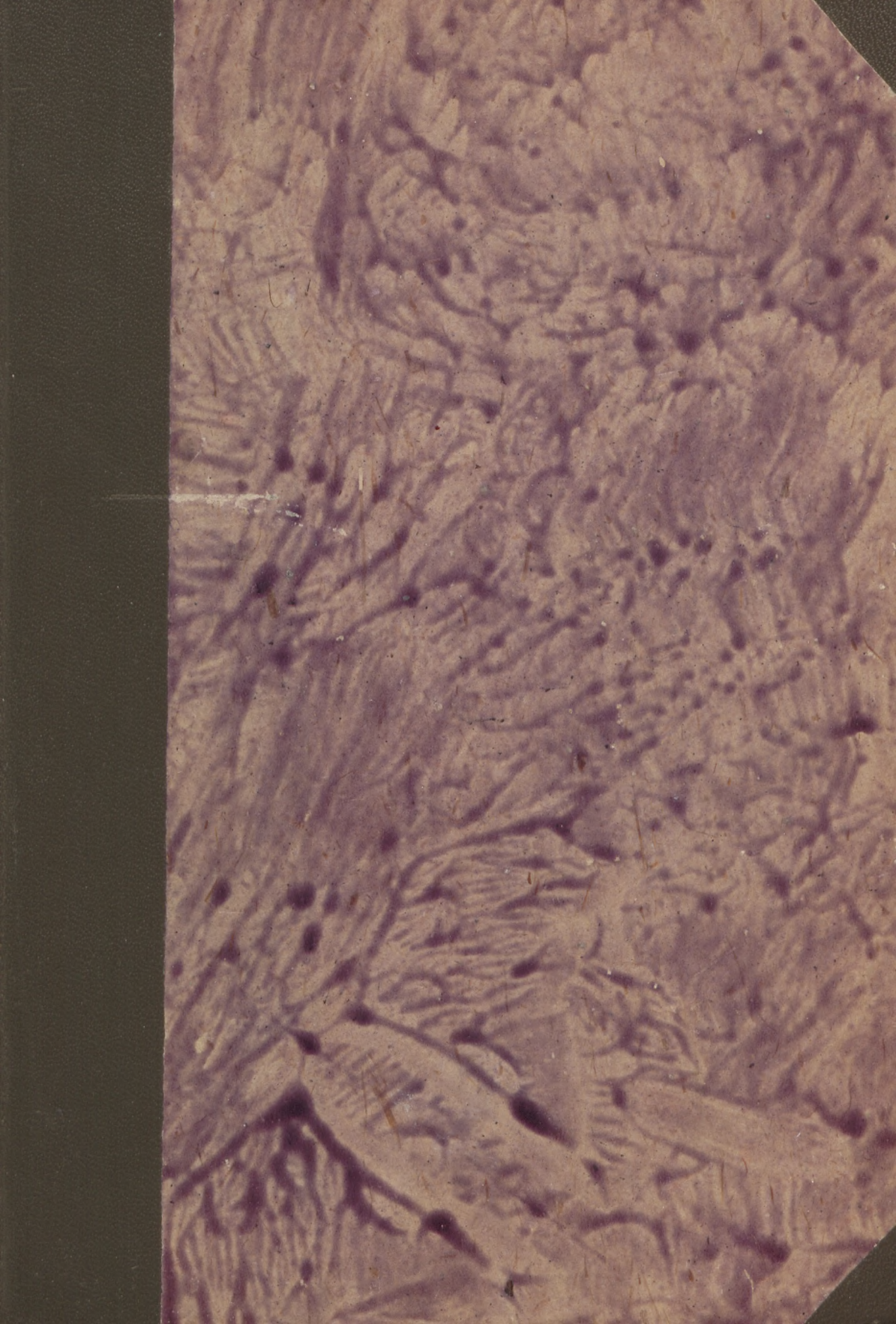




1368305

ul. J. Januszyński

autor

12. IV 1933

Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu J. Piłsudskiego w Warszawie
travaux exécutés à l'Institut de Géographie de l'Université J. Piłsudski à Varsovie.

Nº 23.

STANISŁAW KONCZAK

Zarys hydrografii i klimatologii Bałtyku

Aperçu sur l'hydrographie et la climatologie de la Baltique

Résumé à la page 104.



WARSZAWA
ODBITKA Z PRZEGLĄDU GEOGRAFICZNEGO
1937



Biblioteka
Uniwersytetu Gdańskiego



1100890680



XV 3 C

XV 3 D

~~018180~~

~~9309~~

I K 258/11/70

110.

SPIS RZECZY.

I. ZARYS HYDROGRAFII BAŁTYKU.

	Str.
Wstęp. Poznanie Bałtyku	1
Rozdział 1. Podział Bałtyku	6
„ 2. Temperatura wody	9
„ 3. Zlodzenie	14
„ 4. Zasolenie (rozkład poziomy, pionowy i zmiany nieokresowe) .	22
„ 5. Inne właściwości fizyczne wody (gęstość, barwa, przezroczystość, zawartość gazów)	27
„ 6. Uwarstwienie wody	30
„ 7. Ruchy wody (przyływ i odpływ, falowanie, falowanie wewnętrzne, sejsze)	32
„ 8. Wodostan (poglądy dawniejsze, obserwacje, wodostan średni, wahania, powodzie Newy)	36
„ 9. Prądy	46
„ 10. Wymiana wody z oceanem	48
„ 11. Bilans wodny	50
„ 12. Polskie prace hydrologiczne na Bałtyku	52

II. ZARYS KLIMATOLOGII OBSZARU BAŁTYCKIEGO.

Rozdział 1. Cechy klimatu bałtyckiego	63
„ 2. Ciśnienie powietrza	67
„ 3. Wiatr (kierunek i siła)	69
„ 4. Temperatura powietrza (przebieg roczny, izoamplitudy, kontyentalizm termiczny, pory roku)	73
„ 5. Usłonecznienie	83
„ 6. Zachmurzenie	84
„ 7. Wilgotność powietrza	86
„ 8. Mgła	87
„ 9. Opad	89
„ 10. Dzielnice klimatyczne obszaru bałtyckiego	94
„ 11. Wpływ klimatyczny Bałtyku	101
RÉSUMÉ	104

STANISŁAW KONCZAK.

Zarys hydrografii Bałtyku. (*Aperçu sur l'hydrographie de la Baltique*).

W S T Ę P.

Morze Bałtyckie posiada wszelkie cechy morza śródlądowego; wrzyna się głęboko w kontynent północno-europejski, łącząc się bardzo wąskimi cieśninami Bełtów i Sundu z oceanem, jest nie głębokie, posiada bardzo słabo zaznaczone przypyły i odpływy. Ponadto zaznacza się w nim bardzo wyraźne uwarstwienie wody; zasolenie jest znacznie mniejsze niż w oceanie, a stosunki termiczne bardzo przypominają warunki panujące w jeziorach. Razem z morzem Północnym, którego jest jakoby utworem bocznym, tworzy północno-europejskie morze śródlądowe.

Gdyby nie bardzo niske połączenie z oceanem, możnaby uważać Bałtyk za wielkie jezioro, podobne do jednego z kompleksu wielkich jezior kanadyjskich; wypiętrzenie dna o 50 metrów rozbiłoby go tak samo na kilka oddzielnych niecek.

De Martonne wskazuje na bardzo wielkie podobieństwa między Bałtykiem i tarczą bałtycką z jednej strony, a kompleksem jezior kanadyjskich i tarczą kanadyjską z drugiej strony; podobnie są położone w depresji peryferycznej na granicy tarczy archaicznej i otoczek paleozoicznych, podobne mają wymiary, głębokości, fazy rozwoju czwartorzędowego a nawet klimat. De Martonne widzi nawet symboliczny pomost: depresje barometryczne powstają nad jeziorami kanadyjskimi a giną nad Bałtykiem...

W klasyfikacji Krümmela jest Bałtyk w klasie mórz śródlądowych intrakontynentalnych z jednym dostępem do oceanu i maksymalnym nasileniem wpływów kontynentalnych na wodostan i zasolenie

„płytkim morzem ingresyjnym szerokości wyższych, którego powierzchnia leży powyżej oceanicznej a zawartość soli jest mocno rozcieńczona przez dopływ wód słodkich i prąd powierzchniowy skierowany na zewnątrz”.

Pod względem wielkości Bałtyk należy do mórz małych, jak to wykazuje zestawienie choćby z morzem Śródziemnym:

	Bałtyk	Morze Śródziemne
powierzchnia	430.000 km ²	3.000.000 km ²
głębokość średnia	55 m	1.431 m
objętość wody	28.730 km ³	4.250.000 km ³

Komunikację z oceanem utrzymują trzy wąskie cieśniny: Sundu, Wielkiego i Małego Bełtu. Do zaakcentowania reżimu słodkowodnego przyczynia się istnienie bardzo dużego dopływu wód rzecznych ze zlewiska o powierzchni 1.660.000 km². Dopływ ten kilkakrotnie przewyższa ubytek wody na skutek parowania. Nadmiar więc wody musi uchodzić cieśninami do oceanu, wzamian za co przez płytkie progi przelewa się nieco ciężkiej i słonej wody oceanicznej. Średnie zasolenie wynosi tylko 7,8‰.

Już Herodot wie o dalekim morzu północnym, na którego brzegach znajdowano cenny bursztyn. W V w. p. Ch. flota rzymska opłynęła półwysep jutlandzki i ujrzała Bałtyk i liczne wyspy. Ptolemeusz twierdził, że na wschód od Jutlandii są 4 wyspy, zwane Skandiae; trzy małe (obecne Fönnen, Seeland i Laaland) i jedna duża (dzisiejsza Skania, o której sądzono, że jest wyspą, ze względu na wielkie jeziora od północy). Germanie również sądzili, że Skania jest wyspą, o czym świadczy nazwa: Skandynawia — znaczy tyle co wyspa Skandia (awi = wyspa).

Najstarszą nazwą morza oblewającego te wyspy, jest *Sinus Codanus* lub *Sinus Venetus*; Tacyt nazywa je *Mare Suevicum*, Ptolemeusz *Okeanos Sarmatikos*; ostatnia nazwa wskazuje już jakby na większe rozmiary poznanego morza. Rzymianie znali głównie dzisiejsze morze Bełtów oraz ujścia Wisły i Niemna. Pliniusz wymienia prócz Skandii jeszcze jedną wyspę większą *Epigia* czy *Aeningia*, w czym widzimy dziś Finlandię (Feningia — Finlandia). Diodor Sycylijski mówi o wyspie *Abalus*, *Abalcia* czy *Balcia*; nazwy te spotykamy również u Pliniusza. Prawdopodobnie od nazwy tej wywo-

dzi się nazwa Bałtyku, choć nowsi badacze wyspę ową identyfikują z dzisiejszym Helgolandem.

Najstarszy dokument w Polsce z 995 roku wspomina o *mare longum*; Gall używa nazwy *mare amfitrionale* lub *mare septentrionale*. Nestor nazywa je *morzem wareńskim*. Po raz pierwszy nazwy *Morze Bałtyckie* używa Adam z Bremeny 1076. W 1370 roku napisano pierwszy podręcznik dla żeglarzy, odbywających żeglugę z Danii wzdłuż brzegów Szwecji do wyspy Öland, do dzisiejszego Tallinn'a i Hangö.

Bałtyk przedstawiał się ówczesnym kartografom jako mało rozczłonkowana odnoga oceanu północnego, rozciągająca się na północ i na wschód. Pierwsza wzmianka o zatoce Fińskiej znajduje się na mapie Olaja Magnusa w r. 1532, choć zatoka jest mocno skrzywiona w kierunku północnym. Na nieco wcześniejszej mapie Diego Ribero'a z r. 1529, przedstawiającej ocean Atlantycki, widzimy na północy Europy zarysy morza, słabo tylko przypominającego kształtem Bałtyk. Hebersztein rysuje w 1549 r. Bałtyk nierozczłonkowany, wyciągnięty na północ aż do krańca mapy, tak że niewiadomo, jak sobie wyobrażał północny zarys tego morza. Finlandia leży u niego po zachodniej stronie Bałtyku. Prawidłowiej rysował kontury Bałtyku Mercator. Mapa Ortellius'a podaje już foremny zarys morza Bałtyckiego, choć deformuje bardzo półwysep Skandynawski.

Pierwsze nowoczesne zdjęcie Bałtyku wykonał z polecenia Karola XI matematyk i geodeta szwedzki Andrzej Bureus w 1603 r. Mapa ta posłużyła kapitanowi szwedzkiej floty Johannowi Mansan'owi do wydania mapy żeglarskiej i locji, która służyła żeglarzom rosyjskim aż do roku 1789. Według szwedzkiej mapy Rosenfeld'a z 1694 polecił Piotr I w 1741 r. opracować rosyjską mapę Bałtyku p. t. „Kniga razmiernaja gradusnych kart Ostsej ili Wariażskoho moria” w 14 arkuszach. Pierwszą mapę zatoki Fińskiej i atlas wydano w 1789. Jeszcze w 1802 r. wykonał rosyjski geodeta Sarczew mapę Bałtyku metodami mało dokładnymi, aż dopiero w 1828 Schubert oparł się na wykonanej przez siebie triangulacji, która objęła cały wschodni brzeg Bałtyku.

W niemieckim języku pierwszą pracą o Bałtyku jest Boll'a „Die Ostsee”, wydana w r. 1857. Dokładniejszą i obszerniejszą jest praca Etzela z r. 1874 p. t. „Die Ostsee und ihre Küstenländer”. Nowoczesnym ujęciem jest już praca Ackermann'a: „Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee” z 1883 r., w której znajdujemy zupełnie już dobrą mapę dna Bałtyku.

W tym okresie czasu zaczęto wykonywać pierwsze planowe pomiary i obserwacje takich elementów hydrologicznych jak temperatura, zasolenie, zawartość gazów itp. W latach 1871—1872 i 1881—1882 niemiecki statek hydrograficzny „Pommerania” wykonywa cały szereg takich pomiarów. Rok 1877 przynosi pierwsze pomiary szwedzkie na pełnym morzu pod kierownictwem L. Ekman'a, które objęły wybrzeża szwedzkie od Skagerraku do Botniku i były wykonywane tak w zimie jak i w lecie. Wyniki te zostały opublikowane w r. 1893 przez Petterssen'a. Rosyjski statek badawczy „Witiaz” wykonał serię pomiarów hydrologicznych w zatoce Fińskiej w 1889 r.

Na większą skalę rozpoczynają badania Finnowie, którzy już od 1900 roku przeprowadzają systematyczne pomiary hydrologiczne cztery razy do roku na wodach fińskich. Owocem tych prac jest dział hydrologiczny w „Atlas of Finland” 1910 r. (1).

Już wtedy zaczęto rozumieć, że w celu lepszego poznania stosunków hydrologicznych morza Bałtyckiego i w ogóle mórz północnych, konieczna będzie współpraca zainteresowanych państw, sąsiadujących z Bałtykiem celem ujednostajnienia metod, pór obserwacji i przyrządów. Ojcem duchowym tego porozumienia był znakomity hydrograf szwedzki O. Petterssen, który autorytetem swoim doprowadził do utworzenia w 1902 roku „Międzynarodowej Komisji Badania Mórz Północnych”, egzekutywą której był „*Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*” z siedzibą w Kopenhadze. W Oslo powstaje również „Centralne Laboratorium Międzynarodowych Badań Morza” pod kierownictwem F. Nansen'a. Rozpoczął się teraz okres wzmózonych badań według systematycznego planu: od roku 1902 przez pięć lat, cztery razy do roku, w lutym, maju, sierpniu i listopadzie, każde z państw uczestniczących miało wykonywać badania hydrologiczne na wyznaczonym odcinku Bałtyku; *Dania* w Kattegacie i Morzu Bałtyckim, *Niemcy* w południowej i zachodniej części Bałtyku do linii Bornholm—Kłajpeda, *Szwecja* w Bałtyku zachodnim do Gotlandu i w Skagerraku, *Rosja* i *Finlandia* we wschodniej części Bałtyku, mianowicie pierwsza na wodach fińskich i w zatoce fińskiej do wyspy Dago, zaś druga w basenie Gotlandzkim od Ölandu do brzegów wschodnich oraz w zatoce Ryskiej.

Do prac tych przystąpiono z dużym nakładem kosztów; poszczególne państwa wyposażyły nawet specjalne statki — np. niemiecki statek Posejdon, — ale korzyści odniesione z należycie zrozumianej współpracy były nierównie większe. Udało się wkrótce ogarnąć rozkład w czasie i przestrzeni najważniejszych czynników hydrologicznych i co ważniejsza, osiągnięto pogląd na warunki życia fauny bałtyckiej. Na

podstawie osiągniętych wyników ukazało się szereg opracowań duńskich, szwedzkich, wspomniany wyżej „Atlas of Finland” i „Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nord- und Ostsee” (18). Wyniki pomiarów rosyjskich, rozpoczętych dopiero w 1908 r. opracował Lebedincew (26).

Wskutek wybuchu wojny prace badawcze przerwano w 1914 r. Po wojnie światowej, w nowych warunkach, w innym rozkładzie państw wokół Bałtyku, do którego weszła i Polska, podjęto pracę w zmienionej formie. Wielką aktywność badawczą przejawiają z jednej strony Finowie z Witting’iem, Blomquistem, Renquistem na czele, a z drugiej Duńczycy z Petterssenem i Knudsenem. Utworzono t. zw. Unię Hydrologiczną Państw Bałtyckich.

Z innego środowiska wyszła inicjatywa współpracy na terenie hydrologii, co prawda najpierw kontynentalnej. Na Łotwie powzięto w roku 1926 myśl zwołania *Konferencji Hydrologicznej Państw Bałtyckich*. Wzięły w niej udział: Estonia, Sowiety, Polska, Litwa i Łotwa. Rychło jednak dodano sekcję hydrografii morskiej i już następna, II Konferencja, zorganizowana w Tallinnie w 1928 r. obradowała w sekcjach: 1) hydrologii rzek i wód gruntowych, 2) hydrografii Bałtyku, 3) odpływu rzecznoego. W konferencji tej wzięło udział więcej państw: Niemcy, Estonia, Finlandia, Łotwa, Sowiety, Litwa, Polska i Szwecja. Ustalono, że współpracę przy badaniach Bałtyku należy rozpocząć od badań nad wodostanem i bilansem wodnym Bałtyku. Przyłączenie się Danii do prac Konferencji oznaczało zupełny sukces idei współpracy. Przedstawiciele wszystkich państw, sąsiadujących z Bałtykiem zjechali się po raz trzeci na III Konferencję Hydrologiczną w r. 1930 do Warszawy. Zakres pracy objął tu już pewne określone całokształty zagadnień; w dziedzinie hydrografii morskiej traktowano głównie sprawy wodostanu i bilansu, oraz reżimu hydrologicznego Bałtyku. Rund o przedstawił nową próbę ustanowienia bilansu wodnego Bałtyku. Głównymi zagadnieniami talassologicznymi były:

- 1) ustalenie średniego poziomu Bałtyku i obranie wspólnego poziomu porównawczego celem powiązania wszystkich mareografów;
- 2) badania nad ogólnym régime’em Bałtyku; związek między opadem, parowaniem a odpływem;
- 3) ujednostajnienie i udoskonalenie metod badawczych wodostanu, prądów, temperatury, zasolenia i falowania.

Zorganizowanie następnej z kolei, IV Konferencji w 1933 roku przypadło Sowiетom (Leningrad), którzy zmobilizowali cały zespół wybitnych hydrografów. Program uległ znacznemu rozszerzeniu. W sekcji hydrologii morskiej rozpatrywano zagadnienia: a) bilansu hydrolo-

gicznego, b) dynamiki morza, c) reżimu zimowego Bałtyku, d) badania dna i wybrzeży.

Tak jak w Leningradzie Sowiety zmajoryzowały Konferencję pod względem liczby uczestników i liczby referatów, tak organizatorzy następnej, V Konferencji w 1936 r. w Helsinkach, wystąpili z pokazem pierwszorzędnych prac talassologicznych. Praca Finnów z Wittingiem na czele zasługuje na najwyższe uznanie, ich *Havsforskningsinstitutet* stał się przodującą instytucją badań hydrologicznych Bałtyku. W Helsinkach obradowała Konferencja w 3 sekcjach; w sekcji hydrologii morskiej rozpatrywano zagadnienia: bilansu wodnego, ujednostajnienia metod pomiaru temperatury, zasolenia i alkaliczności, falowania powierzchniowego, dna morskiego i zlodzenia. Sprawa bilansu była podnoszona już po raz trzeci (Rundow w 1930 w Warszawie, Berg i Sokółowski w Leningradzie); referaty wygłoszone w Helsinkach wniosły sporo materiałów nowych, ale ujawniły dalszy brak wszelkich danych odnośnie parowania. Co do ujednostajnienia metod pomiarów temperatury i zasolenia, to poszczególne państwa wypowiedziały się w szczegółowej ankiecie w sprawie potrzeby ujednolicenia instrumentów i metod.

Co się tyczy falowania, to okazało się, że odpowiednie obserwacje wykonywa się już prawie we wszystkich krajach, lecz systematycznie tylko w Niemczech i Sowietach. W dziedzinie badań dna wynikło z referatu zbiorowego, że nie wyszły one jeszcze poza stadium wstępnego gromadzenia materiałów, wreszcie stwierdzono, że obserwacje lodowe na Bałtyku prowadzone są systematycznie.

1. PODZIAŁ BAŁTYKU.

Jako granicę Bałtyku przyjmuje się zwykle linię Skagen-Marstrand. Sam podział nie nastrocza zbyt wielkich trudności, gdyż poszczególne części są wyraźnie odgraniczone; jedynie w morzu Bełtów trzeba było konwencji międzynarodowych. Mimo to różni oceanografowie różnie przeprowadzali podział; Ackermann wyróżnił Bałtyk zachodni, odpowiadający morzu Bełtów, i wschodni, od Sundu do Botniku. Krümmel (24) dzielił na: 1) Kattegat i Sund, 2) morze Bełtów, 3) Bałtyk właściwy i 4) zatoka Botnicka¹⁾.

¹⁾ Wprowadzone przez Czekańską pojęcie Bałtyku południowego w przeciwstawieniu do północnego, obejmującego część północną Bałtyku właściwego z zatokami Ryską, Fińską i Botnicką, nie przemawia do przekonania, gdyż o wiele naturalniejszą jest linia podziału biegnąca przez archipelag Alandzki.

Wkraczając do Bałtyku od strony morza Północnego, wchodzimy przez *Skagerrak* do pierwszej części składowej morza Bałtyckiego — *Kattegatu*, do którego niektórzy zaliczają również i (Öre) - Sund. Po stronie szwedzkiej widzimy tu głęboką rynnę, przedłużenie rynny norweskiej, której głębokość sięga 100 metrów; strona zachodnia, jutlandzka ma głębokości od 8 do 15 m, na północ od Seelandu jest od 20 do 40 m wody. Szerokość Sundu koło Helsingör wynosi 4,4 km, koło Kopenhagi 25 km; w części południowej nie jest on głębszy niż 8 metrów.

Następną częścią składową jest tzw. *morze Bełtów*, naj płytsze ze wszystkich, a obejmujące według definicji międzynarodowych obszar Bełtów: Wielkiego, Małego, Samso, Langeland i Alsen, dalej płycizny między Seeland a Laaland, Bełt Fehmarn, zatoki Kilońską i Meklenburską. Głębokości w Morzu Bełtów nie przekraczają nigdzie 30 metrów poza rynnami ancyclusowymi. Mały Bełt zwęża się do 650 m przy głębokości około 20 m, w dużym Bełcie izobaty 10 m leżą w odległości 10—29 km od siebie. Bełty powstały podobnie jak kanał La Manche pod działaniem erozyjnym falowania, idącego ze Skagerraku, czemu współdziałały w okresie litorynowym silne prądy przypływu i odpływu. Na dnie tego „morza” widzimy kilka zatopionych dolin rzecznych odpływu jeziora ancyclusowego. Kiedy w litorynie otwarły się przejścia bałtyckie na północ i na zachód, falowanie i przypływy swobodnie przenikały do Bałtyku i doliny te częściowo rozmyły. Zachowały się jedynie małe odcinki w Małym Bełcie, w dużym zaś tylko krótkie odcinki szerokości 1 km, a w Kattegacie tzw. „Läsörinne”.

Z morza Bełtów wkraczamy już w obręb *Bałtyku właściwego*, ciągnącego się w kształcie litery S od ławicy Möen do końca zatoki Fińskiej. Na wstępie wydzielamy mały *basenik Arkoński* między Rugią a Skanią z głębokościami do 53 m. Na wschód od Bornholmu mamy już nieco głębszy *basen Bornholmski*, ograniczony od wschodu ławicą Środkową, na zachodzie ławicami Rönne i Orlą (Adlergrund). Największa głębina wynosi tu 105 m. Od strony wschodniej ławice Słupska i Środkowa stają na przeszkodzie bezpośredniej komunikacji z następną, największą częścią Bałtyku, *basenem centralnym*, zwanym też *morzem Gotlandzkim* (*Östersjö*). Basen ten tworzy całość od zatoki Gdańskiej do zatoki Fińskiej; w najszerszym miejscu ma 330 km, a w kierunku podłużnym, z południa na północ — 875 km. Prawdopodobnie basen ten istniał już w trzeciorzędzie jako system rzeczny, który potem posłużył lodowcowi jako łożysko. Erozja była tu łatwa, bo odbywała się w materiale z łupków i wapieni; jako świadki erozyjne pozostały dzisiejsze wyspy Bornholm, Gotland i Öland. Największa głębokość wynosi tu 249 metrów

w tzw. głębi Gotlandskiej; na południu w obrębie zatoki Gdańskiej, sonda opuścił się do 109 metrów.

Wyspa Gotland i ławica Hoborg oddzielają *basen Landsort'u*, w północnej części którego mamy najgłębszą kotlinę — w pobliżu małej wysepki Gotska Sandö (469 metrów). Nieco na uboczu leżą zatoki: *Ryska*, zabarykadowana wyspami Ösel i Dagö i sięgająca do 53 m głębokości oraz *zatoka Fińska*, zwiężająca się ku wschodowi i z głębokościami malejącymi od 100 m ku wschodowi.

Płytkie skaliste progi łączą szkiery szwedzkie z fińskimi poprzez archipelag Alandu (1 duża i około 300 małych wysp). Połączenie to przerwane jest przy brzegu szwedzkim tzw. rowem Ålandskim z głębłą 301 metrów. Całość tworzy *morze Ålandów*.

Ostatnią z części składowych Bałtyku jest *zatoka Botnicka* czyli *Botnik*. Budowa jej jest zupełnie inna niż Bałtyku; jest to kocioł w samym środku tarczy archaicznej, powstały z uskoków i pogłębiony przez lodowce. Długość jej wynosi 700 km, największa szerokość 225, najmniejsza 75 km. Pomostem wysp Norra Kvarken przedzielona jest zatoka Botnicka na dwie części; właściwą zatokę Botnicką i tzw. *wik Botnicki* (Bottenwik). Ukształtowanie dna przypomina do złudzenia krajobraz polodowcowy Szwecji lub Finlandii. Głębie rozrzucone są nieregularnie, sięgają one — koło Härnosand — 249 m, koło Bjurroklub — 124 m.

Z form drobniejszych wymienićby należało zalewy: Odrzański, Wiślany, Kuroński, mierzęję Helską.

Powierzchnia całego Bałtyku w/g K r ü m m e l'a wynosi 430.000 km², co czyni mniej więcej 0,4% powierzchni oceanu Atlantyckiego. Objętość w/g H a l b f a s s'a wynosi 28.730 km³. Powierzchnia zatoki Botnickiej wynosi 102.000 km², objętość 6.150 km³, zatoki Fińskiej w/g W i t t i n g'a — 29.900 km² i 1.125 km³, zatoki Ryskiej — 1.900 km² i 270 km³.

Długość rzeczywista linii brzegowej równa się 5.600 km, długość najmniejsza możliwa = 2,300 km, co daje rozwój linii brzegowej 60%. (Morze Śródziemne ma odpowiednio 77%). Długość wybrzeża szwedzkiego od Skagen do Torneo wynosi 1.800 km.

Dno Bałtyku posiada formy bardzo urozmaicone; część północna jest wyżłobiona przez lodowce w skalistym podłożu tarczy fennoskandyjskiej, podczas gdy południowa przedstawia obszar akumulacji lodowcowej jako olbrzymia rozmyta morena denną. Stąd mamy tam dużo mielizn, raf i podwodnych kamieni, dno jest w licznych miejscach usiane zbiorowiskami głazów narzutowych, stanowiących poważne przeszkody dla żeglugi. Obserwujemy również wędrówki tych głazów po

dnie; w zatoce Fińskiej morze wyrzuciło kiedyś na ląd blok 4×2 metry, wagi 82 ton, a w 1888 r. na brzeg wyspy Hogland — głaz objętości 60 m^3 i wagi około 150 ton. W południowej części Bałtyku ławice Orla (Adlergrund) i Środkowa (Mittelbank) stanowią prawdopodobnie szczątki rozmytych moren końcowych. Według pomiarów statku „Pomerania” dno Bałtyku południowego jest ubogie w wapień — 0,2%, podczas gdy Kattegat i Skagerrak mają 5—13%. Natomiast w warstwach polityrynowych zawartość wapnia wzrasta, koło Bornholmu i Gotlandu znaleziono pokłady marglu lodowcowego z zawartością 8—15% wapnia.

Misa Bałtyku była długo wystawiona na działanie lodowca. Z jednej strony lodowiec z wmarzłymi w dno i boki głazami żłobił dno i brzegi przyszłego Bałtyku, z drugiej, już po odwróceniu, nagromadzony materiał został osadzony na dnie. Twarde skały krystaliczne i gnejsowe, tworzące tarczę bałtycką, trudniej pozwalały się urzeźbić niż miękkie skały osadowe południowych części basenu. To też tłumaczy wąskość Botniku i dużą pojemność Bałtyku właściwego.

Tak więc stosownie do budowy geologicznej winniśmy brzegi Bałtyku dzielić na wybrzeża skaliste, na północ od linii — północny brzeg zatoki Fińskiej, Ålandy do Szwecji południowej i na wybrzeża złożone, w części piaszczyste, w części kliffowe, wyrzeźbione w osadach czwartorzędowych. W części północnej linia brzegowa rozbita jest na tysiące małych skalistych wysepek (szkiery), których największe skupienie znajduje się między Hangö a Ålandami. W południowej części — brzegi Liwlandii i Kurlandii są płaskie, piaszczyste, podobnie jak większość wybrzeży południowych i zachodnich, jedynie na niektórych wyspach widzimy brzegi strome — Rugia, Bornholm i Møen.

2. TEMPERATURA WODY.

Szczególne warunki geograficzne, w jakich znajduje się Bałtyk, nie pozostają bez wpływu na rozkład temperatury jego wód w czasie i przestrzeni. Zdawałoby się, że na skutek wąskości cieśnin woda zawarta w Bałtyku stanowi pewną zamkniętą w sobie całość, w obrębie której następowałyby zmiany tylko wskutek parowania oraz opadów atmosferycznych i dopływu rzecznego. Badania jednak hydrologiczne, zwłaszcza nowsze wykazały, że nie można traktować Bałtyku jako jezioro. Coprawda w wielu szczegółach reżim termiczny Bałtyku podobny jest do jeziornego, ale tym niemniej faktem jest, że istnieje wymiana wody między Bałtykiem a morzem Północnym, jak zobaczymy dalej i w związku z tym obserwujemy pewne komplikacje w układzie termicznym.

Kiedys za czasów Hjärne'a wyobrażono sobie, że im dalej w głąb morza, tym będzie chłodniej. Rychło okazało się jednak, że temperatura najniższa nie jest na dnie, ale gdzieś w warstwie pośredniej wody. Jeszcze w r. 1891 Makarow twierdził, że temperatura wody w warstwie przydennej nie ulega wahaniom; dowiedziono jednak niebawem, że wahania takie są, choć amplituda ich jest znacznie mniejsza niż w warstwie powierzchniowej.

Zmiany termiczne wychodzą z powierzchni morza, na którą oddziałują promienie słoneczne i kontakt z masami powietrza o różnej temperaturze. Zmiany te idą w dół przez konwekcję termiczno-słonościową, przy czym w chłodniejszej porze roku dużą rolę odgrywa fakt, że woda posiada największą gęstość nie przy 0° a przy 4° , co zresztą znowu uzależnione jest od stanu zasolenia, np.:

przy słoności . . .	$0^{\circ}_{\text{‰}}$	$10^{\circ}_{\text{‰}}$	$20^{\circ}_{\text{‰}}$	$30^{\circ}_{\text{‰}}$	$40^{\circ}_{\text{‰}}$
temperatura największej gęstości . .	4°	1.8°	-1.3°	-2.7°	-5.1°

Związki powyższe wyjaśniają, dlaczego trudno traktować jest oddzielnie stosunki termiczne, a oddzielnie słonościowe; tworzą one nierozłączny kompleks, w którym dochodzi jeszcze znaczenie zawartości różnych gazów, koncentracja jonów itd.

Najwyższe temperatury na powierzchni Bałtyku obserwujemy w sierpniu; północna część zatoki Botnickiej ma wtedy 13° , morze Alandzkie 13° , wschodnia część zatoki Fińskiej $16\text{--}17^{\circ}$, morze Gotlandzkie około 17° , a w miejscach płytszych nawet 20° . Ciekawe są dwie enklawy z temperaturą niższą o 2° koło Vasa w Finlandii i Stockholmie, gdzie średnia temperatura sierpnia wynosi tylko 11° . Przy polskim brzegu notowano w okresie 1928—1935 najwyższą temperaturę $22,8^{\circ}$ — w Gdyni.

Najniższe temperatury w warstwie powierzchniowej notujemy w lutym; w zatokach Botnickiej i Fińskiej około 0° lub kilka dziesiątych stopnia poniżej zera, a w południowym Bałtyku około $2,5^{\circ}$. Podczas surowej zimy 1928/29 notowano przy Helu pod lodem w lutym temperaturę — $0,5^{\circ}$.

Jeżeli chodzi o stosunki termiczne na różnych głębokościach, to z jednej strony obserwujemy zmniejszenie się amplitudy wahań temperatury wraz z głębokością, a z drugiej coraz większe opóźnienie maximum. Konwekcja termiczna sięga zwykle nie głębiej, jak 50—60 metrów, poniżej tej granicy wahania roczne temperatury są bardzo małe, rzędu dziesiątych stopnia.

Maximum temperatury na głębokości 80 m występuje w Botniku późną jesienią i na początku zimy, zaś w rowie Alandzkim na 300 m dopiero w końcu grudnia. Przy wejściu do zatoki Fińskiej na głębokości 80 m, maximum występuje na początku stycznia, zaś w głębi morza Gotlandzkiego dopiero na wiosnę.

Minimum obserwujemy na powierzchni w lutym, w warstwie 40—60 m w kwietniu i maju, zaś w Botniku na głębokościach poniżej 100 m latem. Tanfiliew (45) twierdzi, że w północnej części morza Gotlandzkiego minimum w przebiegu rocznym temperatury na głębiach poniżej 150 metrów przesuwa się na miesiące zimowe, to znaczy ochłodzenie dochodzi z prawie rocznym opóźnieniem.

Najwyższą temperaturę obserwuje się często nie na samej powierzchni, lecz w warstwach niżej leżących, zwłaszcza latem.

Przykład przebiegu rocznego temperatury na różnych głębokościach, na stacji pomiarowej w pobliżu Bornholmu				
Głębokość w m	Luty	Maj	Sierpień	Listopad
0	2.5°	4.7°	16.7°	8.8°
20	2.7	4.4	15.4	8.8
40	2.6	3.6	4.8	8.9
50	3.9	3.2	3.8	6.8
60	5.9	4.1	4.3	6.0

Z tabelki tej widać odwrócony układ termiczny zimą, przejście do układu normalnego na wiosnę, wytworzenie się powierzchniowej warstwy silnie nagrzanej latem, wreszcie dużą amplitudę wahań na powierzchni i niewielką w warstwie do 60 metrów.

Warstwa skoku termicznego występuje bardzo wyraźnie latem, najczęściej na głębokości 15 do 20 metrów.

Głębokości	0	1	10	15	20	30	40 metrów
Fehmarnbelt czerwiec 1893	17.6°	17.6°	17.6°	14.9°	9.3°	8.5°	—
Hogland czerwiec 1882	15.7	15.3	15.1	6.5	0.5	0.5	0.2

Przebieg roczny stosunków termicznych Bałtyku jest następujący:

w *lutym* mamy zwykle odwrócony układ termiczny. W południowej części Bałtyku wykształcona jest na powierzchni warstwa o jednokowej słoności, grubości 40—60 metrów o średniej temperaturze 1,6° do 2,8°; na dnie panują temperatury 4—5°.

W maju warstwa powierzchniowa nagrzewa się intensywnie, wytwarza się tzw. dichotermia, to znaczy, że warstwa powierzchniowa i warstwa denna są cieplejsze od warstw pośrednich. Stopniowo układ termiczny przechodzi w normalny. Na powierzchni basenu głównego temperatura wynosi około 5° , w warstwach dennych 4° , a w warstwie pośredniej od 1° na północy do 3° na południu. W zatoce Botnickiej mamy na powierzchni od 1 do 3° , na dnie 2— $2,5^{\circ}$, a w warstwie pośredniej poniżej 1° . W maju zaznacza się również spora różnica temperatury wody u brzegów wschodnich i zachodnich Bałtyku południowego — brzeg szwedzki ma 4° , a brzeg wschodni 7 i 8° ; izoterma 7° przebiega tuż przy brzegu zatoki gdańskiej i wybrzeży Łotwy i Estonii do Windawy.

W sierpniu powierzchniowa warstwa homohaliczna basenu centralnego nagrzewa się silnie — do 16° a nawet 18° . Pod nią zaznacza się ostro warstwa skoku termicznego. Wody denne basenu głównego mają od 4 do 7° . Zatoka Botnicka ma na powierzchni 12— 13° , na dnie 2— 4° .

W listopadzie wreszcie woda, ochładzając się na powierzchni dzięki coraz intensywniejszemu wyparowaniu (długie noce), staje się cięższą i opada w dół, a na jej miejsce wchodzi woda z warstw niższych. Ta ujemna konwekcja termiczna trwa tak długo, aż wyczerpie się zapas ciepła warstwy powierzchniowej, po czym następuje odwrócenie układu termicznego.

Warstwa skoku termicznego, obniżając się, jest w listopadzie mniej więcej na głębokości 50 metrów. Na powierzchni wynosi temperatura w listopadzie od 4° w Bottenwiku do 9° w zatoce Gdańskiej, na dnie zaś około 3° w zatoce Botnickiej, 6° w basenie centralnym a 10° w morzu Bałtów.

W ogóle wody Bałtyku są najchłodniejsze u spągu warstwy homohalicznej; nieciągłość bowiem słoności i gęstości wody stanowi zaporę dla prądów konwekcyjnych, powodujących mieszanie się wody pod względem termicznym tak głęboko, jak sięga wpływ promieni słonecznych. Warstwy wody leżące poniżej nie biorą udziału w krążeniu ogólnym i mają odrębne stosunki termiczne.

W warstwach dennych temperatura wody i jej wahania roczne zależą głównie od przelewania się nowych mas słonej wody z Kattegatu, o czym mowa była wyżej. Amplituda wahań rocznych wynosi około $2,5^{\circ}$ w basenie Gotlandu, zaś w nieckach Botniku tylko $1,5^{\circ}$. Istnienie powierzchniowej warstwy homohalicznej, wykrytej przez Krümmel'a (24) jest bardzo ważne w gospodarce cieplnej Bałtyku. Działa ona regulująco na stosunki termiczne, jest to pewnego rodzaju „centralne ogrzewanie” oddające nagromadzone latem zapasy ciepła do późnej jesieni, co w znacznym stopniu łagodzi klimat strefy brzeżnej.

Powyżej podany rozkład temperatur może ulec niekiedy silnemu zakłóceniu, głównie przez falowanie, gdy silne i długotrwałe wiatry wzbudzają głęboko warstwy wody i wyrównują temperatury. Szybko się jednak ustala normalny układ, odpowiadający porze roku.

W zależności od przeważających w danym roku kierunków wiatru obserwujemy czasem wybitną asymetrię między temperaturą wody przy brzegach wschodnich i zachodnich Bałtyku. Zazwyczaj latem temperatura przy brzegach Szwecji jest niższa o 2—3° niż przy brzegach wschodnich. Zawdzięczać to należy przewadze wiatrów zachodnich, które spędzają ciepłą warstwę wody powierzchniowej ku brzegowi wschodniemu. Kompensujący prąd denny podprowadza wtedy przy brzegu szwedzkim chłodną wodę. Prócz tego różnice w temperaturze spowodowane są tym, że wzdłuż wybrzeża Szwecji płynie stale prąd wody chłodniejszej z północy, zaś brzegi wschodnie omywane są prądami przynoszącymi z południowej części Bałtyku wody cieplejsze. Różnice temperatury wody spowodowane działalnością wiatrów odładowych czy doladowych występują zresztą wszędzie; często możemy to zauważyć na wybrzeżu polskim, o czym zresztą będzie mowa dalej.

Mniej więcej w sierpniu różnica temperatur między brzegiem wschodnim a zachodnim wyrównywa się; zimą natomiast na odwrót brzeg wschodni jest chłodniejszy od zachodniego. Objaśnia się to tym, że brzeg wschodni jest bliższy wpływów zimowego ancyklonu rosyjskiego i bardziej wystawiony na mroźne wiatry wschodnie, a zapas ciepłej wody w Bałtyku jest już wyczerpany.

Jak wiemy, woda ma największą gęstość przy $t = 4^{\circ}$; wraz z obniżeniem się temperatury gęstość również maleje, tak że przy 0° jest taka sama jak przy $7,5^{\circ}$. Ochładzająca się na jesień woda z chwilą osiągnięcia temperatury 4° uzyskuje największą gęstość i opada na dół, robiąc na powierzchni miejsce cząsteczkom które mają jeszcze temperaturę wyższą. Skoro już cała warstwa wody jest ochłodzona do temperatury 4° , to przy dalszym oziębianiu cząsteczki nie mogą już opadać, będą się więc na danym poziomie utrzymywały aż do osiągnięcia temperatury zamarzania. Woda morska w zależności od zawartości soli zamarza przy temperaturze niższej od 0° , przy czym obniża się również (w zależności od zasolenia) temperatura największej gęstości:

Przy słoności	0‰	10‰	20‰	30‰	40‰
Temperatura największej gęstości . . .	4°	1.8°	-1.3°	-2.7°	-5.1°
Temperatura zamarzania wody . . .	0	-0.6	-1.1	-1.7	-2.3

Temperatura wody morskiej może się obniżyć jeszcze bardziej bez zjawiska zamarzania (woda przechłodzona), przy wstrząśnięciu jednak zamarza wtedy woda w całej masie. Zjawisko to występuje czasem na Bałtyku przy tworzeniu się pewnych form zlodzenia.

Różnica między temperaturą wody a powietrza może dochodzić na Bałtyku do 8—9°. Jest oczywistym, że zimą woda będzie miała temperaturę wyższą niż powietrze, w średniej rocznej również, zaś latem woda będzie chłodniejsza. Amplituda wahań dobowych i rocznych temperatury wody jest znacznie mniejsza niż temperatury powietrza ¹⁾, a przebieg roczny temperatur średnich nieco przesunięty. Średnio w północnej części Bałtyku woda jest o 1° cieplejsza od powietrza, zaś na południu i zachodzie tylko o 0,5°. W poniższej tabelce przedstawione są przebiegi roczne różnic temperatur wody i powietrza na niektórych stacjach u brzegów Bałtyku i na wyspach, przy czym wartości dodatnie odpowiadają wodzie cieplejszej, a ujemne oznaczają, że woda jest chłodniejsza od powietrza:

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Hogland (wyspa)	5.2 ⁰	6.7 ⁰	4.1 ⁰	-0.8 ⁰	-2.5 ⁰	-4.9 ⁰	-1.4 ⁰	-2.4 ⁰	1.7 ⁰	1.8 ⁰	4.2 ⁰	4.3 ⁰	1.3 ⁰
Utsire	3.0	2.8	2.2	0.5	0.0	0.3	0.7	1.1	1.2	2.8	3.9	3.8	1.9
Zerel	2.4	4.0	2.5	0.4	2.2	0.1	-0.6	-1.4	-1.0	-0.7	1.6	2.0	1.0
Visby (na Gotlandzie)	1.9	2.0	1.5	-0.2	-1.4	-2.6	-0.6	0.2	0.6	1.4	2.0	2.5	0.6
Hel	1.3	0.6	0.8	-0.2	-0.3	-0.5	0.1	0.5	0.9	1.2	1.5	2.0	0.6
Travemünde	1.7	0.6	-0.1	-1.3	-0.9	-0.7	0.1	1.0	2.1	3.1	3.5	3.0	1.0
Skagen	1.5	1.0	0.7	-0.3	-0.7	-0.6	-0.2	0.4	0.8	2.1	2.2	2.1	0.8

Jak widzimy, największy nadmiar ciepła ma woda w miesiącach zimowych u wschodnich brzegów, latem różnice stają się mniejsze, a nawet ujemne.

3. ZLODZENIE.

Śródlądowe położenie Bałtyku, nieznaczna słoność jego wód, płytkość i nieduża rozciągłość pozioma poszczególnych basenów sprawiają, że powierzchnia morza Bałtyckiego co roku w porze zimowej pokrywa się lodem w części północnej i północno-wschodniej. Sprzyja temu względnie wysoki punkt zamarzania wody, leżący przy —0,4° do —0,1°.

¹⁾ Amplituda wahań dobowych temperatury wody oceanu wynosi 0,6°, a powietrza może wynosić kilka, nawet kilkanaście stopni.

zależnie od zasolenia, podczas gdy woda oceaniczna o słoności 35‰ zamarza dopiero przy temperaturze $-1,9^{\circ}$.

Jesienią ląd prędzej się oziębia niż woda, której ciepło właściwe jest większe i która nagromadzone latem ciepło oddaje późną jesienią otoczeniu. Z chwilą nastania pierwszych większych mrozów zamarzają najpierw części przybrzeżne — płytkie zalewy, zatoczki, woda między szkierami. Na wodach cichych, gdzie nie ma przypływu i odpływu, tworzy się zwykle od razu cienka skorupa lodowa, grubiejąca w miarę trwania mrozów.

W większych basenach tworzy się najpierw cienka, potem coraz grubsza otoczka lodowa wzdłuż wybrzeża; w miarę trwania mrozów pokrywa lodu narasta ku środkowi basenu. Zamarzanie postępuje tu wolniej z uwagi na trwającą jeszcze konwekcję termiczną, która pozwoli prowadzi do przemieszania się wody i odwrócenia profilu termicznego.

Na pełnym morzu zlodzenie rozpoczyna się zwykle od tworzenia się tzw. „sryżu”, to jest drobnych igiełek lodowych, ilość których rośnie w miarę trwania wypromieniania. Charakterystycznym dla Bałtyku zachodniego jest tzw. „lód talerzowy” pojawiający się w krótkim czasie na dużych przestrzeniach, przy czym poszczególne „talerzyki” wypływają pionowo z głębszych warstw wody i układają się potem na powierzchni morza. Powstawanie tego rodzaju lodu wiąże się z wymianą wody między Bałtykiem a morzem Północnym; zdarzyć się może, że woda powierzchniowa morza Bałtów i Kattegatu silnie się przechłodzi, jednak cząsteczki wody nie opadają na dno, lecz zatrzymują się na warstwie wody dennej o większej gęstości (bo bardziej słonej). W ten sposób na głębokości 8 do 10 metrów wytworzy się warstwa wody przechłodzonej o temperaturze -1° do -2° ; jeżeli na warstwę tę napłynie przy sprzyjających wiatrach świeża warstwa wody cieplejszej, to na kontakcie obu mas może w jednej chwili powstać warstwa lodu, czy też owe „talerzyki”, które jako lżejsze od wody podążają na jej powierzchnię. Podobne powstawanie lodu talerzykowego obserwowano również w zatoce Fińskiej.

Innym rodzajem lodu, spotykamy w morzu Bałtyckim, jest „lód dennej”. Tworzy się on głównie w płytszych i spokojniejszych częściach morza podczas pogody bezwietrznej i przy silnym mrozie, zwykle w antycyklonalnym układzie barometrycznym. Na skutek silnego wypromieniowania, dno morza z przyczyn fizycznych wyziębina się silniej niż masa wody. Skoro na silnie wyziębione dno opadnie warstwa wody przechłodzonej, ścina się ona w mniej lub więcej grube pokłady lodu dennego. Kawały tego lodu mogą później odrywać się od dna i wy-

pływać na powierzchnię morza, unosząc przy tym nieraz ciężkie przedmioty wmarzniete w nie (kamienie, kotwice itp.). Tworzenie się lodu dennego obserwowano często w Kalmarsundzie, w archipelagu Ålandów oraz w Kattegacie (opisane szczegółowo przez Petterssen'a).

Prócz tego spotykamy na Bałtyku lód w postaci kry różnych rozmiarów, pochodzącej bądź z rozbitej przez falowanie pokrywy lodowej bądź naniesionej przez rzeki. Ten rodzaj lodu spotykany jest głównie na wodach południowych i wschodnich. Silne i długo w jednym kierunku wiejące wiatry mogą zbić pola kry przy brzegu morza lub przy brzegu stałej pokrywy lodowej w grube zwały lodowe, tzw. *pack ice'u*, których grubość dochodzić może do kilku metrów. Zjawisko to obserwujemy głównie u wschodnich brzegów Bałtyku (przy wiatrach zachodnich). W sprzyjających warunkach atmosferycznych może silny mróz ściąć takie dryfujące zwałiska kry w jedną wielką pokrywę lodową; dzieje się to jednak tylko w surowe zimy, a wtedy spotykamy zjawisko to nawet na morzu Gotlandzkim.

Według C z e k a ń s k i e j (10) możemy zestawić spotykane na Bałtyku rodzaje lodu:

I. *Lód sformowany pierwotnie:*

- a) drobny lód pływający — śryż, lód talerzykowy,
- b) stała pokrywa lodowa różnej grubości.

II. *Lód sformowany wtórnie:*

- a) lód luźny — kra, „pack ice”,
- b) zmarzniete pole kry.

III. *Lód denny.*

Przebieg zlodzenia na morzu Bałtyckim jest wybitnie różny w zależności od charakteru zimy, na ogół ma jednak kolejność następującą:

Zwykle w połowie października zamarza przybrzeżny pas w najdalszym zakątku wiku Botnickiego, a na początku listopada w zatoce Fińskiej. Pas lodu, najpierw w postaci cienkiej skorupy u płytkich brzegów, zwłaszcza między szkierami, a w postaci śryżu dalej od brzegu, narasta stopniowo w morze, oraz wzdłuż brzegów ku południowemu wschodowi. Na początku grudnia przeciętnej zimy cała zatoka Botnicka z archipelagiem Ålandzkim oraz zatoka Fińska są obrzeżone lodem, który u brzegów wschodnich sięga dalej w morze niż u zachodnich, gdyż przeważające wiatry zachodnie spędzają lód pływający ku brzegom Finlandii.

Morze Ålandów zamarza całkowicie w połowie grudnia, zaś mniej więcej w połowie stycznia tworzy się co roku trwały pomost lodowy przez archipelag Ålandów ze Szwecji do Finlandii. Podczas ostrej zimy

może zamarznąć cała zatoka Fińska. Południowa część zatoki Botnickiej zwykle nawet w ostre zimy nie zamarza całkowicie.

Na pełnym morzu ukazuje się lód w końcu listopada w Bottenwiku, w styczniu w północnej części basenu Gotlandzkiego. W ciągu lutego lód grubieje, wik Botnicki i zatoka Botnicka są zwykle ścięte lodem, środek zaś Botniku wypełniony jest luźnym lodem i krami, zbitymi zwykle przez wiatry w bezładne zwałiska „pack ice'u”. Basen Gotlandzki obrzeżony jest zwykle, zwłaszcza od strony wschodniej, szeroką otoczką stałej pokrywy lodowej, wewnątrz której spotyka się dużo luźnego lodu. Sam środek basenu Gotlandzkiego nie zamarza nigdy, tylko podczas bardzo surowych zim pokrywa się śryżem.

Wyspy leżące niedaleko od brzegu, jak Öland, łączą się pomostem lodowym z kontynentem, zaś odosobnione, jak Gotland, obrzeżone są pasem lodowym. W zatoce Ryskiej często środkowe obszary są wolne od lodu stałego, a wypełnione tylko luźnym lodem.

Grubość lodu podczas surowej zimy może przekraczać metr, w łagodne zaś nie przekracza pół metra. Zwałiska „pack ice'u” mogą osiągać wysokość 10 metrów. Przy płytkich brzegach lód może sięgać dna.

W południowej części Bałtyku zaczyna się zlodzenie później i trwa krócej, a w łagodne zimy wybrzeża otwartego Bałtyku nie zamarzają wcale lub na bardzo krótko. Często widzimy, że podczas zim, w których zmieniają się okresy pogody oceanicznej z panowaniem wyżu rosyjskiego, lód kilkakrotnie może stajać i utworzyć się z powrotem. Na Bałtyku południowym przeważają luźne formy lodu (śryż i kra), stała pokrywa tworzy się tylko w zatokach drugorzędnych lub w zalawach.

Bardzo uderzającą jest różnica między zlodzeniem przy wschodnich i zachodnich brzegach Bałtyku. Zamarzanie występuje wcześniej przy brzegach wschodnich, co związane jest z usadowieniem się nad Rosją wyżu barometrycznego i postępującym za nim szybszym wyziębieniem lądu u brzegów wschodnich; drugą przyczynę stanowią przeważające wiatry zachodnie, które spędzają luźny lód pływający ku brzegom wschodnim. Wskutek tego wylot zatoki Fińskiej lub Ryskiej bywa często zatarasowany lodem, przez który łamacze lodów z trudnością torują drogę statkom.

Poniższy rysunek ilustruje zlodzenie Bałtyku podczas maksymalnego zasięgu lodów w surowej zimie 1928/29. Dane wzięte zostały z mapy lodowej Obserwatorium Morskiego w Gdyni z obserwacjami z dnia 8 marca 1929 r.; (stan nieco wcześniejszy z dnia 26.II zob. (27) str. 96).

Sąsiedztwo lądu rosyjskiego od strony wschodniej, wpływy orograficzne (linia brzegowa, szkiery), wreszcie wpływy klimatyczne spra-



wiają, że izochrony trwania zlodzenia nie przebiegają na Bałtyku równoleżnikowo, lecz sięgają u brzegów zachodnich znacznie dalej ku północy.

Bałtyk zachodni i morze Beltów podczas surowych zim pokrywają się lodem nawet na przeciąg kilku tygodni; powtarza się to średnio co

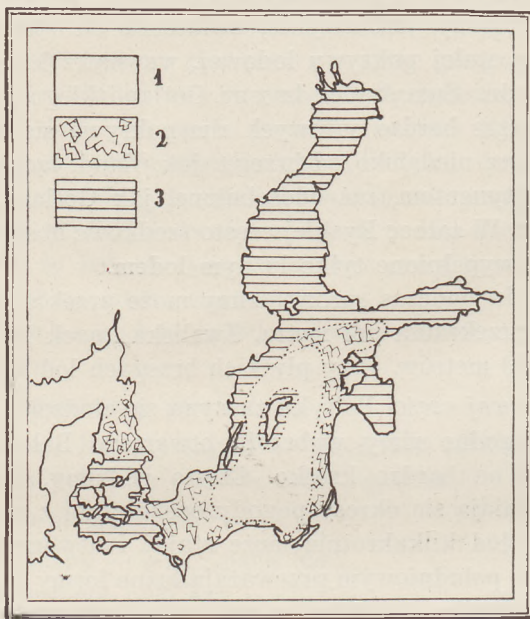


Fig. 1.

Zlodzenie Bałtyku w niezwykle surową zimę r. 1929
(stan w dniu 8 marca 1929).

1 — wolne od lodu, 2 — kra, 3 — pokrywa lodowa.

Congélation de la Baltique en hiver extrêmement rigoureux 1929.

1 — sans gèle, 2 — glaçons, 3 — couche fixe.

trzecią zimę. Sund zamarza przeciętnie co drugą zimę, ale tylko na krótko (średnio 47 dni). Mały Belt czasami pokrywa się grubą powłoką lodu stałego.

Na *morzu Beltów*, płytkim i usianym wyspami, okres zlodzenia wynosi średnio 10—30 dni, maksymalnie 75 dni, (10) bywają też zimy bez lodu. Izochrona 1—2 miesięcy zlodzenia przebiega wzdłuż równoleżnika 56°.

Wybrzeża Bałtyku południowego mają najkrótszy okres zlodzenia, porty położone przy otwartym morzu zamarzają średnio tylko na kilka dni:

Kilonia 2 dni, Windawa 6 dni, Hel 6 dni, Gdynia 6 dni, Flensburg 8 dni;

w zamkniętych portach zlodzenie trwa nieco dłużej:

Kłajpeda 20 dni, Nowy Port 57 dni, Piława 103 dni.

U wybrzeży polskich stosunki zlodzeniowe przedstawiają się następująco:

przy Rozewiu średnio 7 dni zlodzenia; maksym. 45 dni, minim. 0 dni. Powłoki stałej nie ma nigdy; przeważa lód luźny.

w zatoce Puckiej: średnio 58 dni zlodzenia, maks. 130 dni. W surowe zimy cała zatoka może pokryć się lodem aż po Hel;

w porcie Gdyńskim: przeważa lód luźny — śryż, „braja” lodowa i kra. W wyjątkowo ostre zimy tworzy się powłoka ze zmarzniętej kry.

Wybrzeża morza Gotlandzkiego (brzeg szwedzki, łotewski i estoński) charakteryzują się regularnością w przebiegu zlodzenia z roku na rok. Decyduje o tym bardziej wyrównana linia brzegowa i wielkość basenu. Cały basen leży w obrębie izochrony 3-miesięcznego trwania zlodzenia.

Wspomniana wyżej różnica między zamarzaniem u brzegów wschodnich i zachodnich zaznacza się w sposób następujący:

średnio brzeg wschodni ma 70—86 dni zlodzenia, brzeg zachodni 50—95 dni zlodzenia;

maksymalnie brzeg wschodni ma 115—157 dni zlodzenia, brzeg zachodni 90—145 dni zlodzenia.

Zatoka Ryska i ujście zatoki Fińskiej położone są w obrębie izochrony 4-romiesięcznej:

zatoka Ryska ma średnio 110—125 dni zlodzenia, maksym. 145—155 dni zlodzenia, minimalnie 40—65 dni zlodzenia;

brzegi estońskie zatoki Fińskiej mają średnio 75—100 dni z lodem; w Tallinnie jest żegluga zamknięta 3 miesiące.

U brzegów fińskich zatoki Fińskiej, gdzie niezliczone szkiery sprzyjają tworzeniu się zwartej pokrywy lodowej, zlodzenie trwa średnio 5 miesięcy; w Kronsztadt prawie 6 mies.

W zatoce Botnickiej okres zlodzenia jest najdłuższy; porty południowej części są unieruchomione przez 5 miesięcy, a w Bottenwiku nawet przez 6 miesięcy, zaś w niektórych zatoczkach nawet do 7 miesięcy. W zatoce Botnickiej jednak różnice w czasie trwania zlodzenia między brzegiem wschodnim a zachodnim są niewielkie. Największą

rozciągłość osiąga pokrywa lodowa w końcu marca. Bywają surowe zimy, podczas których cały Botnik jest ścięty pokrywą lodową i cała zatoka Fińska aż za Hangö. Kroniki przytaczają szereg danych historycznych o takich zimach:

- rok 1269 — pokrywa lodu między Gotlandem a Szwecją,
- 1294 — pomost lodowy od Jutlandii do Szwecji,
- 1306 — w morzu Beltów przez 14 tygodni gruby lód,
- 1323 — 1349 — Bałtyk zamarł od Meklenburgii do Danii,
- 1408 — Bałtyk zamarł od Gotlandu do Szwecji,
- 1459 — można było saniami przejechać z Tallinn'a do Szwecji,
- 1658 — Karol X przeprowadził 20.000 armię z Jutlandii na Seeland,
- 1670 i 1740 — zamarły Bełty i Sund,
- 1809 — dwie armie rosyjskie przeszły po lodzie zatoki Botnickiej do Szwecji, jedna przez zmarznięty pomost Kvaraków północnych, druga przez archipelag Alan-dów,
- 1929 — zamarło morze Beltów, znaczna część morza Gotlandzkiego.

Zwykle z początkiem kwietnia coraz intensywniejsze promieniowanie słoneczne i dopływ cieplejszego powietrza z południowego zachodu powodują tworzenie się szczelin w powłoce lodowej; lód kruszeje, taje przy brzegach, które się prędzej nagrzewają od słońca. Przez szczeliny występuje cieplejsza woda z niższych warstw na powierzchnię, nagrzewa się tam jeszcze i rozpułchnia lód coraz bardziej. Lód pęka na kawały, w czym dopomaga falowanie; wiatr spędza krę bądź na pełne morze, bądź wyrzuca na ląd, gdzie ona powoli taje.

Opisy takiego wtlaczania pola lodowego na ląd mamy głównie z zatoki Ryskiej i Fińskiej. Przy silnych wiatrach dolądowych obserwujemy tam w strefie brzeżnej większych zatoczek w pewnych chwilach (prawdopodobnie przy jednoczesnym podniesieniu wodostanu) nasunięcie się całego pola lodowego z morza na ląd. Na lądzie lód pęka na kawały, których jedne nasuwają się na drugie; powstają w ten sposób zwaliska lodowe, dochodzące czasem do kilkunastu metrów wysokości. Zjawisko to nazywa się po niemiecku „Eisschubberge”, po angielsku „hummock” (opisywane przez Nansena w okolicach polarnych). Zesunięciu na ląd ulegają nieraz pola lodowe szerokości 300—400 metrów. O siłach towarzyszących temu zjawisku, świadczy fakt, że razem z lodem bywają wyrzucane na ląd glazy metrowej wielkości. Zjawisko jest krótkotrwałe, trwa od 1—2 godzin, po czym poziom morza

się obniża, a kra wyrzucona na ląd pozostaje tam do wiosny. Na mniejszą skalę występuje to wyrzucanie lodu na brzeg u wybrzeży Sambii.

Zanik lodu w porze wiosennej postępuje od brzegów i ku północy. W połowie kwietnia pęka pomost Ålandzki. Luźny lód na środku dużych basenów topnieje, otoczka lodowa wzdłuż brzegów zatoki Fińskiej i Botnickiej kruszeje, łamie się i topnieje; wiatry spędzają luźną krę zwykle ku brzegom wschodnim. W zatoce Fińskiej charakterystycznym jest szybkie tajanie lodu pod wpływem nagrzewającego się lądu; jeżeli w okresie topnienia panują wiatry wschodnie, to szybko oczyszczają one zatokę z kry, wypędzając ją do basenu Gotlandzkiego. W Botniku lód musi stopnić powoli pod działaniem promieni słonecznych — trwa to zwykle do maja i daje duży odpływ wody słodkiej do Bałtyku właściwego; wtedy właśnie prąd bałtycki jest bardzo zasobny w wodę. Czasem jeszcze widać w czerwcu pływające po Botniku i tające kry. Również i w basenie Gotlandzkim u wybrzeży Łotwy i Estonii widziano czasem jeszcze w czerwcu krę.

W zależności od charakteru zimy może zlodzenie Bałtyku przebiegać w bardzo różny sposób; przewaga wpływów oceanicznych w ciągu zimy i wynikający stąd układ wiatrów i prądów oraz rozkład izoterm powoduje łagodny przebieg zlodzenia. Podczas zimy zaś kształtującej się pod przeważającym wpływem antycyklonu rosyjskiego, który się czasem usadowi w sąsiedztwie Bałtyku od strony wschodniej, mamy pogodę suchą i mroźną o silnym wypromieniowaniu, a pamiętać musimy, że Bałtyk północny prawie dotyka koła polarnego i noce są tam bardzo długie. W takie zimy przypada większe zlodzenie niż w zimie przeciętnej. Prócz tego mniejsze różnice w formie i zasięgu zlodzenia w różnych częściach Bałtyku wypływają z przyczyn lokalnych, charakteru wybrzeża, płytkości wód, różnic zasolenia itp.

Jak widać z powyższego, najbardziej ze wszystkich państw otaczających Bałtyk jest zainteresowana przebiegiem zlodzenia Finlandia. Prawie przez 5 miesięcy są unieruchomione jej porty i żegluga w zatoce Fińskiej, a 6 miesięcy w Botniku. To też w Finlandii poświęcono wiele pracy badaniom zlodzenia, właściwości fizycznych lodu; ustawiono służbę sygnalizacji lodów i dano inicjatywę do współpracy międzynarodowej w tym kierunku. Również dla Sowietów ważna jest kwestia dostępu w porze zimowej do portu kronsztackiego.

Naukowe opracowania zlodzenia, a zwłaszcza jego ujęcie kartograficzne datują się od 1918, gdy opracowano pierwszą mapkę średniego trwania zlodzenia Bałtyku. Prócz tego instytucje hydrograficzne Szwecji, Finlandii, Niemiec zorganizowały służby lodowe na swych wodach terytorialnych; zbierane wiadomości o stanie lodów podawane są do

wiadomości żeglarzy. Obserwacje nad zlodzeniem Bałtyku prowadzi się już od 1904 r. Przedstawieniem zjawisk lodowych w sposób synoptyczny według jednoczesnych obserwacji i zobrazowania tego na mapie zajęto się dopiero po roku 1920.

Zorganizowana z inicjatywy Finów bałtycka „służba lodowa” obejmuje obecnie:

- 81 stacyj fińskich,
- 42 „ sowieckich,
- 40 „ estońskich,
- 40 „ niemieckich,
- 36 „ szwedzkich,
- 16 „ łotewskich,
- 3 stacje polskie (Rozewie, Hel i Gdynia),

które są czynne tak na lądzie, jak i na okrętach latarnicznych i łamaczach lodu. Stacje te od chwili pojawienia się pierwszego lodu do zniknięcia ostatecznego, meldują rodzaj lodu i rozpoznają możliwość żeglugi. Na podstawie tych danych rozpowszechnionych drogą radiową, służby lodowe poszczególnych państw rysują mapy zlodzenia Bałtyku i informują żeglarzy o stanie lodów. W Polsce rolę taką pełni od roku 1927 Obserwatorium Morskie.

W ostatnich latach, prócz badań nad zasięgiem zlodzenia, trwaniem jego i rodzajem lodu, zaczęto interesować się również właściwościami fizycznymi lodu: kruchość, porowatość wytrzymałość mechaniczna, gęstość właściwa, struktura itp. Badania te prowadzą głównie Sowiety i Finlandia w zatoce Fińskiej.

4. ZASOLENIE.

Już U. H j ä r n e, jeden z najstarszych hydrologów zajmujących się badaniem Bałtyku, twierdził w XVIII wieku, że woda na dnie morza jest bardziej słona niż na powierzchni. Fiński hydrolog B l a d h przedstawił w 1781 r. rozmieszczenie gęstości wody morskiej na przestrzeni od Ålandów do północnego Botniku; był on przekonany, że na 20 i 40 metrach głębokości jest ta sama słoność co na powierzchni. Przeważał zresztą wówczas pogląd o jednorodności wody w Bałtyku, ku czemu skłaniał się również i H u m b o l d t. Dopiero pomiary duńczyka F o r c h h a m m e r'a wykazały w 1850—1860 latach, że na większości stacyj pomiarowych zasolenie rośnie wraz z głębokością. Przy tej sposobności wykazał on w Sundzie istnienie dwóch prądów:

powierzchniowego mniej słonego, skierowanego z Bałtyku do morza Północnego i *dennego* skierowanego przeciwnie. Nie chciano mu od razu uwierzyć; jeszcze w 1870—1873 Ekman, badając sprawę dopływu wody słonej do Bałtyku, wysunął znowu myśl o jednorodności wody na otwartym morzu.

Dopiero systematyczne pomiary niemieckiego statku talassologicznego „Pomerania” w latach 1871/2 i 1881/2 potwierdziły w zupełności wywody Forchhammer’a, a ponowna ekspedycja Ekman’a w r. 1877 pozwoliła mu na wysnucie nowego poglądu na rozkład zasolenia.

Roczny przebieg zasolenia znaleziono najpierw na wodach duńskich i niemieckich, potem na Botniku i w zatoce Fińskiej, najpierw na powierzchni morza, później i w warstwach niższych. Stwierdzono od razu opóźnienie w przebiegu zasolenia wraz z głębokością, wynoszące do kilku miesięcy.

Zasolenie Bałtyku mocno odbiega od oceanicznego. Średnio wynosi ono dla całego Bałtyku $7,8\text{‰}$, podczas gdy inne morza śródziemne, jak Romańskie, Antylskie, Hudsonskie itd. mają słoność powyżej 33‰ , zaś otwarty ocean 38‰ . Dzieje się to dlatego, że Bałtyk komunikuje się z otwartym oceanem tylko przez wąskie i płytkie cieśniny duńskie, tak że woda oceaniczna, ciężka, gęsta i słona może wlać się do Bałtyku tylko w sprzyjających warunkach meteorologicznych. Ponadto duży dopływ wody słodkiej z rzek i małe parowanie, wynikające z położenia Bałtyku na północy, sprawiają, że morze Bałtyckie jest prawie słodkie.

Główną cechą zasolenia jest zmniejszanie się jego wraz z oddalaniem od Skagerraku. *Rozkład na powierzchni* jest następujący:

Skagerrak miałby słoność oceaniczną, gdyby nie prąd bałtycki, wynoszący wodę słodką z Bałtyku; dlatego mamy tu około 30‰ . Prąd bałtycki trzyma się brzegów Szwecji, kompensujący prąd denny płynie bliżej Jutlandii. Na przekroju przez Skagerrak widać charakterystyczny układ izohalin po przekątni.

W *Kattegacie* i w *morzu Bełtów* zasolenie jest bardzo zmienne w ścisłej zależności od siły i trwania wiatrów: długotrwałe wiatry wschodnie wysładzają Bełty do 10‰ , zaś silne i długo wiejące wiatry z zachodu i północnego zachodu zwiększają słoność w morzu Bełtów do 25‰ , a w *Kattegacie* do 30‰ . W płytszych częściach morza Bełtów, gdzie głębokości nie przekraczają 20 metrów, silne falowanie powoduje czasem gruntowne przemieszanie masy wody; mamy wtedy przez pewien czas jednorodną masę wody pod względem słoności.

Południowa część morza Bałtów ma przeciętnie $16-12\text{‰}$, basen Arkoński $8-7\text{‰}$, basen Bornholmski $7,5-7\text{‰}$, morze Gotlandzkie $6,5-6\text{‰}$, zatoka Fińska 5‰ przy brzegu estońskiego, a $4,5\text{‰}$ przy brzegu fińskim, zaś 2‰ przy Kronsztadt. W zatoce Botnickiej słoność wynosi na południu 5‰ , na północy 3, a nawet 1‰ (na wiosnę).

U *wybrzeży polskich* średnie zasolenie wynosi 7‰ , wahając się zresztą w dość dużych granicach; w okresie trzech lat (1933—1935) przy Rozewiu maximum absolutne wynosiło $9,09\text{‰}$, zaś absolutne minimum $4,06\text{‰}$. Średnie jednak maximum tak na morzu otwartym jak i w zatoce Puckiej wynosi $7,33\text{‰}$, a średnie minimum $6,29\text{‰}$.

Rozkład pionowy słoności nie jest jeszcze dostatecznie zbadały. Wiemy że różnice między powierzchnią a dnem są najmniejsze w zatoce Botnickiej, gdzie wynoszą $1-2\text{‰}$ i rosną w miarę zbliżania się do morza Północnego, dochodząc do 10‰ .

W warstwach dennych obserwujemy następujący rozkład słoności: w zatoce Botnickiej $5-6\text{‰}$, Fińskiej przy ujściu $9-10\text{‰}$, w basenie Gotlandzkim na głębokości 250 metrów 12‰ , w basenie Arkońskim 15‰ , w cieśninach duńskich $25-30\text{‰}$ i w Skagerraku 35‰ .

W basenie Gotlandzkim między Gotlandem a Windawą w 1908 r. Lebedincew znalazł następujący rozkład zasolenia (26):

Głębokość	Stacja 11	Stacja 17
0 m	6.06‰	6.53‰
15	6.15	6.55
25	6.44	6.69
50	7.00	6.94
100	10.01	10.03
150	10.43	11.60
180	10.43	12.00

W przebiegu rocznym słoności Bałtyku widać związek z morzem Północnym. W *Kattegacie* minimum słoności na powierzchni przypada na wiosnę i wczesne lato, gdy wody pochodzące z topnienia lodów i śniegów wydatnie zasilają prąd bałtycki; maximum wypada w lutym. Na dnie maximum przypada na późne lato i początek jesieni. Podobny mniej więcej przebieg mamy w Bałtyku właściwym oraz w zatokach Fińskiej i Botnickiej.

W lutym brak szczegółowszych danych dla Botniku z uwagi na zlodzenie; zasolenie wynosi na powierzchni 6‰ w zatoce Fińskiej, a nieco powyżej 7‰ w basenie głównym. Na dnie słoność wynosi 11‰ , a wody nieckowe mają nawet do 17‰ .

W maju na powierzchni panują stosunki następujące: w zatoce Botnickiej mamy od 1 do $5^0_{\text{‰}}$, w basenie głównym od $2^0_{\text{‰}}$ w zatoce Fińskiej do $7^0_{\text{‰}}$ na południu basenu a $15^0_{\text{‰}}$ w morzu Bełtów. Warstwy denne mają w Botniku od 3 do $6^0_{\text{‰}}$, basen centralny 8— $12^0_{\text{‰}}$, przy czym widzimy duże lokalne zmiany słoności. W nieckach powyżej $15^0_{\text{‰}}$.

Sierpień charakteryzuje się znowu wzrostem słoności — warstwy powierzchniowe mają: w Botniku 3— $5^0_{\text{‰}}$, zatoka Fińska około $3^0_{\text{‰}}$, basen główny 7— $8^0_{\text{‰}}$. Na dnie Botniku jest 3— $6^0_{\text{‰}}$, a w basenie głównym od $6^0_{\text{‰}}$ w zatoce Fińskiej do $11^0_{\text{‰}}$ w zatoce gdańskiej.

W listopadzie wreszcie stosunki na powierzchni nie ulegają większym zmianom w stosunku do sierpnia, jedynie warstwy denne mają mniej więcej słoność większą o $1^0_{\text{‰}}$.

Dla ilustracji podajemy rozkład średniego zasolenia w zatoce Gdańskiej według pomiarów niemieckich w terminach międzynarodowych, w latach 1902—1906 (punkt D 12).

Głębokość w m	Luty	Maj	Sierpień	Listopad
0	$7.30^0_{\text{‰}}$	$7.13^0_{\text{‰}}$	$7.22^0_{\text{‰}}$	$7.24^0_{\text{‰}}$
10	7.31	7.13	7.23	7.21
20	7.31	7.19	7.21	7.23
30	7.34	7.29	7.20	7.23
40	7.32	7.33	7.26	7.26
50	7.36	7.33	7.33	7.27
70	7.86	8.94	7.99	9.17
100	11.17	11.72	11.99	11.74

Fig. 2 ilustruje również dla przykładu przebieg roczny słoności na powierzchni oraz na głębokości 100 metrów, obserwowany na fińskiej stacji talassologicznej F 54 przy wylocie zatoki Fińskiej.

Prócz zmian okresowych w zasoleniu, wynikających z kompleksu związków termiczno-gęstościowo-meteorologicznych, obserwujemy *nieokresowe zmiany zasolenia*, zwłaszcza w głębszych warstwach i w kotlinach Bałtyku. Podczas silnych wiatrów zachodnich morze Bełtów napienia się wodą ciężką i bardzo słoną z morza Północnego, która częściowo przelewa się po dnie do basenu Arkońskiego i tam może leżeć dość długo. Dopiero przy jednym z następnych sztormów woda ta może się przelać do basenu Bornholmskiego, stamtąd później do basenu centralnego, a wreszcie do zatoki Fińskiej lub do rowu Alandzkiego. Takie przelewanie może trwać kilka miesięcy. W kotle Landsortu woda taka może stać przez kilka lat bez odnowienia się. Po opadnięciu na dno niecki woda stopniowo zaczyna mieszać się z wodą leżącą wyżej i bardzo

powoli wysładza się; gdy po jakimś czasie przyjdzie nowa porcja wody cięższej i weźmie się na dno, to dawne wody zostaną uniesione lub przepchnięte do dalszej kotliny.

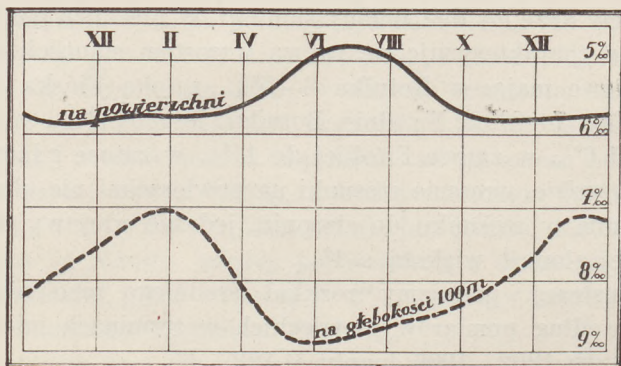


Fig. 2.

Krzywa przebiegu rocznego zasolenia przy wylocie zatoki Fińskiej.

Marche annuelle de la salinité à la surface et à la profondeur de 100 m à l'embouchure du Golfe de Finland.

Przy transporcie wody ciężkiej w głąb Bałtyku odgrywa prawdopodobnie rolę t. zw. falowanie wewnętrzne na kontakcie dwóch warstw wody o różnej temperaturze i słoności. Zjawisko to zostało wykryte przez Petterssen'a. Wody ciężkie i słone mają się na skutek tego falowania dostawać aż do wnętrza zatoki Fińskiej. Wykryte zostały fale wewnętrzne przez nagłe nieokresowe zmiany słoności w warstwie wglębnej.

W zatoce Botnickiej woda bardziej słona nie może przeniknąć w głąb zatoki, gdyż niższe części dna leżą na południu jak np. rów Alanów; tam też spotykamy najbardziej słoną wodę — 6,5‰.

Pomiary zasolenia u wybrzeży polskich wykazały prócz zależności okresowych zmian od wodostanu na Wiśle, również związek między słonością a kierunkiem wiatrów, podobny do zmian termicznych.

Materiał obserwacyjny zebrany w ciągu systematycznych pomiarów w ubiegłych trzydziestu latach pozwolił z grubsza objąć reżim słonościowy Bałtyku. Podniesiona została jednak przez niektórych badaczy kwestia, jak się przedstawiają zmiany długookresowe, czy się Bałtyk wysładza, czy też dopływ wody oceanicznej przez wąskie cieśniny Beltów i Sundu wystarcza aby słoność utrzymać w obecnym stanie. Witting oczekuje stopniowego wysładzania się, do czego ma się

przyczynić obok wspomnianych wyżej czynników małego parowania i dopływu słodkich wód rzecznych również powolne wynoszenie dna cieśnin duńskich, co z czasem ma zupełnie odejść komunikacje Bałtyku z otwartym oceanem.

Nie należy jednak oczekiwać zupełnego odcięcia, gdyż obfitość wód rzecznych uchodzących do Bałtyku będzie zawsze powodowała utrzymanie choćby wąskich rynien odpływowych, na wzór zachowanych dotychczas bródz odpływu ancyclusowego na dnie w Bełtach i Kattegacie.

Próba obliczenia czasu potrzebnego do zupełnego wysłodzenia w obecnych warunkach, wyłączając dopływ słonej wody oceanicznej, dokonana przez Berg'a (3) wykazała, że Bałtyk wysłodziłby się w ciągu 94 lat do 10% obecnej słoności, w ciągu 184 lat do 1%. Ponieważ wysłodzenie nie następuje, to było to dla Berg'a również dowodem, że musi istnieć dość znaczny dopływ wody słonej. W trakcie swych obliczeń przyjął on, że w ciągu jednego roku przelewa się przez cieśniny duńskie w jednym i drugim kierunku około 2.000 km³ wody, co stanowi mniej więcej czternastą część masy wody w Bałtyku.

5. INNE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE WODY.

Gęstość wody. W wodzie morskiej rozpuszczonych jest wiele soli, przede wszystkim: chlorek sodu NaCl (w wodzie oceanicznej 26,8 gr na 1000 gr wody), chlorek potasu KCl, chlorek magnezu MgCl₂ (3,3 gr), siarczan magnezu MgSO₄, gips CaSO₄ i inne w mniejszych ilościach. Zawartość chlorku sodu wynosi 78% wszystkich innych soli. Mamy więc do czynienia z roztworem rozcieńczonym, do którego stosują się odpowiednie prawa fizyczne. Przede wszystkim roztwór ten posiada większą gęstość właściwą niż woda chemicznie czysta. W wodzie oceanicznej, o zasoleniu 35‰, teoretyczna gęstość wody wynosi przy 0° — 1,0281.

W Bałtyku, gdzie zasolenie jest dużo mniejsze od oceanicznego, gęstość wody jest oczywiście o wiele mniejsza. W miesiącach letnich może gęstość wody w wiku Botnickim wynosić tylko 1,001; największe wartości osiąga ona w Skagerraku, gdzie prawie cały rok mamy 1,025.

W lutym na powierzchni basenu centralnego notujemy gęstość około 1,005, w morzu Bełtów 1,007 do 1,017, w Kattegacie dochodzi ona do 1,020 a w Skagerraku zbliża się do oceanicznej — 1,027. Na dnie basenu centralnego panuje gęstość od 1,009 do 1,013. Największy przyrost gęstości z głębokością zaznacza się dopiero w warstwach dennych wody.

W maju w najdalszym zakątku zatoki Botnickiej widzimy na powierzchni gęstość tylko 1,001, w zatoce Fińskiej 1,002, w całym zaś basenie centralnym około 1,005. W Kattegacie woda jest rzadsza niż w lutym (bo cieplejsza) mamy tam 1,015, dopiero w Skagerraku 1,022. Na dnie Botniku i zatoki Fińskiej wynosi gęstość od 1,002 do 1,005, w basenie centralnego dochodzi do 1,009, zaś w nieckach bornholmskiej i arkońskiej do 1,013.

W sierpniu powierzchniowa warstwa wody Bottenwiku i zatoki Fińskiej ma gęstość 1,001, basen gotlandzki do 1,004, w Kattegacie mamy od 1,010 do 1,015, a w Skagerragu gęstość jest mniejsza niż w maju — tylko 1,023. W warstwach dennych obserwujemy — w Botniku od 1,003 do 1,005, w basenie centralnym jak przez cały prawie rok — do 1,009, w nieckach południowych do 1,013.

W listopadzie mamy na powierzchni Botniku od 1,0025 na północy do 1,004 na południu. Cały basen centralny ma 1,005, w morzu Bęltów gęstość wzrasta do 1,012, w Kattegacie do 1,020 a w Skagerraku do 1,025. Na dnie Botniku gęstość wynosi od 1,002 do 1,005. w basenie centralnym i nieckach mamy te same warunki co w sierpniu, zaś w morzu Bęltów jest większa gęstość — aż 1,025, Skagerrak ma znów gęstość oceaniczną — 1,027.

Barwa wody Bałtyku zależy głównie od ilości zawiesiny nieorganicznej i organicznej, głównie próchnicy i planktonu. Na krańcach zatoki Botnickiej jak i Fińskiej woda przybiera odcień brunatny, zwłaszcza w ujściach rzek. Im dalej na południe i bliżej morza Północnego, tym kolor wody przechodzi przez odcienie zielono-żółte, zielonkawe do niebieskawo-zielonego. W skali Forela (która stopniuje od 0 = niebieskie do 20 = żółte), odpowiada kolor Bałtyku stopniom od 14 do 21, podczas gdy barwę wód oceanicznych określamy jako 0 — 2 skali Forela.

Większe zasolenie o tyle ma wpływ na kolor wody, że w obecności soli prędzej stracają się męty mineralne.

Przeźroczystość, wyznaczana obecnie zazwyczaj jako głębokość, na jakiej znika z oczu tarcza Secchi'ego, waha się w obrębie Bałtyku również znacznie. Najmniejsza jest oczywiście w bliskości ujść rzecznych i brzegów, gdzie czasami wynosi zaledwie ułamki metra. Według pomiarów dokonanych podczas niemieckich obserwacji terminowych, wynosiła przeźroczystość w Bałtyku południowym przy pogodzie spokojnej 11—13 metrów, a po kilku dniach pogody burzliwej tylko 7—10. Przeciętnie w częściach wewnętrznych dużych basenów wynosi ona około 15 metrów, a w Botniku zaobserwowano nawet 18 metrów. Przy wybrzeżach polskich Dłusk i (19) mierzył od 10 do 14 metrów.

G e h r k e tłumaczy wahania przeźroczystości w ciągu roku obecnością i zanikaniem planktonu, który się w olbrzymich ilościach pojawia na wiosnę i jesienią, co łącznie z większą ilością zawiesiny mineralnej wpływa na zmętnienie wody.

Pomiary *Lebedincew'a* (26) w 1908 roku dały w średniej dla Bałtyku właściwego 9,0 m, przy maximum 10,2 a minimum 7,2 m; w zatoce Fińskiej średnia przeźroczystość wynosiła 6,25, minimum 4,2 m.

Z a w a r t o ś ć g a z ó w. Woda morska absorbuje gazy, znajdujące się w atmosferze; niektóre wchodzą z nią w ścisły związek chemiczny, jak dwutlenek węgla, inne zaś są absorbowane tylko jako mieszanina fizyczna i mogą być przy wyższej temperaturze lub niższym ciśnieniu uwolnione. Ta absorpcja fizyczna podlega prawu Dalton'a, mówiącemu, że pewna ilość cieczy może przy danym ciśnieniu absorbować tylko pewną określoną ilość gazu. W powietrzu, jak wiemy, stosunek tlenu do azotu wynosi jak 21 : 78; gazy te, zaabsorbowane przez wodę mają się jak 34,6 : 61,8 przy temperaturze 0°, a jak 33,3 : 63,6 przy 30° C, czyli w wodzie jest w tej samej objętości znacznie więcej tlenu niż w powietrzu.

Zawartość tlenu w wodzie decyduje o życiu organicznym; większość ryb jest przystosowana do niewielkiej ilości, wynoszącej do 8 cm³ tlenu w litrze wody. Taki też procent tlenu znajdujemy prawie w całym Bałtyku na powierzchni. Nieco inaczej jest w warstwach dennych, a zwłaszcza w głębokich nieckach i kotlinach, które są bardzo słabo wentylowane i odnawiają wodę przeważnie tylko raz na rok (a Gotlandzka nawet raz na kilka lat). Po wlaniu się świeżej wody do niecki zostaje stopniowo zużyty tlen, którego zawartość spaść może nawet do 1 cm³/litr; woda taka staje się natomiast bogatsza w tlenek węgla. Pomiary niemieckie wykonane w latach 1902 do 1906 wykazały w niecce Bornholmskiej następujące stosunki:

	Temp.	Zasol.	Tlen cm ³
W sierpniu i listopadzie 1902 była ta sama woda	4.5 ^o	17 ^o / ₀₀	3.4
W maju 1904 woda się odnowiła.	3.1	18	4.8
W 1905 były małe zmiany, a w 1906 znowu świeża woda . .	5.0	16	5.5
<i>W misie gdąskiej było podobnie:</i>			
W 1902 stara woda	5.6	12	1.0
W 1903 odnowiona	3.4	13	5.5
W listopadzie 1904 odnowienie .	5.6	13	5.1

Zawartość *tlenu* wynosi więc na powierzchni średnio $8 \text{ cm}^3/\text{litr}$, a w warstwach głębszych, na skutek zużycia przez organizmy żyjące, spada ona do 4, do 2 a nawet $1 \text{ cm}^3/\text{l}$. Odpowiednio do tego wzrasta zawartość dwutlenku węgla, która średnio wynosi około $30 \text{ cm}^3/\text{litr}$, przy czym rozmieszczenie CO_2 jest tego rodzaju, że w Botniku zmierzono np. 17, w morzu Gotlandzkim 24, w morzu Beltów 34 a w Skagerraku $45 \text{ cm}^3/\text{litr}$. W wodach nieckowych, trwających długo bez odnawiania, zawartość CO_2 może dojść do $52 \text{ cm}^3/\text{litr}$.

Zawartość *azotu* w powierzchniowej warstwie wody wyznaczono z pomiarów niemieckich r. 1904 średnio na $0,195 \text{ mg}/\text{litr}$. Również i obecność *kwasu fosforowego* daje się stwierdzić w ilościach wymierzalnych, mianowicie jest go zwykle nieco więcej niż azotu; mniejsza zawartość trafia się na wiosnę: $0,15$ do $0,25 \text{ mg}/\text{l}$, większa, bo aż $1,2 \text{ mg}/\text{l}$ — w jesieni. Liczba *jonów* wodorowych wynosi na powierzchni od 7,8 do 8,8 na litr, co odpowiada ich masie 10^{-8} do $10^{-8,3}$ grama na litr wody.

6. UWARSTWIENIE WODY.

W wyniku wyżej opisanych właściwości rozkładu temperatury i zasolenia ustalono (K r ü m m e l, W i t t i n g (24, 48) charakterystyczną budowę warstwową wód Bałtyku. W i t t i n g rozróżnia:

a) *typ ciasnych i płytkich wód*. Amplituda wahań rocznych temperatury sięga tu do dna, uwarstwienie zależy wyłącznie od zasolenia. Widzimy wyraźnie *warstwę górną*, mniej słoną i *warstwę denną* o zasoleniu większym.

Zaliczamy tutaj zachodnie części Bałtyku od basenu Arkońskiego do Kattegatu włącznie. Jak zobaczymy dalej, uwarstwienie to zawdzięczamy dwom prądom, z których powierzchniowy wyprowadza wodę z Bałtyku, a denny przynosi ciężką wodę oceaniczną. Różnice w zasoleniu warstwy górnej i dolnej wynoszą 10‰ , słoność górnej wynosi około 20, a dolnej 30‰ ;

b) *typ dużych basenów* o głębokościach większych niż 100 metrów. Warstwa słodkiej wody powierzchniowej, mniej słonej, jest grubsza, a nieciągłości w pionowym rozkładzie gęstości przeszkadzają w mieszaniu się wód tych z dennymi. Uwarstwienie zależne jest od termiki i zasolenia. Wyróżnić możemy:

Basen Centralny. Bardzo wyraźnie występuje tworząca się latem pod wpływem promieniowania słonecznego powierzchniowa warstwa o jednorodnej budowie termicznej i słonnościowej, nazwanej przez K r ü m m e l'a „Deckschicht”.

Według Wittinga należy wyróżnić dla okresu letniego aż cztery warstwy (fig. 3):

1) powierzchniową „Deckschicht”, silnie nagrzaną grubości 10—20 metrów;

2) pośrednią, „intermediäre Deckschicht”, grubości 50—60 metrów;

3) wgłębną, o niskiej temperaturze i rosnącym szybko w dół zasoleniu;

4) denną, z nieco wyższą i prawie jednostajną temperaturą.

Warstwy 1) i 2) razem wzięte odpowiadają „Deckschicht” Krummela, która się różniczkuje pod wpływem insolacji; w ciągu zimy warstwy te zlewają się w jedną. Szokalski (43) wyróżnia tylko trzy warstwy: wierzchnią, pośrednią i denną.

Warstwa powierzchniowa sięga od basenu Arkony aż w głąb zatoki Fińskiej i Botnickiej; warstwa pośrednia wyklinowuje się w ujściu zatoki Fińskiej, a nie dochodzi do basenu Arkońskiego. W obrębie jej zasolenie wynosi: w basenie Gotlandzkim do 8‰ , przy Alandach 6‰ . Warstwa wgłębna, grubości 50—70 metrów, posiada zwykle najniższą temperaturę, znaczną słoność i największe nasycenie tlenem, dochodzące do 60—70%. Warstwę denną stanowią t. zw.

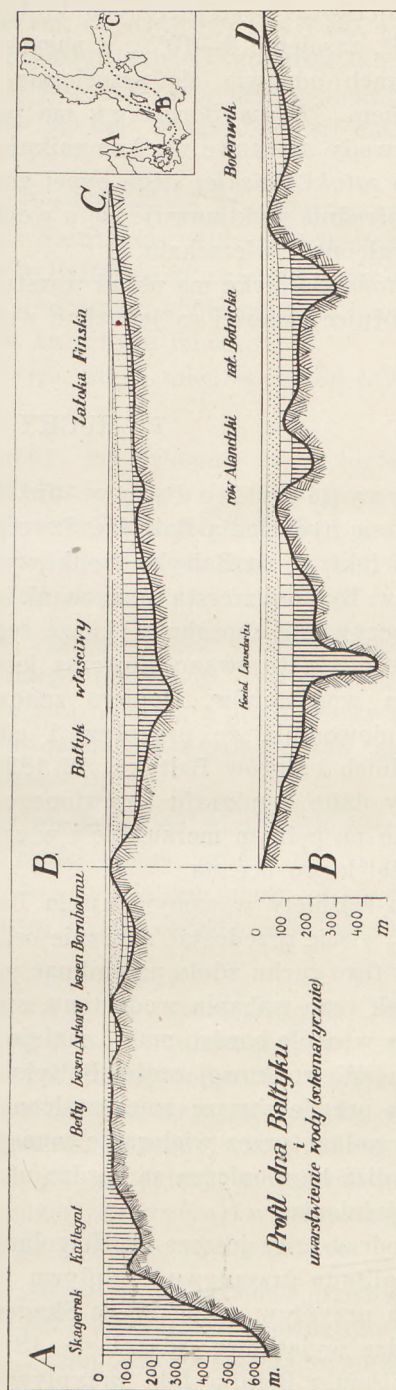


Fig. 3.

Profile schematyczne i uwarstwienie wody. — Profil du fond de la Baltique et stratification de l'eau (schématique).

wody nieckowe poszczególnych kotlin. Temperatura w nich wynosi około 4° , zasolenie $9\text{--}10\text{‰}$, a nasycenie tlenem poniżej 40%. Woda w nieckach odnawia się przeciętnie dwa razy w roku, na wiosnę i w jesieni. *Basen Bornholmu* ma podobne poczwórne uwarstwienie, a jego wody nieckowe nie komunikują się z basenem Gotlandu.

Do *zatoki Fińskiej* sięga cypel gotlandzkiej wody nieckowej; warstwa pośrednia wyklinowuje się u wejścia do zatoki, zostają tylko warstwa wgłębna i wierzchnia.

Zatoka Botnicka ma układ warstw podobny jak w basenie centralnym; różnice słoności są jednak o wiele mniejsze, około 1‰ .

7. RUCHY WODY.

Przy pływ i odpływ. Już pierwszych uczonych, którzy zajmowali się hydrologią Bałtyku, Szwedów Hjärne'a i Linneusza uderzał fakt, że na Bałtyku środkowym nie występują wcale przypływ i odpływ. Byli oni zresztą przekonani, że tak jest na całym Bałtyku, a nie mieli oczywiście sposobu wykazać tego z braku odpowiednich przyrządów, gdyż stosowano wówczas jedynie prymitywne łąty do odczytywania wodostanów. Dopiero znacznie później Paschen i Hagen udowodnili, że przypływ i odpływ dochodzi do południowo-wschodnich brzegów Bałtyku. W 1822 Rosjanin Amelung, opracowawszy dane limnigrafu ustawionego przy ujściu Newy, wykazał, że nie tylko na pełnym morzu, ale i w zamkniętych zatokach odczuwa się rytm dalekiego oceanu.

Na ściśnięty w samym ujściu Bałtyk przypływ atlantycki może się oczywiście przedostać znacznie osłabiony; zaledwie minimalna część energii tego ruchu zdoła przeniknąć wgłąb Skagerraku i morza Bełtów. Wskutek tego wahania wodostanu, spowodowane przypływem i odpływem są w ogóle bardzo małe i maleją jeszcze wraz z oddaleniem się od cieśnin. W środkowej części Bałtyku są prawie niedostrzegalne, gdyż bywają prawie zawsze zniekształcone przez deniwelacje poziomu wody, wywołane przez wielorakie inne przyczyny. Studium tych ruchów, ich analiza harmoniczna są bardzo utrudnione, to też jeszcze wiele jest do wyjaśnienia.

Podczas gdy jeszcze na Helgolandzie i brzegach morza Północnego amplituda przypływu i odpływu wynosi około 3 metrów, to koło Skagen przypływ wychodzi ze Skagerraku z amplitudą 30 cm; w Kopenhadze wyjątkowo zdarza się 18 cm, przeciętnie widzimy 10 cm. Po wyjściu z Bełtów fala przypływowa idzie z wysokością 7 cm; do

Gdyni i Gdańska przychodzi z 6 cm, do Kłajpedy z 4,5 cm, zaś dalej na północ wysokość fali jeszcze bardziej maleje. Natomiast w zatokach Fińskiej i Botnickiej stwierdził Witting (47) jakoby lekki wzrost wysokość fali przyływu: Hangö 5,0 cm, Draghallan 2,7 cm, Ratan 3,6 cm.

Fala przyływu idzie w Bałtyku z okresem 24-o godzinnym, a nie 12-to godzinnym, jak na oceanie. Nieznaczny wpływ na wodostan, jaki wywierają przyływ i odpływ w Bałtyku, sprawia, że mapy morskie podają głębokości od średniego wodostanu, a nie od poziomu najniższego lub średniego odpływu, jak na innych morzach.

Prądy, wynikające z przyływu, mogą mieć szybkość kilku centymetrów na sekundę.

Falowanie. Morze Bałtyckie ma ustaloną wśród żeglarzy złą opinię z powodu złośliwego, krótkiego i bardzo nieprzyjemnego falowania i częstej martwej fali, zjawisk wynikających z małych rozmiarów i płytkości basenów. Nieco dłużej wiejący wiatr może rozkołysać całą masę wody i spowodować t. zw. fale stojące czyli sejsze.

Falowanie opracowane jest systematycznie tylko w zatoce Fińskiej (Bereskín). Badania przeprowadza się bądź z brzegu, bądź z zakotwiczonych statków, zwykle latarnicznych, a prócz obserwacji wizualnych używa się przyrządów do mierzenia wysokości fali (statoskopy, tyczki zakotwiczone z pływakami itp.).

Kształt i wielkość fali zależy nie tylko od wiatru, ale również od ukształtowania poziomego danej części morza, profilu dna, wymiarów basenu itd. Wysokość fal, wywołanych wiatrem może dochodzić na Bałtyku maksymalnie do 5 metrów, co odpowiada sile wiatru 8—9 stopni Beauforta.

Falowanie wewnętrzne. Z teoretycznych rozważań Helmholtz'a i Stokes'a wynika, że falowanie może nastąpić również na kontakcie dwóch różnych warstw wody. W praktyce zostało takie falowanie wewnętrzne po raz pierwszy na Bałtyku wykryte i opisane przez O. Petterssen'a w północnej części dużego Bełtu, choć przypuszczał on najpierw, że jest to rodzaj wewnętrznego przyływu i odpływu o okresie 12 godzin. Zazwyczaj wierzchołkowi fali wewnętrznej odpowiada dół fali na powierzchni i naodwrot.

Falowaniem wewnętrznym przelewa się woda słona przez cieśniny duńskie do Bałtyku. Derugin (17) wykrył fale wewnętrzne nawet w zatoce fińskiej, gdzie mają one występować zwłaszcza w porze zimowej, gdy zatoka pokryta jest lodem. Podczas takiego przyływu fali

zasolenie wzrastało do 3‰ a temperatura do 2,8°, aby opaść później do 1‰ i 0°. Pierwszorzędną rolę odgrywa falowanie wewnętrzne przy wymianie wody między Bałtykiem a morzem Północnym, choć mamy do czynienia przy tym z szeregiem innych czynników, jak ciśnienie powietrza, wiatry, zasolenie i temperatura.

Ekman uważa falowanie wewnętrzne raczej za rodzaj wtórnych sejsz i twierdzi, że sejsze pierwotne zakłócają równowagę warstw dennych wody, a sejsze wtórne, przywracające równowagę warstw, stanowią właśnie falowanie wewnętrzne.

Sejsze są charakterystyczne głównie dla mórz zamkniętych i zatok. Rytmiczne to przelewanie się masy wody zawartej w danym basenie od jednego brzegu do przeciwległego i z powrotem zawdzięczamy najczęściej, a raczej prawie wyłącznie czynnikom meteorologicznym, jak silnym i szybko przebiegającym zmianom ciśnienia, silnym uderzeniom wiatrów (szkwałom) i ew. burzom. Silne uderzenie wiatru na jedną stronę basenu wodnego może w pewnych okolicznościach pobudzić masę wody do rytmicznego kołysania i przelewania się od brzegu do brzegu. Każda zatoka i częściowo zamknięta część morza może w odpowiednich warunkach być wprowadzona w ruch sejszowy.

Podobnie jak przypływ i odpływ sejsze są zjawiskiem powszechnym, związanym z lokalnymi warunkami mórz. Na Bałtyku spotykamy sejsze powierzchniowe przede wszystkim w obrębie morza Bełtów, bogato rozczłonkowanego na zatoki i cieśniny. Paulsen opisał je na podstawie zapisków limnigrafów duńskich; występują one najczęściej w dzień z burzą, dlatego zostały przez niego nazwane „vagues d'orage”. Westphal według danych mareografów niemieckich znalazł sejsze występujące w basenie arkońskim, przy czym falowanie zachodziło między Rugią a Skanią z okresem około 2 godzin i amplitudą 5 do 10 cm. Wyraźne są też sejsze w zatoce Meklenburskiej, gdzie znaleziono okresy około 115 minut i amplitudę również 5—10 cm. Zazwyczaj wysokość pierwszej fali sejszowej jest największa, a okres jej wybitnie dłuższy, następnie fale są już tłumione, ale okresy są równomierne.

Poniższy rysunek podaje wykres mareografu w Kilonii z dnia 17.1 1899 r., ilustrujący pięknie wykształcone falowanie sejszowe z amplitudą około 30 cm i okresem 112 minut na tle fali przypływu i odpływu dobowego.

Na *wodach duńskich* stwierdzono sejsze lokalne, występujące w obrębie małych zatok i zatoczek, przy czym okresy ich były odpo-

wiednio krótsze — od 10 do 30 minut. W porcie Kopenhaskim zanotowano w 19.III.1907 prócz krótkich wibracyj z okresem 2 minut duże fale po przejściu burzy z okresem 37 minut.

Na *Bałtyku wschodnim* opisuje Westphal sejsze z Piławy i Kłajpedy, które niewątpliwie były związane z kołysaniem całej masy wody między Ölandem lub Ławicą Środkową a Prusami Wschodnimi; było to falowanie, powtarzające się co 200 minut, oczywiście dzięki dużym rozmiarom basenu; amplituda wynosiła od 8 do 15 cm.

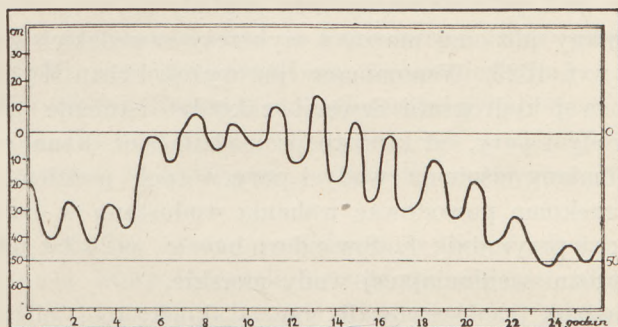


Fig. 4.

Krzywa sejsz w porcie kilońskim w dniu 17 stycznia 1899,
(według Krümmel'a).

*Enregistrement des seiches au port de Kiel, le 17 janvier 1899;
période 112 minutes, amplitude 30 cm.*

Pewną osobliwością Bałtyku jest zjawisko t. zw. po niemiecku „Seebär”¹⁾. Zaznacza się ono w postaci pojedynczej lub kilku następujących po sobie fal o wysokości 1 a nawet 2 metrów, które niespodziewanie, przy najpiękniejszej pogodzie, mogą zwalić się na brzeg w ciągu kilku minut i wyrządzić rybakom i osadom przybrzeżnym duże straty. Na szczęście wydarza się to dość rzadko, zwykle co kilkadziesiąt lat w tym samym miejscu. Natura tego zjawiska, jak i podobnych, zwanych po niemiecku „Seeschiessen”, „Wasserschuss”, „Nebelrölpe” czy „Luftpuffe” nie jest jeszcze dostatecznie wyjaśniona. Jedni widzą w tym przejawy sił sejsmicznych, inni łączą je z falami sejszowymi, prawdopodobnie jednak powstają one przez zwalenie się na powierzchnię morza masy wody niesionej przez trąbę morską, czy przez uderzenie pojedynczego szkwału o powierzchnię morza.

¹⁾ „Bär” = dawne „Bahre” znaczy tyle co fala.

8. WODOSTAN.

Zagadnienie wodostanu Bałtyku i zwłaszcza wiekowe jego zmiany od dawna interesują hydrografów, tym bardziej, że łączą się one z polodowcowym wynoszeniem się masywu Fennoskandyjskiego. Pytanie, czy ląd się wynosi, czy wody ubywa z morza Bałtyckiego, oddawna dręczyło uczonych, a sprawa bilansu wodnego dziś jeszcze daleka jest od rozwiązania.

Ciekawe jest, jakimi drogami szły poglądy na te sprawy z biegiem wieków. Zmiany poziomu morza u wybrzeży szwedzkich znano i opisywano już w r. 1625. Wspominamy już wyżej, Urban H j ä r n e w roku 1702 w swej hydrografii Szwecji zakładał istnienie podziemnego zbiornika wody i parę, od którego prowadziła sieć kanałów i jaskiń do morza. Zmiany ciśnienia wody i pary w tych podziemnych kanałach miały rzekomo powodować wahania wodostanu w Bałtyku. Filozof szwedzki i przyrodnik E. S w e d e n b o r g w 20 lat później pisze o wielkiej próżni wchłaniającej wody morskie.

Obaj jednak zaobserwowali rzeczy konkretne, mianowicie, że w dawniejszych czasach poziom wody w Bałtyku i Botniku był o wiele wyższy; widzieli bowiem wysoko na lądzie ławice muszlowe i kościce wielorybów, resztki masztów oraz znaki na skałach wybrzeża. Przyczynę tej zmiany linii wybrzeża i ubytku wody upatrywał H j ä r n e w zwiększonej erozji w cieśninach duńskich, łączących Bałtyk z morzem Północnym, przez co coraz więcej wody miało ubywać z Bałtyku. Efekt ten miał się ograniczać tylko do Bałtyku. Natomiast S w e d e n b o r g tłumaczył fakt ten deformacją ogólnej pokrywy wodnej na kuli ziemskiej, powodującą ubytek wody na biegunach a nagromadzanie się jej na równiku, czy też ogólnym opadaniem wody od czasu potopu.

W roku 1740 A. Celsiusz i przyjaciel jego Linneusz postawili hipotezę ogólnego ubytku wody na ziemi na skutek wyparowywania i zużycia przez rośliny. Na poparcie swych wywodów podali nawet dane cyfrowe, stwierdzające, że poziom morza obniżył się o 4,5 stopy (1,33 m) na 100 lat. W oparciu o tę hipotezę historyk szwedzki Olaf Dalin wypowiedział pierwszy twierdzenie, że Szwecja kiedyś stanowiła grupę wysp. Przeciwnikami tych wywodów byli biskup R h i s e l i u s z (1747 r.), który w podobnym twierdzeniu widział błędność, oraz biskup z Abo J. B r o v a l i u s z, który udowodnił faktami, że obniżenie poziomu morza w Finlandii nie jest tak wielkie jak twierdził Celsiusz (sosny 300-letnie rosnące na wysokości 4 stóp

nad wodą itp.). Wystąpienie Brovaliusza przerwało dyskusję i ustanowiło dogmat o niezmienności poziomu wody w Bałtyku.

Rychło jednak spór się odnowił; w 1765 r. geodeta E. O. Runeborg wystąpił z twierdzeniem, że nie wody ubywa w morzu, lecz powierzchnia ziemi ulega powolnemu i długotrwałemu wynoszeniu. Teoria ta najpierw długo nie mogła się przyjąć, zdobyła sobie uznanie dopiero gdy inni uczeni: Playfair, Lyell, Berzelius i zwłaszcza v. Buch przyłączyli się do hipotezy o wypiętrzaniu Skandynawii na skutek kurczenia się stygnącej skorupy ziemskiej. V. Buch twierdził, że kontynent otaczający Bałtyk, ulega powolnemu wynoszeniu „od Friedrichswald do Abo i może być do Petersburga”. Tak powstała *teoria elewacji*, której przeciwstawiali się zwolennicy Celsiusz'owskiej *teorii ubytku wody*. Rzecznikami tej ostatniej byli S. Nilsson, C. Agardh i Holmström, który w 1880 stwierdził zmianę linii brzegowej również w Kattegacie, a największe wynoszenie lądu przy Botniku.

W roku 1880 na stronę przeciwników teorii elewacji przeszedł sławny Suess, który twierdził, że całe zagadnienie należy raczej do „klimatologii i hydrostatyki, a nie do tektonicznej geologii”. „Es ist Entleerung, nicht Hebung” twierdził on, podtrzymując wywody admirała szwedzkiego Nordenfalka z r. 1792 roku, który wywodził, że poziom wody w Bałtyku jest wyższy od poziomu oceanu i że przez odpływ wody z Bałtyku różnica ta się stopniowo wyrównywa. (Takie twierdzenie było wówczas uzasadnione wobec wyników przeprowadzonej niwelacji, która wykazała, że poziom Botniku jest wyższy od poziomu zatoki Fińskiej o 16 stóp). Suess przychodzi do wniosku o zmniejszaniu się dopływu wody z rzek z przyczyn klimatycznych.

Wystąpienie jego skierowało cały spór w dziedzinę meteorologii; zaczęto badać długoletnie wahania klimatu i próbowano je powiązać ze zmianami wodostanu. Z drugiej zaś strony pod koniec XIX wieku zaczęto przekonywać się do teorii izostazji (Jamieson w r. 1882) i zlodowacenia dyluwialnego Skandynawii; wreszcie G. de Geer i jego uczniowie wykazali, że cały półwysep Skandynawski od chwili ustąpienia lodowca ulega ciągłemu wynoszeniu, którego maximum — przeszło 300 metrów — stwierdzono koło Angermanland, przy czym obszar wypiętrzania sięga aż do południowych brzegów Bałtyku i Danii.

Wpływem czynników klimatycznych na zmianę linii brzegowej Bałtyku zajmowali się jeszcze Brückner, Penck i Günther, wyliczając cały szereg przyczyn mogących spowodować zmianę poziomu morza bez udziału czynników geologicznych. Sieger i Wallen zaobserwowali odbicie zmian wodostanu Bałtyku na zmianach

wodostanu w jeziorach Szwecji południowej i wykazali, że tylko częściowo może być mowa o wpływie klimatu, a głównie działają tu procesy geologiczne.

Tak więc obecnie zwyciężył pogląd zwolenników „elewacji”, ale pozostało niewyjaśnione, o ile wypiętrzanie Fennoskandii i zarazem dna Bałtyku wpływa na wylewanie się wody z Bałtyku do morza Północnego. Dzisiejsze próby ustalenia bilansu wodnego Bałtyku i obserwacje odpływu nie są jeszcze w stanie wyświecić całkowicie tego zagadnienia i sprawa zostaje nadal otwarta.

Pierwsze *obserwacje wahań wodostanu w Bałtyku* poczynił Celsius w r. 1731, ustawiając latę pomiarową koło Gävle. Brunerna w r. 1820 robił znaki na skałach wybrzeża; w 1847 r. ustawiono repery wodowskazowe w szkjerach koło Nyköping i koło Sztokholmu. Do połowy XIX wieku pomiary wodostanu przedstawiały problematyczną wartość, gdyż nie były związane ani między sobą, ani ze średnim wodostanem. Dopiero w r. 1848 z inicjatywy A. Erdmanna ustawiono sieć wodowskazów na 13 latarniach morskich i w portach wzdłuż całego wybrzeża Szwecji od Botniku do Kattegatu; prócz wodostanu obserwowano ciśnienie atmosferyczne, kierunek i siłę wiatru.

Systematyczne badania wahań poziomu przy pomocy nowoczesnych przyrządów datują się od r. 1880, kiedy przeprowadzono również niwelację precyzyjną, wiążącą poszczególne repery. W 1886 r. urządzono pierwsze mareografy, których liczba potem szybko wzrastała. Od r. 1870 zaczęła się przyłączać do sieci pomiarowej Finlandia, potem Niemcy i inne państwa. Obecnie czynnych jest na Bałtyku 16 mareografów, między innymi i w Gdyni¹⁾.

Zebrany z biegiem lat materiał obserwacyjny opracował po raz pierwszy L. A. Forman za okres 1852—1875, ale niejednorodność obserwacji nie pozwoliła mu dojść do ścisłych wyników. Lepszy rezultat osiągnął L. Holmström w r. 1883, który wyznaczył wynoszenie lądu skandynawskiego od 0,1 cm rocznie na południu do 1,0 cm rocznie na północy. Podobne wyniki osiągnął Rosen. Nieco później wystąpili z opracowaniami Finnowie Blomquist, Renquist

¹⁾ 6 szwedzkich: Ystad, Kungsholmsfort, Landsort, Björn, Dräghallan, Ratan;

4 fińskie: Helsinki, Mäntyluoto, Vasklot, Toppila;

1 łotewski: Libawa;

3 niemieckie: Travemünde, Swinemünde, Piława;

1 duński: Korsör;

1 polski: Gdynia (drugi w budowie w Wielkiej Wsi).

i Witting, a w ostatnich latach znów Szwedzi G. Rune (r. 1920), H. Odelsiö (1925) i F. Bergsten (r. 1930), z których ostatni prócz potwierdzenia wyliczeń poprzedników wykazał istnienie okresów 11-letnich i 30—32-letnich z amplitudą 2,9 cm. Dłuższego okresu wahań wodostanu z braku materiału nie dało się stwierdzić. W najnowszych czasach zagadnienie wahań wodostanu weszło do programu konferencyj hydrologicznych bałtyckich, gdzie mu się poświęca wiele uwagi.

Poziom morza (oczywiście średni) zwykliśmy uważać za powierzchnie stałą, niezmienną. W odniesieniu do Bałtyku tego powiedzieć nie możemy; obserwator z lądu zauważyłby powolne lecz stałe obniżanie się poziomu wody. Jak wiemy, dzieje się to dlatego, że stanowisko obserwatora ulega wynoszeniu wraz z całym lądem. Wiemy zresztą, że poziom wody nawet w oceanie ulega wahaniom z przyczyn nieznanych nam jeszcze dotąd; nie mamy właściwie na ziemi w ogóle punktu stałego i nie mamy sposobu określić zmiany położenia skorupy ziemi w sposób bezwzględny. Możemy zrobić to tylko w sposób względny — w stosunku do pewnego obranego punktu czy poziomu. Wydaje się przy tym, że nawet dawniejsza hipoteza o liniowej zmianie wodostanu w Bałtyku nie może być utrzymana; wynoszenie lądu nie jest bowiem ani w czasie, ani w przestrzeni zjawiskiem ciągłym.

W o d o s t a n ś r e d n i jest więc poziomem umowym. Chociaż nie mamy jeszcze ogólnie przyjętej metody do określania poziomu średniego jakiegoś morza, to jednak w odniesieniu do Bałtyku wobec niewielkiej rozciągłości wystarczy, jeżeli porównamy wahania jego poziomu ze średnim poziomem morza Północnego i oceanu Atlantyckiego.

Zazwyczaj wychodzimy z jakiegoś punktu na wybrzeżu, określając jego *poziom zerowy*, jako średni poziom z wielu ciągłych obserwacji wodostanu w tym miejscu. W stosunku do całej powierzchni morza powiemy, że *średni poziom morza* będzie to poziom średni, wyprowadzony na podstawie jaknajwiększej liczby poziomów zerowych punktów, położonych dookoła tego morza. Problem więc określenia poziomu średniego morza polega na: 1) znalezieniu metody ujednoliconej dla obserwacji poziomu morza w poszczególnych punktach, 2) wyznaczeniu z tych obserwacji lokalnych poziomów zerowych, 3) wyznaczeniu z tych lokalnych poziomów zerowych poziomu zerowego (średniego) dla całego morza.

Zachodzi jednak pytanie, czy tak wyprowadzony poziom średni winien być zredukowany na wpływ ciśnienia, temperatury, wiatrów, wypiętrzenie lądu itd., czy też nie. W związku z tym mamy dwie koncepcje średniego poziomu:

1) poziom średni bez poprawek na czynniki meteorologiczne, tzw. *poziom zerowy hydrologiczny*, który jest zmienny w funkcji zmian klimatu;

2) poziom średni uwolniony od wpływu czynników meteorologicznych, tzw. *poziom zerowy geodezyjny*, który już jest niezmienny i odpowiada położeniu na geoidzie (Witting).

Witting (49) odnosi więc poziom wody do geoidy, tj. do poziomu morza idealnego, bez wiatrów, na którego powierzchnię oddziaływałyby jednakże ciśnienie atmosferyczne, a którego gęstość w kierunku poziomym byłaby również jednakowa. Rozkład lądów i mórz jednak powoduje przesunięcia w rozkładzie sił ciężkości; powierzchnia wody już choćby dlatego przybiera formę wklęsłą w środku morza, a wyższą przy brzegach. Zmiany ciśnienia, jakie mają miejsce zwłaszcza w szerokościach umiarkowanych i wyższych i wynikające stąd wiatry, dalej nasłonecznienie, różnice w składzie chemicznym wody morskiej i inne wpływy sprawiają, że praktycznie nie możemy mówić o poziomie morza, lecz o jakiejś powierzchni wypadkowej.

Niwelacja precyzyjna wykazała, że poziom morza Bałtyckiego, jak się tego można było spodziewać, jest wyższy od poziomów mórz sąsiednich i oceanu; np. zatoka Botnicka leży o 40 cm, Bałtyk północny o 30 cm, Bałtyk południowy o 20 cm, a Kattegat o 10 cm wyżej niż poziom średni morza Północnego. Warto tutaj nadmienić, że według niwelacji z 1913—16 roku średni poziom zatoki Fińskiej koło Kronsztadu był wyższy o 70,4 cm od poziomu morza Czarnego w Odesie, a o 180 cm wyższy od poziomu oceanu Spokojnego (Władywostok).

W a h a n i a w o d o s t a n u. Zagadnieniem wahań wodostanu Bałtyku zajmowano się oddawna. Już G i s s l e r w r. 1746, przypuszczając zależność od zmian ciśnienia atmosferycznego, rozpoczął pomiary ciśnienia powietrza i wodostanu. Na początku XIX wieku S c h u l t e n przypisuje ciśnieniu wyłączny wpływ na kształtowanie się powierzchni morza. Sprzeciwił się temu pogładowi H a l l s t r o m (r. 1854), dając pierwszeństwo wiatrowi, natomiast Niemiecycy uczeni B a y e r i H a g e n wystąpili wówczas z twierdzeniem, że raczej należy przypisać wahania termicznej rozszerzalności wody.

Nowsze badania (Witting, Blomquist, Renquist) wykazują, że, jeżeli chodzi o wahania krótsze niż rok, to mamy prócz wahań *okresowych* (przypływ i odpływ) również *zmiany nieokresowe*, których źródła znajdują się w następujących czynnikach:

1) *promieniowanie słoneczne*, które nagrzewa wodę i zwiększa jej objętość. Różnica poziomów wynikająca z tego powodu na morzach po-

larnych i równikowych wynosi około 6 metrów; na Bałtyku, w obrębie tworzenia się warstwy homohalicznej, na przestrzeni Rugia — zatoka Fińska, gdzie temperatura waha się od 1° zimą do 12° latem, zaznacza się różnica poziomu o 3,2 cm;

2) *opad atmosferyczny* na morzu i w obrębie zlewiska podnosi poziom wody; jednak przybór ten nie może wynieść więcej jak 3—4 cm, gdyż nadmiar odpłynie przez cieśniny duńskie (jak to wykazał *Bergsten* (6));

3) *różnica w gęstości wody* — woda Botniku jest lżejsza niż dalej na południu Bałtyku;

4) *ciśnienie i wiatr*. Kompleks zmian anemobarycznych powoduje największe wahania wodostanu. Powierzchnia wody działa jak olbrzymi barometr; spadek ciśnienia o 1 mm powoduje podwyższenie wodostanu o 13,6 mm. Podczas przechodzenia głębokiego cyklonu nad Bałtykiem woda tworzy pod nim płaską kopułę o wysokości dochodzącej do 1 metra (na oceanie wysokość ta wynosi do 3 metrów); kopuła ta wodna przesuwa się wraz z cyklonem. Wiatry ze składową odlądową obniżają, z dolądową podnoszą wodostan. Długotrwały wiatr zachodni w zatoce Fińskiej może spiętrzyć wody o kilka metrów i spowodować powodzie przy ujściu Newy. Długotrwały wiatr północny u wybrzeży polskich może spowodować przybór wody o jeden, nawet czasem do 2 metrów (zalanie i przerwanie półwyspu helskiego). Podczas przemieszczania się układów ciśnienia nad Bałtykiem powierzchnia wody jest w ciągłym ruchu, poziom wody nieregularnie się podnosi i obniża, wytwarzają się przy tym prądy.

Nieco inaczej klasyfikuje wahania poziomu Bałtyku szwedzki hydrograf *F. Bergsten* (6):

- 1) przypływ i odpływ (mające małe znaczenie);
- 2) zmiany powodowane czynnikami meteorologicznymi;
 - a) impulsy idące z mórz na zachód od Skandynawii przez Sund i Bełty,
 - b) fluktuacje powodowane zmianą ciśnienia,
 - c) deniwelacje powodowane wiatrami, natury lokalnej i związane z kształtem basenu,
 - d) wahania powodowane opadem nad Bałtykiem i zlewiskiem.

Łącząc w jeden system czynniki powodujące zmiany poziomu oraz okres i amplitudę wahań *Meissner* (28) podaje następujące zestawienie wahań poziomu Bałtyku:

- 1) fale wiatrowe z okresem 5—10 sekund,

- 2) wahania o okresie 1 minuty (pochodzące z interferencji falowań),
- 3) wahania o okresie 10—100 minut — *sejsze* o kilku węzłach, w grupach po 2—6 wahnیه,
- 4) zjawisko „Seebär”, pojedyncze raptowne uderzenie fali, z przyrostem wodostanu o 1 metr i powolnym spadkiem,
- 5) przypływ i odpływ o okresach 12-godzinnych,
- 6) wahania zależne od zmian ciśnienia i wiatrów, nieokresowe, o amplitudzie do 1 metra,
- 7) długookresowe przypływy i odpływy, o bardzo małej amplitudzie,
- 8) półroczne i roczne wahania z amplitudą do 10 cm,
- 9) wahania z roku na rok z amplitudą 5—6 cm,
- 10) wahania o dłuższych okresach (z udziałem tektoniki).

W przebiegu rocznym wahania wodostanu są bardzo podobne do wahań u wschodniego brzegu morza Północnego, z czego można wnioskować, że są ich odbiciem, razem zaś mają wspólne pochodzenie, jako wynik procesów hydrometeorologicznych na zachód od Skandynawii. Amplituda i kąt fazowy wahań wodostanu Bałtyku odpowiadają tym czynnikom w Kattegacie, oba czynniki rosną z grubsza z południa ku północy i z zachodu na wschód. Wyjaśnia się to małymi ruchami falowymi (spowodowanymi wiatrami) które są opóźnione w stosunku do dużej fali idącej ze Skagerraku.

Według K r ü m m e l'a przebieg roczny wodostanu Bałtyku w porównaniu z wodostanem morza Północnego przedstawia zasadniczą zgodność z małymi tylko przesunięciami w czasie. Maximum wodostanów przypada na lato, minimum na kwiecień i maj. Taki przebieg jest odmienny od tego, jakiegobyśmy się spodziewali. Przecież na wiosnę spływają do Bałtyku wody topnienia, a latem zdawałoby się silne parowanie winno powodować ubytek wody. Tymczasem właśnie na wiosnę przypada wyraźnie najniższy wodostan, a nadmiar wody spływającej z rzek widocznie uchodzi przez cieśniny do morza Północnego. W miesiącach zaś lipcu i sierpniu na południowym Bałtyku, a we wrześniu i październiku na wybrzeżach Szwedzkich, zaś w styczniu w Botniku przypadają najwyższe wodostany.

Zauważyć trzeba, że równocześnie z maximum wodostanów przypada maximum opadów atmosferycznych nad morzem. R u d o w i c (32) twierdzi więc że opad wpływa na poziom wody (minimum opadów przypada na wiosnę — gdy i wodostan jest najniższy). Okazuje się jednak, że zbieżność ta jest tylko przypadkowa. Jak wytłumaczył F. B e r g s t e n (6), opady nad morzem i nad całym zlewiskiem Bałtyku mogą maksymalnie podwyższyć poziom o 3—4 cm, podczas gdy amplituda

wahań wodostanu wynosi około 20 cm. Na zmiany wodostanów wpływają raczej ciśnienie i wiatr w odpowiednim układzie: na wiosnę przy minimum opadów i przy częstych wiatrach wschodnich i wyższym ciśnieniu, oraz trwającym jeszcze pokryciu lodem są dane warunki, by woda z Bałtyku uchodziła przez cieśniny do morza Północnego, — mamy mi-

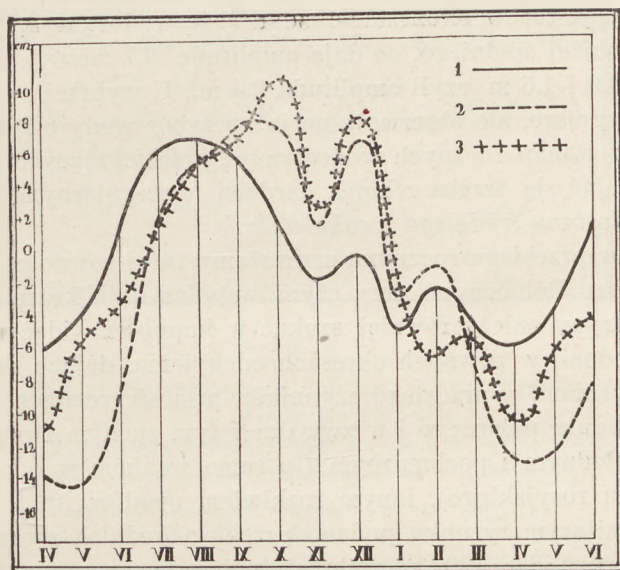


Fig. 5.

Srednie miesięczne wodostany, według Rosen'a i Krümmel'a.

1 — u wybrzeży południowych Bałtyku, 2 — u wybrzeży Szwecji, 3 — u wybrzeży morza Północnego.

Moyens mensuels du niveau de la mer.

1 — à la côte sud de la Baltique, 2 — à la côte suédoise, 3 — à la côte de la mer du Nord.

nimum wodostanu. *Latem* maximum opadów zbiega się z trwającym jeszcze częściowo na północy spływem wód topnienia i częstymi wiatrami zachodnimi, które napędzają więcej wody do Bałtyku — stąd wysoki wodostan. *Zimą* występują na krzywej wodostanów dwa drugorzędne maxima, mianowicie w grudniu i lutym, o amplitudzie 6—7 cm u wybrzeży szwedzkich, a 3—4 cm u wybrzeży południowych. Przyczyna tych wzniesień jest dość skomplikowana, głównie jednak składają się na to czynniki meteorologiczne. Petterssen opisuje podobny przebieg wodostanów u wybrzeży Norwegii. Prawdopodobnie chodzi tu o zbieżność okresów z opadem z okresami pogody cieplejszej, powodu-

jących przejściowe tajanie lodu i śniegu przy niewielkim parowaniu na jeziorach i rzekach, co oddziaływa później na Bałtyk. Występowanie tych wtórnych maximów zimowych potwierdził również B l o m - q u i s t na wybrzeżach Finlandii i archipelagu Ålandzkiego.]

Amplituda wahań rocznych wodostanu w Bałtyku jest niewielka i wynosi średnio 23—27 cm. Wahania jednak bezwzględne mogą być znacznie większe; w Kronsztacie zdarza się wodostan 2,1 m powyżej i 1,6 m poniżej średniego, co daje amplitudę 3,7 metra; w Windawie może być 0,9 i 1,5 m czyli amplituda 2,4 m. U wybrzeży polskich wahań są mniejsze, ale obserwowano już przybór wody o 2 metry.

Oprócz wahań rocznych wodostanów, przebiegających na ogół regularnie, zająć się trzeba z kolei bardziej nieregularnym przebiegiem *wahań wodostanu średniego z roku na rok*.

Jak i w przebiegu rocznym, zauważamy tutaj równoległość do wahań na morzu Północnym, przy czym współczynnik korelacji wynosi 0,95. Przyczyny należy również szukać w impulsach, idących z Atlantyku. Są jednak w pewnych okresach odchylenia, dające się wytłumaczyć [zakłóceniami w przebiegu czynników atmosferycznych, np. zmianą położenia frontu polarnego i w związku z tym suchym i pogodnym latem lub chłodnym i pochmurnym (to samo w zimie w odniesieniu do antycyklonu rosyjskiego), innym rozkładem opadów itp.]

Na poniższym rysunku podano przebieg średnich rocznych wodostanu za okres 1887—1900 na wybrzeżu południowym, wybrzeżu szwedzkim Bałtyku oraz dla porównania w porcie w Kilonii według Krümmel'a, uzupełniony danymi F. B e r g s t e n'a z okresu 1898—1927 r.

Charakterystyczne jest zmniejszanie się wodostanu od 1893 do 1897, oraz wybitnie wysoki wodostan w roku 1899, tym bardziej że występuje to tylko u wybrzeży szwedzkich.

Z wahań o *dłuższych okresach* dadzą się stwierdzić, choć jeszcze materiał obserwacyjny jest za skąpy, okresy odpowiadające Brücknerowskiemu, których amplituda wynosi u wybrzeży szwedzkich 10 cm, a u południowych 7 cm.

Istnieją jednak inne pulsacje, dotąd niewytłumaczone. Być może że ponadto niektóre wahania mają związek z okresami P e a r s o n'a, który twierdzi, że każda półkula ma naprzemian niski i wysoki wodostan w morzach i oceanach, przy czym amplituda ma wynosić na oceanie 4—6 metrów, a okres wahań około 600 lat. Stwierdzono jakoby następujący przebieg okresów P e a r s o n'a:

wysoki wodostan:	250 r. przed Chr.	350 po Chr.	875	1475	2100
niski wodostan:		80 po Chr.	600	1150	1800

Powodzie Newy. W związku z wahaniami poziomu Bałtyku godzi się również wspomnieć o sprawie wiążącej się pośrednio — o powodziach w ujściu Newy. Od czasu założenia Petersburga do lat ostatnich było już około 300 powodzi, podczas których woda wzbierała więcej niż 1,5 metra; bywały również powodzie w czasie których w szybkim cza-

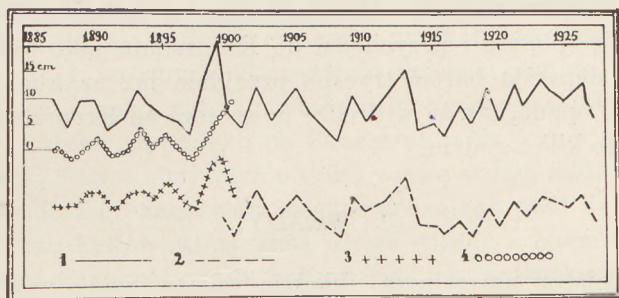


Fig. 6.

Średnie roczne wodostany Bałtyku, według Krümmel'a i Bergsten'a.

1 — u wybrzeży południowych, 2 — u wybrzeży szwedzkich, 3 — w porcie kilońskim, 4 — w Kattegacie.

Moyens annuels du niveau de la mer Baltique.

1 — à la côte sud, 2 — à la côte suédoise, 3 — au port de Kiel, 4 — au Kattegat.

sie poziom wody wzrósł o 4 metry (1619, 1824, 1787, 1895 i 1924 rok). Powodzie te, zalewające niżej położone części Petersburga (Leningradu) zdarzają się najczęściej jesienią, mogą się też w ciągu roku powtarzać.

Wy tłumaczenie tych powodzi jest następujące: ujście Newy leży w samym końcu zbiegającej się ku wschodowi zatoki Fińskiej, która znajduje się na trasie najczęstszego przesuwania się depresyj barometrycznych. Jeżeli przez dłuższy czas będą wiały wiatry zachodnie lub południowo-zachodnie, to napędzą one do zatoki Fińskiej dużo wody z Bałtyku. Dzieje się to zwłaszcza w następujących sytuacjach barometrycznych: 1) przy przejściu głębokiej depresji przez Bałtyk ku północnemu wschodowi i dłuższym jej pobycie nad Finlandią, 2) przy utworzeniu się wtórnej niżki barometrycznej, okrążającej depresję macierzystą nad Finlandią od zachodu i południa; niżki takie odznaczają się wielkimi zasobami energii kinetycznej, powodują one najsilniejsze wiatry zachodnie i największy napływ wody do zatoki, 3) przy wzroście ciśnienia nad Skandynawią — po przejściu depresji na wschód.

Pod wpływem silnych wiatrów zachodnich przelewa się coraz więcej wody do zatoki Fińskiej, cała masa wody pędzona jest ku brzegowi wschodniemu. Jak wiemy, przy przejściu depresji tworzy się na wodzie płaska kopuła wody, tym wyższa, im większy spadek ciśnienia; ta góra wody przesuwa się wraz z depresją ku wschodowi. Jeżeli tor depresji wypadnie po osi zatoki, to cała masa spiętrzonej wody wchodzi w głąb zatoki, która się ku wschodowi zwęża i w końcu już nie może pomieścić fali; woda się spiętrza i przychodzi do Kronsztadu jako kilkumetrowa fala. Kiedy depresja barometryczna przejdzie już na kontynent, fala wody szybko opada, tak że w drodze powrotnej od Kronsztadu do Hångö idzie tylko kilka godzin.

9. PRĄDY.

Zakłócenia w normalnym układzie warstw wody wyrównują się przez prądy, które z czasem przywracają równowagę. Głównym motorem prądów są różnice gęstości oraz wiatr i ciśnienie barometryczne. Na Bałtyku interesują nas prócz prądów powierzchniowych również prądy denne; razem tworzą one krążenie przestrzenne, uruchamiające zasilanie Bałtyku w wodę oceaniczną.

Dwuwarstwowy układ słoności w Bałtyku i dwoistość prądów w cieśninach ustalono stosunkowo niedawno. Coprawda już na początku XVIII wieku wiedzieli angielscy żeglarze, że w Öresundzie idzie przy dnie prąd skierowany w stronę Bałtyku, przeciwnie niż na powierzchni. W 1771 r. Wilke wydobyl za pomocą specjalnego czerpaka próbkę wody dennej w Öresundzie i stwierdził większą gęstość; nie wyciągnął jednak z tego żadnych wniosków i zapomniano o tym. W końcu XVIII wieku admirał szwedzki Nordenfalk opowiedział się za istnieniem jednolitego prądu, skierowanego w stronę cieśnin, podtrzymywanego przez dopływ wody słodkiej z rzek. Silne wiatry przeciwne (zachodnie) nadawać miały mu w Bałtyku zachodnim kierunek obrotowy, to jest ku wybrzeżom południowym, na skutek czego miało się utrzymywać zasolenie Bałtyku. Podobnych zapatrywań, co się tyczy jednolitości prądów w Bałtyku był i Humboldt.

Dopiero Forchhammer w Kopenhadze (r. 1860) ustalił rozkład słoności z głębokością, wykazując, że w Öresundzie są dwa wyraźne prądy — powierzchniowy idący z Bałtyku i denny wprost mu przeciwny. W 1871 r. potwierdził to na podstawie pomiarów temperatury, dodając, że denna warstwa dochodzi do wschodnich brzegów Bałtyku.

Na powierzchni prądy zależą głównie od wiatrów, przy czym transport wody powodowany wiatrem wynosi od $\frac{1}{4}$ do $\frac{1}{2}$ całej drogi

prądu; prądy wywołane różnicą gęstości są kilkakrotnie słabsze. Powierzchniowe prądy wiatrowe czyli tryftowe kompensują się na Bałtyku w ten sposób, że tworzą w poszczególnych basenach duże wiry cyklonalne, natomiast prądy wgłębne i denne kompensują się w ten sposób, że jedna warstwa przechodzi w drugą, a na jej miejsce tworzy się nowa.

Prąd wypadkowy płynięcia powierzchniowego, tzw. *prąd bałtycki*, idzie w ciągu całego roku wzdłuż brzegu Szwecji. Obserwujemy wyraźny przebieg roczny w ilości niesionej przez niego wody, związany z dopływem wód rzecznych. Szczególnie zasobny jest on w wodę na wiosnę i w porze ciepłej, zajmuje wtedy całą szerokość zatoki Botnickiej i Fińskiej i rozlewa się daleko po Skagerraku. Na jesień jest uboższy w wodę, a przy końcu zimy płynie tylko wąską strugą wzdłuż szkierów. Odpowiednio do tego zachowuje się kompensujący prąd denny w Skagerraku i morzu Bełtów, który zimą wlewa więcej, a latem mniej wody przez cieśniny. Szybkość prądu bałtyckiego jest największa przy brzegach i maleje wraz z oddalaniem się od nich; w środku basenów są obszary wody zupełnie spokojne (abstrahując od wpływu wiatru); tamże następuje akumulacja. W wyniku wąskości cieśnin duńskich, obserwowany tam prąd może osiągnąć szybkości dość znaczne, 3—4 węzłów, przeciętnie jednak mierzy się 0,2 do 0,5 węzła.

Zatoka Botnicka, odcięta pomostem Ålandów od Bałtyku, ma swój własny system krążenia; prąd idący ku północy wchodzi na wschód od Ålandów, a wychodzi przez rów Alandzki; podczas silnych wiatrów jednak może być wprost przeciwnie. Na powierzchni możemy już z rozkładu izohalin wnioskować o cyrkulacji cyklonalnej; sięgają one bowiem przy brzegu fińskim o wiele dalej ku północy niż przy brzegu szwedzkim. *Wik Botnicki* ma swój mały, odrębny system krążenia, w którym bierze udział tylko niewielka masa wody. Ilość wody uchodzącej z *Botniku* w ciągu roku do Bałtyku oblicza Witting (47) na: 23 km³ na wiosnę, 40 latem, 47 jesienią i 51 km³ w ciągu zimy.

Zatoka Fińska. Wymiana wody między zatoką Fińską a Bałtykiem jest intensywniejsza niż wymiana wody całego Bałtyku z oceanem, w ciągu roku wychodzi mianowicie połowa objętości zatoki (1,300 km³). Prąd wychodzący płynie w ciągu całego roku wzdłuż wybrzeży Finlandii, zaś wchodzący wzdłuż Estonii. System ten jednak jest silnie zakłócany przez wiatry.

Bałtyk właściwy. Mimo dużej masy wody prądy powierzchniowe zależą również od wiatru; zasadniczym schematem krążenia jest także system cyklonalny. Prąd bałtycki niosący wody lekkie i słodkie płynie na południe wzdłuż brzegów Szwecji, prąd wyrównujący wzdłuż brze-

gów południowych i wschodnich. Na brzegach wschodnich mamy silne odgałęzienia dośrodkowe.

W warstwach głębszych prądy są słabsze i bardziej wypadkowe; jedynym utworem stałym jest prąd zasilaający rów alandzki. Warstwy denne biorą słaby udział w krążeniu. Prąd denny idący z morza Północnego i niosący ciężką wodę, wlewa się do basenu Arkońskiego, z tamtąd do basenu Bornholmskiego, dalej do Centralnego, następnie rozdziela się do zatoki Fińskiej i Botnickiej. Wody nieckowe nie biorą w ogóle udziału w krążeniu; woda w nich, bardzo ciężka, przelewa się z jednej kotliny do drugiej pod wpływem nieokresowych impulsów, idących z oceanu.

Pomiary szybkości prądu były robione, choć dorywczo, i u wybrzeży polskich, na przekroju Gdynia—Hel. W dniu 23.VIII.1933 zmierzono szybkość prądu, która wyniosła 1,4 m/sec czyli 5,5 km/godz., a na głębokości 40 metrów 0,93 m/sec = 3,5 km/g.

10. WYMIANA WODY Z OCEANEM.

Interesującą jest rzeczą stwierdzić, ile wody Bałtyk oddaje do morza Północnego i ile w zamian otrzymuje wody słonej. Pomiary prowadzone w tym celu oddawna na licznych statkach latarniczych w morzu Bełtów, wykazały przede wszystkim stosunek prądów wychodzących i wchodzących przez cieśniny. Tak na przykład wynosiły:

Miejsce obserwacji:	Läso	Trindeken	Warberg	Anholt	Drogden
Prądy wychodzące . . .	77%	73	57	52	63
Prądy wchodzące . . .	23%	27	43	48	37

Zależność prądu od kierunku wiatru była następująca:

Na statku latarniczym Gjedser-riff:

Przy wiatrach	Wschodnich	Zachodnich	Ciszy	obserw.
Był prąd wchodzący w	14%	38%	18%	
„ „ wychodzący w	80	54	82	
Nie było wcale prądu w	6	7	0	

Widać stąd, że nawet przy wiatrach zachodnich przeważa prąd wychodzący, przy braku wiatru zaś mamy w 82% obserwacji prąd płynący w stronę morza Północnego. Przebieg roczny tych stosunków, obserwowany na tymże statku, jest następujący: prądu wychodzącego z Bałtyku jest na wiosnę 76%, latem 60% (mniej, bo dużo wiatrów zachodnich i duże parowanie), jesienią 69%, a zimą 71%. Pod względem ilościowym Jacobsen (20) z bezpośrednich pomiarów przepływu wyznaczył, że w średniej wieloletniej w ciągu $\frac{1}{12}$ części roku uchodzi z Bałtyku do morza Północnego $68,9 \text{ km}^3$, zaś z prądem dennym wlewa

się do Bałtyku $27,9 \text{ km}^3$, czyli dwa i pół razy więcej wody wypływa niż przychodzi z oceanu. Różnica, czyli 41 km^3 stanowi rzeczywisty ubytek wody z Bałtyku; pokrywany jest on oczywiście przez dopływ z rzek. Największy ubytek jest w maju — $65,5 \text{ km}^3$ (odpływ wód topnienia), a najmniejszy w listopadzie — $25,1 \text{ km}^3$. Podobne liczby otrzymał i Witting, mianowicie na ubytek rzeczywisty $40,8 \text{ km}^3$ z wahaniami od $5,2 \text{ km}^3$ w listopadzie do $77,9 \text{ km}^3$ w maju. Wykres ilości wypływających wód przypomina w zarysach krzywą wodostanów Bałtyku.

Powierzchnia wody jest olbrzymim barometrem, który reaguje na zmiany ciśnienia atmosferycznego z amplitudą $13,6$ razy większą niż rtęć. Jeżeli nad jednym końcem basenu wodnego wzrasta ciśnienie atmosferyczne, to poziom wody musi się obniżyć, a woda się rozplywa w stronę niższego ciśnienia. Jednakowoż zmiany wodostanu, powodowane powolnymi zmianami ciśnienia są znikome w porównaniu ze zmianami wynikającymi w związku z przebiegającymi szybko zmianami ciśnienia powietrza przy przejściu głębokiej depresji barometrycznej, której towarzyszą duże gradienty ciśnienia. W zamkniętych morzach lub wąskich basenach mogą wynikać szybkie i duże zmiany wodostanów oraz prądy.

Częste przechodzenie, zwłaszcza w okresie zimowym, depresyj nad Europą północną i wynikające stąd znaczne wahania ciśnienia wpływają w dużym stopniu na wymianę wody w cieśninach duńskich. Jeżeli nad Bałtykiem ciśnienie powietrza maleje, a wzrasta nad morzem Północnym, to większe ciśnienie nad morzem Północnym będzie wpędzało z tamtąd wodę przez cieśniny do Bałtyku, przeciwko prądowi Bałtyckiemu, a ponieważ ciśnienie działa również na głębsze warstwy wody, to wzmacnia się wtedy również i przelew wody dennej. Pomagają w tym również wiatry północno-zachodnie, wiejące w takim układzie ciśnienia. Przykład liczbowy niech to objaśni bliżej (23): przyjmijmy, że nad basenem centralnym Bałtyku — 80.000 km^2 wzrosło ciśnienie powietrza w ciągu 24 godzin o 22 mm , musi się więc z tego obszaru przelać objętość wody $22 \times 13,6 \times 80.000 \text{ m}^3$ czyli 24 km^3 , to znaczy 1 km^3 na godzinę. Cieśniny duńskie mają razem $0,8 \text{ km}^2$ przekroju, z czego wynika, że otrzymany stąd prąd będzie miał szybkość $1,25 \text{ km/godz.}$ lub $0,35 \text{ m/sek.}$

M. Knudsen po głębszym studium tego problemu doszedł do wyniku, że siła prądu w cieśninach duńskich jest wprost proporcjonalna do wahań ciśnienia między Bałtykiem a morzem Północnym.

Ustanowił on również wzór empiryczny na siłę prądu w cieśninach:

$$v = \frac{R - \epsilon}{a} + c(P - P_0)$$

gdzie: R = suma opadów, ε = parowanie, a = przekrój cieśnin, c = stała = 22,1, P_0 = ciśnienie początkowe nad obu morzami i P = ciśnienie nad morzem Północnym, powodujące przelew. Na tej podstawie wnioskuje on, że wpływ ciśnienia jest kilkakrotnie większy od wpływu wiatru.

Pod wpływem przyływu z oceanu, wpędzającego wodę do Skagerraku, podnosi się poziom wody, zwiększa się objętość przelewającej się wody słonej. Zostaje wtedy podniesiony i poziom wody powierzchniowej po kolei w poszczególnych basenach Bałtyku. Odwrotnie, wypływ z morza Bałtów do morza Północnego odciąga przede wszystkim wodę powierzchniową, zaś prąd denny wtenczas słabnie. Mamy więc do czynienia jakby z *mechanizmem zaworowym* jednokierunkowym dla powierzchni i dla dna. Woda słodka może tylko *wypływać* z Bałtyku, a *woda słona* może tylko *wlewać* się do tego morza. Role zaworów spełniają Bałty z Sundem.

11. BILANS WODNY.

Kwestia liczbowego ujęcia gospodarki wodnej Bałtyku oddawna interesowała hydrografów, tym bardziej, że wiąże się z tym stwierdzone już dość dawno elewacja Skandynawii.

Wiemy dziś, że dzięki wypiętrzaniu podłoża, Bałtyk musi coraz więcej wody oddawać oceanowi. O stwierdzeniu tego ilościowo nie możemy jeszcze chwilowo marzyć. Możemy tylko z grubsza obliczyć bilans wodny Bałtyku.

Wyznawana dziś teoria głosi, że wahania poziomu Bałtyku stanowią cały kompleks zjawisk, w którym gra rolę i klimat i elewacja; wodostan jest funkcją bilansu wodnego Bałtyku. Dlatego zbadanie bilansu jest rzeczą pierwszorzędną i sprawie tej poświęca się wiele uwagi.

Ustalić bilans wodny Bałtyku próbowali: Krümmel, Keller, Spethman, Witting, Rundo i Sokołowski.

Jak wiadomo bilans ten wygląda tak:

$$A + N = V + Q$$

gdzie A = dopływ słodkowodny,

N = opad nad Bałtykiem,

V = parowanie,

Q = wymiana wody z oceanem.

Krümmel, przyjmując sumę opadów = 600 mm, współczynnik odpływu rzek = 0,33, opad na Bałtyku = 550 mm, a parowanie jedną trzecią tegoż, otrzymał po stronie przychodów 490 km³ na rok.

Keller podaje przychód słodkowodny w granicach 400—500 km³/rok.

Witting ustanowił bilans dla poszczególnych miesięcy i otrzymał jako przychód roczny $467 \text{ km}^3/\text{rok}$.

Spethman (40), posługując się częściowo danymi Krümmela, wyznaczył sumę dopływu słodkiego na $464,5 \text{ km}^3/\text{rok}$, z czego wypada między innymi:

na zatokę Botnicką	—	$41 \text{ km}^3/\text{rok}$
„ zatokę Fińską	—	26 „
„ brzeg południowy	—	17 „

Do tego dodaje Spethman dopływ z wód gruntowych, oszacowany na 0,5% ogólnego dopływu, co zwiększa dopływ do $467 \text{ km}^3/\text{rok}$. Opad na morzu przyjmuje na $400 \text{ mm}/\text{rok}$, co daje 163 km^3 . Dochody zamykają się więc sumą $629 \text{ km}^3/\text{rok}$; jest to $\frac{1}{35}$ objętości Bałtyku. Z czynników deficytowych trudno jest wyznaczyć parowanie, Spethman ocenia je na 60 do 100 km^3 na rok. Po odjęciu więc otrzymuje bilans dodatni w wysokości $550 \text{ km}^3/\text{rok}$, co wynosi około $\frac{1}{40}$ objętości wody w Bałtyku. Tyleż musi więc w ciągu roku uciec do morza Północnego poprzez cieśniny, a nawet więcej, bo jak widzieliśmy wyżej, wlewa się do Bałtyku woda słona.

Bardzo szczegółowego obliczenia dopływu rzecznego do Bałtyku dokonał A. Rund (34). Przyjął on następujące liczby:

Zlewisko	Powierzchnia w km^2	Objętość od- pływu w km^3	Moduł odpływu w $\text{l/s}/\text{km}^2$
Wik botnicki	263.800	110	8—16
Zatoka Botnicka	216.100	92	
Morze Alandskie i m. szkie- rów	11.000	3	5.95
Newa i inne dopływy zato- ki Fińskiej	326.500	101	
Dźwina i zatoka Ryska . .	87.400	22	
Bałtyk właściwy:			
Niemen	5.900	1.6	5
Pregoła	13.600	2.1	
Wisła	193.000	30.5	
Odra	109.500	16.4	
Rzeki mniejsze wybrzeża połudn.	46.500	10.9	4—17
Rzeki szwedzkie	76.000	21	
Rzeki duńskie	13.500 ¹⁾	1.8	
„	22.300 ¹⁾	5.4	

¹⁾ Zależnie od przyjmowanego obszaru.

Z powyższych liczb wynika, że ogólny dopływ rzeczny do Bałtyku wynosi $463\text{--}476\text{ km}^3$ przy ogólnej powierzchni zlewiska $1.589.863\text{--}1.676.323\text{ km}^2$ (zależnie od małych modyfikacyj wskutek przyjmowania różnych powierzchni).

Ostatni z opublikowanych bilansów wodnych Bałtyku pochodzi od sowieckiego hydrologa S o k o ł o w s k i e g o (38). Poobliczał on odpływy poszczególnych małych dorzeczy, moduły odpływu i powierzchnie dorzeczy. Dopływ z rzek, rozłożony na całą powierzchnię Bałtyku daje podwyższenie wodostanu o 1.172 metra z amplitudą wahań 0,7 do 1,3. Opad ocenia średnio na 550 mm, parowanie na 500 mm. Wstawiając powyższe dane do wzoru na bilans, otrzymujemy:

$$\begin{array}{rcl} \text{dopływ} & \text{opad} & \text{parow.} \\ 1.172 + 0.550 & - & 0.500 = 1.222 \text{ metra} \end{array}$$

co w przeliczeniu na powierzchnię całego Bałtyku daje $459\text{ km}^3/\text{rok}$. Tyle musi wynosić przewaga ilości wody wypływającej przez cieśniny duńskie nad wlewającą się wodą oceaniczną. Jak widzimy, liczba ta jest nieco niższa od znalezionej przez J a c o b s e n'a z bezpośrednich pomiarów przepływu w Sundzie i Bełtach.

Pouczające będzie krótkie zestawienie bilansu wodnego Bałtyku z bilansem morza Kaspijskiego (które jest jednak zamknięte zupełnie):

powierzchnia prawie ta sama co Bałtyku	438.000 km^2
parowanie wg R u d o w i c'a	1,04 metra/rok
opad	0,20 metra/rok
czyli u j e m n y bilans morza Kaspijskiego wynosi	0,84 metra
wyrównany przez dopływ rzek.	

[Reżim hydrologiczny Bałtyku można określić w ten sposób: Opad i parowanie są prawie równoważne, dopływ wody słodkiej plus nadmiar opadu nad parowaniem wychodzi przez cieśniny duńskie do oceanu.]

12. POLSKIE PRACE HYDROLOGICZNE NA BAŁTYKU.

Do czasów wojny światowej wybrzeże nasze, wchodzące w skład Rzeszy Niemieckiej, objęte było pomiarami niemieckiej służby hydrograficznej. Pomiary te, zwłaszcza temperatury, wodostanu i zasolenia, prowadzone głównie w Helu, Pucku i Rozewiu, zostały przerwane w 1918 roku.

Pierwsze lata odzyskanej niepodległości są niestety stracone, jeśli chodzi o prowadzenie obserwacji hydrologicznych. Dopiero w 1926 roku z ramienia Morskiego Laboratorium Rybackiego rozpoczęte zostały przez K. D e m e l'a pomiary temperatury wody w Helu. Pomiary były wykonywane przez szereg lat w miejscu położonym o 1 km na SW od portu helskiego, tak na powierzchni wody jak i na głębokościach 10, 20, 30 i 40 metrów. Obserwacje wykazały zgodność z reżimem termicznym Bałtyku; wyraźnie występowała latem warstwa powierzchniowa, nagrzewana słońcem, grubości do 20 metrów, oraz warstwa pośrednia. W *zimie* zaznaczało się uwarstwienie odwrócone, z minimalnymi różnicami temperatury, od kwietnia zaczynało się wytwarzać uwarstwienie normalne trwające do września lub października. Na głębokości 40 metrów zaobserwowano charakterystyczne wahania temperatury. Wytlómaczenie tego zjawiska jest następujące. W okresie letnim i jesiennym długotrwałe wiatry, wiejące od morza w stronę lądu, napędzają stopniowo górną warstwę jednolicie nagrzanej wody ku brzegom; woda ta wypełnia z czasem i głębsze części zatoki gdańskiej i podnosi temperaturę warstw dennych. Jest to jakby wpływ oceaniczny, niwelujący różnice. Dzieje się to przy wiatrach z wycinka: od południowego zachodu przez zachód, północ do północnego-wschodu, D e m e l (13) nazywa je wiatrami dodatnimi. Inaczej dzieje się przy wiatrach z wycinka pozostałego, tj. wschodnich, południowo-wschodnich i południowych, reprezentujących czynnik kontynentalny. Wtedy bowiem wiatry te odpędzają nagrzaną warstwę powierzchniową od brzegu zatoki, a na jej miejsce występuje z części dennych woda chłodna, która zwykle leży poniżej izobaty 50 metrów. Mamy wtedy największą różnicę między temperaturą na powierzchni i w warstwach głębszych. D e m e l nazywa wiatry te ujemnymi. Zjawisko to jest bardzo regularne. Wiatry odlądowe powodują prąd powierzchniowy o kierunku przeciwnym do kierunku prądu wypadkowego, związanego z przewagą wiatrów zachodnich. Po trzech do czterech dniach trwania wiatru ujemnego izoterma 6°, która zwykle przebiega na wschód od Helu, może podejść na wysokość Rozewia.

W bezpośrednim związku z tymi stosunkami stoją wahania poziomu morza przy Helu. Wiatry od strony morza powodują napływ wody i podniesienie wodostanu, ujemne odciągają wodę od brzegów zatoki, obniżają wodostan. Wahania wodostanu w zatoce gdańskiej stoją bezwątpienia w związku ze stosunkami meteorologicznymi w cieśninach, o czym mowa była przy omawianiu wymiany wody między Bałtykiem a oceanem.

Opracowane przez D e m e l'a (15) obserwacje wodostanów w Helu w latach 1931 i 1932 wykazały, że amplituda wahań bezwzględna wynosi 1,70 m. W kwietniu i maju jest zwykle wodostan najniższy, zgodnie zresztą z stosunkami, panującymi na całym Bałtyku południowym; lato i jesień mają wysokie wodostany. Przebieg ten zakłócony jest przez czynniki meteorologiczne, wiatry, które jednak działają nie bezpośrednio, a po przez stosunki panujące w cieśninach duńskich. Gdy na wodach morza Bełtów panują wiatry N i W, a u nas takie same, to efekt podwyższania wodostanu się sumuje.

D ł u s k i wykonał szereg pomiarów przeźroczystości wody morskiej przy Helu w 1933 roku za pomocą krążka Secchi'ego. Na małym morzu, czyli wewnętrznej części zatoki Puckiej znaleziono od 7 do 11 metrów, średnio 9,1 m, od strony wielkiego morza nieco więcej, od 9 do 14 metrów, średnio 12,0 m, tak że dla światła białego należy przyjąć przeźroczystość od 18 do 24 metrów.

Z prac nad zasoleniem wody w zatoce Gdańskiej wymienić można dorywcze pomiary zasolenia, wykonane w r. 1925 przez V i e w e g e r'a (46) na powierzchni wody w zatoce Puckiej oraz pomiary na większą skalę J. B o r o w i k'a (8) w latach 1928, 1929 i 1930. Pomiary te wykonano w miesiącach międzynarodowych — luty, maj, sierpień i listopad.

Obserwacje te nawiązano do wyników na stacji przedwojennej niemieckiej D 12, dla której istniały już długoletnie obserwacje od 1902—1913 r. opracowane przez R u p p i n'a. Jednocześnie z zasoleniem wykonywano pomiary temperatury. Badania te miały przede wszystkim ustalić najodpowiedniejsze miejsce do takich pomiarów na przyszłość; najkorzystniej okazało się jednak wykonywać przekroje ze wschodu na zachód. Największe zasolenie wykazała warstwa powierzchniowa pod koniec zimy, wtedy właśnie, gdy jest najwyższy poziom wody na Wiśle; minimum wypadało w maju, przy najniższym wodostanie. Zależność ta jest widoczna już na materiale R u p p i n'a z 1902—1913 na stacji D 12:

M i e s i ą c	Stońość na powierzchni	Stońość warstw dennych	Wodostan na Wiśle cm
Luty	7.27 ⁰ / ₀₀	11.59 ⁰ / ₀₀	180
Maj	7.09	11.93	166
Sierpień . . .	7.22	11.82	110
Listopad . . .	7.21	11.39	91

Średnia słoność w lipcu 1929 wynosiła $6,98\text{‰}$, a w lutym 1930 $7,30\text{‰}$. W warstwach dennych: na profilu z lipca występuje izohalina 11‰ , której nie ma w lutym, oraz obniża się znacznie izohalina 8‰ i 9‰ w związku z wytwarzaniem się warstwy „Deckschicht”. Widać wyraźne dwa wpływy — jeden wysładzający Wisły, drugi oceanu, powodujący wzrost zasolenia.

Na profilach, otrzymanych przez Borowika widać, że struga wody słodkiej kierowana jest na wschód, ale jednocześnie część odgałęzia się na zachód, co tłumaczy fakt, że czasem możemy odnaleźć prąd wody słodkiej z Wisły przy przylądku rozewskim.

Największy wzrost słoności w głębi wypada na okres, gdy górne warstwy się wysładzają.

Zgodnie z ogólną cyrkulacją prąd słodki, idący wzdłuż zatoki Gdańskiej ku wschodowi powinien powodować prąd wody słonej przeciwnie skierowany na zachód. Widzimy rzeczywiście, że izohaliny 8, 9 i 10‰ trzymają się bliżej zachodniego brzegu zatoki, choć prawidłową cyrkulację mocno komplikuje półwysep helski. Często więc spotykamy na przekroju Gdynia—Hel większą słoność, niż w przedłużeniu tego profilu na pełnym morzu; podobnie na powierzchni zatoki Puckiej przy ujściu Redy zasolenie może czasem być większe niż poza mierzeją helską.

Do rzędu systematycznych prac hydrologicznych zaliczyć należy prace Obserwatorium Morskiego w Gdyni. Od 1 marca 1928 rozpoczęto codziennie pomiary temperatury wody powierzchniowej w Gdyni. Od roku 1933 czynne są na wybrzeżu polskim dwie stacje hydrologiczne oprócz Gdyni: Hel i Rozewie. Wykonywane są codzienne pomiary temperatury wody na powierzchni, połączone z pobieraniem próbek wody celem laboratoryjnego wyznaczenia stopnia zasolenia w Dziale Hydrologicznym Obserwatorium. W Helu notuje się poziom wody w zatoce z jednoczesną obserwacją kierunku i siły wiatru, wreszcie obserwuje się kierunek uderzenia fali. Prócz tego jest czynny w Gdyni termograf powierzchniowy, a w punkcie zatoki Gdańskiej $\varphi = 54^{\circ} 36',3$; $\lambda = 18^{\circ} 47',2$ zakotwiczony jest na głębokości 42 metrów termograf głębinowy. W Gdyni określa się również zawartość tlenu w wodzie oraz koncentrację jonów wodorowych.

Obserwatorium Morskie wyposażone jest w laboratorium hydrologiczne, gdzie wykonywa się analizy wody morskiej na chlor, alkaliczność i zawartość różnych gazów. Stwierdzono np., że w ciągu roku 1934 zawartość tlenu w wodzie wynosiła od 8,60 do 9,54 cm³ na litr, a liczba jonów wodorowych 8,14 do 8,41 na litr.

Zestawienie średnich temperatur wody na wybrzeżu polskim													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Pomiary niemiec- kie na Helu 1886 1918	1.0	0.7	1.8	5.2	9.6	14.4	17.9	17.8	15.5	10.5	5.7	2.5	8.6
Gdynia 1928-1935	1.4	0.8	1.5	4.6	9.9	13.3	16.7	17.8	15.3	11.5	6.9	3.0	8.6
Hel 1933-1935 . .	1.5	1.6	2.7	5.8	9.0	13.5	17.1	18.3	16.3	12.6	7.5	3.8	9.1
Rozewie 1933-1935	0.5	1.6	3.8	8.5	10.9	15.7	18.8	18.8	15.9	11.4	6.4	2.5	9.5

Absolutne maximum z okresu 1928 — 1935 wynosi $+ 22,9^{\circ}$

Absolutne minimum z okresu 1928 — 1935 wynosi $- 0,5^{\circ}$

Wahania dobowe temperatury są niewielkie, średnio $1,2^{\circ}$ latem a $0,3^{\circ}$ zimą.

Dane powyższe opracowane przez D ł u s k i e g o (19) wykazują, że temperatura wody powierzchniowej zależy od:

- 1) podchodzenia wody chłodnej z topniejących lodów w zatoce Puckiej,
- 2) napływu wody z Wisły (kwiecień, maj),
- 3) napływu chłodnych prądów dennych,
- 4) kierunków i siły wiatrów.

Zasolenie wykazuje następujący przebieg roczny (dane z okresu 1933—1935):

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰
Gdynia	7.14	7.19	6.96	6.86	6.82	6.78	6.96	7.02	6.91	6.91	6.96	7.08	6.97
Hel	6.97	7.09	6.90	6.78	6.87	7.00	7.07	6.98	6.90	6.95	6.97	7.12	6.97
Średnio w zatoce	7.06	7.15	6.93	6.82	6.85	6.89	7.02	7.00	6.91	6.93	6.97	7.10	6.97
Rozewie	7.17	7.00	7.11	7.06	7.02	7.07	7.08	7.02	6.97	6.93	7.04	7.04	7.04

Maximum absolutne w okresie 1933—1935 — $7,79^{\circ}/_{\infty}$ w Gdyni

7,39 w Helu

9,09 w Rozewiu

Minimum absolutne w okresie 1933—1935 — $5,03^{\circ}$ w Gdyni

2,39 w Helu

4,06 w Rozewiu

Zasolenie wynosi średnio $7,00^{\circ}/_{\infty}$; nieco większe jest przy Rozewiu, mniejsze w zatoce. Maximum zimowe występuje w lutym, letnie w lipcu, minimum wiosenne w kwietniu, jesienne we wrześniu lub październiku.

Z opóźnienia minimum gdyńskiego wobec helskiego wnioskujemy, że woda z Wisły podchodzi najpierw pod Hel, potem rozlewa się po zatoce i dochodzi do Gdyni.

Prócz pomiarów na stacjach przybrzeżnych wykonywa Obserwatorium trzy razy na miesiąc wyjazdy specjalnym statkiem na zatokę gdańską, gdzie się w pięciu obranych na stałe punktach:

	φ	λ	głęb. max. m
1) w Gdyni	54° 32'	18° 36'	12
2) zatoka	54° 33'	18° 38'	22
3) zatoka	45° 36'	18° 42'	40
4) zatoka	54° 37'	18° 46'	50
5) otwarte morze	54° 37'	18° 52'	60

wykonywa pomiary temperatury i pobiera próbki wody czerpakiem głębinowym z głębokości: 0, 5, 10, 20, 30 i 40 metrów. Podczas tych wyjazdów wykonywa się również pomiary prądów powierzchniowych i na różnych głębokościach oraz pomiary przeźroczystości wody wraz z określaniem barwy wody.

Prócz powyższych prac w obrębie zatoki Gdańskiej, do których należy jeszcze zaliczyć i prace S t a b e n'a (Gdańsk), obejmujące luźne pomiary temperatury i zasolenia w zatoce, godzi się wspomnieć o pracach polskich w innych częściach Bałtyku. Pierwszą próbą tego rodzaju była wyprawa statkiem „Dar Pomorza” do ławicy Środkowej w dniach 1—6 czerwca 1934 roku. Ławica ta mało poznana dotąd, stanowi dobre tereny dla rybołówstwa. Pomiary wykonane objęły badania dna, temperatury, zasolenia oraz badania biologiczne. Stwierdzono że ławica tworzy piaszczyste wyniesienie na kamienistym podłożu (morena denną rozmyta). Zarys ławicy różni się od podanego na starych mapach niemieckich; możnaby sądzić, że została ona z biegiem lat przekształcona przez prąd bałtycki; widać wyraźne zwężenie od strony północnej, a nasypianie od strony południowo-zachodniej, a więc w kierunku płynięcia prądu bałtyckiego. Brzeg wschodni jest stromy, a zachodni obniża się łagodnym stokiem. Najpłytsze miejsce wysondowano na 12,8 metrów. Temperatura wody nad ławicą była nieco wyższa, co mogło być spowodowane odbiciem promieni od dna. Zasolenie natomiast jest większe nad ławicą tak na powierzchni, jak i na dnie, co tłumaczyć można zwiększonym parowaniem pod wpływem promieni odbitych od dna.

Począwszy od 1935 roku Obserwatorium Morskie rozpoczęło prace hydrologiczne na większą skalę. W tym celu wyposażono polskie statki

handlowe i okręty Marynarki Wojennej w termometry do pomiarów temperatury powierzchniowej i w butelki do pobierania próbek wody. Pomiary wykonywane w ten sposób grupują się wzdłuż dwóch szlaków: północnego z Gdyni do zatoki Botnickiej, i zachodniego z Gdyni do cieśnin duńskich. Z zaledwie rocznego materiału obserwacyjnego widać na trasie północnej spadek temperatury z szerokością, zwłaszcza na wysokości zatoki Fińskiej, potem cieplejszą wodę morza szkieków i znowu chłodniejszą wodę Botniku.

Na trasie zachodniej temperatura w dużym stopniu zależy od warunków meteorologicznych.

Charakterystyczny jest rozkład zasolenia na trasie północnej: prócz oczekiwanego spadku ku północy, obserwujemy na równoleżniku 60° (rów Alandzki) nagły wzrost zasolenia o $0,3$ do $0,4\text{‰}$, co stoi w związku z tym, że woda wypływająca z zatoki Botnickiej ma nieco większą słoność niż prąd wychodzący z zatoki Fińskiej obok morza Alandów; na trasie zachodniej słoność zależy od kierunku i siły wiatrów, wynosi ona jednak od $7,10\text{‰}$ do $7,70\text{‰}$ aż do południka 14° E, zaś na zachód o niego zasolenie silnie wzrasta i ulega wahaniom wyżej opisanym.

Pomiary te skłoniły Dłuskiego do ustanowienia podziału Bałtyku pod względem hydrologicznym na następujące części:

1) *Bałtyk zachodni*, od cieśnin duńskich do południka 14° (linia Skania-Rugia), w którym zasolenie jest większe niż $7,60\text{‰}$, a często dochodzi do 10‰ ,

2) *Bałtyk wschodni*, na wschód od południka 14° , ograniczony od północy równoleżnikiem Skanii, ze słonością stałą, od $7,05$ do $7,40\text{‰}$,

3) *Bałtyk środkowy*, między równoleżnikami 56 a 58° , ze słonością malejącą od $7,20\text{‰}$ do $6,20\text{‰}$.

4) *Bałtyk północny*, aż do Alandów (widoczny wpływ wód zatoki Fińskiej) — słoność od $6,30$ do $5,1\text{‰}$.

5) *Zatoka Botnicka* — wpływy miejscowe, zasolenie poniżej 5‰ .

6) *Zatoki Fińska* — zasolenie malejące do 3‰ .

Z innych prac hydrologicznych na wybrzeżu polskim wymienić należy ustawienie przez Instytut Hydrograficzny w r. 1931 mareografu w porcie Gdynskim, którego zapisy nie są jeszcze opracowane. Obserwatorium Morskie ustawia dwa mareografy — jeden w budującym się porcie rybackim koło Wielkiej Wsi, od strony otwartego Bałtyku, drugi w najbardziej wewnętrznym końcu zatoki Puckiej; materiał zebrany przez oba objaśni wiele zjawisk związanych z wahaniami wodostanu i krążeniem wód w zatoce Gdańskiej.

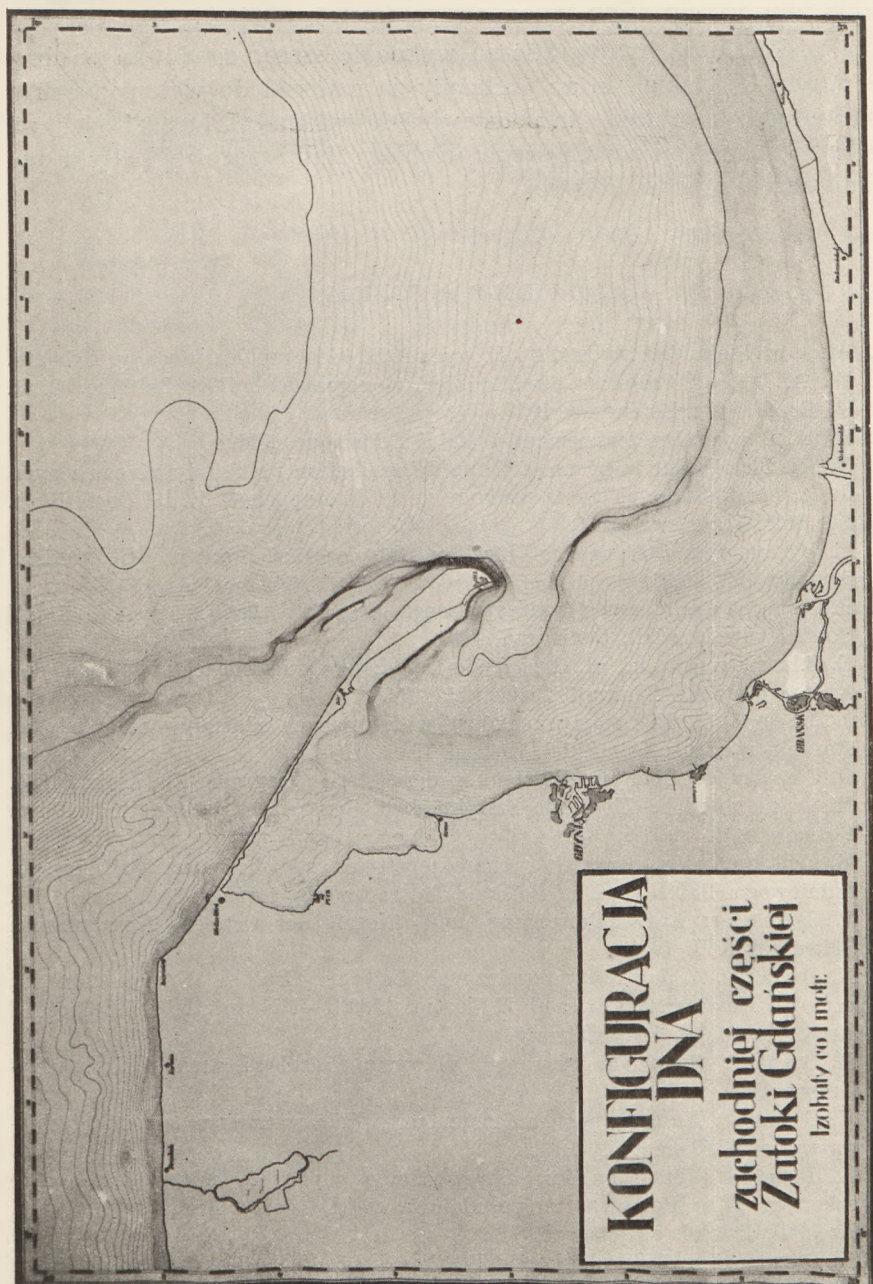


Fig. 7.

Konfiguracja dna morskiego zachodniej części zatoki Gdańskiej. Wg mapy Dłuskiego, wykonanej w Obs. Morsk. P. I. M.
Configuration du fond de la partie occidentale du Golfe de Gdansk (Dantzig).

Od maja 1937 prowadzi się w Gdyni systematyczne pomiary parowania przy użyciu kilku typów ewaporometrów.

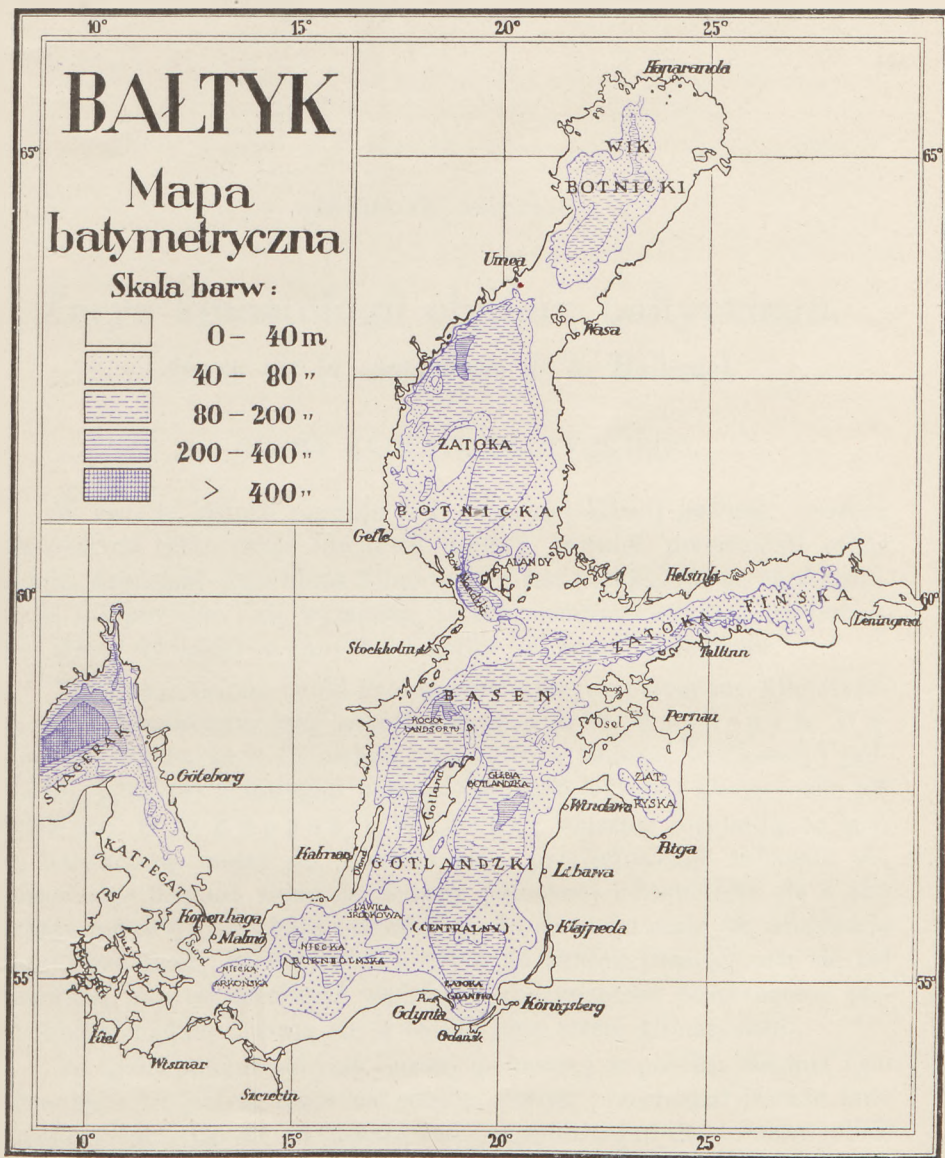
Polska służba hydrograficzna wykonała szereg sondowań w obrębie zatoki Gdańskiej, które posłużyły za materiał do wykonania map konfiguracji dna zatoki. Na podstawie ich wykonał Dłuski ciekawą próbę rekonstrukcji dawniejszego przebiegu linii brzegowej Bałtyku południowego i mierzei Helskiej.

L I T E R A T U R A.

1. Atlas of Finland, I wyd. 1910, II wyd. 1925; Geographical Society, Helsinki.
2. W. A. Berg: Problème du bilan hydrologique de la Mer Baltique, C. R. IV Conf. Hydr. Leningrad, 1933.
3. W. A. Berg: Du dessalement de la Mer Baltique, ibidem.
4. W. A. Berg: Sur la nécessité d'une détermination précise du niveau moyen de la mer Baltique et sur la méthode de le déterminer. C. R. III Conf. Hydr. Ét. Balt. Warszawa, 1930.
5. F. Bergsten: Changes of level on the coast of Sweden. Geografiska Annaler 1930, h. 1.
6. F. Bergsten: Wasserstandsvariationen des Baltischen Meeres. C. R. IV Conf. Hydr. Et. Balt. Leningrad, 1933.
7. E. Blomquist u. H. Renquist: Wasserstandsbeobachtungen an den Küsten Finlands. Fennia 32, Helsinki, 1914.
8. J. Borowik: Kilka przyczynków stwierdzających oddziaływanie Wisły na stosunki w zatoce Gdańskiej. Kosmos 1930, III—IV.
9. O. Credner: Über die Entstehung der Ostsee. Geograph. Zeitschrift, 1895.
10. M. Czekalska: Złodzenie Bałtyku. Bad. Geogr. Inst. Geogr. Univ. Pozn. Poznań, 1935.
11. M. Czekalska: Podział i charakterystyka głębokościowa Bałtyku południowego. Bad. Geogr. n. Polską półn. zachodnią, zesz. 2—3. Poznań, 1931.
12. W. Deecke: Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geographische Zeitschrift XVI, 1910.
13. K. Demel: Z pomiarów termicznych Bałtyku. Część I. Kosmos 1929, I; część II, Kosmos 1930, I; część II Kosmos 1930, I—IV; część III i IV; Część V Arch. Hydrobiol. i Rybactwa 8.
14. K. Demel: O prądach przy cyplu półwyspu Helskiego. Arch. Hydrob. i Rybactwa 1929, z. 3—4.
15. K. Demel: Wahanie poziomu morza przy Helu w uzależnieniu od przebiegu wiatrów. Kosmos 59, 1934.
16. K. Demel i St. Dłuski: Sprawozdanie z podróży odbytej na statku szkolnym „Dar Pomorza“ na południową część Ławicy Środkowej Bałtyku. Arch. Hydrobiol. i Rybactwa 8.
17. K. Deriugin: Hydrologie und Benthos des östlichen Teiles des Finnischen Meerbusens. Mém. Inst. Hydrol. Leningrad, 1925.
18. Deutsche Seewarte: Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nordsee und Ostsee. Hamburg, 1927.

19. St. Dłuski: Prace działu Hydrologicznego PIM. Prace P. I. M. Nr. 7. Warszawa, 1937.
20. J. Jacobsen: Die Wasserumsetzung durch den Öresund, den grossen und den kleinen Belt. Meddelelser fra Kommissionen for Havundersgelser. Serie Hydrografi. Bind. II. Nr. 9.
21. J. Jacobsen: Strommessungen in der Tiefe in den Dänischen Gewässern in den Jahren 1909, 1910 u. 1911. Meddel... Bind. II, Nr. 3. Copenhagen.
22. V. Joeden: Mittlere Dauer der Vereisung der Ostsee. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1918.
23. O. Krümmel: Handbuch der Ozeanographie. Band I Stuttgart, 1907, Band 2 Stuttgart, 1911.
24. O. Krümmel: Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. Vrrftl. Inst. f. Meerskunde. Berlin, 1904.
25. L. Lebedincew: O sootnoszenii udielnoho wiesa, solenosti i chlora w morskoy wodie i o sposobach ich opredielenia. Wiest. Ribopr., 1901.
26. L. Lebedincew: Hidrologiczieskie i hidrochimiczieskie izsledowania wostocznoj czasti Bałtijskoho moria, w VIII—IX 1908. Trudy Bałtijsk. Eksp. 1910.
27. St. Lencewicz: Geografia Polski; Trzaska Evert Michalski. Warszawa, 1937.
28. O. Meissner: Die säkuläre Schwankung des Wasserstandes der deutschen Nord- und Ostsee. Annalen d. Hydr. u. Mar. Meteor. 53, 1925.
29. A. Merz: Die hydrographischen Verhältnisse der Nord- und Ostsee, 1911.
30. Ostsee-Handbuch. Reichsmarineamt. Berlin, 1906; Mittlerer Teil, 1929. Südlicher Teil, 1931.
31. P. Petersen: Die Eisverhältnisse in den dänischen Gewässern. Ann. d. Hydr. u. mar. Met. 1923.
32. L. Rudowicz: O kolebaniach Bałtijskogo moria. Leningrad, 1917.
33. A. Rundo: Bałtijskoje morie w predstavliennii gidrologow nynie i dwiesti liet tomu nazad. Petrograd, 1922.
34. A. Rundo: Sur l'évaluation de l'apport des eaux fluviales à la Baltique. C. R. III. Conf. Hydr. Balt. Warszawa, 1930.
35. W. Salomonow: Der Eisnachrichtendienst des Baltischen Meeres. IV. Conf. Hydr. Balt. Leningrad, 1933.
36. B. Schultz: Der Wasseraustausch zwischen Nord und Ostsee. Petermanns Mitteilungen 1930, Erg. Heft 209.
37. P. Schubert: Sturmhäufigkeit in der Ostsee. Gerl. Beiträge zur Geophysik, 32, 1935.
38. D. Sokołowski: Die Wasserbilanz des Baltischen Meeres. C. R. IV. Conf. Hydr. Et. Balt. Leningrad, 1933.
39. G. Sowietow: Ledowej pokrow na Bałtijskom morie w chołodnoju zimu 1901—02 i w tiepluju zimu 1902—03. Meteor. Wiestnik, 1907.
40. H. Spethmann: Der Wasserhaushalt der Ostsee. Ztschr. d. D. Ges. f. Erdkunde. Berlin, 1912.
41. I. Szpindler: Zawisimost' siły i naprawlenja wietra na bieregach Bałtijskogo moria ot wielicziny i naprawlenia gradienta. Meteor. Sbornik, VII, 1881.
42. C. Stellmacher: Über den Einfluss von Luftdruck und Wind auf Hoch- und Niedrigwasser an der deutschen Ostseeküste. Ann. d. H. u. met. Met., 1920.
43. J. Szokalskij: Fiziczieskaja okieanografja. Leningrad, 1933.

44. F. Szychliński: Zjawiska zamarzania u polskiego wybrzeża Bałtyku. Pr. Kom. Mat. Przyr. T. P. N. Poznań, 1922.
 45. H. Tanfiliew: Moria: Kaspiskoje, Czernoje, Bałtijskoje, Lodowitoje, Sibirskoje i Wostocznyj Okean. Moskwa—Leningrad, 1931.
 46. T. Vieweger: Pomiary zawartości soli w wodach polskiego Bałtyku. Spraw. Kom. Fizj., t. 52, 1927.
 47. R. Witting: Der Bottnische Meerbusen, eine hydrographische Übersicht. Ann. d. Hydr. u. mar. met., 1906.
 48. R. Witting: Die Hydrographie der Ostsee. Ztschr. d. D. Ges. f. Erdkunde, 1919.
 49. R. Witting: Die Meeresoberfläche, die Geoidfläche und die Landhebung dem Baltischen Meere entlag and der Ostsee. Fennia 39, 18, 1915.
 50. R. Witting: Die Lage des Wasserspiegels des Baltischen Meeres. C. R. d. III. Conf. Hydr. Balt., 1930.
-



STANISŁAW KONCZAK.

Zarys klimatologii obszaru bałtyckiego.

(*Aperçu sur la climatologie de la Baltique*).

1. CECHY KLIMATU BAŁTYCKIEGO.

W świetle historii rozwoju kuli ziemskiej klimat pewnego obszaru przedstawia tylko obraz chwilowy. Bałtyk również przechodził różne koleje; dzisiejszy jego obraz klimatyczny jest przejściowym, choć zmiany są tak powolne i nie wymierne, że nie potrafimy wykazać ich liczbowo. Mamy świadectwa innych klimatów na obszarze Bałtyku.

Pomijając starsze epoki geologiczne, których przemiany klimatyczne w tak przekonujący sposób zobrazowali W. K ö p p e n i A. W e g e n e r, wiemy że w dyluwium, panowały w Europie środkowej i północnej, pokrytej lodowcami północnymi, inne warunki klimatyczne niż dzisiejsze. O ile K ö p p e n i W e g e n e r słusznie rozumują, to epokę lodowcową mamy do zawdzięczenia przejściowemu zbliżeniu się północnego bieguna ziemi do Europy północnej i nasunięciu się z nim czaszy lodowej. Twierdzą oni bowiem, że na ziemi stale się utrzymują zasadnicze strefy klimatyczne, a tylko na skutek przechylania się osi ziemskiej, czy też częściowo wędrówek kontynentów, poszczególne części kuli ziemskiej dostają się w tę lub inną strefę klimatyczną.

Po dyluwialnym pobycie Europy północnej w pobliżu bieguna i po odsunięciu się potem tegoż na północ, Bałtyk przechodził jeszcze inne koleje, uwalniając się od ciężaru lodu, wypiętrzając się, to znów obniżając, a każdorazowo związane z tym były inne warunki klimatyczne, choćby tylko w funkcji wyniesienia nad poziom morza.

Wszyscy wybitniejsi klimatolodzy zgodnie z geologami stwierdzają istnienie w Europie północnej w epoce polodowcowej kilku faz klimatycznych, różnie je tylko nazywają. Po tak zwanym okresie

borealnym, ciepłym i dość wilgotnym, przypadającym na koniec paleolitu i mezolit, nastął wilgotny okres atlantycki, wybitnie wilgotny i ciepły, którego początek określa się na 5.000 lat, a koniec około 3.000 lat przed Chr.; wkracza on już we wczesny neolit. Najlepiej poznany jest okres subborealny, zaznaczony silnym obniżeniem wód gruntowych i powstaniem wydmy; odznaczał się on znaczną suchością i dużą ciepłotą. Lasy ciepłego klimatu rosły daleko na północy Europy, a Europę środkową zalegały niezmierzone stepy. Okres ten trwał do roku 800 przed Chrystusem. Pod koniec jego wypada tak zwane „*optimum klimatyczne*”. Rosły wtedy w Skandynawii: dąb, cis, jesion, bluszcz i leszczyna, a temperatura była średnio o 2,5° wyższa niż dziś. Granica lasów w górach przebiegała o 300 metrów wyżej; panował klimat słoneczny i dość suchy.

Około roku 800 przed Chr. nastąpiło pogorszenie się warunków klimatycznych; ląd zaczął się znów podnosić, klimat stał się surowszy i wilgotniejszy, roślinność mezotermiczna poczęła emigrować na południe, obniżyła się granica lasów, drzewa liściaste zostały zastąpione przez sosnę i brzozę. Mowa jest o *okresie subatlantyckim*. Prawdopodobnie w związku z tym pogorszeniem się klimatu stoi wędrówka Germanów na południe — Skandynawia się wyludniła. Okres ten ma trwać do naszych czasów.

W ostatnich swych badaniach Sulimirski (63a) wyznaczył krzywą przebiegu klimatu od mezolitu (w Europie środkowej i północnej). Według niego na obszarze bałtyckim około roku 300 przed Chr. przypada ostatnie największe zwilgotnienie klimatu, po czym warunki klimatyczne zdążały do ocieplenia i osuszenia, którego maximum można określić na koniec XV wieku po Chr. Odtąd znów obszar nasz nabiera coraz więcej cech klimatu chłodnego i wilgotnego.

W czasach już najnowszych, gdy możemy ściśle określić klimat i zmierzyć ilościowo wartości poszczególnych czynników meteorologicznych, nie potrafimy wobec zbyt krótkich serii obserwacyjnych wykazać jednokierunkowej zmiany klimatu, a tylko dłuższe lub krótsze wahania okresowe.

Obecnie zaliczamy klimat Bałtyku i obszarów przyległych do grupy klimatów umiarkowanych i przejściowych. Poszczególne jednak dzielnice bałtyckie mają warunki klimatyczne bardzo od siebie różniące się. Przy systematyzowaniu obrazów klimatycznych różnie określano przynależność Bałtyku, choć zawsze podkreśla się jako rys główny — przejściowość, tak z południa na północ, jak z zachodu na wschód.

W ramach klasyfikacji K ö p p e n'a ¹⁾ (58) mamy na obszarze bałtyckim, rozumianym jako zlewisko morza Bałtyckiego w ściślejszym znaczeniu, cztery dzielnice klimatyczne. Mianowicie od południa do linii Kłajpeda—Gotland—Smaland—Oslo występuje strefa „Cfb” = *klimat buku*, na północ od tej linii do szerokości geograficznej 61° rozciąga się strefa klimatu „Dfb” *klimat dębu*. Następną linią podziału biegnie równoległe do brzegu Oceanu Lodowatego, sięgając wzdłuż gór na południe: dzieli *klimat brzozy* „Dfc” od wąskiego pasa przybrzeżnego *tundry* „E”.

W roku 1934 prof. Wł. G o r c z y ń s k i (52) ogłosił, ustanowioną po długich badaniach nad klimatem ziemi, klasyfikację opartą na termice. Dzieli on klimaty na 5 zasadniczych grup: gorących, suchych, umiarkowanych, krańcowych i śnieżnych. Ustanowił on przy tym *system dziesiętny klimatów*. Na Europę północno-zachodnią przypadają klimaty 7 i 8. Klimat 7 ma tutaj poddziały 7₁ i 7₁ bis, 7₂ i 7₂ bis, 8 — 8₁ i 8₁ bis. Grupę klimatów 7₂ i 7₂ bis nazywa *dzielnicą przejściowo-morską*, klimaty 8₁ i 8₁ bis *klimatami europejskimi kontynentalnymi*.

Granice stref klimatycznych według K ö p p e n'a i G o r c z y ń s k i e g o nie pokrywają się zupełnie; jest to zrozumiałe, gdyż pierwsze przeprowadzone zostały na przesłankach botanicznych, drugie zaś na podstawie stosunków termicznych. Zasadnicza linia podziału u G o r c z y ń s k i e g o biegnie w obniżeniu wielkich jezior szwedzkich, przecina Bałtyk i dalej przebiega na południowy wschód od Tallinna. Na północ od niej znajduje się strefa klimatów europejskich kontynentalnych. Przebiegu granicy między klimatami Cfb i Dfb K ö p p e n'a przez Prusy Wschodnie i Polskę G o r c z y ń s k i nie uznaje, odsuwając ją bardziej na wschód.

Niewielkie rozmiary morza Bałtyckiego, bliskie sąsiedztwo przeciwnych brzegów i dobra znajomość warunków meteorologicznych tak na półwyspie skandynawskim, jak u brzegów wschodnich i południowych sprawiają, że mimo braku obserwacji, dokonywanych w sposób ciągły na samym obszarze wodnym Bałtyku, czy to podczas rejsów

¹⁾ K ö p p e n w swej nowej klasyfikacji z r. 1931 wyróżnił 5 klas:

- A = klimaty zwrotnikowe dżdżyste,
- B = „ suche,
- C = „ umiarkowane ciepłe,
- D = „ mroźne w zimie (lesisto-śnieżne),
- E = „ śnieżne (tundra).

Przez dodanie drugiego symbolu powstaje 11 regionów, np. AF...Cf = ciepły umiarkowany, Df = zima wilgotny i zimny... itd. Trzeci symbol — litery a, b, c, charakteryzuje lato. W ten sposób trójliterowe symbole pozwalają oznaczyć każdy klimat na ziemi.

statków na stałych liniach okrętowych, czy na okrętach latarnicznych, zakotwiczonych w miejscach ważnych dla żeglugi, czy też na wyspach, stosunki klimatyczne Bałtyku można uważać za dobrze znane. Wszelako przy rozpatrywaniu ich musimy brać pod rozwagę szeroki pas lądu, przylegającego do Bałtyku, żeby mieć większą pewność przy wyprowadzaniu izarytm i żeby stwierdzić, jak daleko wgląd lądu sięga wpływ masy wodnej Bałtyku. Będziemy mówili bądź o Bałtyku, czyli o powierzchni samego basenu wodnego, bądź o obszarze bałtyckim, rozumiejąc przez to mniejwięcej zlewisko morza Bałtyckiego w ściślejszym znaczeniu. Jedynym opracowaniem klimatycznym Bałtyku był rozdział o meteorologii w „*Segelhandbuch für die Ostsee* (66), który zawierał głównie wskazówki dla żeglarzy, natomiast są doskonale monografie klimatyczne poszczególnych regionów bałtyckich: Szwecja (Wallen (69), Norwegia (Föyn), Finlandia (Keränen i inni), Dania (Hansen), Niemcy, Polska, państwa wschodnio-bałtyckie Alt (59a i 59b).

Położenie półwyspu Skandynawskiego na szelfie, obecność i bliskość prądu zatokowego (jak Köppen mówi: „*Warmwasser- und Luftheizung Nordeuropas*”), wrzynanie się głęboko w masyw lądowy płytkiego morza Bałtyckiego, bariera gór Skandynawskich, sąsiedztwo równiny rosyjskiej, położenie Bałtyku jedną piątą obszaru powyżej koła polarnego — wszystko to są czynniki, wyciskające piętno na obrazie klimatycznym naszego obszaru. Nie wiemy prócz tego, w jakim stopniu wpływa trwające dotąd wynoszenie Fennoskandii, które przecież musi zmniejszać objętość wody w Bałtyku, wylewając jej nadmiar przez cieśniny duńskie. Mimo pozorów, masa wody Bałtyku działa tylko w słabym stopniu jako regulator ciepłoty; znacznie większy jest na przykład wpływ kontynentu rosyjskiego.

W rezultacie mamy do czynienia z dwoma wpływami klimatycznymi, ścierającymi się ponad Bałtykiem — atlantyckim, jednostajnym i kontynentalnym o dużych skrajnościach. Poza tym jest Bałtyk częstym polem walki między powietrzem równikowym i polarnym. Front polarny zmienia swe położenie w ciągu roku: w ciągu zimy schodzi daleko na południe, a za nim nad Bałtyk schodzi czasem strefa cyrkulacji arktycznej, latem zaś wyrównywanie się różnic między powietrzem ciepłym a chłodnym odbywa się na obszarze bałtyckim. Niewątpliwie kontynentalna składowa klimatu, idąca ze wschodu, zaznacza się w przebiegu rocznym wielu elementów, jednak wybitną przewagę mają wpływy idące z Atlantyku, czy to z ciepłym powietrzem pochodzenia równikowego, czy też z wtargnięciami chłodnych mas powietrza polarnego słabo powstrzymywanego przez góry Skandynawskie.

Do tej walki wnosi Bałtyk tylko słabe akcenty lokalne; obszar jego jest przejściowym pomiędzy klimatami oceanicznymi i kontynentalnymi. Przejście to jest dość znacznie zróżniczkowane i choć sąsiadujące dzielnice klimatyczne mało mają cech różnych a wiele wspólnych, to jednak w sumie różnice obrazów klimatycznych między dzielnicą najbardziej morską (Dania) a najbardziej kontynentalną (Laponia) są wystarczająco jaskrawe.

Wpływ Atlantyku zaznacza się częstymi depresjami barometrycznymi, przechodzącymi z zachodu na wschód, oraz towarzyszącymi im obszarami niepogody, wiatrami zachodnimi i powietrzem morskim zawierającym dużo wilgoci. Kontynentalność wyraża się w wykształcaniu silnych antycyklonów nad Rosją zachodnią, z których wieją nad Bałtyk suche wiatry, przynoszące latem upały, zimą mniej lub więcej silne mrozy.

Najczęstszym typem pogody na Bałtyku jest układ depresyjny, nadchodzący z południowego-zachodu i przynoszący wiatry zachodnie, dużo ciepła, wilgoci i zachmurzenia. Główne różnice klimatyczne zaznaczają się z zachodu na wschód, zmiany zaś z południa na północ wynikają raczej z położenia obszaru na różnej szerokości geograficznej i pochodzących stąd różnic w otrzymywanych sumach cieplnych z promieniowania, nasłwetleniu itd.

2. CIŚNIENIE POWIETRZA.

Klimatologia klasyczna, oparta na wzorach wypracowanych przez J. v. H a n n a, podaje dla pewnego obszaru przebieg wszystkich czynników meteorologicznych w poszczególnych punktach w najrozmaitszym układzie, jako wartości średnie, skrajne, odchylenia od norm wieloletnich itp. Dopiero suma tych zestawień, a raczej odpowiedni ich dobór pozwala nam ogarnąć fizjognomię klimatyczną obszaru. Przecież przedstawienie przebiegu kilkunastu elementów wraz z biegiem dziennym, miesięcznym, rocznym, korelacją poszczególnych czynników jest rzeczą trudną w odniesieniu do jednego punktu na kuli ziemskiej; jakichże więc chwytać się sposobów, żeby ogarnąć cały kompleks zjawisk meteorologicznych na większym obszarze, a ile uproszczeń należy przy tym uczynić!

Uartym szlakiem rozpoczniemy przegląd czynników meteorologicznych od ciśnienia powietrza. Cechą jego charakterystyczną nad Bałtykiem jest duża zmienność, wywołana częstym przechodzeniem depresji i ustalaniem się zimowych antycyklonów. Ma to wyraz w przejściowości klimatu, w kolejnym zasięgu raz wpływów oceanicznych, raz kontynentalnych. W celu uchwycenia rytmu ciśnienia wprowadza się

średnie dobowe, miesięczne, roczne itp. Jednak obraz wartości średnich dla pewnych okresów kalendarzowych przedstawia dane oderwane, od których wartości rzeczywiste odbiegają nieraz dość znacznie; średnie niwelują bardzo duże wahania.

Można o ciśnieniu powiedzieć ogólnie, że tak zimą, jak i latem wyższe wartości występują na południu Bałtyku, niższe na północy, leżąc już na torze częstych depresyj. Z takiego układu wynikają przeważające wiatry zachodnie. Depresje barometryczne w drodze z nad Atlantyku napotykają na przeszkodę w postaci gór Skandynawskich i albo ją omijają, obierając dalszą drogę na północny wschód wzdłuż gór, albo obchodzą ją od południa, tracąc przy tym znaczną część swej energii (duże opady na przedgórzu); niekiedy tylko silniej rozwinięte depresje przesmykają się nad górami w najwęższym ich miejscu, w obniżeniu koło Jötunheimu.

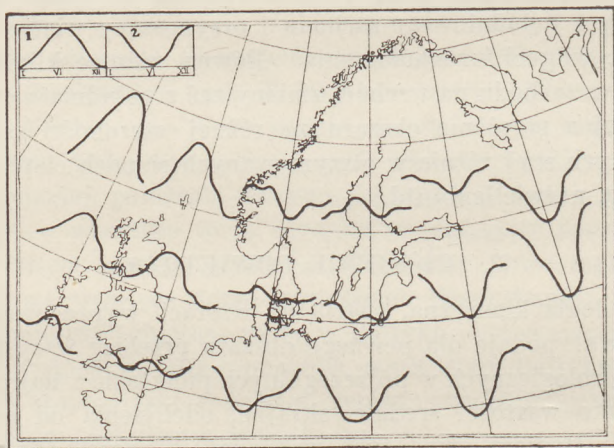


Fig. 1.

Przejście z typu oceanicznego (1) do kontynentalnego (2) przebiegu rocznego ciśnienia powietrza w Europie północnej, według Defant'a.

Le passage du type maritime (1) au continentale (2) de la marche annuelle de la pression dans l'Europe septentrionale.

W średniej rocznej, najwyższe ciśnienie panuje nad Bałtykiem południowym i zachodnim, najniższe nad północnym. Maximum wypada zawsze w maju, minimum — rozmaicie. Wahania ciśnienia zawierają się w granicach od 700 do 798 mm. Izobary *stycznia* przebiegają z południowego zachodu na północny wschód, z dużym gradientem i różnicą ciśnienia 10 mm w obrębie naszego obszaru. Minimum styczniowe wypada nad Atlantykiem północnym, maximum nad Rosją zachodnią. W *lipcu* mamy zupełnie inny obraz; brak jest wyraźnych

ośrodków, różnice ciśnienia nie są często większe od 3 mm na całym obszarze.

Wiedząc o tym, że przebieg roczny ciśnienia na stacjach wybitnie morskich ma maximum w lipcu, na stacjach zaś w strefie przeważającego wpływu kontynentalnego maximum ciśnienia wypada w styczniu, możemy sobie na mapie zobrazować te przebiegi (patrz rysunek wyżej) i wtedy stwierdzimy, że na Atlantyku przebiegi są typowo morskie, w Rosji — typowo kontynentalne, a właśnie w obrębie Bałtyku przebiegi są monotonne i stanowią przejście od jednego typu do drugiego. Jest to jednym z dowodów przejściowości klimatu bałtyckiego.

3. W I A T R.

Z rozkładu ciśnienia wynika bezpośrednio układ wiatrów, w którym zgodnie z przeważającym kierunkiem gradientu ciśnienia zaznacza się wybitna przewaga wycinka południowego-zachodu i zachodu. Wiatry z innych kierunków wieją zwykle krótko i są powodowane przyczynami natury lokalnej, lub w zimie — obecnością wyżów barometrycznych. Zgodnie z wyraźniejszym zarysem izobar w zimie, widać wtedy zdecydowaną przewagę wiatrów z kierunku SW; w lipcu jest mniejsza prawidłowość, bo i rozkład ciśnienia jest mniej prawidłowy. Na ogół przeważają wiatry od zimnego morza do cieplejszego lądu.

Kierunek wiatru: Rozkład wiatrów na poszczególne kierunki we wszystkich czterech porach roku na różnych odcinkach wybrzeża Bałtyku i niektórych wyspach przedstawiają poniższe tabele:

Częstotliwość kierunków wiatru w %																		
	Zima (Grudzień—Luty)									Wiosna (Marzec—Maj)								
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza
Szwecja połudn.-zachodn. . .	6	9	16	10	16	11	16	6	10	7	8	14	8	12	11	20	11	11
Dania	6	9	10	12	11	22	15	9	6	6	12	13	12	8	15	15	12	7
Bornholm	5	10	10	9	9	30	12	8	7	4	16	13	10	4	31	9	4	9
Wybrzeże mecklenburskie . .	5	8	9	15	14	21	15	8	4	8	16	12	10	8	14	18	10	4
„ pomorskie	6	5	9	15	16	19	18	9	4	12	20	9	11	9	11	13	11	4
Hel	7	6	6	12	28	13	11	16	1	12	18	13	12	15	6	7	13	3
Wybrzeże Prus Wschodnich .	6	6	8	17	19	15	15	9	4	16	13	11	11	12	11	12	10	4
„ Łotwy i Estonii	8	8	9	17	18	13	12	9	6	11	8	8	15	12	14	11	14	7
Visby (Gotlandia)	10	8	12	11	12	17	16	10	4	12	13	10	8	10	14	20	9	5
Zatoka Fińska	9	7	10	16	15	12	12	10	10	10	11	10	10	10	17	12	12	7
Mariehamn (Ålandy)	8	10	3	11	10	32	9	17	0	16	8	3	13	12	25	5	18	0
Botnik — strona fińska . . .	12	7	12	26	20	10	6	7	0	15	7	10	15	17	11	10	5	0
Botnik — strona szwedzka .	17	12	4	6	11	15	4	9	22	15	14	6	4	15	15	5	10	16

Kierunki S—W, zdecydowanie jednolite w zimie, na wiosnę się rozbijają i rozpraszają; na wybrzeżu południowo-wschodnim widać dużo wiatrów z kierunków północnych.

Częstotliwość kierunków wiatru w %																			
	Lato (Czerwiec—Sierpień)									Jesień (Wrzesień—Listopad)									
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza	
Szwecja połudn.-zachodn.	5	5	8	7	13	11	27	12	12	6	7	16	9	15	11	14	8	14	
Dania	4	6	8	10	11	17	21	14	9	4	7	10	11	12	22	14	10	10	
Bornholm	3	9	9	10	4	38	12	6	9	4	11	9	10	10	28	11	9	9	
Wybrzeże mecklenburskie	7	9	7	8	9	15	25	15	5	5	7	8	14	16	20	15	9	5	
„ pomorskie	13	15	5	77	9	14	19	14	4	6	6	8	14	16	20	18	8	4	
Hel	15	14	9	7	11	8	12	22	3	8	7	9	14	18	15	16	10	4	
Wybrzeże Prus wschodn.	15	11	8	7	10	13	18	15	4	7	7	9	14	18	15	16	10	4	
„ Łotwy, Estonii	13	7	5	10	10	16	14	18	7	8	7	9	18	18	14	11	10	5	
Visby (Gotlandia)	12	10	6	7	11	13	24	11	6	9	8	12	10	13	17	15	11	5	
Zatoka fińska	8	14	11	7	7	17	16	14	6	9	8	9	14	17	20	11	10	2	
Ålandy	22	5	2	8	16	20	4	23	0	8	66	22	12	15	37	4	16	0	
Botnik—strona fińska	15	6	11	11	13	14	14	16	0	12	7	11	18	21	11	9	9	0	
Botnik—strona szwedzka	11	13	6	5	20	15	4	7	19	15	9	5	6	15	15	5	10	20	

Latem większa częstotliwość przesuwa się na wycinek SW—N, jesienią mamy obraz podobny do wiosny. Uderza duży procent cisz po stronie szwedzkiej Botniku, a mały po stronie fińskiej.

Na wybrzeżu *Szwecji* południowej przeważają wiatry SW, północnej NE — kontynentalne. W *Finlandii* jest podobnie. *Dania* ma w ciągu całego roku wiatry SW i W.

Zimą mamy na Bałtyku od Danii do zatoki fińskiej najczęstsze wiatry S i W, zaś w Botniku wiatry N; wtedy bowiem masy chłodnego powietrza płyną z Laponii nad cieplejszy Bałtyk. Ponieważ w zimie ląd się więcej wyziębia niż morze, powietrze jest nad nim gęstsze, leży dołem, a napływające z północy powietrze spływa w górze nad półwysep Skandynawski i rozchodzi się na zachód do Atlantyku i na wschód do Bałtyku.

Wiosną częstsze są wiatry z kierunków NW i NE, mniej z SE i SW, gdyż wskutek wzmóżonej insolacji ląd się więcej nagrzewa na południu; górą powietrze płynie ku morzu, dołem zaś od zimniejszego wtedy Bałtyku do brzegów południowych.

Latem najwyższe ciśnienie ustala się na południowym-zachodzie Europy, stamtąd też wieją wiatry SW i W. Jedynie w Botniku i na wybrzeżu fińskim jest dużo wiatrów N i NE.

Jesienią lądy się znów wyziębiają, podczas gdy Bałtyk ma zapas ciepła; ponieważ i ciśnienie jest jeszcze większe na południowym zachodzie, więc najczęstsze wiatry będą z kierunków W.

W spokojne dni, gdy niema silnych wiatrów depresyjnych, można zwłaszcza na wybrzeżu południowym obserwować zmianę kierunków wiatru w ciągu doby — dzienny od morza do lądu i wieczorowy od lądu do morza.

Siła wiatru. Zgodnie z prawidłami anemo-barycznymi siła wiatru jest wprost zależna od wielkości gradientu ciśnienia; to też siła wiatrów w okresie zimowym przewyższa znacznie siłę ich w innej porze roku. Jednocześnie reguła praktyczna mówi, że najsilniejsze wiatry bywają z kierunków najczęstszych. Ukształtowanie wybrzeża może do pewnego stopnia zmodyfikować układ wiatrów, pewne szczegóły ukształtowania powierzchni mogą wpływać na uprzywilejowanie pewnych kierunków lub na wzmożenie lub osłabienie siły wiatru. Po zejściu wiatru z lądu na morze siła jego wskutek zmniejszonego tarcia wzrasta. Można przyjąć, że silny wiatr, wiejący z lądu na morze, przybierze w pewnej odległości od wybrzeża siłę sztormu. Z tej przyczyny średnia siła wiatru na wyspach, zwłaszcza na mniejszych, jest większa niż u wybrzeży Bałtyku. Na otwartym morzu przeciętna siła wiatru jest latem mniejsza, zimą większa, w głębi lądu zaś przeciętna jest latem większa, zimą mniejsza.

Tabela poniższa podaje przebieg roczny siły wiatru w skali Beauforta w niektórych punktach wybrzeża Bałtyku i na niektórych wyspach:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Haparanda	2.4	2.7	2.5	2.6	2.5	2.5	2.8	2.6	2.4	2.6	2.4	2.7
Hogland	4.2	4.0	3.8	3.8	3.4	3.3	3.3	3.3	3.4	3.8	4.3	4.4
Ryga	2.9	2.9	3.2	2.8	3.2	2.6	2.5	2.3	2.4	3.0	3.1	2.7
Visby (Gotlandia) . .	4.9	4.9	4.7	4.5	4.3	4.5	4.2	4.1	4.4	4.5	5.0	4.9
Stockholm	2.8	3.3	3.5	3.3	3.2	3.3	3.1	2.9	2.7	2.8	3.3	3.1
Hammeren (Bornholm)	3.4	3.1	3.1	3.1	2.8	2.6	2.7	2.6	2.5	2.9	3.6	3.2
Nowyport	2.7	2.5	2.6	2.6	2.4	2.5	2.2	2.2	2.2	2.3	2.6	2.5
Kilonia	3.2	3.0	3.2	3.3	2.9	2.8	2.7	2.8	3.7	2.5	2.9	2.9

Obserwacje stacji wybrzeżnych wykazują, że częstotliwość wiatrów z pewną siłą jest następująca:

	Wybrzeże południowe (niemieckie i polskie)	Bałtyk wschodni i północny
Wiatrów słabych . .	50%	52%
„ umiarkowanych	39%	42%
Wiatrów silnych . .	11%	6%

Silne wiatry są częstsze późną jesienią i zimą, słabsze latem (mniejszy gradient!). Rozkład dni z silnymi wiatrami (prędkość średnia większa niż 10 m/sek.) w poszczególnych miesiącach wygląda jak następuje:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Tallinn	12	11	15	7	7	5	5	7	3	8	9	11
Kłajpeda	13	9	9	2	4	1	3	8	7	16	13	15
Gdańsk	13	12	16	2	7	2	7	4	6	11	9	11
Kilonia	12	11	15	7	7	5	5	7	3	8	9	11
dla porównania:												
Warszawa	12	17	17	4	3	8	4	3	2	8	15	17

Kierunek przychodzenia najczęstszych wichrów (sztormów) jest:

w zatoce botnickiej — północny-zachód,
na wybrzeżach Finlandii — południowy-zachód,
na wybrzeżu wschodnim — płd.-zachód do płn.-zachodu.

Na wiosnę jak i w zimie częstotliwość silnych wiatrów jest największa; maleje ona szybko w ciągu lata i późną jesienią znów wzrasta. Taki rozkład obserwujemy głównie na Bałtyku południowym i zachodnim, zaś na Botniku, im dalej na północ, tym częstotliwość się wyrównywa. Wody duńskie należą do najbardziej nawiedzanych przez silne wiatry, nad nimi bowiem przesuwają się depresje barometryczne, które muszą omijać góry norweskie od południa i wtedy dostają się z nad morza Północnego nad Bałtyk. Przeciętna siła wiatru w *Danii* wynosi:

Zimą 7.5 m/sek
Jesienią 7.0 m/sek
Wiosną 6.5 m/sek
Latem 6.1 m/sek

Najsilniejsze są tam wiatry z północnego-zachodu i zachodu, najslabsze i najrzadziej występujące — z północy i wschodu. Czasem wia-

try o średniej szybkości 10—11 metrów na sekundę trwają przez kilka dni z rzędu, a maksymalne prędkości wiatru mogą dochodzić jesienią i zimą do 35—40 m/sek.

Oczywiście długotrwałe i silne wiatry na Bałtyku nie pozostają bez wpływu na masę wody, lecz powodują różne zjawiska hydrograficzne jak: sejsze, dość znaczne wahania wodostanu, nawet są przyczyną powodzi (ujście Newy), wpływają czasem na wylewanie się wody z Bałtyku przez cieśniny duńskie, innym razem spędzają masy wody na jeden brzeg, zalewając nieraz osiedla itd.

4. TEMPERATURA POWIETRZA.

Temperatura jest tym czynnikiem meteorologicznym, który stoi w ścisłej i pierwotnej zależności od szerokości geograficznej i nadaje się do klasyfikowania stref klimatycznych, to też jej należy poświęcić więcej uwagi.

Różnorodność klimatów obszaru Bałtyckiego uwidacznia się dopiero w rozkładzie temperatur. Mimo położenia na dość dalekiej północy, jest Bałtyk, dzięki wpływowi prądu zatokowego, uprzywilejowany pod względem termicznym. Wszak na zachodnim brzegu Norwegii mamy największą na świecie dodatnią anomalię termiczną, wynoszącą w styczniu 28°. Anomalia ta poza tym jest dodatnią w ciągu całego roku na całym obszarze Bałtyku i wynosi w styczniu średnio od 10° do 16°, a w lipcu jeszcze od 0° do 4° w Szwecji północnej. Całoroczna dodatnia anomalia jest obok przebiegu rocznego ciśnienia cechą wyodrębniającą Bałtyk od sąsiednich krain.

Dalszym czynnikiem, warunkującym rozkład temperatur, jest bliskość masywu lądowego Rosji, skąd wpływy kontynentalne, niepowstrzymywane żadną barierą górską, mogą przedostawać się w całej pełni szerokim frontem i, zwłaszcza zimą, przy odpowiednim układzie cyrkulacji atmosferycznej, modułują stosunki termiczne Bałtyku. Nie bez wpływu na temperaturę Bałtyku jest łańcuch gór Skandynawskich, który zmusza depresje atlantyckie do omijania go od południa, tak że ciepłe wycinki depresyj zwykle wypadają w południowej części Bałtyku, na tyłach zaś depresji dopływa z Oceanu Lodowatego chłodne powietrze, zimą nawet arktyczne, nad obszar Bałtyku północnego. Wreszcie sama masa wody Bałtyku, nagrzewająca się wolno i również wolno oddająca zapas ciepła otoczeniu, łagodzi nieco różnice termiczne obszaru Bałtyckiego. Łagodzący wpływ sięga jednak tylko do najbliższego wąskiego pasa przybrzeżnego; wraz z oddalaniem włąb łą-

du na kilkadziesiąt kilometrów niknie, np. średnia temperatura stycznia w Libawie wynosi $-2,7^{\circ}$, a w Kownie $-4,7^{\circ}$; w Windawie $-2,2^{\circ}$, a w Tartu $-6,3^{\circ}$.

W izotermach miesięcznych zaznacza się silny wpływ prądu zatokowego w kierunku dodatnim oraz słaby wpływ basenu Bałtyku w kierunku ujemnym; przez cały rok jezor wyższych temperatur sięga wzdłuż wybrzeży Norwegii na północ. Izotermy nad samym Bałtykiem są zimą wygięte silnie na północ, latem nieco słabiej na południe.

Izotermy stycznia (59a) zawierają się nad obszarem Bałtyckim w granicach od 0° w Skagerraku do -16° w Szwecji północnej. Obiegają półwysep skandynawski i wschodni brzeg Bałtyku. Izotermy te wychodzą z morza na ląd pod ostrym kątem, co świadczy o dużych różnicach w nagrzaniu; ląd jest wyziębiony, masa wody Bałtyku ma jeszcze zapas ciepła. Brzeg szwedzki Bałtyku jest średnio o 3° cieplejszy od fińskiego mniej więcej aż do Gefle, dalej na północ w Botniku różnica maleje. O różnicy w stosunkach termicznych szwedzkiego brzegu Bałtyku i wybrzeży norweskich Atlantyku świadczy to, że brzeg norweski, rozciągając się przez 14° szerokości geograficznej, ma różnicę temperatur w styczniu 6° , zaś wybrzeże szwedzkie — na 11° szerokości geograficznej ma różnicę temperatury o 11° .

Największy gradient termiczny jest w styczniu między północną Szwecją a Norwegią, gdyż graniczy tam wpływ Golfstromu z antycyklonem laponiskim. W przebiegu izoterm zaznaczają się dwa bardzo wyraźne ośrodki zimne, jeden ze średnią -16° (przy minimum absolutnym -51°) w Laponii, drugi ze średnią -14° w Szwecji środkowej — w cieniu gór Skandynawskich. Oba te ośrodki są przedzielone, jakby bramą, obniżeniem gór koło Jötunheimu, przez które dopływa cieplejsze powietrze z nad Atlantyku. Izoterma zerowa biegnie wzdłuż brzegów niemieckiego i polskiego Bałtyku poniżej Gotlandu, wzdłuż brzegu południowej Szwecji ku Norwegii.

Wiosna jest na Bałtyku stosunkowo najchłodniejszą porą roku. Energia ciepła promieniowania słonecznego jest jeszcze mało skuteczna, bo masy wody są bardzo wyziębione i ciepło zużywa się na stopienie olbrzymich mas lodu w zatokach fińskiej i botnickiej. W tym samym czasie ląd się już nagrzewa. W maju ląd jest już znacznie cieplejszy od morza, w przebiegu izoterm znikają wygięcia nad Golfstromem, izotermy układają się równoleżnikowo.

Izotermy lipca na pierwszy rzut oka mają podobny układ jak styczniowe; tak samo biegną wzdłuż półwyspu skandynawskiego i Bałtyku, tylko że gradient termiczny jest o wiele słabszy i skierowany

w przeciwnym kierunku. Tak samo rysują się dwa zamknięte ośrodki nad Laponią i nad Szwecją środkową — po stronie odwietrznej gór — tylko że są one teraz obszarami cieplejszymi. Rozpiętość izoterm wynosi od $+18^{\circ}$ w Polsce do $+10^{\circ}$ na Nordkapie. Zaznacza się chłodniejszy (o 2° przeszło) Bałtyk; nad Botnikiem widzimy prawie zamkniętą izotermę 14° . Przebiegające przez Bałtyk izotermy wygięte są dość znacznie na południe, nawet o 5° szerokości; na dużych przestrzeniach biegną

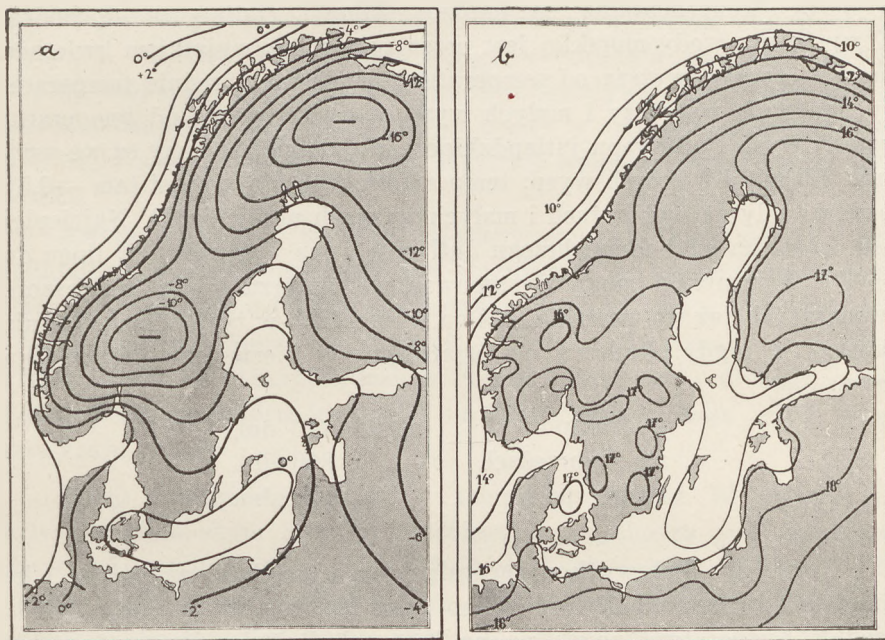


Fig. 2.

Izotermy: a) stycznia, b) lipca.

Isothermes du a) janvier, b) juillet.

na one równolegle do wybrzeża. Na przestrzeni całego Bałtyku temperatura powietrza różni się tylko o 3° , do czego przyczynia się także wykształcona już o tej porze roku powierzchniowa warstwa homotermiczna wody. W ciągu *września* izotermy zaczynają się nad lądem wyginać na południe — ląd poczyną się oziębiać, a Bałtyk pozostaje cieplejszym. W *listopadzie* już się zaznacza sytuacja zimowa o nieco słabszych oczywiście skrajnościach, które się zaakcentowują dopiero w grudniu.

Izotermy roczne wykazują przewagę wpływów zimowych i mają podobny przebieg jak izotermy stycznia. Najzimniejszym miesiącem

na Bałtyku jest luty, wyjąwszy brzegi południowe, gdzie minimum wypada już w styczniu. Najcieplej jest w lipcu, kiedy mogą być obserwowane nieraz bardzo wysokie temperatury (Jokkmokk $+37,5^{\circ}$ poza kołem polarnym!).

Stosunki termiczne w poszczególnych krainach obszaru Bałtyckiego i na wyspach są następujące:

Dania ma średnią roczną temperaturę $+8^{\circ}$, stycznia 0° , lipca $+16^{\circ}$. Wpływy kontynentalne są bardzo słabe i rzadko tu dochodzą. Temperatura wody morskiej jest przez cały rok z wyjątkiem kwietnia, maja i czerwca wyższa od temperatury powietrza. Średnie temperatury powietrza wybrzeży i małych wysp są nieco wyższe od temperatur wewnątrz wysp i półwyspu jutlandzkiego. Najzimniejsze zimy są we wnętrzu Jutlandii i dużych wysp; temperatura stycznia wynosi tam $-0,5^{\circ}$, podczas gdy na wybrzeżach i małych wyspach notujemy 0° . Najcieplej jest latem na wschodnim brzegu Jutlandii i na wyspach — w lipcu do $+17^{\circ}$. Przymrozki mogą występować we wnętrzu kraju tak jeszcze w maju, jak już we wrześniu, zaś na wybrzeżach w tych miesiącach nie występują nigdy. Przerwa od ostatniego do pierwszego przymrozka trwa:

w Jutlandii	około 150 dni,
na wybrzeżach	„ 200 dni,
na wyspach	„ 170 dni.

Szwecja. Wpływy kontynentalne rosną, im dalej na północ i im dalej od brzegów Bałtyku. Mimo pokrycia Botniku w zimie lodem, średnia temperatura powietrza na brzegach Bałtyku jest wyższa niż w głębi lądu. Podczas gdy Haparanda ma -11° , Pitea -10° , a Umea -8° , jako temperaturę średnią stycznia, to wewnętrzne północnej Szwecji ma w tym czasie już -14° . Na południu Szwecji izotermy stycznia i lutego mają podobny przebieg wzdłuż wybrzeży. W marcu temperatura szybko wzrasta. W lipcu mamy temperatury od $+11^{\circ}$ do $+15^{\circ}$ na północy, a do $+17^{\circ}$ na południu, najwyższe z całego roku z wyjątkiem Gotlandu, gdzie maximum temperatury wypada o miesiąc później i wynosi o $0,5^{\circ}$ więcej. W październiku temperatury spadają poniżej zera z wyjątkiem wybrzeży, wzdłuż których układają się izotermy od 7° do 9° . Liczba dni z przymrozkami wynosi:

w Szwecji północnej	250
koło Sztokholmu	160
w Skanii	110

Finlandia ma na północy średnią stycznia — 16° , podczas gdy na wybrzeżu Oceanu Lodowatego temperatura wynosi wtedy tylko — 6° i zlodzenie nie następuje nigdy. Latem temperatury we wnętrzu kraju mogą dojść do $+30^{\circ}$, choć w ciągu całego roku zdarzają się przymrozki. *Finlandia* jest po Norwegii najcieplejszym krajem na tej szerokości geograficznej. Wiatry i prądy morskie sprawiają, że fiński brzeg Botniku jest latem cieplejszy od szwedzkiego. Najzimniejszym miesiącem jest luty; zaznacza się to wyraźnie na wybrzeżu Bałtyku i na wyspach. Marzec jest jeszcze zimny, w kwietniu następuje szybki wzrost temperatury. W czerwcu jeszcze oddziaływa masa wody Bałtyku ochładzająco. Najcieplej jest w lipcu; w sierpniu najcieplej jest u brzegów zatoki fińskiej ($+15^{\circ}$). Izotermy jesienne biegną wzdłuż wybrzeży.

Estonia i Łotwa. Izotermy miesięcy zimowych mają przebieg południkowy; gradient termiczny jest skierowany do wnętrza lądu i dość duży. W styczniu i lutym temperatury średnie strefy przybrzeżnej i wysp od strony morza wynoszą od -2° do -3° , a stacje meteorologiczne, leżące na południku jeziora Pejpus notują już -6° wzgl. -8° . Latem przebieg izoterm jest z SW na NE; wybrzeża mają $+16^{\circ}$, wnętrza kraju $+18^{\circ}$.

Brzeg południowy Bałtyku — niemiecki i polski. W styczniu na brzegu południowym Bałtyku przebiegają i wychodzą pod znacznym kątem na morze izotermy od -3° do $+1^{\circ}$, przy czym izoterma -2° biegnie od Królewca wzdłuż brzegu wschodniego Bałtyku, sięgając na północ aż do Alandów, potem wraca do Szwecji południowej. Nad basenem Gotlandzkim i Bornholmskim mamy obszar zamknięty izotermą 0° . W lipcu na wybrzeżu południowym przebiegają równoleżnikowo izotermy $+17^{\circ}$ i $+18^{\circ}$, a nad basen Gotlandzki sięga od północy zatoka izoterm $+16^{\circ}$.

I z o a m p l i t u d y: Z krótkiego studium przebiegu temperatur średnich możemy od razu wyodrębnić obszary o dużych skrajnościach temperatury powietrza: Laponia i Szwecja środkowa, dalej obszar Bałtyku z najmniejszymi wahaniami (Dania) wreszcie obszary przejściowe, dające się zróżnicować innymi zależnościami termicznymi na dzielnice klimatyczne. Mapa średnich izoamplitud rocznych temperatury obszaru bałtyckiego (fig. 3a) przypomina rozkładem izarytm mapę izoterm stycznia; tak samo izoamplitudy biegną na granicy półwyspu skandynawskiego i morza Bałtyckiego. Najmniejsze wartości izoamplitud, 10° , mają wybrzeża norweskie, czyli dzielnica klimatu oceaniczne-

go; izoamplituda 20° biegnie od Laponii brzegiem norweskim Atlantyku, przez wielkie jeziora Szwecji środkowej, wygina się nad Botnik i zatokę Fińską, potem biegnie wzdłuż wschodniego brzegu Bałtyku i Wisłą na południe. W miejscu ustalania się zimowych ośrodków zimna widzimy w Laponii obszar zamknięty izoamplitudą 28° , a w Szwecji

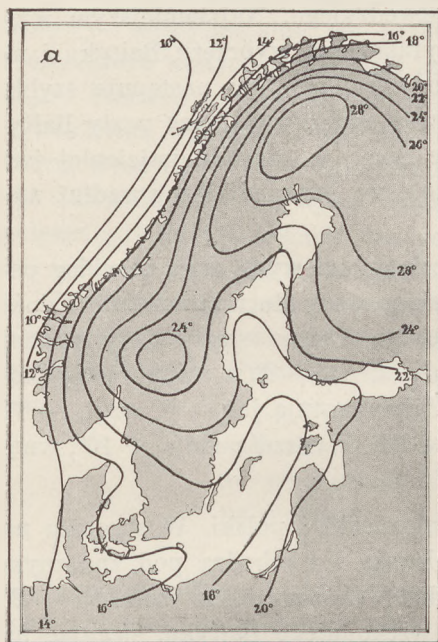


Fig. 3a.

Izoamplitudy roczne temperatury powietrza.

a) *Isoamplitudes annuelles de la température.*

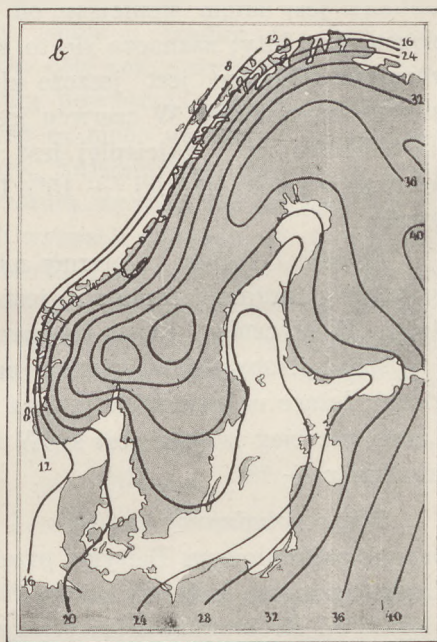


Fig. 3b.

Izolinie stopnia kontynentalizmu termicznego, wg. B o h n s t e d t'a.

b) *Lignes d'égal degré de continentalisme thermique (d'après B o h n s t e d t).*

środkowej izoamplitudą 24° , co świadczy o wybitnej przewadze kontynentalizmu na klimat tych obszarów — są to dzielnice najbardziej kontynentalne.

Kontynentalizm termiczny. Jak wiemy, izoamplitudy mogą być użyte jako miernik kontynentalizmu klimatu; wahania roczne są bowiem czułym miernikiem, jako różnice dwóch wartości skrajnych. Im większa rozpiętość wahań temperatury, tym bardziej kon-

tyentalnym jest klimat danego obszaru. Stopień kontynentalizmu jest wielkością określającą procentowy udział czystego klimatu lądowego w klimacie danego miejsca. Przy ustalaniu tego stopnia można się oprzeć na temperaturze powietrza, oraz na ilościach otrzymywanego promieniowania słonecznego. Próbę ustalenia stopnia kontynentalizmu klimatu przeprowadził *Zenker*, przyjmując klimat Wierchojańska jako 100% lądowy; wtedy dla oceanów według jego formuły wypadło około 20%. *Gorczyński* ustalił nieco inne, również empiryczne, wzory. Obie metody jednak, jako oparte na materiale z całego globu, dają wyniki zbyt ogólne, nie pozwalając na właściwą ocenę klimatu naszego obszaru. *Schrepfer* przystosował wzory na kontynentalizm do warunków Europy północnej, wychodząc z założenia, że na Hebrydach stopień kontynentalizmu jest najmniejszy z całej Europy. Zakłada on więc, że jest to klimat bez żadnego wpływu kontynentalnego, zaś wszystkie inne w Europie północnej będą w mniejszym lub większym stopniu kontynentalne. Odpowiednio zmodyfikowawszy wzór *Zenker'a*, otrzymał on dane przedstawione na rys. 3 b.

Izolinie kontynentalizmu są w przebiegu podobne do izoamplitud, ale dają z powodu większej rozpiętości skali lepszą charakterystykę i dają bardziej rzeczywisty obraz procentowości klimatu oceanicznego i kontynentalnego. Najważniejszym stwierdzeniem jest to, że na obszarze Bałtykiem udział kontynentalny nie jest w żadnym punkcie większy od oceanicznego — w punkcie najbardziej lądowym mamy jeszcze 41% udziału kontynentalnego, a 59% morskiego. W przebiegu izarytm widzimy szybki przyrost na zachodnim brzegu Norwegii, przy czym bardzo wyraźnie zaznacza się wpływ fjordów i jezior. Obszary z największym stopniem kontynentalizmu leżą w cieniu gór w środkowej Skandynawii, w Laponii, w głębi Rosji. W obniżeniu gór koło Jötnheim zaznacza się dopływ oceanicznych mas powietrza. Stopień kontynentalizmu szybko rośnie w głąb lądu, potem łagodnie maleje ku Bałtykowi, gdzie osiąga znacznie mniejsze wartości niż nad Atlantykiem — daje się odczuć wpływ masywu lądowego Rosji. Mały stopień kontynentalizmu na naszym obszarze, 20—38%, świadczy o znacznym wpływie Morza Północnego i Bałtyku na nasz klimat.

Pory roku. Ciekawą ilustracją stosunków termicznych jest zestawienie dat meteorologicznych pór roku. Jako takie możemy przyjąć daty, w których krzywa średnich temperatur dziennych przechodzi przez 0° — początek wiosny, 10° — początek lata, potem spada poniżej 10° — początek jesieni, i poniżej 0° — początek zimy.

Poniższa tabela podaje tak otrzymane dane z pewnej liczby stacyj wraz z liczbą dni każdej pory roku:

	Data 0 ^o	Data 10 ^o	Data 10 ^o	Data 0 ^o	Liczba dni			
					Zima	Wios- na	Lato	Je- sien
<i>Wybrzeże Norweskie</i>								
Vardö	3.V	—	—	29.X	186	88	—	91
Tromsø	16.IV	2.VIII	20.VIII	7.XI	160	77	49	49
Skomvær	—	13.VII	28.VII	—	—	135	44	186
Trondhjem	22.III	2.VI	12.IX	20.XI	122	72	102	69
Florø	—	28.V	22.IX	—	—	104	117	144
Finse	12.V	—	—	10.X	214	75	—	76
Bergen	—	20.V	25.IX	—	—	99	128	138
Skudenes	—	26.V	6.X	—	—	101	133	131
Oslo	21.III	13.V	25.IX	19.XI	122	53	135	55
<i>Obszar Bałtycki</i>								
Karesuando	10.V	21.VI	17.VII	6.X	216	42	57	55
Jokkmokk	24.IV	14.VI	27.VIII	10.X	193	47	81	44
Sodankylä	28.IV	14.VI	17.VIII	10.X	207	52	51	55
Haparanda	25.IV	8.VI	4.IX	23.X	184	44	88	49
Stensele	19.IV	7.VI	29.VIII	17.X	184	49	83	49
Kuopio	11.IV	1.VI	8.IX	3.XI	159	51	99	56
Hernösand	7.IV	4.IV	15.IX	10.XI	148	58	103	56
Uppsala	31.III	24.V	19.IX	16.XI	135	54	118	58
Helsinki	4.IV	27.V	19.IX	20.XII	135	53	115	62
Ålandy (duża wyspa) .	1.IV	3.VI	21.IX	5.XII	117	63	110	75
Tallinn	5.IV	22.V	20.IX	17.XI	150	47	119	57
Stockholm	27.III	24.V	25.IX	27.XI	120	58	124	63
Jönköping	21.III	23.V	25.IX	6.XII	105	63	125	72
Visby (Gotlandia) . .	16.III	28.V	2.X	30.XII	76	73	127	89
Göteborg	5.III	13.V	4.X	27.XII	68	69	144	84
Bornholm	—	20.V*)	10.X*)	—	(~55*)	(~80*)	145*)	(~85*)
Kalmar	14.III	22.V	4.X	18.XII	86	73	131	75
Lund	4.III	16.V	4.X	23.XII	71	73	141	80
Hel	9.III	17.V	6.X	10.XII	91	69	139	65
Szczecin	15.II	2.V	2.X	17.XII	89	78	150	75
Kopenhaga	25.II*)	10.V*)	5.X*)	5.I*)	50	75*)	148*)	92

*) daty i liczby przybliżone.

Wykres graficzny tych danych przedstawiony jest na rys. 4; wykazuje on bardzo plastycznie prócz różnic między stacjami u brzegów Atlantyku i Bałtyku, w obrębie tych ostatnich, uszeregowanych z północy na południe, zmniejszanie się czasu trwania zimy z 216 dni na

północy do 71 w Skanii z jednoczesnym wydłużeniem się lata od 57 dni w Karesuando do 150 dni w Szczecinie. Bardzo charakterystyczne jest kurczenie się pór przejściowych — wiosny i jesieni, im dalej na północ i silne akcentowanie się pór skrajnych, w północnej części obszaru. Oczywiście stoi to w związku ze zjawiskiem ciągłego dnia i nocy

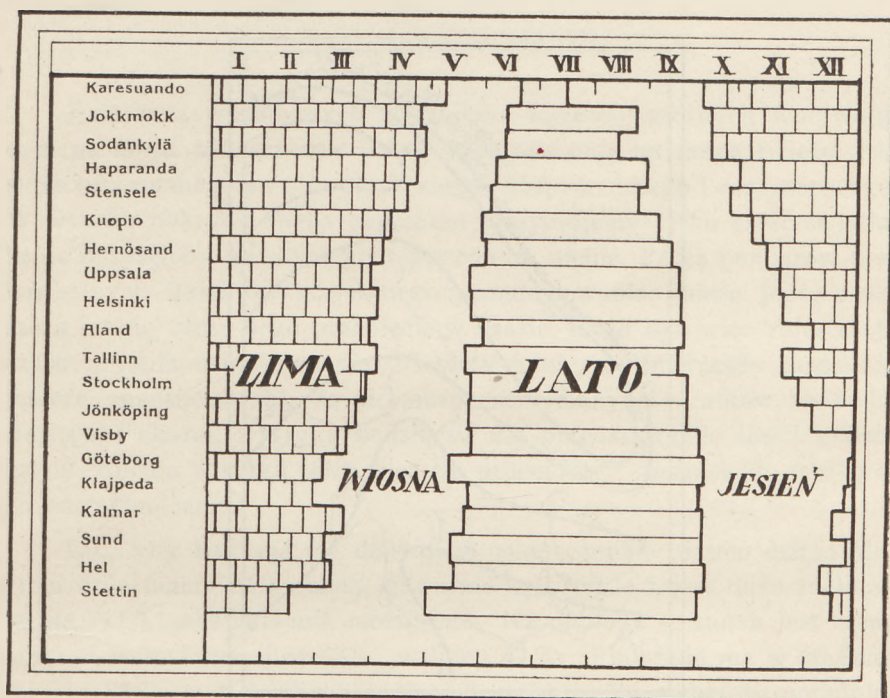


Fig. 4.

Diagram średniego trwania pór roku na obszarze Bałtyckim. Stacje uszeregowane z północy na południe.

Graphique des périodes moyennes des saisons. Les stations sont rangées du nord vers le sud. (Zima — hiver, lato — été).

polarnej i z silniejszym akcentem kontynentalnym klimatu tych okolic. Obszary Bałtyku południowego charakteryzują się prócz długiego lata mniej więcej jednakowo długim trwaniem pozostałych pór roku.

Z powyższego empirycznego podziału roku można wysnuć dalsze wnioski. Północne wybrzeża Norwegii nie mają wcale lata w naszym rozumieniu, natomiast 6-cio miesięczną zimą i po trzy miesiące wiosny i lata. Najdalej wysunięte w Atlantyk wybrzeża Norwegii nie mają

w ogóle zimy, określonej jako spadek temperatury poniżej zera, za to jest długa jesień, przechodząca bezpośrednio w wiosnę. Zima składa się tam z kilku okresów z przymrozkami na przemian z pogodą deszczową; wegetacja utrzymuje się przez cały rok. Najcieplejszą okolicą Norwegii jest Oslofiord (max. absolutne $35,0^{\circ}$).

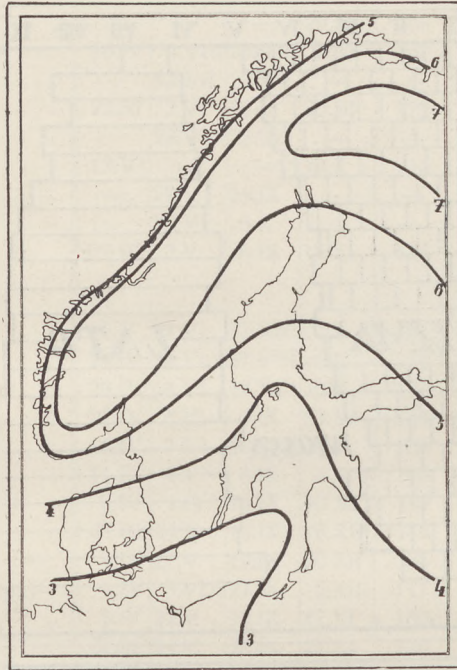


Fig. 5.

Izochrony średniego czasu trwania mrozów w miesiącach.

Isochrones de la durée moyenne du gel (en mois).

W Szwecji trwa lato na północy tylko dwa, a na południu 4 i pół miesiąca. Wyspa Gotlandia ma bardzo długą (i piękną) jesień. Zima rozpoczyna się tam późno, dopiero 1 stycznia, lato późno — w końcu maja. Podobne warunki panują na otwartym morzu i na wybrzeżach południowych.

Finlandia ma wiosnę na południu w kwietniu, na północy w maju. Lato trwa w zatoce Fińskiej 4 miesiące, na szerokości $63^{\circ} 3'$, a na szerokości 68° tylko dwa miesiące.

Załączona mapka podaje czas trwania mrozów na naszym obszarze. Znajdujemy na niej potwierdzenie właściwości klimatycznych poszczególnych okolic, oraz wpływ basenu Bałtyku wyrażający się w odchyleniu izochron na północ.

5. USŁONECZNIE NIE.

Jednym z ważniejszych czynników meteorologicznych wpływającym na obraz klimatyczny danego obszaru oraz na faunę i florę, jest suma otrzymanego światła słonecznego, bezpośredniego i rozproszonego. W wyniku pokrycia nieba chmurami otrzymujemy tylko część światła, które przysłoby do ziemi przy pogodnym niebie. Prócz pomiarów bezwzględnych ilości otrzymywanego promieniowania, miarą jego, zwłaszcza co się tyczy jego przebiegu w czasie, może być więc rejestracja czasu trwania usłonecznienia. Niestety istniejące przyrządy posiadają jeszcze znaczne braki, że nie można otrzymanych wyników zestawzić. Najlepszą charakterystyką będzie tu nie przedstawienie ilości godzin usłonecznienia w ciągu roku, lecz ich procentowy stosunek do możliwego astronomicznie.

Tak, więc Szwecja ma dość duże usłonecznienie; latem dzięki długości dnia mamy 51%, zimą, gdy dni są krótkie i jest duże zachmurzenie, 11% zachmurzenia możliwego. Na północy stosunek jest nieco inny — w kwietniu jest 43%, w lipcu 41%. Finlandia ma w średniej rocznej 35%; w Helsinkach w lipcu jest 54%. Na wybrzeżu południowym i w Danii maximum usłonecznienia wypada w maju = 41%, minimum w grudniu = 5% (średnio mamy tylko kilka dni pogodnych).

Prócz tego, położenie obszaru bałtyckiego na dużych szerokościach geograficznych pociąga za sobą pewne właściwości astronomiczne. Im dalej na północ, tym bardziej rosną różnice między długością dnia i nocy, oraz między latem a zimą. Za kołem polarnym, a dzięki refrakcji i nawet już na szerokości 62°, mamy okresy ciągłego dnia i ciągłej nocy polarnej, tego charakterystycznego zjawiska dla krajobrazu i wegetacji Szwecji północnej i Finlandii.

Na szerokości 50° najdłuższy dzień trwa 16 h 09 m, najkrótszy dzień 7 h 50 m.

Na szerokości 55° najdłuższy dzień trwa 17 h 06 m, najkrótszy dzień 6 h 54 m.

Na szerokości 60° najdłuższy dzień trwa 18 h 49 m, najkrótszy dzień 5 h 42 m.

Na szerokości 65° najdłuższy dzień trwa 21 h 50 m, najkrótszy dzień 3 h 20 m.

Zmierzch i świt przedłużają prócz tego dzień, nawet o dwie godziny (białe noce). Powyżej koła polarnego w okresie letnim słońce pozostaje stale ponad horyzontem, zimą stale pod horyzontem (dzień i noc polarna). Czas trwania nocy polarnej i dnia polarnego wynosi:

		dzień polarny	noc polarna
na równoleżniku	68°	40 dni	40 dni
na równoleżniku	70°	110 dni	62 dni
na równoleżniku	72°	126 dni	78 dni

Okoliczność ta oraz niewielka wysokość słońca ponad horyzontem powodują małe ilości ciepła otrzymywane z promieniowania słonecznego, brak jego w ogóle w okresie zimowym powyżej koła polarnego, a pewien nadmiar w okresie letnim. Przez to zaznaczają się tak wielkie skrajności klimatyczne w północnej części obszaru bałtyckiego.

6. ZACHMURZENIE.

Zachmurzenie jest czynnikiem meteorologicznym, trudnym do ujęcia liczbowo wobec subiektywności w ocenie i nie ujednastajnienia metod obserwacji, co się ujemnie odbija przy opracowaniu większych obszarów. A jednak zachmurzenie, wyrażające się choćby tylko przez zakrycie nieba, wpływa na bilans cieplny danego miejsca; duże pokrycie nieba chmurami, zwłaszcza niskimi, obniża ilość otrzymanego ciepła z promieniowania słonecznego, ale i jednocześnie nie pozwala na zbyt wielkie wypromieniowanie w przestrzeń.

Jakby się należało spodziewać, wielka ilość pary wodnej w atmosferze, przynoszona przez przeważające prądy powietrza z południowego-zachodu, przyczynia się do tego, że na obszarze Bałtyckim panuje na ogół duże zachmurzenie. Największe jest ono tam, gdzie są największe dodatnie anomalie temperatury. Wkracza tu jednak pewna cecha kontynentalna — zimą, nad zamrożonym i wymrożonym Botnikiem, w obrębie antycyklonu północnego, zachmurzenie staje się niewielkie.

Tak samo różniczkuje się wielkość zachmurzenia nad samym morzem i wybrzeżami oraz nad lądem; zwykle nad wyspami i nad obszarem wodnym Bałtyku amplituda w wielkości zachmurzenia latem i zimą jest większa. Zimą jest zachmurzenie stosunkowo większe, latem zwykle mniejsze.

Na wybrzeżach Bałtyku południowego minimum zachmurzenia wypada w kwietniu i maju, drugie zaś minimum jesienią, zwykle w wrześniu. Taki rozkład mamy, zdaje się, do zawdzięczenia temu, że na normalny rozkład z maximum w grudniu a minimum letnim nakłada się inny przebieg, związany ze zjawiskiem tzw. monsunu letniego północno-europejskiego, który przynosi wilgotne powietrze morskie na rozgrzany kontynent i powoduje duże zachmurzenie w lipcu i sierpniu. W rezultacie zostają się dwa okresy z mniejszym zachmurzeniem — w kwietniu—maju oraz we wrześniu.

Podczas gdy na Atlantyku obserwujemy bardzo małe wahania w rocznym przebiegu wielkości zachmurzenia, to na Bałtyku wahania te są dość duże. Wspomniana cyrkulacja letnia monsunowa, powodująca na południu Bałtyku wzrost zachmurzenia, daje na obszarze Bałtyku środkowego i północnego inny efekt; — zanim związane z nią prądy zachodnie dostaną się nad Bałtyk, muszą przekroczyć góry Skandynawskie, przy czym tracą dużo wilgoci; powietrze osusza się (zjawisko podobne do wiatru halnego); suchość powietrza i zanik chmur objawia się po stronie odwietrznej gór, czyli właśnie na obszarze bałtyckim.

Przebieg roczny zachmurzenia jest następujący: w styczniu najmniejsze zachmurzenie notujemy nad Norwegią południową oraz nad północną Szwecją i Botnikiem, gdzie wtedy leżą wyiębione masy powietrza antycyklonalnego. W lipcu zachmurzenie jest najmniejsze nad samym Bałtykiem. W sumie rocznej jednak wybrzeża i Bałtyk właściwy mają więcej zachmurzenia niż wnętrza lądów, np. na wybrzeżu Szwecji jest w ciągu roku 30 dni pogodnych i 200 dni pochmurnych, w głębi lądu jest w ciągu roku 50 dni pogodnych i 150 dni pochmurnych.

Najbardziej pochmurne — 80% są miesiące listopad i grudzień, w styczniu zachmurzenie maleje; najpogodniejszymi są miesiące maj i czerwiec.

Wybrzeża mają zwykle największe zachmurzenie rano, mniejsze w południe, na lądzie zaś jest odwrotnie, zgodnie z prawami cyrkulacji pionowej w dolnych warstwach atmosfery.

Poniższa tabelka ilustruje przebieg roczny zachmurzenia na niektórych stacjach wybrzeża i wyspach Bałtyku, rozmieszczonych od północy do południa Bałtyku:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Karesuando	6.2	5.7	5.4	5.6	6.8	6.4	7.2	6.9	6.8	6.6	6.7	6.7
Haparanda	6.6	6.2	5.5	5.4	6.1	5.5	5.7	6.2	6.3	6.8	7.0	7.1
Härnosand	6.2	6.0	5.9	5.6	5.5	5.0	5.3	5.8	6.1	6.3	6.0	6.9
Helsinki	7.8	7.4	6.5	6.0	5.5	5.4	5.1	5.9	6.1	7.3	7.8	8.3
Stockholm	7.6	7.2	6.4	5.8	5.5	5.1	5.7	5.6	5.9	6.9	7.2	7.9
Ålandy (duża wyspa) .	7.4	7.3	6.4	5.7	5.2	4.6	4.7	5.5	5.7	7.0	7.5	8.0
Visby (Gotlandia) . .	7.4	6.7	6.0	4.9	4.1	3.8	4.3	4.4	5.0	6.4	7.1	7.6
Lund	7.7	7.6	7.0	6.2	5.5	5.2	6.1	5.9	5.9	7.1	7.8	8.1
Hel	7.7	7.5	7.0	6.2	5.6	5.5	5.7	5.7	5.8	6.9	7.9	8.3
Hammeren (Bornholm)	7.1	7.3	6.3	5.7	4.7	4.7	4.5	5.1	5.3	6.3	7.4	8.6
Kopenhaga	7.6	7.7	6.7	6.0	5.6	5.7	6.5	6.1	5.9	7.1	7.9	8.2
Skagen	7.1	7.0	6.7	6.0	5.6	5.5	5.4	6.3	5.8	7.5	7.5	8.0

Wartości te podane są w skali: 0 = pogodnie, 10 = zupełnie pochmurno.

W Szwecji największe zachmurzenie jest w Skanii — Lund ma 6,7 jako średnią roczną; najmniejsze jest ono w Szwecji środkowej. Na ogół Szwecja ma najmniejsze zachmurzenie z całej Europy północnej. Finlandia ma maximum zachmurzenia w listopadzie i grudniu — 8,0, poczem ono szybko maleje; minimum przypada w czerwcu — 5,0. Dania ma z całego obszaru Bałtyckiego największe zachmurzenie — jako dzielnica najbardziej oceaniczna. W listopadzie jest średnio tylko jeden dzień całkiem pogodny, zaś w grudniu jest 21 dni zupełnie pochmurnych. Nad obszarem wodnym Bałtyku mamy w miesiącach zimowych duże zachmurzenie, od 7,5 do 8,5, latem zaś tylko 4,0 nawet miejscami poniżej tej wartości.

7. WILGOTNOŚĆ POWIETRZA.

Obszar Bałtycki prawie ustawicznie zalewany jest wilgotnym powietrzem z nad Atlantyku; to też należałoby się spodziewać dużych wartości wilgotności względnej. Zawartość pary wodnej w powietrzu zależy jak wiemy, przede wszystkim od parowania. Proces parowania jest bardzo skomplikowany, trudno go ująć rachunkiem, a pomiary są zawsze obarczone dużymi błędami. Niemożliwe jest obecnie podanie jakichkolwiek danych, dotyczących rozkładu i przebiegu parowania. Wiadomym jest, że nad powierzchnią wodną wzrasta wyparowanie z temperaturą powietrza i temperaturą wody: jest ono większe, im suchsze

powietrze, sprzyja mu wentylacja itd. Ponieważ temperatury powietrza i wody posiadają wyraźny przebieg roczny, to oczywiście i wyparowanie musi taki przebieg wykazać, choć zależność nie jest taka prosta. W grubym zarysie przebieg roczny parowania jest tego rodzaju, że latem jest ono kilkakrotnie większe niż zimą; na stosunek ten wpływają jednak jeszcze inne czynniki uboczne. W Stockholmie obliczył Angström, że stosunek wyparowania w lipcu do styczniowego ma się jak 73 : 7.

Parowanie jest w głównej mierze zależne od t. zw. niedosytu wilgotności, który będzie oczywiście mniejszy przy temperaturach niskich, a duży przy pogodzie suchej i gorącej. Innym sposobem określenia jest pojęcie t. zw. wilgotności względnej, czyli stosunku rzeczywistej zawartości pary wodnej do teoretycznie możliwej. Element ten daje dość dobrą charakterystykę i bywa obliczany na stacjach meteorologicznych.

Przebieg wilgotności względnej w % na obszarze Bałtyckim pokazuje nam poniższa tabelka:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Karesuando	92	92	91	84	76	68	74	83	86	90	92	94
Haparanda	90	90	88	84	76	71	76	82	86	90	91	92
Helsinki	88	87	84	79	71	71	73	79	84	87	88	90
Stockholm	86	86	82	76	68	72	78	84	86	87	87	88
Visby (Gotlandia)	86	86	86	81	76	75	78	80	82	84	84	86
Windawa	88	87	84	79	76	77	80	81	81	85	86	88
Lund	94	92	90	83	74	76	80	84	89	91	92	94
Hel	89	87	85	81	79	78	79	79	80	82	85	88
Szczecin	89	85	81	73	70	69	73	75	79	85	88	89
Hammeren (Bornholm)	86	86	85	82	79	80	81	80	83	83	84	86
Kopenhaga	91	90	86	78	72	73	76	80	84	87	90	91

W Szwecji wilgotność względna jest duża w jesieni i zimie; maximum wypada w grudniu — więcej niż 90%; na wiosnę wilgotność maleje i osiąga latem minimum — poniżej 70%. Podobny przebieg widzimy w Finlandii. Największe wartości wilgotności względnej ma Dania, gdzie zimą jest stale powyżej 90, latem powyżej 75%. Brzegi południowe Bałtyku mają w styczniu również powyżej 90%, a w lipcu około 80; amplituda roczna wahań wynosi 10%.

8. M G Ł A.

Jeżeli zawartość pary wodnej w powietrzu jest duża, to w sprzyjających okolicznościach mogą się tworzyć mgły. Zjawisko mgły powstaje

przez kondensację pary wodnej przy powierzchni ziemi: występuje ono często tam, gdzie są miejsca zimniejsze niż otoczenie. Nad morzem mgła tworzy się często w ten sposób, że nad powierzchnią wody płynie np. bardzo zimne powietrze, które nie może wchłonać wilgoci, pochodzącej z parowania powierzchni wody; wtenczas para wodna kondensuje się w postaci mgły, która w takich wypadkach może osiągnąć dużą miąższość i utrzymywać się przez długi przeciąg czasu. Mgła może się również tworzyć wtedy, gdy wilgotne i ciepłe powietrze nasunie się przy słabym wietrze na zimne podłoże. A więc, na Bałtyku najczęstsze mgły będą na wiosnę, gdy cieplejsze powietrze z nad Atlantyku napływa nad wyziewioną masę wody Bałtyku. Zimą naodwrot, mgła występuje najczęściej nad lądem. Latem mgły są najczęstsze na brzegu północnym Bałtyku i na morzu Ålandzkim.

Południowe wybrzeża szwedzkie mają średnio 55—70 dni z mgłą w roku, głównie jesienią, latem mgła występuje rzadko. Najwięcej mgieł ma Skandia; wschodnie jej wybrzeża mają równie częste mgły latem jak i zimą. Wybrzeża Finlandii mają mgły głównie jesienią, mniej w zimie i na wiosnę; od maja do sierpnia przypada minimum mgieł. W roku jest średnio 65 dni z mgłą. Wybrzeża Danii mają około 45—50 dni; najczęściej występują mgły w styczniu, zwłaszcza w Kattegacie, potem jest ich coraz mniej — w maju średnio już tylko 2 dni. Maximum mgieł wypada wtedy, gdy różnica między temperaturą wody i powietrza jest największa.

Ilość dni z mgłą w poszczególnych miesiącach wykazuje następująca tabela:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Brzeg północny Szwecji . . .	3	3	2	2	1	1	1	2	2	5	3	3	27
„ wschodni „ . . .	1	2	2	2	2	1	1	1	1	2	1	1	18
„ pld. zach. „ . . .	8	6	6	2	1	1	1	1	2	4	6	5	43
Visby (Gotlandia)	2	2	2	3	2	1	2	1	2	2	2	2	23
Zatoka Fińska	7	8	8	7	6	3	4	4	4	5	6	5	67
Ålandy (duża i małe) . . .	2	3	3	4	3	1	1	1	2	3	2	2	27
Lotwa, Estonia	4	5	4	3	2	2	1	1	2	3	4	4	36
Brzeg polski, Prusy wschodn.	4	2	4	2	2	1	1	1	2	3	5	4	32
„ niemiecki	7	5	4	2	1	1	1	1	3	5	8	6	42
Kopenhaga	7	6	4	2	1	1	1	1	1	2	4	6	35
Skagen	6	6	6	4	3	2	1	3	3	2	1	5	44
dla porównania:													
Hamburg	10	12	8	3	1	1	1	1	6	9	10	11	72
Warszawa	6	6	4	1	0	0	0	1	3	6	6	6	36

Nowe, szczegółowsze, opracowania Bereskin'a wykazały, że na południowym wybrzeżu maximum zachmurzenia wypada w lutym, kiedy może być nawet 12 dni z mgłą.

Najczęściej występują mgły:

na wybrzeżach Danii — zimą,
na Bałtyku właściwym — wiosną,
na brzegu południowym — zimą,
na brzegu Szwecji — jesienią,
na brzegu wschodnim — późną zimą i na początku wiosny.

9. O P A D.

Wilgotne powietrze morskie, przychodzące z Atlantyku nad Bałtyk, napotyka na dwie przeszkody. Najpierw traci dużo wilgoci nad Irlandią, Far-Öerami, gdzie roczna suma opadów wynosi do 1.500 mm, oraz na górach Szkocji, gdzie sumy opadowe są jeszcze większe (Ben Nevis przeszło 2.000 mm). Drugą przeszkodą są góry Skandynawskie. Powietrze płynące z zachodu zmuszone jest do wznoszenia się, przy czym traci resztki wilgoci na zachodnich zboczach gór, które dlatego też mają 1.000 mm rocznego opadu, zaś niektóre okolice, powyżej 2.000, niekiedy nawet 3.000 mm (Bergen).

To też nad Bałtyk przychodzi powietrze już wysuszone i ilości opadu są stosunkowo niewielkie. Z braku stacji meteorologicznych, czynnych przez cały rok na samym Bałtyku, jak okręty latarnicze (ściągane na zimę do portów), nie możemy wyznaczyć ściśle ilości opadu na samym obszarze wodnym Bałtyku i musimy się oprzeć na extrapolacji ze stacyj wybrzeżnych, co przy opadzie jest najmniej wskazane wobec wielkiej zależności opadu od orografii itp. Dotychczasowe mapy opadu na Bałtyku wykazywały na morzu i jego zlewisku sumy roczne mniej więcej od 300 mm w północnej Szwecji do 650 mm na brzegach południowych; mniej, bo poniżej 200 mm miała Laponia, więcej, blisko 700 mm okolice Helsingforsu i wody duńskie.

Nowa mapa opadów, sporządzona na podstawie danych 40-lecia 1886—1925 wykazuje stosunki nieco inne. Jezor małych sum opadu, objęty izohietą 500 mm, sięga od Finlandii przez Szwecję północną do środkowej, z małym odgałęzieniem do południowej Norwegii, odpowiadając zarysem obszarom najbardziej kontynentalnym. Na północy suma roczna wynosi około 300 mm. Poza tym obszary z opadem poniżej 500 mm widzimy tylko nad Bałtykiem południowym i północną częścią

basenu centralnego. Wody duńskie mają od 550 do 600 mm, zachodnie brzegi (nawietrzne) Jutlandii i Szwecji powyżej 700 mm. Południowy cypel Norwegii ma już 1000 mm, także izohieta biegnie też wzdłuż gór Skandynawskich na północ, a towarzyszą jej w bliskiej odległości izohiety 1.500 i 2.000 mm.

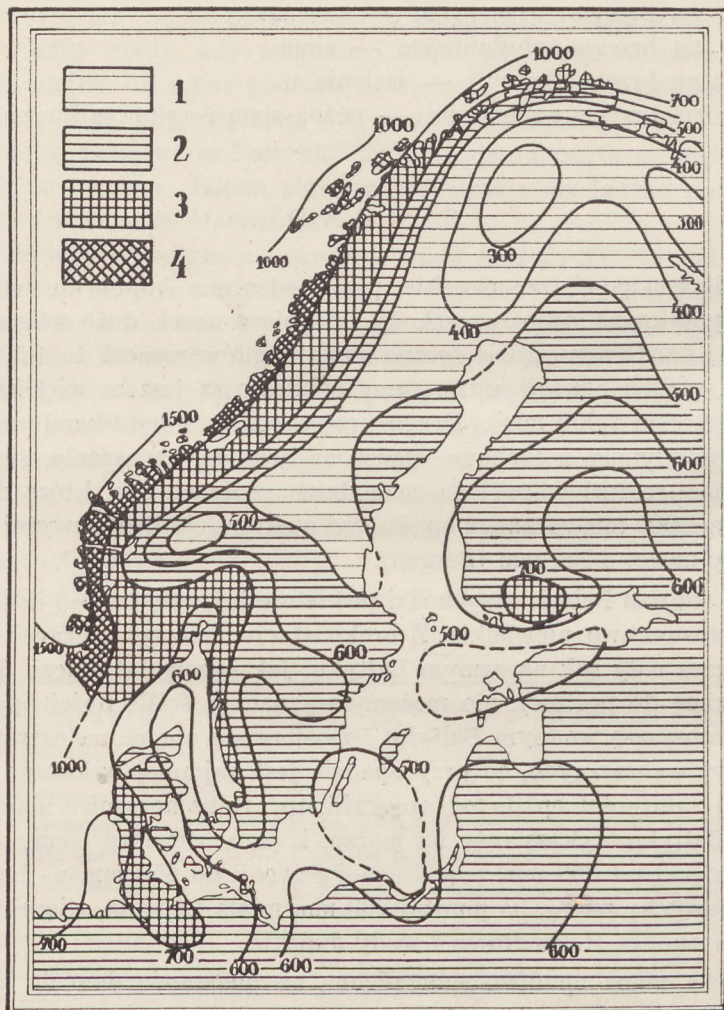


Fig. 6.

Rozkład rocznych sum opadu.

1 — poniżej 500 mm, 2 — 500—700 mm, 3 — 700—1000 mm,
4 — powyżej 1000 mm.

Distribution des précipitations annuelles.

Ogólnie zauważyć można, że poza obszarami wybitnie kontynentalnymi i leżącymi w cieniu gór, ląd ma więcej opadów niż basen wodny Bałtyku. Mniejsza ilość opadu nad morzem i wybrzeżami wytłumaczyć się da brakiem tam prądów wstępujących (konwekcyjnych) wobec równości powierzchni morza oraz mniejszą ilością ciał higroskopijnych, służących jako jądra kondensacji. Efekt ten obserwujemy tak samo na mniejszą skalę na wyspach: np. wyspa Öland ma w środku 550 do 600 mm opadu, a na wybrzeżu poniżej 500 mm. Gotlandia ma również we wnętrzu wyspy blisko 560 mm, na brzegu mniej niż 500 mm. Na obu tych wyspach brzegi ich południowe mają najmniejsze sumy opadu na całym Bałtyku — poniżej 400 mm (Kalmar 356 mm). Wzrost ilości opadu wgłąb lądu jest dość szybki i zależny od rodzaju, wysokości i ekspozycji wybrzeża itd. (Na przykład Hel ma sumę opadu 489 mm, Lauenburg 657, Królewiec 690 mm), Kraje otaczające Bałtyk otrzymują znacznie więcej opadu: Szwecja południowa ma 600 do 650 mm, Niemcy, Polska i państewka nadbałtyckie od 550 do 650 mm, Finlandia południowa 550 do 600 mm.

Przebieg roczny opadów jest tego rodzaju, że maximum występuje na całym obszarze w sierpniu i wrześniu, a więc tak jak w klimatach morskich, minimum występuje natomiast w lutym i marcu, na wyspach zaś dopiero w maju. Na wybrzeżach Bałtyku maximum występuje zwykle jeszcze później — we wrześniu i październiku. Na taki rozkład wpływa to, że oziębione powietrze z nad lądu miesza się z cieplejszym jesienią powietrzem nad Bałtykiem — co sprzyja kondensacji. Naodwrot, niedobór opadów na wiosnę można sobie wytłumaczyć prądami konwekcyjnymi, powstającymi przy mieszaniu się szybko nagrzanego powietrza z nad lądu z wilgotnym powietrzem z nad morza, które się przy tym procesie osusza.

Wiosenny niedobór opadów mniej może dawać się we znaki na północy, gdzie wtedy jeszcze leżą śniegi, ale w Skandynawii południowej cierpią przez to często zasiewy.

Wyznaczywszy na mapie granicę między przeważającymi opadami jesienno-zimowymi a letnimi, stwierdzamy, że zarysowuje ona kontur Bałtyku.

Liczba dni z opadem w ciągu roku wynosi na południowym Bałtyku i w pasie przybrzeżnym 170—190, zaś na wyspach i samym wybrzeżu oraz na szkierach fińskich 130—160, miejscami nawet tylko 120 dni.

Śnieg. W porze zimowej część opadu spada w postaci śniegu. Znaczna rozciągłość Bałtyku z północy na południe powoduje duże róż-

nice w czasie trwania pokrywy śnieżnej i występowaniu opadu w postaci stałej.

Południowa Szwecja otrzymuje 10% opadu w postaci śniegu,

Karlstadt	"	25%	"	"	"
Ålandy i zatoka Fińska	"	40%	"	"	"
Haparanda	"	60%	"	"	"
wnętrze gór	"	70%	"	"	"

Stała pokrywa śnieżna utrzymuje się najdłużej na północy:

Ricksgränzen	8 miesięcy
Laponia	7 „
Hernösand	5 „
Norrland	4—6 „
Szwecja środkowa	3 „
Skania	1,5 „
wybrzeża niemieckie i polskie	około 1 „

Wybrzeże Norwegii nie ma nigdy trwałej pokrywy śnieżnej.

W Finlandii tworzy się pokrywa śnieżna już od października; najpóźniej, bo w końcu listopada, na Ålandach, znika ona zupełnie dopiero w maju. Na południe od równoleżnika 66° pokrywa śnieżna znika w okresie letnim na przeciąg 4—5 miesięcy, zaś na północ od niego ziemia jest wolna od śniegu tylko od połowy czerwca do połowy września. Tam też więcej niż połowa opadów spada w postaci śniegu.

Średnia grubość pokrywy śnieżnej (wyłączając góry, gdzie panują odmienne warunki) jest największa w Laponii, wynosząc tam średnio 60 cm, a dochodząc w niektórych zimach do 90 cm; na równoleżniku 61° notujemy 30 cm, na Ålandach 20 cm, na wyspach południowych często brak wogóle pokrywy śnieżnej.

Ciekawe jest nierównomierne występowanie grubości pokrywy, np. na zachodnim i wschodnim wybrzeżu Botniku (64):

	zachodni brzeg ma	wschodni brzeg ma
w styczniu	31 cm	20 cm
w lutym	42 „	32 „
w marcu	48 „	42 „
w kwietniu	20 „	14 „

Podobne zjawisko występuje także w zatoce fińskiej, gdzie brzeg fiński ma więcej śniegu niż estoński:

	brzeg fiński ma	brzeg estoński ma
w styczniu	29 cm	8 cm
w lutym	48 „	15 „
w marcu	59 „	15 „
w kwietniu	28 „	4 „

a więc różnice są jeszcze jaskrawsze.

W mniejszej skali widzimy efekt ten np. na północnym brzegu Ładogi, który ma średnio 80 cm, podczas gdy południowy tylko 40 cm. Na południowych brzegach Bałtyku leży pokrywa śnieżna nie w każdą zimę, średnio przez 30 dni.

Liczba dni ze śniegiem wynosi średnio:

na wyspach Danii	około 30
nad Bałtykiem zachodnim	„ 40
nad Szwecją południową	„ 50
na wysokości Stockholm—Helsingfors	„ 60
w Szwecji północnej	„ 80 i więcej.

Na obszarach przylegających do Bałtyku można także obserwować pochod zimy w zamarzaniu rzek i jezior. Impuls do zamarzania wychodzi z ustalającego się jesienią antycyklonu lapońskiego. W Laponii średnią datą zamarzania rzek jest 1.X., w Szwecji północnej 1.XI, ku południowi postępuje zamarzanie izochronami poprzecznymi do półwyspu Skandynawskiego, w Norrlandzie i Finlandii południowej wypada zamarzanie 15.XI, na linii Stockholm—Helsinki 20.XI, w Skandii 5.XII, na wybrzeżu niemieckim i polskim około 15.XII.

Odmarzanie trwa w sumie nieco dłużej. Rzeki pomorza południowego Bałtyku niezawsze i na krótko bywają skute lodem, uwalniając się od niego około 16.III, na południu Skandynawii datą tą jest 1.IV, na linii Gotland—Ryga 10.IV, Stockholm—Tallinn 1.V, Norrland—Finlandia środkowa 29.V, po czym izochrona odmarzania wyciąga się w kierunku południe-północ i zbliża się ku górą Skandynawskim, gdzie górne biegi rzek odmarzają dopiero w połowie czerwca.

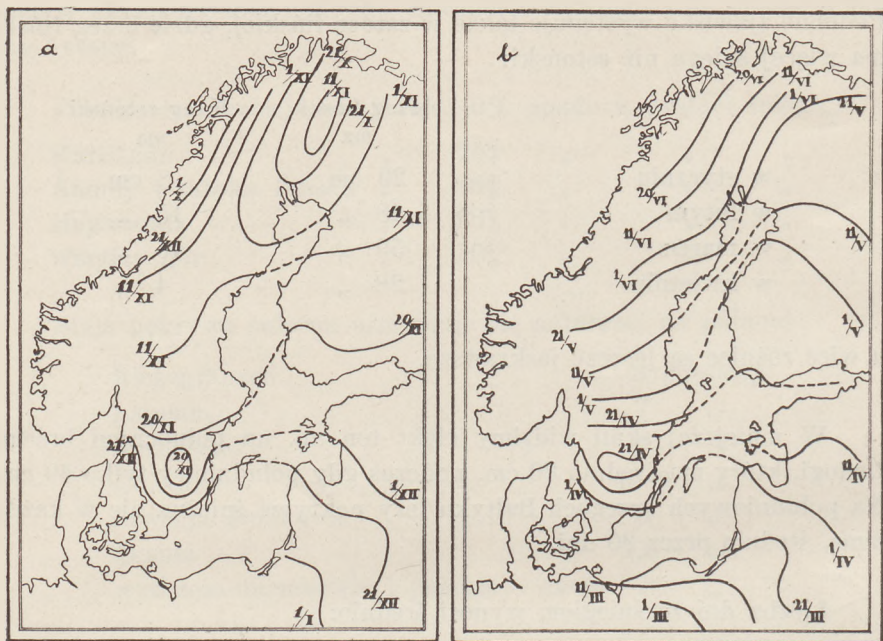


Fig. 7.

Średnia pora: a) zamarzania, b) odmarzania rzek i jezior na obszarze Bałtyckim.
Date moyenne de la: a) gélation et de la, b) dégelation des fleuves et lacs de la région Baltique.

10. DZIELNICE KLIMATYCZNE OBSZARU BAŁTYCKIEGO.

Aczkolwiek klimatologia statystyczna, oparta na klasycznych wzorach J. v. H a n n a jest w stanie dać opis klimatyczny pewnego miejsca lub pewnego niewielkiego obszaru, to jednak obraz ten porozbijaany jest na wiele poszczególnych czynników meteorologicznych, których przebieg w czasie rozpatruje się oddzielnie lub w korrelacji z innymi. Niema natomiast całokształtu; ale na to nie pozwala różnorodność i liczba czynników, ich zmienność w ciągu doby, roku, ich współzależność, współczesność i ciągłość w czasie. To też nowoczesna klimatologia szuka innych dróg, próbuje przedstawienia rozwoju, dynamiki klimatu, a punktem jej wyjścia będą stany pogody, zobrazowane na mapie synoptycznej pogody. Taki sposób przemawia geografowi bardziej do przekonania i dlatego też nie od rzeczy będzie zapoznanie się z próbą dynamicznego przedstawienia klimatu obszaru Bałtyckiego, dokonaną przez E. N e h l s (62).

Meteorologia synoptyczna obrazuje do celów przewidywania pogody codzienne stany pogody na mapie. *Kolejność i częstotliwość pewnych układów pogody w odniesieniu do jakiegoś miejsca lub obszaru może być miarą klimatu*; podobnemu układowi, w zależności od pory roku, odpowiada podobny przebieg i układ czynników meteorologicznych.

Wszystkie tworzące się w ciągu roku układy ciśnienia dadzą się sprowadzić do kilkunastu charakterystycznych. Uszeregowawszy je od najbardziej depresyjnych do najbardziej wyżowych, możemy ustalić ich częstotliwość w poszczególnych porach roku. (Pominiemy tu kwestię doboru naturalnych pór roku w miejsce kalendarzowych). Oczywiście zależnie od pory roku, tym samym układom ciśnienia odpowiadają inne układy pozostałych czynników meteorologicznych. Jeżeli zastosujemy przy tym metodę wyznaczania wartości średnich nie za okresy kalendarzowe, lecz dla jakiegoś układu ciśnienia poprzez cały rok, to można widzieć w tym nawiązanie ujęcia dynamicznego do klimatologii statystycznej. Powtarzające się poprzez niektóre układy cechy klimatyczne pozwalają łatwo wyodrębnić dzielnice klimatyczne.

Stosując tę metodę do obszaru bałtyckiego, udało się przede wszystkim wykazać wpływy obce na klimat obszaru Bałtyckiego; masywu kontynentu rosyjskiego, Atlantyku (głównie Golfstromu), gór Skandynawskich oraz masy wodnej Bałtyku, wreszcie orografii. Następnie wyodrębniono szereg dzielnic klimatycznych, które, mimo iż sąsiadujące nie wykazują wybitnych różnic, to jednak w sumie, wobec znacznej rozciągłości obszaru Bałtyckiego z południa na północ i nawet z zachodu na wschód, zróżniczkowanie klimatów jest bardzo znaczne.

Okazała się przy tym duża zgodność z innymi podziałami na strefy klimatyczne, wyprowadzonymi czy to z rozmieszczenia flory, czy na podstawie właściwości termicznych. Równoleżnik 61° N jest tu ostro zaznaczoną granicą, nie tylko zresztą klimatyczną. Przebiegają wzdłuż niego granice stref w klasyfikacji Köppena (58), Gorczyńskiego (52); jest to również linia Salpausselki, granica faunistyczna i florystyczna. Bariera gór Skandynawskich zmusza czasem depresje barometryczne do obierania drogi przez obniżenie środkowej Szwecji i nad zatoką fińską — zresztą depresje z reguły łatwiej poruszają się nad powierzchnią morza wobec zmniejszonego tarcia. Wtedy to na północ od równoleżnika 60° przypadają zwykle chłodne wycinki depresji i wiatry wschodnie z nad Rosji, zaś na południe od niego — ciepłe wycinki z deszczem i powietrzem morskim z nad Atlantyku.

Obszar na południe od wspomnianego równoleżnika cechuje przejście od klimatu morskiego do kontynentalnego, stopniowe, bez wyraź-

nych odgraniczeń. Zachodnia jego część, *dzielnica atlantycka* przy wszystkich układach barometrycznych ma dopływ powietrza morskiego i tym się różni od części wschodniej, obejmującej Szwecję południową i kraje leżące nad Bałtykiem południowym i południowo-wschodnim — *dzielnicy bałtyckiej*, która przy układach antycyklonowych ma powietrze kontynentalne. W obrębie Szwecji wyróżnia się jeszcze region Smalandu na skutek większego wzniesienia ponad poziom morzu. We wszystkich tych obszarach przy wiatrach zachodnich wpływ morski sięga daleko na wschód.

Na północ od równoleżnika 61° przy częstych wiatrach północnych i północno-wschodnich wpływ kontynentalny sięga, a nawet wzrasta od brzegów Bałtyku w stronę gór Skandynawskich. Granice między dzielnicami klimatycznymi są tu, w przeciwieństwie do południowych, wyraźne. Wskutek głębokiego wrzynania się zatoki Botnickiej w głąb lądu, sięga tu daleko wpływ morski i kontynentalność klimatu północnej Szwecji rośnie w kierunku zachodnim, w stronę gór.

Wydzielamy tu bardzo kontynentalną *dzielinę Szwecji środkowej*, *Szwecję północną*, *dzielinę Fińską*, wyróżniającą się częstością układów wyżowych i *dzielinę Lapońską*.

Dzielnica atlantycka. Obejmuje ona Danię i Skanię; cechą jej jest, jak wspomniano wyżej, wpływ morza na klimat w ciągu całego roku. Pozostaje ona zawsze po stronie południowej depresyj, a więc ma stałe wiatry zachodnie i południowo-zachodnie i dużą wilgotność (90%).

Zimą jest ciepło, silne wiatry, duże zachmurzenie.

Wiosną panuje pogoda bardzo zmienna.

Latem chłodne powietrze nie dopuszcza do zbytich upałów.

Dzielnica pomorska. Obejmuje Pomorze niemieckie i polskie aż do Wisły, choć nadzwyczaj trudno jest podać wogóle jakąś granicę od wschodu, wobec tego, że cechy klimatyczne nieznacznie przechodzą jedno w drugie. Dzielnica pomorska jest wyraźną strefą graniczną różnych wpływów. Dochodzi tu od strony niżu polskiego wpływ kontynentalny ze wschodu; przesuwające się nad Bałtykiem depresje zalewają ją często powietrzem polarno-morskim, czasami docierają tu nawet masy powietrza arktycznego. Wobec braku wyniosłości peryferycznych dzielnica ta jest wystawiona na działanie tych różnych wpływów klimatycznych i dlatego ma klimat bardzo złożony, z dużymi zmianami z roku na rok.

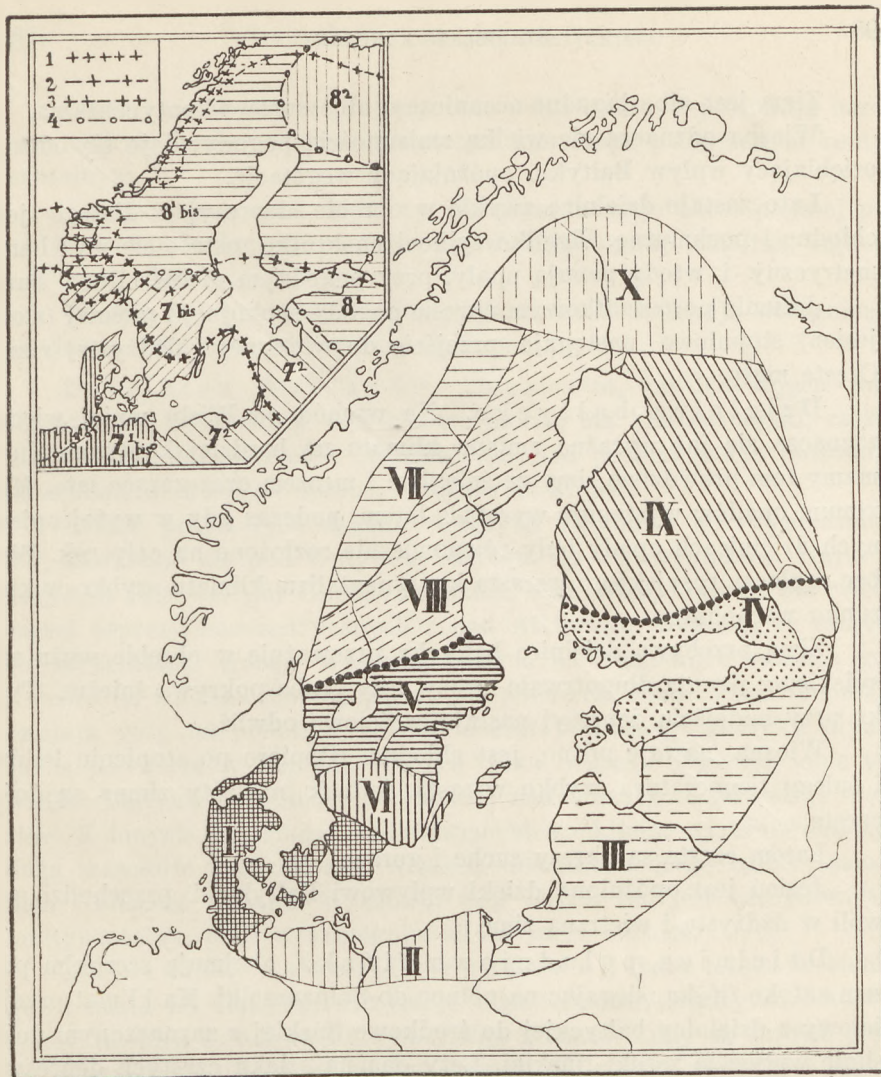


Fig. 8. Podział klimatyczny obszaru Bałtyckiego, według E. Nehls.

Régions climatiques de la Baltique.

Dzielnice: Régions: I. — atlantycka, — *atlantique*. II. — pomorska, — *de la Poméranie*. III. — bałtycka, — *baltique*. IV. — południowo-fińska, — *finlandaise méridionale*. V. — południowo-szwedzka, — *suédoise méridionale*. VI. — Smalandu, — *du Smaland*. VII. — środkowo-szwedzka, — *de la Suède intérieure*. VIII. — Norrland'u, — *du Norrland*. IX. — środkowo-fińska, — *de la Finlande intérieure*. X. — lapońska, — *laponaise*.

Na mapie bocznej — *sur la carte à côté*.

1 — granica między strefą klimatyczną buku a dębu (wg Köppena); 2 — granica między strefą klimatyczną dębu a brzozy (wg Köppena); 3 — granica między strefą klimatyczną brzozy a tundry (wg Köppena); 4 — granice stref klimatycznych w podziale dziesiętnym Gorczyńskiego.

1 — *limite entre la région climatique du hêtre et du chêne (Köppen)*; 2 — *limite entre la région climatique du chêne et de la bouleau (Köppen)*; 3 — *limite entre la région climatique de la bouleau et la tundra*; 4 — *limites des régions climatiques de la division décimale de Gorczyński*.

Zima jest albo łagodna-oceaniczna, albo surowa-kontynentalna.

Wiosna odznacza się wielką zmiennością pogody; daje się odczuć oziębiający wpływ Bałtyku, opóźniający wegetację.

Lato zastaje dzielnicę zwykle w obrębie depresyj i dlatego jest chłodne i pochmurne. Rzadko tylko i na krótko ustala się wyż barometryczny i wtedy panują upały, przy pogodnym niebie. Dużo burz.

Jesienią po początkowym okresie pogody spokojnej i pięknej (złota jesień) stopniowo następuje przejście do wietrznej i dżdżystej zimy. Częste mgły.

Dzielnica bałtycka. Na wschód od Wisły mniej więcej zaznacza się już wyraźna zmiana klimatu na bardziej kontynentalny: mamy tam prawdziwe zimy ze śniegiem i mrozem oraz gorące lata. Maximum opadów występuje wyraźnie latem, podczas gdy w wyżej opisywanych dzielnicach opady były równomiernie rozłożone na cały rok. Wobec zaplecza rosyjskiego wzrasta kontynentalizm klimatu szybko w kierunku wschodnim.

Zimą przebywa dzielnica bałtycka przeważnie w obrębie wyżu rosyjskiego; panują długotrwałe mrozy, leży gruba pokrywa śnieżna. Tylko przy nadejściu depresyj nastaje częściowa odwilż.

Wiosna nastaje późno, jest chłodna. Dopiero po stopieniu lodów i śniegu temperatura szybko wzrasta, jednak nawroty zimna są dość częste.

Latem częste są okresy suche i gorące.

Jesień jest opóźniona dzięki wpływowi Bałtyku i przechodzi powoli w dżdżystą i wietrzną zimę.

Dzielnica południowo-fińska obejmuje szerokim pasem zatokę fińską, sięgając na północ do Salpausselki. Ma klimat przejściowy z dzielnicy bałtyckiej do środkowo-fińskiej z zaznaczonym dość silnie wpływem zatoki fińskiej. Leży ona na szlaku częstych depresyj, dlatego więcej tu wiatrów południowych, mgieł i zachmurzenia.

Zima opóźnia się o kilka tygodni, potem lód ścina zatokę Fińską na kilka miesięcy — aż do kwietnia.

Latem zalewają dzielnicę tę naprzemian powietrze nagrzane i suche z Rosji oraz chłodne powietrze morskie, przynoszone przez depresje.

Dzielnica Szwecji południowej zajmuje obniżenie na osi wielkich jezior. Tędy obierają sobie drogę depresje, przeciskające się między południowym krańcem gór Skandynawskich a wyniesieniem Smalandu. Depresje przychodzą tu w stadium młodszym niż do zatoki fińskiej, mają większy zapas ciepłego powietrza, dają więc więcej opadu. Dzielnica ta obok atlantyckiej ma najwięcej cech klimatu morskiego.

Latem częste depresje przynoszą ochłodzenie i powodują burze przy zetknięciu się chłodnego powietrza morskiego z nagrzanym kontynentalnym.

Jesień ma początek dżdżysty, po czym nastaje okres pięknej pogody, następnie depresje napowrót powodują pogodę wilgotną, mglistą z silnymi wiatrami.

Wiosna jest przeważnie sucha; kilkakrotnie następują wtargnięcia powietrza arktycznego z wyżu nad Laponią.

Dzielnica Smålandu. Dzielnica ta, zawdzięczająca swe wyróżnienie wyniesieniu nad poziom morza, ma klimat morski, częste mgły i duże zachmurzenie. Wyniesienie nad poziom morza powoduje odsuwanie depresji na północ, ale zaostrza klimat.

Klimat pozostałych dzielnic, leżących na północ od równoleżnika 60°, kształtuje się pod wpływem szeregu innych czynników. Najważniejszym jest wał gór Skandynawskich, stanowiący zaporę dla większości depresji barometrycznych z nad Atlantyku. Depresje te czasem się wypełniają, tracąc wszystką wilgoć na zachodnich stokach gór i wtedy do wnętrza Szwecji płynie już powietrze suche. Jeżeli depresje omijają góry od południa, to nad obszar północnego Bałtyku płynie suche powietrze w Laponii. Rzadko tylko depresje obierają sobie tor wzdłuż Bałtyku na północ, przynosząc nad obszary te powietrze morskie. Z innych czynników oddziałujących na klimat wymienić należy: dużą szerokość geograficzną, większą stosunkowo masę lądów sąsiednich i bliskość Laponii. W całości więc obszar ten jest zdecydowanie kontynentalny, choć w szczególności są spore różnice.

Dzielnica Szwecji środkowej, jako leżąca w cieniu gór i zdala od Bałtyku, otrzymuje mało opadów, wiatry są słabsze; mamy tu dużą składową kontynentalną klimatu. Zimy są surowe przy pogodnym niebie. Lata są niezbyt gorące, ale równie pogodne i suche. Amplituda roczna temperatury wynosi 24°.

Dzielnica Norrlandu, opadająca pod względem orograficznym tarasami do zatoki Botnickiej, która wywiera łagodzący wpływ na jej klimat, ma sporo cech przejściowych. Wilgotność maleje ze wschodu na zachód i w tym samym kierunku, od morza ku góróm, rośnie kontynentalność klimatu. Norrland ma najwięcej pogodnych dni z całej Szwecji.

Zimą jest mało słońca, a przez 6 miesięcy śnieg i lód pokrywają ziemię. Sięga tu wyraźny wpływ antycyklonu lapońskiego, spływa mroźne powietrze arktyczne.

Wiosna jest sucha i zimna. Śniegi tają z końcem kwietnia, po czym następuje szybki wzrost temperatury.

Lato jest gorące, suche i pogodne przy słabych wiatrach.

Jesień trwa krótko; w październiku zwykle szybko przychodzi zima.

Dzielnica środkowo fińska. Już samo położenie dzielnicy fińskiej na północy i wschodzie naszego obszaru warunkuje znaczną kontynentalność klimatu, która jest spotęgowana dzięki szerokiemu połączeniu z zapleczem — Rosją, skąd, niepowstrzymane żadnymi górami, docierają silne akcenty klimatu kontynentalnego. Depresje barometryczne, wyczerpawszy zapasy swej energii, mało tu już kształtują oblicze pogody. Główną cechą jest: długa zima, krótkie lato, krótkie pory przejściowe.

Zima scharakteryzowana jest małą ilością usłonecznienia; mróz ustala się od listopada, po czym przez pięć miesięcy kraj spowity jest grubą powłoką śniegu.

Wiosna jest zimna, śnieg bardzo powoli topnieje i znika. Jeszcze w kwietniu bywają temperatury — 30°.

Lato jest bardzo ciepłe, dużo słońca. Od września robi się szybko zimno i w październiku po dżdżystej pogodzie nastaje zima.

Dzielnica lapońska. O klimacie dzielnicy lapońskiej decyduje przede wszystkim położenie na dalekiej północy. Okresowe zmiany w otrzymywaniu światła słonecznego i ciemności wyrażają się w fizjonomii kraju. Zimą brak insolacji zupełnie, nadto jest silne wypromieniowanie przy pogodnym niebie; latem długotrwała insolacja — dają w sumie znaczne przeciwieństwo klimatyczne, wyrażające się także w szybkim przejściu z zimy do lata i z lata do zimy, z krótkimi porami przejściowymi. Na wschodnich stokach gór Skandynawskich leży jeden z ośrodków zimna Skandynawii, w którym średnia temperatura stycznia wynosi — 16°. Dzielnica lapońska jest także najsuchszą częścią obszaru Bałtyckiego, otrzymując tylko około 250—300 mm opadu rocznie.

Zima jest długa; śnieg leży od października przez 7 miesięcy, mrozy dochodzą przy słabych ruchach powietrza do — 45°, czasami tygodniami utrzymując się poniżej — 20°. Rzadko pod wpływem depresji, posuwającej się wzdłuż wybrzeży Oceanu Lodowatego, zdarza się ocieplenie. Mogą być wtenczas skoki temperatury o 40 stopni w ciągu 2 dni.

Wiosna przychodzi późno, gdy na południu już dawno śniegi stały. Trwa krótko. Jeszcze w marcu i kwietniu idą z tej dzielnicy fale zimnego powietrza do Szwecji.

Lato trwa krótko, szybko nastaje. W lipcu temperatury osiąga + 25, a nawet 30°.

11. WPLYW KLIMATYCZNY BAŁTYKU.

Morze Bałtyckie nie wyciska tak wybitnego piętna klimatycznego na otaczających go obszarach, jak np. Śródziemne. Jest ku temu kilka powodów: 1) Morze Śródziemne jest o wiele większe, rozciąga się równoleżnikowo, zaś mały Bałtyk posiada znaczną rozciągłość z południa na północ poprzez 12° szerokości geograficznej, leży w różnych strefach usłonecznienia. 2) Wpływ sąsiednich klimatów na obszar Bałtyku jest dość znaczny i przeważa na ogół oddziaływanie klimatyczne masy wodnej Bałtyku na otoczenie. Od wschodu nie ma gór, któreby powstrzymywałyby potężny wpływ masywu kontynentalnego Rosji; wpływ morski dzięki ogólnemu kierunkowi cyrkulacji atmosferycznej z zachodu na wschód jest częściowo tylko wstrzymywany przez góry Skandynawskie, częściowo dostaje się dość daleko nad obszar bałtycki. Morze Śródziemne natomiast jest od północy i od zasięgu zimnych klimatów północnych osłonięte wysokimi łańcuchami Alp i Karpat. 3) Morze Bałtyckie jest płytkie, słodkie, dlatego łatwo zamarza i oddziaływa potem jak wielki obszar pokryty śniegiem, natomiast morze Śródziemne posiada w całej swej olbrzymiej masie wody od powierzchni do głębokości 4000 metrów, przez cały rok jednostajną temperaturą 13,8°.

Morze Bałtyckie odsuwa zasięg klimatu kontynentalnego o kilka stopni długości na wschód, przez co klimat przejściowy z atlantyckiego do kontynentalnego zajmuje większy obszar. Niektóre gatunki roślin sięgają wąskim pasem wzdłuż wybrzeża dalej na północ niż w głębi lądu.

Aby odpowiedzieć na pytanie, jak daleko sięga w głąb lądu łagodzący wpływ morza Bałtyckiego, K o l a c h (55) przeprowadził odpowiednie obliczenia na przykładzie opóźnienia wiosny (i wegetacji) i przedłużania jesieni. W tym celu wykonał on szereg profilów termicznych normalnie do wybrzeża i w wyniku otrzymał dla brzegu południowego i wschodniego linię następującą: Bremen — Göttingen — Erfurt — Lipsk — Poznań — Warszawa — Kłajpeda, jako granicę zasięgu klimatycznego Bałtyku południowego. Na brzegu wschodnim natomiast wpływu takiego nie mógł znaleźć, ani na przekroju Wilno — Kłajpeda, ani Wilno — Ryga, ani Uleaborg — Kuopio.

Łagodzący wpływ Bałtyku wyraża się w zmniejszeniu amplitudy temperatury, w znacznym skróceniu trwania zimy (zima na Helu trwa średnio o 40% krócej w stosunku do Warszawy) (53), w obniżeniu liczby dni mroźnych i bardzo znacznym zmniejszeniu dni upalnych, wreszcie w opóźnianiu wiosny i przedłużeniu jesieni.

Nagromadzone w wodzie Bałtyku w ciągu lata ciepło oddawane jest jesienią i wczesną zimą otoczeniu, Bałtyk działa wtedy jako regulator ciepła i podnosi nieco temperatury w pasie wybrzeżnym. Jak jednak wykazują badania szczegółowe, wpływ ten nie sięga daleko, najwyżej na kilkadziesiąt kilometrów i jest np. znacznie słabszy niż morza Północnego. Nagrzana masa wody, po oddaniu ciepła otoczeniu, w ciągu zimy przekształca się w masę wyziębioną, oddziałującą wiosną hamującą na roślinność w pasie przybrzeżnym. Co prawda jeszcze izotermie stycznia wykazują lekkie wygięcie ku północy. Większa ilość pary wodnej nad morzem osłabia wypromieniowanie w ciągu nocy, ciepło utrzymuje się dłużej w warstwach dolnych niż nad lądem.

Według Troll'a (67) wpływ Bałtyku na roślinność krajów przylegających rozciąga się tylko na 20—30 km w głąb lądu, podczas gdy np. morza Północnego do 100 km.

Wbrew dawniejszym przekonaniom o łagodności klimatu Bałtyku, niedawne pomiary kompleksyjnej wielkości klimatycznej, tzw. „wielkości ochładzania” (utrata ciepła przez ciało o temperaturze ciała ludzkiego) wykazały, że klimat Bałtyku można nazwać łagodnym tylko w pewnych porach roku — jesienią i zimą, czyli wtedy, gdy woda oddaje zapas swego nagromadzonego ciepła otoczeniu, natomiast zimą w pewnych okresach silne wichry, towarzyszące wtargnięciom mas powietrza arktycznego powodują znaczne ochłodzenie i utratę ciepła.

Z powyższego widać, że tak w jednym jak i drugim przedstawieniu zarysu klimatycznego Bałtyku i obszarów otaczających go, widzimy silnie zaakcentowaną przejściowość i to tak z południa na północ jak i z zachodu na wschód. Może to posłużyć jako cecha wyróżniająca go z krain naturalnych Europy północnej.

Przy ustaleniu stref klimatycznych dobiera się zwykle cechy różniczkujące do warunków na lądach; morza i oceany są zwykle elementem zakłócającym pasowy układ stref i psują ciągłość granic klimatycznych, zachowując się całkiem odmiennie pod względem meteorologicznym. Nieco inaczej jest z naszym Bałtykiem. Jako obszar ścierania się kilku wpływów klimatycznych, musi zachować się dość biernie i do walki tej wnosi tylko skromne akcenty lokalne.

L I T E R A T U R A.

51. H. Bohnstedt: Die thermische Kontinentalität des Klimas von Nordeuropa. Met. Ztschr., H. 2, 1932.
52. W. Gorczyński: O podziale klimatycznym Europy. Przegl. Geograf. XIV, zes. 1—2, 1934.

53. Z. Kaczorowska: Warunki klimatyczne polskiego wybrzeża Bałtyku. Wiadom. Meteor. i Hydr., 7—12, 1934.
 54. M. Kaiser: Land- und Seewinde an der deutschen Ostseeküste. Ann. d. Hydr. u. mar. Met. 1907.
 55. F. Kolaček: Wie weit dringt der Ostseefrühling vor. Meteor. Ztschrft. 44, 1927.
 56. W. Köppen: Niederschlag auf der Ostsee. Ann. d. Hydr. u. mar. Meteor., 1922.
 57. W. Köppen: Typische und Übergangsklimate. Meteor. Ztschrft. 46, 1929.
 58. W. Köppen: Grundriss der Klimakunde. Berlin, 1931.
 - 59a. W. Köppen-Geiger: Handbuch der Klimatologie, Band III, Teil L.: „Klima von Nord-West-Europa“ von B. Birkeland u. N. Föyn. Berlin, 1932.
 - 59b. — ibidem, Teil M.: „Klimakunde von Mittel- und Südeuropa“, von E. Alt. Berlin, 1932.
 60. W. Korhonen: Niederschlagskarten von Fennoskandia. Mittlg. d. Met. Ztrlanst. Finnl. XVI, 1925.
 61. E. Lindskog: On the geographical distribution of fog in Sweden. Geogr. Annaler, H. 1, 1931.
 62. E. Nehls: Das Klima des Ostseegebietes. Versuch einer dynamischen Klimatologie. Jhrb. d. Pom. Geogr. Ges. Greifswald. 51/52, 1933/34.
 - 62a. K. Pakštaz: Le Climat de la Lituanie, Klaipeda, 1926.
 63. L. Paromenskij: Über die Verteilung der Nebel über der Ostsee. Met. Ztschrft. 1884.
 64. A. Peppler-F. Hummel: Die mittleren und maximalen Schneehöhen in Skandinavien, Finnland und im ostbaltischen Gebiet. Petermanns Mitteilg. 80, H. 3—4, 1934.
 65. — Segelhandbuch für die Ostsee, Reichsmarineamt, Berlin, 1906.
 66. R. Rudovic: Tumany Bałtyjskogo moria. Meteor. Wiestnik, 32, 1912.
 - 66a. T. Sulimirski: Osadnictwo i ruchy etniczne a klimat. Roczniki Dziejów Społecznych i Gospodarczych. Tom III, Lwów, 1934.
 67. K. Troll: Der klimatische Einfluss der Ostsee auf die Vegetation ihrer Randländer. Vrhdl. d. 21 Deutsch. Georg. Tgs. Berlin, 1926.
 68. H. Voigts: Das Klima der Ostsee unter besonderer Berücksichtigung der Lübecker Bucht. Geogr. Anzeiger, Jhr. 34, 1933.
 69. A. Wallen: Climate of Sweden. Stockholm, 1930.
 70. G. Wersen: La durée de la couche de neige sur la pleine de Suède. Geogr. Annaler, X, 1928.
 71. Referaty i prace zbiorowe Konferencyj Hydrologicznych Państw Bałtyckich z lat: 1926 w Rydze, 1928 w Tallinnie, 1930 w Warszawie, 1933 w Leningradzie i 1936 w Helsinkach.
-

R É S U M É.

La mer Baltique a été depuis longtemps l'objet d'investigations hydrographiques et climatologiques. Mais ces recherches n'avaient pas un caractère continu et systématique; elles étaient dûes aux travaux des services hydrographiques des pays environnants. Bientôt on arriva à la conclusion, qu'il faudra réunir les efforts de ces pays pour arriver à une connaissance des éléments physiques de la mer. C'est alors qu'on a pris l'idée d'une collaboration internationale dans le domaine des recherches hydrographiques. Grâce à l'initiative de l'hydrographe norvégien O. Petterssen fut créée en 1902 la Commission Internationale pour l'Exploration de la Mer avec un organe exécutif nommé „Conseil Permanent”, qui publie les données dans son Bulletin Hydrographique. La Baltique a été divisée en régions, dont chacune a été attribuée à un des états environnants. On unifia les instruments, les méthodes et les horaires des observations. Des années de travail assidu ont suivi; divers états ont même doté des bateaux hydrographiques pour effectuer quatre fois par an des mesures de température, salinité, teneur des gazs, courants etc sur des points fixés. Les résultats d'une telle collaboration, appliquée pour la première fois, ont été considérables et ont donné un aperçu sur les conditions halino-thermiques, dynamiques et faunistiques de la mer Baltique (1, 17, 18, 26).

La guerre mondiale a interrompu les travaux, qui ont été repris en 1918, mais sous une autre forme. C'est en Lettonie en 1926 qu'on a pris aussi l'initiative de créer un organisme scientifique dans le domaine de l'hydrologie continentale et maritime — les Conférences Hydrologiques des Etats Baltiques, qui se réunissent tous les 2—3 ans et sont devenues l'organe centralisant les recherches hydrologiques de la mer Baltique (71).

Les problèmes actuels sont les suivants: les variations du niveau et le bilan hydrologique, tous les deux étant liés aux mouvements tectoniques postdiluviaux (2, 4, 5, 34, 38, 40, 49, 50). Si le continent fennoscandinave s'élève, il faut que l'eau s'écoule du bassin de la mer Baltique. Ainsi les mesures de l'échange d'eau avec l'Océan, effectués dans les détroits danois sont d'une importance particulière (20, 21, 36). On remarque, que le mécanisme des détroits est comparable à une soupape. L'eau océanique, salée et lourde, ne peut surpasser les seuils des détroits et entrer dans la Baltique, que dans les conditions météorologiques favorables, l'eau fraîche cependant de la surface de la Baltique peut sortir seulement avec le courant résultant. Les quantités d'eau participant à l'échange sont connues d'une façon globale.

Quant au bilan hydrologique, on constate d'abord le manque complet d'observations d'évaporation. Les bilans établis jusqu'à ce jour (2, 34, 38, 40) ont montré que les hauteurs des précipitations et de l'évaporation se tiennent en équilibre, alors l'écoulement du bassin tributaire à la Baltique doit sortir à l'océan.

En ce qui concerne la connaissance du climat de la région Baltique, il existe plusieurs monographies des pays environnants la Baltique (59, 69) mais il n'y a qu'une seule description du climat au-dessus de la mer elle-même, (65) destinée aux navigateurs. Le manque d'uniformité des observations ne permet pas une synthèse climatique en ce moment. Il faut citer un essai d'établissement d'une climatographie dynamique, dont résulte une subdivision de la Baltique en régions climatiques (62).

Jusqu'à 1918, les recherches hydrographiques et climatologiques le long du littoral polonais de la Baltique ont entré au programme de l'Allemagne. Elles ont été interrompues et ne furent reprises qu'en 1926, époque à laquelle notre Laboratoire Maritime de Pêche a commencé d'effectuer des mesures de la température d'eau à diverses profondeurs (13). Outre la vérification de la formation des couches isothermiques, ces mesures ont démontré des variations non périodiques de la température — en fonction de la direction et de la force des vents (vents positifs, vents négatifs, influence maritime et continentale). Une relation se montra entre les variations du niveau de la mer sur la côte méridionale de la Baltique et la direction des vents sur la Baltique et dans la mer des Beltes (14).

Les travaux sur la salinité d'eau au Golfe de Dantzig ont été repris en 1928 (8, 19) — pour ne pas parler de quelques évaluations de la salinité à la surface du Golfe de Puck (46). Etant donné, que ces mesures étaient adaptés au programme international, on a pu les comparer avec les recherches allemandes effectuées depuis 1902 au point international D 12 du réseau de la Commission Internationale de l'Exploration de la Mer.

La plus grande salinité au Golfe de Dantzig apparaît en hiver, le minimum au mois de Mai; on a démontré l'influence des eaux de la Vistule et aussi celle de l'océan, quoique lointaine. En connexion avec les conditions halino-thermiques reste la distribution des courants, dont la résultante est dirigée le long de la côte de l'ouest à l'est, mais possède un embranchement vers le côté intérieur de la péninsule de Hel (14).

Depuis 1931 on a organisé des recherches hydrologiques à une échelle plus grande, à savoir de la part de la Section Hydrologique de l'Observatoire Maritime à Gdynia (19). L'introduction des mesures

journalières de température avec prise d'eau pour l'évaluation de la salinité permettra dans un prochain avenir d'expliquer les variations à courte période. Dans le même but on a installé deux thermographes de surface; un troisième a été ajusté à une profondeur de 42 mètres, laquelle est caractéristique pour les conditions au Golfe de Dantzig. Outre cela, on procède trois fois par mois à l'exécution des profils thermiques à travers la partie occidentale du Golfe de Dantzig, entre Gdynia et Hel. A cette occasion on détermine la salinité, la vitesse et la direction des courants à diverses profondeurs. Le résumé de ces observations a montré (19), que les variations de la température dépendent de l'afflux de l'eau froide pendant la période de dégel, de l'afflux des eaux de la Vistule, ainsi que des conditions météorologiques.

A part des observations régulières aux stations côtières, l'Observatoire Maritime a commencé des recherches en plein mer. C'est en 1934 qu'on a organisé une expédition hydrologique à la „Mittel Bank (16). Cette banquise n'est couverte que par 12 mètres d'eau; elle présente des terrains pour la pêche. L'expédition a constaté un changement du contour de la banquise, dû au courant „baltique”.

C'est en 1935 qu'on a chargé aussi les bateaux de la marine marchande d'exécuter des mesures de température et de salinité le long de leurs trajets de Gdynia vers le Golfe de Bothnie et vers l'ouest. Ces trajets correspondent à peu près au méridien et au parallèle, ce qui a permis d'étudier la distribution presque synoptique de la température et de la salinité. En résultat on a pu établir une division de la mer Baltique selon les conditions physiques de l'eau (19).



BIBLIOTEKA
UNIwersytecka
Gdańsk

018180

6XX