

ANDRZEJ WROBLEWSKI
Polska Akademia Nauk
Zakład Oceanologii — Sopot

PRAWDOPODOBIEŃSTWO MAKSYMALNYCH ROCZNYCH POZIOMÓW MORZA BAŁTYCKIEGO W NOWYM PORCIE, KOŁOBRZEGU I ŚWINOUJŚCIU

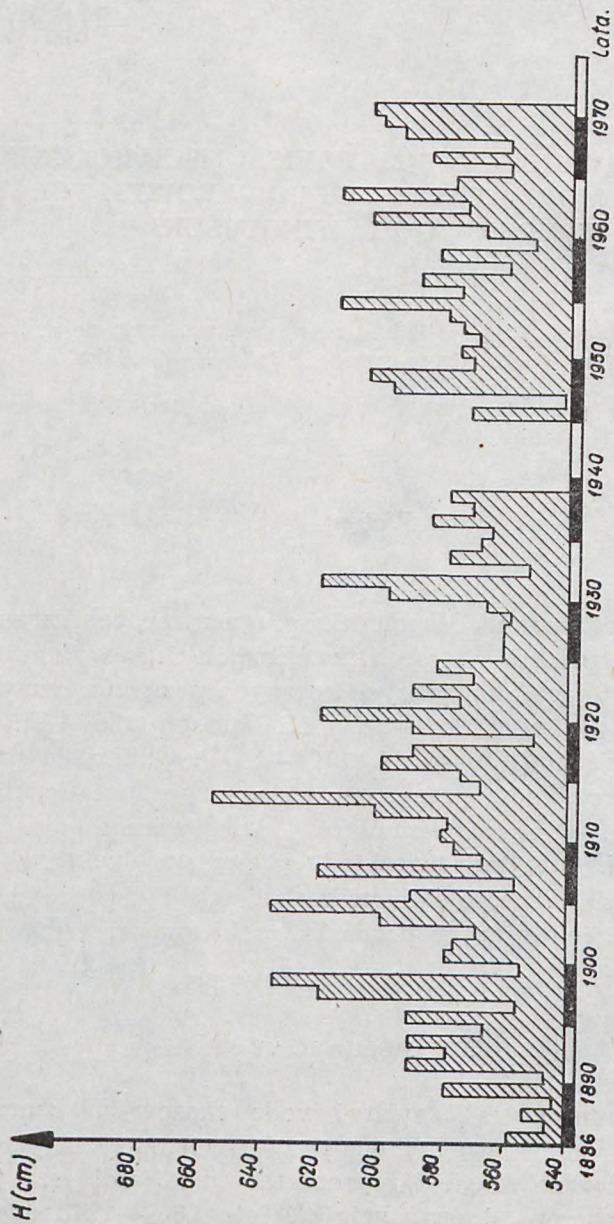
Treść: Wstęp 37, Dane pomiarowe 37, Przyczyny występowania najwyższych rocznych poziomów morza 43, Obliczenia prawdopodobieństwa 44, Wnioski 50, Summary 52, Literatura 52.

Wstęp

Celem pracy jest podanie długoletniej prognozy probabilistycznej najwyższych poziomów morza w trzech portach polskiego wybrzeża. Zestawiono wyniki obserwacji najwyższych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie (1886—1939, 1946—1971), Kołobrzegu (1867—1943, 1946—1971) oraz Świnoujściu (1901—1944, 1948—1971). Obliczenia prawdopodobieństwa tych poziomów przeprowadzono przyjmując rozkład Pearsona III typu, a do estymacji parametrów zastosowano metodę największej wiarygodności. Otrzymane rozkłady prawdopodobieństwa stanowią podstawowy materiał do projektowania budowli hydrotechnicznych w wymienionych portach oraz rozpoznania problematyki wezbrań sztormowych.

DANE POMIAROWE

Serie danych mareograficznych i wodowskazowych charakteryzujące maksymalne roczne poziomy wody w trzech opisywanych portach można uznać za bardzo długie i reprezentacyjne. Najdłuższa jest seria pomiarowa z Kołobrzegu, która obejmuje lata 1867—1943 oraz 1946—1971 [4, 5, 14]. Nowy Port posiada krótszy okres obserwacji (1886—1939, 1946—1971) [14, 15]. W Świnoujściu uzyskano dane dla lat 1901—1944, 1948—1971 [3, 5, 14]. Wszystkie obliczane poziomy wody sprowadzono



Ryc. 1. Występowanie maksymalnych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie podczas obserwacji w latach 1886—1939, 1946—1971

Fig. 1. Occurrence of the highest annual sea levels in Nowy Port during the observation period 1886—1939, 1946—1971

do zera wodowskazu, tj. -500 NN₅₅, stanowiącego poziom odniesienia bieżących obserwacji mareograficznych. Dane pomiarowe są więc pełne i jednorodne z wyjątkiem okresu wojennego (1939—1945) i pierwszych lat powojennych. Przerwa spowodowana przez działania wojenne najdłuższa była w Nowym Porcie, gdzie brak jest danych o poziomach maksymalnych podczas sześciu kolejnych lat. Braki materiałów obserwacyjnych z tego okresu prawdopodobnie nie dadzą się już uzupełnić. Zestawienie analizowanych poziomów maksymalnych zawarte jest w tab. 1, 2, 3 oraz na ryc. 1, 2, 3.

Tablica 1

Maksymalne roczne poziomy morza w Nowym Porcie podczas obserwacji w latach 1886—1971

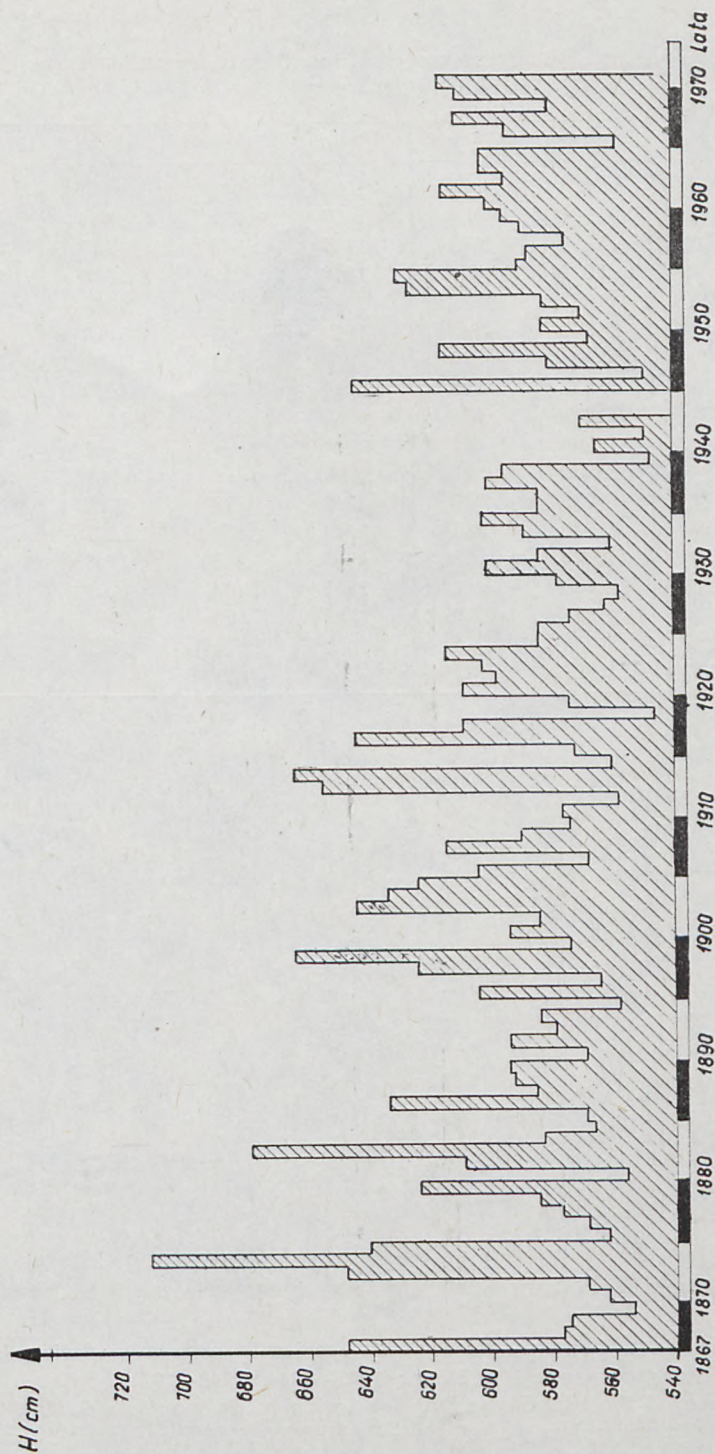
Rok	H (cm)	Rok	H (cm)	Rok	H (cm)	Rok	H (cm)
1886	559	1908	621	1930	567	1952	570
1887	546	1909	567	1931	599	1953	575
1888	554	1910	577	1932	621	1954	580
1889	544	1911	581	1933	553	1955	616
1890	579	1912	579	1934	579	1956	575
1891	547	1913	613	1935	569	1957	589
1892	591	1914	656	1936	565	1958	560
1893	579	1915	569	1937	585	1959	583
1894	591	1916	575	1938	571	1960	551
1895	567	1917	601	1939	579	1961	568
1896	591	1918	591	1940	—	1962	605
1897	557	1919	551	1941	—	1963	574
1898	621	1920	591	1942	—	1964	615
1899	636	1921	621	1943	—	1965	578
1900	555	1922	575	1944	—	1966	560
1901	579	1923	591	1945	—	1967	586
1902	577	1924	571	1946	572	1968	560
1903	569	1925	583	1947	541	1969	595
1904	601	1926	561	1948	598	1970	602
1905	637	1927	561	1949	606	1971	605
1906	591	1928	561	1950	572		
1907	557	1929	559	1951	576		

Przy założeniu losowego charakteru zjawiska przerwa podczas wojny nie wpływa w sposób istotny na jakość próby losowej i w szeregu rozdzielczym opuszczone pomiary zgodnie z dotychczasową praktyką nie są uwzględniane. W rezultacie wyniki obliczeń — mimo braku obserwacji łączących serie przedwojenne z powojennymi — obejmują całość posiadanego materiału pomiarowego i mogą być uważane za miarodajne ze względu na dużą liczbę danych.

Tablica 2

Maksymalne roczne poziomy morza w Kołobrzegu podczas obserwacji
w latach 1867—1971

Rok	H (cm)	Rok	H (cm)	Rok	H (cm)	Rok	H (cm)
1867	648	1893	579	1919	546	1945	—
1868	577	1894	584	1920	574	1946	645
1869	575	1895	558	1921	609	1947	549
1870	554	1896	604	1922	598	1948	581
1871	562	1897	564	1923	602	1949	615
1872	569	1898	624	1924	614	1950	567
1873	648	1899	664	1925	584	1951	582
1874	711	1900	574	1926	584	1952	570
1875	640	1901	594	1927	574	1953	582
1876	562	1902	584	1928	562	1954	626
1877	569	1903	644	1929	558	1955	630
1878	577	1904	634	1930	578	1956	590
1879	585	1905	624	1931	606	1957	587
1880	624	1906	604	1932	584	1658	575
1881	556	1907	568	1933	560	1959	589
1882	609	1908	614	1934	588	1960	595
1883	679	1909	590	1935	602	1961	601
1884	583	1910	574	1936	584	1962	615
1885	567	1911	576	1937	584	1963	595
1886	569	1912	558	1938	600	1964	602
1887	634	1913	654	1939	595	1965	602
1888	585	1914	664	1940	547	1966	558
1889	593	1915	560	1941	565	1967	594
1890	594	1916	572	1942	649	1968	611
1891	569	1917	644	1943	570	1969	580
1892	594	1918	609	1944	—	1970	610
						1971	615



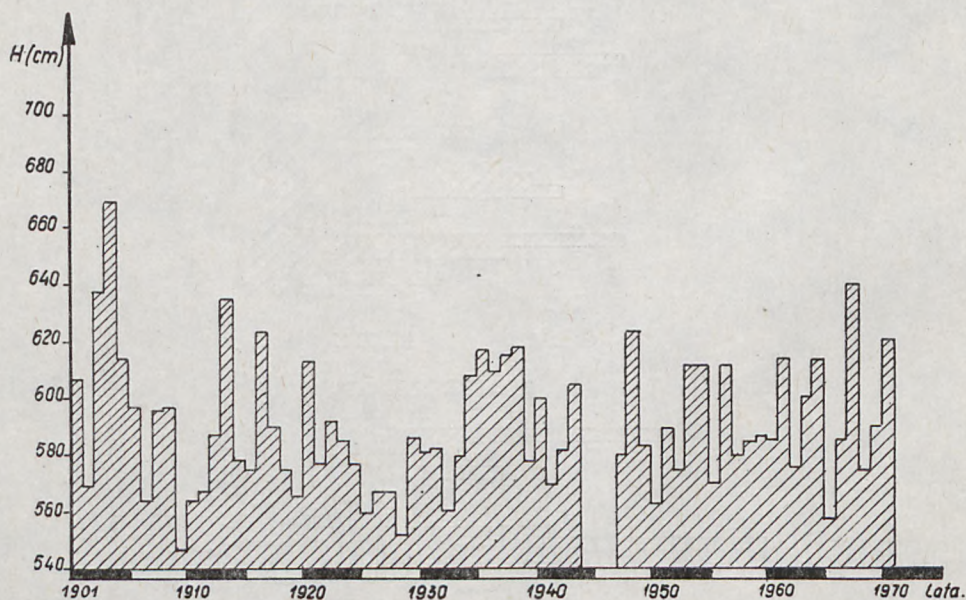
Ryc. 2. Występowanie maksymalnych rocznych poziomów morza w Kołobrzegu podczas obserwacji w latach 1867—1943, 1946—1971

Fig. 2. Occurrence of the highest annual sea levels in Kołobrzeg during the observation period 1867—1943, 1946—1971

Tablica 3

Maksymalne roczne poziomy morza w Świnoujściu podczas obserwacji
w latach 1901—1971

Rok	H (cm)	Rok	H (cm)	Rok	H (cm)	Rok	H (cm)
1901	607	1919	575	1937	609	1955	611
1902	569	1920	565	1938	615	1956	570
1903	638	1921	613	1939	618	1957	611
1904	669	1922	577	1940	578	1958	579
1905	614	1923	592	1941	600	1959	584
1906	597	1924	585	1942	569	1960	586
1907	564	1925	577	1943	582	1961	585
1908	596	1926	559	1944	605	1962	613
1909	597	1927	567	1945	—	1963	575
1910	547	1928	567	1946	—	1964	600
1911	564	1929	552	1947	—	1965	613
1912	567	1930	586	1948	580	1966	557
1913	687	1931	581	1949	623	1967	585
1914	635	1932	582	1950	583	1968	639
1915	578	1933	560	1951	562	1969	574
1916	575	1934	579	1952	589	1970	589
1917	624	1935	608	1953	574	1971	620
1918	590	1936	617	1954	611		



Ryc. 3. Występowanie maksymalnych rocznych poziomów morza w Świnoujściu podczas obserwacji w latach 1901—1944, 1948—1971

Fig. 3. Occurrence of the highest annual sea levels in Świnoujście during the observation period 1901—1944, 1948—1971

PRZYCZYNY WYSTĘPOWANIA NAJWYŻSZYCH
ROCZNYCH POZIOMÓW MORZA

W dotychczasowej literaturze dotyczącej spiętrzeń i wezbrań poziomów wody przy polskim wybrzeżu bałtyckim przeanalizowano przyczyny i dynamikę tych zjawisk [1, 2, 6, 9, 10, 11, 12, 13, 16, 17]. Zgodnie z założeniami praca niniejsza nie ma na celu analizy wpływu poszczególnych elementów hydrometeorologicznych na wysokość wezbrania. Ogólnie można stwierdzić, że wysokość wezbrania jest zależna przede wszystkim od działania piętującego wiatru oraz aktualnego poziomu wody w Bałtyku stanowiącego poziom odniesienia dla efektu wiatrowego. Na wysokość zanotowanego maksymalnego poziomu wody może wpływać szereg innych czynników, jak bezpośrednie oddziaływanie ciśnienia atmosferycznego lub występowanie sejsmy lokalnych oraz ogólnobałtyckich. Amplitudy pływów w warunkach dynamicznych polskich wybrzeży Bałtyku mają znikomy wpływ na wysokość wezbrania sztormowego. W wyjątkowych wypadkach nagła zmiana silnych wiatrów oddładowych może spowodować nagły przypływ — poprzednio odpędzonych mas wodnych — charakteryzujący się dość znacznymi oscylacjami o gasnącej amplitudzie wahań [12]. Jak z powyższego wynika, proces wezbrania sztormowego jest zawsze procesem złożonym, w którym współdziała szereg elementów nie zawsze możliwych do ścisłego matematycznego ujęcia. Niemniej należy zaznaczyć, że właśnie czynniki drugorzędne mogą zdecydować o miejscu danego wezbrania w długim szeregu rozdzielczym kilkudziesięcioletnich obserwacji. W szeregu tym różnica kilku lub kilkunastu centymetrów w bezwzględnej wysokości poziomu wody może określać znaczne różnice empirycznego prawdopodobieństwa. Złożoność czynników powodujących występowanie maksymalnych rocznych poziomów wody powoduje, że najniższe i średnie wartości szeregu rozdzielczego nie zawsze muszą być związane z wezbraniem sztormowym. Wystąpienie niezbyt dużego efektu spiętrzenia wiatrowego w połączeniu z wysokim napełnieniem basenu bałtyckiego oraz ewentualnym wystąpieniem innych czynników podnoszących poziom wody może spowodować zanotowanie wysokiego poziomu. Poziom ten przy odpowiednim rocznym przebiegu zjawisk hydrometeorologicznych może okazać się maksymalny. Niemniej, wysokie wartości szeregu rozdzielczego związane są zawsze z wezbraniem sztormowym, stąd też prawdopodobieństwo tych poziomów odpowiada ściśle prawdopodobieństwu dużych wezbrań sztormowych.

Podkreślić należy, że w zakresie prognozy długoterminowej podejście probabilistyczne jest jedynym praktycznie możliwym rozwiązaniem problemu. Jest to wynikiem zarówno złożonego charakteru wezbrania sztormowego, jak i losowego charakteru występowania i współdziałania

poszczególnych czynników powodujących podniesienie poziomu wody. Prognoza tego rodzaju jest całkowicie wystarczająca dla budownictwa hydrotechnicznego, ponieważ podaje okres powtarzalności wezbrań sztorowych o określonej wysokości.

Metody deterministyczne, oparte na szczegółowych obliczeniach wpływu wiatru i ciśnienia na powierzchnię wody (metoda H-N), nadają się do prognozy krótkoterminowej opartej na predykcji elementów meteorologicznych [9]. Prognoza tego rodzaju w wypadku funkcjonowania odpowiedniego modelu może mieć duże znaczenie dla ostrzeżeń sztorowych.

OBLICZENIA PRAWDOPODOBIENSTWA

Obliczenia przeprowadzono przyjmując do wyrównania i ekstrapolacji danych empirycznych rozkład Pearsona III typu. Jak wykazały dotychczasowe obliczenia, rozkład ten, powszechnie stosowany w obliczeniach hydrologicznych, bardzo dobrze wyrównuje szereg rozdzielczy i jest w Polsce zalecany do stosowania w projektowaniu śródlądowych budowli hydrotechnicznych [18]. W dążeniu do uzyskania najbardziej efektywnych estymatorów oszacowanie parametrów rozkładu przeprowadzono metodą największej wiarygodności.

Zakładając, że jednowymiarowa ciągła zmienna losowa posiada funkcje gęstości $f(x_1, g_1, g_2, \dots, g_k)$ o znanej postaci matematycznej i nieznanymi parametrach oraz przyjmując w rozważaniach prostą próbę zbioru $Z_N(x_i)$ wprowadza się metodą Fishera funkcję wiarygodności [8]:

$$L = f(x_1, g_1, g_2, \dots, g_k) \cdot f(x_2, g_1, g_2, \dots, g_k) \dots f(x_N, g_1, g_2, \dots, g_k). \quad (1)$$

Ponieważ przy danych elementach próby losowej L jest funkcją parametrów rozkładu, a wartość L jest proporcjonalna do prawdopodobieństwa $P(Z_N)$, czyli wystąpienia próby losowej zbioru wartości x_1, x_2, \dots, x_N , problem sprowadza się do określenia takich parametrów g_1, g_2, \dots, g_k , przy których prawdopodobieństwo zaobserwowania zbioru $Z_N(x_i)$ jest największe. Rozwiązanie polega na obliczeniu wartości g_1, g_2, \dots, g_k z układu równań

$$\frac{\delta L}{\delta g_1} = 0; \frac{\delta L}{\delta g_2} = 0; \dots \frac{\delta L}{\delta g_k} = 0. \quad (2)$$

Podobny układ równań można otrzymać wprowadzając $\ln L$. Obliczenia rozkładu Pearsona III typu metodą największej wiarygodności zostały podane przez Kaczmarka [7, 8]. Postać ogólna funkcji prawdo-

podobieństwa przyjętego rozkładu dla przedziału $\varepsilon \leq x < \infty$ określona jest wzorem

$$f(x) = \frac{\alpha^\lambda}{\Gamma(\lambda)} e^{-\alpha(x-\varepsilon)} (x-\varepsilon)^{\lambda-1}, \quad (3)$$

gdzie: ε — dolne ograniczenie rozkładu, α, λ — parametry rozkładu.

Zastosowanie metody największej wiarygodności wiąże się w tym wypadku z estymacją ε . Estymację można przeprowadzić przyrównując ε do wartości modalnej zmiennej X_N o rozkładzie:

$$f_{N, N}(x) = N_p^{N-1} f(x), \quad (4)$$

gdzie: $p = p(x)$ — funkcja prawdopodobieństwa przewyższenia zmiennej losowej X , N — liczebność prostej próby losowej. Można więc przyjąć, że $M_0(x_N)$ wyznaczone drogą kolejnych przybliżeń równe jest:

$$M_0(x_N) = x_N. \quad (5)$$

Zakładając, że zmienna losowa X podlega rozkładowi Pearsona III typu o funkcji gęstości podanej wzorem (3), wartość modalną najmniejszego elementu w próbie losowej wyznacza się po przyrównaniu do zera pochodnej funkcji gęstości:

$$(N - 1) [f(x)]^2 = p(x) f'(x). \quad (6)$$

Uwzględniając, że:

$$M_0(x_N) = \varepsilon + \frac{1}{\alpha} M_0(t) \quad (7)$$

oraz po wstawieniu do równania (5) otrzymujemy estymator

$$\hat{\varepsilon} = x_N - \frac{1}{\hat{\alpha}} M_0(t). \quad (8)$$

Obliczenie można przeprowadzić przy znanych wartościach $\hat{\lambda}$ i $\hat{\alpha}$, które z kolei zależą od $\hat{\varepsilon}$. Równanie (8) rozwiązano, zakładając pierwsze przybliżenie estymatora $\hat{\varepsilon}$ i obliczając $\hat{\lambda}$ i $\hat{\alpha}$ metodą największej wiarygodności. Następnie na podstawie równania (8) oraz tablicy wartości modalnych obliczono $\hat{\varepsilon}$. Tok obliczeń powtarzano aż do otrzymania zgodnych wartości $\hat{\varepsilon}$ w obu opisanych krokach. Opisaną metodę obliczeń zaprogramowano w języku Fortran i zrealizowano na maszynie cyfrowej ITC w ZETO w Gdyni. Otrzymane estymatory kwantyli analizowanych zmiennych losowych zostały zestawione w tablicy 4 zgodnie z wzorem:

Tablica 4

Prawdopodobieństwo występowania maksymalnych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu dla zera mareografu — 500 N.N.⁵⁵

p (%)	99	95	90	80	70	50	30	20	10	5	2	1	0,1
T (lat)	1,01	1,05	1,11	1,25	1,43	1,67	3,33	5,0	10	20	50	100	1000
Nowy Port H (cm)	541	549	555	562	567	578	591	599	612	623	637	647	678
Kołobrzeg H (cm)	547	555	560	568	575	588	605	617	635	652	673	689	737
Świnoujście H (cm)	547	556	562	570	577	589	602	612	625	638	653	664	696

$$\hat{x}_p = \hat{\varepsilon} + \frac{1}{\hat{\alpha}} t_p \quad (9)$$

oraz przedstawione na ryc. 4, 5 i 6, na których zastosowano podziałkę dla krzywej Pearsona III typu przy $c_s = 1$. Prawdopodobieństwo empiryczne określono wzorem:

$$p(m, N) \% = \frac{100 m}{N + 1}, \quad (10)$$

gdzie: m — wielokrotność osiągnięcia lub przekroczenia danego poziomu morza, N — liczba danych w szeregu rozdzielczym. Parametry rozkładów oraz granice przedziałów ufności dla prawdopodobieństwa $P_\alpha = 0.683$ podane są w tab. 5 i 6.

Tablica 5

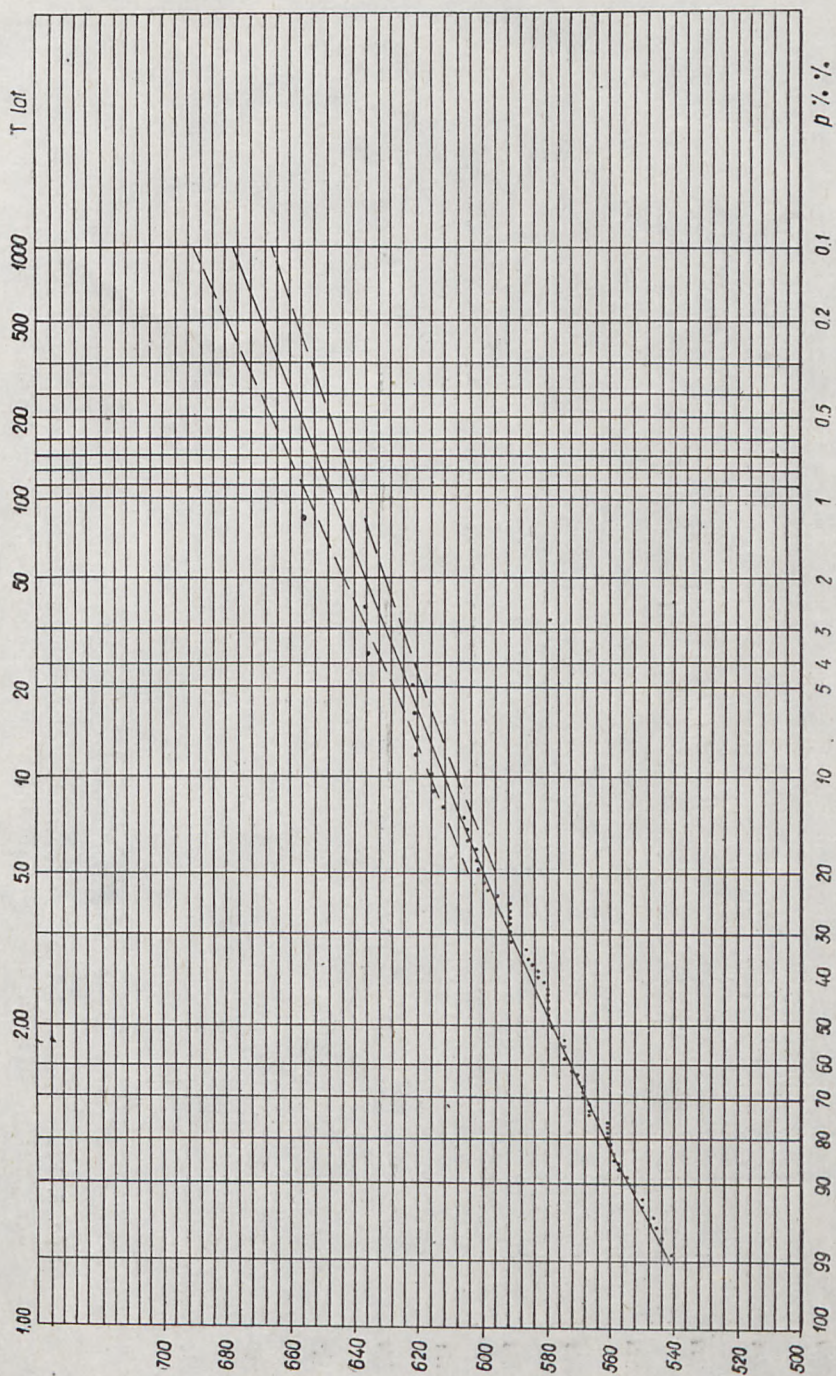
Parametry rozkładu prawdopodobieństwa maksymalnych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu

Stacja pomiarowa	$\hat{\varepsilon}$	$\hat{\alpha}$	$\hat{\lambda}$
Nowy Port	523	0.1117	6.4820
Kołobrzeg	538	0.0591	3.3180
Świnoujście	522	0.1090	7.6200

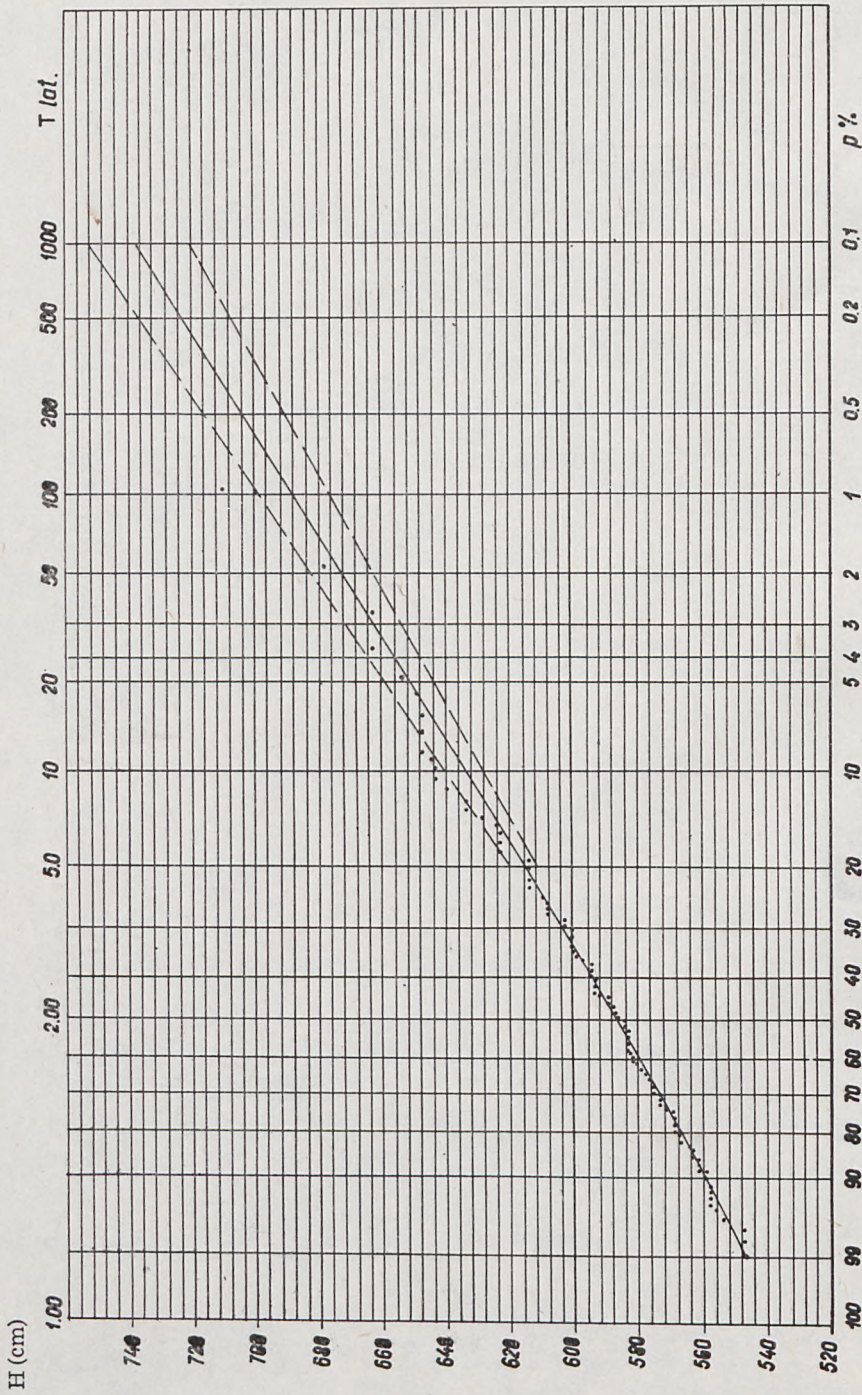
Tablica 6

Granice przedziałów ufności maksymalnych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu dla prawdopodobieństwa $P_\alpha = 0.683$

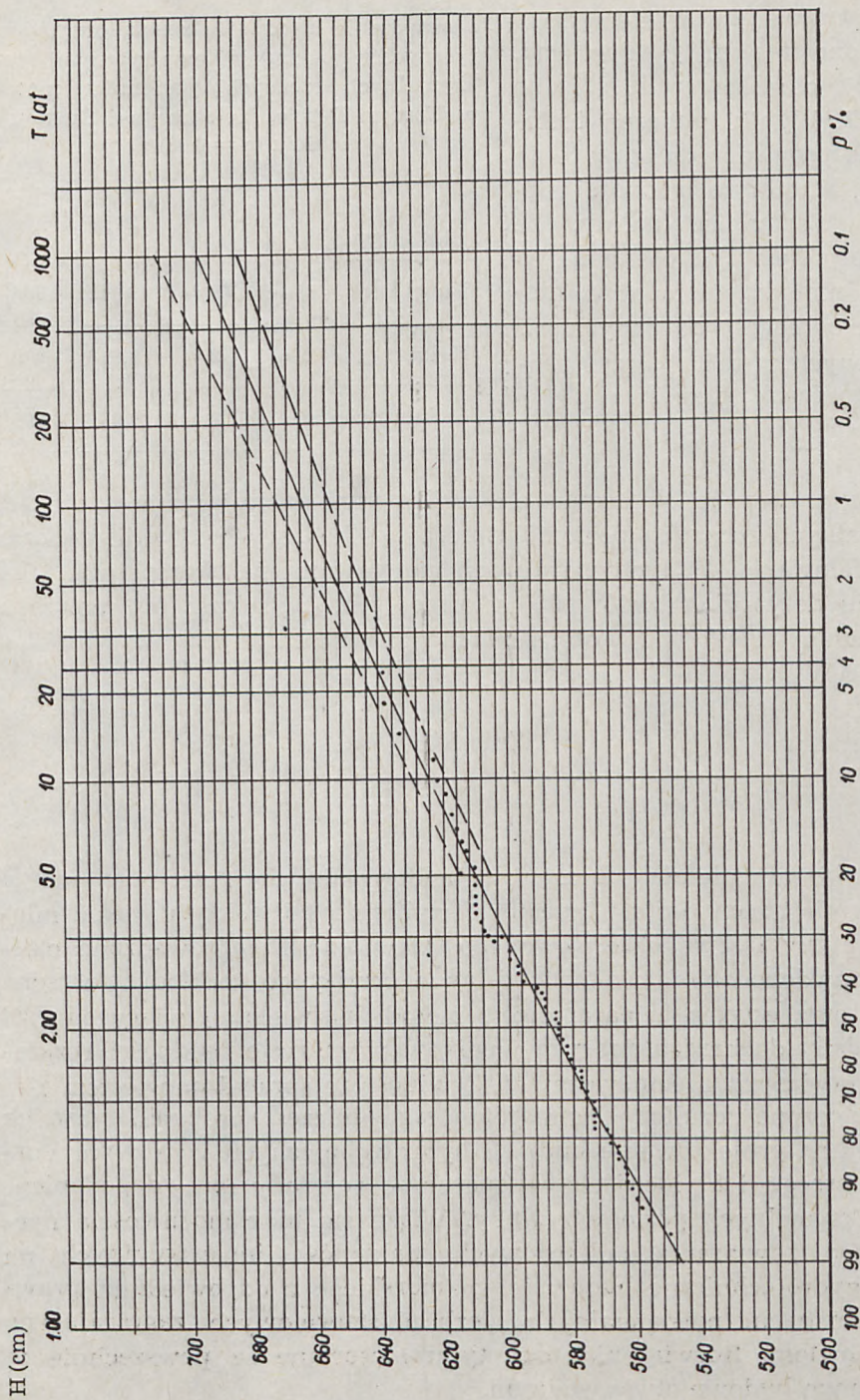
P (%)	90	80	50	20	10	2	1	0,1
Nowy Port	± 2 cm	± 2 cm	± 2 cm	± 4 cm	± 5 cm	± 7 cm	± 8 cm	± 12 cm
Kołobrzeg	± 2 cm	± 2 cm	± 3 cm	± 4 cm	± 6 cm	± 10 cm	± 11 cm	± 17 cm
Świnoujście	± 3 cm	± 3 cm	± 3 cm	± 4 cm	± 5 cm	± 8 cm	± 9 cm	± 13 cm



Ryc. 4. Prawdopodobieństwo występowania maksymalnych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie
 Fig. 4. Probability of the highest annual sea levels in Nowy Port



Ryc. 5. Prawdopodobieństwo występowania maksymalnych rocznych poziomów morza w Kołobrzegu
 Fig. 5. Probability of the highest annual sea levels in Kołobrzeg



Ryc. 6. Prawdopodobieństwo występowania maksymalnych rocznych poziomów morza w Świnoujściu
 Fig. 6. Probability of the highest annual sea levels in Świnoujście

Zgodność przyjętego rozkładu teoretycznego z empirycznym sprawdzono testem χ^2 Pearsona. Rezultaty obliczeń zamieszczono w tab. 7. Wyniki obliczeń testowych nie prowadzą do odrzucenia przyjętej hipotezy o zgodności rozkładów. Wspomnieć należy, że estymatory kwantyli obliczone za pomocą metody momentów nieznacznie odbiegały od danych zamieszczonych w tab. 4 przy szerszych granicach przedziałów ufności.

Tablica 7

Sprawdzenie zgodności rozkładów teoretycznych z rozkładami empirycznymi maksymalnych rocznych poziomów morza w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu ($\alpha = 0,05$)

Stacja pomiarowa	n	χ^2 kr.	u
Nowy Port	6 — 1 — 2 = 3	7,815	0,565
Kołobrzeg	6 — 1 — 2 = 3	7,815	1,279
Świnoujście	5 — 1 — 2 = 2	5,991	3,699

Przeprowadzone obliczenia probabilistyczne ujmują pojawianie się maksymalnych rocznych poziomów morza zachodzących zwykle podczas silnego falowania. W tych warunkach zanotowany na mareografie stan wody nie dotyczy grzbietów fal sztormowych. Wysokość fali powinna być jednak uwzględniana w obliczeniach hydrotechnicznych.

Wnioski

Wyniki długoletnich pomiarów maksymalnych poziomów morza w opisanych trzech portach polskiego wybrzeża pozwoliły uzyskać miarodajne próby losowe obserwowanego zjawiska. Przeprowadzone obliczenia prawdopodobieństwa na podstawie przyjętego rozkładu Pearsona III typu oraz estymacja parametrów metodą największej wiarygodności doprowadziły do bardzo dobrych wyników w zakresie zgodności rozkładów teoretycznych z empirycznymi. Zgodność tę sprawdzono testem χ^2 .

Przytoczone rezultaty pomiarów oraz obliczeń probabilistycznych pozwalają na projektowanie budowli hydrotechnicznych w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu w oparciu o rozkłady prawdopodobieństwa maksymalnych poziomów wody. Wiąże się to z możliwością normalywnego powiązania miliardowych nakładów inwestycyjnych na obiekty hydrotechniczne budownictwa morskiego z odpowiednim prawdopodobieństwem maksymalnych wezbrań sztormowych zagrażających tym budowlom. Rozwiązania tego typu stosowane są powszechnie w śródlądowym budownictwie wodnym.

W zakończeniu pracy autor składa serdeczne podziękowanie mgr. inż. Zbigniewowi Dziadziuszce z Oddziału Morskiego Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Gdyni za udostępnienie danych o maksymalnych rocznych poziomach wody oraz za cenne uwagi dotyczące ich wykorzystania.

ANDRZEJ WRÓBLEWSKI
Polish Academy of Sciences
Institute of Oceanology — Sopot

PROBABILITY OF MAXIMUM ANNUAL BALTIC SEA LEVELS AT NOWY PORT,
KOŁOBRZEG AND ŚWINOUJŚCIE

Summary

The paper deals with the probability calculations of the highest annual Baltic levels in the three harbours on the Polish coast. Computations were performed taking into consideration observational data of the highest annual sea levels in Nowy Port (1886—1939, 1946—1971), Kołobrzeg (1867—1943, 1946—1971) and Świnoujście (1901—1944, 1948—1971). The observational data were referred to the uniform level —500 N.N.⁵⁵. Dynamic processes responsible for the occurrence of the highest annual sea levels were mentioned in general. Probability computations were executed by means of Pearson's curve of the III type, recommended for inland water constructions in Poland. Pearson's frequency distribution was presented by eq. (3). Parameter estimations were computed by means of the maximum likelihood method in connection with the computing of the lower boundary of distribution by eq. (8). Computations of the lower boundary of the distribution were performed by equating to the mode value of the distribution given by eq. (4). Conformity of empirical and theoretical distributions were proved by χ^2 test.

LITERATURA

REFERENCES

1. Czekańska M., Dziadziuszko Z. (1964), *Spiętrzenie wód u południowego wybrzeża Bałtyku w okresie sztormowym w lutym 1962 r. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, t. XIII, Poznań.
2. Druet C., Kowalik Z. (1970), *Dynamika Morza*, Gdańsk.
3. Dziadziuszko Z. (1962), *Materiały do monografii Zalewu Szczecińskiego* (maszynopis), Biblioteka Oddziału Morskiego IM i GW, Gdynia.
4. Dziadziuszko Z. (1972), *Maksymalne i minimalne stany wody Bałtyku w Kołobrzegu w okresie 1867—1971* (maszynopis), Biblioteka Oddziału Morskiego IM i GW, Gdynia.
5. *Jahrbuch für Gewässerkunde Norddeutschland 1901—1939*.
6. Jednorąg T. (1968), *Rozkłady prawdopodobieństwa jednowymiarowych i wielowymiarowych zmiennych losowych oscylacji swobodnej powierzchni mórz bezpływowych*, Rozprawy Hydrotechniczne IBW PAN, z. 22.
7. Kaczmarek Z. (1960), *Przedział ufności jako miara dokładności oszacowania prawdopodobnych przepływów powodziowych*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, t. VII, Warszawa.

8. Kaczmarek Z. (1970), *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii*, Warszawa.
9. Laska M. (1966), *Zagadnienie prognoz wezbrań sztormowych południowego Bałtyku w świetle numerycznych metod obliczeń*, Archiwum Hydrotechniki, t. XIII, z. 2, Gdańsk.
10. Lisowski K. (1961), *Nieokresowe wahania poziomu Bałtyku pod wpływem czynników anemobarycznych*, Archiwum Hydrotechniki, t. VIII, Gdańsk.
11. Łomniewski K. (1964), *Sztormy na południowym Bałtyku*. Zeszyty Geograficzne WSP, nr 4, Gdańsk.
12. Majewski A. (1960), *Zależność wysokich stanów wody w Zatoce Gdańskiej od gradientu ciśnienia atmosferycznego*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, t. VIII, Warszawa.
13. Maliński J. (1965), *O wpływie rozkładu ciśnienia atmosferycznego na poziom morza u polskiego wybrzeża w okresie wezbrań sztormowych*, Acta Geoph. Pol., XIII, 1.
14. Roczniki Hydrograficzne Morza Bałtyckiego 1946—1971.
15. *Stany wody Bałtyku w Zatoce Gdańskiej*, prace PIHM, z. 6, Warszawa 1960.
16. Taranowska S. (1970), *Wiatry silne i sztormowe na południowym i środkowym Bałtyku*, Rozprawy Wydz. III GTN, z. 7, Gdańsk.
17. Wróblewski A. (1969), *Występowanie najwyższych rocznych stanów wody Zatoki Gdańskiej w rejonie portu gdańskiego*. Zeszyty Naukowe PG, Bud. Wodne, nr XIII, Gdańsk.
18. *Zasady obliczania największych przepływów rocznych o określonym prawdopodobieństwie pojawienia się*, Centralny Urząd Gospodarki Wodnej, Warszawa 1969.