

JAN KUTEK

Uniwersytet Warszawski

CECHY SZCZEGÓLNE POLSKIEJ CZĘŚCI BASENU ŚRODKOWOEUROPEJSKIEGO

UKD 551.248:551.83/.88(438—924.3)

Basen północno-zachodnio-europejski, albo środkowoeuropejski, o trójkątnym zarysie, rozciąga się od Polski aż po obszar Morza Północnego. Basen ten, który rozwijał się w permie, mezozoiku i kenozoiku, ograniczony jest w przybliżeniu od północnego wschodu linią Tornquista-Teisseyre'a, od północnego zachodu brytyjsko-skandynawskimi kaledonidami, a od południa na ogół środkowoeuropejskimi, epigeosynkli-

nalnymi waryscydami. Sedymentacja związana z omawianym basenem wykraczała jednak niejednokrotnie poza tak nakreślone ramy. Obszar, zajęty przez rozważany basen bywa wyróżniany w nieco innych kategoriach pojęciowych, jako platforma, płyta lub megasynekliza środkowoeuropejska (2); w objaśnieniach do ostatniej wersji Międzynarodowej mapy tektonicznej Europy stosowane jest określenie „płyta

środkowoeuropejska" (12). Dlatego z dwóch nasuwających się nazw: basen północno-zachodnio-europejski lub basen środkowoeuropejski — używać będziemy w dalszych rozważaniach tej ostatniej.

Rozwój basenu środkowoeuropejskiego był przedmiotem szeregu syntetycznych publikacji P. Zieglera (14, 15, 16), a także opublikowanej w Polsce pracy W. Pożaryskiego (9); wszystkie te publikacje zawierają zestawienia obfitej literatury przedmiotu. Z tego powodu, rezygnując z omawiania rozwoju całego tego basenu, ograniczymy się do uwypuklenia pewnych osobliwości polskiej części basenu środkowoeuropejskiego, odróżniających tę część basenu od jego bardziej zachodnich części. Ze względu na ograniczone rozmiary niniejszego artykułu zrezygnować musimy ze wzbogacenia go ilustracjami. Z tego samego powodu znacznemu ograniczeniu uległa lista cytowanych publikacji.

Na początku można zauważyć, że jedynie na obszarze Polski basen środkowoeuropejski styka się z alpejską strefą fałdową, a mianowicie z Karpatami. Podczas swego rozwoju basen ten był kilkakrotnie oddzielony od karpackiej Tetydy wypiętrzoną strefą metakarpacką. W takich sytuacjach, na przykład w liasie, na obszarze Polski znajdowało się ślepe zakończenie basenu środkowoeuropejskiego. Kilkakrotnie jednak basen środkowoeuropejski uzyskiwał połączenie z morzem karpackim, co miało m.in. swoje konsekwencje biogeograficzne (znaczny udział alpejskich składników faunistycznych i florystycznych w wapieniu muszlowym Górnego Śląska i Gór Świętokrzyskich, submediterrański charakter faun amonitowych przeważającej części oksfordu i kimerydu na przedpolu polskich Karpat, itd.). Rozważane połączenia miały jednakże także wpływ na sedymentację, szczególnie w późnej jurze. W wyniku silnego pograżenia strefy metakarpackiej obszar Polski przeobraził się wówczas w północny szelf Tetydy, co uwarunkowało powstanie na znacznych przestrzeniach południowej i środkowej Polski kilkusetmetrowego pokładu skał węglanowych, rozwiniętych w facji gąbkowej. Silny rozwój tej litofacji jest polską osobliwością basenu środkowoeuropejskiego. Pod względem następstwa facjalnego platformowych osadów górnojurajskich, znaczna część obszaru Polski wykazuje analogie do południowych RFN, gór Jura i południowej części Basenu Paryskiego.

Kolejną osobliwością jest to, że tylko na obszarze Polski, na wschód od Zagłębia Górnośląskiego, basen środkowoeuropejski nie jest ograniczony bezspornymi, epigeosynkinalnymi warwyscydami. Na marginesie można wyrazić tu opinię, że obszar ten rozwijał się w niewątpliwych warunkach geosynkinalnych jeszcze w ścisłym cyklu bajkalskim, ograniczonym tu fazą rzeszowską (11). W najpóźniejszym prekambrze i paleozoiku obszar ten nie wykazuje już jednak pełnych zdecydowanych cech geosynkinalnego rozwoju. Można tu wskazać na ciekawą analogię, przejawiającą się w tym, że fazy rzeszowskiej w przybliżeniu odpowiada na starej platformie wschodnioeuropejskiej przejście od stadium rozwoju ryfejskich aulakogenów do wendyjsko-paleozoiczno-mezozoicznego stadium rozwoju synkliz.

Dotknięte tu, bardzo kontrowersyjne zagadnienia nie mają jednak istotnego znaczenia dla naszych dalszych rozważań. Istotne jest natomiast swoiste zachowanie się wspomnianego obszaru południowo-wschodniej Polski w cyklu alpejskim. W permie, a nawet jeszcze we wczesnym triasie dość znaczne części tego obszaru nie uległy większemu pograżeniu, pomimo iż w tym samym czasie pograżeniu uległy pewne, na ogół brzeżne partie epigeosynkinalnych warwyscydów, np. na obszarze Polski w strefie monokliny przedsudeckiej. Pewnej analogii tego zjawiska można dopatrzeć się w rozwoju przestrzennym sedymentacji neogeńskiej na obszarze Polski (z wyjątkiem, oczywiście, osadów neogeńskich rowu przedgórskiego Karpat). Silnemu pograżeniu podlegał natomiast obszar południowo-wschodniej Polski w jurze, począwszy od późnego doggeru i w późnej kredzie. W konsekwencji bruzda polsko-duńska, i jej zaakcentowana uskoki osiowa część, aulakogen śródpolski, rozwinęły się także na obszarze połud-

niowo-wschodniej Polski. Nadmienić można, że aulakogen ten jest jedynym dużym rowem tektonicznym basenu środkowoeuropejskiego, dochodzącym do brzozy platformy, czyli jedynym rowem skośnym.

Można z kolei zauważyć, że polska część basenu środkowoeuropejskiego była jego dość ciasnym kątkiem. W konsekwencji równoległa do linii Tornquista-Teisseyre'a bruzda polsko-duńska, o rozciągłości NW-SE, zajmuje niemal całą polską część basenu środkowoeuropejskiego. Z tym z kolei wiąże się podporządkowanie kierunkowi NW-SE rozwoju strukturalnego polskiej części basenu środkowoeuropejskiego w mezozoiku, aż po fazę laramijską włącznie. Takiego przemożnego znaczenia wspomnianego trendu strukturalnego nie obserwuje się już w bardziej zachodnich częściach basenu.

Na obszarze Niżu Polskiego zbiega się szereg osi depresyjnych jednostek tektonicznych, a mianowicie generalnie równoleżnikowa oś basenu środkowoeuropejskiego, oś bruzdy duńsko-polskiej i aulakogenu śródpolskiego, oś depresji podlaskiej i oś synklizy perybałtyckiej. Tym zapewne należy tłumaczyć fakt, iż strefa najsilniejszej subsydencji położona była w późnym permie i mezozoiku stale na obszarze kujawsko-pomorskim.

Polska część basenu środkowoeuropejskiego była z kolei obrzeżona z kilku stron rozległymi, potencjalnymi obszarami źródłowymi materiału terrygenicznego, a mianowicie rozległą starą platformą wschodnioeuropejską a Masywem Czeskim, a przez pewien czas także strefą podłoża fliszu karpackiego. Bardziej zachodnie części basenu środkowoeuropejskiego były pod tym względem w nie tak uprzywilejowanej pozycji. Konsekwencje tego zaznaczyły się zwłaszcza w jurze i wczesnej kredzie (14). Na obszarze RFN, Holandii i w południowej części obszaru Morza Północnego osady jury i dolnej kredy wykształcone są głównie w postaci osadów ilasto-marglistych, przy skromnym udziale osadów piaszczystych. Z punktu widzenia geologii naftowej oznacza to obfitość skał uszczelniających i niedostatek skał zbiornikowych. W polskiej części basenu środkowoeuropejskiego udział osadów piaszczystych w profilach jury i kredy dolnej jest zdecydowanie większy. Najsilniej zaznacza się kontrast między porównywanymi częściami basenu w liasie i wyższej dolnej kredzie (barremie-albie).

W permie i triasie cały obszar basenu środkowoeuropejskiego rozwijał się pod wieloma względami w podobny sposób. Przejawia się to m.in. w identycznym, na obszarze od Polski po Morze Północne, następstwie formacji osadowych, a mianowicie czerwonego spągowca, cechsztynu i poszczególnych ogniw litostratygraficznych triasu. Na znacznych obszarach wyróżniać można m.in. te same jednostki niskiego szczebla, jak np. trzy części wapienia muszlowego, albo, w obrębie kajpru, ilowęgle lub piaskowiec trzcinowy. W podobny też sposób przejawiały się ruchy starokimeryjskie na pograniczu triasu i jury. Wypiętrzały one z reguły obrzeża basenu środkowoeuropejskiego, nie powodując drastycznych przemieszczeń centrów subsydencji i sedymentacji w jego obrębie.

Istotne różnice w rozwoju porównywalnych części basenu środkowoeuropejskiego zaznaczyły się w jurze i wczesnej kredzie. Nie będziemy tu już powracać do różnic, zaznaczających się w wykształceniu litoologicznym osadów jury i dolnej kredy. Podejmemy natomiast zagadnienia, wiążące się z odmiennym pod pewnymi względami rozwojem tektonicznym porównywalnych części basenu w jurze, a zwłaszcza późnej jurze i we wczesnej kredzie.

Aulakogen śródpolski znajduje swój odpowiednik w porównywalnym pod względem wielkości centralnym systemie rowów Morza Północnego, obejmującym rów Viking i graben centralny (14, 15, 16). System tych rowów również zaczął rozwijać się w późnym permie. W jurze powstały jednak w zachodnich częściach basenu środkowoeuropejskiego nowe, dość duże rowy, ograniczone dwustronnie lub jednostronnie uskoki. Za przykład mogą służyć: duży basen dolnosaksoński (1), o długości 250 km. i mniejsze rowy rozwinięte w zachodniej Holandii (5)

i na pobliskim obszarze Morza Północnego (rów zachodnioniderlandzki, rów środkowoniderlandzki, rów Broad Fourteens). Rowy te powstały na przełomie środkowej i późnej jury lub w oksfordzie i wyodrębniły się w późnej jurze i wczesnej kredzie. Rowy te podporządkowane były innemu planowi strukturalnemu, aniżeli rozwijające się uprzednio na tych samych obszarach drobne rowy permsko-triasowe. Z kolei wspomniane rowy rozwinęły się na obszarze, który w permie i triasie stanowił południowy skłon basenu środkowoeuropejskiego. Następnie w tej części RFN, która w permie i triasie była obszarem najsilniejszej subsydencji, wykształcił się na początku późnej jury próg Pompejskiego, praktycznie pozabawiony osadów górnej jury i miejscami tylko pokryty przedalbskimi osadami kredy dolnej.

Ogólnie można powiedzieć, że w zachodnich częściach basenu środkowoeuropejskiego, położonych na obszarze Morza Północnego, Holandii i RFN, późnojurajskie i wczesnokredowe ruchy tektoniczne przejawiały się znacznie silniej, aniżeli w polskiej części basenu. Przejawia się to m.in. w tym, że poza obszarami rowów, w znacznych częściach basenu środkowoeuropejskiego, w południowej części Morza Północnego oraz na obszarze RFN i Holandii nie występują osady górnej jury, a często i wcześniejszej jury (1, 5, 14, 15, 16). Z tą sytuacją wyraźnie kontrastuje grubość i rozległość pokrywy górnourajskiej na obszarze Polski. Kolejną różnicą przejawia się w silnym pograżeniu den rowów tektonicznych w zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego. Dobrym przykładem pod tym względem jest basen dolnosaksoński (1). Na obszarze tym osady permu i mezozoiku osiągnęły mniejszą maksymalną miąższość, aniżeli na Niżu Polskim. Natomiast osady górnej jury i dolnej kredy osiągnęły miąższość ok. 4000 m, czyli przeszło dwukrotnie większą, aniżeli na obszarze Polski.

Jeszcze bardziej drastyczne różnice zaznaczają się w przypadku miąższości poszczególnych pięter. W basenie dolnosaksońskim osady kimerydu osiągnęły maksymalną miąższość ok. 1100 m, osady portlandu ok. 1600 m, a osady weldu, w przybliżeniu beriańskiego wieku, ok. 600 m. Na tle tak silnego pograżenia basenu dolnosaksońskiego zrozumieliśmy stąd, iż pod koniec jury wykształciły się w jego obrębie synsedymantacyjne struktury, typu zrębo-antyklin, o amplitudzie ponad 1500 m. Innego dobrego przykładu dostarcza rów Viking, gdzie intensywne, niekompensowana subsydencja doprowadziła do powstania blokowego reliefu dna morskiego o amplitudzie 2—3 km (15).

Inną charakterystyczną cechą, którą wykazują na ogół rowy tektoniczne zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego, jest ich wyraźny kontrast względem ich wypiętrzonych obrzeży. Często osady kredy dolnej, w szczególności wielu przypadkach osady jury górnej, a niekiedy i starsze osady nie wykraczają poza obręb rowów. Nierzadko rozprzestrzenienie osadów ograniczone jest uskokami obrzeżającymi rowy. W krańcowych przypadkach, w basenie dolnosaksońskim oraz w grabenie centralnym i w rowie Viking na obszarze Morza Północnego, osady o miąższości kilku tysięcy metrów, złożone w obrębie rowów, nie znajdują swoich stratygraficznych odpowiedników w obrębie wypiętrzonych obrzeży rowów.

Pod rozważanym względem wyraźne różnice zaznaczają się na obszarze Polski. Z jednej strony, przy znacznych łącznych rozmiarach subsydencji permsko-mezozoicznej, mniejsze rozmiary miała tu pooksfordzka subsydencja późnojurajska i wczesnokredowa. Wyraźne różnice przejawiają się także w rozwoju aulakogenu śródpolskiego. Różnice te dobrze obrazuje stwierdzenie, że aulakogen ten stanowił osiową, zaakcentowaną uskokami część znacznie szerszej bruzdy polsko-duńskiej. Przejawia się to w tym, że poszczególne permskie i mezozoiczne ogniwa stratygraficzne, uzyskujące maksymalną miąższość w obrębie aulakogenu śródpolskiego, wykraczają jednak poza jego obręb, wykazując stopniowy spadek miąższości w miarę oddalania się od aulakogenu. Są od tej reguły wprawdzie pewne wyjątki. Na przykład rozprzestrzenienie osadów liasu, a po części i doggeru, złożonych w kujawskiej części aulakogenu śródpolskiego, ograniczone jest od zachodu przez garb

wielkopolski (3). Z kolei na północnoświątokrzyskim odcinku aulakogenu ostro odgraniczone jest rozprzestrzenienie osadów liasu w stosunku do wyniesionego podówczas obszaru lubelskiego (10). Nie pomniejszając znaczenia takich przypadków, można jednak nadal uwypuklać fakt, że kontrast aulakogenu śródpolskiego względem jego obrzeży jest niepomierne mniejszy, niż to ma miejsce w przypadku rowów tektonicznych zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego. Można dodać, że wobec naszkicowanej powyżej sytuacji, nie zaznacza się na obszarze bruzdy polsko-duńskiej wyraźne przejście od stadium aulakogenu do stadium syneklizy. Znacznie dokładniej można oddać rzeczywistość geologiczną stwierdzeniem, że aulakogen śródpolski rozwijał się jako osiowa część bruzdy polsko-duńskiej, mającej charakter wydłużonej syneklizy.

Krótko nadmienić trzeba, że osady trzeciorzędowe, osiągające na Niżu Polskim paręset metrów miąższości, grubieją stopniowo na obszarze północnych Niemiec, by osiągnąć na obszarze Morza Północnego miąższość 3500 m (14, 15, 16). Na tym ostatnim obszarze osady trzeciorzędu tworzą regularną syneklizę, której oś dokładnie odpowiada osi permsko-mezozoicznego, centralnego systemu rowów Morza Północnego. Tym samym obszar Morza Północnego dostarcza jednego z najpiękniejszych przykładów przejścia od stadium aulakogenu do stadium syneklizy.

Na koniec poruszymy jeszcze krótko trzy, bardziej szczegółowe zagadnienia.

W obrębie rowu Viking występują wielkie, rotacyjnie przechylone bloki uskokowe, o amplitudzie do 1—2 km (15). Z nimi właśnie związane są gigantyczne złoża ropy naftowej na obszarze Morza Północnego. Rozwój analogicznych bloków uskokowych w obrębie basenu dolnosaksońskiego można stwierdzić w tych jego częściach, których budowa nie uległa nadmiernym modyfikacjom w wyniku halokinezy i inwersji tektonicznej (1). Tego rodzaju przechylone bloki pospolite są na obszarach, których rozwój tektoniczny przebiegał w dystensyjnym reżimie tektonicznym. Ich obecność stwierdza się m. in. w dolinach ryftowych, albo na dnie poszerzających się części oceanów i mórz marginalnych. Rozwój takich bloków zaznacza się także we wczesnych stadiach rozwoju geosynklin. Analogicznie przechylone bloki, ale o mniejszych rozmiarach, występują również na obszarze Polski, m. in. w obrębie monokliny śląsko-krakowskiej. Nie stwierdza się jednak ich obecności w obrębie pokrywy cechsztyńsko-mezozoicznej znacznej części Niżu Polskiego, a m. in. w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego. Antyklinorium to powstało zaś w wyniku inwersji tektonicznej aulakogenu śródpolskiego, któremu można przypisać dystensyjny rozwój tektoniczny.

Dobrego wytlumaczenia takiego stanu rzeczy dostarczają rowy obszaru Morza Północnego. Nastąpił tu ten szczęśliwy zbieg okoliczności, że rów Viking, całkowicie niemal pozabawiony soli cechsztyny, nie wykazuje przejawów halokinezy i nie uległ inwersji tektonicznej. Zastępujący go po biegu graben centralny był już miejscem intensywnej halokinezy, z tym że jego północna część, w przeciwieństwie do części południowej, nie uległa inwersji tektonicznej. Wspomniane wielkie, przechylone bloki uskokowe wyraźnie zaznaczają się w budowie rowu Viking. W północnej części grabenu centralnego rotacja bloków podłoża nie znajduje już swego wyraźnego odbicia w układzie strukturalnym osadów mezozoicznych, występujących powyżej soli cechsztyńskich (15). Przekroje zaś przez osady permsko-mezozoiczne południowej części grabenu centralnego (6), dotkniętej zarówno halokinezą, jak i inwersją tektoniczną, wykazują kombinację struktur solnych i łagodnych na ogół form antyklinalnych i wykazują uderzające podobieństwo do przekrojów przez pokrywę cechsztyńsko-mezozoiczną Niżu Polskiego.

Na tle powyższych danych porównawczych można przypisać rotacyjny charakter przemieszczenia wielu bloków głębszego podłoża, których obecność na obszarze Niżu Polskiego znajduje swą dokumentację w nagłych zmianach miąższości osadów mezozoicznych (8). Chociaż tego rodzaju ruchy bloków podłoża nie znajdują swego prostego odbicia w nadsolnym

nadkładzie osadowym, mają one o tyle istotne znaczenie, iż pośrednio przyczyniają się do rozwoju w tym nadkładzie synsedymenacyjnych w znacznej mierze struktur tektonicznych.

Kolejne zagadnienie wiąże się z halokinezą. Przejawiła się ona w obrębie basenu środkowoeuropejskiego, silniej w północnej części RFN i w przyległej części Morza Północnego, aniżeli na Niziu Polskim. Odpowiednie różnice wyrażają się w tym, że w wymienionych zachodnich obszarach występują niemal wyłącznie przebijające się przez nadkład osadowy słupy i grzebień solne (7), gdy na obszarze Niziu Polskiego znaczna część struktur solnych to struktury nie przebijające się (4). Wymienione różnice znajdują swe wytłumaczenie w tym, że na obszarze RFN i przyległej części Morza Północnego poza solami czerwonego spagowca, a sole kamienne o mniejszym znaczeniu występują ponadto w obrębie retu, środkowego wapienia muszlowego i kajpru (13).

Kończąc nasze rozważania, można stwierdzić, że inwersja tektoniczna aulakogenu śródpolskiego i powstanie antyklinorium śródpolskiego jest przede wszystkim efektem laramijskich ruchów tektonicznych (4); udział wcześniejszych, śródpóźnokredowych ruchów tektonicznych w tym procesie był wyraźnie słabszy. Natomiast w przypadku inwersji niektórych rowów tektonicznych zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego znaczenie ruchów subherceyńskich nie ustępuje znaczeniu ruchów laramijskich. Dotyczy to szczególnie basenu dolnosaksońskiego, którego inwersja tektoniczna spowodowała powstanie tektonogenu dolnosaksońskiego. W związku z silnym udziałem ruchów subherceyńskich w tym procesie tektonicznym, niezgodne ułożenie osadów santonu lub kampanu na różnych starszych osadach obserwuje się na znacznych obszarach w brzeżnych strefach wspomnianego tektonogenu (1).

LITERATURA

1. Boigk H. — Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. Geol. Jb. 1968, 85.
2. Chain W. J. — Regionalna geotektonika. Wniealpiejskaja Ewropa i zapadnaja Azija. Niedra 1977. Moskwa.
3. Dadlez R., Franczyk M. — Znaczenie paleogeograficzne i paleotektoniczne garbu wielkopolskiego w czasie jury dolnej. Biul. Inst. Geol. 1976 nr 295.
4. Dadlez R., Marek S. — General Outline of the Tectonics of the Zechstein-Mesozoic Complex in Central and Northwestern Poland. Ibidem 1974, 274.
5. Heybrock P. — Explanation to tectonic maps of the Netherlands. Geol. en Mijnb. 1974, 53 (2).
6. Heybrock P. — On the Structure of the Dutch Part of the Central North Sea Graben. Petroleum and the Continental Shelf of North-West Europe (ed. A. W. Woodland). Applied Science Publ. 1975, Barking.
7. Jaritz W. — Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. Geol. Jb. Reihe A, 1973, 10.
8. Marek S., Znosko J. — Tektonika Kujaw. Kwart. geol. 1972 nr 1.
9. Pożaryski W. — Pozycja tektoniczna Polski w świetle wyników badań Morza Północnego. Prz. geol. 1975 nr 12.
10. Pożaryski W. — Ogólna charakterystyka mezozoiku świętokrzyskiego. Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG, Wyd. Geol. 1976.
11. Pożaryski W., Tomczyk H. — Assyntian Orogen in South-East Poland. Biul. Inst. Geol. 1968 nr 237.
12. Tiektonika Ewropy i smieżnych oblastiej. Nauka 1978, Moskwa.
13. Trusheim F. — Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. Beih. geol. Jb. 1971, 112.
14. Ziegler P. — The geological evolution of the North Sea area in the tectonic framework of

North-western Europe. Norges geol. Undersok. 1975, 316.

15. Ziegler P. — Geology and hydrocarbon provinces of the North Sea. Geol. Journal, 1977, 1 (1).
16. Ziegler P. — North-western Europe: tectonics and basin development. Geol. en Mijnb. 1978, 57 (4).

SUMMARY

In South-Eastern Poland, the Central European basin (9, 14, 15, 16) is not bordered by epigeosynclinal Variscides, but by the Carpathian fold belt; in the Mesozoic, connection had been established intermittently between that basin and the Carpathian Tethys. Sedimentary material was delivered to the Polish part of the Central European basin from large areas (the East European platform, the substrate of the Carpathian flysch, the Bohemian massif). In the Polish Lowland, there meet the axis of several subsiding tectonic units (the Central-European basin, the Danish-Polish furrow, the Podlasie depression, the peri-Baltic syncline). In consequence, there occur in Poland extensive carbonate sediments of the Upper Jurassic sponge facies; there is a large proportion of sands in the Jurassic and Cretaceous sections (particularly in the Lower Jurassic and upper Lower Cretaceous); and a depocenter persisted in the region of Kujawy and Pomerania from the Late Permian till the end of the Cretaceous time. The tectonic development of the Polish part of the Central European basin was largely controlled by tectonic lines parallel to the Teisseyre — Tornquist line extending NW-SE.

During the Late Jurassic and Early Cretaceous, the differentiated vertical tectonic movements were not so strong in Poland as in the western parts of the Central European basin. In general, there was not such a marked contrast between the Mid-Polish aulacogene and its borders as it is the case with the Viking Graben and Central Graben of the North Sea (14—16), the grabens in the Netherlands (5) and the Lower Saxony Basin (1). With the exception of some intermittent periods, the Mid-Polish aulacogene developed as a axial, fault-accentuated part of the broader Danish-Polish furrow (syncline).

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

В юго-восточной Польше центральноевропейский бассейн (9, 14, 15, 16) не был окаймлён эпигеосинклинальными варисцидами, но соприкасался с карпатской складчатой зоной (а раньше несколько раз с карпатской Тетидой). Польская часть бассейна была окружена широкими областями питания (восточно-европейская платформа, основание карпатского флиша, чешский массив). На Польской Низменности сходятся оси ряда депрессивных тектонических единиц (главного центральноевропейского бассейна, польско-датской борозды, подляской депрессии, прибалтийского синеклиза). В результате, в польской части центральноевропейского бассейна находятся мощные верхнеюрские (прежде всего оксфордские) карбонатные осадки губковой фации; в пределах юрского и нижнемелового периодов (особенно в лейасе и позднем нижнем меле) находится большое количество песчаных осадков. Тектоническое развитие польской части бассейна в позднем перме и в мезозое было подчинено главным образом северо-западным тектоническим линиям параллельным к линии Тэсэра-Горнквиста.

В позднеюрском и раннемеловом периодах вертикальные движения на территории Польской Низменности не были такими сильными, как в западной части центральноевропейского бассейна. Польский авлакоген менее контрастный в отношении к своим окаймлениям чем расположен к западу нпр: впадина Викинг и центральный грабен Северного моря (14, 15, 16), голландские впадины (5) и нижнесаксонский бассейн (1). Кроме кратких периодов в мезозое польский авлакоген составлял осевую часть более широкой польско-датской борозды (синеклиза).