

CZESŁAW DRUET, PETER HUPFER, OLEG KUŹNIECOW  
Polska Akademia Nauk  
Instytut Budownictwa Wodnego — Gdańsk

## OSOBLIWOŚCI PROCESÓW WZAJEMNEGO ODDZIAŁYWANIA MORZA I ATMOSFERY W STREFIE PRZYBRZEŻNEJ. UOGÓLNIENIA WYNIKÓW EKSPERYMENTU EKAM \* 1973

Treść: Wprowadzenie 148, Aerodynamiczne osobliwości pola wiatru w przywodnej warstwie atmosfery 151, Osobliwości pól temperatury i turbulentnych procesów wymiany ciepła i wilgotności 157, Charakterystyki prądów i falowania wiatrowego 162, Fluktuacje podwodnego pola światła 169, Literatura 172.

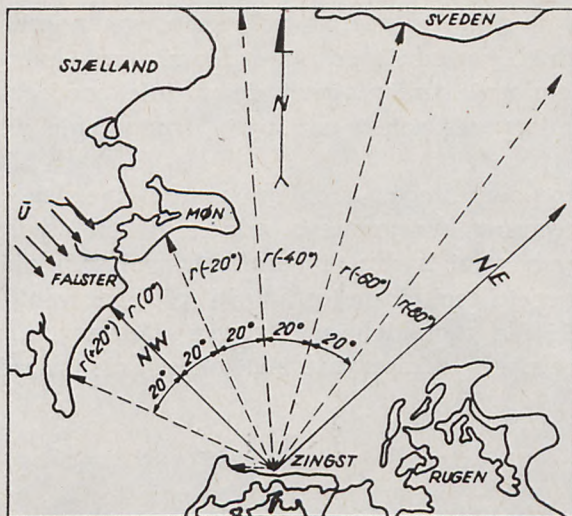
### Wprowadzenie

W okresie od 15. V. do 30. VI. 1973 r., w przybrzeżnej strefie południowego Bałtyku, w rejonie Zingst (NRD) (rys. 1), zrealizowany został, w ramach problemu 2.7/RWPG, program badawczy pierwszej międzynarodowej ekspedycji brzegowej krajów nadbałtyckich RWPG, którego zasadniczym celem było uzyskanie wstępnego rozpoznania osobliwości w przebiegu procesów wzajemnego oddziaływania morza i atmosfery w strefie przybrzeżnej. Szczegółowy program i założenia ekspedycji omówione zostały w skrócie w publikacji (Druet, Hupfer, Kuźniecowa 1974), a wyniki badań zespołowych, opracowane w formie specjalistycznych referatów, opublikowane są w specjalnym raporcie wydanym przez Morski Instytut Rybacki w Gdyni (*Wzaimodziejstwie...*) — polską placówkę koordynującą badania krajowe w ramach problemu 2.7/RWPG.

Publikacja niniejsza jest krótkim podsumowaniem i próbą uogólnienia ważniejszych wyników badawczych, uzyskanych przez zespoły naukowe NRD (organizator eksperymentu), PRL i ZSRR, w zakresie procesów wymiany energii między morzem i atmosferą. Uogólnienie to charakteryzuje osobliwości ciepłego, letniego okresu właściwe strefom przybrzeżnym płytkich, zatokowych rejonów południowego Bałtyku (rys. 1), o słabej aktywności hydrodynamicznej i stabilnym dnie. Jest to więc charakterystyka lokalna procesów wzajemnego oddziaływania morza i atmosfery w strefie przybrzeżnej, której pewne warianty noszą znamiona prawidłowości generalnych, ważnych dla każdego przybrzeżnego rejonu wewnętrznego morza szelfowego.

Kształtowanie hydro- i aerofizycznych pól akwenu i atmosfery w

\* EKAM — Einflüsse der Kuste auf Atmosphere und Meer



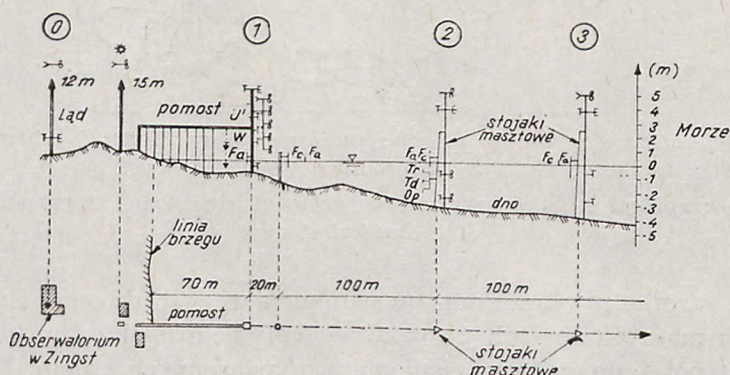
Rys. 1. Geograficzne położenie rejonu pomiarowego w Zingst i schemat układu promieniowego

Fig. 1. Geographical location of the measurement region in Zingst and diagram of the radial system

morskiej strefie przybrzeżnej uwarunkowane jest dwoma czynnikami: wpływem makroskalowych pól wiatru, wpływem ogólnej cyrkulacji mas wodnych, pól temperatury, ciśnienia itp, właściwych całemu akwenowi morskiemu i przylegającej do niego atmosferze oraz lokalnymi procesami wymiany i przenoszenia pędu, ciepła i wilgotności między morzem a atmosferą w wąskim przybrzeżnym obszarze akwenu, gdzie wpływ lądu uwidacznia się tym silniej, im bliżej brzegu zlokalizowany jest punkt obserwacyjny. Wpływy lądowych i morskich makroskalowych pól aerofizycznych przenikają się wzajemnie, tworząc przybrzeżny obszar przejściowy, w którym hydro- i aerofizyczne pola lokalne ujawniają w przypowierzchniowej warstwie granicznej cechy mieszane, charakterystyczne dla morskich i lądowych obszarów. Z kolei ilościowe i jakościowe różnice w fizycznych cechach lądowej i morskiej powierzchni granicznej (np. rzeźba powierzchni lądu jest stała, a warunki na swobodnej powierzchni akwenu kształtują się w procesie wzajemnego oddziaływania morza i atmosfery) wywołują silną przestrzennoczasową niejednorodność w turbulentnych mechanizmach wymiany i przenoszenia fizycznych własności morza i atmosfery w przypowierzchniowej warstwie granicznej, czego konsekwencją są znaczne różnice w przebiegu procesów składowych w kierunkach: równoległym i prostopadłym do linii brzegu. Ponadto przybrzeżna strefa morza, charakteryzująca się stopniowo zmniejszającymi się w stronę brzegu głębokościami, wywołuje transformacyjne

procesy w losowym polu fal wiatrowych, które w warunkach silniejszych wiatrów odmorskich powodują powstawanie znacznej poziomej niejednorodności w dynamicznie zmieniającej się rzeźbie powierzchni granicznej i związanych z nią procesach wymiany i przenoszenia własności fizycznych.

Jak widać z powyższego, problem matematycznego i fizykalnego modelowania procesów wzajemnego oddziaływania morza i atmosfery i uwarunkowanych nimi hydro- i aerofizycznych pól dla różnorodnych potrzeb gospodarczej i technicznej praktyki (projektowanie zrzutów i ujęć wód chłodzących dla morskich elektrowni jądrowych, projektowanie zrzutów komunalnych zanieczyszczeń, określanie zasad prawidłowej



Rys. 2. Schemat lokalizacji punktów pomiarowych 0, 1, 2, 3 i rozmieszczenie czujników rejestracyjnych. Oznaczenia: —8 — rejestracje średniej prędkości wiatru i prądów, >—8 — rejestracje średniej prędkości oraz kierunku wiatru i prądów, T — rejestracje temperatury wody i powietrza, E — rejestracje wilgotności powietrza,  $F_a$ ,  $F_c$  — rejestracje falowania wiatrowego metodą analogową i cyfrową,  $T_r$  — termistorowe pomiary turbulencji przepływu mas wodnych,  $T_d$  — badania fluktuacji temperatury wody i prędkości przepływu metodą „Thermodrifft”,  $O_p$  — badania fluktuacji podwodnego pola światła,  $\triangle$  — pomiary grubości laminarnej warstwy granicznej metodą „Fallsonde”,  $\odot$  — pomiary globalnej radiacji słonecznej,  $U'$ ,  $T'$  — rejestracje krótkookresowych fluktuacji prędkości wiatru i temperatury powietrza.

Fig. 2. Schematic of the location of measurement points 0, 1, 2, 3 and registration sensors. Notations: —8 — registration of mean velocities of wind and currents, >—8 — registration of mean velocities and directions of wind and currents, T — registration of air and water temperatures, E — registration of air humidity,  $F_a$ ,  $F_c$  — registration of wind waves by analogue and digital methods,  $T_r$  — measurements of the flow turbulence of water by means of thermistors,  $T_d$  — investigation of fluctuations of water temperature and flow velocity by the „Thermodrifft” method,  $O_p$  — investigation of the underwater light field fluctuations,  $\triangle$  — measurements of the laminar boundary layer thickness by the „Fallsonde” method,  $\odot$  — measurements of global solar radiation,  $U'$ ,  $T'$  — registration of short-period fluctuations of wind velocity and air temperature

akwakultury w konkretnych warunkach naturalnych, projektowanie rekreacyjnych i uzdrowiskowych kąpielisk, określanie metod ochrony torów żeglugowych i wejść portowych przed zapiaszczaniem, projektowanie systemów zabezpieczających wybrane rejony akwenu morskiego przed napływem zanieczyszczeń i groźbą pożaru paliw płynnych itp.) nie jest w morskiej strefie przybrzeżnej problemem łatwym do rozwiązania. W chwili obecnej w naukowym rozpoznaniu tych zjawisk odczuwa się zarówno brak danych empirycznych, jak i brak skończonej teorii opisującej mechanizmy przenoszenia i wymiany, a wykorzystywane czasem modele turbulentnych przepływów nad twardą nieruchomą powierzchnią do interpretacji procesów wzajemnego oddziaływania morza i atmosfery dawały jak dotąd prawie zawsze wyniki niezadowalające.

Zasadniczym celem badań przeprowadzonych w ramach eksperymentu EKAM-1973 było wstępne, empiryczne rozpoznanie głównych charakterystyk hydro- i aerofizycznych pól formujących się i zmieniających pod wpływem procesów wzajemnego oddziaływania morza i atmosfery oraz uzyskanie empirycznych danych dla weryfikacji niektórych formuł i metod ich teoretycznej predykcji. Na rys. 2 zamieszczony jest schemat lokalizacji punktów pomiarowych i aparatury rejestracyjnej stanowiących bazę doświadczalną eksperymentu EKAM-1973. Ogólne warunki meteorologiczne, charakteryzujące okres prowadzenia badań zespolowych, odpowiadały najczęściej pogodzie słonecznej, temperaturze powietrza charakterystycznej dla okresu letniego oraz wiatrom słabym i umiarkowanym, o prędkości do 8 m/s, z kierunków zmiennych, najczęściej normalnych do linii brzegowej.

#### Aerodynamiczne osobliwości pola wiatru w przywodnej warstwie atmosfery

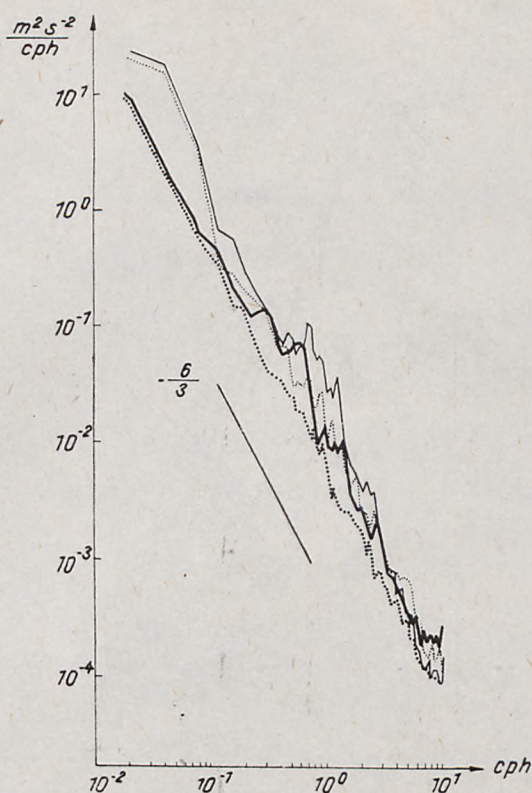
Pomiary średniej prędkości i kierunku wiatru dokonane zostały w punktach 1, 2 i 3 (rys. 2) na wysokości ok. 6 m. W punkcie 1, zlokalizowanym w odległości ok. 75 m od linii brzegowej, zainstalowany był również zespół 5 czujników anemograficznych do pomiaru pionowego profilu średniej prędkości wiatru. Rejestracje prędkości i kierunku działania wiatru prowadzone były systemem zapisu ciągłego. Uzyskane oscylogramy poddano statystycznej i spektralnej analizie. Uzyskane widma mocy (typu czerwonego szumu) fluktuacji prędkości wiatru, w przedziale częstotliwości od 0.05 do 10 cykli na godz., ujawniły charakterystykę reprezentatywną dla mezometeorologicznego minimum. Widma te w zakresie składowej prędkości wiatru, równoległej do linii brzegu, charakteryzują się prawem rozkładu  $-6/3$  (rys. 4), a widma składowej prostopadłej do linii brzegu — prawem rozkładu  $-7/3$  (rys. 5).



Rys. 3. Widok bazy badawczej w Zingst  
 Fig. 3. View of the experimental base in Zingst

Pionowy profil wiatru w wypadku wiatrów wiejących od morza jest profilem typowym dla wiatrów nad morzem otwartym. Fakt ten potwierdza również współczynnik tarcia  $C_{10} = (1,26 \pm 0,41) \cdot 10^{-3}$  w warunkach uwarstwienia neutralnego. Natomiast w wypadku wiatrów wiejących od strony lądu w profilu ujawnia się wewnętrzna warstwa graniczna (rys. 6) tym, wyraźniejsza, im większa jest prędkość wiatru. Pionowy profil wiatru podzielony jest jakby na dwie części: górną charakterystyczną dla profilu nad lądem i dolną charakteryzującą postępujące przystosowanie się prawidłowości ruchu mas powietrza do nowej (wodnej) powierzchni rozdziału. Zgodnie z opisanymi we wstępie niejednorodnościami powierzchni granicznej wewnętrzna warstwa graniczna w pionowym profilu wiatru powstaje w wyniku zmiany warunków tarcia na powierzchni lądowej i morskiej. W budowie tej warstwy można zaobserwować wyraźną nieciągłość jej górnej granicy.

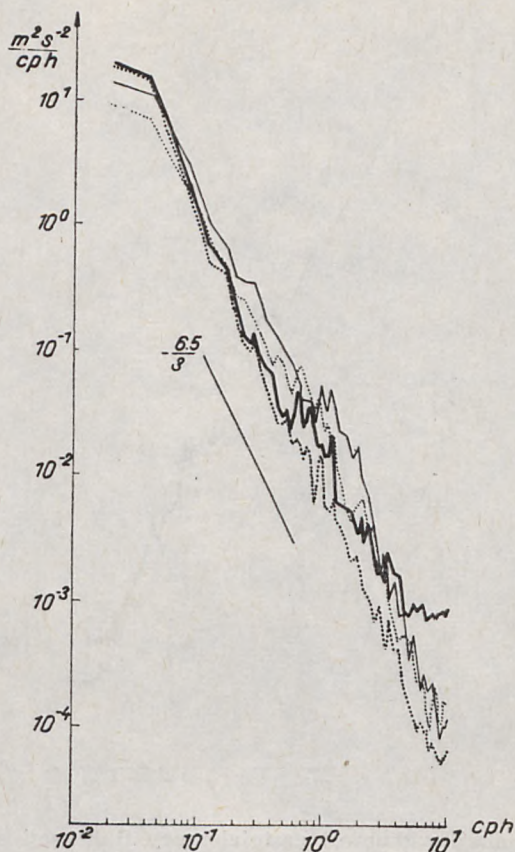
Rejestracje charakterystyk mikroskalowej turbulencji ruchu mas powietrza w przywodnej warstwie atmosfery prowadzone były w punkcie 1 (rys. 2) za pośrednictwem anemografów akustycznych (rys. 7). Uzyskane w tych badaniach widma mocy pulsacji prędkości wiatru wykazały osobliwości nie dające się dostatecznie dobrze opisać uniwersalnymi funkcjami wprowadzonymi z teorii podobieństwa Monina-Obuchowa (rys. 8,



Ryc. 4. Rozkłady funkcji widmowej gęstości mocy fluktuacji składowej prędkości wiatru równoległej do linii brzegowej  $U_E$  (wg Hupfera)

Fig. 4. Distributions of spectral power density of the wind component fluctuations parallel to the coast line  $U_E$  (according to Hupfer). Notations: .... point 1, — point 3, cph — cycles per hour

9). Przy wiatrach odmorskich w spektrach tych ujawnia się wyraźnie wpływ sfalowanej powierzchni rozdziału (rozwinętego pola fal wiatrowych) w paśmie częstotliwości 0,2 — 0,4 Hz. W związku z tym w bezwymiarowych rozkładach widma pionowej składowej prędkości wiatru ( $w$ ) ekstremalna wartość  $\frac{S_{ww}(f)f}{\sigma^2}$  przemieszcza się w stronę wyższych częstotliwości  $\frac{fz}{U} \approx 5 \cdot 10^{-1}$  (rys. 8). Natomiast przy wiatrach wiejących od brzegu w stronę morza rozkłady widma mocy dają się z zadowalającą dokładnością opisać zgodnie z prawem  $-5/3$ , przy czym położenie ekstremum bliskie jest położeniu najczęściej spotykanemu w warunkach otwar-

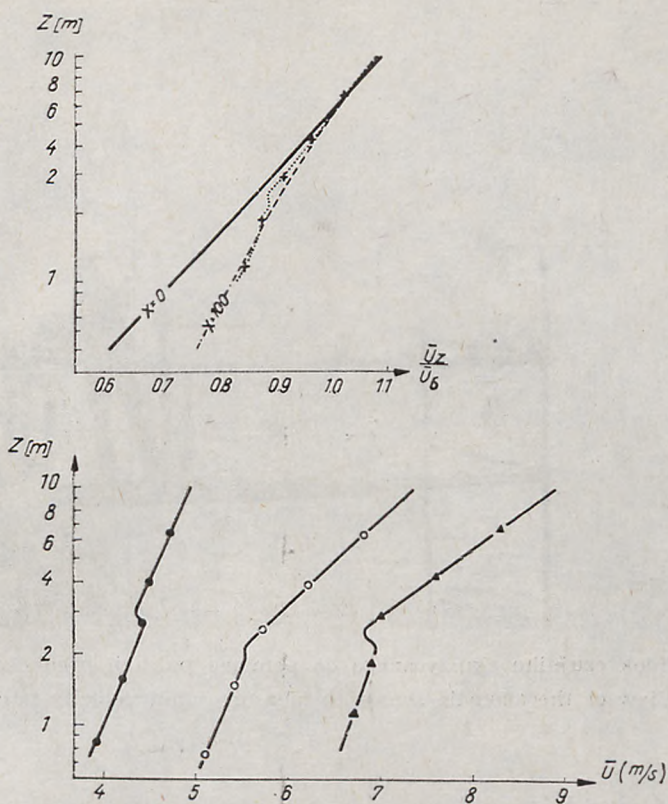


Rys. 5. Rozkłady funkcji widmowej gęstości mocy fluktuacji składowej prędkości wiatru prostopadłej do linii brzegu  $U_N$  (wg Hupfera)

Fig. 5. Distributions of spectral power density of the wind velocity component fluctuations perpendicular to the coast line  $U_N$  (according to Hupfer). Notations: .... point 1, — point 3

tego morza:  $\frac{fz}{U} \approx 2 \cdot 10^{-1}$  (rys. 9). W obu wypadkach uwidacznia się jednak tak silny rozrzut w rozkładach widmowych, spowodowany niewątpliwie różnymi stopniami poziomej niejednorodności, że trudno byłoby tu mówić o jakiegokolwiek uniwersalności.

Jak widać z powyższego, w przybrzeżnej strefie morza charakterystyki turbulentnego ruchu mas powietrza w przywodnej warstwie atmosfery zależą wyraźnie od kierunku działania lokalnego wiatru. W tablicy zestawione są niektóre integralne charakterystyki tego ruchu potwierdzające wyraźnie tę prawidłowość.

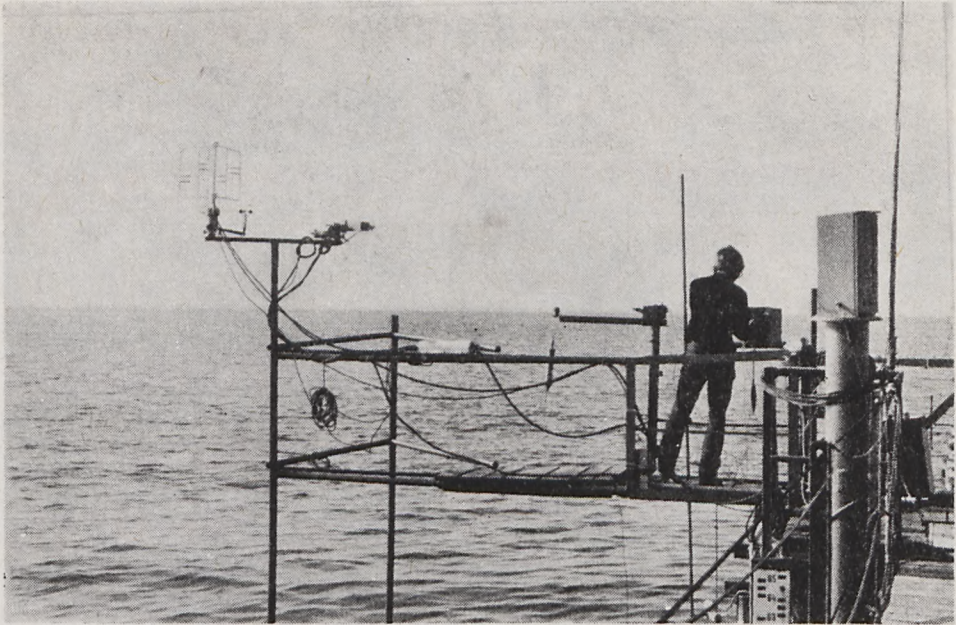


Rys. 6. Wykresy pionowych profili wiatru z wyraźnie wyrażoną warstwą graniczną (wg Hupfera). Oznaczenia: x — odległość od brzoju w metrach, ● — wiatr z kierunku W, o, ▲ — wiatr z kierunku WSW

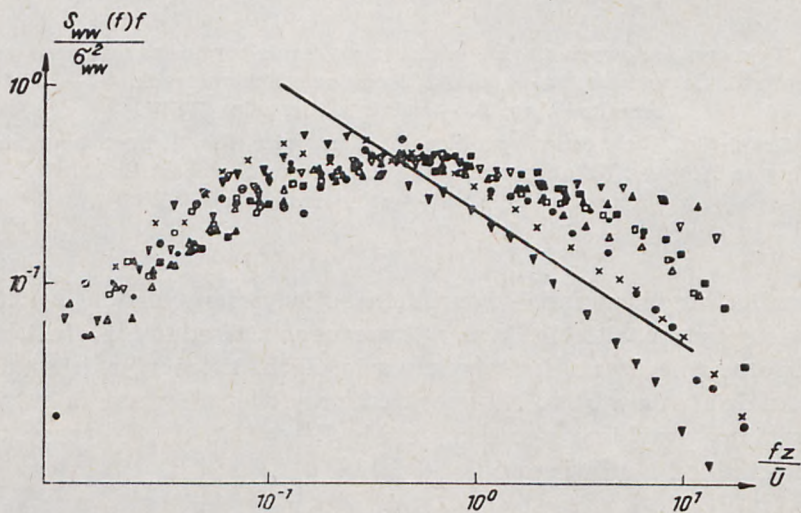
Fig. 6. Graphs of the vertical profiles of wind with the distinct boundary layer (according to Hupfer). Notations: x — distance from the coast line (m), ● — wind from the W, o, ▲ — wind from the WSW

Analiza współczynników turbulentnej wymiany pędu ( $C_U$ ) mas powietrza wykazała także brak merytorycznego uzasadnienia dla jakichkolwiek operacji na średnich stałych wartościach, które wyraźnie zależą od kierunku działania wiatru. Na przykład, przy wietrze z morza współczynnik wymiany przybiera wartość średnią  $C_U \approx 1,36 \cdot 10^{-3}$ , a przy tym samym wietrze od lądu wartość  $C_U \approx 2,23 \cdot 10^{-3}$ .

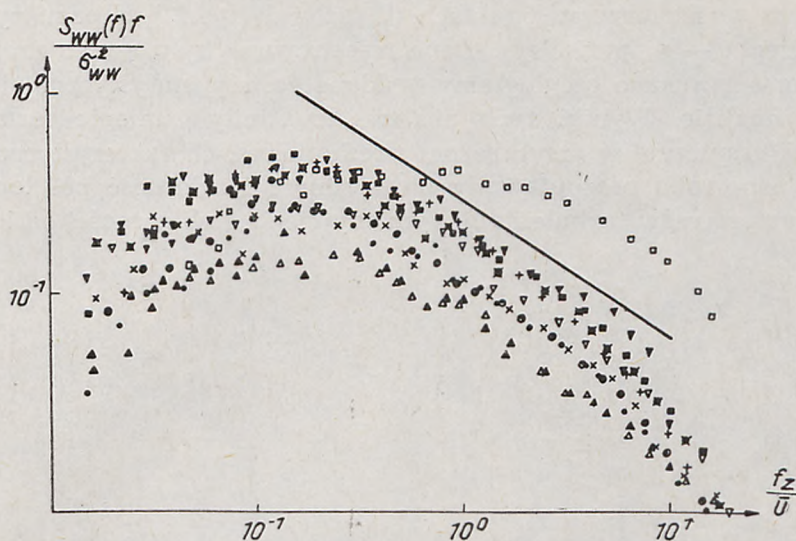




Rys. 7. Widok czujnika akustycznego do pomiaru pulsacji prędkości wiatru  
 Fig. 7. View of the acoustic sensor to measure wind velocity pulsations



Rys. 8. Rozkłady widmowej gęstości mocy krótkookresowych fluktuacji prędkości wiatru wiejącego od strony morza (wg Mücketa i Gerstmann)  
 Fig. 8. Distribution of the spectral power density of short-period velocity fluctuations of wind blowing from the sea (according to Mücketa and Gerstmann)



Rys. 9. Rozkłady widmowej gęstości mocy krótkookresowych fluktuacji prędkości wiatru wiejącego od lądu (wg Mücketa i Gerstmann)

Fig. 9. Distribution of the spectral power density of short-period velocity fluctuations of wind blowing from the land (according to Mücketa and Gerstmann)

Tablica

Integralne charakterystyki turbulentnego ruchu mas powietrza w przypowierzchniowej warstwie atmosfery

Parametr	Dane laboratoryjne	Dane z natury nad otwartym oceanem i lądem	Dane z eksperymentu EKAM-1973	
			wiatr od morza	wiatr od lądu
$\frac{\delta_w}{U_*}$	0,9	1,3—1,6	0,95—1,70 średnia 1,2	1,0—2,14 średnia 1,35
$\frac{\delta_u}{U_*}$	2,3	1,8—3,0	3,0	3,6

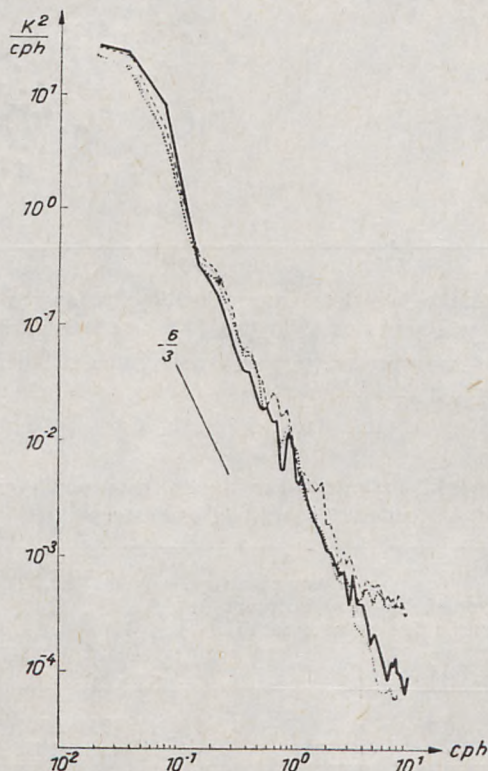
$\delta_w$  i  $\delta_u$  — standardowe odchylenia składowej pionowej (w) i poziomej (u) prędkości wiatru

$U_*$  — prędkość tarcia

### Osobliwości pól temperatury i turbulentnych procesów wymiany ciepła i wilgotności

Pomiary temperatury wody prowadzone były w punktach 1,2 i 3, pomiary temperatury przywodnej warstwy atmosfery oraz wilgotności

powietrza realizowano w punktach 0, 1, 2 i 3 (rys. 2), a pomiary strumienia ciepła — w punkcie 1. Dane rejestrowane były systemem zapisu ciągłego, a uzyskane oscylogramy poddane zostały statystycznej i spektralnej analizie. Wyniki tych analiz udowodniły istnienie termicznej anomalii granicznej w przybrzeżnej strefie morza, charakterystycznej dla cieplej pory roku oraz ujawniły niestabilność i zależność pól temperatury oraz procesów turbulentnej wymiany ciepła i wilgotności od kierun-



Rys. 10. Rozkłady funkcji widmowej gęstości mocy fluktuacji temperatury powietrza (wg Bergena i Hupfera). Oznaczenia: — — pkt 0, - - - - pkt 1, ..... — pkt 2, ..... — pkt 3, cph — cykle/godzinę, K — stopnie Kelwina

Fig. 10. Distribution of the spectral power density of the air temperature fluctuations (according to Bergen and Hupfer<sup>1</sup>). Notations: — — point 0, - - - - point 1, ..... — point 2, ..... — point 3, cph — cycles per hour, K — Kelvin degrees

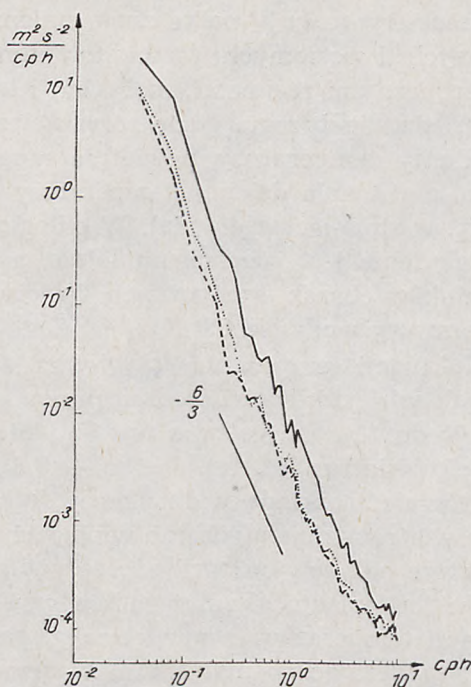
ku i prędkości wiatru. W szczególności znakozmienne kierunki normalne do brzegu mają znaczny wpływ na zmienność średnich przebiegów dobowych, średnich gradientów i średnich odchyień. Podczas cieplej pory roku wiatrowi od morza towarzyszy gromadzenie się ciepła w strefie przybrzeżnej, natomiast przy wietrze od lądu ciepło odpywa. Pola tem-

peratur morza i atmosfery reagują na te znakozmienne kierunki wiatru zmiennością pionowych i poziomych gradientów temperatury. Procesy przejścia między termicznymi reżimami, morskimi i lądowym, występują w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu, gdzie rozrzut wartości jest największy. Średnie gradienty temperatury powietrza mogą tu osiągać wartości do 1 K/100 m, a wahania dzienne temperatury wody wartości ponad 3 K (K — temp. w stopniach Kelwina). W odległości 300 m od brzegu standardowe odchylenie jest znacznie mniejsze, a warunki termiczne są zbliżone do warunków charakterystycznych dla otwartego morza (wahania dzienne temperatury wody ok. 0,8 K).

Widma mocy fluktuacji temperatury powietrza w przywodnej warstwie atmosfery podlegają rozkładowi według prawa —  $6/3$ , w przedziale częstotliwości od 0,05 do 10 cykli/godz., z wyraźnymi pikami wywołanymi wpływem kierunku wiatru (rys. 10). Prawo —  $6/3$  z zadowalającą dokładnością opisuje również rozkłady widma mocy fluktuacji temperatury wody w warunkach wiatrów zmiennych lub wiejących od morza (rys. 11). Natomiast przy wietrze odlądowym rozkłady te podlegają prawu —  $5/3$  (rys. 12). Wykładnik ten opisuje również rozkłady widma mocy krótkookresowych fluktuacji temperatury z powietrza w paśmie częstotliwości od 0,025 do 3,5 Hz, zawierającego maksimum w przedziale  $0,2 \div 0,5$  Hz, wywołane wpływem falowania wiatrowego.

Reakcje pola temperatury powietrza na wpływ normalnej do brzegu składowej wiatru odlądowego następują po  $0,7 \div 1,3$  godz. Natomiast zmiany pola temperatury wody w stosunku do zmian pola temperatury powietrza opóźnione są w fazie o 1—3 godz. Różnice w reakcjach tych pól na zmiany warunków wiatrowych wywołują z kolei zmiany warunków termicznych w przypowierzchniowej warstwie przejściowej atmosfery.

Wyniki badań w zakresie procesów turbulentnej wymiany ciepła ujawniły, że zjawiska pionowej i poziomej wymiany są bardziej intensywne przy wietrze od lądu. Przy wietrze od morza pola temperatur w przybrzeżnej strefie kształtowane są przede wszystkim pod wpływem nasłonecznienia, a dopiero w drugiej kolejności pod wpływem adwekcji. Wyniki tych badań ujawniają również, że wartości stosunku poziomego turbulentnego strumienia ciepła do pionowego są w warunkach słabej niestabilności atmosfery 2—3 razy większe od wartości analogicznych stosunków nad lądem i otwartym morzem. Przyczyny należy niewątpliwie upatrywać we wpływie silnej poziomej niejednorodności pól temperatury w strefie przybrzeżnej. We wszystkich wypadkach niestabilnej stratyfikacji poziomy turbulentny strumień ciepła jest ujemny, tj. skierowany przeciwnie do kierunku średniej prędkości wiatru. Natomiast przy stratyfikacji stabilnej jest on dodatni i w szeregu wypadków mniej-

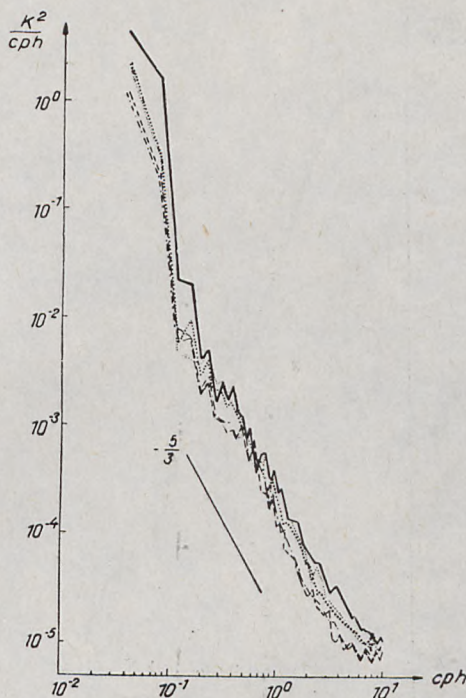


Rys. 11. Rozkłady funkcji widmowej gęstości mocy fluktuacji temperatury wody w warstwie powierzchniowej (wg Lassa i Hupfera). Oznaczenia: — — pkt 1, ..... — pkt 2, - - - - — pkt 3, cph — cykle/godzinę, K — stopnie Kelwina (kierunki wiatrów różne)

Fig. 11. Distribution of the spectral power density of surface water layer temperature fluctuations (according to Lass and Hupfer). Notations: — — point 1, ..... — point 2, - - - - — point 3, cph — cycles per hour, K — Kelvin degrees (different wind directions)

szy wartościowo od strumienia poziomego. Współczynniki wymiany ciepła i wilgotności zależą silnie, podobnie jak współczynniki turbulentnej wymiany pędu, od kierunku działania wiatru. Prawdliwość ta dotyczy również innych charakterystyk, na przykład wartości stosunku  $\frac{\sigma_\theta}{U_*}$ , gdzie  $\sigma_\theta$  jest standardowym odchyleniem fluktuacji temperatury powietrza, wahają się w wypadku wiatru od morza w przedziale podobnym do charakterystyk otwartego morza od 0,7 do 4,0. Natomiast w wypadku wiatru od lądu przedział ten obejmuje nieporównywalnie szerszy zakres — od 1,0 do 15,0.

Na zachowanie się pola temperatur wody w strefie przybrzeżnej wyraźny wpływ wywiera również wielkoskalowa cyrkulacja wód całego zbiornika morskiego. Szczególnie przy wietrze od lądu pulsacje normalnej składowej prądu wpływają w znacznym stopniu na fluktuacje tempe-

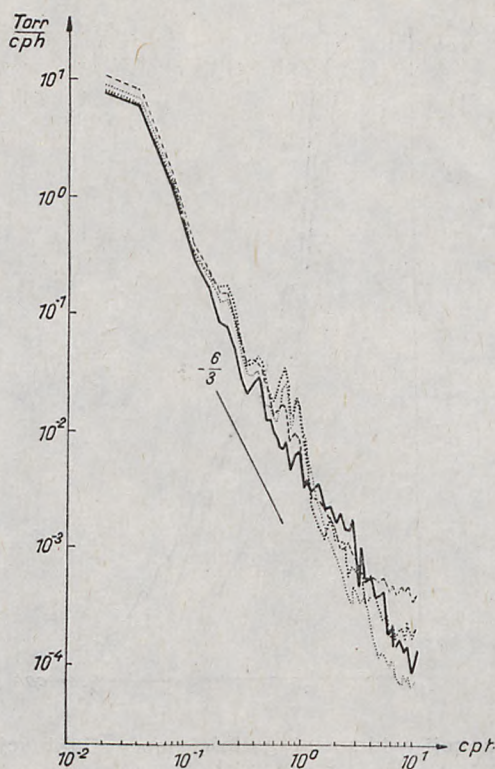


Rys. 12. Rozkłady funkcji widmowej gęstości mocy fluktuacji temperatury wody na różnych głębokościach  $z$  (wg Lassa i Hupfera). Oznaczenia: — — pkt 1 na  $z = -1,2$  m, ..... — pkt 2 na  $z = -0,8$  m, ..... — pkt 2 na  $z = -1,8$  m, - - - - — pkt 3 na  $z = -0,8$  m, - - - - - — pkt 3 na  $z = -2,8$  m, cph — cykle/godzinę, K — stopnie Kelvina (przeważające kierunki wiatrów od brzegu)

Fig. 12. Distribution of the spectral power density of water temperature at different water depths  $z$  (according to Lass and Hupfer). Notations: — — point 1 at  $z = -1,2$  m, ..... — point 2 at  $z = -0,8$  m, ..... — point 2 at  $z = -1,8$  m, - - - - — point 3 at  $z = -0,8$  m, - - - - - — point 3 at  $z = -2,8$  m, cph — cycles per hour, K — Kelvin degrees (prevailing directions of wind from the land)

ratury. W punkcie pomiarowym odległym o 200 m od linii brzegu wyniki badań ujawniły, że w okresie letnim im silniejszy jest przepływ wód w kierunku morza, tym wyższa jest temperatura wód przybrzeżnych w rejonie Zingst. Fakt ten wskazuje na wyraźną majoryzację przybrzeżnych procesów „upwelling” w tym rejonie przez wpływ lokalnego nasłonecznienia wód przybrzeżnych.

Analiza współczynników wymiany ciepła w kierunku normalnym do linii brzegowej wykazała, że w przedziale okresów minutowych wartości tych współczynników mają ten sam rząd wielkości, co wartości ustalone innymi metodami ( $10^3 \dots 10^5$  g/cm/s). Można więc przypuszczać, że w tym przedziale okresowym temperatura wody może służyć jako traser



Rys. 13. Rozkłady widmowej gęstości mocy fluktuacji ciśnienia pary (wg Bergena i Hupfera). Oznaczenia: — — pkt 0, - - - - pkt 1, ..... — pkt 2, ..... — pkt 3  
 Fig. 13. Distribution of the spectral power density of the vapour pressure fluctuation (according to Bergen and Hupfer). Notations: — — point 0, - - - - point 1, ..... — point 2, ..... — point 3

przy szacowaniu procesów turbulentnej wymiany i przenoszenia w strefie przybrzeżnej.

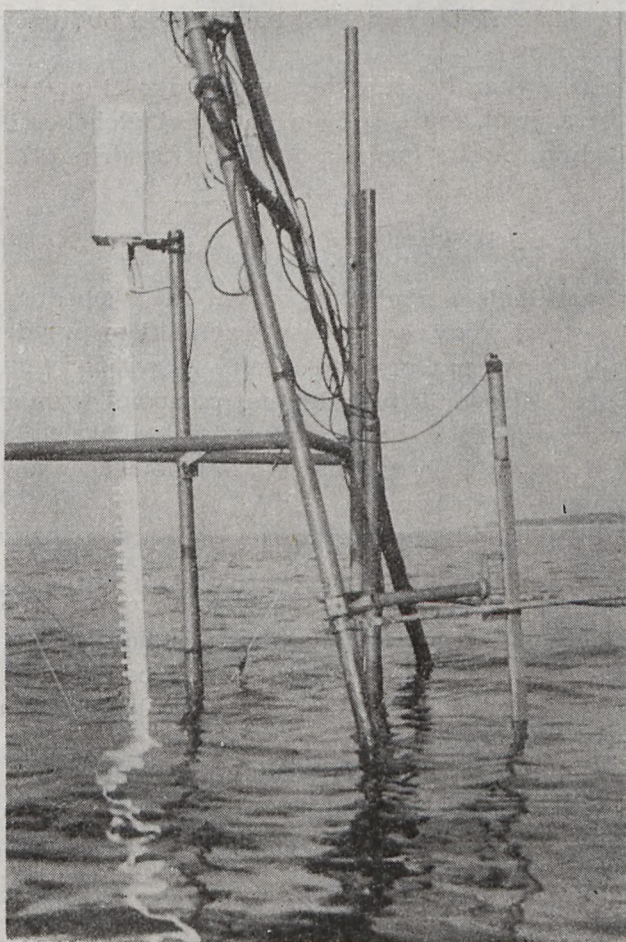
Ciśnienie pary spada w miarę oddalania się od brzegu, przy czym w strefie przybrzeżnej ciśnienie to jest tym mniejsze, im silniej wyrażona jest dolądowa składowa wiatru. Średnie dzienne odchylenia są większe w wypadku wiatru od morza. Widma mocy fluktuacji ciśnienia pary mają rozkłady analogiczne do widm temperatury (rys. 13).

### Charakterystyki prądów i falowania wiatrowego

Z analizy statystycznej wieloletnich danych dotyczących modułu prędkości wiatru wynika, że prędkości zawarte w przedziale  $5 \text{ m/s} \leq U_{10} \leq 8 \text{ m/s}$  są wartościami najbardziej prawdopodobnymi w rejonach połud-

niowego Bałtyku. W związku z tym sytuacje anemobaryczne odpowiadające tym wiatrom tworzą najczęściej występujące warunki typowe, towarzyszące turbulentnej wymianie pędu i związanym z nią procesom dyfuzji w przybrzeżnej strefie morskiego akwenu. Zatem prądy i falowanie wiatrowe będą w tym przedziale prędkości wiatru charakteryzować najczęściej występującą intensywność procesów przenoszenia i wymiany mas wodnych. Z tych względów jednym z celów badawczych eksperymentu EKAM-1973 było dokładniejsze rozpoznanie struktury i charakterystyk ruchu masy wodnej generowanych małymi prędkościami wiatru w strefie przybrzeżnej.

Pomiary losowych procesów falowania wiatrowego prowadzone były



Rys. 14. Widok czujników falografu cyfrowego

Fig. 14. View of the digital wave sensor



w punktach 1, 2 i 3 (rys. 2) za pośrednictwem analogowych i cyfrowych falografów (rys. 14), a pomiary prądów, na dwóch głębokościach, realizowano w punkcie 2, odległym 200 m od linii brzegowej, za pośrednictwem prądomierzy rotacyjnych. Rejestracje prowadzono systemem zapisów ciągłych, których oscylogramy poddane zostały statystycznej i spektralnej analizie. Wyniki badań potwierdziły w całej rozciągłości hipotezę o zasadniczym wpływie lokalnych warunków wiatrowych w kształtowaniu charakteru oraz intensywności przepływu mas wodnych w strefie przybrzeżnej. Najsilniejsza koherencja między prędkością wiatru i prędkością prądów występuje między składowymi równoległymi do brzegu. Prawidłowość ta staje się oczywista w świetle faktu, że prędkość składowa prądu, normalna do linii brzegu, zanika w miarę zbliżania się do brzegu, a jej energia zużytkowana jest na pracę sił budujących przybrzeżne spiętrzenia dryfowe.

Wyniki analiz wykazały, że składowa prędkości przepływu, równoległa do linii brzegowej, może być na dowolnej głębokości  $z$ , z dobrym przybliżeniem odwzorowana formułą Szadrina (Szadrin 1972):

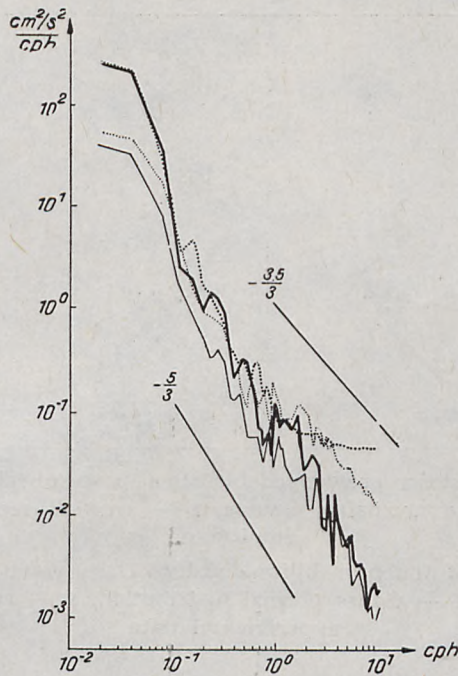
$$u = \frac{\tau_0}{K_z} (H-z) + \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho \mu d}},$$

gdzie  $\tau_0$  jest naprężeniem wiatru stycznym do swobodnej powierzchni akwenu,  $\rho$  — gęstości wody,  $\mu d$  — współczynnikiem przydenne go tarcia, a  $H$  — głębokością akwenu przy założeniu, że współczynnik tarcia wewnętrzne go  $K_z$  (współczynnik turbulentnej pionowej wymiany pędu) jest wartością prawdziwą, odpowiadającą rzeczywistym warunkom turbulentnej wymiany. Reakcje tych prądów na zmianę warunków wiatrowych występują w ciągu 1—2 godzin.

Widma mocy pulsacji prędkości przepływu mają rozkłady zmieniające się w granicach potęgi od  $-6/3$  do  $-5/3$  (rys. 15).

Z oszacowań statystycznych wynika, że w punkcie pomiarowym 2 istniała dwuwarstwowa cyrkulacja poprzeczna zlokalizowana nad przepływem równoległym do brzegu. Ponadto dane pomiarowe wskazują na istnienie pewnego wpływu wielkoskalowej cyrkulacji wiatru oddziałującej na reakcje prądów przybrzeżnych, chociaż ze znacznym opóźnieniem.

Wyniki badań przeprowadzonych w zakresie falowania wiatrowego wykazały, że w warunkach słabych wiatrów, charakteryzujących okres badań zespołowych, falowanie to w strefie głębokości do 3 m, nie ujawnia wyraźnego wpływu brzegowych procesów transformacyjnych. Rozkłady gęstości prawdopodobieństwa występowania rzędnych oscylacji swobodnej powierzchni akwenu nie wykazują znacznych odchyżeń od rozkładów normalnych Gaussa (rys. 16), co świadczy o małym wpływie nieliniowych efektów wywołanych zjawiskami transformacji falowania. Rozkład funk-



Rys. 15. Rozkłady widmowej gęstości mocy fluktuacji prędkości prądu na różnych głębokościach  $z$  (wg Lassa i Hupfera). Punkt pomiarowy 2. Oznaczenia:

$u_o$  — }  $z = -0,7$  m,  $u_u \dots$  }  $z = -1,8$  m,  $v$  — składowa prędkości prądu normalna  
 $v_o$  — } do linii brzegowej,  $u$  — składowa prędkości równoległa do linii brzegowej

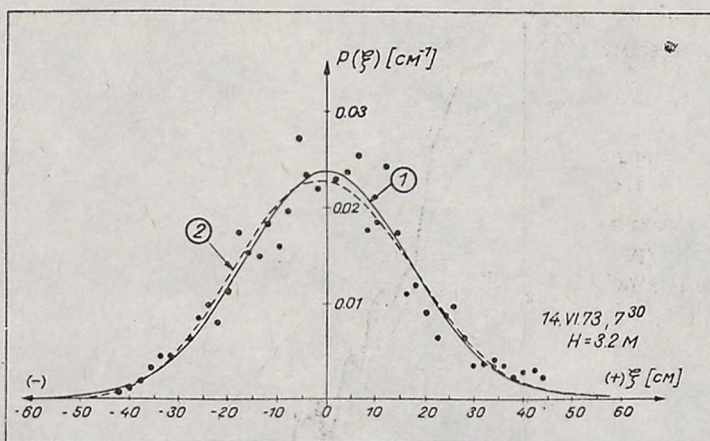
Fig. 15. Distribution of the spectral power density of current velocity fluctuations at different depths  $z$  (according to Lass and Hupfer). Measurement point 2. Notations:  $u_o$  — }  $z = -0,7$  m,  $v_u \dots$  }  $z = -1,8$  m,  $v$  — current velocity component perpendicular to the coast line,  $u$  — current velocity component parallel to the coast line

cji prawdopodobieństwa przewyższenia wysokości falowania potwierdziły — we wszystkich badanych wypadkach — słuszność formuły Głuchowskiego (Kryłow 1966):

$$\frac{h_F}{h} = \left[ -\frac{4}{\pi} (1 - 0,4 n_H) \ln F \right]^{\frac{1-n_H}{2}},$$

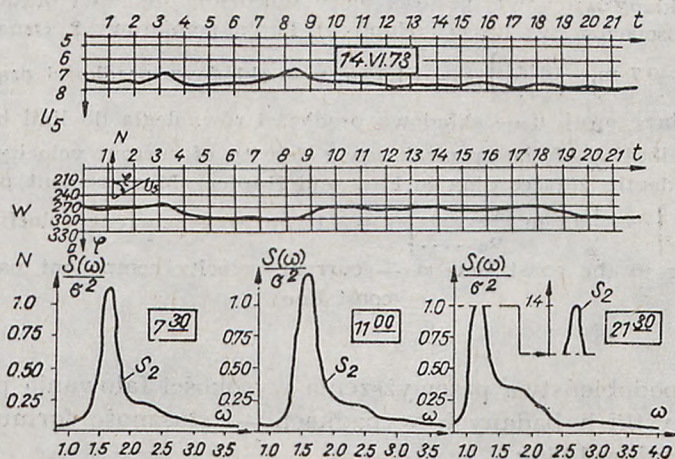
gdzie  $F$  jest prawdopodobieństwem przewyższenia,  $n_H = \frac{\bar{h}}{H}$ ,  $\bar{h}$  jest średnią wysokością falowania, a  $h_F$  wysokością o danym prawdopodobieństwie przewyższenia.

Natomiast rozkłady funkcji prawdopodobieństwa przewyższenia okre-



Rys. 16. Rozkłady gęstości prawdopodobieństwa procesu falowego (wg Bittner i Massela): 1 — rozkład normalny Gaussa, 2 — rozkład rzeczywisty, ● — dane empiryczne

Fig. 16. Distribution of the probability density of the wave process (according to Bittner and Massel): 1 — Gauss normal distribution, 2 — real distribution, ● — experimental data



Rys. 17. Typowe rozkłady widma energii falowania wiatrowego  $S(\omega)$  na tle sytuacji wiatrowej (wg Drueta). Oznaczenia:  $\sigma^2$  — wariancja,  $U_5$  — prędkość wiatru na wysokości  $z = 5$  m,  $\omega = \frac{2\pi}{T}$  — częstotliwość kątowna,  $t$  — czas

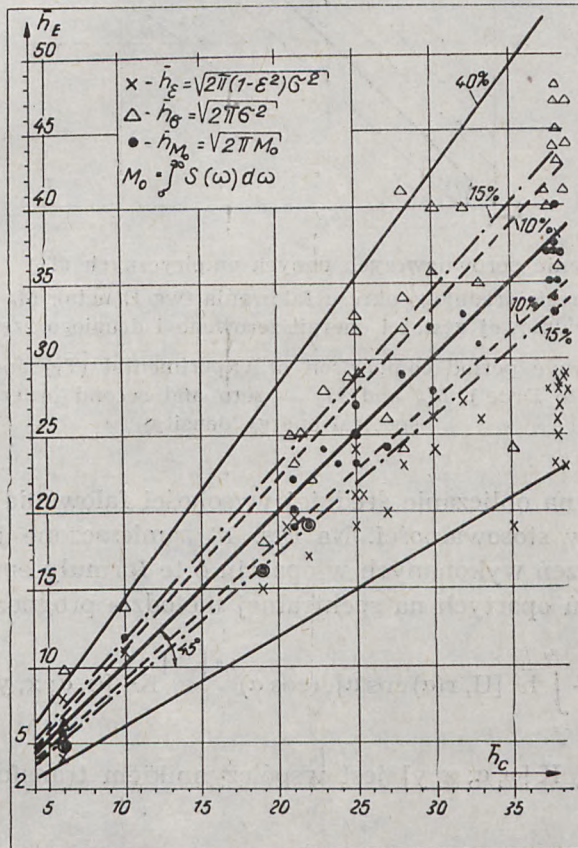
Fig. 17. Typical distributions of the wind wave energy spectrum  $S(\omega)$  as against the wind situation (according to Druet). Notations:  $\sigma^2$  — variance,  $U_5$  — wind speed at an altitude of  $z = 5$  m,  $\omega = \frac{2\pi}{T}$  — angular frequency,  $t$  — time

sów odbiegają od stosowanej powszechnie formuły Reyleiha i mogą być z zadowalającą dokładnością odwzorowane wyrażeniem

$$\frac{T_F}{T} = \left[ -\frac{4,8}{\pi} \ln F \right]^{\frac{1}{3}},$$

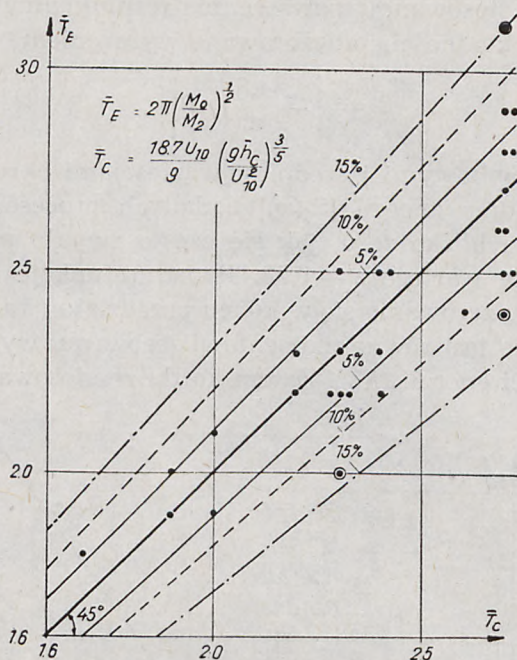
gdzie  $T$  i  $\bar{T}$  są chwilowymi i średnimi wartościami okresu falowania.

Szerokość widma energii  $[S_\xi(\omega)]$  badanych procesów falowych (rys. 17) nigdy nie była bliska zeru, jak się często zwykło przyjmować, i zawsze przewyższała wartość  $\varepsilon = 0,58$ . Ponadto funkcje autokorelacji nie spełniają warunku zerowania się w końcu przedziału (warunku Dirichleta) i wariancja ( $\sigma^2$ ) nie jest równa momentowi zerowemu wygładzonej funkcji widmowej gęstości energii ( $M_0$ ). Zatem każda ze stosowanych dziś formuł



Rys. 18. Zestawienie porównawcze danych empirycznych ( $\bar{h}_E$ ) z danymi teoretycznymi ( $\bar{h}_c$ ) w zakresie średniej wysokości falowania (wg Drueta)

Fig. 18. Mean wave height: comparison of experimental ( $\bar{h}_E$ ) and theoretical ( $\bar{h}_c$ ) data (according to Druet)



Rys. 19. Zestawienie porównawczych danych empirycznych ( $\bar{T}_E$ ) z danymi teoretycznymi ( $\bar{T}_C$ ) w zakresie średniego okresu falowania (wg Drueta).  $M_0$  i  $M_2$  — momenty widmowej gęstości energii zerowego i drugiego rzędu

Fig. 19. Mean wave period comparison of experimental ( $\bar{T}_E$ ) and theoretical ( $\bar{T}_C$ ) data (according to Druet).  $M_0$  and  $M_2$  — zero and second order moments of the spectral energy density

empirycznych na obliczanie średniej wysokości falowania może nie spełniać warunków stosowalności. Na rys. 18 zamieszczone jest zestawienie wyników obliczeń wykonanych w oparciu o te formuły empiryczne z wynikami obliczeń opartych na spektralnej metodzie prognozy Kryłowa [4]:

$$\bar{h}_c^2 = \frac{2}{\pi} \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \bar{h}^2 [U, r(\alpha) \cos \alpha] \cdot (\cos \alpha)^{1,8} \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) K^2 [\omega, \alpha; x, y] d\alpha_{\omega \approx \omega_0}$$

gdzie  $\omega = \frac{2\pi}{T}$ ,  $K[\omega, \alpha; x, y]$  jest współczynnikiem transformacji falowa-

nia  $r(\alpha)$  elementem układu promieniowego (rys. 1), a  $\alpha$  kątem odchylenia kierunku propagacji składowej spektralnej względem kierunku wiatru.

Najlepszą zgodność z danymi teoretycznymi ( $\bar{h}_c$ ) ujawniają dane empiryczne ustalone w oparciu o moment zerowy ( $\bar{h}_{M_0}$ ). Dane ( $\bar{h}_c$ ) dają wy-

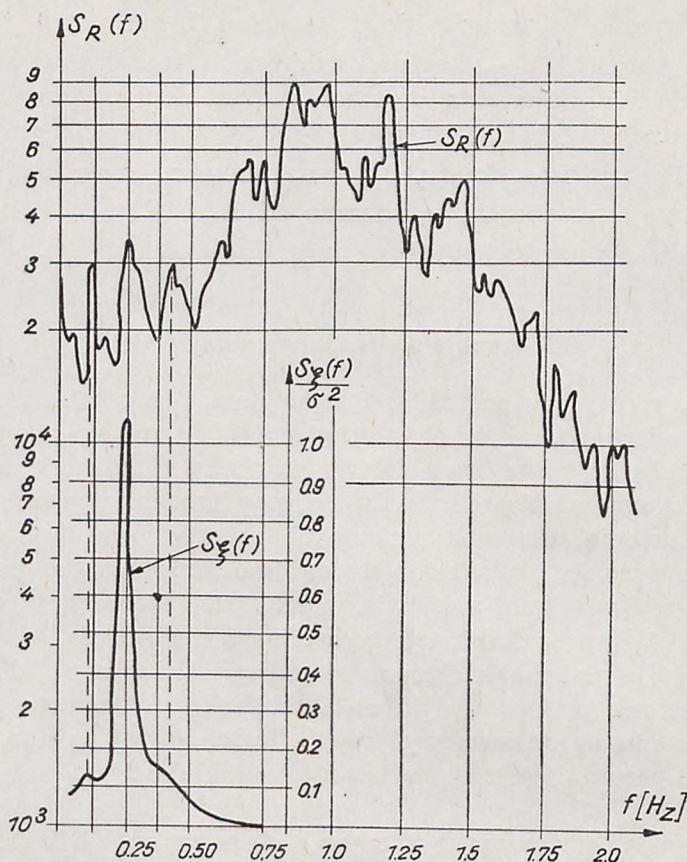
sokości zawyżone w stosunku do  $\bar{h}_c$ , a pełna formuła z uwzględnieniem szerokości widma ( $\bar{h}_c$ ) — wartości zaniżone. Natomiast wyniki obliczeń średnich okresów falowania w oparciu o momenty widmowej gęstości energii (rys. 19) wykazują zadowalającą zbieżność z danymi teoretycznymi  $\bar{T}_c$ . Rzeczywiste okresy, przyporządkowane maksymalnej rzędnej widmowej gęstości energii, są większe od  $T_o \approx 1,25 \bar{T}$ . Lepszą zbieżność z rzeczywistością uzyskujemy z formuły:  $T_o \approx 1,5 \bar{T}$ .

### Fluktuacje podwodnego pola światła

Strefa eufotyczna morza jest nośnikiem różnoskalowych procesów hydrodynamicznych, z których istotny wpływ na zmiany podwodnego pola oświetlenia wywiera ruch falowy swobodnej powierzchni akwenu. Chwilowe zakrzywienia elementów tej powierzchni wywołują chwilowe lokalne skupienia promieni słonecznych w określonych punktach toni wodnej, co nazwać można efektem ogniskowania światła przez grzbiety fal. Efekt ten w górnej warstwie morza, przy słonecznej pogodzie, ma największy wpływ na fluktuacje podwodnego oświetlenia. W strefie przybrzeżnej, gdzie głębokości akwenu są mniejsze od średniej długości falowania wiatrowego, jego wpływ na fluktuację podwodnego pola światła rozprzestrzenia się od warstwy przypowierzchniowej do dna, przy czym wpływ ten przy dnie jest tym większy, im mniejsza jest głębokość akwenu.

Celem badań wykonanych w ramach eksperymentu EKAM-1973 w zakresie charakterystyk podwodnego pola światła było rozpoznanie wpływu losowego pola fal wiatrowych na fluktuacje oświetlenia w warunkach słabych wiatrów i niedużych głębokości morskiego akwenu. Z rozkładów funkcji widmowej gęstości, energii falowania wiatrowego i mocy fluktuacji podwodnego oświetlenia (rys. 20) wynika, że istnieje zgodność przedziałów częstotliwości występowania lokalnych ekstremów widma energii fal wiatrowych oraz że główne maksima widma energii fal wiatrowych występują w paśmie częstotliwości wyznaczającym główne minimum rozkładu widma mocy fluktuacji oświetlenia.

Zasadniczym rozpoznanem w tym zakresie jest wyraźne stwierdzenie, że główne maksimum rozkładu widma mocy fluktuacji oświetlenia, jego przedziały wzrostu i zanikania oraz fluktuacje nie są związane z falami znacznymi niosącymi największą ilość energii losowego pola fal wiatrowych. Maksimum to zlokalizowane jest w wysokoczęstotliwościowym przedziale fal wiatrowych charakteryzujących się granicznym stanem rozwoju. Zatem fluktuacje widma mocy przypowierzchniowego oświetlenia w przedziale częstotliwości  $f > 0,75$  Hz, w warunkach falowania



Rys. 20. Zestawienie porównawcze widma mocy fluktuacji podwodnego oświetlenia  $S_R(f)$  z widmem energii falowania wiatrowego  $S_\xi(f)$  (wg Dery i Drueta)  $f = \frac{1}{T}$  częstotliwość

Fig. 20. Comparison of the power spectrum of the underwater light fluctuations  $S_R(f)$  and the energy spectrum of wind waves  $S_\xi(f)$  (according to Dera and Druet)  $f = \frac{1}{T}$  frequency

generowanego jednym systemem słabych wiatrów, wywołane są bardzo małymi falami oraz trójwymiarowymi „zmarszczkami” tworzącymi się na powierzchni fal znacznych. Prawidłowość ta nie powinna zmienić się również w warunkach falowania sztormowego. Natomiast wpływ tego falowania na wielkość głównego minimum rozkładu widma mocy fluktuacji oświetlenia może być odmienny od prawidłowości wykrytych w badaniach.

CZESŁAW DRUET, PETER HUPFER, OLEG KUŹNIECOW  
Polish Academy of Sciences  
Institute of Hydro-Engineering — Gdańsk

## THE CHARACTERISTICS OF THE PROCESSES OF THE INTERACTION BETWEEN THE SEA AND THE ATMOSPHERE IN THE EKAM-1973 EXPERIMENT

### Summary

Within the framework of problem 2.7/CMEA, the research programme of the first international coastal expedition of CMEA Baltic states was conducted during the period from 15 May to 30 June, 1973, in the coastal zone of the southern Baltic, in the region of Zingst (GDR) (Fig. 1). The prime aim of the research was to gain preliminary data on the characteristics of the processes of interaction between the sea and the atmosphere in the coastal zone. A summary of the programme details and assumptions of the expedition was given in publication (Druet, Hupfer, Kuźniecowa 1974), the results of collective research being published in the form of papers, in a special report issued by the Polish institution co-ordinating national research under problem 2.7/CMEA — the Sea Fisheries Institute in Gdynia (*Wzaimodziejstwie...*).

This paper is a summary and attempt to give a general idea of the more important research results of the experiment.

The fundamental aim of the research conducted within the EKAM-1973 experiment was the preliminary, empirical discernment of the main characteristics of the hydro- and aero-physical fields, which form and change under the influence of the processes of the interaction between the sea and the atmosphere, also to obtain empirical data to verify certain formulae and methods of their theoretical prediction. Fig. 2 gives a diagram of the location of measurement points and recording apparatus comprising the experimental basis of the work.

The research indicated, in the first place, strong aerodynamic singularities of the wind field in the near water surface layer of the atmosphere. The power spectra of the fluctuation of the component velocity of the wind parallel to the coast line, in the frequency range of from 0.05 to 10 cycles/hour, have a distribution law of  $6/3$  (Fig. 4), and the spectra of the component perpendicular to the coast line, a distribution of  $7/3$  (Fig. 5). In the case of winds blowing from the sea, the vertical profile is typical for winds in the open sea. In the case of winds from the land, the profile shows an internal boundary layer (Fig. 6) which is more distinct the higher the wind velocity.

Studies of the characteristics of the microscale turbulence of the air motion in the near water surface layer of the atmosphere, indicated features which cannot be sufficiently well described by the universal functions derived from the Monin-Obuchow theory of similarity (Figs. 8 and 9). With winds coming in from the sea, there is a distinct influence of the wavy interface (of the developed field of wind waves) in the 0.2—0.4 Hz frequency range. In the case of winds blowing seaward, however, the distribution of power spectra can be described satisfactorily according to law  $5/3$ . Studies of the characteristics of temperature fields and the turbulent processes of heat and humidity exchange indicated the existence of a thermal



boundary anomaly in the coastal zone of the sea, also the instability and dependency of temperature fields and the processes of turbulent exchange of heat and humidity upon the direction and velocity of the wind.

Both vertical and horizontal heat exchange are more intensive when the wind is from the land and the values of the ratio of horizontal to vertical turbulent flow of heat are, in conditions of poor atmospheric instability, 2...3 times greater than the analogical values of ratios for land and the open sea. The reasons can most probably be found in the influence of a strong horizontal heterogeneousness of temperature fields in the coastal zone. In all cases of instable stratification the horizontal turbulent flow of heat is negative, i.e. it flows in the opposite direction to that of the mean wind velocity. In stable stratification, on the other hand, it is positive.

The results of research also fully confirmed the hypothesis as to the fundamental influence of local wind conditions on the character and intensity of flow of water masses in the coastal zone and also indicated that the component velocity of flow parallel to the coast line, can be represented, with good approximation, at any depth, by the Szadrin formula (Szadrin 1972). The power spectra of flow velocity pulsation have distributions varying in the range of powers from  $-6/3$  to  $-5/3$  (Fig. 16). The distribution of functions of the probability of exceeding the height of wind waves confirmed the aptness of Glukhowski's (Kryłow 1966) formula in all cases studied; on the other hand, the distributions of the probability function of exceeding the periods differ from the commonly applied Reyleigh formula.

The best unanimity with the theoretical data ( $\bar{h}_c$ ) (Kryłow 1966) is to be found in the empirical data (Fig. 18), established on the base of the zero moment ( $\bar{h}_{M0}$ ). Other data give an over-estimated height ( $\bar{h}_o$ ) in relation to  $\bar{h}_c$ , or an under estimated value ( $\bar{h}_e$ ). The results of calculations of the mean wave periods based on moments of spectral energy density (Fig. 19), however, indicate a satisfactory conformity with the theoretical data ( $\bar{T}_c$ ). The real periods corresponding to the maximum ordinate of the energy density spectrum are greater than  $\bar{T}_o \approx 1.25 \bar{T}$ . A better conformity is obtained from the formula:  $\bar{T} \approx 1.5 \bar{T}$ .

The basic finding as regards the influence of wind waves on the fluctuation of the underwater light field is the distinct statement that the main maximum of the light fluctuation power spectrum, the increase and decay ranges of its distribution, as well as irregularities are not related to significant waves carrying the greatest amount of energy of a random field of wind waves. This maximum is situated in the high-frequency range of wind waves in their limit state of development (Fig. 20).

## LITERATURA

### REFERENCES

- Druet C., Hupfer P., Kuźniecowa O., *Międzynarodowy eksperyment EKAM-1973*, Acta Geoph. Pol. vol. 22, nr 1, 1974.
- Kryłow I.M., *Spektralnyje metody issledowanija i razczeta wietrowych wołn*, Leningrad 1966.
- Szadrin I.F., *Tieczenijs bieriegowej zony biezpriłivnogo moria*, Moskwa 1972.
- Raport naukowy „Wzaimodiejstwije moria i atmosfery w pribrieznoj zonie”, wersja angielska: „The interaction of the sea and the atmosphere in the nearshore zone”, wyd. Morski Instytut Rybacki, Gdynia, ser. R, 1975, nr 1.