

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

Instytut Geologiczny

POZYCJA TEKTONICZNA POLSKI W ŚWIELE WYNIKÓW BADAŃ MORZA PÓŁNOCNEGO

Położenie tektoniczne Polski pozakarpackiej może być obecnie ściślej określone, ponieważ zniknęła ostatnia biała plama, jaką był na geologicznej mapie Europy obszar Morza Północnego. Dopiero niedawno rozpoczęto na nim roboty poszukiwawcze prowadzone w bardzo szybkim tempie przez wielkie koncerny naftowe. Wykonano do 1974 r. ponad 600 wierceń i 1,1 mln km ciągów sejsmicznych, co odpowiada średnio profilom poprowadzonym co pół kilometra. Takiej gęstości prac sejsmicznych nie notujemy nigdzie w Polsce.

Wyniki badań są do dziś przeważnie ściśle tajne. Nieliczne opracowania syntetyczne nie mają podbudowy publikacji szczegółowych, a fakty przedstawiane są bez ścisłej lokalizacji, jak np. w pracy P. A. Zieglera (54), na której głównie oparto poniższe opracowanie. W ostatnich kilku latach zaznacza się natomiast bardzo ożywiona wymiana poglądów na temat geologii Morza Północnego, a co roku organizowane są zjazdy międzynarodowe (Bergen, grudzień 1973; Stavanger, sierpień 1974; Londyn, listopad 1974).

PODŁOŻE PREKALEDONSKIE

Podłoże starszych kompleksów orogenicznych nie nawiercono dotychczas na obszarze morza; znane jest ono jednak z lądów otaczających.

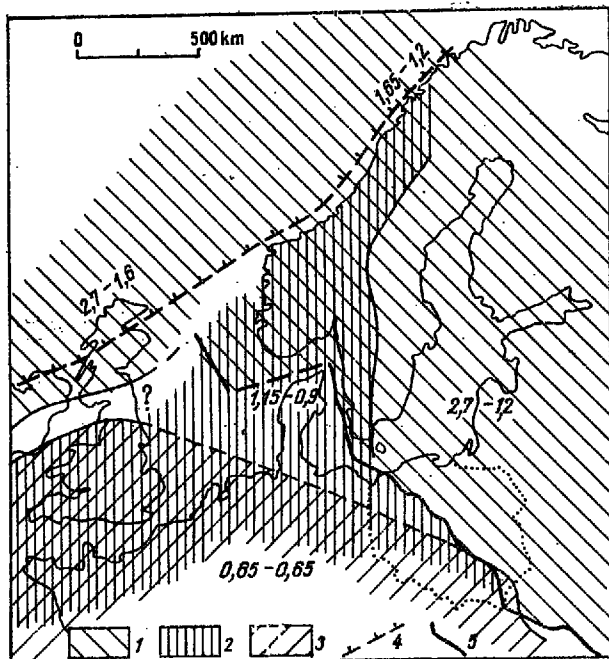
Podłoże starsze — występujące w geosynklinie kaledonidów północnej Szkocji poniżej serii osadowych Moine, stanowi Levisian. Jak podaje J. R. Vann (50), wydłużona elewacja podłoża tego wieku ciągnie się ku NE wzdłuż wybrzeży Norwegii na Lofoty. Oddziela ona basen Morza Północnego od północnoatlantyckiego. J. F. Dewey (13) uważa skały krystaliczne Levisianu (2500—1200 mln) za przerobione w dolno- lub środkowoproterozoicznych cyklach orogenicznych masywu archaiku. Ten typ podłoża nie powtarza się na brzegach pozostałych lądów otaczających morze. W Norwegii podłoże płaszczowin kaledonidów stanowią skały krystaliczne znacznie zregenerowane w dalslandzkiej epoce tektonicznej, tj. w okresie 1150—900 mln lat (powołuje się tylko na najnowszą syntetyczną pracę w zagadnieniach nie wymagających dyskusji; 17). Jest to zachodni skraj cokołu starej platformy europejskiej. W jednej z ostatnich prac A. A. Bogdanow (4) określa jego wiek dalsland-

ski. Tego samego wieku jest również podłoże krystaliczne nawiercone na Jutlandii (28). O. Larsen (28) wymienia dla gnejsów z Jutlandii środkowej i Fionii wiek stygnięcia 800—900 mln. Taki charakter powinno mieć również podłoże przedpoła starej platformy w Polsce. W podłożu kaledonidów Anglii w Malvern i Charnwood Forest, jak podaje Fitch (17), także skały podłoża są tego wieku.

Wobec zgodności danych dotyczących wieku podłoża z obszaru wybrzeży norweskich, Jutlandii i Anglii wydaje się prawdopodobne, że znacznie zmetamorfizowane podłoże krystaliczne stanowią na obszarze Morza Północnego skały dalslandzkiego cyklu orogenicznego. Regeneracja dalslandzka obejmowała cały ten obszar, wkraczając od zachodu na gotyjski cokoł starej platformy na odcinku Kattegatu (3). Jedynie obszar morza przy wybrzeżach Szkocji i Wysp Szetlandzkich ma inne podłoże, gdyż należy do osłowej i zachodniej części kaledonidów.

Podłoże młodsze — ma odmienną rejonizację. W Jutlandii i Norwegii nie spotyka się młodszych od dalslandzkich skał metamorficznych, wyjąwszy nasunięcia płaszczowin kaledonidów. A. E. Wright (53) oraz N. Rast i T. P. Crimes (43) zwrócili uwagę na występowanie w Anglii kompleksu orogenicznego młodo-proterozoicznego sięgającego na obszary Bretanii i południowej części północnych Appalachów, a więc te, które miały stanowić jeden blok (12, 13) w kaledonidowym cyklu orogenicznym. W Bretanii kompleks ten został sfaldowany podczas orogenezy kadmij-skiej, jej górna granica wiekowa przypada na początek kambru. Jest ona młodsza od cyklu orogenicznego Panteverian, który skończył się 900 mln lat temu. W Anglii cytowani autorzy nadali cyklowi kadmij-skiemu nazwę „Celtic Cycle”; odpowiada on ściśle bajkalskiemu cyklowi małopolskiemu. Nie ma śladów cyklu orogenicznego tego wieku w Norwegii, Szwecji, Danii, ale mogą być w Polsce północnej.

Dane te pozwoliły wytyczyć północną granicę bajkaldów (nie najmłodszych), która od środkowej Anglii biegła na E przez Morze Północne i przechodziła na S od Jutlandii, a na N od masywów krystalicznych waryscydów. Jak podają W. Krebs i H. Wachendorf (27) obszar waryscydów Niemiec objęty był fałdowaniami bajkalskimi, podobnie jak Sudetów. Dalej ku E, na terenie Polski, granica ta przechodzi po



Ryc. 1. Konsolidacja preordowicka (prekaledonńska sensu lato) w Europie między starą platformą a Hercynidami.

1 — konsolidacja karelska (na zachodzie Levisian) z regeneracją gotyjską, 2 — konsolidacja dalslandzka (grenwilska). W Skandynawii zachodniej regeneracja dalslandzka wkraczająca na obszar starszych konsolidacji. 3 — konsolidacja (czyli regeneracja) bałkańska starsza (kadomijska) na prebałkańskiej konsolidacji, 4 — przypuszczalna granica nasunięcia kaledonńskiego z wypiętrzaniem podłoża prekambryjskiego (wg J. R. Vann), 5 — SW granica cokołu gotyjskiego; liczby oznaczają czas ostatniej konsolidacji prekaledonńskiej w mld lat.

Fig. 1. Pre-Ordovician (Pre-Caledonian in a wider sense) consolidation between the Old Platform and Hercynides in Europe.

1 — Karelian (Levisian on the west) consolidation with Gothic regeneration, 2 — Dalslandian (Grenvillian) consolidation; Dalslandian regeneration encroaches the areas of older consolidations in the western Scandinavia, 3 — older Baikalian (Cadomian) consolidation (or regeneration) involving some areas previously consolidated, 4 — inferred boundary of a Caledonian overthrust with uplifting of Precambrian basement (after J. R. Vann), 5 — SW boundary of the Gothian socle; numbers represent the age of the latest pre-Caledonian consolidation in 1000 m. y.

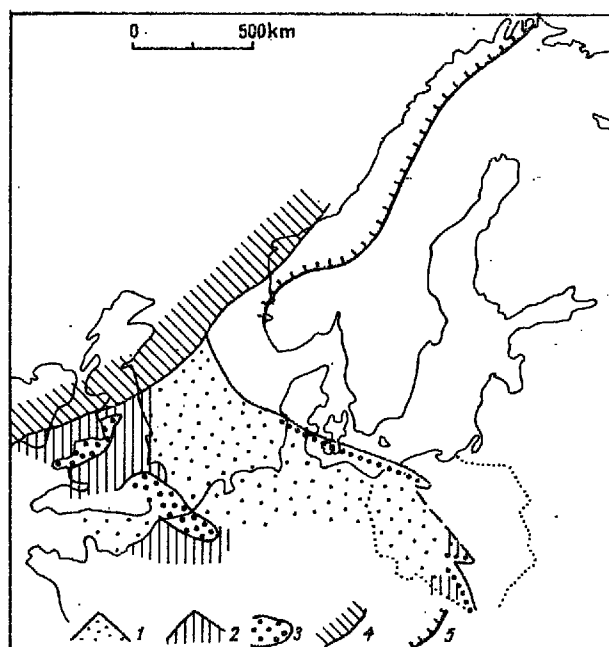
północnej stronie Leszna*, gdzie J. Oberc stwierdził występowanie warstw rzeszowskich (31). Na Lubelszczyźnie dochodzi ona do krawędzi starej platformy po północnej stronie masywu małopolskiego (40). Byłoby to pierwszy ślad północnego brzegu Protetydy.

KALEDONIDY

Orogen kaledonński Appalachów — Kaledonidów powstały z planetarnej geosynkliny stanowiącej „Protocadic Ocean” (25) wykazuje duże różnice w cyklu geosynklynalno-orogenicznym kaledonidów Wysp Brytyjskich i Norwegii. Stąd różnorodne próby łączenia tych obszarów poprzez Morze Północne (10, 12, 13, 17). Zgodnie z tymi pracami stwierdzić należy, iż metamorficzne kaledonidy Szkocji (zona A i B Deweya; 13) między Szkocją a Norwegią wyklinowują się częściowo i skracają ku N. Zony C i D zdają się łączyć bezpośrednio z kaledonidami Norwegii przecinając Morze Północne w kierunku NE lub NNE. Pewne światło rzucają na ten problem rysunki w pracach W. W. Dunn et al. (15) i J. R. Vann (50).

Kaledonidy Anglii mające podbudowę bałkańską łączą się zarówno rozwojem cyklu geosynklynalnego,

* Jeśli kwestionować eokambryjski wiek tych skał w Lesznie, to w każdym razie bardzo prawdopodobne jest występowanie eokambriu w Myśliborzu, jak wynika z pracy (Waryscydy południowej Wielkopolski, Prz. geol., 1975, nr 4) i informacji ustnych W. Grocholskiego.



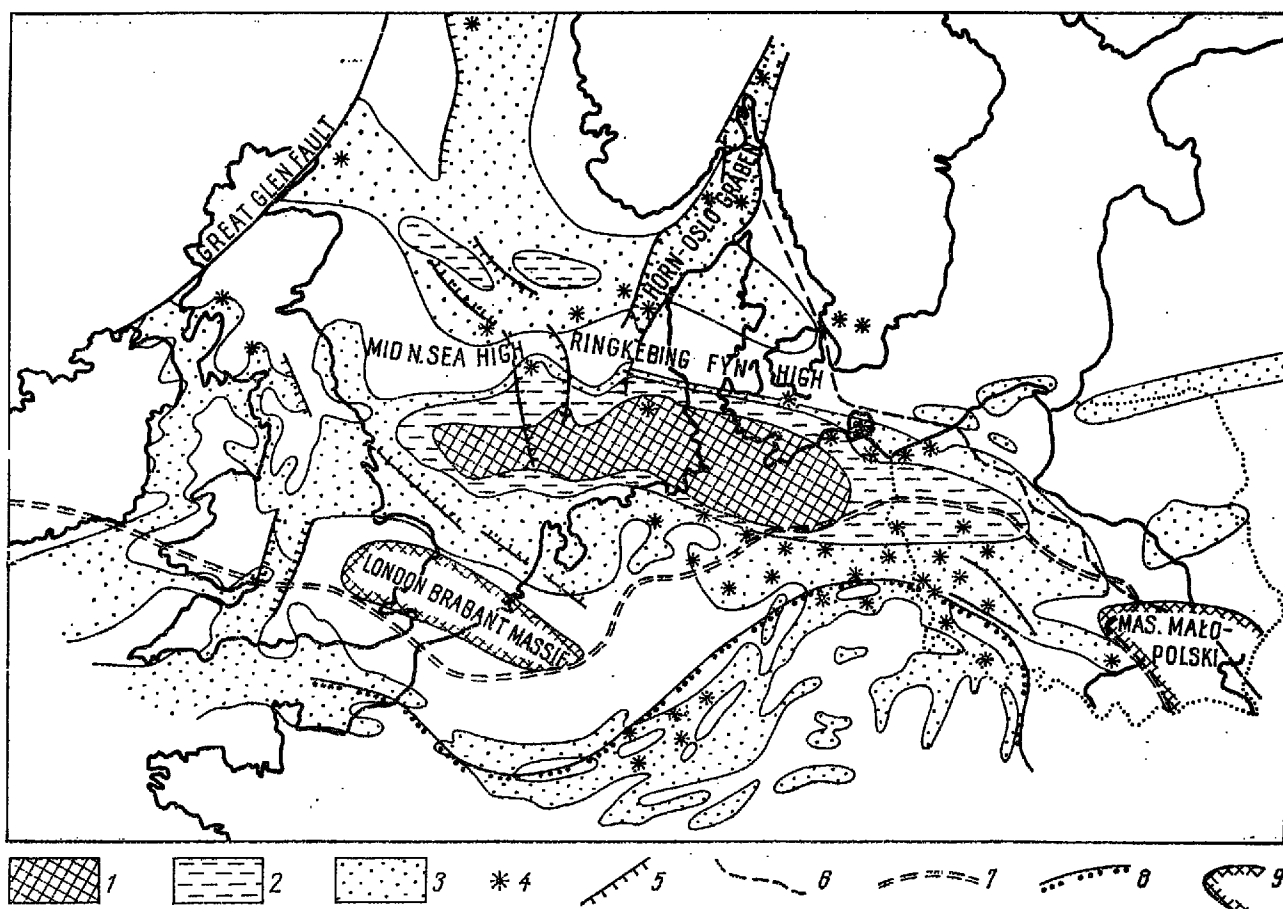
Ryc. 2. Kaledonidy.

1-3 — obszar „miogeosynklinalny” ordowiku i syluru związany (z wyjątkiem obszaru Walii) z geosynkliną Protetydy. 1 — nie zbądane ściślej wierceniami, 3 — zbądane wierceniami obszary rowów synsedymenacyjnych, miejscami z wulkanizmem i fałdowaniem kompresyjnym, 2 — zbądane wierceniami obszary sedimentacji typu epikontynentalnego lub brak osadów, 4 — SE granica kaledonidów szkocko-norweskich, w Norwegii granica pierwotna geosynkliny, 5 — granica zasięgu płaszczewin kaledonńskich na platformie epidalslandzkiej Norwegii.

Fig. 2. Caledonides.

1-3 — area of Ordovician and Silurian „miogeosyncline” related with the Protethys geosyncline (with the exception of the area of Wales): 1 — without detailed borehole record, 3 — the areas of synsedimentary through locally with volcanism and compressional folding, with borehole record, 2 — areas of epicontinental type sedimentation or without the sediments, with borehole record, 4 — SE boundary of the Scottish-Norwegian Caledonides; original boundary of the geosyncline in Norway, 5 — extent of Caledonian nappes on epi-Dalslandian platform of Norway.

jak i charakterem diastrofizmu z kaledonidami północnych peryferii Protetydy w Europie zachodniej i środkowej. J. E. Dewey (13) określa część walijską geosynkliny kaledonńskiej jako morze marginalne typu Morza Japońskiego z wulkanizmem andezytowym, a basen kaledonński Brabantu jako rów (ryc. 2). Zgadzałoby się to z obserwacjami R. Legrand (29). Na położonym między Walią i Brabantem kratogenicznym bloku J w Anglii, według Deweya (13), miąższości, facja i struktura kambru, ordowiku i syluru mają cechy platformowe. Dla terenów położonych dalej na E zanalizował te stosunki w Europie środkowej R. Walter (52). Wskazuje on na dominowanie facji czarnych łupków graptolitowych. Facje piaszczyste lub wapienne stanowią tylko wkładki bądź domieszki, wyjątkowo miąższości są znaczne. Te ostatnie (Brabant, Rugia, Chojnice) stanowią intrakratoniczne rowy geosynklynalne sfaldowane ze wzmoczoną sedimentacją typu zbliżonego do diastroficznych osadów szarowakowych i miejscami z wulkanizmem. Obszar tych rowów od N ogranicza wał Ringkøbing Fyn High (49) przedłużających się ku E, dochodząc do krawędzi starej platformy po północnej stronie Rugii. Problemy te omawiali R. Dadlez (11), Głuszko et al. (18), W. Pożaryski (37) oraz w wierceniach Jutlandii T. Sorgenfrei i A. Buch (46). P. A. Ziegler w referacie wygłoszonym w Kopenhadze (1974) wspomina również o wierceniach na Morzu Północnym koło Jutlandii, na południowym skłonie wału, z analogicznymi utworami sfaldowanych łupków, jak opisane w wyżej przytoczonych pracach. Wiek łupków określono jako górnodońskie.



Ryc. 3. Perm dolny — paleogeografia w nawiązaniu do tektoniki (głównie na podstawie P. A. Zieglera, uzupełniona i zmodyfikowana przez autora).

1 — ewaporaty, 2 — osady ilaste, 3 — osady piaszczyste i konglomeraty (fanglomeraty), 4 — wulkanizm, 5 — uskoki, 6 — SW kraweź cokołu gotyjskiego starej platformy, 7 — czoło orogenu młodowaryscyjskiego (eksternidy), 8 — czoło orogenu starowaryscyjskiego (internidy), 9 — masywy: Londyn-Brabant (wczesnokaledoński), małopolski (wczesnobajkałski czyli kadomijski).

Fig. 3. Lower Permian — the paleogeography versus the tectonic (mostly after P. A. Ziegler, supplemented and modified by the author).

1 — evaporites, 2 — clay deposits, 3 — sandy deposits and conglomerates (fanglomerates), 4 — volcanism, 5 — faults, 6 — SW margin of Gothic socle of the Old Platform, 7 — front of young-Variscan orogen (externides), 8 — front of old-Variscan orogen (internides), 9 — massifs: London-Brabant (early-Caledonian), Małopolski (early-Balkian, Cadomian).

Wał Ringkøbing Fyn jest granicą tektoniczną ograniczającą od N wpływy ruchów tektonicznych w geosynklinie Prototetydy, gdyż po jego północnej stronie jest basen dolnopaleozoiczny (Danish Embayment), ze słabo zdiagenezowanymi łupkami graptolitowymi syluru zdyslokowanymi uskoku. Ten platformowy basen (9, 56) ciągnie się dalej ku NW wzdłuż wybrzeży Norwegii, a ograniczony jest od SW północno-zachodnim przedłużeniem wału Ringkøbing Fyn, zwanym Fisher Arch i Odin High (21) lub dyslokacją Fair — Elbe. Zachodnie przedłużenie wału Ringkøbing Fyn stanowi Mid North Sea High łączące go z południową Szkocją. Każde z tych wyniesień może być alternatywnie przyjmowane jako północne ograniczenie kaledonidów środkowoeuropejskich. Poglądy przyjmujące, że nie było orogenu kaledońskiego na terenie Niemiec północnych reprezentują H. Bartenstein, R. Teichmüller (1) i R. Walter (52), częściowo P. A. Ziegler (54) i W. H. Ziegler (56). To samo, odnośnie do całego basenu północnoeuropejskiego łącznie z Górami Świętokrzyskimi, twierdzą W. J. Chain (8) i W. M. Muratow**.

Jak wynika z syntetycznego zestawienia R. Waltera (52) facja syluru w basenie Europy środkowej przeważnie nie odbiegała od platformowej, a szarowaki występują sporadycznie (Góry Świętokrzyskie). Jeśli nawet potraktuje się ten basen jako miogeosynkinalny (ryc. 2), to trzeba wyróżnić obszary typu masywów wewnętrznych z sedymentacją platformo-

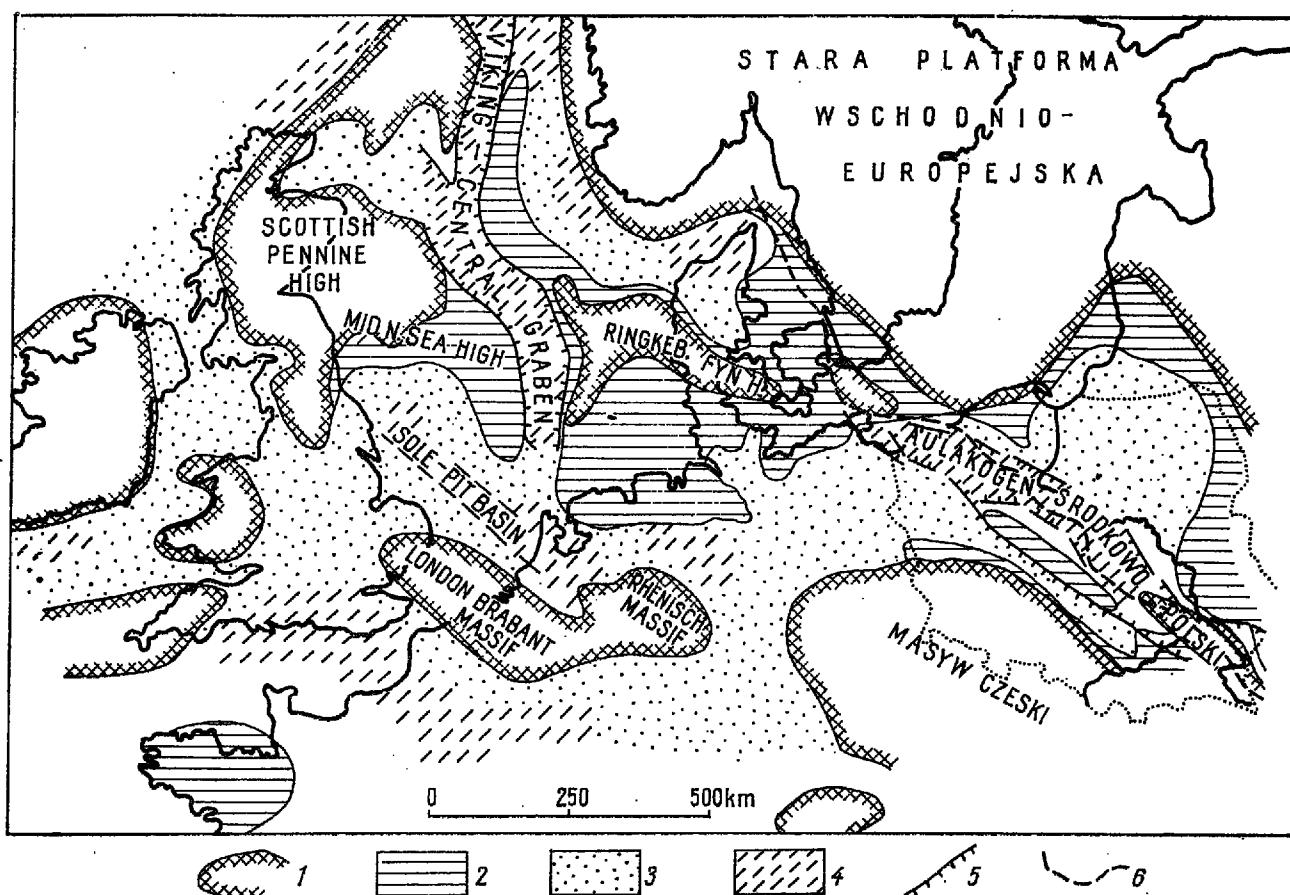
wą, jak na przykład w Anglii. Możliwe, że taki obszar (zgodnie z przytoczonymi poglądami) stanowiły też Niemcy północne i część Morza Północnego. Kaledoński cykl geosynkinalny nie zakończył się tu orogenezą, jak w kaledonidach Szkocji i Norwegii; stanowił on tylko część długotrwałego cyklu geosynkinalnego zakończonego orogenezą waryscyjską, jak pisze Krebs i Wachendorf (27). Na peryferii tej geosynkliny notowane są przypadki występowania niezgodności kaledońskiej (Walia, Brabant, Rugia, Chojnice, Kielce — Bardo, Kraków). Przeważnie są one ograniczone do rowów tektonicznych, wąskich intrakratonicznych geosynklin. Taki model wynika z pracy J. F. Deweya (13) i jest zgodny z regułą przedstawioną przez W. J. Chaina (8). Mówi ona, że w pełni rozwinięte cykle geosynkinalne, z przejawami silnej orogenezy, nie następują kolejno po sobie, a są przedzielone cyklami słabej aktywności tektonicznej. Jak widać w Europie, tam gdzie rozwinęła się orogeneza bajkałska — brak kaledońskiej.

WARYSCYJSKA EPOKA TEKTONICZNA

Właściwa geosynklina i aktywizacja orogeniczna nie wkroczyła na omawiany obszar w epoce waryscyjskiej, ale ich elementy egzogonalne zajmują całą południową część morza (ryc. 3).

Formacja kulmu, najmłodsza z geosynkinalnych i najdalej na N wysunięta, nie doszła nawet do masywu Brabantu. W czasie osadzania się waryscyjskich formacji geosynkinalnych w środkowej Europie Morze Północne bądź było pozbawione sedymentacji, bądź w jego zachodniej części tworzyły się osady platformowe do paru tysięcy metrów miąższości.

** Poglądy te są zawarte w najnowszej publikacji W. M. Muratowa — Średnio-jewropiejska płyta i jej sootnoszenie z wostoczno-jewropiejską platformą. Biul. Mosk. Obszcz. Ispit. Prirody, 1975, nr 3.



Ryc. 4. Lias i dogger — paleogeografia w nawiązaniu do tektoniki (głównie na podstawie A. P. Zieglera, zmodyfikowana i uzupełniona przez autora).

1 — brak osadów, 2 — niekompletne wykształcenie (luki sedimentacyjne, erozja, redukcja osadów), 3 — pełne wykształcenie osadów, 4 — maksymalna głębokość zbiornika i miąższość osadów, 5 — uskoki, 6 — krawędź socła gotyjskiego starej platformy europejskiej.

Fig. 4. Lias and Dogger — the paleogeography versus tectonics (mostly after A. P. Ziegler, modified and supplemented by the author).

1 — the lack of deposits, 2 — incomplete succession (sedimentary gaps, erosion, reduced thickness), 3 — complete succession, 4 — maximum depth of the basin and thickness of deposits, 5 — faults, 6 — margin of Gothic socle of the Old European Platform. (Aulakogen środkowopolski = Mid Polish Aulacogen).

Kaledońskie masywy Anglii i Szkocji ulegają peneplenizacji w dolnym karbonie. Na wschodzie kulm zajmuje szeroki obszar wkraczając na starą platformę w Polsce środkowej.

Dolna molasa (górny karbon) osadziła się w basenie peryferycznym warwyscydów, a oś basenu biegnie w bliskim sąsiedztwie strefy orogenicznej. Oś ta rozdwajała się na zachodzie obejmując od S i NE masyw Londyn — Brabant, ciągnąc się szerokim pasem na SW części Morza Północnego. Ku E, gdzie zasięg warwyscydów przesunął się na N, basen dolnej molasy znacznie się zwęża (16, 1). Jeszcze dalej ku E, w Polsce, wobec zbliżania się do krawędzi starej platformy pod Bydgoszczą, szerokość zachowanej strefy starej molasy jest mniejsza od 100 km (39).

Jak wynika z wypowiedzi J. P. Hopkinsona i E. Nysaethera (21) karbon górny na obszarze Morza Północnego jest zdyslokowany, notują oni bowiem dyskordancję kątową między P_1 i C_2 .

Młoda molasa — dolnopermska jest osadzona w basenie już wyraźnie równoleżnikowym, o kierunku osi zgodnym z czołem orogenu. Ma tu miejsce wyraźna polaryzacja geosynkliny — migracja schyłkowych faz geosynklynalnych ku N. Oś basenu, jak wynika z danych W. W. Dunna i współpracowników (15) oraz P. A. Zieglera (54) i W. H. Ziegler (56), przebiega przez środek południowej części Morza Północnego, gdzie panuje facja ewaporatowa. Tę część basenu ogranicza od N wał równoleżnikowy Mid North Sea High i wał Ringkøbing, pozbawione całkowicie osadów czerwonego spągowca. Facja ewaporatowa zanika na zachodnim krańcu basenu, gdzie działa jeszcze wpływ inwersji pokaledońskiej na terenie Anglii i masywu Londyn — Brabant. Na E zamknięcie basenu warunkuje zbliżenie Masywu Czeskiego do brzegu

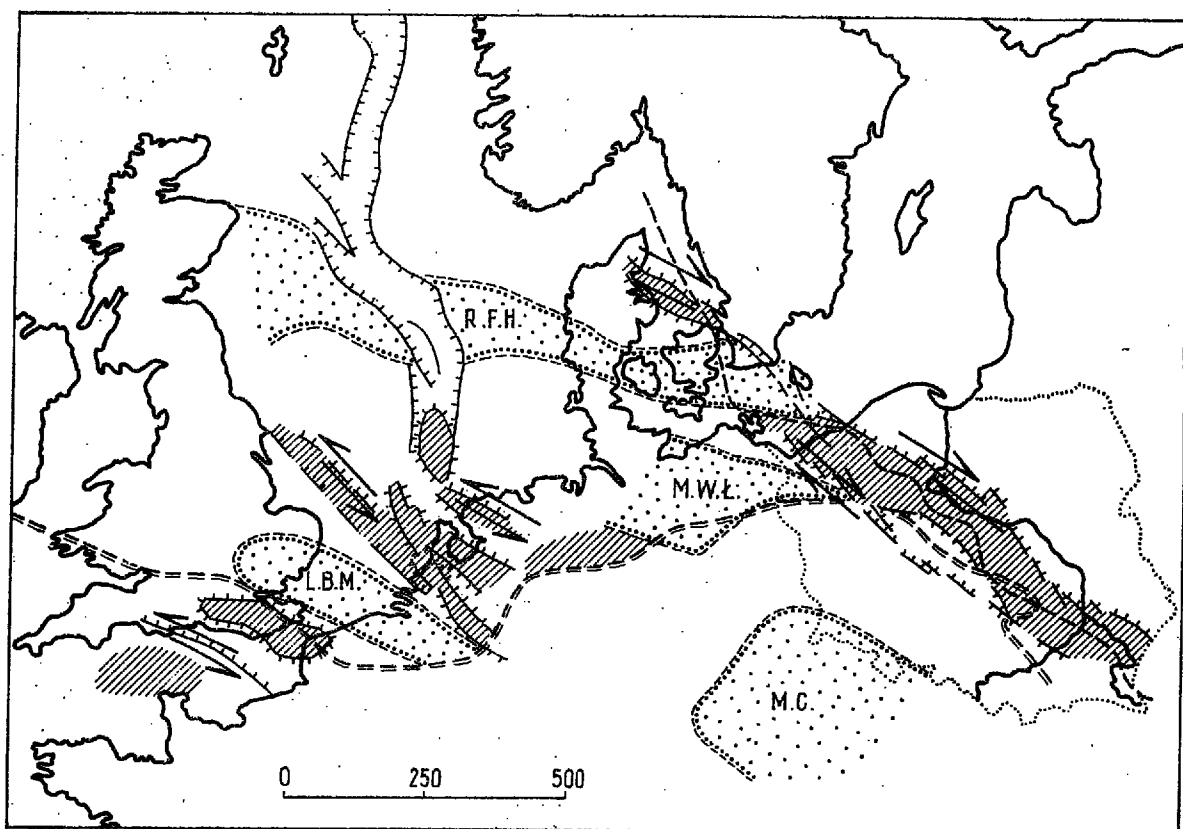
starej platformy, co powoduje, jak wspomniano, zwężenie przedpola warwyscydów, zahamowanie migracji zbiornika i osadzenie młodszej molasy częściowo na orogenic. Powodowało to też silniejsze jej zdyslokowanie przejawiające się intensywnym magmatyzmem subsekwentnym, który zgodnie z poglądami J. P. Borskiego zadecydował o powstaniu złóż miedzi w NRD i Polsce zachodniej. Wszędzie tam, gdzie w basenie powstawała facja klastyczna na podłożu młodszej molasy rozwinęły się złoża gazu.

Wulkanity subsekwentne występują również na całej długości wału Ringkøbing Fyn po jego północnej stronie, a nawet i Mid North Sea High (54, 42, 28***). W tym czasie powstał rów Oslo z wulkanitami, a zasadowe dajki tego wieku są znane ze Skanii jako kongodoleryty (45, 7, 41) oraz z Polski (Mazury). Przyczyna leży w dalekosiężnej propagacji ruchów, ich teleorogenicznym charakterze i w generalnej nieciągłości podłoża na granicy megabloków, tj. na krawędzi starej platformy i na strefach ograniczających wał Mid North Sea i Ringkøbing Fyn.

Zjawiska wulkanizmu wiążą się z tensją, z fazą rozpadu górotworu warwyscyjskiego na bloki, z powstaniem uskoków i rowów grawitacyjnych. Uskoki są z reguły prostopadłe do czoła orogenu, jak podają P. A. Ziegler (54) oraz Bartenstein i Teichmüller (1), mają kierunki NW-SE, częste są i N-S.

Basen młodszej molasy zamknięty jest od E, jak wynika z powyższego, przez brzeg starej platformy europejskiej, a od W przez orogen kaledoński Szkocji, Anglii i Walii.

*** Poglądy także wyrażają także J. C. Baartman, C. B. Christensen — Contributions to the interpretation of the Fennoscandian Border Zone, D. G. U, II Rakke, 1975, nr 102.



Ryc. 5. Ruchy laramijskie.

1 — uskoki, 2 — obszary podniesień inwersyjnych laramijskich, 3 — kierunki przesunięć poziomych w strefach dyslokacji przesuwczych, 4 — masywy i wały: R.F.H. — wał Ringkøbing Fyn High sensu lato (epiwarwaryjski), M.W.L. — masyw Londyn-Brabant (wczesnokaledoński), M.B. — masyw wschodniośląski sensu lato (prawdopodobnie prekambryjski), M.C. — masyw Czeski (prekambryjski), 5 — czoło orogenu młodowaryjskiego, 6 — krawędź cokołu gotyjskiego starej platformy.

Fig. 5. Laramie movements.

1 — faults, 2 — areas of inversional Laramie uplift, 3 — directions of horizontal translocations in zones of strike-slip faults, 4 — massifs and swells: R.F.H. — Ringkøbing Fyn High sensu lato (epi-Variscan), M.W.L. — London-Brabant massif (early-Caledonian), M.B. — East-Elbe massif sensu lato (presumably Precambrian), M.C. — Bohemian massif (Precambrian), 5 — front of young-Variscan orogen, 6 — margin of Gothiic socle of the Old Platform.

W ten sposób ustalilibyśmy ramy wielkiego intrakratonicznego basenu. Tworzą one trójkąt równoramienny, którego NE ramię stanowi brzeg starej platformy, NW — brzeg orogenu Appalachów — Kaledonidów, a południowe — czoło orogenu warwaryjskiego. W ramach tych, jako całość, aktywny był basen permsko-mezozoiczny — powaryjski, a przedlaramijski. Dobrze oddają jego charakter, poza pracami A. P. Zieglera i W. H. Ziegler (54—56), mapki przedstawione w pracy Sorgenfreia (45) odzwierciedlające miąższości i facje liasu.

EPOKA ALPEJSKA STARSZA — STADIUM TAFROGENICZNE

P. A. Ziegler (54) dzieli powaryjski rozwój tektoniczny obszaru Morza Północnego na trzy stadia: intrakratoniczne (perm — trias dolny i środkowy), rifting — taphrogenic stage (trias górny — paleocen) i trzecie post rifting stage.

Tektonika dolnopermska, choć posiada pierwsze objawy stadium tafrogenicznego (rifting), należy razem z górnokarbońską do subwarwaryjskiego stadium molasowego. Następne stadium tafrogeniczne (rifting stage) trwało do paleocenu. Cechuje je platformowy rozwój sedimentacji, różnicowanej przez liczne uskoki synsedymencyjne (rifting) oraz powstanie, rozwój i zamarcie wielkich rowów tektonicznych, które zgodnie z najnowszymi poglądami (23, 8) są aulakogenami.

W górnym permie, podczas którego transgredowało morze cechstyńskie, nastąpiła unifikacja facji i subsydencji, wskutek czego obszar Polski centralnej i zachodniej został włączony do wielkiego basenu

północnoeuropejskiego, w którego centrum znajdowało się Morze Północne. Zatracił się molasowy charakter osadów południowej części basenu, która jednak w dalszym ciągu zachowała silniejszą subsydencję. Ma ona jeszcze kierunek równoleżnikowy, ale ograniczający ją od N wał biegnący środkiem Morza Północnego jest rozczłonkowany poprzecznymi dyslokacjami (47) na bloki niezależne. Ringkøbing Fyn High nie zostaje zalany, ale między nim i Mid North Sea High powstaje szeroka bruzda lub może row tektoniczny sięgający do osi basenu południowego wypełniony facją salinarną. Jednak początek centralnego rowu Morza Północnego był już w P₁ (56).

Analogiczny charakter mają ruchy na wschodzie basenu cechstyńskiego. Na krawędzi starej platformy powstaje synsedymencyjny row tektoniczny położony bezpośrednio przed czołem orogenu młodowaryjskiego w Polsce centralnej, ma on kierunek NW—SE zgodny z kierunkiem krawędzi i nie wkracza na S na masyw małopolski. Jest to początek aulakogenu środkowopolskiego. Oba te rowy (zapadliska) powstały początkowo nie, jak przypuszczał P. A. Ziegler (54), w związku z ruchami w geosynklinie alpidów europejskich, a jako skutek inwersji całego quasi-kratonu warwaryjskiego wraz z jego przedpołem. Dopiero wtórnie wciągnięty został jeden z tych rowów (środkowopolski) w sieć strukturalną powstającą wskutek propagacji egzogonalnej ruchów w geosynklinie alpidów Europy Południowej.

W triasie ewolucja postępuje w tym samym kierunku, co w górnym permie. Dochodzi do inwersji stopnia subsydencji, która zaczyna być większa w północnej części basenu niż w południowej. Możliwe, iż usztywnienie obszaru basenu molasowego było spo-

wodowane fazą ewolucji geosynkliny waryscyjskiej. Wiąże się z tym objawy erozji i redepozycji ewaporatów (6, 56).

W triasie najwyraźniej występuje sieć spękań rozciągających się na bloki i powstanie licznych rowów tektonicznych. Od N, prawie do brzegów Holandii, zarysowuje się szeroki na 50 do 100 km, a długi na 800 km rów Viking — Centrale North Sea. Kierunek jego ogólnie jest południkowy. Ma on przebieg zbliżony do esowatego, jest to aulakogen medialny Morza Północnego. W obrębie jego dna rejestruje się miejscami lokalne zrzęby, a uskoki graniczne były w różnym położeniu w różnych okresach. Miąższości w rowie, jak wynika z pracy L. B. Rasmussena (42), były trzykrotnie większe niż poza nim. Jego cechą charakterystyczną, szczególnie w jurze, jest występowanie wałów brzeżnych z hiatusami i redukcją osadów w formie wydłużonych elewacji towarzyszących aulakogenowi na różnych jego odcinkach. W. H. Ziegler (56) wiąże je z halokinezą — powstaniem wałów solnych. P. A. Ziegler (54) widzi ich genezę w ruchach całej skorupy. Pierwszą interpretację eliminuje ich zbyt dużą szerokość (do 150 km), drugiej nie można na razie rozpatrywać, wobec braku na Morzu Północnym badań sięgających do Moho. Wały takie występują jako reguła i w otoczeniu aulakogenu środkowopolskiego (ryc. 4). Najwyraźniejszy, głównie zaznaczający się w jurze, występuje po zachodniej stronie aulakogenu w Polsce centralnej.

Miąższość osadów triasu w rowie jest znaczna, dla jego południowego krańca wg W. W. Dunna (15) wynosi 2300 m. Dla środkowego odcinka wg Hopsinona i Nysaethera (21) miąższości w rowie są parokrotnie większe niż w jego otoczeniu. Po wschodniej stronie rowu w basenie północnym utrzymuje się (powstały w permie górnym) basen norwesko-duński o znacznych miąższościach osadów, dochodzących do 3000 m, obrzeżający tarczę bałtycką.

W basenie południowym liczne są mniejsze, przeważnie krótkotrwałe rowy i zrzęby o kierunkach zmiennych — submeridionalnych. Zaliczyć do nich należy permski i wczesnotriasowy wał wolsztyński o kierunku NW—SE, na który zwrócił uwagę w dyskusji ustnej Stolarczyk. Długo utrzymuje się zapadisko Sole-Pit o kierunku NW—SE i w jego przedłużeniu — rów doliny Roer, biegnący wzdłuż brzegu masywu Londyn — Brabant na długości 400 km.

W triasie następuje dalszy rozwój aulakogenu środkowopolskiego, przedłuża się on ku SE i łączy z geosynkliną karpacką, stając się jej odnogą platformową. Przedłuża się on również ku NW łącząc się z basenem obrzeżającym tarczę bałtycką z obniżeniem duńskim, którego połączenia nie było w permie górnym. Ten wielki aulakogen znany jest pod nazwą bruzdy duńsko-polskiej. Długość jego dochodzi do 1500 km. Poza tym aulakogenem nazwać można również rów medialny (Viking — Central Graben) o długości 1000 km na Morzu Północnym i rów Sole-Pit z przedłużeniem w rów doliny Roer w Holandii.

Należy zwrócić uwagę na zależność ich przebiegu i położenia od krawędzi tarczy bałtyckiej w Norwegii, krawędzi starej platformy w Polsce i intrakratonicznych geosynklin kaledońskich w SW części (Brabant). Pęknięcia skorupy w ewolucji epiwaryscyjskiej wykazywały więc dawne szwy tektoniczne. Inne, mniejsze rowy przeważnie powstawały wzdłuż kierunków N—S i zbliżonych — prostopadłych do frontu waryscyjskiego.

W jurze następuje dalsza ewolucja stadium tafrogenicznego, a charakter uskoku granic basenów poza aulakogenem medialnym słabnie. Daje się to obserwować i w Polsce, szczególnie po łacie. Coraz silniej natomiast zaznaczają się w sedimentacji wały brzeżne aulakogenu medialnego. Wiele drugorzędnych rowów przestaje być czynnych. Wał Ringkøbing Fyn znów łączy się w jednolitą formę rozszerzającą się na brzeżne podniesienia rowu centralnego. W dogłębie odżywa wyraźnie południowy odcinek tego rowu podlegający z przerwami subsydencji do kredy górnej (19). Wał równoleżnikowy Ringkøbing Fyn łączy się ponownie z tarczą bałtycką. Trudno ustalić czy było to całkowite wynurzenie, czy tylko znaczne spłyconie. W każdym razie zanika na obszarze zachodniego Bałtyku ciągłość bruzdy duńsko-polskiej,

a obniżenie duńskie oraz aulakogen środkowopolski stają się niezależnymi jednostkami aż po kredę włącznie; częściowo również i w kredzie górnej.

Na miejsce zanikających rowów o kierunkach przed czołem waryscydów między masywem reńskim i Sudetami powstaje szereg rynien kulisowo ustawionych o kierunkach WNW—ESE i NW—SE, powstały one w czasie ruchów kimeryjskich. Są to „Randtrøge” E. Voigta (51). Ruchy te powodowały zróżnicowaną subsydencję bloków, przez co po jednej ich stronie powstawały osady znacznie większej miąższości niż po drugiej. Te ruchy przechylające („warping”) powodowały niezgodności kątowe między osadami. P. A. Ziegler (54) uważa, że te kulisowo ustawione bruzdy mogły powstać w wyniku ruchów transformujących, przesuwających blok centralnej Europy ku W w stosunku do bloku północnych Niemiec i Danti. Pogląd ten trudno na razie akceptować przed przeprowadzeniem obszernej analizy ruchów horyzontalnych wielkich i małych bloków w epoce alpejskiej w centralnej Europie. Zwracali na nie uwagę T. Sorgenfrei (45) i ostatnio R. W. Bemmelen (2), w Polsce W. Jaroszewski (24), W. Pożaryski (34, 36), M. Dumitcz (14).

Zróżnicowanie tektoniczne podłoża ma odbicie w wielkiej zmienności facjalnej morza jurajskiego na obszarze Morza Północnego. Jak podaje P. A. Ziegler (54) i W. H. Ziegler (56), w rowie centralnym osadzały się w małym młokowate osady łaiste i piaszczyste głębokowodne o cechach turbiditów, co świadczy o szybkiej subsydencji dna rowu — wybitnej aktywności uskoku granicznych. Częste wynurzenia brzegów rowu powodowały nie tylko zahamowanie sedimentacji, ale i erozję. F. Howitt i R. Aston (22) oraz W. H. Ziegler (56) mówią o wulkanizmie jurajskim w centralnym obszarze rowu. Jest to lawa i tufy bazaltowe przedkredowe, miejscami określone jako bałtyckie.

W kredzie dolnej nie zachodzą poważniejsze zmiany w rozwoju tektonicznym. W rowie centralnym tworzą się osady łaiste o cechach osadów wód głębokich, jak pisze P. A. Ziegler, o miąższości 500 m. Na zewnątrz tej wąskiej strefy miąższości są mniejsze, a osady bardziej płytkowodne. Analogicznie przedstawia się subsydencja w aulakogenie środkowopolskim. Granicę rozprzestrzenienia osadów stanowi tu od W orogen waryscyjski.

W kredzie górnej i paleocenie zaznaczają się już jednak odmienne warunki. W rowie centralnym i Viking osadzają się w kredzie górnej (54) margle do 1200 m miąższości, a według W. W. Dunna (15) nawet do 1700 m; w paleocenie łowce, młokowce i piaszkowce głębokowodne o charakterze turbiditów. Poza rowami panuje frakcja węglanowa — w kredzie górnej charakteryzująca się osadzaniem kredy piaszczystej, której miąższości wynoszą poza rowami kilkadziesiąt do 600 m. Bruzda duńsko-polska wykazuje w tym czasie bardziej zróżnicowany charakter osadów. Typ charakteryzujący się kredą piaszczystą ciągnie się od Morza Północnego tylko do granic bruzdy, gdzie panuje facja marglistą. Miąższości lokalnie przekraczają 2000 m (niekiedy mogileńska).

W kredzie górnej w całym basenie północnoeuropejskim stopniowo zanikają ruchy uskokuwe poza obrębem aulakogenu, jak piszą badacze Morza Północnego. Fakty te bardzo dobrze pasują do obserwacji poczynionych na przekrojach sejsmicznych w Polsce, gdzie uskoki ku górze nie przekraczają granicy jura — kreda.

Na południowym odcinku aulakogenu medialnego, na S od wału Ringkøbing Fyn oraz na terenie zapadliska Sole-Pit nastąpiła w fazie ruchów laramijskich inwersja (56, 54). Poza tym inwersją tą połączoną z lokalnym fałdowaniem objęte są obszary otaczające od S Morze Północne. O fałdowaniach w kredzie środkowej w Anglii południowej i kanale La Manche pisze R. T. Owen (32). P. Heybrock (19) wymienia zjawiska inwersji tektonicznej z tych czasów na terenie Holandii i przyległej części Morza Północnego na przedpolu masywu Londyn — Brabant. Szeroko znane są te zjawiska z NW Niemiec (51, 5), na E inwersja objęła bruzdę duńsko-polską. W aulakogenie środkowopolskim powstało w górnej kredzie plekantyklinalorium (38, 35). Ruchy w kredzie górnej były najsilniejsze na E przy krawędzi starej platformy (Polska), o czym świadczą zarówno miąższości

i charakter sedymentacji, jak i wielkość inwersji. Objęły one tylko tę część basenu, która jest ograniczona od N równoleżnikowym wałem Mid North Sea — Ringkøbing Fyn, czyli tak daleko ku N jak sięgały wpływy geosynkliny Prototetydy.

Modelowi temu nie odpowiadała mała struktura inwersyjna powstała w obniżeniu duńskim na terenie Kattegatu, a więc na N od wymienionej części basenu (Baartman, Christensen, 1975, notka na s. 578). Powstanie jej jest wynikiem mobilności skorupy na granicy starej platformy związanej z ruchami w geosynklinie alpejskiej. Dodać należy, że jak wynika głównie z prac T. Sorgenfreia (45, 46) utrzymuje się w bruzdzie duńsko-polskiej transversalna elewacja stanowiąca wschodnie przedłużenie wału Ringkøbing Fyn przebiegająca ku Bornholmovi między Skanią a Rugią.

STADIUM POSTAFROGENICZNE

Zanik aktywności dysjunktywnych ruchów pionowych w paleocenie spowodował zmiany w całym basenie; obszary objęte najsilniej inwersją stały się stabilne. Dotyczy to szczególnie części basenu przy brzegu starej platformy oraz w bliskości geosynkliny alpejskiej, a więc terytorium Polski i zachodniego Bałtyku. W związku z tym maksimum subsydencji na obszarze Morza Północnego przesunęło się na N. Wpływ waryscydów, południowej ramy basenu, narzucającej orientację równoleżnikową zanika. Pojawia się nowy trend biegu osi sedymentacyjnych — południkowy, związany z narastaniem procesu rozszerzania się Atlantyku północnego.

Cały obszar od południka Jutlandii na E, a więc i Polska, znalazł się poza zasięgiem jego wpływu. Wyodrębnił się basen trzeciorzędowy Morza Północnego. Nasilenie subsydencji w jego centrum nie zmalało, ale zanik uskoków synsedymencyjnych spowodował, że przybrał on charakter syneklizy. Przemawia za tym i zniknięcie wałów brzeżnych. Oś subsydencji biegła na miejscu pograżonego aulakogenu medialnego; przekraczając jego granice na S przedłużała się na obszar Holandii i dalej poprzez system rowów tektonicznych Renu i Rodanu uchodziła do Morza Śródziemnego, jak podaje P. A. Ziegler (54). Zwrócić należy uwagę, że strefa zapadlisk Stillego Mittelmeer — Mjösen Zone nie potwierdziła się na odcinku pozawaryscyjskim w rejonie Bałtyku i Wysp Duńskich. Na całej długości strefa osiowej subsydencji Morza Północnego i jego południowego przedłużenia była czynna od eocenu i jest odcinkami aktywna obecnie (wybrzeża Holandii).

W rozwoju sedymentacji trzeciorzędowej zaznacza się jedna wyraźna zmiana. Klastyczne, drobnoziarniste osady eocenu, oligocenu dolnego i środkowego miocenu, w miocenie górnym zmieniają charakter poprzez dopływ materiału grubszego piaszczystego, głównie mułkowego. Łączyć tę zmianę można z fazą sawską tektonogenezy Alp. Na południowej peryferii Morza Północnego w miocenie nastąpiły objawy kompresji, w formie inwersji tektonicznej, a, jak podaje R. T. Owen (32), okolice kanału La Manche (południowa Anglia) podlegały ruchom fałdowym. Przejawy te nie sięgnęły na terytorium Polski, która należała wtedy do innej, bardziej stabilnej jednostki niż obszar Morza Północnego.

TENSIJA I KOMPRESJA

Nie ma poważniejszej rozbieżności poglądów na przyczynę zdyslokowania uskoku i tworzenie się rowów grawitacyjnych w starszej epoce alpejskiej na przedpolu waryscydów środkowej i zachodniej Europy; była nią tensja skorupy ziemskiej na tym obszarze. Przypada ona na stadium geosynklinalne w alpidach południowej Europy, podkreślił to R. Trümpy (49) oraz H. Kölbl (26) i objęła staro i młodokimeryjskie ruchy na całym obszarze północnego przedpola Tetydy. Tensja spowodowała ruchy zapadliskowe (collapse) wzdłuż głównych stref osłabienia, a więc na starych szwach tektonicznych i na spekanym brzegu orogenu waryscyjskiego. Jak wspomniano, najsilniej objawiła się ona na krawędzi starej platformy, głównie tam, gdzie odnawiała się w cyklach orogenicznych paleozoicznych, a więc i w Polsce. Wał Viking powstał na głębokim subtranswersalnym szwie

dzielącym dwie różne jednostki kaledonidów: szkocką i norweską, którego istnienie ma prawdopodobnie przyczynę w zróżnicowaniu głębszego podłoża.

W. H. Ziegler (55) stwierdza, że z końcem dolnego triasu faza ruchów uskokowych (hardgesen movements) spowodowała deformacje w południowym basenie Morza Północnego i zapoczątkowała halokinezę. Wiadomo, że właśnie w tym czasie, nastąpiły pierwsze bardzo silne przejawy ruchów soli w polskiej części basenu. Wpływ ten przejawiał się jeszcze silniej pod koniec wczesnoalpejskiej epoki tektonicznej (laramijskiej), gdy nastąpiła inwersja ruchów w geosynklinie, na co zwraca uwagę P. A. Ziegler (56). Zmianę tensji na kompresję w centralnej i zachodniej części orogenu podkreślali na terenie alpidów Europy R. Trümpy (49), a we wschodniej A. Tollmann (48). W Tatrach główna faza górotwórcza przypada na ruchy subhercyńskie. Ściśle na ten czas przypada inwersja w aulakogenie środkowopolskim na S, w miejscu połączenia go z geosynkliną (38). Jak wiemy, ruchy inwersyjne tego wieku wystąpiły dalej ku W na brzegu orogenu waryscyjskiego. W Holandii stwierdza ich istnienie P. Heybroek (20). W Anglii południowej na inwersję laramijską rowu Wealdy zwraca uwagę W. H. Ziegler (55). Wystąpiły więc one na całym południowym skraju basenu. Również i dalej na S w Zatoce Biskajskiej (3) po tensji nastąpiła w fazie laramijskiej kompresja. Na zewnątrz tego obszaru (dalej od geosynkliny alpidów) panowała jeszcze tensja, jak na to wskazuje utworzenie się na W od Szkocji w czasie fazy ruchów subhercyńskich zapadlisko Rockall na Atlantyku (50).

Struktury powstałe w wyniku inwersji cechują się uskokami odwróconymi i normalnymi na terenie Morza Północnego (54) i całej pozostałej części południowej omawianego basenu (cytowani autorzy). Fleksury obalone i uskoki odwrócone przechodzące w niewielkie nasunięcia są tu regułą, jak podają H. Boigk (5), W. Pożaryski (34) i inni. Uskokom wywołanym przez tensję nie towarzyszą przesunięcia horyzontalne. Przeciwnie, gdy kompresja jest ich przyczyną przemieszczenia poziome wzdłuż linii uskoku są regułą. W. H. Ziegler (56) zwraca uwagę na ten drugi przypadek sugerując, iż wzajemne przesunięcia horyzontalne ram rowów powodowały „wyrzucenie” (squeeze), wyciśnięcie ich treści ku górze powodując inwersję. Fakty (ryc. 5) zdają się to potwierdzać. Problem nie jest jednak rozwiązany; przy rozważaniach należy uwzględnić prosty model. Aulakogen środkowopolski i jemu podobne powstały w wyniku przesuwczych ruchów lewoskrętnych na starych szwach o przebiegu NW—SE, przy kierunku ruchu NNW i SSE. Inwersja w aulakogenach nastąpiła przy zmianie kierunków ruchów o 180°, tzn. na prawoskrętnie.

TEKTONIKA PŁYT

Osobnym problemem jest związek tektonogenezy pozawaryscyjskiej basenu Europy Północnej z ruchami płyt powodujących rozsuwanie Atlantyku. Te ostatnie przesuwały się sukcesywnie z S na N. Ścisłe dane posiadamy dopiero od daty 180 mln lat, tj. od najstarszej liniowej anomalii magnetycznej stwierdzonej po obu stronach Atlantyku, między Ameryką Północną i Afryką. Jak twierdzą W. C. Pitman i M. Talwani (33), a potwierdzają to późniejsi badacze (30), te dwa kontynenty zaczęły się rozsuwać w późnym triasie.

Europa, zgodnie z poglądami tych autorów, oddzieliła się od Ameryki Północnej i Grenlandii 81 mln lat temu, a więc w górnej kredzie. Ruch ten początkowo nie objął obszaru na N od Islandii i Szkocji. Początek ruchu Europy wyraźnie wiąże się z okresem kompresji laramijskiej w południowej części basenu północnoeuropejskiego. Nie byłoby to zrozumiałe, gdyby nie uwzględnić dalszych szczegółów. Wymienieni Pitman i Talwani (33) wskazują, że uskok transformujący znany jako Charlie lub Gibbs Fracture Zone dzieli zachodnią Europę na dwa oddzielne bloki. Przedłużenie wschodnie tego uskoku przypada na front waryscyjski zachodniej i środkowej Europy. Bloki te poruszały się w pewnym stopniu niezależnie, ale 53 mln lat temu nastąpiła wyraźna zmiana i ruch bloków stał się równoległy. Nastąpiło również dwukrotne zmniejszenie szybkości rozsuwania się płyt Ameryki Północnej i Eurazji. Data 53 mln lat odpowiada

granicy paleocenu i eocenu — momentowi ustania kompresji i tensji w basenie północnoeuropejskim, a więc przejawów ruchów horyzontalnych oraz początkowi spokojnej subsydencji. Można wiązać ją tylko w przybliżeniu z momentem inicjacji ryftu na Atlantyku między Grenlandią i Skandynawią, gdyż data podawana przez Pitmana i Talwaniego (33) wynosi 63 mln lat, a przez Nairina i Stehli (30) — 60 mln; z nią wiąże się powstanie linii bazaltowej Islandii.

W tym czasie (81–53 mln lat) ruchy tensyjne z obszaru Morza Północnego przesunęły się na W, na co wskazuje utworzenie się lub odnowienie rowów tektonicznych na wschodnim Atlantyku, jak: Rockall-Hutton, Rockall, West Shetland o kierunku południkowym, wypełnionych eoceńskimi wulkanitami. Wulkanizm ten w słabym stopniu objął Morze Północne i nie sięgnął poza jego ówczesne wschodnie granice. Polska wskutek tego pozostała na przeciwnym, wschodnim, ustabilizowanym biegunie dryfującej płyty Europy.

PODSUMOWANIE

1. Podłoże metamorficzne północno-zachodniej Polski może być z większym prawdopodobieństwem niż dotychczas uznane za dalslandskie, gdyż ten wiek ma starsze podłoże otoczenia południowej części Morza Północnego.

2. Powszechność orogenezy celtyckiej (= kadomskiej = starobajkalskiej) całej Anglii, Belgii i Bretanii, a brak jej w Irlandii, Szkocji i Norwegii wskazuje na pokrewieństwo tektoniczne młodszego podłoża Polski południowej, centralnej i zachodniej, z tym pierwszym regionem, a nie z geosynklizą kaledońską, szkocko-norweską (ryc. 1).

3. Do tego samego wniosku dochodzi się analizując wykształcenie ordowiku i syluru (ryc. 2), nie mających jednolitego charakteru inogeosynkinalnego w otoczeniu południowym Morza Północnego.

4. Basen północnoeuropejski (basen Morza Północnego sensu lato) jest epiwarwaryjski, obramowany orogenezami: kaledońską od NW i warwaryjską od S, a krawędzią starej platformy od NE. Polska znajduje się w jego SE narożu, w miejscu, gdzie łączą się dwie ostatnie ramy. Pierwsze (idące od W) zblizenie tych jednostek jest na południku Rugii i na E od niego basen czerwonego spągowca jest już węższy i płytszy, bez facji ewaporatowej.

5. Epiwarwaryjski lub starszy jest wał Ringkøbing Fyn przedłużający się ku W do Szkocji i ku E do Bornholmu.

6. W permie zaczęły się tworzyć, a rozwinęły w mezozoiku aulakogeny, wielkie grawitacyjne rowy tektoniczne, synsedymenacyjne, o kierunkach subpendykularnych do czoła wyrzycydów. Biegły one zgodnie z przebiegiem szwów w podłożu krystalicznym. Było to stadium tafrogeniczne obszaru basenu.

7. Z końcem mezozoiku (w fazie ruchów laramijskich) południowa część basenu uległa kompresji, połączonej z przesunięciami poziomymi wzdłuż uskoków, co spowodowało wypiętrzenie (inwersję) obszarów rowów. Przesunięcie związane z ruchami w Tetydzie i powstaniem ryftu atlantyckiego na W od Europy było skierowane z SE do NW. Jest to koniec stadium tafrogenicznego.

8. Od eocenu nasilają się przejawy rozsuwania dna północnego Atlantyku, zanikają rowy na obszarze basenu północnoeuropejskiego, wynurza i usztywnia się obszar basenu położony na E od Jutlandii. Basen Morza Północnego staje się wąski, południkowy, o cechach syneklizy. Polska znajduje się poza syneklizą na całkowicie ustabilizowanym obszarze.

LITERATURA

- Bartenstein H., Teichmüller R. — Inkohlunguntersuchungen, ein Schlüssel zur Prospektierung von paläozoischen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten? *Forsch. Geol., Rheinld. u. Westf.* 1974, 24.
- Bemmelen van R. W. — Geodynamic models for the Alpine type of orogeny. *Tectonoph.*, 1974, 1/2.
- Bogdanow A. A. — O tektoniczekom rasczlenienii dokembryjskich obrazowanii fundamenta Wostochnojewropiejской platformy. *Wiest. Mosk. Uniw.*, 1964, sier. 4, 1.
- Bogdanow A. A. — O tektoniczekom strojeniu zapadnogo ugła Jewropiejской platformy. *Izid.*, 1968, sier. 4, 5.
- Boigk H. — Gedanken zur Entwicklung des niedersächsischen Tektogens. *Geol. Jb.* 1968, 80.
- Brennand T. F. — Triassic of the North Sea. Conference on: Petroleum and the Cont. Shelf... London, 1974.
- Bylund G. — Paleomagnetism of dykes along the southern margin of the Baltic shield. *G. F. F.*, 1974, 96, 3.
- Chain W. J. — Geotektonika ogólna. *Wyd. Geol.*, Warszawa, 1974.
- Christensen O. B. — Rønde og Nøvling formationerne (silur) i Nøvling nr 1/3534–3762 U). W: *Lyddeboringen Nøvling nr 1 i Midtjylland* D. G. U., 1973, III, R. 40.
- Collette B. J. — On the subsidence of the North Sea Area. W: *Geology of Shelf Seas*. D. T. Donovan — editor Oliver & Boyd, 1968.
- Dadlez R. — Some geological problems of the Southern Baltic Basin. *Acta geol. pol.*, 1974, nr 1.
- Dewey J. F. — Evolution of the Appalachian (Caledonian Orogen). *Nature*, 1969, no. 222.
- Dewey J. F. — The Geology of the Southern Termination of the Caledonides. W: *The Ocean Basins and Margins*. A. E. M. Nairn and F. G. Stehli: Vol. 2, The North Atlantic. Plenum Press, 1974.
- Dumicz M. — Analiza strukturalna spekań w niecce tomaszowskiej. *Acta Univ. Wratisl.* 192. Wrocław, 1973.
- Dunn W. W., Eha S., Heikkilä A. H. H. — North Sea is a tough theater for the oil-hungry industry to explore. *Oil & Gas. Jour.*, 1973, no. 8.
- Fabian H. J. — Das Oberkarbon von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 1971, 19.
- Fitch F. J. et al. — Tectonic and Radiometric Age Comparisons. W: *The Ocean Basins and Margins*. A. E. M. Nairn and F. G. Stehli, Vol. 2, The North Atlantic. Plenum Press, 1974.
- Głusko W. W. et al. — Rajony siewiernoj czasti territorii G.D.R. po wzroście składczatogo osnovanija. *Sow. geol.*, 1974.
- Heybrock P. — Explanatation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. en Mijnb.* 1974, 53.
- Heybrock P. — Structure of the Dutch part of the Central Graben in the North Sea. Conference on: Petroleum and the Cont. Shelf... London, 1974.
- Hopkinson J. P., Nysaether E. — North Sea petroleum geology. Exploration Geology and Geophysics. Offshore North Sea, 1974. Conference Stawanger, 1974.
- Howitt F., Aston R. — Occurrence of Jurassic Volcanics in the North Sea. Conference on: Petroleum and the Cont. Shelf... London, 1974.
- Janszyn A. L., Gareckij R. G., Szlezinger A. E. — Rola uczonych Akademii Nauk SSSR w rozwoju uczenia o platformach i niektóre współczesne jego aspekty. *Geotektonika*, 1974, nr 3.
- Jaroszewski W. — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. geol. pol.*, 1972, vol. 38.
- Key M. — Closing of the Protocadac Ocean and interplate basins. *Nature*, 1974, no. 249.
- Kölbel H. — Regionale Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. *Grundriss der Geologie der DDR*, 1968.
- Krebs W., Wachendorf H. — Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 1973, 84.
- Larsen O. — K/Ar Age Determinations from the Precambrian of Denmark. *D.G.U.*, 1971, II, R. 97.
- Légrand R. — Le Massif du Brabant. *Mém. Expl. Cartes Geol. et Min. de la Belgique*, 1968, no. 9.

30. Nairn A. E. M., Stehli F. G. — A Model for the North Atlantic. W: The Ocean Basins and Margins. Vol. 2. The North Atlantic. Plenum Press, 1974.
31. Oberc J.: — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol., Warszawa, 1972.
32. Owen R. T. — The Geology of the Western Approaches. W: The Ocean Basins and Margins. A. E. M. Nairn and F. G. Stehli. Vol. 2, The North Atlantic. Plenum Press, 1974.
33. Pitmann W. C., Talwani M. — Seafloor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 1972, 83.
34. Pożaryski W. — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. PIG 46, 1948.
35. Pożaryski W. — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski, t. IV, cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa, 1974.
36. Pożaryski W. — Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Obszar świętokrzysko-lubelski. Ibidem.
37. Pożaryski W. — Vertical movements along Polish Margin of the East-European subcontinent. Mater. Pr. Inst. Geol. PAN, 1975, 82.
38. Pożaryski W. — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niziny Polskiej. Kwart. geol. 1964, nr 8.
39. Pożaryski W., Radwański S. — Mapa geologiczna Polski bez kenozoiku, mezozoiku i permu. Inst. Geol. 1972.
40. Pożaryski W., Tomczyk H. — Assyntian Orogen in South-East Poland. Biul. Inst. Geol., 237, 1968.
41. Printzlau J., Larsen O. — K/Ar. Age Determinations on Alkaline Olivine Basalts from Skane Southern Sweden. G.F.F. 1972, 94, 2.
42. Rasmussen L. B. — Some geological results from the first five Danish exploration wells in the North Sea. D.G.U.E. 1974, III, 42.
43. Rast N., Crimes T. P. — Caledonian orogenic episodes in the British Isles and northwestern France and their tectonic and chronological interpretation. Tectonophysics, 1969, no. 4.
44. Sellwood B. W., Hallam A. — Bathonian volcanicity and North Sea rifting. Nature, 1974, 252.
45. Sorgenfrei T. — Geological perspectives in the North Sea area. Bull. Geol. Soc. of Denmark, 1969, 19, pt. 2.
46. Sorgenfrei T., Buch A. — Deep test in Denmark 1935—1959, D.G.U. 1964, III, 36.
47. Taylor J. C. M. — Zechstein of the English sector of the Southern North Sea Basin. Conference on: Petroleum and the Cont. Shelf... London, 1974.
48. Tollmann A. — Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch. 1966, 21.
49. Trümpy R. — Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bull. Geol. Soc. Am., 1960, 71.
50. Vann J. R. — A modified predrift fit of Greenland and western Europe. Nature, 1974, 251.
51. Voigt E. — Über Randtröge vor schallenrändern und ihre Bedeutung im Gebiete der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. Z.D.G.G., 1962, 114.
52. Walter R. — Paläogeographie des Siluriens in Nord — Mittel und Westeuropa. Geotekt. Forsch. 1972, 41.
53. Wright A. E. — Precambrian rocks of England, Wales, and southeast Ireland. W: North Atlantic — Geology and Continental Drift. M. Key (editor). Am. A. P. Geol. Mem., 1969.
54. Ziegler P. A. — Geologic Evolution of the North Sea and its Tectonic Framework. Bull. A.A.P.G., 1975, vol. 59, no. 7.
55. Ziegler W. H. — Outline of the geological history of the North Sea: Pre-Jurassic. Conference on: Petroleum and the Cont. Shelf... London, 1974.
56. Ziegler W. H. — Outline of the geological history of North Sea. (Manuskrypt).

SUMMARY

The recent papers of P. A. Ziegler (1975) and W. H. Ziegler (1975) markedly contributed to the knowledge of geological evolution of the central and western Europe and thus, of the extra-Carpathian Poland. The main theses are as follows:

(1) The metamorphic basement of the north-western Poland may be more reliably dated at the Dalslandian as the older basement of the neighbourhood of the southern North Sea was shown to be of that age.

(2) The commonness of the Celtic (= Cadomian = Old Baikalian) orogeny throughout the England, Belgium and Brittany and the lack of it in the Ireland, Scotland and Norway indicate the tectonic affinity between the younger basement of Poland and the former region and not with the areas of Scottish-Norwegian Caledonian geosyncline (Fig. 1).

(3) The above conclusion is supported by the results of the analysis of the development of the Silurian and Ordovician which do not display any uniform miogeosynclinal character in the areas adjoining the southern North Sea (Fig. 2).

(4) The north-European basin (the North Sea basin in a wider sense) is epi-Variscan. It is delineated by the Caledonian orogen on the north-west, Variscan on the south, and by the margin of the Old Platform on the north-east. Poland is situated in its SE corner where the two latter features, Variscan orogen and the margin of the Old Platform, converge. The features first converge at the meridian of Rugia Island and to the east of it the basin of the Rotliegendes becomes narrower, shallower, and evaporite facies disappears.

(5) Ringkøbing Fyn swell is epi-Variscan or older; it extends from Scotland on the west to Bornholm on the east.

(6) The formation of aulacogens, great gravitational tectonic synsedimentary troughs set subperpendicular to the front of the Variscides, has started in the Permian. The strikes of the aulacogens and sutures in the crystalline basement coincides. This took place in the taphrogenic stage of the evolution of that region.

(7) The southern part of the basin was subjected to compression accompanied by horizontal shifting along faults at the end of the Mesozoic during the Laramie phase. This resulted in the uplift (inversion) of the areas of the troughs. The translocations related to the movements in the Tethyan areas and the formation of the Atlantic rift west of Europe was SE-NW oriented. This was the end of the taphrogenic stage.

(8) The spreading of the north Atlantic bottom became more intense since the Eocene. At that time troughs from the area of the north-European basin disappeared and the part of the basin stretching east of Jutland emerged and became more rigid. The North Sea basin became narrow, meridional, and achieved the character of syncline. Poland is situated in a completely stabilized area outside the syncline.

РЕЗЮМЕ

На основании работ П. А. Циглера (1975), В. Х. Циглер (1975) и др., можно продвинуть вперед учение о геологической эволюции Центральной и Западной Европы, в том числе и внекарпатской Польши. Основные положения учения следующие.

1. Возраст метаморфического основания северо-западной Польши с большей достоверностью можно признать даалсландским, так как к этому возрасту относится древнее основание в окаймлении южной части Северного моря.

2. Широкое развитие кельтского (= кадомского = раннебайкальского) орогенеза на всей площади Англии, Бельгии, Бретани и его отсутствие в Ирландии, Шотландии и Норвегии говорит о тектоническом сходстве младшего основания южной цен-

тральной и западной Польши с первым регионом, а не с каледонской шотландско-норвежской геосинклиналью (фиг. 1).

3. Такой же вывод следует из анализа ордовика и силура (фиг. 2), которые не обладают единым миогеосинклинальным характером в южном окаймлении Северного моря.

4. Североевропейский бассейн (бассейн Северного моря *senks lato*) эпигерцинский и обрамлен каледонским орогеном с северо-запада, герцинским орогеном с юга и краем древней платформы с северо-востока. Польша располагается в его юго-восточном углу, в месте соединения двух последних обрамлений. Первое приближение этих элементов, считая с запада, находится на меридиане о. Рюген и далее к востоку от этого места бассейн красного лежа узкий, более мелкий и лишен эвапоритовой фации.

5. Вал Рингкёбинг Финн, простирающийся по Шотландию в западном и по Борнхольм в восточном направлениях, характеризуется эпигерцинским или более древним возрастом.

6. Авлакогены, крупные гравитационные син-сидиментационные грабены субперпендикулярного направления по отношению к герцинидам, начали развиваться в перми и сформировались в мезозое. Они простирались согласно направлениям тектонических линий в кристаллическом фундаменте. Они относятся к тафрогенной стадии площади бассейна.

7. В конце мезозоя, во время ларамийских движений, южная часть бассейна подверглась компрессии, сопровождавшейся горизонтальными сдвигами по линиям сбросов, что вызвало инверсию грабеновых участков. Смещения, связываемые с движениями на площади Тетиды и образованием атлантического рифта к западу от Европы, были направлены с юго-востока на северо-запад. Это знаменовало конец тафрогенной стадии.

8. С эоцена усиливаются процессы раздвигания дна Северной Атлантики, сглаживаются грабены на площади североевропейского бассейна, часть бассейна севернее Шотландии осушается и консолидируется. Бассейн Северного моря приобретает вид узкой синеклизы меридионального простираия. Польша располагается за пределами синеклизы, на полностью стабилизированной площади.