



KRYSTYNA POŻARYSKA, EWA ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA

Polska Akademia Nauk, Instytut Geologiczny

## WPLYW TEKTONIKI NA SEDYMENTACJĘ W TRZECIORZĘDZIE NA NIŻU POLSKIM

UKD 551.3.051+553.96(438:251):551.24+551.35.06

Z końcem kredy i w paleogenie, a częściowo i w dolnym neogenie zachodziły w całej Tetydzie ruchy orogeniczne, które ukształtowały strukturę Karpat. Miały one również duży wpływ i na północne przedpole geosynkliny. W paleogenie wyróżniamy parę faz orogenicznych. Są to: faza tektoniczna laramijska, która miała miejsce z końcem kredy górnej i początkiem trzeciorzędu; faza tektoniczna prepirenejska z pogranicza eocenu środkowego i górnego oraz faza tektoniczna pirenejska z końca eocenu górnego.

Konsekwencje ruchów tektonicznych, które przebiegały w paleogenie były ogromne na Niżu Europejskim, dotychczas w dużej mierze na przedpolu alpidów są niedoceniane (11). Ważne to zagadnienie podjął F. Bettenstaedt (1), a następnie F. Schuh (10), usiłując tłumaczyć wiele zjawisk natury sedymentacyjnej ruchami tektonicznymi, a nie wyłącznie pojawianiem się wielokrotnych transgresji i regresji morskich, mających być przyczynami każdorazowej zmiany facji osadów, jak to ujmują E. Ciuk (1966). Niepokoń tektoniczny związany z pirenejską fazą orogenezy alpejskiej spowodował zdaniem F. Bettenstaedta (1) dalsze dźwiganie się struktur solnych. W miejscu wypiętrzenia się struktur diapirowych powstawały lokalne płyctyny morza eoceńskiego, a nawet tworzyły się małe wyspy (8). Na terenie RFN obserwuje się zaleganie transgresywnych osadów morza górnoeoceńskiego bezpośrednio na anhydrytach stropu wysadów solnych. Już A. Schad (9) określał górny eocen jako „czas ożywionej działalności tektonicznej w Niemczech północno-zachodnich”. W Polsce podobną sytuację stwierdzono w wierceniach Augustynowo K-39, gdzie bezpośrednio na gipsach cechsztynu zalegają osady górnego eocenu – priabonu, z *Pararotalia lithothamnica* i *Asterigerina bartoniana* (5).

Wspomniane ruchy tektoniczne eoceńskie przejawiają się w Europie środkowej różnorodnie. W pewnych regionach były to ruchy fałdowe, w innych ruchy blokowe, wyniesienia lub obniżenia wiążące się ze zwiększoną wskutek tego sedymentacją lub erozją. Właśnie w najwyższym eocenie – priabonie powstały synsedymentacyjne rowy Renu i Bresse. Podkreślić należy, że ruchy przebiegały jako niekoniecznie ściśle synchroniczne we wszystkich regionach. Odegrały one jednak doniosłą rolę w facjalnym wykształceniu osadów i ich ułożeniu przestrzennym. Liczne przerwy sedymentacyjne, tak charakterystyczne w osadach paleoenu Niżu Polskiego, istnienie skróconych serii osadowych o zaskakująco małych miąższościach i częste zmiany facjalne osadów zawdzięczają swoją genezę ruchom tektonicznym, które zachodziły w paleogenie na przedpolu alpidów.

Brak dobrze wykształconych osadów danu, zwłaszcza danu dolnego, tanetu a również dolnego i środkowego eocenu na dużych obszarach Europy Środkowej, spowodowany był początkowo rozwijającą się regresją schyłkowego

morza kredowego. Regresja ta objęła sam najwyższy mastrycht i spowodowała hiatus na granicy kredy i trzeciorzędu. Zjawisko to miało miejsce na ogromnym obszarze Europy Środkowej – od masywu ukraińskiego na wschodzie po dolinę Renu na zachodzie. Pełniejszy rozwój sedymentacji starszego paleoenu miał miejsce natomiast na obszarze położonym bardziej na północ, w Danii i Skanii, gdzie sedymentował paleocen i eocen z przerwą w tanecie.

Ruchy tektoniczne powodowały także tworzenie się silnych prądów morskich, które umożliwiły migrację ku północy form ciepłolubnych związanych z osiowymi strefami oceanu Tetydy. W ten sposób wpływy prowincji śródziemnomorskiej dotarły aż do środkowej i zachodniej Polski.

Należy stwierdzić, że między geosynkliną karpacką i południową Skandynawią (Danią i Skanią) istniał w paleoencie i eocenie obszar, który nie podlegał subsydencji, a poszczególne transgresje paleoenu i eocenu pozostawiły osady silnie zróżnicowane facjalnie, o stosunkowo nieznacznych miąższościach. Wy tłumaczyć przeciwstawność obszarów Polski i Danii ze Skanią można najlepiej ewolucją aulakogenu duńsko-polskiego, który przecina te obszary z południowego wschodu na północny zachód, od geosynkliny karpackiej wkraczając na tarczę bałtycką (6). Subsydencja, która w kredzie zachodziła w aulakogenie duńsko-polskim na południe od tarczy bałtyckiej, uległa przerwaniu, zastopowaniu, gdy teren ten został objęty inwersyjnymi ruchami laramijskimi. Natomiast na południowych peryferiach tarczy bałtyckiej, w Danii i Skanii, nie było inwersji i subsydencja trwała dalej, po czym została przerwana dopiero z końcem eocenu. Szczególnie silną subsydencję stwierdzono w osi aulakogenu, na terenie wysp duńskich i w obrębie Jutlandii północnej, gdzie najpełniej są rozwinięte osady danu i gdzie powstały największe jego miąższości. Ruchy te na omówionych obszarach były oddźwiękiem pierwszej głównej fazy fałdowań, która ukształtowała Karpaty wewnętrzne.

Powstanie na tak wielką skalę megastruktury tektonicznej, jaką stanowi antyklinorium środkowopolskie, związane jest z ruchami wczesnolaramijskimi i to nie z ostatnimi ich fazami. Dowodem tego jest obecność osadów eocenu ładowego w Rogoźnie, w facji burowęgłowej i eocenu w facji morskiej w Izbicy Kujawskiej. Oba te miejsca występowania eocenu znajdują się na zniszczonej, silnie zerodowanej powierzchni antyklinorium, pozbawionym pokrywy kredowej.

W wyniku wspomnianej inwersji zarysowała się w Polsce po północno-wschodniej stronie antyklinorium środkowopolskiego wyraźna bruzda, wypełniona osadami danu i montu, o miąższościach stosunkowo dużych jak na te obszary, bo osiagających 90 m miąższości (7).

Przyczyny omawianego zróżnicowania między Danią i Polską nie są jeszcze całkowicie wyjaśnione, jednakże niewątpliwie wiążą się z charakterem tektonicznym podłoża. Teren inwersji laramijskiej to obszar położony na SW od tarczy bałtyckiej, czyli obszar pomiędzy wyniesioną częścią platformy wschodnioeuropejskiej na północy a geosynkliną karpacką na południu. W Polsce niżowej ruchy laramijskie *sensu lato* wiążą się wyraźnie z ruchami w geosynklinie. Trzeba pamiętać, że owe ruchy laramijskie *sensu lato* były w geosynklinie Tetydy bardzo powszechne. Wszędzie spowodowały daleko idące zmiany tektoniczne oraz przerwy sedymentacyjne, jak np. w Bułgarii czy Rumunii, bądź zmiany charakteru osadów – jak chociażby w polskich Karpatach. Wszystkie te zjawiska wiążące się z poszczególnymi fazami orogenezy laramijskiej sięgały aż do pogranicza eocenu środkowego i górnego, czyli do fazy prepirenejskiej.

Prócz ruchów tektonicznych, powszechne transgresje i regresje miały tu również swoje odbicie i charakter litologiczny osadów rozwinął się w wyniku nakładania się lokalnych pionowych ruchów blokowych na powszechne zjawiska transgresji morskich. Na dzisiejszym etapie rozpoznania trudno jest rozróżnić rolę tych czy innych wpływów w poszczególnych regionach. W każdym razie krzyżowanie się tych wpływów dało w wyniku albo brak osadów czy też serie skrócone, bądź też lokalne serie o dużych miąższościach.

Po powszechnej regresji jaka miała miejsce w Europie Środkowej w najwyższej kredzie, obserwuje się brak wielkich zalewów morskich w paleogenie, przy jednoczesnym braku silnej subsydencji. Łączyło się to ze słabą ruchliwością przedpola Tetydy w tym czasie i wpłynęło w konsekwencji na istnienie słabo rozwiniętych, tylko szcztkowo zachowanych osadów trzeciorzędowych – paleogeńskich. Są to właściwie jedynie strzępy osadów. Miało to miejsce w wyniku orogenezy: laramijskiej, prepirenejskiej i pirenejskiej, które spowodowały usztywnienie przedpola Tetydy w środkowej Europie. Dopiero w neogenie zjawiska te uległy częściowemu przełamaniu w wyniku przemieszczania się osi geosynkliny karpackiej ku północy, co spowodowało osadzenie się grubej serii morskiej molassy wieku środkowo- i górnomiocenijskiego na terenie południowej Polski, osiągającej kilka tysięcy metrów miąższości.

Najmłodsze z ruchów tektonicznych paleogeńskich – ruchy pirenejskie zaznaczyły się również na przedpolu geosynkliny, gdyż osady transgresji oligocenijskiej leżą na silnie zróżnicowanym podłożu, na kredzie lub różnych ogniwach eocenu. W niektórych regionach, jak na przykład w południowej Ukrainie, zaczynają się zlepiancem podstawowym (4). Dowodzi to, że po eocenie górnym nastąpiły słabe ruchy blokowe połączone z erozją. Ruchy te były zapewne słabsze od ruchów z pogranicza kredy i trzeciorzędu, lokalnie mogły im zapewne dorównywać. Były to ostatnie w paleogenie silniejsze ruchy blokowe na obszarze platformy, pomiędzy tarczą bałtycką a geosynkliną karpacką.

Wyjątek, co do wspomnianych ostatnich blokowych ruchów w trzeciorzędzie stanowiłyby może ruchy tektoniczne górnomiocenijskie, dzięki którym powstały zagłębienia wypełnione osadami lądowymi w facji brunatnowęglowej. Osady tej facji w niewielkim stopniu rozwinięte były na Niżu Polskim już w eocenie, a nawet w górnym paleocenie.

Zdaniem E. Ciuka (3) obszar Polski północno-wschodniej (platforma prekambryjska) charakteryzuje się znacznie słabszymi perspektywami eksploatacji złóż węgla bru-

natnych. Obszar ten był bardziej stabilny, a w konsekwencji mniej sprzyjający warunkom genetycznym osadów fitogenicznych. Stabilność tę powodował występujący tu niegłęboko fundament mas krystalicznych. Według tego autora gorszą węglizobność rejonu Polski północno-wschodniej można także tłumaczyć nieco odmiennymi warunkami paleogeograficznymi panującymi w tym czasie, co spowodowało ponadto częściową redukcję profilu stratygraficznego neogenu.

## LIETRATURA

1. Bettenstaedt F. – Paleogeographie des Nordwestdeutschen Tertiär mit besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. Erdöl und Tektonik in NW Deutschland. Amt f. Bodenforschung, Hannover-Celle, 1949.
2. Ciuk E. – Schematy biostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 285.
3. Ciuk E. – Stan rozpoznania złóż węgla brunatnego w Polsce, zabezpieczenie jego wydobycia i wykorzystania do dwutysięcznego roku oraz kierunki dalszych poszukiwań. Prz. Geol. 1978 nr 10.
4. Meszaros N. – Les mouvements de l'écorce terrestre pendant l'Eocene en Europe Centrale et du Sud-Est. Coll. l'Eocene (1968) 3, BRGM, Paris, 1969.
5. Odrzywolska-Bieńkowska E. – O mikrofaunistycznej granicy eocenu i oligocenu na Kujawach. Kwart. Geol. 1966 nr 4.
6. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. – O aulakogenie środkowopolskim. Kwart. Geol. 1979 nr 2.
7. Pożaryski W., Pożaryska K. – On the Danian and Lower Paleocene sediments in Poland. XXI Intern. Geol. Congress, Sess. Norden, Copenhagen 1960.
8. Riedel L. – Einige Fragen hinsichtlich des Alters und Aufdringens der Salzstöckchen Schwelle. Jb. Reichsamt Bodenf. 63, Berlin 1944.
9. Schad A. – Das Nordwestdeutschen Tertiär, Naturf. u. Medizin in Deutschland 1939–1946, 48 (Geol. u. Paläont.), Wiesbaden 1947.
10. Schuh F. – Beitrag zur Alttertiärstratigraphie Nordwestdeutschland, ausgehend von der Untersuchung einer fast geschlossenen Bohrkernfolge von über 300 m, aus dem nordwertlichen Mecklemburg. Geol. Jh. B. 66, Hannover 1950.
11. Stille H. – Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

## SUMMARY

The paper deals with tectonic movements taking place in the Paleogene and their effects marked in the Polish Lowlands. The effects are shown to be hitherto underestimated. It appears that they well explain several events in history of sedimentation in this area, especially changes in facies, for explanation of which there were proposed numerous marine transgressions and regressions (see Bettenstaedt 1949, Schuh 1950). The results of the movements are shown to be of marked importance. Tectonic unrest related to movements of the Pyrenean phase resulted in reactivation of salt structures. In Eocene sea, some shoals or even small islands begin to originate in places of rise

of such structures. The Laramie movements are responsible for origin of a marked hiatus at the Cretaceous-Tertiary boundary as well as a tectonic megastructure — Mid-Polish anticlinorium.

### РЕЗЮМЕ

В статье описаны тектонические движения происходящие в палеогене и их эффекты видны на территории Польской Низменности. До сих пор эффекты этих движений были недооценены. Оказалось, что они хорошо выясняют многие явления происходящие в истории седиментации в этом районе, а прежде всего

изменения фации, для выяснения которых был принят до сих пор ряд морских трансгрессий и регрессий (Беттенштед, 1949 и Шух, 1950). Последствия этих движений весьма значительные. Тектоническое беспокойство вызванное движениями пиренейской фазы стало причиной дальнейшего поднятия солевых структур. В местах поднятия этих структур образовались местные мелководья эоценового моря, а даже могли появиться небольшие острова. Ларамийские движения стали причиной значительного пробела на границе мела и третичного периода, а также образования тектонической мегаструктуры — центральнопольского антиклинория.