

Morze Bałtyckie jako część szelfu północnoeuropejskiego

Józef Edward Mojski*

ul. Reformacka 17a, m. 6, 80-808 Gdańsk

Morze Bałtyckie jest młodym, północnoeuropejskim morzem wewnętrznym, będącym jednocześnie morzem szelfowym.

Szelfem północnoeuropejskim nazywam część szelfu europejskiego, która w całości, bądź przynajmniej częściowo, objęta była w czwartorzędzie zlodowaceniami lub pozostawała pod ich bezpośrednim wpływem. Jest to więc strefa od Morza Barentsa na północy aż po Morze Celtyckie i La Manche na południu. W takim ujęciu drugą częścią szelfu europejskiego byłby jego obszar nie będący w czwartorzędzie pod bezpośrednim wpływem działalności lądolodów. Jest to szelf Zatoki Biskajskiej, szelf Morza Śródziemnego, Morza Czarnego i Morza Kaspijskiego.

Szelf północnoeuropejski jest jasnym pojęciem strukturalnym i geomorfologicznym. Jest to zalana obecnie przez morze najbardziej zewnętrzna część starego kontynentu Eurazji, ograniczona od północy i zachodu stokiem kontynentalnym. Dolna część stoku przechodzi łagodnie w równinę abysalną Oceanu Lodowatego i Oceanu Atlantyckiego.

Tak zdefiniowana część szelfu północnoeuropejskiego tworzyła się już od permu, kiedy to w wyniku ryftu zaczęła oddzielać się od Eurazji wielka płyta laurentyjska. Obecnie płyta ta tworzy Grenlandię i znaczną część Kanady. Był to jednocześnie początek współczesnego Oceanu Atlantyckiego, który najszybciej rozwijał się w górnym mezozoiku i którego wody zalewają poszerzający się wciąż i pogłębiający obszar ryftu.

Powyzsze uwagi są próbą definicji odmorskiej granicy szelfu północnoeuropejskiego. Granica druga, odlądowa, jest oczywista, jeśli za granicę taką przyjmujemy obecny brzeg morza. Jednakże każdy obszar ma swą geologiczną przeszłość. Szelf również. I jeśli uznamy, że odmorska jego granica w ostatnich trzech milionach lat nie ulegała większym przesunięciom

albo miejscami nie zmieniała się w ogóle, to granica odlądowa zmieniała swoje położenie, i to na wielką skalę. Przyczyną tego była zmieniająca się objętość wody w oceanach i morzach oraz pionowe ruchy skorupy ziemskiej. Uzasadnia to, że granicą odlądową szelfu północnoeuropejskiego jest linia maksymalnego zasięgu mórz w ostatnich 3 Ma. Czas ten obejmuje cały czwartorzęd, a nawet sam schyłek pliocenu.

Rozpoznanych zalewów morskich w czwartorzędzie północnoeuropejskim jest zaledwie kilka. Z nich trzy najmłodsze są najlepiej udokumentowane. Są to morza: holsztyńskie i eemskie w plejstocenie i transgresja atlantycka w holocenie. Jednakże na wschodnich wybrzeżach Anglii rozpoznanych zostało jeszcze kilka starszych transgresji. Łączna liczba wszystkich zbliża się do dziesięciu. Natomiast zmiany klimatu, rozpoznane przy zastosowaniu różnych metod, pozwalają na wniosek, że transgresji takich mogło być w całym czwartorzędzie nawet kilkadziesiąt. Nie ulega wątpliwości, że liczbie transgresji, jeśli były one warunkowane zmianami klimatu, odpowiadać musi ilość okresów znacznego spadku temperatury i zapewne powstawania czap lodowych w Fennoskandii. Ilość takich ochłodzeń szacuje się obecnie na około 40 w ostatnich 3 Ma (Kleman i in. 2005)

Pełny obraz i w miarę wiarygodny przestrzennie można przedstawić jedynie dla dwóch ostatnich transgresji, tj. dla morza eemskiego w ostatnim interglacjale i dla transgresji atlantyckiej w holocenie. Dla wybranych okresów tej ostatniej pokuszono się nawet – dzięki badaniom modelowym – o rekonstrukcję jej rozwoju na przykładzie szelfu Morza Północnego i innych mórz oblewających Wielką Brytanię.

Na początku ostatniego interglacjału w krótkim czasie powstało morze nazywane morzem eemskim, którego wody zalały szelf Morza Północnego, La

* e-mail: je.mojski@onet.poczta.pl

Manche i cały szelf otaczający Wielką Brytanię i Irlandię. Zalany został również szelf Morza Barentsa. Przez cieśniny u nasady Półwyspu Jutlandzkiego jego wody opanowały również całą nieckę bałtycką. Proces ten trwał zapewne niewiele dłużej niż tysiąc lat. W niecce bałtyckiej morze eemskie obejmowało prawdopodobnie większy obszar aniżeli morze literynowe w holocenie. Poprzez obniżenia Ładogi, Onegi i innych jezior powstało połączenie morza eemskiego z wodami morza borealnego niecki białomorskiej. Połączenie to było jednak krótkotrwałe. Tym niemniej wówczas Fennoskandia była wyspą. Inną wyspę, ale znacznie mniejszą, tworzyła być może w tym czasie Jutlandia. Cały epizod morza eemskiego trwał zapewne nieco mniej niż 10 ka.

Na Niżu Polskim morze eemskie objęło znaczne obszary w rejonie doliny dolnej Wisły i tworzyło tam głęboko wciętą w ląd zatokę. Jego osady *in situ* znajdują się jednak wszędzie poniżej obecnego poziomu morza, natomiast w wielu miejscach występują stonkowo wysoko w postaci kier lodowcowych bądź w strukturach glaciektonicznych (Makowska 1979, 1995 i in.). Makowska wydzieliła w sekwencji zdarzeń tego morza dwa poziomy morskie oddzielone epizodem lądowym. Na całym wybrzeżu Bałtyku brak jest jednak dowodów na taką dwudzielność i dlatego nie można wykluczyć, że poziom dolny jest wieku interglacjału starszego i mógł powstać w czasie zalewu morza holsztyńskiego (Mojski 2005).

Wielki dorobek badań umożliwił przedstawienie dla niecki bałtyckiej (Lundqvist 1992) kolejnych zdarzeń, jakie miały miejsce od schyłku eemu do rozwoju ostatniego lądolodu skandynawskiego w plejstocenie, a więc w czasie od nieco ponad 100 ka BP do nieco ponad 20 ka BP. W podziale stratygraficznym jest to zlodowacenie wisły w swej starszej i środkowej części. W stratygrafii tlenowej jest to czas objęty piętrami od OIS 5d do OIS 3 włącznie. Ta część ostatniego piętra zimnego charakteryzowała się postępującym ochłodzeniem, przerywanym krótkimi epizodami nieco cieplejszymi (interfazy amersfoort, brørup i odderade). Ochłodzenie owo doprowadziło do znacznego i długiego oziębienia w Fennoskandii, czego wyrazem było pojawienie się lądolodu około 60 ka BP. Pokrył on całą nieckę Bałtyku i sięgnął północnych brzegów naszego kraju, obejmując niemal całą obecną dolinę dolnej Wisły, aż po Grudziądz (Makowska 1995). Poprzez Finlandię lądolód ten dotarł daleko na wschód, gdzie łączył się z lądolodem szelfu Morza Barentsa. Jego zasięg był tam większy aniżeli późniejszego lądolodu z czasu OIS2 (Svendsen i in. 2004).

Lądolód ten szybko, choć nie do końca, stopniał, pozostawiając nieckę bałtycką wolną od lodu. Powstawały w niej kolejne zbiorniki jeziorne w warunkach dalszego spadku temperatury i coraz krótszych i chłodniejszych ociepleń interfazowych (interfazy oerel – denekamp).

Nieco ponad 20 ka BP, a więc na początku OIS2, rozwinął się ostatni plejstocenijski lądolód skandynawski. Na północy połączył się on z lądolodem szelfu Morza Barentsa, a na zachodzie zapewne z lądolodem szkockim (choć nie jest to powszechnie przyjęte). Na południu objął znaczną część Niżu Niemieckiego i Niżu Polskiego, a na wschodzie całą północno-zachodnią część Niziny Rosyjskiej.

Późnoglacialne ocieplenie rozpoczęło się już około 18 ka BP. Z tego czasu mamy bowiem morfologiczne dowody zaniku lądolodu m.in. na Niżu Polskim w postaci stref marginalnych młodszych od fazy leszczyńskiej. Przez pierwsze parę tysięcy lat lądolód zanikał bardzo powoli (Mojski 1995), a następnie począwszy od fazy pomorskiej, o wiele szybciej, tak że już 10,2 ka temu cały Bałtyk Właściwy, na południe od moren czołowych środkowoszwedzkich i salpausselkä, był już wolny od lodu. Był to jednocześnie koniec fazy młodszego dryasu i tym samym koniec plejstocenu. Już wówczas lądolód skandynawski nie łączył się z lądolodem Morza Barentsa, a ten ostatni rozpadał się właśnie na wielkie, a potem mniejsze bryły pod wzrastającym wpływem stale ocieplającego się Prądu Norweskiego.

Już podczas maksymalnego zasięgu lądolodu OIS 2 na Niżu Polskim rozwinął się system odpływu wód roztopowych skierowany ku zachodowi. Spływały one pradolinami do rozległego zbiornika proglacialnego, jaki utworzył się przed czołem lądolodu w południowej części szelfu Morza Północnego. Do zbiornika tego uchodziły też z południa Ren i Moza, a od zachodu Tamiza. Stamtąd nieco później wody zbiornika przelały się poprzez cieśninę Dover. Do nich dołączyła Sekwana i w ten sposób powstała szeroka dolina rzeki roztokowej (Lericolais i in. 2003) nazwanej La Manche. Tak uformowana rzeka płynęła przez będący wówczas lądem szelf Morza Celtyckiego i uchodziła na obecnej głębokości około 130 m do Oceanu Atlantyckiego. U stóp stoku kontynentalnego, na równinie abysalnej, powstał wówczas jeden, a być może i dwa stożki akumulacyjne. Sięgają one do połowy szerokości Zatoki Biskajskiej (Bourillet i in. 2006).

Od czasu kiedy czoło zanikającego lądolodu znalazło się w strefie dzisiejszej południowej linii brzegowej Bałtyku, na jego przedpolu zaczęły tworzyć się liczne, początkowo małe zbiorniki proglacialne. W miarę przybywania ku północy lądu zbiorniki te łączyły się ze sobą, tworząc wkrótce jedno wielkie bałtyckie jezioro lodowe. Istniało ono przynajmniej około 3 ka. Później około 10 ka BP w wyniku gwałtownego podnoszenia się poziomu oceanu nastąpiło przerwanie przesmyku lądowego koło Mt. Billingen w rejonie wielkich jezior szwedzkich i w konsekwencji wlew wód morskich do bałtyckiego jeziora lodowego. Powstało lekko słonawe, zwłaszcza w swej zachodniej części, morze yoldiowe. Około 1 ka później morze to stopniowo zanikło, ponieważ

stałe intensywne glaciostatyczne podnoszenie się Skandynawii spowodowało odcięcie niecki bałtyckiej od morza i wysłodzenie jej wód. Powstał zbiornik jeziora ancylusowego, zasilany coraz większą ilością rzek spływających ze wschodu i z południa.

Jezioro ancylusowe objęło całą nieckę Zatoki Botnickiej, i tam od zachodu graniczyło z istniejącą jeszcze resztkową czapą lądolodu skandynawskiego. Natomiast na wschodzie jezioro to zalało niemal połowę dzisiejszej powierzchni Finlandii, pozostawiając wszędzie dobrze rozwiniętą linię brzegową, wznoszącą się obecnie do wysokości kilkudziesięciu metrów ponad poziom morza.

Mniej więcej około 8 ka izostatyczne podnoszenie północnej Danii słabło, a poziom oceanu w dalszym ciągu podnosił się. Wtedy to w cieśninach duńskich, dawniej już istniejącym korytem rzeki Dana, wody morskie przedostały się do niecki bałtyckiej. Był to początek morza litorynowego. Jego wpływ zaznaczyły się najpierw na zachodzie basenu w postaci zwiększonego zasolenia, a tym samym i migracji ku wschodowi słonolubnych zespołów flory i fauny.

Jednakże sama transgresja odbywała się szybko. Na polskim wybrzeżu poziom morza podniósł się o przynajmniej 30 m w czasie 1700 lat, czyli około 1,7 m na 100 lat (Tomczak 1995). Swój maksymalny zasięg na południowym wybrzeżu Bałtyku morze litorynowe osiągnęło około 6 ka temu (m.in. Mojski 2000). Zalane zostały niskie wybrzeża, ale głównie północna część delty Wisły, gdzie morze sięgnęło do jeziora Druzno. W północno-zachodniej części delty Wisły powstał klif, dziś w większości pogrzebany, ale ku północno-zachodowi, już poza deltą, widoczny na powierzchni jako klif martwy, aż do północnej części Sopotu.

Morze litorynowe objęło również większość Zalewu Szczecińskiego, znacznie poszerzając, poprzez abrazję wysoczyzn, wąską pierwotnie Bramę Świny.

Późniejsza stabilizacja linii brzegowej w wymiarach regionalnych doprowadziła do jej wyrównania, tworzenia się lagun i barier. Przykładem o wyjątkowym znaczeniu jest powstawanie Półwyspu Helskiego (Tomczak 1995). Na powierzchni niektórych barier (Brama Świny, Mierzeja Wiślana) utworzyły się trzy generacje wydm z rozwiniętymi między nimi glebami subfosylnymi. Ukształtował się współczesny nam obraz budowy geologicznej i rzeźby strefy brzegowej południowego Bałtyku. Podobne procesy zachodziły w tym samym czasie na wybrzeżach litewskich (Gelumbauskeitė, Deekus 2005). Dla polskiej części Morza Bałtyckiego skonstruowana została kolejna, uwzględniająca najnowsze wyniki badań, krzywa względnych zmian poziomu Morza Bałtyckiego (Uścińowicz 2003).

Cały Półwysep Skandynawski i Finlandia w miarę zaniku lądolodu zaczęły się podnosić. Proces ten odbywał się ze znaczną retardacją w stosunku do tempa zanikania masy lądolodu, czego dowodem jest fakt,

że podnoszenie trwa nadal w tempie do 8–9 mm na rok u północno-zachodnich brzegów Zatoki Botnickiej.

W północno-zachodniej Europie wciąż podnoszą się Szkocja i północna część Irlandii, gdzie wybrzeża miejscami podnoszą się do 1,6 mm rocznie. Ale już wybrzeża nie zlodowaczonej Walii opadają miejscami do 1,2 mm na rok (Shennan, Horton 2002). Na Spitsbergenie, Wyspach Franciszka Józefa i na Nowej Ziemi (Forman i in. 2004) wydatowane radiowęglem na 13–12 ka późnoplejstocenyckie plaże podniesione są miejscami (Kongøya) ponad 100 m, a więc nieco poniżej 10 mm rocznie, co daje rozmiary porównywalne z maksymalnym podnoszeniem się Skandynawii. Środkowoholocenyckie plaże na Nowej Ziemi podniesione zostały jedynie 10 do 15 m.

Na Bałtyku wielkość podnoszenia zmniejsza się w kierunku południowym i osiąga wartość zerową na południowym Bałtyku (m.in. Harff i in. 2000). Oznacza to, że na polskim wybrzeżu pionowe ruchy skorupy ziemskiej mają swe źródło w mobilności głębokich struktur geologicznych. Obraz tych ruchów (Liszkowski 1982) świadczy, że nasze wybrzeże podnosi się w strefie wyniesienia Łeby (platforma krystaliczna), do około 1 mm rocznie, nieco mniej na obszarze Zatoki Gdańskiej (depresja perybałtycka), natomiast opada najbardziej, również do około 1 mm rocznie, w swej zachodniej części, w obszarze platformy paleozoicznej. Stąd wniosek, że np. różnica w hipsometrycznym położeniu jednowiekowych linii brzegowych sprzed 5–6 ka (maksymalny zasięg morza litorynowego) może obecnie wynosić do około 10 m. Jest to wielkość kilkakrotnie wyższa niż różnice spowodowane kompaktacją utworów organogenicznych w tym czasie.

O ile bardzo wiele wiadomo o miąższości osadów czwartorzędowych na południe i wschód od niecki bałtyckiej, to zupełnie niewiele o objętości osadów, jakie w różny sposób, ale głównie przez egzarację i erozję zostały z tejże niecki pobrane. Próby odpowiednich obliczeń (Puura i in. 2000), ale obejmujących czas od końca paleozoiku wskazują, że z głębin Bałtyku Właściwego pobrane zostały osady o miąższości do 280 m. Inne obliczenia (Amantov 1995) podają, że objętość osadów wyniesionych z niecki bałtyckiej i lądowej części Fennoskandii wynosi około 90 000 km³, z czego na obszarze polsko-białoruskim osadziło się 35 000 km³, na szelfie Morza Północnego, La Manche i szelfie celtyckim 15 000 km³, a do basenu czarnomorskiego Dniestrem, Dnieprem i Donem dostało się 30 000 km³ osadów. Stąd na równinie abysalnej Morza Czarnego i na jego stoku kontynentalnym powstała najbardziej miąższa w Europie pokrywa czwartorzędowa, licząca 2000 m.

W zakończeniu stwierdzić należy, że niecka bałtycka jest od kilku milionów lat wzorcowym polem gry głównych czynników kształtujących po-

wierzchnię Ziemi. Tymi czynnikami są pionowe ruchy skorupy ziemskiej i zmiany klimatu. Relacje, jakie zachodzą pomiędzy tymi, tak zmiennymi w czasie i przestrzeni, czynnikami stwarzają obraz obecnego Morza Bałtyckiego. Jesteśmy jednak świadkami, że do tej gry sił przyrody dołącza trzeci czynnik – człowiek. Zadbajmy więc, aby człowiek działał z siłami przyrody harmonijnie. I w takim działaniu widzę główne zadanie geomorfologii, jako jednej z nauk badających sferę abiotyczną Ziemi.

Literatura

- Amantov A. 1995. Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic area. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, Proceedings of the Third Marine Geological Conference "The Baltic"*, CXLIX: 47–56.
- Bourillet J.-F., Zaragosi S., Mulder T. 2006. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Letters*, 26, 6: 311–315.
- Forman S.L., Lubinski D.J., Ingólfsson Ó., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siebert M.J., Matishov G.G. 2004. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1391–1434.
- Gelumbauskaitė L.P., Deekus J. 2005. Late Quaternary shore formations of the Baltic basins in the Lithuanian sector. *Geologija*, 52: 34–45.
- Harff J. Frischbutter A., Lampe R., Meyer M. 2000. Sea-level change in the Baltic Sea: interrelation of climatic and geological processes. [W:] J. Gerhard i in. (red.), *Geological perspectives of climate change*, American Association Petroleum Geology. Bulletin, Special Publication, Tulsa, Oklahoma.
- Kleman J., Lundqvist J., Stroeven A.P. 2005. Patterns of Quaternary ice-sheet erosion and deposition in Fennoscandia. *Geophysical Research, Abstracts*, 7.
- Lericolais G., Auffret J.-P., Bourillet J.-F. 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3–4: 245–260.
- Liszkowski J. 1982. Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego*, 174: 7–179.
- Lundqvist J. 1992. Glacial stratigraphy in Sweden. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 5: 43–59.
- Makowska A. 1979. Interglacjał eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Studia Geologica Polonica*, 63: 1–90.
- Makowska A. 1995. Eemian Sea. [W:] J.E. Mojski (red.), *Geological Atlas of the Southern Baltic*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mojski J.E. 1995. Structural conditions of Pleistocene ice-sheet development. [W:] J.E. Mojski (red.), *Geological Atlas of the Southern Baltic*. Plate XII: 20–22, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mojski J.E. 2000. The evolution of the southern Baltic coastal zone. *Oceanologia*, 42, 3: 285–303.
- Mojski J.E. 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie, *Zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Puura V., Flodén T., Mokrik R. 2003. The Baltic Sea basin in the geology of Fennoscandia and Baltic region. *Litosfera*, 7: 134–137.
- Svendsen J.I. + 29 in. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 11–13: 1229–1271.
- Shennan I., Horton B. 2002. Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science*, 17, 5–6: 511–526.
- Tomczak A. 1995. Geological structure and Holocene evolution of the Polish coastal zone. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 149: 90–102.
- Uścińowicz S. 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 10: 1–99.