

Krzysztof MASTALERZ¹, Slavek NEHYBA²

PORÓWNANIE WYBRANYCH SEKWENCJI OSADÓW JEZIORNICH CZERWONEGO SPĄGOWCA Z BASENÓW: ŚRÓDSUDECKIEGO, PÓŁNOCNOSUDECKIEGO I BOSKOWICKIEGO³

Comparison of Rotliegende lacustrine depositional sequences
from the Intrasudetic, North-Sudetic and Boskovice basins
(Central Europe)

Abstrakt. Sekwencje głębokich jezior o stratyfikowanych wodach wyróżniają się wśród osadów jeziornych czerwonego spągowca Europy Centralnej znaczną miąższością oraz zróżnicowaniem lito- i biofacjalnym. W ich obrębie wyróżnić można asocjacje facjalne związane z następującymi subsródowniskami: 1) mułowej równi nadbrzeżnej, 2) sebkhi/playi, 3) równi deltowej, 4) przybrzeża, 5) podwodnego skłonu deltowego, 6) stożków podwodnych i 7) otwartego jeziora. Porównanie sekwencji osadów takich jezior z basenów północnosudeckiego, śródsudeckiego i boskowickiego pozwoliło ujawnić w nich szereg podobieństw. W sekwencjach tych wyraźnie zaznacza się prawie symetryczna budowa związana z transgresywno-regresywnym cyklem ich rozwoju. Sekwencje jeziorne ze zbadanych basenów wykazują objawy licznych, krótkotrwałych wahań poziomu wody, spływania się, a nawet subaeralnej ekspozycji, oraz cechują się progradacyjnymi seriami osadów deltowych w częściach regresywnych. Podobieństwa te wynikają z podobnego schematu rozwoju jezior w wymienionych basenach. Przy założeniu zbliżonych warunków klimatycznych wskazuje to na podobieństwo charakteru basenów sedymentacyjnych i ich reżimu tektonicznego. Szczegóły składu facjalnego oraz wertykalnej organizacji różniące omawiane sekwencje wynikają natomiast z warunków specyficznych dla danego basenu, ze zdarzeń wyjątkowych oraz z lokalizacji analizowanych przekrojów w obrębie basenu.

Key words: lacustrine deposits, sedimentary basins, facies assemblages, palaeo-environment reconstruction, Rotliegende, Central Europe.

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

² Katedra Geologie a Paleontologie, Masarykova Universita, Kotlarska 2, 611 37 Brno, Republika Czeska

³ Wpłynęło w lutym 1996 r., przyjęto do druku w grudniu 1996 r.

Abstract. Depositional sequences which originated in deep lakes with stratified water column are particularly thick and contain diversified lithofacies and biofacies, as compared with the other lacustrine deposits of the Rotliegende of the Central Europe. Such sequences include several facies assemblages which have been connected with the following subenvironments: 1) coastal mudflat, 2) sabkha/playa, 3) delta plain, 4) nearshore, 5) subaqueous delta slope, 6) subaqueous fan and 7) open lake. Rotliegende lacustrine depositional sequences from the Intrasudetic, North-Sudetic and Boskowice basins reveal a number of features in common. Symmetric vertical organization of these sequences, which resulted from the transgressive-regressive cycle of the lake development is one of the most striking common features. Depositional sequences of the lakes under description exhibit evidence of frequent lake level fluctuations, subaerial exposition and contain small-scale shallowing-up motifs. Regressive segments of these sequences consist of progradational deltaic deposits. The general similarities resulted from similar evolution of the lakes within individual basins. Thus, it is suggested that the general characteristics and tectonic regime of the host sedimentary basins were similar, assuming uniform palaeoclimatic conditions for the area of Central Europe. Details of the facies composition and vertical organization, which vary within individual sequences resulted, in turn, from the conditions specific of individual basins, and they depended on exceptional events and on the location of the studied sections within the basins.

WPROWADZENIE

Jezióra są powszechnym elementem środowisk kontynentalnych. Są to na ogół formy niewielkie, a okres ich istnienia jest w skali czasu geologicznego bardzo ograniczony. Jednak niektóre jeziora pozostawiły po sobie nagromadzenia osadów o znacznym rozprzestrzenieniu i dużej miąższości (np. van Houten 1964; Anadón i in. 1988). Jeziora są bardzo efektywnymi kolektorami osadów, a osady jeziorne mają znaczny potencjał do zachowania się w zapisie geologicznym. W niszach jeziornych zbiegają się ciekły wodne, a zmyw stokowy również dostarcza znacznych ilości materiału. Zasilanie jezior następuje także wskutek infiltracji z wód gruntowych. Ponadto środowisko jeziorne jest przyjazne dla wielu organizmów. Dlatego sekwencje jeziorne wyróżniają się wśród osadów kontynentalnych stosunkowo kompletnym zapisem geologicznym i licznymi śladami życia organicznego.

Wśród współczesnych jezior wyróżnić można wiele typów genetycznych (por. Lerman 1978). Ogromny wpływ na charakter jezior mają warunki klimatyczne i charakter basenu sedymentacyjnego. Te dwa czynniki determinują w istotnym stopniu także cechy osadów jeziornych. Znaczenie geologiczne osadów jeziornych jest wielorakie. Niektóre z nich są doskonałym źródłem węglowodorów (Eugster 1985; Fleet i in. 1988). Inne stały się kolektorami związków metali, niekiedy o znaczeniu gospodarczym (Renfro 1974; De Deckker 1988). W wielu jeziorach powstały nagromadzenia ewaporatów i innych surowców chemicznych (Anadón i in. 1988; Fleet i in. 1988). Sekwencje osadów jeziornych są również pomocne w interpretacjach paleośrodowiskowych, w paleoklimatologii i w stratygrafii.

Ogólna sytuacja paleogeograficzna i tektoniczna basenów sedymentacyjnych czerwonego spągowca Centralnej Europy jest stosunkowo dobrze poznana (np. Lorenz, Nicholls 1976; Ziegler 1982; Lützner 1988). Baseny te miały charakter asymetrycznych rowów lub półrowów tektonicznych i zdominowane były przez osiowe systemy dystrybucji osadów – równie aluwialne (doliny). Strefy brzeżne basenów charakteryzowały się obecnością niewielkich, stromych stożków aluwialnych. Efektem nierównomiernej subsydencji są wielkoskalowe, cyklotemowe struktury serii osadowych wypełniających te baseny (por. Wojewoda, Mastalerz 1989; Mastalerz 1990). W schyłkowych okresach rozwoju wielu cykli diastroficznych baseny wypełniane były przez jeziora. W czasie transgresji jeziornych aluwialne systemy osiowe ewoluowały, przekształcając się częściowo w delty jeziorne.

W obrębie serii osadowych czerwonego spągowca wyróżnić można szereg typów sekwencji jeziornych, co jest związane z istnieniem jezior o różnym charakterze (Lützner 1988; Mastalerz 1992, 1993). W niniejszej pracy omawiane są jedynie wybrane sekwencje, związane ze stosunkowo głębokimi jeziorami. Ich osady wyróżniają się znacznym zróżnicowaniem facjalnym oraz dużą miąższością i reprezentują znaczne odcinki czasu geologicznego. Charakterystyka lito- i biofacjalna wskazuje również na to, że jeziora te cechowały się stratyfikowanymi wodami z natlenionym epilimnium oraz zubożonym w tlen hypolimnium (por. Mastalerz 1990). Osady jeziorne o podobnym charakterze opisywane były już niejednokrotnie z basenów sudeckich (Wojewoda 1988; Wołkowicz 1988; Mastalerz 1990). Zamierzeniem artykułu jest przedstawienie charakterystyki trzech wybranych sekwencji tego typu jezior, reprezentujących dolny czerwony spągowiec lecz powstałych w odrębnych basenach sedymentacyjnych (fig. 1), próba ich porównania oraz odtworzenie historii ich ewolucji.

ASOCJACJE LITOFACJALNE

Zróżnicowanie facjalne osadów jeziornych czerwonego spągowca jest ogromne (np. Lützner 1988; Wołkowicz 1988; Wojewoda 1988). W sekwencjach związanych z głębokimi jeziorami o stratyfikowanych wodach wyróżnić można przynajmniej kilkanaście odmian facjalnych (Mastalerz 1990). Zróżnicowanie to wynika z różnic w składzie i cechach dostarczanego materiału oraz z charakteru i natężenia procesów sedymentacyjnych. Poszczególne litofacjom nie można na ogół przypisać przynależności do konkretnego środowiska depozycyjnego. Naturalne zespoły facji związane z sobą zależnościami przestrzennymi i genetycznymi zwane są asocjacjami facjalnymi. Poszczególne asocjacje odzwierciedlają wyraźnie i na ogół jednoznacznie cechy środowiska sedymentacji, gdyż powstają w określonych niszach środowiskowych

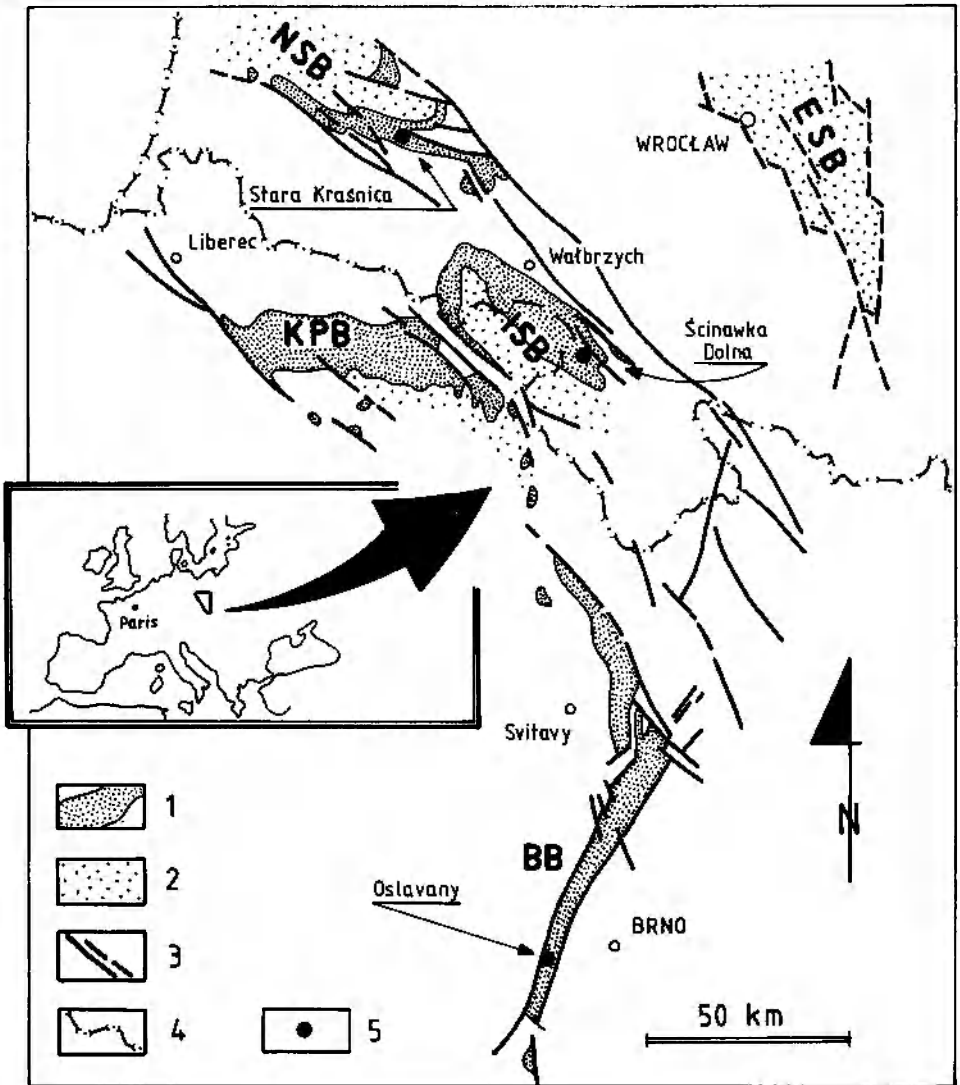


Fig. 1. Rozprzestrzenienie osadów czerwonego spągowca w Sudetach i na Morawach (na podstawie: Sawicki 1995, Kiersnowski 1995; zmodyfikowane): 1 – wschodnie osadów czerwonego spągowca; 2 – osady czerwonego spągowca pod pokrywą osadów młodszych; 3 – ważniejsze linie dyslokacyjne; 4 – granice państwowe; 5 – lokalizacja profili dokumentacyjnych. Baseny sedymentacyjne: BB – boskowicki, ESB – wschodni przedsudetycki, ISB – śródsudetycki, KPB – podkarkonoski, NSB – północnosudetycki

Distribution of Rotliegendes deposits in the Sudetes and Moravia (modified from: Sawicki 1995, Kiersnowski 1995): 1 – Rotliegendes outcrop belts; 2 – Rotliegendes in subsurface; 3 – faults; 4 – state borders; 5 – location of logged sections. Sedimentary basins: BB – Boskowitz, ESB – East Fore-Sudetic, ISB – Intrasudetic, KPB – Krkońskie Piedmont, NSB – North-Sudetic

(Reading 1986).

Charakterystykę asocjacji facjalnych wyróżnianych w sekwencjach osadów głębokich jezior czerwonego spągowca prezentuje tabela 1. Ze względu na ogólnie niską energię środowiska osady powstające w jeziorach cechują się stosunkowo drobnym uziarnieniem. Większość z nich wykazuje słabe wysortowanie. Znaczna część deponowanego materiału powstaje przy aktywnym udziale organizmów lub na drodze chemogenicznej. Powszechnym składnikiem jest rozproszona, węglista lub bitumiczna, materia organiczna. Wśród utworów wymienionych w tabeli 1 znajdują się również osady delt i równi nadbrzeżnych, a więc takie, których akumulacja przebiegała przynajmniej częściowo/okresowo w warunkach subaeralnych. Jednak pozycja przestrzenna tych osadów dowodzi niewątpliwego związku z właściwymi, to znaczy deponowanymi poniżej zwierciadła wody, osadami jeziornymi.

SEKWENCJE OSADÓW JEZIORNÝCH

Prawdopodobnie żadna ze znanych sekwencji jeziornych czerwonego spągowca nie zawiera kompletu asocjacji wymienionych w tabeli 1. Jest to jednak nie tyle efektem pierwotnej odmienności facjalno-środowiskowej lub niekompletności zapisu geologicznego, ile raczej bardzo ograniczonej liczby odsłoneń. Większość sekwencji głębszych jezior charakteryzuje się wieloma wspólnymi cechami. Do takich cech należy prawie symetryczna budowa sekwencji. Składają się one z osadów środowisk płytkowodnych i przybrzeżnych w dolnej części, osadów otwartego, głębszego jeziora w środkowej i ponownie osadów płytkowodnych, najczęściej deltowych, w górnej części. Symetria dotyczy również barwy osadu, jego składu petrograficznego oraz biofacji (por. Wojewoda 1988; Mastalerz 1988, 1990; Wojewoda, Mastalerz 1989). Podobnie jest w przypadku prezentowanych niżej osadów jeziornych powstałych w trzech odrębnych basenach sedymentacyjnych (fig. 1). Zaznaczyć jednak należy, że niektóre sekwencje jeziorne wykazują znacznie bardziej złożoną strukturę (np. Wołkowicz 1988).

GÓRNE ŁUPKI ANTRAKOZJOWE ZE STAREJ KRAŚNICY (BASEN PÓŁNOCNOSUDECKI)

Sekwencja reprezentująca ogniwo górnych łupków antrakozjowych (najniższy perm) z basenu północnosudeckiego, odsłonięta w Starej Kraśnicy (fig. 2; por też: Dziedzic 1959; Ostromecki 1973; Mastalerz 1988, 1990, 1994), składa się kolejno (od spągu) z osadów równi nadbrzeżnej, osadów przybrzeża, osadów przejściowych do otwartego jeziora, osadów stożka podwodnego, ponownie przybrzeża, otwartego jeziora, skłonu deltowego i równi deltowej. Ogólnie sekwencja wykazuje prawie symetryczną strukturę ze względu na układ asocjacji facjal-

Tabela 1

Charakterystyka podstawowych asocjacji facjalnych stwierdzonych w sekwencjach osadowych głębokich jezior czerwonego spągowca

Asocjacja facjalna (Symbol)	Charakterystyka osadów
Mułowej równi nadbrzeżnej (CM)	Struktury prądowe niskiej energii przepływu; liczne oznaki subaeralnej ekspozycji i wysychania; czerwono-brunatna barwa osadu; lokalnie rizokrecje i calcrete; sporadycznie oznaki przeróbki falowej; ubóstwo skamieniałości (wyłącznie śladowe)
Sebkhi/Playi (S-P)	Obfitość struktur deformacyjnych związanych z krystalizacją soli; oznaki subaeralnej ekspozycji; pokrywy siarczanowe; pseudomorfozy po siarczanach; lokalnie calcrete; sporadycznie oznaki przeróbki falowej; czerwono-brunatna barwa osadu; brak skamieniałości
Równi deltowej (DP)	Znaczne zróżnicowanie teksturalne osadów; różnorodne struktury prądowe; liczne powierzchnie erozyjne i wypełnienia koryt; lokalnie osady węgliste lub węgle; miejscami konkrecje syderytowe; szarawa lub żółtawa barwa osadu; powszechne skamieniałości i detrytus roślinny oraz struktury pokorzeniowe
Przybrzeża (NS)	Stosunkowo dobre wysortowanie osadu; struktury związane z falowaniem o niskiej energii; lokalnie sztormity; miejscami konkrecje węglanowe, często syderytowe; lokalnie rozproszone siarczki; oznaki subaeralnej ekspozycji ograniczone do nielicznych poziomów; zielonkawa lub żółtawa barwa osadu; bioturbacje; nieliczne skamieniałości roślinne; miejscami struktury pokorzeniowe
Podwodnego skłonu delty (DF + Pd)	Różnorodne struktury prądowe i frakcjonowanie ziarna; powszechne erozyjne spągi zestawów/wielozestawów piaskowcowych; lokalnie wypełnienia płytkich kanałów; miejscami struktury związane z falowaniem; powszechne sekwencje progradacyjne; przestrzenny związek z osiowym systemem drenażu basenu; konkrecje syderytowe i lokalnie rozproszone siarczki; zielonkawa lub szara barwa osadu; nieliczne skamieniałości roślinne i wyjątkowo zwierzęce; bioturbacje
Stozków podwodnych (SF)	Różnorodne struktury prądowe i deformacyjne; osady różnych typów spływów grawitacyjnych i osuwisk podwodnych; powszechne frakcjonowanie ziarna; lokalnie konkrecje syderytowe i siarczki; związek przestrzenny z brzeżnym systemem zasilania basenu; zielonkawa lub szara barwa osadu; ubóstwo skamieniałości (przeważnie bioturbacje)
Otwartego jeziora (BP)	Wyłącznie bardzo drobnoziarniste osady, zwykle ilasto-węglanowe; cienka laminacja równoległa; obfitość rozproszonej materii węglistej lub bitumicznej; miejscami ławice ciemnych wapieni bitumicznych; lokalnie skupienia bituminów; powszechne rozproszone siarczki i konkrecje siarczki, rzadziej syderytowe; czarna lub ciemnoszara barwa osadu; obfitość skamieniałości zwierzęcych i roślinnych (nekton i plankton); zwykle brak bioturbacji

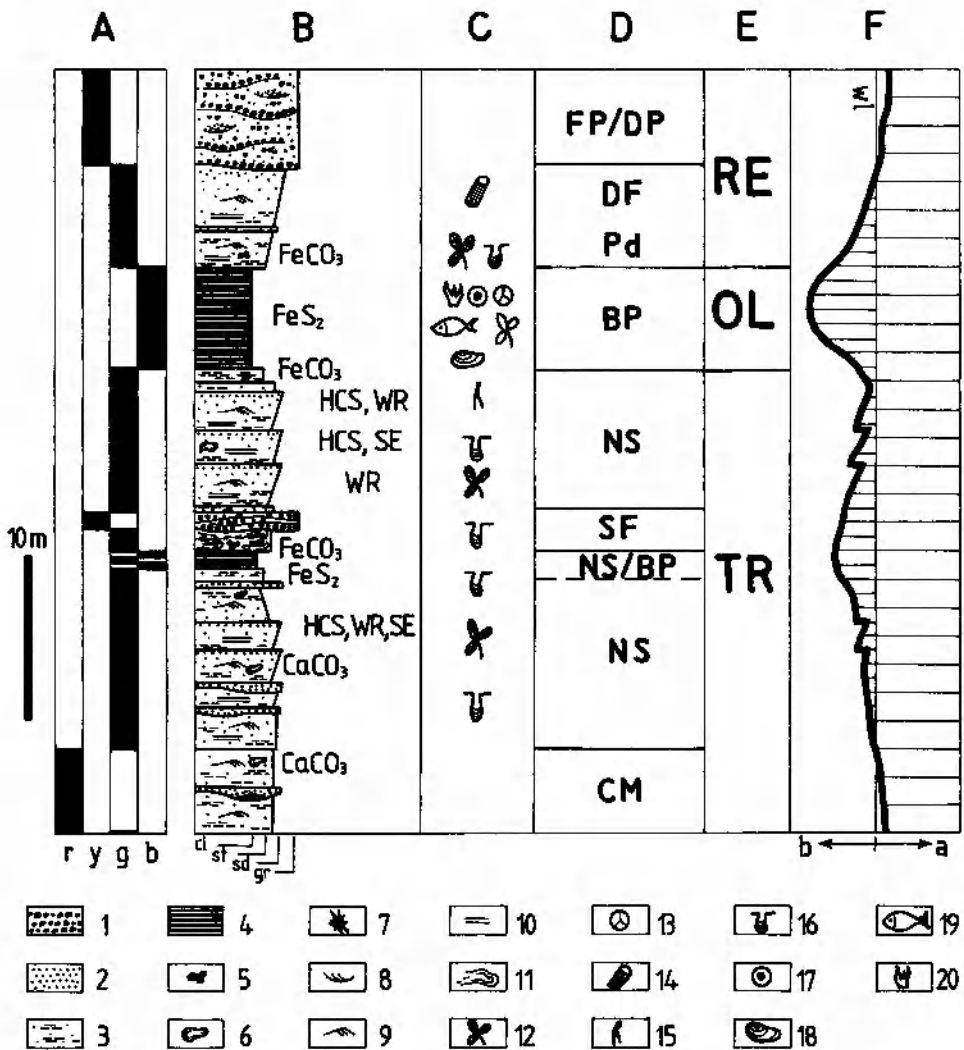
nych, uziarnienie, skład i barwę osadu, jego cechy strukturalne, czy wreszcie rozkład skamieniałości.

Osady otwartego jeziora związane z fazą maksymalnego zasięgu transgresji reprezentowane są przez cienko laminowane równoległe łupki bitumiczne (Mastalerz 1988, 1990). Ich podstawowymi składnikami są minerały ilaste i węglanowy mikryt. Zawartość węglanów jest zmienna i waha się od kilku do ponad 50%. Zawartość materii organicznej, zróżnicowanej ze względu na pochodzenie (M. Mastalerz 1988), nie przekracza zwykle 10% (por. Lorenc 1993). Łupki bitumiczne wykazują miejscami stosunkowo wyraźną strukturę rytmiczną w bardzo małej skali (rzędu milimetrów). Zawierają one liczne skamieniałości zwierzęce i roślinne (fig. 2; por. też: Mastalerz 1990), a miejscami kongrecje syderytowe i siarczkowe oraz rozproszone siarczki. Charakterystyczną cechą jest brak oznak bioturbacji osadu. Podrzednym elementem serii osadów otwartego jeziora są cienko laminowane wapienie bitumiczne.

Prezentowany profil (fig. 2) odbiega jednak nieco od ogólnego modelu zarysowanego uprzednio. Szereg elementów zaburza prostą, prawie symetryczną transgresywno-regresywną budowę. Podstawowym składnikiem członu transgresywnego jest asocjacja osadów przybrzeża, natomiast regresywna część sekwencji złożona jest wyłącznie z osadów deltowych. Osady obydwu członów są tylko ogólnie podobne do siebie, w szczegółach różnią się dość znacznie. Poza tym człon transgresywny jest złożony i o zdecydowanie większej miąższości niż prosty człon regresywny.

W profilu sekwencji wyróżnić można kilka kontaktów facjalnych („niezgodności”), których nie należałoby oczekiwać w świetle klasycznej zasady następstwa facji (por. Walther 1893/1894). Osady dolnej części członu transgresywnego wskazują na stopniowe pogłębianie się zbiornika. Proces pogłębiania został przerwany, przypuszczalnie raptownie, w okresie rozwoju podwodnego stożka (fig. 2, pl. I, 1). Wyższa część członu transgresywnego wykazuje wiele cech typowych dla spływania się zbiornika, aż do fazy zasiedlenia jego dna przez rośliny naczyniowe (Mastalerz 1988, 1990). Bezpośrednio powyżej serii transgresywnych występują osady stosunkowo głębokiego, otwartego jeziora reprezentowane przez czarne łupki bitumiczne (fig. 2). Regresywna część sekwencji wydaje się mieć zdecydowanie prostszą budowę. Podkreślić jednak należy, że jej stopień odsłonięcia jest nieznaczny.

Charakterystyczną cechą członu transgresywnego są liczne efekty, krótkotrwałych zapewne, zmian poziomu wody. Osady obfitujące w struktury związane z subaeralną ekspozycją (pl. I, 2) występują na przemian z osadami, które były modelowane falowo (por. Mastalerz 1990). Stwierdzone miejscami następstwo zróżnicowanych struktur związanych z falowaniem sugeruje krótkotrwałe okresy na przemian



występującego pogłębiania i spłykania zbiornika (por. Hamblin 1992).

LŪPKI ANTRAKOZJOWE Z OTWORU ŚCINAWKA DOLNA IG-1 (BASEN ŚRÓDSUDECKI)

Wiele podobnych cech zaobserwować można w sekwencji jeziornej nawierconej w otworze Ścinawka IG-1 w niecce śródziemieckiej (fig. 1). Sekwencja ta reprezentuje najprawdopodobniej ogniwo dolnych łupków antrakozjowych (A. Bossowski, inf. ustna). Ma ona w ogólnym zarysie prawie symetryczną strukturę i można w niej wyróżnić trzy podstawowe segmenty: transgresywny, otwartego jeziora i regresywny. W odróżnieniu jednak od sekwencji ze Starej Krańnicy człon transgresywny ma w tym przypadku dość prostą budowę i jest mniejszej miąż-

Fig. 2. Osady jeziorne ogniwa górnych łupków antrakozjowych w Starej Kraśnicy (niecka północnosudecka). A – barwa osadu: r – czerwobrunatna, y – żółtawa, g – szara lub zielonkawa, b – czarna lub ciemnoszara. B – litologia oraz wybrane cechy strukturalne: 1 – zlepienie; 2 – piaskowce; 3 – mułowce i ilowce; 4 – łupki i wapienie bitumiczne; 5 – buły (konkrecje) syderytowe; 6 – konkrecje węglanowe; 7 – węglanowe pseudomorfozy po siarczanach i laminy węglanowo-siarczanowe; 8 – warstwowanie rynnowe; 9 – laminacja przekątna; 10 – laminacja równoległa; 11 – pakiety osuwiskowe; HCS – warstwowanie kopułowce; WR – riplemarki falowe; SE – oznaki subaeralnej ekspozycji. Gradacja ziarna osadu: cl – il, st – pył, sd – piasek, gr – żwir. C – skamieniałości: 12 – flora paprociolistna; 13 – nasiona; 14 – pnie, łodygi; 15 – ślady korzeni; 16 – bioturbacje i skamieniałości śladowe; 17 – koprolity; 18 – małże; 19 – szczątki ryb z rodzajów *Acanthodes* i *Paramblypterus*; 20 – zęby ryb z grupy *Chondrichthyes*. D – środowisko sedimentacji: BP – strefa otwartego jeziora, CM – mułowa równia nadbrzeżna, DF – czoło delty, DP – równia deltowa, FP – środowisko rzeczne, sMF – zanurzona równia mułowa, NS – przybrzeże, Pd – prodelta, SF – podwodny stożek, S-P – sebkha/pląya. E – fazy rozwoju jeziora: TR – transgresja, OL – otwarte jezioro, RE – regresja. F – położenie powierzchni depozycyjnej (gruba linia) w stosunku do poziomu zwierciadła wody (wl): a – powyżej, b – poniżej

Lacustrine deposits of the Upper Anthracosia Shale from Stara Kraśnica, North-Sudetic Basin. A – rock colour: r – reddish-brown, y – yellowish, g – gray or greenish, b – black or dark gray. B – lithology and selected structures: 1 – conglomerate; 2 – sandstone; 3 – mudstone and claystone; 4 – bituminous shale and limestone; 5 – siderite (nodules) concretions; 6 – calcareous concretions; 7 – carbonate pseudomorphs after sulphates and carbonate-sulphate laminae; 8 – trough cross-bedding; 9 – ripple cross-lamination; 10 – parallel horizontal lamination; 11 – slump sheet; HCS – hummocky cross stratification; WR – wave ripples; SE – structures of subaerial exposure. Grain size: cl – clay, st – silt, sd – sand, gr – gravel. C – fossils: 12 – leaves; 13 – seeds; 14 – stems, trunks; 15 – root casts; 16 – bioturbation and trace fossils; 17 – coprolites; 18 – pelecypods; 19 – fish relics of the genera *Acanthodes* and *Paramblypterus*; 20 – teeth of *Chondrichthyes*. D – inferred palaeoenvironments: BP – open lake zone, CM – coastal mudflat, DF – delta front, DP – delta plain, FP – fluvial plain, sMF – submerged mudflat, NS – nearshore, Pd – prodelta, SF – sublacustrine fan, S-P – sabkha/playa. E – stage of lake development: TR – transgression, OL – open lake, RE – regression. F – relative position of depositional surface (thick line) with respect to water level (wl): a – above, b – below

szości niż regresywny, który z kolei wykazuje złożoną strukturę (fig. 3).

Transgresywna część sekwencji ze Ścinawki to w ogromnej większości czerwono zabarwione osady sebkhi z licznymi poziomami obfitującymi w węglanowe pseudomorfozy po siarczanach (pl. II, 1), miejscami niewielkie kryształki gipsu, a nawet cienkie pokrywy siarczanowe. Powszechnie występują tu również konkrecje węglanowe oraz poziomy calcrete. Współwystępujące poziomy zielonkawo zabarwionych osadów, często wykazujących normalne frakcjonowanie ziarna związane z powolną sedimentacją z rozproszonej zawiesiny, sugerują okresy zanurzenia powierzchni depozycyjnej. Transgresywny

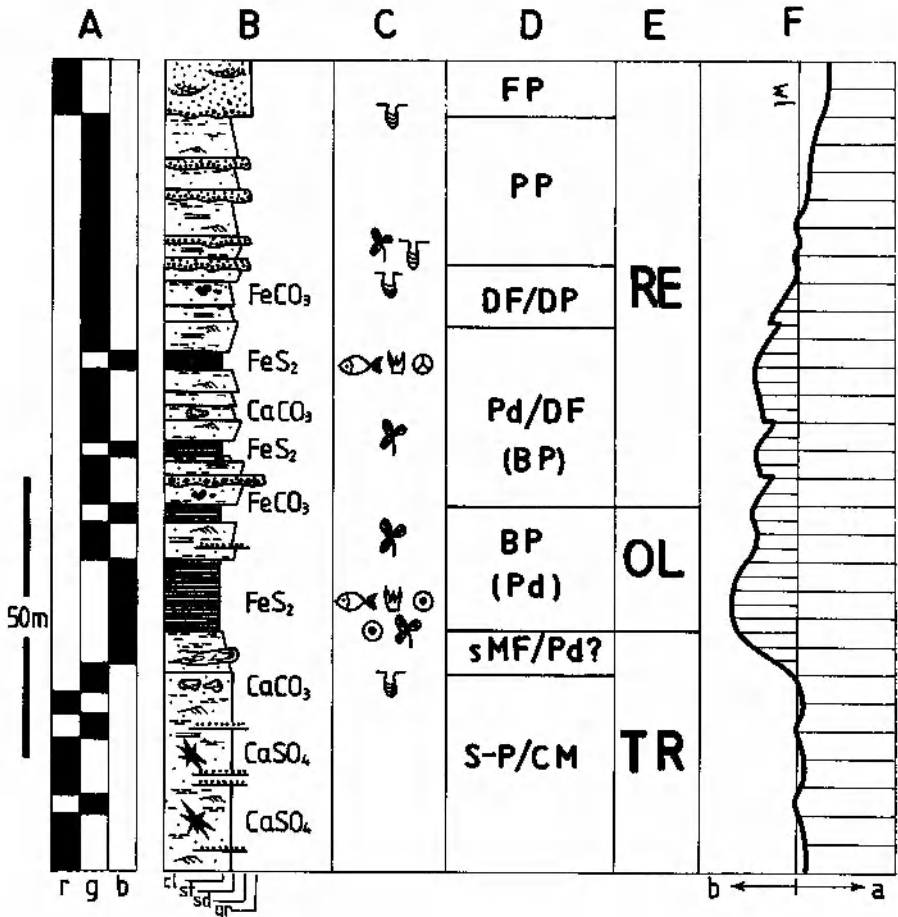


Fig. 3. Osady jeziorne ogniwa łupków antrakozjowych (dolnych?) z wiercenia Ścinawka Dolna IG1, nieka śródsudecka (objaśnienia jak do fig. 2)

Lacustrine deposits of the (Lower?) Anthracosia Shale horizon from Ścinawka Dolna IG1 borehole, Intrasudetic Basin (for explanations see Fig. 2)

człon sekwencji kończy się szaro zabarwionymi, laminowanymi osadami, które deponowane były poniżej zwierciadła wody i najprawdopodobniej reprezentują środowisko prodełtowe (fig. 3).

Osady otwartego jeziora, podobnie jak w Starej Kraśnicy, wykształcone są w postaci czarnych i ciemnoszarych, cienko laminowanych łupków bitumicznych (pl. II, 2). Zawierają one liczne szczątki fauny (łuski, kości i zęby ryb), koprolity oraz odciski roślinne. Powszechne są wprysnięcia siarczków oraz siarczkowe i syderytowe konkracje. W odróżnieniu jednak od profilu północnosudeckiego, osady tej części sekwencji wykazują liczne, cienkie przeławicenia pyłowcowych, a nawet piaszczystych turbidytów związanych zapewne z formowaniem się pro-

delty (fig. 4, pl. III, 1).

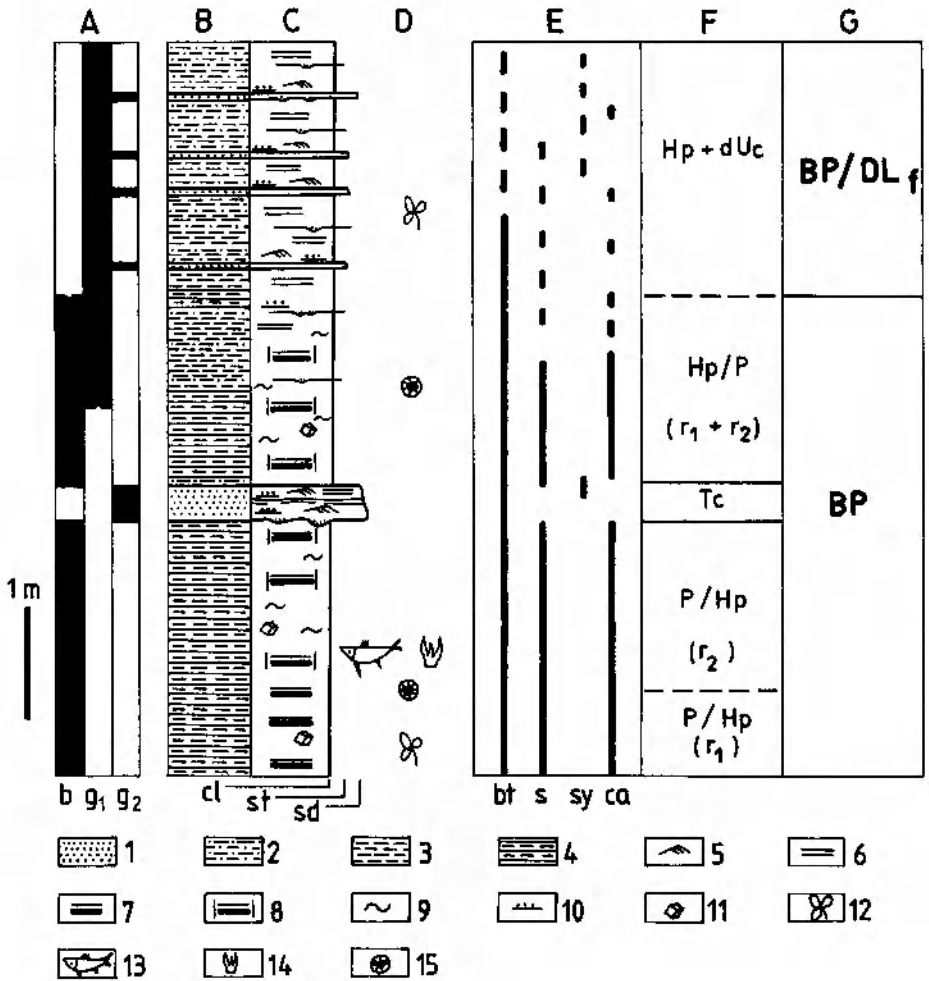
Człon regresywny sekwencji ze Ścinawki osiąga znaczną miąższość i wykazuje złożoną budowę (fig. 3). W dolnej części stanowią go przeważnie zielonkawe i szaro zabarwione osady skłonu deltowego. Przeławicając się one z łupkami bitumicznymi, a miejscami zawierają nodularne utwory węglanowe. Stwierdzić tu można kilkumetrowej miąższości sekwencje zarówno o drobniejszym, jak i grubiejszym ziarnie. Powyżej osadów skłonu deltowego zalega dość dużej miąższości seria osadów reprezentujących prawdopodobnie środowisko równi deltowej. Składa się ona z kilku wyraźnych cyklotemów o drobniejszym ziarnie i erozyjnych podstawach. W dolnej części seria ta wykazuje miejscami znaczny stopień bioturbacji oraz zawiera konkretje syderytowe. Sekwencja jeziorna kończy się czerwono zabarwionymi osadami równi aluwialnej kontaktującymi niezgodnie (erozyjnie) z osadami deltowymi.

Cechy osadów transgresywnego członu sekwencji ze Ścinawki sugerują, że proces pogłębiania zbiornika nie był jednostajny. Osady członu regresywnego wykazują podobny charakter: postępujące wypełnianie zbiornika związane z progradacją łobów deltowych przerywane było krótkimi okresami wzrostu głębokości wody oraz, prawdopodobnie, wynurzania.

POZIOM ŁUPKÓW BITUMICZNYCH Z OSLAVANY (BASEN BOSKOWICKI)

Sekwencja jeziorna z basenu boskowickiego (fig. 1) reprezentuje tzw. pierwszy poziom łupków bitumicznych oraz osady towarzyszące z warstw rosicko-oslavanskich (dolny czerwony spągowiec). Podobnie jak dwie poprzednio opisane, charakteryzuje się ona prawie symetryczną budową i wyraźnym podziałem na część transgresywną, regresywną oraz osady otwartego jeziora (fig. 5). Osady otwartego jeziora to również czarne łupki bitumiczne i towarzyszące im cienkie ławiczki wapieni bitumicznych. Podobnie jak łupki ze Ścinawki zawierają one cienkie, choć tylko nieliczne, wkładki turbidytów. Skamieniałości są tu jednak znacznie mniej powszechne.

Transgresywną część sekwencji rozpoczynają czerwono zabarwione osady nadbrzeżnej równi mułowej. Zawierają one liczne poziomy calcrete, a miejscami węglanowe pseudomorfozy po siarczanach. Wiele zestawów piaskowcowych o erozyjnych spągach stanowi podstawy wypełnień niewielkich kanałów. Towarzyszą im zwykle niewielkiej miąższości sekwencje o drobniejszym ziarnie. Znaczny udział wielozestawów będących wypełnieniami płytkich koryt/kanałów sugeruje, że przynajmniej częściowo/okresowo obszar ten stanowił subaeralną powierzchnię słabo rozwiniętej równi deltowej. Przymuszczalnie dostawa materiału była niewielka i nierównomierna, a akumulacja osadów od-



bywała się przede wszystkim wskutek zalewów warstwowych. W wyższej części profilu barwa osadu zmienia się na zielonkawoszara, ziarno osadu drobnieje, pojawiają się konkracje syderytowe i niewielkiej miąższości sekwencje o grubiejącym ku górze ziarnie osadu. Obok oznak subaeralnej ekspozycji coraz liczniej pojawiają się riplemarki falowe i zestawy niskokątowego warstwowania kopułowego (ang. *hummocky cross stratification* – HCS). Transgresywna część sekwencji z Oslavany powstawała w okresie zwiększania się zasięgu jeziora w basenie boskowskim i obejmuje strefę przejścia od osadów środowiska okresowo zalewanej równi nadbrzeżnej/deltowej poprzez osady strefy przybrzeża i do osadów podwodnego skłonu deltowego. Powierzchnia tego skłonu często znajdowała się w zasięgu podstawy falowania, co sugeruje, że zbiornik nie był zbyt głęboki, albo też dochodziło w nim do częstych zmian poziomu wody.

Fig. 4. Osady otwartego jeziora z kilkoma cienkimi ławicami turbidytowymi w sekwencji łupków antrakozjowych z wiercenia Scinawka Dolna IG1. A – barwa osadu: b – czarna, g₁ – ciemnoszara, g₂ – jasnoszara. B – litologia: 1 – piaskowce i pyłowce; 2 – mułowce; 3 – iłowce; 4 – wapienste iłowce. C – struktury depozycyjne i diagenetyczne: 5 – laminacja przekątna (riplemarki prądowe); 6 – pozioma laminacja równoległa; 7 – cienka laminacja rytmiczna; 8 – gruba, nieostrza laminacja rytmiczna; 9 – mikrolaminacja smużysta; 10 – uziarnienie frakcyjne; 11 – konkretje siarczkowe. D – skamieniałości: 12 – roślinne; 13 – łuski i kolce ryb rodzajów *Paramblypterus* i *Acanthodes*; 14 – zęby ryb z grupy *Chondrichthyes*; 15 – koprolity. E – wybrane składniki osadu: bt – bituminy, s – siarczki, sy – syderyt, ca – węglan wapnia. F – procesy sedymentacji: P – opad zawiesiny pelagicznej, Hp – opad zawiesiny hemipelagicznej (r1 – cienkie rytmy, r2 – grube rytmy), dUc – rozcieńczone zawieszinowe prądy przydenne, Tc – piaszczyste prądy zawieszinowe. G – interpretowane środowisko sedymentacji: BP – strefa otwartego jeziora, DLf – dystalne części nasypu akumulacyjnego (pozostałe objaśnienia jak do fig. 2)

The open lake deposits containing few thin turbidites of the Anthracosia Shale, Scinawka Dolna IG1 borehole. A – rock colour: b – black, g₁ – dark gray, g₂ – light gray. B – lithology: 1 – sandstone and siltstone; 2 – mudstone; 3 – claystone; 4 – calcareous claystone. C – sedimentary/diagenetic structures: 5 – ripple-cross lamination (current ripples); 6 – parallel horizontal lamination; 7 – thin rhythmic lamination; 8 – thick, diffuse rhythmic lamination; 9 – flaser microlamination; 10 – graded bedding; 11 – sulphide concretions. D – fossils: 12 – plants; 13 – fish scales and spines (*Paramblypterus sp?* and *Acanthodes sp?*); 14 – fish teeth (*Chondrichthyes*); 15 – coprolites. E – selected components of deposits: bt – bitumen, s – sulphides, sy – siderite, ca – calcium carbonate; F – inferred sedimentary processes: P – pelagic fallout, Hp – hemipelagic fallout (r1 – thin rhythmities, r2 – thick rhythmities), dUc – diluted undercurrent, Tc – sandy turbidity current; G – inferred depositional environment: BP – open basin plain, DLf – depositional lobe fringes (for other explanations see Fig. 2)

Osady otwartego jeziora, podobnie jak w poprzednich przypadkach, to głównie łupki bitumiczne (fig. 5). Występuje tu również kilka cienkich ławic ciemnych wapieni bitumicznych (pl. III, 2). Osady fazy maksymalnego zasięgu jeziora z Oslavy są jednak znacznie uboższe w skamieniałości, zarówno pod względem liczebności, jak i zróżnicowania, w stosunku do swoich odpowiedników facyjnych ze Starej Kraśnicy i Ścinawki Dolnej (por. fig. 2, 3 i 5).

Dolna część członu regresyjnego sekwencji z Oslavy składa się z szeregu niewielkich cyklotemów o grubiejącym ziarnie, kończących się zestawami HCS w niższej części oraz wypełnieniami niewielkich kanałów w wyższej (fig. 5 i 6). Dolnej części tego odcinka profilu towarzyszą miejscami pyłowcowe rytmy, a miejscami łupki bitumiczne. Powszechne są zestawy o normalnym uziarnieniu frakcyjnym. Lokalnie pojawiają się bioturbacje oraz drobne szczątki roślinne. Osady te reprezentują okres rozwoju podwodnego skłonu deltowego związany z progradacją delty na obszar jeziora boskowskiego. Dalszą konsekwencją tego rozwoju jest występująca wyżej, stosunkowo dużej miar-

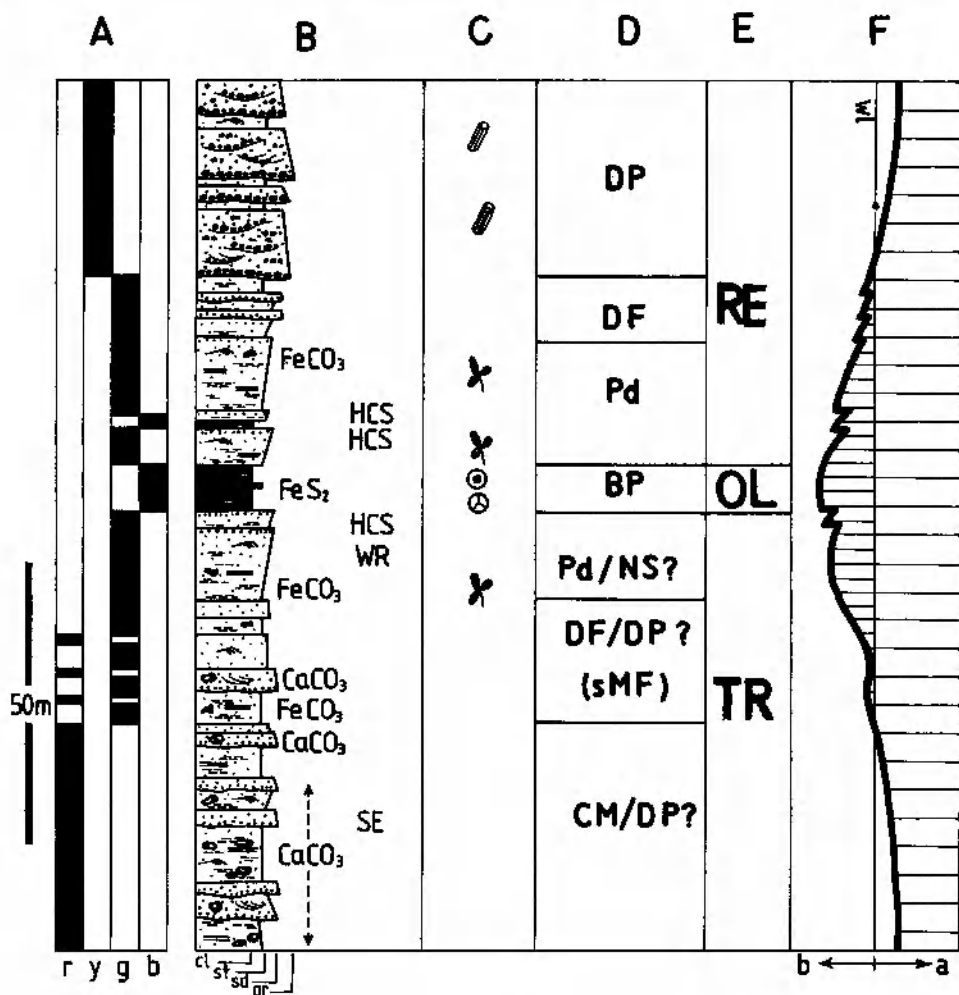


Fig. 5. Osady jeziorne pierwszego poziomu bitumicznego z Oslavany (warstwy rosicko-oslavanske) w basenie boskowskim (objaśnienia jak do fig. 2)

Lacustrine deposits of the 1st Bituminous Shale horizon of the Rosice-Oslavany Beds; Oslavany, Boskovic Basin (for explanations see Fig. 2)

szości seria żółto zabarwionych osadów równi deltowej (fig. 5). Zawiera ona liczne, gruboklastyczne wypełnienia koryt o wyraźnym, głębokim reliefie. Seria ta przechodzi stopniowo ku górze w osady równi aluwialnej.

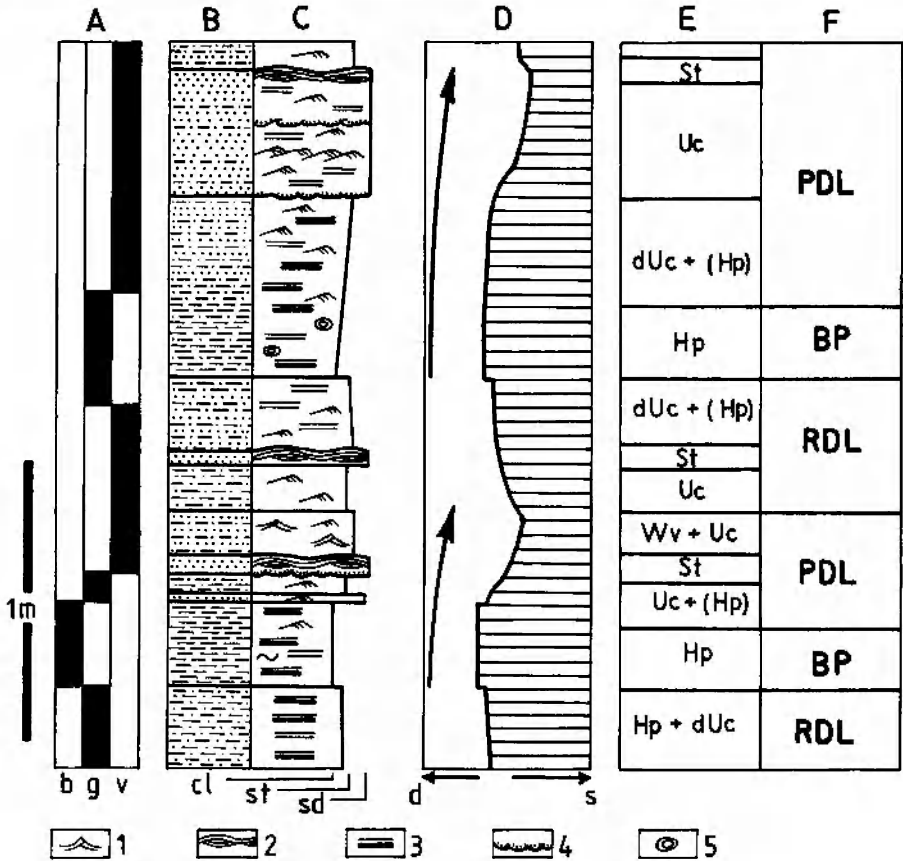


Fig. 6. Małoskalowe sekwencje związane ze spłycaaniem w osadach prodeltowych regresywnego członu pierwszego poziomu łupków bitumicznych z Oslavy. A – barwa osadu: b – czarna, g – szara, v – zielona. B – litologia. C – struktury: 1 – riplemarki falowe; 2 – niskokątowa laminacja kopułowa; 3 – laminacja rytmiczna; 4 – pogrążone spągi ławic; 5 – buły (konkrecje syderytowe). Gradacja ziarna osadu: cl – il, st – pył, sd – piasek. D – względna głębokość jeziora w miejscu profilowania: d – głęboko, s – płytko (grube strzałki wskazują tendencje do spłycaania). E – interpretowane procesy sedymentacji i przeróbki świeżego osadu: Hp – opad zawiesiny hemipelagicznej, Uc – zawieszinowy prąd przydenny, dUc – rozcieńczony przydenny prąd zawieszinowy, St – przeróbka sztormowa, Wv – przeróbka falowa. F – środowisko sedymentacji: BP – strefa otwartego jeziora, PDL – progradujący nasyp akumulacyjny, RDL – nieaktywny (opuszczony) nasyp akumulacyjny (inne objaśnienia jak do fig. 4)

Small-scale shallowing-up sequences within the prodeltaic deposits of the regressive segment of the 1st Bituminous Shale at Oslavy. A – rock colour: b – black, g – gray, v – green. B – lithology. C – structures: 1 – wave ripples; 2 – hummocky cross lamination; 3 – rhythmic lamination; 4 – loaded lower contacts; 5 – sideritic nodules. Grain size: cl – clay, st – silt, sd – sand. D – relative lake depth at logged site: d – deep, s – shallow (arrows show shallowing-up motifs). E – inferred depositional/reworking processes: Hp – hemipelagic fallout, Uc – undercurrent, dUc – diluted undercurrent, St – storm reworking, Wv – wave reworking. F – inferred sedimentary environments: BP – open basin plain, PDL – progradational depositional lobe, RDL – recessive (abandoned) depositional lobe (for other explanations see Fig. 4)

ROZWÓJ GŁĘBOKICH JEZIOR W BASENACH SEDYMENTACYJNYCH CZERWONEGO SPAGOWCA

Z przedstawionej charakterystyki sekwencji jeziornych powstałych w odrębnych basenach sedymentacyjnych wynika, że wykazują one wiele cech zbliżonych lub nawet identycznych. Niewątpliwie najbardziej charakterystyczną cechą jest niemal identyczna we wszystkich przypadkach organizacja sekwencji. Są one prawie symetryczne i generalnie trójdzielne, składając się z osadów transgresywnych, otwartego jeziora i regresywnych. Podobną budowę stwierdzono również w innych sekwencjach jeziornych czerwonego spagowca (Wojewoda 1988; Wołkowicz 1988; Raczyński, Mastalerz 1996). W żadnej spośród opisywanych sekwencji człon transgresywny nie jest zredukowany, co zdarza się dość powszechnie w transgresywno-regresywnych sekwencjach morskich (np. Walker, Harms 1971; Ryer 1977; Clifton 1981; por. też: Reinson 1992).

We wszystkich omawianych sekwencjach stwierdzono liczne efekty wahań poziomu wody. Powszechnie występują w nich na przemian osady wykazujące cechy subaeralnej ekspozycji i zanurzenia, bądź też kontaktują z sobą w profilu pionowym osady różnych stref batymetrycznych (fig. 2, 3 i 5; por. też: Mastalerz 1990). Powszechnie zdarzają się również niewielkiej miąższości sekwencje związane ze spływaniem (fig. 6). Charakteryzują się one grubieniem ziarna osadu ku górze sekwencji oraz określoną sukcesją struktur sedymentacyjnych (np. Hamblin 1992; por. też: James 1979; Walker, Plint 1992). Tego typu osady oraz efekty wahań poziomu wody stwierdzane są zarówno w transgresywnych, jak i regresywnych częściach sekwencji (fig. 2, 3 i 5).

Inną wspólną cechą wszystkich prezentowanych sekwencji jest obecność pionowych kontaktów facjalnych odbiegających od przewidywanego przez klasyczny model następstwa facji. Model taki zakłada, że w profilu pionowym nie zaburzonej sekwencji mogą sąsiadować z sobą jedynie osady takich środowisk, które sąsiadują z sobą obocznie w naturalnych zespołach środowiskowych (Walther 1893/1894). Odstępstwa od tej reguły zdarzają się, a najpowszechniejszym tego przykładem są bruki transgresywne i osady otwartego szelfu pojawiające się powyżej różnych odmian facjalnych osadów przybrzeża lub nawet lądowych (np. Reading 1986; Plint 1988). W przypadku opisywanych serii jeziornych czerwonego spagowca najlepszym przykładem podobnego zaburzenia jest zespół osadów stożka podwodnego tkwiący w transgresywnej części sekwencji ze Starej Kraśnicy (fig. 2). Efektami zaburzeń o podobnym charakterze są też wystąpienia piaszczystych turbidytów w obrębie osadów otwartego jeziora (fig. 4) lub też stwierdzane miejscami pakiety osuwiskowe (fig. 2 i 3). Wystąpienia łupków bitumicznych bezpośrednio ponad osadami modelowanymi falowo mo-

gą być rezultatem gwałtownego pogłębienia się zbiornika (fig. 5).

W regresywnych częściach wszystkich omawianych sekwencji jeziornych występują osady deltowe tworzące regularne sukcesje progredacyjne: powyżej osadów prodeltowych pojawiają się osady czoła delty, a następnie równi deltowej i wreszcie aluwialne. Nie ma natomiast dowodów na obecność osadów deltowych w obrębie członów transgresywnych (fig. 2, 3 i 5).

Prezentowane sekwencje jeziorne czerwonego spągowca różnią się między sobą pod względem miąższości. Seria ze Starej Kraśnicy osiąga zaledwie około 40 m miąższości, podczas gdy w dwóch pozostałych przypadkach miąższość serii przekracza znacznie 100 metrów. Uwagę zwraca także różnorodność składu facjalnego i struktury członów transgresywnych omawianych sekwencji. Dość prostą strukturę obserwujemy w serii osadów transgresywnych ze Ścinawki, choć nie całkiem jasna jest interpretacja paleośrodowiskowa najwyższej części członu transgresywnego (fig. 3). Efekty postępującego pogłębienia obserwowane w sekwencji z Oslavany powodują, że również ta sekwencja ma względnie konsekwentną strukturę, mimo iż człon transgresywny jest tutaj złożony i osiąga znaczną miąższość (fig. 5). Natomiast transgresywny człon sekwencji ze Starej Kraśnicy wykazując złożoną budowę ujawnia liczne odstępstwa od klasycznego modelu następstwa facji (fig. 2).

Podobieństwo struktury (organizacji) opisanych sekwencji jeziornych sugeruje zbliżony rozwój wszystkich trzech jezior. Zespół różnorodnych cech wskazuje na początkowe pogłębienie się jeziora i wzrost jego zasięgu, a następnie spływanie i stopniowy zanik (por. też: Lütznér 1988; Wojewoda, Mastalerz 1989; Mastalerz 1990). Transgresje lub regresje powodowały istotną i trwałą zmianę położenia linii brzegowej oraz migrację stref środowiskowych we wszystkich analizowanych przypadkach. Powszechność efektów krótkotrwałych wahań poziomu wody sugeruje, że rozwój jezior nie był jednak procesem jednostajnym i równomiernym, lecz składał się z wielu krótkotrwałych epizodów. Podobne oznaki licznych wahań poziomu wody są znane z innych kopalnych sekwencji jeziornych (Rodgers, Astin 1991; Hamblin 1992) oraz obserwacji współczesnych jezior i z przekazów historycznych (Allen, Collinson 1986). Wahanía te mogą być zarówno pochodną wydarzeń tektonicznych, jak i zjawisk klimatycznych.

Jeziora są bardzo podatne na wszelkie zmiany warunków ze względu na swoje niewielkie rozmiary. Równowaga tak niewielkich systemów depozycyjnych może być bardzo łatwo zachwiana (i trwale zmieniona) pod wpływem wydarzeń tektonicznych lub klimatycznych nawet o niewielkim natężeniu. Obydwa typy wydarzeń wpływają istotnie na bilans hydrologiczny i położenie zwierciadła wody. Trudno jest jednak ściśle oszacować proporcje oddziaływań poszczególnych czynników

ze względu na ich mnogość oraz współzależności między nimi. Szczególnie jeziora hydraulicznie zamknięte, w których straty wody wskutek parowania i infiltracji nie są równoważone przez dostatecznie duży dopływ powierzchniowy i opady, mogą wykazywać znaczną wrażliwość na wszelkie zmiany parametrów systemu depozycyjnego. W takich przypadkach nawet w sekwencjach głębszej strefy otwartego jeziora można wykryć efekty wahań poziomu wody w postaci subtelnych zmian chemizmu osadów (Allen, Collinson 1986). Ostrożność nakazuje jednak dopuszczenie możliwości, że niektóre z tych efektów mogły być związane ze zmianami lokalnymi wynikającymi z nierównomiernego tempa sedymentacji. Podobnej ewentualności nie sposób wyeliminować, gdyż często brak jest możliwości korelacji poszczególnych elementów sekwencji jeziornych powstałych w różnych częściach tego samego basenu.

Nieoczekiwane kontakty i ostre zmiany facjalne (niezgodności) stwierdzane w różnych miejscach sekwencji jeziornych wynikają z generalnej i raptownej, choć niekoniecznie trwałej, przebudowy lub zmiany systemu depozycyjnego. Przebudowa taka może być efektem wydarzeń wyjątkowych, czy nawet katastroficznych (por. Dott 1983). Efekty tego typu są zazwyczaj prędzej czy później, w zależności od skali i natężenia wydarzenia, niwelowane i układ środowiskowy wraca do stanu równowagi lub też dostosowuje się do nowej sytuacji. Wydaje się, że w przypadku niewielkich zbiorników, jakimi były jeziora czerwonego spągowca Europy Centralnej, czas reakcji systemu depozycyjnego basenu na zaburzenia (tektoniczne lub klimatyczne) był dość krótki. Wskutek niskiej energii czynników basenowych, które nie były w stanie dostatecznie szybko zniwelować efektów takich zaburzeń, ich skutki trwale rejestrowały się w osadzie. Podobnie okres relaksacji był krótki, a osiągnięcie przez system depozycyjny basenu stanu równowagi (poprzedniego lub nowego) względnie szybkie.

Powszechna obecność osadów deltowych i progradacyjny typ następstwa facjalnego w regresywnych segmentach sekwencji jeziornych wynika z presji, którą wywierała progradacja delty na sedymentację w schyłkowych fazach rozwoju jeziora. Proces ten wydaje się być naturalną konsekwencją stopniowej zmiany stanu równowagi systemu depozycyjnego basenu. W związku z tym agradacyjny sposób akumulacji osadów w jeziorze zmieniał się na progradacyjny. Trudno jednak jednoznacznie rozstrzygnąć, czy zmiana ta miała charakter stopniowy, czy też zachodziła natychmiast wskutek przekroczenia granicznych wartości pewnych parametrów środowiska sedymentacji, a szczególnie wskutek zmniejszającej się pojemności akumulacyjnej zbiornika (por. Mastalerz, Wojewoda 1988; Wojewoda, Mastalerz 1989). Wydarzenia tego typu mogły być pochodną wzrostu aktywności tektonicznej oraz zwiastunem nowego cyklu diastroficznego (por. Mastalerz 1990).

Brak w transgresywnych częściach sekwencji typowych osadów deltowych jest naturalnym skutkiem rozwoju basenu sedymentacyjnego podczas kolejnych cykli diastroficznych. „Fazy jeziorne” pojawiają się w późniejszych stadiach cykli i są poprzedzone prawdopodobnie długotrwałymi okresami sedymentacji rzecznej (por. Wojewoda, Mastalerz 1989). Fakt powszechnego braku osadów deltowych w transgresywnych częściach sekwencji jeziornych czerwonego spągowca mógłby więc sugerować, że jeziora pojawiały się dopiero po pewnym czasie istnienia samych basenów. Obserwacje prowadzone we współczesnych strefach ryftowych dowodzą jednak możliwości współistnienia jezior, stref sedymentacji fluwialnej, aluwialnej, wulkanogenicznej oraz obszarów bez akumulacji we wczesnych fazach rozwoju basenów (np. Baker 1986). Należy jednak przypuszczać, że jeśli nawet warunki we wcześniejszych fazach cykli diastroficznych sprzyjały tworzeniu się mułowych równi nadbrzeżnych (i prawdopodobnie płytkich okresowych jezior), to jednak nie pozwalały one na rozwój sedymentacji deltowej na tyle długotrwałe, aby znalazła ona swój wyraz w zapisie geologicznym i budowie serii transgresywnych (fig. 7).

Znaczny stopień indywidualizmu członów transgresywnych może być naturalną konsekwencją ograniczonego odsłonięcia osadów równi aluwialnej lub nadbrzeżnej. Na podstawie znacznej miąższości transgresywnych części sekwencji można wnioskować, że transgresje jeziorne musiały być we wszystkich przypadkach dość powolne.

Należy przypuszczać, że okresy trwania sedymentacji jeziornej (okresy istnienia jezior) były zróżnicowane w omawianych przypadkach. Sugerują to zróżnicowane miąższości sekwencji jeziornych, a szczególnie różne miąższości pelagicznych i hemipelagicznych osadów otwartego jeziora (głównie łupki bitumiczne). Osady te reprezentują najprawdopodobniej długotrwałe okresy powolnej, nieprzerwanej sedymentacji. Sedymentacja łupków bitumicznych przebiegała stosunkowo równomiernie i można przypuszczać, że tempo akumulacji tego typu osadów było podobne w różnych basenach. Stopień kompaktacji tych osadów jest podobny we wszystkich analizowanych basenach. Tak więc różnice miąższości osadów otwartego jeziora w opisywanych sekwencjach jeziornych (fig. 2, 3 i 4) wskazują na to, że okresy trwania powolnej sedymentacji hemipelagicznej w poszczególnych paleojeziorach różniły się między sobą.

Porównywane sekwencje najprawdopodobniej nie są równowiekowe, lecz wszystkie z pewnością powstawały we wczesnym czerwonym spągowcu. Pomimo niemożności dokonania dokładnej korelacji stratygraficznej należy stwierdzić, że we wszystkich wymienionych basenach istniała w owym czasie tendencja do powstawania głębokich jezior o stratyfikowanych wodach. Nie utrzymała się ona jednak, poza nielicznymi wyjątkami (np. Wojewoda 1988; Wołkowicz 1989), w póź-

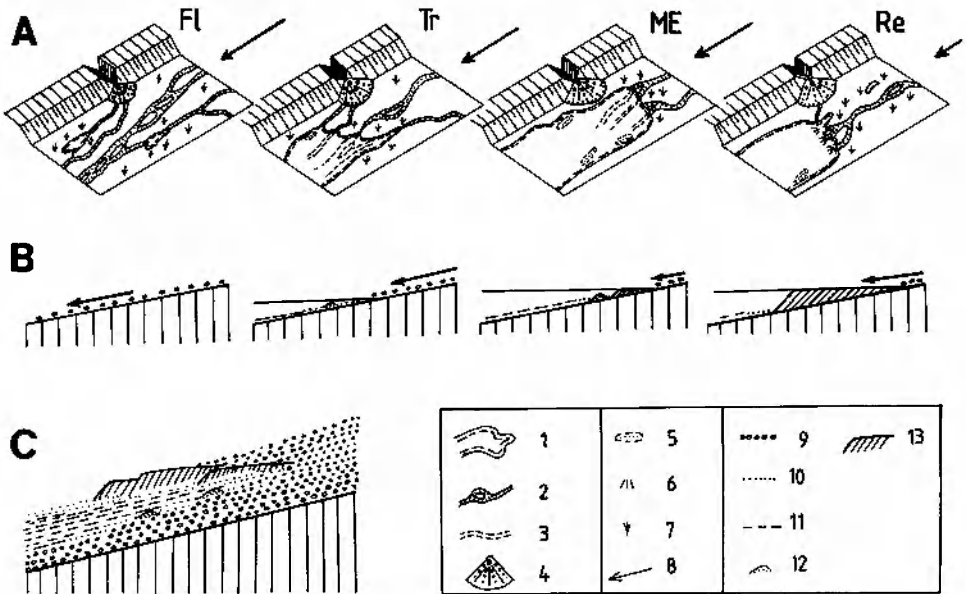


Fig. 7. Model rozwoju głębokich jezior w basenach sedymentacyjnych czerwonego spągowca. **A** – schematyczny rozkład podstawowych stref środowiskowych: Fl – faza sedymentacji rzecznej, Tr – faza transgresji jeziornej, ME – faza maksymalnego zasięgu jeziora, Re – faza regresji. **B** – schematyczny rozkład głównych stref sedymentacji w przekroju podłużnym basenu. **C** – schematyczny przekrój podłużny przez wypełnienie basenu związane z jednym cyklem diastroficzno-sedymentacyjnym. 1 – linia brzegowa jeziora; 2 – koryta rzeczne; 3 – zatopione koryta rzeczne; 4 – stożki aluwialne; 5 – odsypy litoralne (rewy); 6 – deltowe odsypy przyujściowe; 7 – roślinność; 8 – ogólny kierunek transportu; 9 – żwiry i piaski rzeczne; 10 – piaski i pyły strefy przybrzeża; 11 – muły i łył otwartego zbiornika; 12 – odsypy litoralne (na przekroju); 13 – osady deltowe

Inferred evolution of deep lakes within the Rotliegende sedimentary basins. **A** – distribution of main environmental zones: Fl – fluvial phase, Tr – transgression phase, ME – phase of maximum lake extent, Re – regression phase. **B** – schematic distribution of main depositional zones in the axial cross-section of the basin. **C** – axial cross-section through the basin infill related to single diastrophic-sedimentary cycle. 1 – lake shoreline; 2 – fluvial channels; 3 – submerged fluvial channels; 4 – alluvial fans; 5 – nearshore bars; 6 – deltaic mouth bars; 7 – vegetation; 8 – general palaeotransport direction; 9 – fluvial gravels and sands; 10 – sandstones and siltstones of littoral/nearshore zone; 11 – muds and clays of an open lake; 12 – nearshore bars (in cross-section), 13 – deltaic deposits

niejszej części permu, prawdopodobnie głównie ze względu na postępujące zmiany klimatyczne (por.: Scupin 1922; Lützner 1988; Wojewoda, Mastalerz 1989).

Możliwość rozwoju głębokich jezior i trwałej stratyfikacji ich wód była prawdopodobnie uzależniona do pewnego stopnia od wielkości basenu i jego pojemności akumulacyjnej, a także od jego kształtu i charakteru. Głębokie jeziora nie powstały w basenach o niewielkich roz-

miarach. Przykładem może tu służyć zapadlisko Wolbromka położone na wschodnim skraju niecki północnosudeckiej (Ostromęcki 1973). Basen ten funkcjonował we wczesnym permie jako zindywidualizowany obszar akumulacyjny wyodrębniony z basenu północnosudeckiego (Mastalerz 1987). Sukcesja osadowa powstała na tym obszarze nie zawiera jednak żadnych istotniejszych (zarówno ze względu na miąższość, jak i rozprzestrzenienie) osadów jeziornych. Wypełniająca ten basen seria osadowa wykazuje jednak wyraźne oznaki indukowanej tektonicznie sedymentacji. Wydaje się, że to właśnie niska pojemność akumulacyjna basenu w połączeniu ze znaczną subsydencją epizodyczną i szybkim tempem akumulacji osadów (por. Wojewoda, Mastalerz 1989) zapobiegała powstawaniu trwałych zbiorników jeziornych na tym obszarze (fig. 8).

Trudno wypowiedzieć się jednoznacznie na temat niektórych parametrów modelu rozwoju zbiorników jeziornych w analizowanych przypadkach. Obecność licznych efektów wahań poziomu wody sugeruje raczej zamknięty hydraulicznie charakter jezior. W przypadku jezior otwartych odpływ powierzchniowy pełni rolę naturalnego bufora niwelującego skutki wahań poziomu wody oraz znacznie większych zmian położenia linii brzegowej (Allen, Collinson 1986). Z drugiej jednak strony „powolne” tempo transgresji jeziornych (na które wskazują znaczna miąższość i zróżnicowanie facjalne członów transgresyjnych) wydaje się temu przeczyć: to właśnie istnienie odpływu powierzchniowego powinno zapobiegać raptownym transgresjom jeziornym. W opisywanych sekwencjach nie stwierdzono oznak całkowitego wysychania któregośkolwiek ze zbiorników.

Przedstawienie modelu zbiornika komplikuje się ze względu na wciąż nie ustalone przyczyny migracji linii brzegowej jezior. Niektóre przesłanki sugerują przyczyny tektoniczne (np. obecność zaburzeń konwolutnych, które można interpretować jako sejsmity w sekwencji ze Starej Kraśnicy – por. Mastalerz 1990). Nie można jednak wykluczyć krótkotrwałych wahań klimatycznych, które mogły występować w czasie sedymentacji niektórych sekwencji jeziornych i których efekty mogą być bardzo podobne do efektów oddziaływania czynników tektonicznych. Wydaje się, że zawartość szczątków mikroflorystycznych w osadach otwartego jeziora (łupki bitumiczne) czerwonego spągowca powinna być szczególnie obfita i mogłaby być wykorzystana do weryfikacji takiej hipotezy. Przesłanek skłaniających do podobnego wniosku można się doszukać w literaturze poświęconej analizie sekwencji jeziornych czerwonego spągowca w innych, pobliskich basenach sedymentacyjnych (np. Gąsiewicz, Kiersnowski 1986).

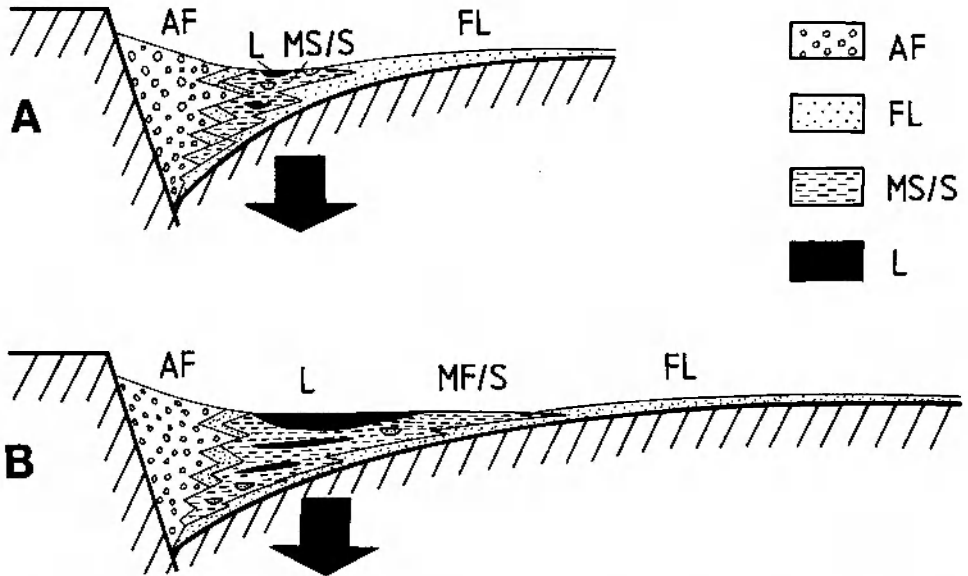


Fig. 8. Schematyczny rozkład głównych środowisk sedimentacyjnych oraz litofacjalna struktura wypełnienia w przekroju poprzecznym asymetrycznego basenu sedimentacyjnego w zależności od jego wielkości i pojemności akumulacyjnej. Serie osadowe wypełniające baseny tworzą struktury cyklotemowe i są związane z pojedynczym epizodem tektonicznym (subsydencyjnym) o jednakowej wielkości (*strzałki*) w obydwu basenach. **A** – niewielki, wąski basen typu zapadliska Wolbromka (niewielka pojemność akumulacyjna). **B** – duży, szeroki basen typu niecki śródsudeckiej (duża pojemność akumulacyjna). AF – stożki aluwialne i ich osady, FL – strefa środowisk rzecznych oraz ich osady, MF/S – równie mułowe i/lub sebkha oraz ich osady, L – jeziora i ich osady

Schematic cross-sections through asymmetrical sedimentary basins, showing the distribution of main sedimentary environments and lithofacies as dependent on the width and accumulation potential of the basin. The basins infills exhibit cyclic successions which resulted from single subsidence event of the same magnitude (*arrows*) in both basins. **A** – small, narrow basin of the type of Wolbromek Trough (low accumulation potential). **B** – large, wide basin of the type of Intrasudetic Basin (high accumulation potential). AF – alluvial fans and alluvial fan deposits, FL – fluvial plain and fluvial deposits, MF/S – mud-flats and/or sabkha and their deposits, L – lakes and lacustrine deposits

PODSUMOWANIE

Szereg cech porównywanych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów północnosudeckiego, śródsudeckiego i boskowskiego pozwala wykazać ich znaczne podobieństwo. Do najważniejszych podobieństw należą:

- 1) ogólna struktura (organizacja) sekwencji,
- 2) obecność serii łupków bitumicznych o dużej miąższości jako osa-

dów otwartego jeziora,

3) progradacyjne serie deltowe w regresywnych częściach sekwencji,

4) objawy licznych wahań poziomu wody,

5) obecność „niezgodnych” kontaktów facjalnych.

Tak istotne podobieństwa wskazują, że omawiane sekwencje rozwiły się w podobnych warunkach klimatycznych i tektonicznych, niezależnie od przestrzennej izolacji basenów. Wszystkie baseny były asymetrycznymi rowami lub półrowami tektonicznymi o zmiennym tempie subsydencji (por. Wojewoda, Mastalerz 1989). Charakter basenów, a w szczególności ich pojemność akumulacyjna, warunki paleohydrologiczne, ukształtowanie powierzchni oraz zależności między tempem subsydencji i akumulacji pozwoliły na rozwój dość głębokich jezior o stratyfikowanych wodach we wszystkich trzech przypadkach. Położenie zwierciadła wody oraz linii brzegowej często ulegało krótkotrwałym zmianom. Ta cecha oraz obecność niezgodnych kontaktów facjalnych dowodzą istnienia zaburzeń w procesie akumulacji jeziornej. Wydaje się, że zasadniczą przyczyną takiego stylu sedymentacji była nierównomierna subsydencja den basenów. Jednak w obecnym stanie rozpoznania (niedostatki w zakresie palinologii i geochemii) wciąż nie można wykluczyć krótkotrwałych wahań natury klimatycznej.

Prawdopodobnie omawiane baseny we wczesnych fazach cyklu diastroficznych były pozbawione zbiorników jeziornych. Pomimo powolnego tempa transgresji w żadnym przypadku nie doszło do wykształcenia nie kwestionowanego (ze względu na pozostawione osady) systemu deltowego. Progradacja deltowa natomiast była każdorazowo przyczyną regresji i ostatecznego wypełnienia jezior (fig. 8; por. też: Mastalerz 1988, 1990; Wojewoda 1988; Wojewoda, Mastalerz 1989).

Istnieje jednak szereg cech, które różnią omówione sekwencje. Można wśród nich wymienić:

1) odmienne wykształcenie facjalne członów transgresywnych,

2) różne miąższości sekwencji, ich części składowych oraz proporcje między nimi,

3) różnice lito- i biofacjalne mniejszej skali.

Różnice te wynikają z efektów lokalnych bądź zależą od lokalizacji analizowanego profilu w basenie. Nie niwelują one jednak podobieństw, które kształtują zarys sedymentacji jeziornej w basenach sedymentacyjnych Europy Centralnej we wczesnym czerwonym spągowcu.

Należy również zwrócić uwagę, że wiarygodność rekonstrukcji i proponowanego modelu zależy od stopnia odsłonięcia sekwencji i wyboru profili dokumentacyjnych. Jest to szczególnie istotne dla prób przeprowadzenia analizy basenowej, dla której niezbędne jest dysponowanie kompletem danych umożliwiających dokonanie objętościo-

wych szacunków pojemności basenu i ilości dostarczanego do niego materiału. Niestety, w przypadku analizowanych basenów czerwonego spągowca odsłonięcie serii osadowych jest ograniczone. Również nieliczne wiercenia i badania geofizyczne nie uzupełniają w stopniu zadowalającym brakujących informacji. W związku z tym przedstawione sugestie i wnioski składają się na model, który nie może być dostatecznie szczegółowy i którego zakres wiarygodności wciąż pozostaje ograniczony.

Podziękowania

Badania w niecce śródsudeckiej i północnosudeckiej wykonano w ramach grantu KBN nr 6 P201 047 05 (K. Mastalerz), natomiast w basenie boskowickim w ramach kooperacji między Uniwersytetami w Brnie i we Wrocławiu (S. Nehyba i K. Mastalerz). Szczegółowe profilowanie otworu Scinawka IG-1 wykonano (K. Mastalerz) w ramach tematu 6.20.1724.00.0 (PIG – Oddział Dolnośląski). Za dyskusję i krytyczne uwagi dotyczące wcześniejszych wersji manuskryptu autorzy dziękują Pawłowi Raczynskiemu i Pawłowi Aleksandrowskiemu oraz Szczepanowi Porębskiemu. Pani profesor Marii Borkowskiej należą się natomiast wyrazy wdzięczności za bardzo konstruktywną dyskusję nad tekstem artykułu w fazie jego przygotowywania do druku.

LITERATURA

- ALLEN P.A., COLLINSON J.D., 1986. Lakes. *In: Sedimentary Environments and Facies* (ed. by H.G. Reading), Blackwell Scientific Publs, Oxford (2nd Edition), 63–94.
- ANADÓN P., CABRERA L., INGLES M., JULIA R., MARZO M., 1988. The Miocene lacustrine basins of Rubielos de Mora. Excursion Guidebook. International Workshop – Field Seminar on Lacustrine Facies Models in Rift Systems and Related Natural Resources. Barcelona, pp. 32.
- BAKER B.H., 1986. Tectonics and volcanism of the southern Kenya Rift Valley and its influence on rift sedimentation. *In: Sedimentation in the African Rifts* (ed. by L.E. Frostick et al.), *Geol. Soc. Spec. Publ.* No. 25, 45–57.
- CLIFTON H.E., 1981. Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, southeastern Caliente range, California. *J. Sedim. Petrol.*, 51, 165–184.
- DE DECKKER P., 1988. Large Australian lakes during the last 20 million years: sites for petroleum source rock or metal ore deposition, or both? *In: Lacustrine Petroleum Source Rocks* (ed. by A. J. Fleet, K. Kelts and M. R. Talbot). *Geol. Soc. Spec. Publ.* No. 40, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 45–58.
- DOTT R.H., Jr., 1983. 1982 SEPM Presidential Address: Episodic sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? *J. Sedim. Petrol.*, 53, 5–24.
- DZIEDZIC K., 1959. Porównanie osadów czerwonego spągowca w rejonie Nowej Rudy (Środkowe Sudety) i Świerzawy (Zachodnie Sudety). Comparison of Rotliegendes sediments in the region of Nowa Ruda (Middle Sudeten) and Świerzawa (Western Sudeten). *Kwart. Geol.*, 3, 831–845.
- EUGSTER H.P., 1985. Oil shales, evaporites and ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 619–635.
- FLEET A.J., KELTS K., TALBOT M.R. (eds.), 1988. Lacustrine Petroleum Source Rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.* No. 40, 391 pp.
- HAMBLIN A.P., 1992. Half-graben lacustrine sedimentary rocks of the lower Carboniferous Strathlorne Formation, Horton Group, Cape Breton Island, Nova Sco-

- tia, Canada. *Sedimentology*, 39, 263–284.
- GAŚIEWICZ A., KIERSNOWSKI H., 1986. Lower Permian Freshwater biocenosis in Laskowice Oławskie – Lipowa Trough (SW Poland). *Przegl. Geol.*, 34, 197–201.
- JAMES N.P., 1979. Facies model 10. Shallowing-upward sequences in carbonates. *In: Facies Models* (ed. by R.G. Walker), Geoscience Canada Reprint Series 1, 109–119.
- KIERSNOWSKI H., 1995. Geneza i rozwój późnopaleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. Origin and development of the Late Paleozoic Eastern Fore-Sudetic Basin. *W: Geologia i Ochrona Środowiska Bloku Przesudeckiego. Materiały Sesji LXVI Zjazdu PTG, Wrocław 21-24.IX.1995.* (red. S. Cwojdzński i in.). *Ann. Soc. Geol. Polon.* – wydanie specjalne, 19–35.
- LERMAN A. (ed.), 1978. *Lakes: Chemistry, Geology, Physics.* Springer-Verlag, Berlin.
- LORENC S., 1993. Rozprzestrzenienie, litologia i orientacyjne cechy geochemiczne czarnych łupków Sudetów. Extent, lithology and approximate geochemical features of Sudetic black shales. *Acta Univ. Wratisl., 1412, Pr. Geol. Mineral.*, 33, 179–208.
- LORENZ V., NICHOLLS I.A., 1976. The Permocarboneferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. *In: The Continental Permian in Central, West, and South Europe.* (ed. by H. Falke), D. Riedel Publ.Co., Dordrecht, 313–342.
- LÜTZNER H., 1988. Sedimentology and basin development of intramontane Rotliegend basins in Central Europe. *Z. geol. Wiss.*, 16 (9), 845–803.
- MASTALERZ K., 1987. The Lower Permian sedimentary history of the Wolbromek trough, SW Poland. Symposium on Rotliegendes in Central Europe, Erfurt, May 24-30, 1987, Abstracts, 36.
- MASTALERZ K., 1988. Development of lacustrine facies: an example from the Lower Permian Anthracosia Shales, North Sudetic Basin. *In: Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Książ Castle – 1988, Guidebook* (ed. by H. Kiersnowski), 19–31.
- MASTALERZ K., 1990. Lacustrine successions in fault-bounded basins: 1. Upper Anthracosia Shale (Lower Permian) of the North Sudetic Basin, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 60, 75–106.
- MASTALERZ K., 1992. Rotliegend lakes as interpreted from facies associations and basin analysis: examples from the Polish Sudetes. Tagungen der DGG 144. Hauptversammlung der DGG vom 1.-2. Oktober 1992 in Halle, Kurzfassungen der Vorträge, Beiträge zur Poster-Ausstellung, Halle, 106.
- MASTALERZ K., 1993. Sedimentary response to tectonics and climate: Rotliegende lacustrine sequences of the Sudetes, SW Poland. Climate and Tectonic Rhythms in Lake deposits – IGCP 324 (GLOPALS) Special Symposium, August 8, 1993, Penn State Univ., Abstract Book, 20.
- MASTALERZ K., 1994. Anthracosia Shale (Lower Permian), North-Sudetic Basin, Poland. *In: Global Geological Record of Lacustrine Basins – 1* (ed. by E. Gierlowski and K. Kelts), Cambridge Univ. Press, 97–100.
- MASTALERZ K., WOJEWODA J., 1988. Rotliegendes sedimentary basins in the Sudetes, Central Europe. *In: Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Książ Castle – 1988, Guidebook* (ed. by H. Kiersnowski), 1–9.
- MASTALERZ M., 1988. Organic matter in black shales of North-Sudetic Basin – an example from Anthracosia Shale horizon, Świerzawa profile. *Ibidem*, 43–44.
- OSTROMĘCKI A., 1973. Development of the Late Paleozoic sedimentary basins of the Kaczawa Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Polon.)*, 43, 319–362.
- PLINT A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and offshore bars in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. *In: Sea Level Changes: An Integrated Approach* (ed. by C.K. Wilgus *et al.*). *Soc. Econ.*

Paleont. Miner. Spec. Publ., 42, 357–370.

- RACZYŃSKI P., MASTALERZ K., 1996. Nowe znaleziska i stanowiska kopalnej flory i fauny w osadach czerwonego spągowca Sudetów. New localities and findings of fossil flora and fauna from Rotliegende of the Polish part of the Sudetes. *Acta Univ. Wratislaviensis, 1792, Pr. Geol. Mineral.*, 52, 107–116.
- READING H.G., 1986. Facies. In: *Sedimentary Environments and Facies* (ed. by H.G. Reading), Blackwell Scientific Publs, Oxford (2nd Edition), 4–19.
- REINSON G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (ed. by R.G. Walker and N.P. James). Geol. Assoc. Canada. Love Printing Service Ltd., Stittsville, 179–194.
- RENFRO A.R., 1974. Genesis of evaporite-associated stratiform metalliferous deposits – a sabkha process. *Econ. Geol.*, 69, 33–45.
- RODGERS D.A., ASTIN T.R., 1991. Ephemeral lakes, mud pellet dunes and wind-blown sand and silt: reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. In: *Lacustrine Facies Analysis* (ed. by P. Anadón, L. Cabrera, K. Kelts), *Spec. Publs Int. Assoc. Sediment.*, 13, 199–221.
- RYER T.A., 1977. Patterns of Cretaceous shallow-marine sedimentation, Coalville and Rockport areas, Utah. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 177–188.
- SAWICKI L., 1995. Mapa Geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) 1 : 100 000. Map of Lower Silesia with Adjacent Czech and German Territories (without Quaternary Deposits) 1 : 100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SCUPIN H., 1922. Die Gliederung des nordsudetischen Rotliegenden auf klimatischer Grundlage. *Z. Dt. geol. Ges.*, 74, 263–275.
- van HOUTEN F.B., 1964. Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, 497–531.
- WALKER R.G., HARMS J.C., 1971. The 'Catskill delta': a prograding muddy shoreline in central Pennsylvania. *J. Geol.*, 79, 381–399.
- WALKER R.G., PLINT A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (ed. by R.G. Walker and N.P. James). Geol. Assoc. Canada. Love Printing Service Ltd., Stittsville, 219–238.
- WALTHER J., 1893/1894. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III Theil: Lithogenesis der Gegenwart, 535–1055, Verlag von Gustav Fischer, Jena.
- WOJEWODA J., 1988. Lacustrine pensymmetric sequence: an example from the Lower Permian Walchia Shale, Intrasudetic Basin. In: *Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Książ Castle – 1988, Guidebook* (ed. by H. Kiersnowski), 10–17.
- WOJEWODA J., MASTALERZ K., 1988. Five lacustrine puzzles-models. In: *Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Książ Castle – 1988, Guidebook* (ed. by H. Kiersnowski), 36–41.
- WOJEWODA J., MASTALERZ K., 1989. Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Climate evolution, allo- and autocyclicality of sedimentation of sedimentation: an example from the Permo-Carboniferous continental deposits of the Sudetes, SW Poland. *Przegl. Geol.*, 37, 173–180.
- WOŁKOWICZ S., 1988. O sedymentacji dolnopermskich łupków walchiowych z Ratna Dolnego (depresja śródsudecka). On the sedimentation of the Lower Permian Walchia Shales from Ratno Dolne (Intra-Sudetic Depression). *Przegl. Geol.*, 36, 214–218.
- ZIEGLER P. A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell International Petrol. Maatschappij B.V., 130 pp.

Krzysztof MASTALERZ, Slavek NEHYBA

COMPARISON OF ROTLLIEGENDE LACUSTRINE DEPOSITIONAL SEQUENCES FROM THE INTRASUDETIC, NORTH-SUDETIC AND BOSKOVICE BASINS (CENTRAL EUROPE)⁴

SUMMARY

INTRODUCTION

Lakes are relatively common in continental environments. Although they are rather small and short-lived, lakes serve as very effective sediment traps. Lacustrine sequences are unique in continental deposits as far as they provide a complete stratigraphic record and wealth of evidence on organic life. Therefore, lacustrine deposits are particularly important for palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstructions. Some lacustrine sequences contain valuable concentrations of metals, evaporites and may be excellent source rocks for hydrocarbons.

Most of the Rotliegende sedimentary basins in Central Europe developed in asymmetrical grabens or half-grabens. The basin floors were dominated by axial fluvial systems, with small-scale alluvial fans attached to the basin margins. Sedimentation was strongly controlled by tectonism. Episodic subsidence resulted in large-scale, megacyclic organization of basin infills. Lakes transgressed over the basin floors during late phases of diastrophic cycles. Various kinds of lakes existed within the Rotliegende sedimentary basins. The objective of this paper is to describe the general features and to discuss possible evolutionary patterns of lacustrine sequences from three sedimentary basins (Fig. 1). The three selected sequences are attributed to relatively deep lakes with stratified water column.

FACIES ASSOCIATIONS

Lacustrine deposits reveal a variety of lithofacies. Depositional sequences related to deep lakes are particularly diversified. However, most lacustrine deposits are fine-grained due to low energy of basinal agents. Besides, they usually display poor sorting and contain considerable amounts of organic matter and precipitates. Individual lithofacies are usually organized into natural assemblages (facies assemblages) which are related to environmental conditions. Identification of facies assemblages serve as useful tools for palaeoenvironmental purposes. The Rotliegende deposits of deep lakes include several facies assemblages which are attributed to different sedimentary environments. General characteristics of these assemblages are given in Table 1.

⁴ Manuscript received in February 1996, accepted for publication in December 1996

Table 1

Facies assemblages of Rotliegende deep lake deposits

Assemblage	Characteristics
Coastal mudflat	Current structures; common evidence of subaerial exposure; reddish-brown colour; rhizcretions and calcrete in places; scarce fossils (except for trace fossils); local wave reworking.
Sabkha/Playa	Abundant deformational structures due to crystal growth; common evidence of subaerial exposure; sulphate layers; pseudomorphs; mostly reddish-brown sediment colour; lack of fossils; little evidence of wave reworking.
Delta plain	High textural variability; abundant and diversified current structures; common erosive contacts and channelized bodies; coal and siderite in places; gray-to-yellowish sediment colour; abundant plant fossils and root casts.
Nearshore	Relatively good sorting; common wave ripples and hummocky cross-stratification; tempestites in places; various concretionary forms (calcareous, sideritic, pyritic); evidence of subaerial exposure; green-to-yellowish sediment colour; common bioturbation.
Delta slope	Abundant current structures; common graded bedding and erosive bases; local shallow channels; locally wave-induced structures; siderite concretions and dispersed sulfides in places; green-to-gray sediment colour; rare fossil flora and exceptional fauna; spatial relationship to axial depositional system of the basin.
Sublacustrine fan	Diversified current and deformational structures; sediment gravity-flow deposits; slump sheets; common graded bedding; siderite and pyrite concretions in places; green-to-gray sediment colour; scarce fossils (mostly burrows); spatial relation to marginal distributary system of the basin.
Open lake	Very fine-grained deposits only; high contents of carbonate and organic matter; common very thin, parallel lamination and rhythmic bedding; dispersed bitumens and sulfides; pyrite concretions (rarely siderite); black or dark gray sediment colour; abundant fossils; lack of bioturbation.

SEQUENCES OF LACUSTRINE DEPOSITS

The lacustrine sequences under description come from the Intrasudetic, North-Sudetic and Boskovice basins (Fig. 1). All of them belong to the lower Rotliegende successions. However, there is no precise stratigraphic correlation between these sequences yet. The sequences show a number of features in common. All three display symmetric organization. Thick successions of bituminous shale represent open lake environment. The regressive segments of the sequences are built of progradational deltaic deposits. In other respects, however, the three sequences differ one from another.

Upper Anthracosia Shale from Stara Krašnica (North-Sudetic Basin)

The Upper Anthracosia Shale (Fig. 2) displays a symmetric organization with respect to facies arrangement, grain size and sediment colour, sedimentary structures and fossils. It encompasses the following (from bottom to top) facies assemblages: coastal mudflat, nearshore, transition to open lake, sublacustrine fan, nearshore, open lake, delta slope and delta plain (Fig. 2). The sequence is subdivided into three large segments which represent the main phases of the lake development: transgressive, open lake and regressive.

The transgressive segment shows compound structure and consists predominantly of nearshore deposits. It is much thicker than the regressive segment which, in turn, displays simple organization and consists of deltaic deposits arranged in a progradational succession (Fig. 2). The open lake segment encompasses predominantly bituminous shale and a few beds of bituminous limestones. The open lake deposits contain abundant and diversified fossils.

The transgressive segment is expected to reflect successive deepening of the lake. However, the latter process must have been disrupted many times, as evidenced by development of the sublacustrine fan assemblage (Pl. I, 1), small-scale shallowing-up sequences and numerous effects of a temporary subaerial exposure (Pl. I, 2). The upper part of this segment shows features typical of a progressive shallowing and includes rooted horizons at the top of shallowing-up motifs. In places the deposits display hummocky cross-stratification (HCS) representing sediment reworked at the storm wave base. The contact between the transgressive and open lake segments is abrupt, whereas the open lake deposits pass gradationally upwards into prodeltaic strata (Fig. 2).

Anthracosia Shale from Ścinawka Dolna IG-1 borehole (Intrasudetic Basin)

The sequence shows many features similar to those of the lacustrine deposits from Stara Krašnica. It shows symmetric, in general, structure and includes transgressive, open lake and regressive segments. However, the transgressive segment of this sequence consists of the sabkha/playa assemblage, is relatively thin and shows simple organization (Fig. 3). The sediment is rich in carbonate pseudomorphs after sulphates (Pl. II, 1) and in places contains thin sulphate layers. Calcrete horizons and dispersed calcareous nodules commonly occur in the upper part of this segment. The topmost part of the transgressive segment shows dark gray to black colour and was apparently formed in a shallow water (Fig. 3).

The open lake deposits predominantly consist of bituminous shales which commonly display diversified rhythmic laminations (Pl. II, 2). The shales contain abundant fossils and dispersed sulphides. Numerous, usually very thin turbidite beds interlayer with these shales (Fig. 4, Pl. III, 1).

The regressive segment of the sequence attains considerable thickness and shows composite structure (Fig. 3). It consists of prodeltaic deposits with intercalated black shales in the lower part. The deposits pass gradationally upwards into delta front to delta plain assemblages. They include subordinate coarsening- as well as fining-upwards sequences. Some sandstone beds

show erosive lower contacts and some may represent channelized bodies.

The transgression of Anthracosia lake at Scinawka Dolna was characterized by a much more steady rate compared with that of the North-Sudetic Basin. On the contrary, the lake regression must have been frequently interrupted (Fig. 3).

1st Bituminous Shale horizon from Oslavany (Boskovice Basin)

The sequences of lacustrine deposits exposed at Boskovice (Fig. 5) display symmetric vertical structure similar to those observed at Stara Krašnica and Šcinawka. The lower part of the transgressive segment encompasses coastal mudflat deposits with some calcretes. Small-scale, channelized beds with erosive bases, which commonly occur upwards in the sequence, are attributed to distributary channels on the muddy delta plain. The remaining portion of this segment shows evidence of several submergence episodes until the system reached the open lake stage evolving through the nearshore and prodeltaic environmental zones (Fig. 5). The transgressive deposits show signs of intermittent submergence and emergence with numerous evidence of wave reworking and subaerial exposure (Fig. 5).

The open lake deposits predominantly consist of bituminous shales with few beds of bituminous limestones (Pl. III, 2) and thin turbidites. The shales usually show thin rhythmic lamination or flaser microlamination. However, they differ from both sequences of the Sudetic basins with regard to the content and diversity of fossils (Fig. 5).

The lower part of the regressive segment is characterized by numerous small-scale coarsening upward sequences, some of them topped with hummocky cross-stratified sets (Fig. 6). These sequences represent shallowing-up episodes. Channelized bodies with distinct erosive bases are successively more frequent upwards in the regressive segment. Plant detritus and moulds of large stems are present in places. These deposits represent, most probably, the delta front facies assemblage which passes gradually upwards into deposits of the delta plain and coastal mudflat assemblages (Fig. 5).

DEVELOPMENT OF DEEP LAKES IN THE ROTLIEGENDE SEDIMENTARY BASINS

The presented lacustrine sequences display numerous features in common. Similar organization of the sequences appear to be most striking. All sequences show three-partite symmetric structure composed of transgressive, open lake and regressive deposits. The considerable thickness and facies variability of the transgressive deposits are particularly noteworthy. The lacustrine sequences show evidence of frequent lake level fluctuations, subaerial exposure and commonly contain small-scale shallowing-up sequences. There are some abrupt and unexpected facies contacts in each sequence – such contacts do not fit the Walthers rule of facies. Regressive segments of the sequences consist of prodeltaic deposits which pass gradually upwards into the delta front and delta plain facies assemblages.

The general similarities suggest that the early Rotliegende lakes from the North-Sudetic, Intrasudetic and Boskovice basins underwent similar

evolution. The lakes successively expanded and deepened until the progradation of deltaic systems and increased rate of sediment accumulation resulted in their contraction, shallowing and infilling. However, numerous evidence of the lake level fluctuations suggests that the process of lake evolution was frequently disrupted. The same conclusion comes from unexpected facies transitions (disconformities). Such disconformities were mostly related to rapid, though short-lasting changes within intrabasinal depositional systems and were caused by exceptional or catastrophic events of tectonic and/or climatic origin. The abundant record of such events stems mainly from the low-energy characteristics of intrabasinal factors and from the restricted accumulation potential of the basins. Small, semi-closed sedimentary systems, such as lakes, are particularly sensitive to any change of external conditions. Thus, it is assumed that the early Rotliegende lakes of the Sudetic basins and of the Boskovice Basin were relatively small-scale objects.

However, the lakes were partly/periodically considerably deep. Most sediments accumulated in oxic-to-suboxic, shallow water zones (transgressive and regressive segments). These deposits have recorded effects of lake level fluctuations, wave action and events of emergence. On the contrary, similar effects do not occur in the open lake deposits which accumulated in anoxic, deeper zone. Thus, it is concluded that some parts of the lakes must have been sufficiently deep and the water columns stratified to prevent such effects. Thick regressive segments of the lacustrine sequences, which display progradational characteristics, strongly support this conclusion.

The facies composition and progradational character of the regressive lacustrine successions reflect the control held by processes of delta progradation on the lake development and infilling. Deltaic progradations commenced during the late phases of the evolution of the Rotliegende lakes. They were marked by a prominent change from aggradational to progradational mode of sediment accumulation. They were, most probably, related to disruptions of the equilibrium between sediment input and the rates of accumulation and subsidence.

Typical deltaic deposits are usually lacking in the transgressive segments of the lacustrine sequences. Obviously, fully developed deltas did not appear until the lakes reached maturity (Fig. 7). The processes of delta formation were not sufficiently effective (sediment input did not keep pace with the rates of subsidence and water level rise) during lacustrine transgressions. Incipient deltaic plains underwent slow and continuous submergence, while incipient deltaic relief and sediments were modified, reworked and partly redistributed by littoral processes operating in the nearshore zone.

The diversity of the transgressive segments of the lacustrine sequences seems to be strongly dependent on the location of the logged sections within the basins. Transgressions were supposedly slow and relatively long-lasting processes judging from the considerable thicknesses and other features of the transgressive deposits.

The duration of lacustrine sedimentation within individual basins varied considerably. This conclusion comes from the variable thicknesses of the individual lacustrine sequences but it is especially strongly supported by variable thickness of bituminous shales. The latter deposits resulted from very

low-rate, pelagic-to-hemipelagic sedimentation in the open lake settings. They represent relatively long-lasting and undisturbed periods of slow and uniform accumulation. The rate of this kind of accumulation appear to be largely independent on the specific conditions in individual basins. The bituminous shales attain only 5 metres in the section at Stara Krašnica, whereas their counterparts reach over 8 metres at Oslavany and around 20 metres at Šcinavka Dolna.

The characteristics of individual lakes must have been strongly dependent on the size, shape and accumulation potential of the hosting sedimentary basin, assuming the same tectonic regime and climate. Deeper lakes formed easily in larger basins during the mature stages of diastrophic cycles (Fig. 8). On the contrary, either such lakes have never formed in smaller basins, or their record is nowhere sufficiently clear.

Numerous effects of the lake level fluctuations recorded in the studied sequences point to hydrologically closed lakes. Outlets in open lakes play the role of buffers preventing such fluctuations. On the other hand, the inferred slow rate of transgressions suggests that the lakes formed rather hydrologically open systems. There is no evidence of complete drying of the lakes.

CONCLUSIONS

The early Rotliegende lacustrine sequences from the North-Sudetic, Intrasudetic and Boskovice basins share a number of similarities. The most important common features are:

- 1) similar vertical organization;
- 2) thick bituminous shales representing open lake environments;
- 3) regressive segments composed of progradational deltaic deposits;
- 4) effects of frequent lake level fluctuations;
- 5) occurrence of discordant vertical facies contacts.

The above-listed characteristics suggest that these lacustrine sequences were formed in similar climatic and tectonic conditions, irrespective of the spatial separation of the basins. The basins occurred within asymmetrical grabens or half-grabens. The basin floor subsidence and basin margins were controlled by variable-rate episodic tectonism. Some features of the lacustrine deposits/sequences can be regarded as tectonically (seismically) induced. The features of the basins, including their size, shape and accumulation potential, hydrologic conditions, subsidence rate, sediment supply and accumulation rate, allowed development of relatively deep lakes with stratified water columns. Some sediments were deposited and reworked in photic, oxic zone (epilimnion). However, some fine particles slowly accumulated in anoxic hypolimnion. The evolution of the lakes was frequently disrupted by subordinate events, which resulted in lake level fluctuations and abrupt facies contacts. Variable rate of subsidence was the most important factor controlling such fluctuations. Deeper lakes did not probably form within the basins until the diastrophic cycles reached their mature stages. Deltaic progradations, most probably tectonically controlled, were responsible for the final lake infilling. However, typical lacustrine deltas did not form and thicker deltaic deposits did not accumulate during the transgressive phases of lake development.

The following features are different within the individual lacustrine sequences:

- 1) facies composition and organization of transgressive deposits;
- 2) thicknesses of the sequences and
- 3) subtle bio- and lithofacies differences.

The differences resulted from conditions specific of individual basins, or were related to local effects and depended on the location of the logged section within the basin. These differences do not affect considerably the shape of the common depositional model proposed in this paper. However, the possibility of delineation of a very precise and complete depositional model for the deep lakes of early Rotliegende times still remains doubtful. Some lines of evidence are not equivocal and some even contradict each other. Certain problems concerning the suggested model could probably be solved in course of detailed palynological and geochemical research which should verify the role of the postulated impact of short climatic fluctuations on sedimentation.

*Institute of Geological Sciences,
University of Wrocław,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław,
Poland*

*Department of Geology and Palaeontology,
Masaryk University,
Kotlarska 2, 611 37 Brno,
Czech Republic*

OBJAŚNIENIA PLANSZ EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza (Plate) I

- 1 — Zestaw amalgamowanych ławic piaskowców zlepieńcowatych powstałych w wyniku depozycji z pulsujących spływów ziarnowych; górna część serii osadów podwodnego stożka (asocjacja SF) górnych łupków antrakozjowych w Starej Kraśnicy (por. fig. 2); skala – 10 cm

Amalgamated beds of conglomeratic sandstone laid down from surging grain flows; upper portion of succession of sublacustrine fan (assemblage SF); Upper Anthracosia Shale at Stara Kraśnica (see Fig. 2); scale bar – 10 cm

- 2 — Odlewy śladów uderzeń kropel deszczu na dolnej powierzchni ławicy piaskowca wśród osadów przybrzeża jeziornego (asocjacja NS), transgresywny człon sekwencji górnych łupków antrakozjowych ze Starej Kraśnicy; skala w milimetrach

Moulds of raindrop imprints on the sole of a sandstone bed in the nearshore deposits (assemblage NS) of the transgressive segment of the Upper Anthracosia Shale; Stara Kraśnica; scale in millimetres

Plansza (Plate) II

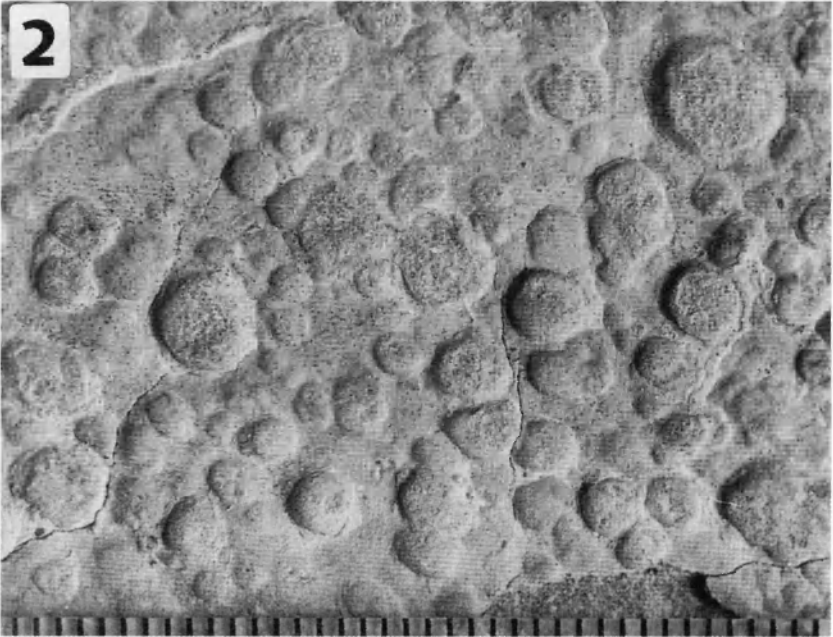
- 1 — Koncentracja kalcytowych pseudomorfoz pogipsowych oraz kryształów gipsu w mułowcach strefy sebki (asocjacja S-P); poziom łupków antrakozjowych z wiercenia Ścinawka Dolna IG1; jaśniejsze, nieostre odbarwienia związane są z kalicyfikacją osadu; skala – 1 cm

Concentration of calcite pseudomorphs after gypsum and gypsum crystals within sabkha mudstone (assemblage S-P); Anthracosia Shale from Scinawka Dolna IG1 borehole; lighter, cloudy domains represent calichified deposit; scale bar – 1 cm

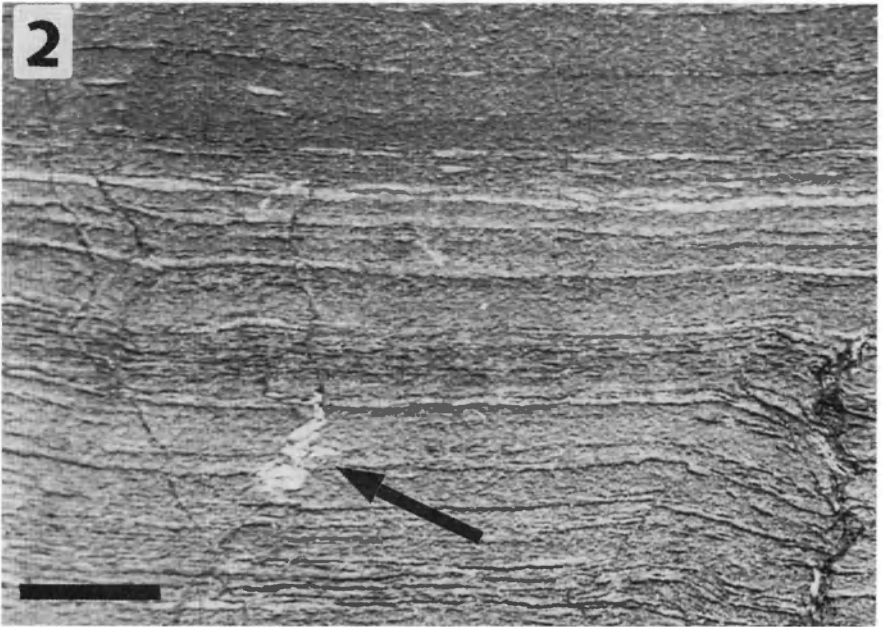
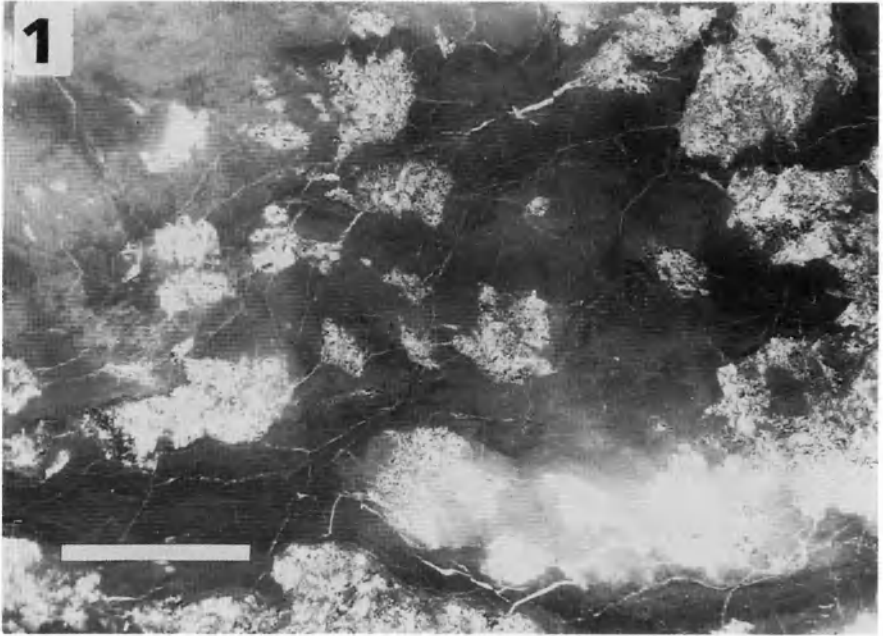
- 2 — Cienka laminacja rytmiczna w łupkach bitumicznych (asocjacja BP); poziom łupków antrakozjowych z wiercenia Scinawka Dolna IG1; strzałka wskazuje nagromadzenie pirytu; skala – 5 mm (powierzchnia trawiona)
Thin rhythmic lamination in bituminous shale (assemblage BP); Anthracosia Shale from Scinawka Dolna IG1 borehole; pyrite concentration is indicated by arrow; scale bar – 5 mm (etched surface)

Plansza (Plate) III

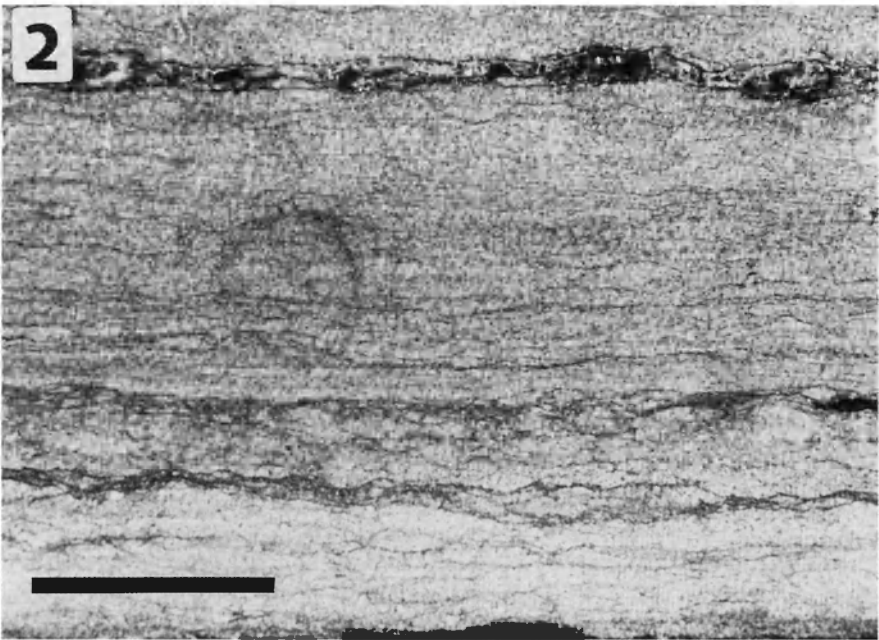
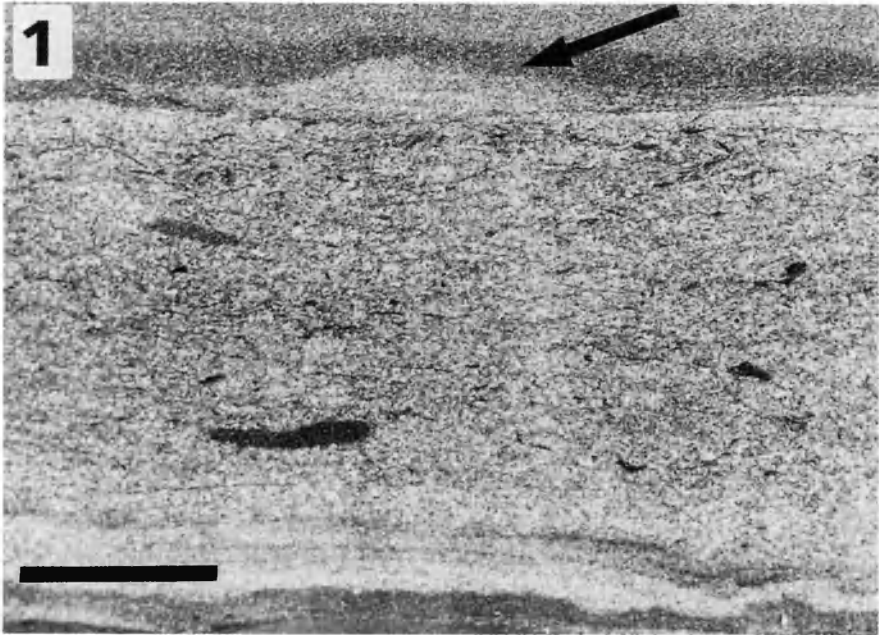
- 1 — Ławiczka turbidytowa złożona z materiału piaszczystego oraz intraklastów łupkowych; seria osadów otwartego jeziora (asocjacja BP) z poziomu łupków antrakozjowych z otworu Scinawka Dolna IG1; skala – 1 cm. Zwróć uwagę na towarzyszące cienkie zestawy pyłowcowo-piaszczyste, wykazujące normalną gradację ziarna (*dół zdjęcia*), oraz na przekrój izolowanego riplemarka powyżej ławiczki turbidytowej (*strzałka*);
Sandy turbidite containing shale intraclasts; open lake deposits (assemblage BP) from Scinawka Dolna IG1 borehole; scale bar – 1 cm. Note the associated, thin silty-sandy sets showing normal grain size distribution (*bottom*) and isolated ripple above the turbidite bed (*arrow*)
- 2 — Nierówna, miejscami nieciągła laminacja równoległa w wapieniu bitumicznym (asocjacja BP) pierwszego poziomu bitumicznego z Oslavany; grubsze, jaśniejsze laminy zbudowane są z węglanu wapnia, natomiast cieńsze, ciemniejsze z materii ilasto-organicznej; skala – 5 mm
Uneven, partly discontinuous, parallel lamination in bituminous limestone (assemblage BP) from the 1st horizon of Bituminous Shale from Oslavany; thicker, lighter laminae are composed of calcium carbonate, whereas thinner and dark laminae encompass mainly clay minerals and organic matter; scale bar – 5 mm



Krzysztof MASTALERZ, Slavek NEHYBA – Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spagowca z basenów: śródsudeckiego, północnosudeckiego i boskowickiego



Krzysztof MASTALERZ, Slavek NEHYBA – Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów: śródsudeckiego, północnosudeckiego i boskowickiego



Krzysztof MASTALERZ, Slavek NEHYBA – Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów: śródsudeckiego, północnosudeckiego i boskowskiego