

5

CO WYNIKA Z RÓŻNICY TEMPERATUR



PROSTE MODELE

Bardzo dużo było już o podłożu, jego nagrzewaniu oraz wypromieniowaniu ciepła. Wciąż będziemy o tym mówić, ponieważ ma to duże znaczenie przy przewidywaniu zmian w atmosferze, rozwoju czy też zanikaniu ośrodków barycznych.

Nawet nad oceanami o jednorodnym podłożu nie wolno pominąć wpływu ciepłych i zimnych prądów.

Przypomnijmy sobie sytuację nad ogniskiem termicznym: podczas operowania Słońca podłoże nagrzewa się szybciej niż otoczenie i szybciej zaczyna wypromieniowywać energię cieplną.

Nad ogniskiem termicznym ogrzane powietrze się unosi, tworząc słup ciepłego powietrza o mniejszej gęstości – lekkiego. Powstał lokalny ośrodek niskiego ciśnienia – **niż baryczny**.

Z odwrotną sytuacją mamy do czynienia nad studnią termiczną – zalega nad nią chłodne, więc ciężkie powietrze i mamy nad nią **wyż baryczny**.

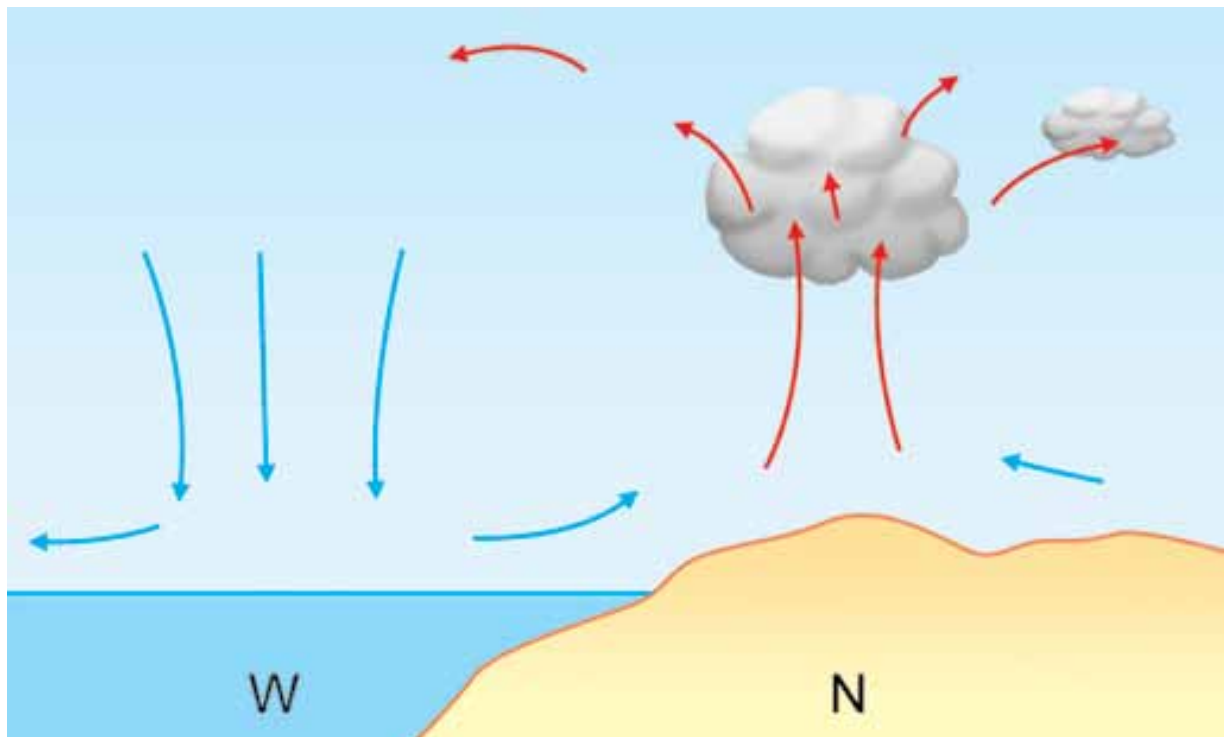
Zróznicowanie ciśnienia atmosferycznego

Gdybyśmy zmierzili ciśnienie atmosferyczne na tych terenach i połączyli punkty o jednakowej jego wartości, to uzyskamy linie – **izobary** – zamykające obszary z malejącym lub rosnącym do wewnątrz ciśnieniem. Takie ośrodki to odpowiednio niż lub wyż baryczny (barometryczny) i mają one charakter lokalny, tzn. związane są z terenem powstania, i buduje je powietrze jednorodne.

Czas więc zająć się bliżej ciśnieniem atmosferycznym. Jest to nacisk słupa powietrza na jednostkę (1 cm^2) powierzchni.

Ciepłe powietrze ma mniejszą gęstość, czyli jest lekkie, i wywiera mniejsze ciśnienie na podłożu.

Odwrotny proces zachodzi tam, gdzie powietrze jest ciężkie; następuje proces osiadania. Różnica ciśnień między ciepłą i zimną masą powietrza powoduje na większych wysokościach przepływ powietrza z rejonu ciepłego do chłodnego, a odwrotnie przy powierzchni ziemi. Tak wygląda pionowa cyrkulacja po-



Lokalny ośrodek niskiego ciśnienia nad ogniskiem termicznym i wyż ponad studnią termiczną.



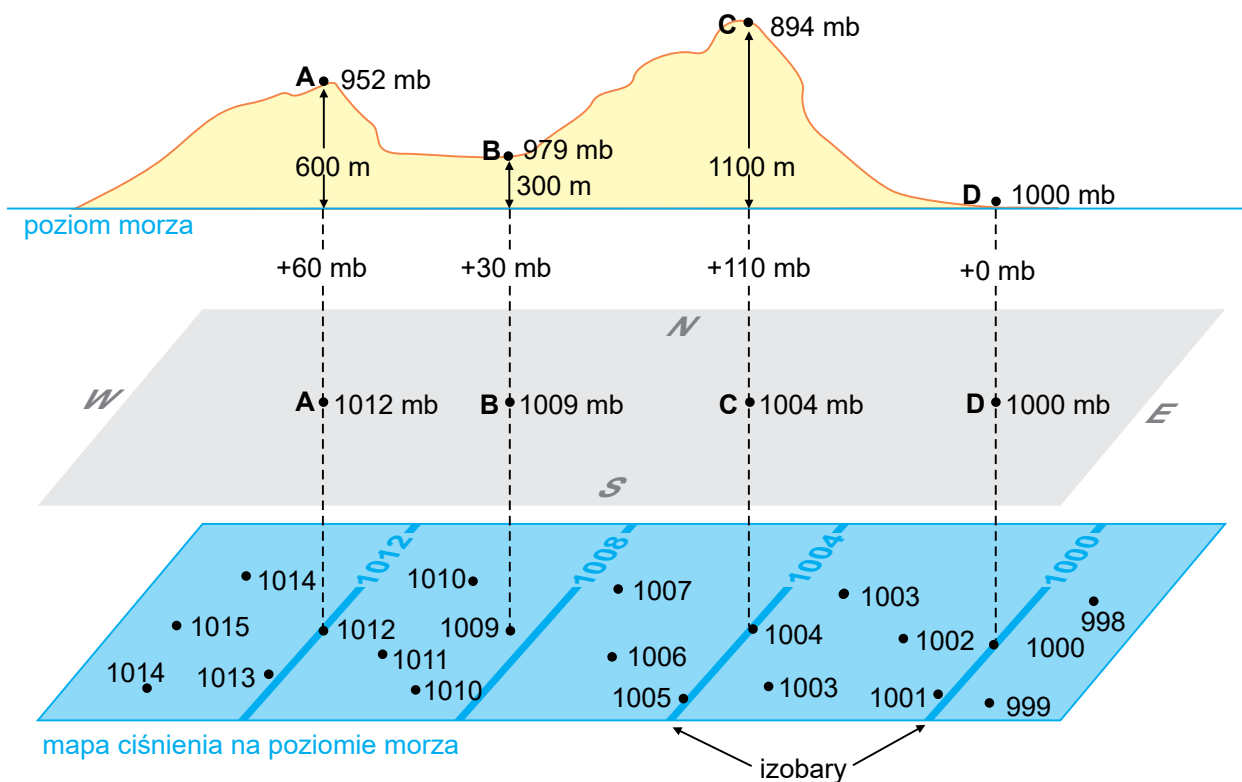
Aneroid do mierzenia ciśnienia atmosferycznego.

wietrza w rejonach kominów termicznych, o czym było kilka wersetów wcześniej.

Ciśnienie atmosferyczne możemy mierzyć barometrem rtęciowym i wyrażać w milimetrach słupa rtęci [mm Hg] albo aneroidem i wówczas posługujemy się milibarami (starsze jednostki) – [mb], albo hektopaskalami [hPa].

Za średnie uznaje się ciśnienie na poziomie morza na szerokości geograficznej 45° . Jest równe:

$$1013,25 \text{ mb} = 1013 \text{ hPa} = 760 \text{ mm Hg}$$



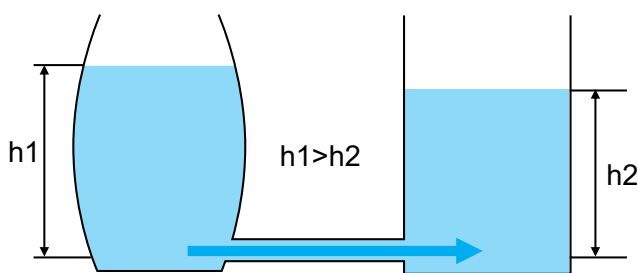
Redukcja ciśnienia atmosferycznego do poziomu morza.

Nie można porównywać ciśnień mierzonych tam, gdzie jest umieszczony każdy z przyrządów, gdyż odczyt zależy od wysokości nad poziomem morza. Dlatego też uwzględniamy położenie punktu pomiarowego, przeliczając ciśnienie na takie, jakie byłoby w tym miejscu na poziomie zerowym (czyli poziomie morza).

Na niedużych wysokościach różnica ta wynosi ok. 10 hPa na każde 100 m wysokości. Dopiero tak zredukowane ciśnienie nanoszone jest na mapę w odpowiednich pozycjach i na podstawie takich wartości rysowane są izobary; na mapach dużych obszarów co 4 lub 5 hPa.

EFEKT WYSTĘPOWANIA RÓŻNICY CIŚNIEŃ

Jeśli połączylibyśmy dwa naczynia z cieczą o różnych poziomach, to w naczyniu z poziomem wyższym ciecz będzie wywierać większe ciśnienie i w efekcie przepłynie do drugiego, aby tę różnicę wyrównać.



kierunek przepływu

Wyrównywanie ciśnień.

Z pewnym przybliżeniem (koniecznym w teoretycznych rozważaniach) możemy powiedzieć, że podobne procesy zachodzą również w atmosferze.

Różnica ciśnienia wywołuje powstanie siły dążącej do jego wyrównania. Siła jest tym większa, im większa jest ta różnica na przyjętą jednostkę odległości – nazywamy ją **siłą**

gradientu barycznego i jest ona skierowana prostopadle do przebiegu izobar w stronę niższego ciśnienia.

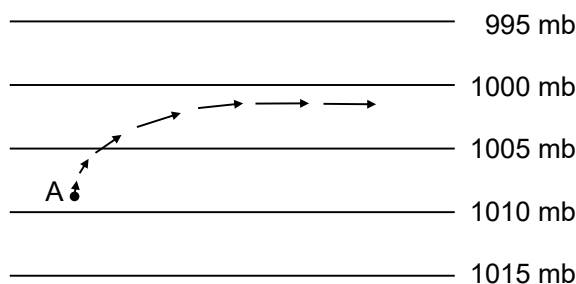
Gradient baryczny możemy obliczyć, posługując się wzorem:

$$G_b = \text{różnica ciśnienia} / \text{długość odcinka}$$

Różnica ciśnienia jest wyrażana w hektopaskalach, a długość odcinka w stopniach szerokości geograficznej. Jednostka to hPa/1°. Siła gradientu barycznego powoduje ruch mas powietrza, czyli wiatr.

CO MOŻNA POWIEDZIEĆ O KIERUNKU WIATRU?

To właśnie siła gradientu barycznego, która powstanie w momencie zaistnienia różnicy ciśnień, zainicjuje ruch mas powietrza, aby je wyrównać. Atmosfera to nie dwa wiadra połączone rurką jak na ilustracji; ruch będzie wielkomasowy. Powietrze ruszy się prostopadle do izobar (zgodnie z kierunkiem działania siły gradientu barycznego), lecz w miarę wzrostu jego prędkości będzie rosła wartość siły Coriolisa, którą już poznaliśmy. Gdy tylko powietrze nabierze prędkości, zacznie zmieniać kierunek w prawo na półkuli północnej, a na południowej w lewo. Na naszej półkuli siła odchyłająca jest przyłożona pod kątem prostym po prawej, a siła gradientu w stronę niższego ciśnienia, czyli po lewej. Obie siły dążą do zrównoważenia się, przyspieszenie



Zmiana kierunku ruchu mas powietrza pod wpływem siły gradientu barycznego i siły Coriolisa.

jest więc bardzo małe i możemy je pominąć w rozważaniu teoretycznym.

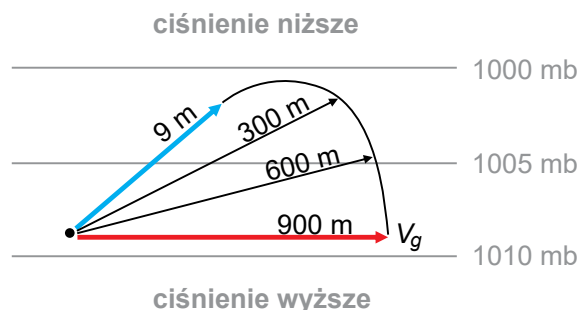
Jeśli uwzględnimy wstępnie tylko te dwie główne siły, to ruch mas powietrza będzie dążyć do kierunku niemal równoległego do przebiegu izobar. Pomijamy w tym rozważaniu siłę odśrodkową, zakładając ruch wielkomasowy po bardzo łagodnym łuku. Proces jest zbliżony do rzeczywistości, lecz dopiero na dużej wysokości. Wiatr taki, zwany **geostroficznym**, może wystąpić na wysokościach powyżej 700–1000 m, lecz stanowi dość pożyteczne przybliżenie wiatru rzeczywistego. „Pożyteczne przybliżenie” dla kogo? Dla szybowników? Przecież nawet jachtem na hydroskrzydłach nie żeglujemy tak wysoko.

Zejdźmy na ziemię (na wodę). Jak będzie u nas? U nas jest siła tarcia, która zmienia nie tylko prędkość wiatru, lecz także modyfikuje jego kierunek. Masy powietrza na dużych wysokościach przemieszczają się niemal równoległe do izobar; niżej zaczyna pomału oddziaływać siła tarcia o powierzchnię ziemi, zmniejszając prędkość wiatru, ale także modyfikując jego kierunek. Wpływ siły tarcia na wiatr odnotowujemy już poniżej 1 km wysokości.

Im bliżej powierzchni ziemi, tym większa będzie siła tarcia o podłoże, która zmniejsza prędkość ruchu, ale też odchyła jego kierunek, w porównaniu z kierunkiem wiatru geostroficznego, w stronę niższego ciśnienia o kąt od 10° nad morzami do 45° nad pofałdowaną, mniej lub bardziej nierówną, powierzchnią lądu.

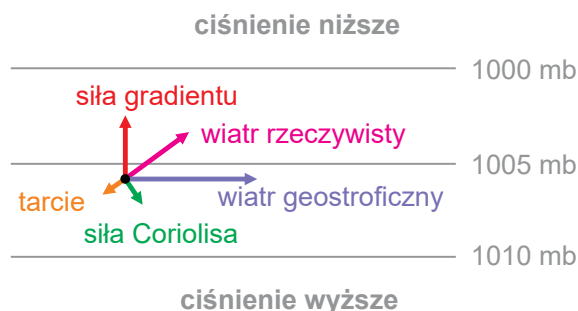
Istotny wpływ efektu tarcia sięga do wysokości 700–1000 m. Powyżej może on być całkowiec pominięty. Warto się orientować, jaki jest wpływ siły tarcia na kierunek wiatru na różnych wysokościach. Ułatwi nam to określenie

kierunku wiatru przyziemnego, który nas żywotnie interesuje. Zjawisko zostało oczywiście zmierzone i możemy przedstawić wnioski.



Wpływ siły tarcia na kierunek i prędkość wiatru na różnych wysokościach (spiralę Eckmana).

Gdybyśmy chcieli zrozumieć, jaki będzie przybliżony efekt działania podstawowych sił na kierunek przemieszczania się mas powietrza odczuwany na powierzchni ziemi (morza), to przedstawilibyśmy je na diagramie jak poniżej.



Podstawowe siły działające na kierunek przemieszczania mas powietrza. Siła tarcia przy powierzchni ziemi ma już tylko wpływ hamujący.

Co nam dają powyższe dywagacje? Pozwolą zrozumieć, jak działają siły istniejące w przyrodzie, aby finalnie wytworzyć efekt odczuwany przy powierzchni ziemi. Nie będziemy jednak rysować żadnych wektorów w przerwie między wachtami, tylko pójdziemy spać, bo nie mamy żadnych danych, aby to robić. Interesuje nas, skąd będzie wiatr za 6, 12 godzin, a może jutro i pojutrze tam, gdzie jesteśmy. Odbierzmy mapę

analizy powierzchniowej z narysowanymi izobarami wokół nas i jeszcze dalej (to jest sugestia, aby mieć na pokładzie możliwość jej odbioru, jeśli chcemy żeglować poza zasięgiem telefonii komórkowej) Warto mieć: dobre radio + komputer + program do odbioru map synoptycznych. Co ona nam da? Pokaże przebieg izobar. Odbierzemy analizę powierzchniową i posiłkując się bardzo ogólnymi wskazówkami podanymi we wnioskach pod tym rozdziałem, sami sobie narysujemy kierunki wiatru przy powierzchni morza. To właśnie jest przecież dla nas najważniejsze.

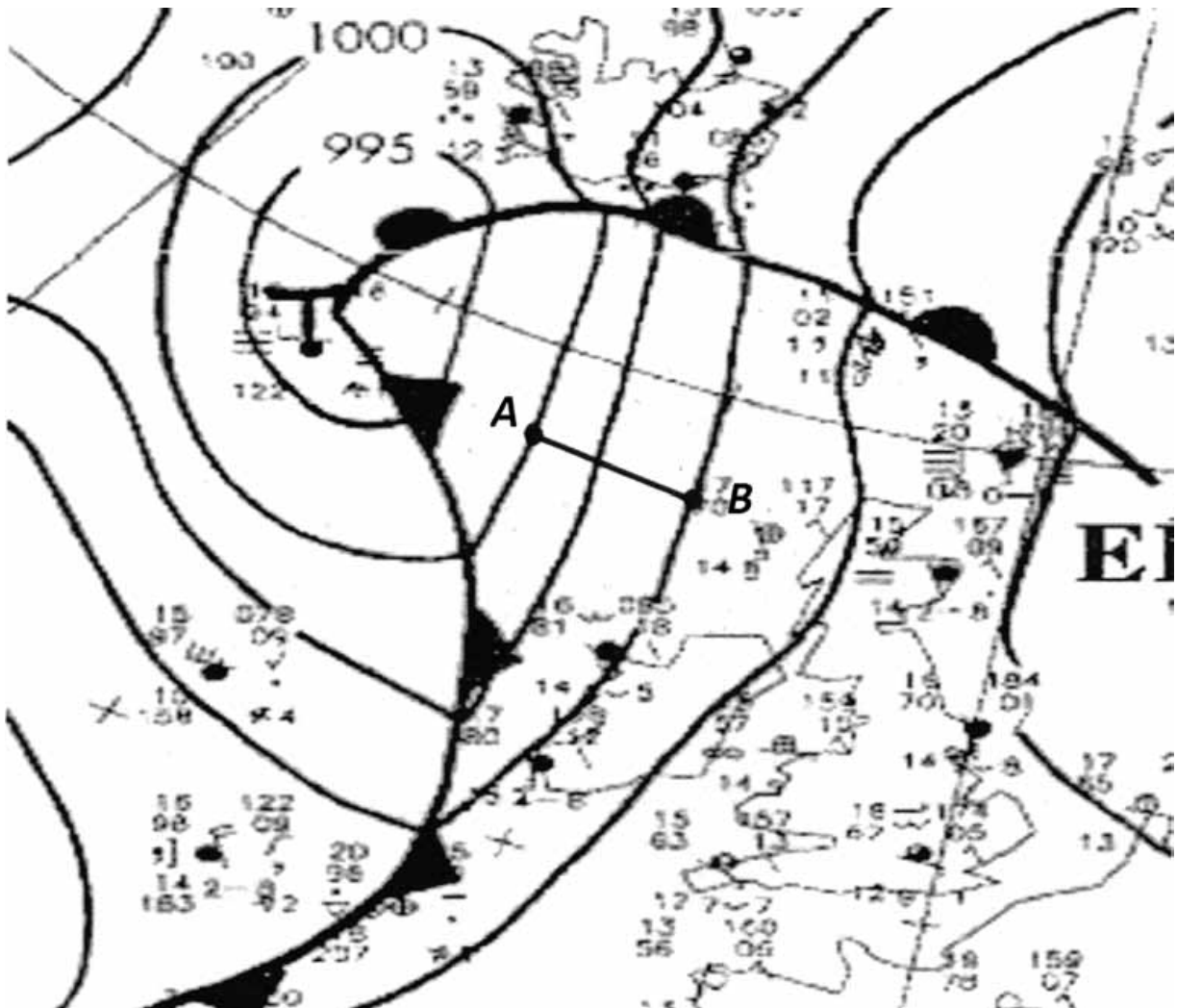
JAK OBLICZYĆ PRĘDKOŚĆ WIATRU PRZYWODNEGO

Istnieje oczywiście wzór do obliczania prędkości wiatru geostroficznego i możemy się nim posłużyć:

$$V_G = 4,8/\sin\phi \times G_b$$

Wiemy, że ϕ to szerokość geograficzna, a G_b – poznany już gradient baryczny.

Tak skonstruowany wzór daje nam wynik wyrażony w metrach na sekundę. Wiemy z nawigacji, że jeśli pomnożymy go przez 2, otrzymamy prędkość wiatru w węzłach.



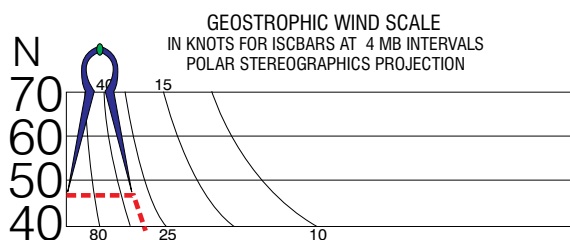
Pomiar na mapce dla określenia prędkości wiatru geostroficznego.

Taką metodą nie możemy się posługiwać w strefie okołorównikowej (do 20° szerokości geograficznej obu półkul) i pamiętamy, że nie uwzględnialiśmy siły odśrodkowej. Oznacza to, że wynik będzie bardzo przybliżony, co w żegludze oceanicznej nie ma jednak większego znaczenia.

Musimy teraz przede wszystkim zdobyć mapę synoptyczną, na lądzie np. z mariny lub z internetu, a w morzu w zasadzie tylko z odbiornika faksymilowego. Mamy na niej izobary i jakąś siatkę rzutu lub odwzorowania południków i równoleżników, czyli wszystko. W interesującym nas rejonie mierzymy w miarę prostopadłe do izobar odcinek i odczytujemy jego średnią szerokość geograficzną, a także różnicę ciśnienia między końcami tego odcinka według opisanych izobar w hektopaskalach, i podstawiamy do wzoru – najpierw na gradient baryczny (odczytamy różnicę szerokości geograficznej między końcami odcinka), a następnie na prędkość wiatru geostroficznego. Otrzymujemy **przybliżenie prędkości wiatru** na górze w metrach na sekundę. Jednak to jest gdzieś wysoko, a my chcemy wiedzieć, co będzie tuż za naszą burtą.

Jest dla nas już oczywiste, że wynik będzie mocno zawyżony, bo istnieje siła tarcia. Musi ona w znacznym stopniu zmniejszać otrzymaną wartość. Prędkość wiatru przyziemnego zależy od ukształtowania powierzchni, ma więc różne wartości. Marynarze mają pewien luksus pracy na morzu, terenie dość jednolicie ukształtowanym, gdzie siła tarcia jest stosunkowo stała. Jeśli pomnożymy tak obliczoną prędkość wiatru geostroficznego przez współczynnik 0,7, otrzymamy wynik dotyczący strefy przywodnej z wystarczającą dokładnością dla takich elementów wejściowych, jakie mamy dostępne na statku.

Istnieje też inna metoda, lecz nie zawsze dostępna. Niektóre stacje podają na swoich mapach barycznych specjalny diagram do określania prędkości wiatru geostroficznego. Mierzymy cyrklem odległość między sąsiednimi izobarami w interesującym nas rejonie



Pomiar prędkości wiatru geostroficznego na mapie z odbiornika faksymilowego.

oraz określamy średnią szerokość geograficzną tego odcinka. Odległość powinna być mierzona w miarę możliwości prostopadłe do izobar, a szerokość z dokładnością do ok. 2°. Na osi pionowej odkreślamy poziomo naszą szerokość i na tej linii odkładamy zmierzony odcinek. Koniec odcinka z reguły wypadnie pomiędzy krzywymi diagramu; wystarczy interpolować. Proporcjonalnie do linii krzywych schodzimy do dolnej osi i odczytujemy prędkość wiatru geostroficznego w węzłach lub metrach na sekundę zgodnie z opisem pod diagramem. Taką prędkość pomnożoną przez współczynnik 0,7 da nam wystarczającą wiedzę o prędkości wiatru przy powierzchni morza.

Diagram do określania prędkości wiatru możemy zastosować wyłącznie na mapie, na której jest on umieszczony.

WNIOSKI

- ▶ Wiatr wieje zawsze w stronę niższego ciśnienia.
- ▶ Z wystarczającą dla nas dokładnością możemy przyjąć, że przy powierzchni wody jego kierunek jest odchylony od kierunku izobar o kąt 10–30° w stronę mniejszego ciśnienia.
- ▶ Tam, gdzie izobary tworzą łagodne łuki, kąt ten będzie się zbliżał do mniejszych

wartości. Tak jest z reguły w rozległych ośrodkach o małym gradiencie (różnicy ciśnień).

- ▶ W słabych ośrodkach przy ostrych łukach izobar o małym promieniu wiatr wieje pod większym kątem.
- ▶ Przy dużym gradiencie barycznym (izobary bardzo gęsto) kierunek wiatru zbliża się do kierunku przebiegu izobar.
- ▶ Poza mapami amerykańskimi wszystkie inne rysowane są z reguły na jakimś rzucie stożkowym i południki nie są równoległe. Ma to wpływ na określanie przez nas kierunków rzeczywistych wiatru.

Weźmy pod uwagę przebieg najbliższych południków.

- ▶ Przy skali dokładności map faksymilowych oraz niezupełnej przewidywalności pogody nie ma szczególnego sensu starać się określać kierunek wiatru z przesadną dokładnością.
- ▶ Nie można tych zasad stosować w szerokościach okołorównikowych, gdzie nie występuje siła Coriolisa.
- ▶ Nasze wysiłki określania kierunku i prędkości wiatru możemy opierać zarówno na mapach analizy powierzchniowej, jak i na mapach prognoz.