. Veevers J.J., Powell C.McH. — Geol. Soc. Am. Bull., 1987 vol. 98 p. 475–487.
 41. Wanless H.R., Shepard F.P. — Geol. Soc. Am. Bull., 1936 vol. 47 p. 1177–1206.
 42. Wojewoda J. — Prz. Geol., 1987 nr 4 s. 169–175.
 43. Wojewoda J. — [In:] K. Mastalerz, J. Wojewoda (eds) — Rotliegendes Lacustrine Basins, Guidebook part II, 1988 p. 10–17.
 44. Wołkowicz S. — Prz. Geol., 1988 nr 4 s. 214–218.
 45. Zimmermann E., Kühn B. — Preuss. Geol. L.-A., 1936 Lfg. 292.
 46. Żakowa H. — Kwart. Geol., 1958 nr 2 s. 600–625.

SUMMARY

Rotliegendes deposits in the Sudetes occur in two NW–SE trending synclinal depressions — Intrasudetic and North-Sudetic basins. The basins are separated from the adjacent areas by faults which were already active when the basins were filled. The basins started into existence as large accumulation areas in the early Carboniferous (N3SS) and Stephanian (NPS). During the Stephanian and early Permian the Sudetes were characterized by basin-and-range style of geodynamic activity, sedimentation, and topography. The most important factors which influenced the basin infills and facies patterns were the rate and style of basin floor subsidence and of sediment supply.

The Permo-Carboniferous sedimentary sequence of the Sudetes reveal a long lasting climatic control, and continual change of warm climate from wet to arid, which resulted in a gradual change from peat-forming to red bed sedimentation. Climatic conditions for plant vegetation got systematically worse. Lacustrine sediments appear to be especially good paleoclimatological indicators. An amount and degree of preservation of organic matter within lacustrine horizons gradually decrease up the Stephanian–Saxonian succession. The Upper Saxonian fanglomerates display features typical of arid alluvial fans including caliche horizons more common and better developed up the sequence.

During the Stephanian and Autunian three major events of rapid subsidence caused rejuvenation of the Sudetic landscape, which led to intense accumulation of

coarse grained alluvial material along the basin margins. During these alluvial phases the north-western parts of both basins were levelled and occupied by vast alluvial braidplains while their south-eastern parts were topographically more diversified due to the existence of several smaller subbasins. The subsidence events alternated with periods of „normal rate”, permanent subsidence. Then the landscape was levelled successively and the basins were filled with fluvial sediments. During these fluvial phases the axial zones of the basins were dominated by river systems with the prevailing longitudinal transport direction. The continual filling of the basins under a relatively slow subsidence resulted in worse drainage conditions and, eventually, resulted in the formation of lakes. During the Autunian three distinct lacustrine phases left thick sequences of lake sediments. Such a scheme of repeated basin evolution stages from alluvial to lacustrine environment is reflected by three asymmetric, fining upward cyclothems. These large scale features of the basin filling successions are allocyclic, i.e. they were initiated and controlled by extra-basinal factors.

The lacustrine sediments in both basins contain symmetric, transgressive-regressive sequences. These reflect an autocyclic mechanism of lake evolution, which seems to be characteristic of some intermontane basins. The main factor controlling lake shore progradation, lake transgression, as well as water retention in the basin is the basin slope inclination. If the slope inclination is higher than the critical angle, then the shore progradation and lake regression take place. On the other hand, if the slope inclination sufficiently decreases, mainly due to basin filling, then the retented water floods the basin.

Translated by the authors

РЕЗЮМЕ

Пермо-карбонские отложения в Судетах осаждались в двух межгорных седиментационных бассейнах — северосудетском и межсудетском. В секвенции этих осадков обозначилась продолжительная эволюция климата с горячего и влажного в стефанском ярусе до сухого в цехштейне. Особенно хорошим показателем климатических изменений являются озерные осадки. В очередных горизонтах этих осадков уменьшается кверху количество и степень углефикации органических остатков.

В секвенции пермо-карбонских отложений можно выделить по крайней мере 3 мегациклотемы, чаще всего с зернами уменьшающимися кверху. В подошве эти отложения начинаются конгломератами — осадками аллювиальных конусов. Выше находятся песчаники — речные осадки и сланцы — озерные осадки. Циклотемы являются эффектом эпизодических изменений темпа субсиденции в бассейнах и они отражают аллоциклический механизм эволюции бассейнов.

Циклическими являются также разрезы отложений отдельных сред, но в том случае преобладали автоциклические процессы внутри сред. Особенно характеристическими являются симметрические трансгрессивно-регрессивные циклотемы в озерных осадках. Авторы предлагают автоциклическую модель для выяснения повторяющихся трансгрессий и регрессий озер в конечном этапе зародения закрытых межгорных бассейнов. В модели, в качестве самых важных факторов обуславливающих циклы озерной седиментации, представлены изменения накопления подземных и поверхностных вод (1), а также изменения угла наклона поверхности откоса на территории речной седиментации (2) в пределах бассейна.