

GEOLOGICZNA MAPA BAŁTYKU

UKD 912.43:551.72/.76+551.243.05(261.24—13+261.24—191.2)

W trakcie przygotowywania odkrytej podkenozoicznej mapy Polski i obszarów przyległych autorzy przeprowadzili próbę podsumowania obecnego stanu wiedzy o geologii dna południowego i środkowego Bałtyku. Podobnie jak i w pierwszych próbach utworzenia geologu tego obszaru (16, 7, 18 i lit. cyt.) punktem wyjścia są nadal mapy geologiczne otaczających obszarów lądowych. Niemniej do dyspozycji są już stosunkowo bogate materiały geofizyczne oraz wyniki dragowań i pierwszych wierceń.

Wyniki prac geofizycznych prowadzonych w polskim sektorze Bałtyku i ich geologiczną interpretację przedstawili ostatnio S. Młynarski (15), R. Dadlez (8) oraz D. Chowańska-Otyś i A. Dąbrowski (6). Z kolei dane o obszarach Kattegatu, Sundu, na S od Skanii oraz wokół Bornholmu przedstawili J. Baartman i O. Christensen (4), O. Andersen i in. (3) i O. Andersen i K. Engsaeger (2). Wyniki prac prowadzonych w sektorze radzieckim oraz pierwsze próby podsumowania obecnego stanu wiedzy o geologii i historii Bałtyku znaleźć można w monografiach: W. K. Gudelisa i E. M. Jemielianowa (12), A. A. Geodekiana (11) i B. L. Afanasjewa (1).

Wszystkie te prace potwierdzają i pozwalają na dalsze sprecyzowanie podziału Bałtyku na obszar tarczy bałtyckiej i jej SE skłonu oraz silniej zaburzoną część przylegającą do tych obszarów od SW. Granicę pomiędzy nimi przyjęto nazywać w literaturze linią Teisseyre'a-Tornquista. Dotychczas toczy się jednak dyskusja jaki jest charakter tej linii i jakim pojęciom geotektonicznym ona odpowiada.

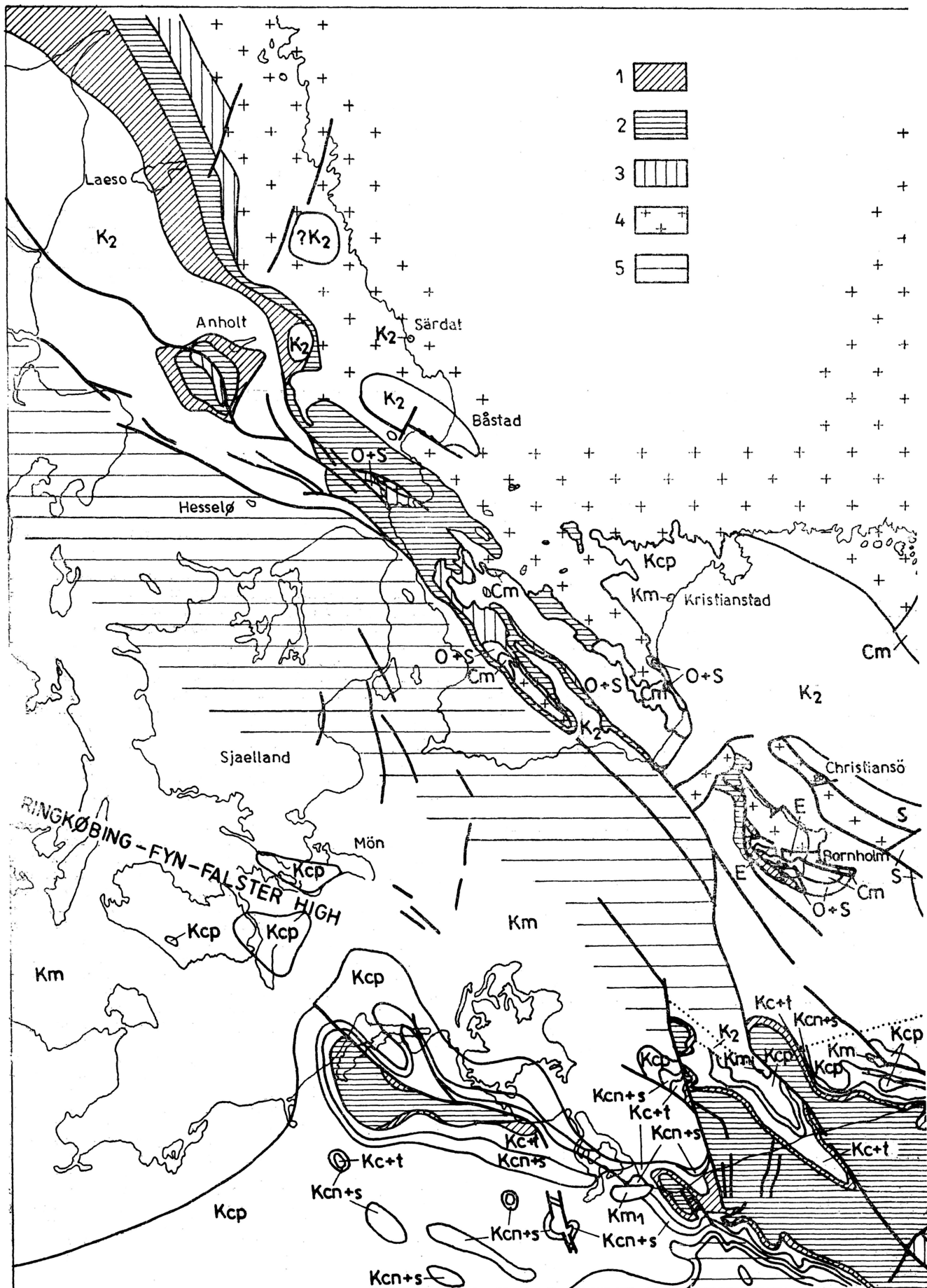
OBZAR TARCZY BAŁTYCKIEJ I JEJ SE SKŁONU

O dość dobrym rozpoznaniu budowy geologicznej możemy mówić w przypadku północnego i środkowego Bałtyku, gdy wciąż zaznaczają się kontrowersje odnośnie do budowy obszarów południowego Bałtyku i dopływ nowych materiałów powoduje daleko idące zmiany dotychczasowych poglądów. Szczególnie istotne są wyniki prac geofizycznych prowadzonych wokół Bornholmu. Okazało się bowiem (3), że horst Bornholmu, uważany dotychczas za przedłużenie strefy granicznej platformy od Skanii na Bałtyk, jest oddzielony od Skanii potężnymi strefami uskokuwymi. Strefy te odpowiedzialne są za powstanie szerokiego rowu najprawdopodobniej wypełnionego gru-

bą serią osadów kredowych. Również okazało się, że dodatnia anomalia grawimetryczna Bornholmu nie jest jedyną na tym obszarze. Andersen i in. (3) zinterpretowali pozostałe wyże jako wyniesienia podłoża krystalicznego i stąd jako horsty. Taka interpretacja jest niewątpliwie uzasadniona w przypadku horstu Christiansö, na którego obszarze skały podłoża krystalicznego wynurzają się na powierzchnię tworząc wyspy Christiansö. W pozostałych przypadkach należy wziąć pod uwagę możliwość powstania tych wyżów w wyniku obecności w podłożu krystalicznym kompleksu litologicznego o gęstości większej niż kompleksy sąsiednie, jak to postulowali D. Chowańska-Otyś i A. Dąbrowski (6).

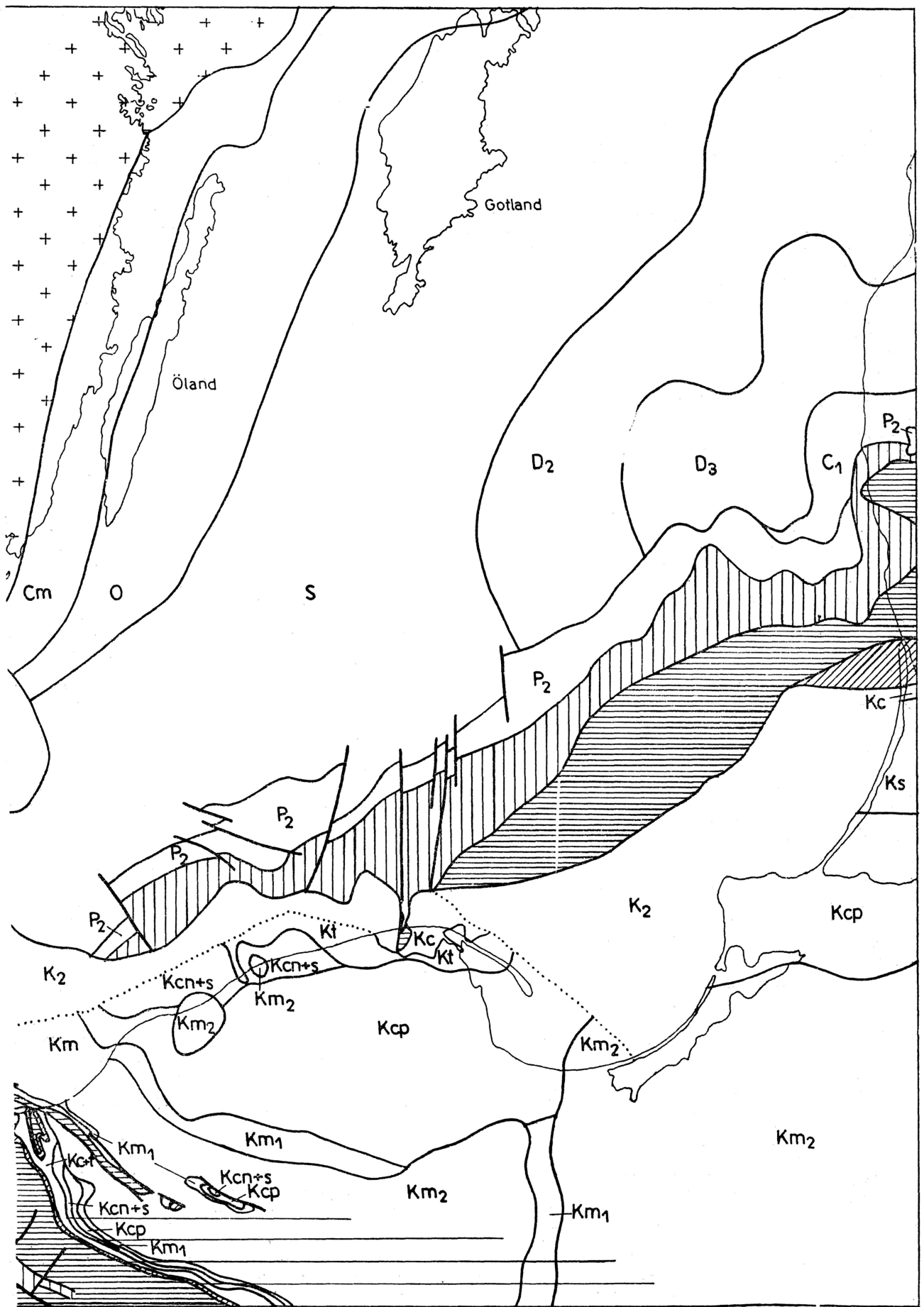
Wyże te ograniczone są strefami dużych gradientów siły ciężkości, prawdopodobnie związanymi z uskokami fanerozoicznymi lub też, jeśli powyższe przypuszczenie Chowańskiej-Otyś i Dąbrowskiego jest słuszne, z kontaktami różnych kompleksów litologicznych podłoża krystalicznego. Horsty zaznaczone na mapie jako pozbawione pokrywy osadowej mogą być (i najprawdopodobniej są) pokryte cienkimi płatami osadów różnego wieku podobnie jak horst Bornholmu. Przy braku bezpośrednich danych zdecydowaliśmy się zaznaczyć je na mapie jako wyniesione bloki podłoża, co lepiej podkreśla ich charakter niż podanie przypuszczalnego wieku ich pokrywy osadowej. Wyniki interpretacji danych geofizycznych przeprowadzonej przez Chowańską-Otyś i Dąbrowskiego wykazały, że horst Bornholmu i wyróżniony przez Duńczyków horst południowo-wschodni na przedłużeniu horstu Christiansö są najprawdopodobniej obcięte przez uskoki od SE (nie zaznaczone tu na mapie). Dalej ku S mamy rozległą depresję grawimetryczną Jamna, pokrywającą się z zagłębieniem powierzchni prekambryjskiego podłoża krystalicznego wykazanym przez badania magnetyczne (9) i sejsmiczne. Depresja ta wypełniona jest pokrywą osadową kilkukilometrowej miąższości, przypuszczalnie utworzoną głównie ze skał ordowickich i sylurskich. Z kolei na E od depresji Jamna zaznacza się rozległy wyż grawimetryczny, związany z podniesieniem podłoża krystalicznego.

Na N od horstów Bornholmu i Christiansö rozciąga się niż wywołany depresją krystalicznego podłoża



Mapa geologiczna południowego i środkowego Bałtyku, bez utworów kenozoiku w skali 1:2 000 000.

1 — dolna kreda, 2 — jura, 3 — trias, 4 — prekambryj, 5 — obszar dużych miąższości (ponad 700 m) osadów górnej kredy; kreda: Km₁ — mastrycht górny, Km₂ — mastrycht dolny



ny, Km — mastrycht, Kcp — kampan, Kcn + s — koniak i santon, Kc + t — cenoman i turon, K₂ — kreda górna; P₂ — perm górny, C₁ — karbon dolny, D₂ — dewon górny, D₁ — dewon dolny, S — sylur, O — ordowik, O + S — or-

dowik i sylur, Cm — kambr, E — eokambr; grube linie — uskok, linia kropkowana — granica obszarów o różnej szczegółowości podziału kredy górnej. English text on the page 4.

Geological map of southern and central Baltic, without Cenozoic in the scale 1 : 2 000 000 (p. 2 and 3).

1 — Lower Cretaceous, 2 — Jurassic, 3 — Triassic, 4 — Precambrian, 5 — area of very thick (over 700 m) Upper Cretaceous; Cretaceous: Km₂ — Upper Maestrichtian, Km₁ — Lower Maestrichtian, Kcp — Campanian, Kcn + s — Coniacian and Santonian, Kc + t — Cenomanian and Turonian, K₂ — Upper Cretaceous; P₂ — Upper Permian, C₁ — Lower Carboniferous, D₄ — Upper Devonian, D₁ — Middle Devonian, S — Silurian, O — Ordovician, O + s — Ordovician and Silurian, Cm — Cambrian, E — Eocambrian; heavy lines — faults, dotted line — boundary of areas of different accuracy of subdivision of Upper Cretaceous.

za. Depresja ta wypełniona jest osadami górnej kredy, a być może także i jury w SW części. Na lądzie jej zachodnią część można prześledzić w regionie Kristianstad.

Na NW od Skanii (na obszarze Kattegatu) badania geofizyczne wykazały budowę geologiczną podobną do obszaru Skania — Bornholm — polskie wybrzeże. Główna różnica wiąże się z mniej wyraźnym rozbięciem na bloki, a dominującymi strukturami są tu liczne elewacje podłoża krystalicznego, ciągnące się od półwyspu Kullaberg w Skanii w pewnej odległości od wybrzeża obok wysp Anholt i Laeso. Pakiety skał mezozoicznych wyklinowują się na linii tych elewacji podłoża i dalej na E mamy już tylko płyty skał jurajskich i górnokredowych bądź też paleozoicznych (4).

Badania prowadzone na skłonie tarczy bałtyckiej pozwoliły na dalsze sprecyzowanie przebiegu granic wychodni paleozoiku i mezozoiku. Porównując uprzednio opublikowane mapy Bałtyku (16, 7, 8, 12, 11, 1) między sobą, jak i z mapą tu przedstawioną (ryc.) dostrzec można pewne różnice w przebiegu granic. Wiąże się one przede wszystkim z tym, że wciąż dysponujemy bardzo skąpymi danymi z obszaru morskiego i zasięgi wyznaczane przez poszczególnych autorów są raczej minimalne, tzn. można się jeszcze spodziewać mniejszych lub większych płytów erozyjnych, czy nawet ciągłej pokrywy o niewielkiej miąższości (stać trudnej do prześledzenia metodami geofizycznymi) na zewnątrz zwartego pasa wychodni. Szczególnie dotyczy to kredy górnej zalegającej przekraczając na triasie i starszych utworach na W od południka Władysławowa. Możliwa jest także sytuacja odwrotna, tzn. że faktyczny zasięg jest znacznie mniejszy od przypuszczanego. Wiąże się to zwłaszcza z dawną sygnalizowaną obecnością paleodolin tnących kredę i utworzy starsze, jak to ma na przykład miejsce w przypadku paleodoliny ciągnącej się ku N od rejonu Jeziora Żarnowieckiego. I tak paleodolina wykryta ostatnio w okolicach jeziora Gardno wskazuje, że płyt kredy górnej zaznaczony tu jako ciągły może być erozyjnie rozcięty dalej ku N. Jednak obecnie brak danych, umożliwiających prześledzenie przebiegu tej doliny na obszarze morskim.

OBSZAR ZACHODNIEGO BAŁTYKU

W przypadku obszaru zachodniego Bałtyku zaskakująca jest monotonna budowa pokrywy kredowej na całym zachodnim Bałtyku i wyspach duńskich. Mamy tu prawie ciągłą pokrywę mastrychtu, nie rozczłonkowaną przez ruchy laramijskie. W budowie geologicznej tego obszaru znamieną jest strefa bardzo silnej subsydencji górnokredowej i megafacji marglistej (10, 17), gdzie miąższość kredy górnej w pełnym rozwoju przekracza 750 m dochodząc do 2000 m. NE brzeg tej rynnny jest bardzo stromy na obszarze Skanii i Bałtyku (14), gdy SW brzeg bardzo łagodnie przechodzi w Ringkøbing-Fyn High. Strefa ta zważa się i zanika przed polskim wybrzeżem tam, gdzie zaczyna się podnosić antyklinorium pomorskie i gdzie pierwotne miąższości kredy najprawdopodobniej nie przekraczały 750 m.

Na obszarze Polski ta strefa dużych miąższości kredy pojawia się ponownie, ale już w nieco innym układzie i orzede wszystkim jest kilkakrotnie szersza (por. ryc.). Z dostępnych danych wynikałoby, że brak tej strefy w transwersalnym pasie wychodni kredy na obszarze polskiego wybrzeża. Z ko-

lei po jej NE stronie na zachodnim Bałtyku i w Kattegacie ruchy laramijskie były bardzo intensywne i spowodowały powstanie wielu struktur zrębowych o kierunku NW—SE. Przykładami są tu dobrze znane zręby Romele i Kullaberg w Skanii, gdzie odsłania się starszy paleozoik i prekamb, oraz blokowe podniesienie na SW od wyspy Anholt w Kattegacie, gdzie spod kredy odsłania się jura i trias (4). Należałoby tu wspomnieć jeszcze raz o wyniesieniach podłoża krystalicznego w Kattegacie, które także mogą mieć charakter zrębów: Stokke Middelfgrund, Fyb Banken, Rode Banken i in.

Przy polskim wybrzeżu antyklinorium pomorskie rozwidła się na trzy odnogi, z których dwie zachowują pierwotny kierunek NW—SE i szybko zanikają (antyklinalne struktury Kamienia Pomorskiego i Kołobrzegu). Trzecia, zachodnia odnoga przedłuża się w równoleżnikową antyklinę Greiswaldu, a następnie zdaje się przechodzić w Ringkøbing-Fyn High na W od Rugii, ograniczając na Bałtyku całą bruzdę duńsko-polską od SW.

Nie jest wykluczone, że pewne struktury antyklinalne ciągną się nieco dalej w morze od wyżej wspomnianych antyklin Kamienia Pomorskiego i Kołobrzegu. Dwie takie struktury wyróżniła M. Jaskowiak-Schoeneich na podstawie reinterpretacji badań sejsmicznych na przedłużeniu pierwszej z nich (ryc.). Z kolei R. Dadlez (7, 8) sugerował istnienie takiej struktury z triasem w jądrze na przedłużeniu antykliny Kołobrzegu, po wschodniej stronie potężnej strefy uskokowej. Wielkość zrztu, zakładana dla tej strefy nieco dalej ku N na przeszło 1200 m (3), może być jednak niewystarczająca dla usunięcia samej górnej kredy, jeśli obszar ten należał pierwotnie do strefy wielkich miąższości kredy. Depresja strukturalna położona na SE od Rueii stanowi północne przedłużenie niekiedy szczecińskiej. Wskazywałoby to na jednolitość układu strukturalnego bruzdy duńsko-polskiej na obszarze nadmorskim i w Zatoce Pomorskiej. W świetle tego koncepcja przedłużania się całego plakantyklinorium, a nie tylko jednej odnogi w kierunku Greiswaldu (13) traci podstawy.

Morze Bałtyckie wraz z przyległymi cieśninami jest typowym epikontynentalnym morzem śródlądowym. Jego układ w znacznym stopniu uwarunkowany jest głównymi rysami budowy geologicznej. Odnosi się to zwłaszcza do podziału basenu wodnego na dwie symetryczne części: Kattegat i Bałtyk środkowy. Wiąże się on z obecnością elementu o tendencji do ruchów wznoszących w całym fanerozoiku, jakim jest południowy kąt tarczy bałtyckiej. Wschodnie paleozoiku i mezozoiku znane są jedynie z najbardziej SW części tego obszaru, Skanii oraz wschodnich wybrzeży Szwecji na wysokości Olandii, gdzie płyty skał różnego wieku, od kambru po kredę górną, spoczywają bezpośrednio na prekambrze. Notuje się tu krótkotrwałość transgresji morskich i intensywność erozji wystarczającą do usunięcia prawie całej pokrywy osadowej do początku następnej transgresji. Podobnymi elementami o przewadze ruchów wznoszących są zręby Bornholmu i Christiansö. Wstępowanie kredy i jury bezpośrednio na prekambrze świadczy ponadto, że utwory starsze od kredy zostały tu zdarte na długo przed plejstoceniem i że erozja lodowcowa niewiele tu miała do zrobienia.

Na SW Bałtyk zdaje się być ograniczony antykliną Greiswaldu oraz strefą inwersji plakantyklinorium środkowopolskiego. Oczywiście jest to ogromne przybliżenie, gdyż linia brzegowa cofa się ku N przy Rugii, a granica inwersji jest właściwie bardzo szeroka strefa związana ze stromościami wysepalącymi ku N wznoszącymi ruchami laramijskimi. Wyraźne zatoki morskie, jak np. Zatoka Pomorska, zaznaczają się w osiach depresji strukturalnych, w osiach synklinoriów obrzeżających plakantyklinorium.

Wyniesienie Łeby powoduje cofnięcie się linii brzegowej ku N. Musiało ono być aktywne nie tylko w jurze, ale i w górnej kredzie oraz później, co jest dobrze podkreślone przez przebieg granic poszczególnych pięter kredy, a zwłaszcza przez rozmieszcze-

SUMMARY

The map of Cenozoic subgroups of the Baltic Sea was compiled within the framework of preparation of the map of Poland and adjoining areas in the scale 1:1 000 000. The changes in relation to previous sketches and maps are primarily limited to the southern Baltic. The studies carried out in the last few years showed that the Bornholm horst is separated from Scania by large fault zones (Andersen et al. 1975). Geological boundaries from SE slope of the Baltic shield should be treated as tentative and minimum as it is possible to expect the occurrence of erosional patches or even thin continuous cover which is difficult to trace by geophysical methods, outside of continuous belts of outcrops marked here. This is especially the case of the Upper Cretaceous which rests on Triassic and even older formations west of 18 °E.

The structure of Cretaceous cover appears monotonous in the western Baltic and Danish islands where an almost continuous Maestrichtian cover is not divided by Laramie movements. Attention should be paid to a zone of very strong Late Cretaceous subsidence, where completely developed Upper Cretaceous section is more than 750 m but less than 2000 m thick. This zone disappears in the Baltic where the Mid-Polish anticlinorium is rising and it reappears in somewhat modified form in Poland. Close to the Polish coast the anticlinorium divides into three branches, two of which retain the NW-SE direction and soon disappear and the third, western one, passes into the Greiswald anticline and, probably, the Ringkøbing-Fyn High west of Rügen, delineating the Baltic part of the Danish-Polish anticlinorium from the south-west. From the north-east the Danish-Polish trough is delineated by giant fault zones continuing from Scania to Poland.

РЕЗЮМЕ

Представленная в статье подкайнозойская карта Балтийского моря была составлена в ходе приготовления карты Польши и смежных территорий в масштабе 1:1000000. Изменения относительно предшествующих очерков и карт касаются главным образом южной части Балтийского моря. На основании исследований проведенных за последние годы было установлено, что горст Борнхольма не соединяется со Сканией, но отделен от ней широкими зонами сбросов (Андерсен и др., 1975). Геологические границы определенные на юго-восточном склоне балтийского щита следует принимать минимальными. Снаружи этих границ могут встречаться меньшие или большие эрозивные пласты, а даже непрерывные покровы малой мощности. Это касается прежде всего осадков верхнего мела залегающих на триасовых и старших отложениях на запад от 18° В.

Строение мелового покрова в западной части Балтийского моря и на датских островах является монотонным. Здесь выступает почти непрерывный покров отложений мастрихта, не расчлененных ларамийскими движениями. Отложения верхнего мела характеризуются очень большой мощностью, свыше 750 м, а даже до 2000 м. Эта зона — большой верхнемеловой субсиденции — исчезает на Балтийском море, там где поднимается среднепольский антиклинорий, и опять появляется на территории Польши. У польского побережья этот антиклинорий разделяется на три ветви; две из них удерживают свое начальное направление СЗ-ЮВ и быстро исчезают, третья — западная, продолжается антиклиналью Грайсвальда, далее переходит в Ringkøbing-Fyn High на запад от Руги, ограничивая от юго-запада датско-польскую борозду на Балтийском море. С северо-восточной стороны эту борозду ограничивают зоны больших сбросов, которые продолжаются от Скании до польского побережья.

nie płatów górnego masyfytu. W pozostałych strefach związki pomiędzy budową geologiczną a przebiegiem linii brzegowej są znacznie trudniejsze do uchwycenia. Będą one mogły być ustalone dopiero po wykonaniu map i przekrojów paleotektonicznych, których wciąż brak.

Autorzy dziękują serdecznie za dyskusje, cenne uwagi i dostarczoną literaturę: O. B. Andersenowi, J. Baartmanowi, R. Dadlezowi, A. Dąbrowskiemu, I. Hesslandowi, P. Karnkowskiemu, W. Krocze, S. Rudowskiemu, L. B. Rasmussenowi i A. Witkowskiemu.

LITERATURA

1. Afanasjew B. L. (red.) — Geologiczieskoje strojenije i nieftiegazonosnost akwatorialnoj czasti Baltijskoj sineklizy. Izd. Zinatne, Riga, 1977.
2. Andersen O. B., Engsager K. — Surface-gravity measurements in Danish waters, 1970—1975. Geod. Inst. Skrifter, 3 Raekke, Bind XII. Kobenhavn, 1977.
3. Andersen O. B., Larsen B., Platou S. W. — Gravity and geological structure of the Fennoscandian Border-Zone in the southern Baltic Sea. Bull. Geol. Soc. Denmark, 1975, vol. 24.
4. Baartman J. C., Christensen O. B. — Contributions to the interpretation of the Fennoscandian Border Zone. Dan. Geol. Unders., II Raekke, no. 102. Kobenhavn, 1975.
5. Bergström J., Christensen W. K., Johansson C., Norling E. — An extension of Upper Cretaceous rocks to the Swedish west coast at Särda. Bull. Geol. Soc. Denmark, 1973, vol. 22.
6. Chowańska-Otyś D., Dąbrowski A. — Wgłębna budowa geologiczna podłoża południowego Bałtyku w świetle wyników zdjęcia grawimetrycznego z lat 1970—1972. Kwart. geol., 1977, nr 2.
7. Dadlez R. — Some geological problems of the southern Baltic Basin. Acta geol. pol., 1974, nr 1.
8. Dadlez R. — Zarys geologii podłoża kenozoiku w basenie południowego Bałtyku. Biul. Inst. Geol. 1976, nr 285.
9. Dąbrowski A., Uhrynowski A. — Budowa podłoża krystalicznego południowego Bałtyku w świetle wyników zdjęcia magnetycznego z lat 1971—1972. Kwart. geol., 1976, nr 3.
10. Depowski S. — Możliwości odkrycia złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w akwenie Morza Bałtyckiego. Studia i Mat. oceanogr. nr 11 — geologia dna morskiego (3). Komitet Badań Morza PAN, 1975.
11. Geodekian A. A. (red.) — Geologiczieskoje strojenije i perspektiwy nieftiegazonosnosti centralnoj Baltiki. Izd. „Nauka”, Moskwa, 1976.
12. Gudelis W. K., Jemielianow E. M. — Geologija Baltijskogo moria. Izd. Moksłas, Wilno, 1976.
13. Köbel H. — Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands. Z. angewandte Geol., 1956, H. 1.
14. Lansen G., Christensen O. B., Bang I., Buch A. — Oresund Helsingor-Hälsingborg Linien. Dan. Geol. Unders. Rapport 1. Kobenhavn, 1968.
15. Miynarski S. — Badania geofizyczne w polskiej części akwenu Bałtyku. Biul. Inst. Geol. 285, 1976.
16. Pożaryski W. — Szkic geologiczny obszaru środkowego Bałtyku (bez kenozoiku). Prz. geol., 1970, nr 7.
17. Pożaryski W. — Zróżnicowanie stabilności podłoża w bruzdzie duńsko-polskiej; in: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. I. Wyd. Geol. 1975.
18. Rühle E. — Na marginesie dyskusji nad planem perspektywicznym badań dna południowego Bałtyku. Tech. Poszulk., 1972, z. 39.
19. Stenstad E. — Traek af det danske bassins udvikling i Ovre Kridt. Dansk geol. Foren. Arsskr. for 1971, 1972, Kobenhavn.