

POMIARY ORAZ ANALIZA POLA WIATRU DLA POTRZEB ENERGETYCZNYCH.

dr Krzysztof Markowicz

Instytut Geofizyki, Uniwersytet Warszawski
ul. Pasteura 7
02-093 Warszawa
tel. (0022) 55-46-836
kmark@igf.fuw.edu.pl

1. Wprowadzenie

Oszacowanie potencjału energetycznego wiatru jest jednym z najważniejszych i najtrudniejszych kroków przy podejmowaniu wszelkich decyzji związanych z realizacją inwestycji energetyki wiatrowej. Komplikacje z oceną zasobów teoretycznych wiatru wynikają z jego natury. Wiatr jest wielkością silnie zmienną w czasie i przestrzeni zależną zarówno od warunków meteorologicznych panujących od skali lokalnej do mezoskalowej jak i warunków fizjogeograficznych. Prowadzi to do szeregu trudności z opracowaniem potencjału energetycznego dla wybranych lokalizacji. Będą one dyskutowane w niniejszym artykule.

2. Metody oceany zasobów energetycznych wiatru

W badaniach zasobów teoretycznych wiatru korzysta się z metod obserwacyjnych oraz wyników symulacji uzyskanych przy użyciu modeli numerycznych. Wyniki pomiarów są bardziej dokładne chociaż niepewności pomiarowe wynoszą przeważnie kilka procent. Główna sieć obserwacji meteorologicznych w Polsce została rozwinięta przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Jednak gęstość stacji obserwacyjnych jest z punktu widzenia energetyki wiatru niewystarczająca. Dodatkowo zgodnie z wytycznymi Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO) pomiary wykonywane są standardowo na wysokości 10 metrów nad gruntem podczas gdy potencjał energetyczny powinien być oszacowany na wyższych wysokościach. Typowe instalacje montuje się na wysokości od 20 do 80 metrów nad gruntem. Kluczowym problemem jest więc w tym przypadku ekstrapolacja danych obserwacyjnych na wyższe

wysokości. Jest to zadanie bardzo trudne gdyż profil wiatru z wysokością zależy zarówno od ukształtowania terenu ale również od warunków stratyfikacyjnych w atmosferze. Ostatni efekt jest często pomijany co kwestionuje przydatność tego typu opracowań.

Poza analizą danych pomiarowych wykorzystuje się również modele meteorologiczne, które pozwalają obliczać pole wiatru. Niestety rozdzielczość przestrzenna współczesnych modeli meteorologicznych jest niska i wynosi od kilku do kilkunastu kilometrów. Oznacza, że zmienność przestrzenna pola wiatru w skali mniejszej niż kilka kilometrów jest nieosiągalna. Modele te dzielimy na prognostyczne oraz diagnostyczne. Pierwsze z nich służą do prognozowania pogody w skali mezoskalowej, zaś drugie do określania warunków meteorologicznych w terminach analizy danych pomiarowych. Do modeli prognostycznych zaliczamy między innymi UMPL, ALADIN, HIRLAM, COAMPS lub do celów naukowo-badawczych EULAG. Początkowe pole wiatru w modelach numerycznych jest asymilowane na podstawie danych obserwacyjnych. Modele te wymagają zatem dużej ilości danych obserwacyjnych nie tylko pola wiatru ale również innych wielkości meteorologicznych. W ramach modelu rozwiązywane są skomplikowane równania dynamiki oraz zachowania energii w atmosferze. Niestety ze względu na stopień skomplikowania modelu oraz trybu pracy są one bardzo rzadko używane do szacowania potencjału energetycznego wiatru. Znacznie częściej wykorzystywane są modele proste diagnostyczne. Modele te jednak są bardzo ograniczone gdyż jedynie efekty dynamiczne brane są pod uwagę. Ich głównym celem jest badanie potencjału wiatru nad obszarem o zróżnicowanej topografii. Zaliczamy do nich: modele liniowe (BZ-WASP), modele zachowania masy (NOABL-WindMap), modele spektralno-numeryczne (MSFD-WindFarm). W modelach liniowych rozwiązywane są zlinearyzowane równania dynamiki atmosfery (równanie ciągłości oraz ruchu). W modelach zachowania masy rozwiązywane jest równanie ciągłości. Modele spektralno-numeryczne oparte są na modelach liniowych przy czym wykorzystuje się dodatkowo parametryzacje turbulencji zaczerpnięte z zaawansowanych modeli prognostycznych. Wyniki symulacji przeprowadzonych przy użyciu modeli diagnostycznych muszą być weryfikowane a następnie korygowane na podstawie danych obserwacyjnych. W najbliższych latach należy spodziewać się dalszego rozwoju metod

numerycznych i wykorzystywania coraz to lepszych modeli prognostycznych w celu wyznaczania potencjału energetycznego wiatru.

3. Ograniczenia wykorzystania wyników obserwacyjnych IMGW.

Głównym ograniczeniem związanym z wykorzystywaniem wyników obserwacyjnych prowadzonych w ramach sieci obserwacyjnej IMGW jest wspomniana po wyższy wysokość pomiaru oraz uśrednianie prędkości wiatru w przedziale 5 bądź 10 minutowym. Gęstość mocy wiatru zależy bowiem od prędkości wiatru w trzeciej potęgze

$$P = \frac{1}{2} \rho v^3$$

gdzie ρ jest gęstością powietrza. Tym samym ze względu na turbulencyjny charakter przepływu powietrza uśrednianie prędkości powietrza a następnie podnoszenie do potęgi trzeciej nie jest tożsame z podnoszeniem do potęgi trzeciej a następnie uśrednianie $\langle v \rangle^3 \neq \langle v^3 \rangle$.

Tak, więc właściwe oszacowanie potencjału wiatru wymaga zmian w systemie akwizycji danych. Poza prędkościami uśrednianymi wiatru rejestrowane powinny być też uśrednione trzecie momenty prędkości wiatru $\langle v^3 \rangle$. Takie podejście dopiero zapewni poprawną

Tabela 1. Przykłady różnego typu uśredniania prędkości wiatru

						$\langle V \rangle$	$\langle V^3 \rangle$	$\sqrt[3]{\langle V^3 \rangle}$
V [m/s]	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	125.0	5.0
V [m/s]	4.8	5.1	5.0	5.2	4.9	5.0	125.25	5.003
V [m/s]	4.0	4.5	6.5	7.2	2.8	5.0	165.0	5.5
V [m/s]	15.5	12.3	8.7	10.8	11.2	11.7	1781.6	12.2
V [m/s]	10.0	0.0	5.0	7.5	2.5	5.0	312.5	6.8
V [m/s]	8.0	0.0	0.0	5.0	2.0	3.0	129.0	5.05

analizę wyników obserwacyjnych. Jednak taką modyfikację można zastosować gdy mamy możliwość zmiany oprogramowania w urządzeniu pomiarowym. W przypadku gdy korzysta się z danych zgromadzonych w sieci IMGW musimy stosować różnego rodzaju przybliżenia. Zaliczamy do nich metody oparte o rozkłady prawdopodobieństwa prędkości wiatru. Jednak należy mieć świadomość, że są to metody już obciążone błędem, gdyż korzystają z uśrednionych prędkości wiatru. Zakładając pewien model teoretyczny próbuje się odtworzyć charakterystykę czasową wiatru. Najczęściej wykorzystuje się w tym przypadku rozkład Weibulla dany wzorem

$$f(v) = \frac{k}{A} \left(\frac{v}{A} \right)^{k-1} \exp \left(- \left(\frac{v}{A} \right)^k \right)$$

gdzie: $f(v)$ jest gęstością prawdopodobieństwa pojawiania się prędkości wiatru v , k jest parametrem kształtu, zaś A oznacza parametrem skali. Znając rozkład gęstości prawdopodobieństwa prędkości wiatru możemy wyznaczyć trzeci moment prędkości wiatru zgodnie ze wzorem.

$$\langle v^3 \rangle = \int v^3 f(v) dv .$$

Parametry rozkładu Weibulla A oraz k wyznacza się poprzez dopasowanie wyników obserwacyjnych do rozkładu danego powyższym wzorem.

Ograniczenie związane z szacowaniem zasobów energii wiatru na wyższych wysokościach bazując na pomiarach prędkości i kierunku wiatru na wysokości 10 metrów prowadzi do znacznych niepewności. Profil prędkości wiatru jest na ogół funkcją własności fizycznych podłoża oraz stratyfikacji atmosferycznej. O ile ta pierwsza jest wielkością zasadniczo wolno zmienną w czasie (ile np. nie wystąpią opady śniegu zmieniające szorstkość podłoża) to jednak dynamika atmosfery zmienia się w skali od minut czy godzin. Stratyfikacja atmosfery związana z przenoszeniem pędu powietrza z warstw powietrza powyżej tzw. warstwy granicznej jest w głównej mierze odpowiedzialna za przepływ powietrza przy powierzchni ziemi. Najlepszym przykładem jest dobowy przebieg prędkości wiatru, który doskonale widoczny jest w letniej porze roku. Pomimo, że prędkość wiatru powyżej warstw granicznej nie wykazuje wyraźnego cyklu dobowego to jednak prędkość jak również i kierunek wiatru osiągają maksimum w godzinach południowych lub popołudniowych. Jest to związane ze zmianą stratyfikacji atmosfery, która w godzinach około południowych ze względu na ogrzanie podłoża staje

się chwiejna. Prowadzi to do silnego mieszania i transportu pędu od górnych granic warstw granicznej w kierunku powierzchni ziemi. Tym samym prędkość wiatru przy powierzchni ziemi wzrasta. Ponadto silne ruchy konwekcyjne sprawiają, że warstwa powietrza staje się dobrze wymieszana a prędkość wiatru wolno rośnie z wysokością. Sytuacje odmienną obserwujemy nocą, kiedy to przy bezchmurnej i wyżowej

Tabela 2. Klasy szorstkości powierzchni ziemi

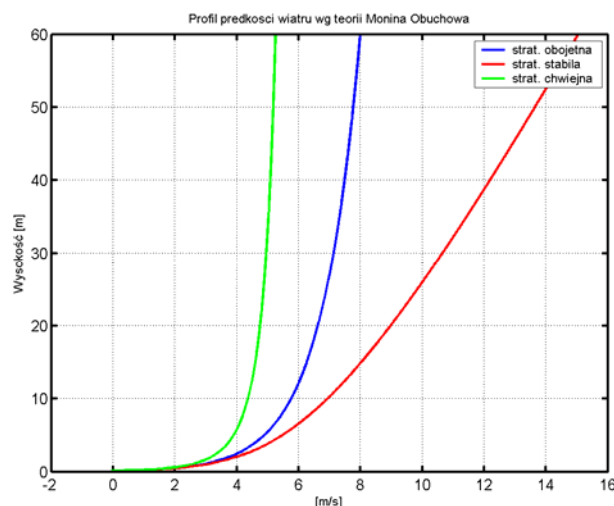
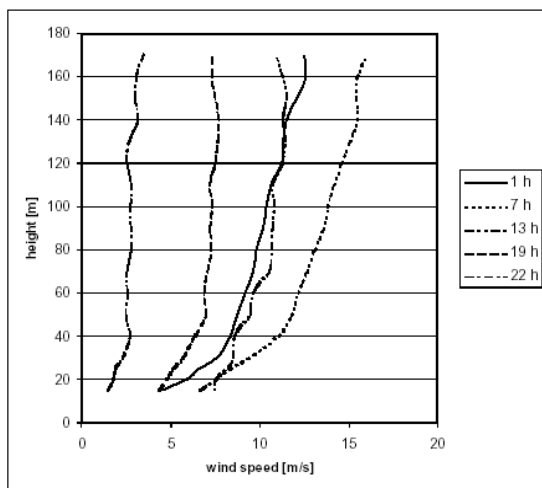
Klasa szorstkości terenu	Opis terenu	z_0 [m]
1	Morze, teren otwarty na odległości > 3km	0.0002
2	Obszary bagienne, śnieg, teren bez zabudowy i roślinności	0.005
3	Plaski teren otwarty, trawa, pojedyncze budynki	0.03
4	Niskie uprawy, pojedyncze budynki o parametrach $[x/h] < 20$ metrów	0.10
5	Wysokie uprawy, zabudowa rozrzucona o parametrach $15 < [x/h] < 20$ metrów	0.25
6	Parki, krzaki, zarośla, budynki o parametrach $[x/h] \approx 10$ metrów	0.50
7	Przedmieścia, lasy	1.00
8	Centra dużych miast	>2.00

pogodzie obserwuje się stabilną stratyfikację. Ograniczenie ruchów pionowych w atmosferze hamuje przenoszenie pędu i tym samym prędkość wiatru przy powierzchni jest znacznie mniejsza niż w dzień. Związku z tym prędkość wiatru rośnie silnie z wysokością. Zmienność dobową oraz stratyfikacyjną prędkości wiatru z wysokością obrazuje rys. 2. Przykłady te pokazują, że pominięcie zmian zachodzących w atmosferze prowadzi do znacznych błędów. Stosowane najczęściej w energetyce wiatru wzory uwzględniają jedynie efekt powierzchni ziemi

$$V_2(h_2) = V_1(h_1) \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^\alpha,$$

$$V_2(h_2) = V_1(h_1) \frac{\ln\left(\frac{h_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{h_1}{z_0}\right)}$$

gdzie z_0 – parametr szorstkości podłoża zależny od własności fizycznych podłoża, poniżej której prędkość wiatru jest zerowa, zaś parametr α często przyjmowany jest jako stały i równy $1/7$.



Rys. 2 Profile wiatru z wysokością na podstawie pomiarów Sodarem oraz uzyskane z teorii Monina Obuchowa.

Na koniec warto poruszyć aspekt zmian gęstości powietrza. Wielkość ta w warunkach klimatu Polski może zmieniać do w skali do roku do 10%. Tym samym nie uwzględnienie tych zmian prowadzi to znaczących błędów w oszacowaniu potencjału wiatru. Pomimo, że gęstość powietrza nie jest bezpośrednio mierzona wyznaczają ją z równania stanu na podstawie temperatury powietrza oraz ciśnienia atmosferycznego

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

gdzie, p - ciśnienie atmosferyczne w [Pa], R -stała gazowa równa $287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, T -temperatura w [K].

4. Przyrządy pomiarowe

Pomimo, że istnieje wiele anemometrów do pomiaru prędkości wiatru to największą popularnością cieszą się **anemometry rotacyjne** (rys.1). Składają się one najczęściej z trzech półkulistych czasz umieszczonych na pionowej osi. Prędkość kątowna takiego układu jest w pierwszym przybliżeniu proporcjonalna do prędkości wiatru. Liczba obrotów jest najczęściej zliczana za pośrednictwem układu optycznego lub kontaktronowego. Niektóre anemometry wyposażone są również w stery kierunkowe służące do pomiaru kierunku wiatru. Główną wadą tego typu anemometrów jest starzenie się układów obracających oraz czułość na warunki środowiskowe takie jak oblodzenia, opady śniegu. Przez co anemometry niepodgrzewane w okresie zimowym mogą ulegać czasowemu zamarzaniu.

Obecnie coraz szersze zastosowanie w pomiarach meteorologicznych mają **anemometry ultradźwiękowe** (ang. sonic anemometer, acoustic anemometer, ultrasonic anemometer). Technika pomiarowa w przypadku tego typu anemometrów opiera się na pomiarze czasu propagacji impulsów dźwiękowych pomiędzy nadajnikiem a odbiornikiem. Czas ten zależy zarówno od prędkości dźwięku ale również od prędkości wiatru. Jeśli przez τ_1 oznaczymy czas przelotu fali dźwiękowej pod wiatr, zaś przez τ_2 czas przelotu fali dźwiękowej z wiatrem to ich różnica wynosi

$$\Delta\tau = \tau_1 - \tau_2 = \frac{L}{c - v} - \frac{L}{c + v} = \frac{2Lv}{c^2}$$

zaś suma

$$\tau_1 + \tau_2 = \frac{2L}{c}$$

gdzie, L jest odległością pomiędzy odbiornikiem a nadajnikiem, c jest prędkością fali dźwiękowej zaś v prędkością wiatru. Mamy więc układ dwóch równań na dwie niewiadome v oraz c . Ponieważ prędkość rozchodzenia się dźwięku w powietrzu zależy głównie od temperatury to czujniki dźwiękowe mogą służyć również do pomiaru temperatury

$$c = \sqrt{\frac{C_p}{C_v} RT_w} .$$

gdzie, C_p i C_v jest ciepłem właściwymi przy stałym ciśnieniu i objętości równym odpowiednio 1004 oraz 719 Jkg⁻¹K⁻¹, T_w jest temperaturą wirtualną czyli temperaturą powietrza po uwzględnieniu poprawek na wilgotność powietrza. Używając kombinacji kilku odbiorników i nadajników można określić wszystkie składowe prędkości wiatru i tym samym wyznaczyć prędkość oraz kierunek wiatru. Główną zaletą anemometrów ultradźwiękowych jest brak ruchomych zawodnych elementów oraz pomiar trzech składowych wektora wiatru. Przyrządy tego typu pozwalają na pomiary przy wysokiej częstotliwości co umożliwia wyznaczenie współczynników opisujących turbulencje oraz strumienie ciepła oraz pędu. Jakość wyników pomiaru zależy od właściwego ustawienia przestrzennego przyrządu. Niewielkie błędy w pionowej orientacji mogą zasadniczo wpłynąć na dokładność pomiaru składowej pionowej wiatru. Należy podkreślić, że typowe niepewności pomiarowe związane z anemometrami ultradźwiękowymi wynoszą około 1% podczas gdy w przypadku anemometrów rotacyjnych sięgają od 5 do 10%.



Rys.1 Anemometr rotacyjny oraz ultradźwiękowy

Wyróżniamy również anemometry profilujące należące do klasy przyrządów teledetekcyjnych pozwalających na wyznaczanie profilu pola wiatru. Zaliczamy do nich: **sodary, radary i lidary dopplerowskie** przy czym w pierwszych wykorzystuje się do pomiaru fale dźwiękową w drugich falę radarową a w trzecich falę świetlną. Ze względu

na technikę pomiaru są idealnym przyrządami do badania zasobów energii wiatru jednak bardzo drogimi co uniemożliwia ich powszechne użycie.

5. Analiza wyników obserwacyjnych

Analiza danych obserwacyjnych powinna być przeprowadzona na odpowiednio długich nieprzerwanych seriach pomiarowych. Absolutnym minimum jest seria rocznych pomiarów jednak w tym przypadku wyniki obserwacji mogą nie być reprezentatywne. Zmienność warunków meteorologicznych pomiędzy kolejnymi latami jest wpisana w definicję klimatu. W klimacie przejściowym jaki znajduje się w Polsce zmiany te mogą być znaczące. Zasoby teoretyczne wiatru mogą zmieniać się o kilkadziesiąt procent pomiędzy kolejnymi latami. W związku z tym analizowane wyniki obserwacji powinny być oparte wieloletnie obserwacje. Jeśli jednak okres czasu wynosi jeden rok wówczas można posłużyć się wielkościami statystycznymi oraz wynikami pomiarów z innych stacji prowadzących wieloletnie obserwacje. Anomalie prędkości wiatru występują najczęściej w dużej skali tak więc posiadając dodatkowe dane możemy ekstrapolować wyniki rocznych obserwacji i oszacować rzeczywisty potencjał energii wiatru w okresie kilkunastu czy kilkudziesięciu lat.

5.1 Wyznaczenie potencjału energetycznego wiatru na innych wysokościach.

Uwzględnienie zmian stratyfikacji atmosfery podczas obliczania potencjału energii wiatru na innych wysokościach niż prowadzone były obserwacje jest możliwe o ile dysponujemy pomiarami pochodzącymi z anemometru ultradźwiękowego. Wyniki pomiarów z tego przyrządu pozwalają wyznaczyć strumienie pędu oraz ciepła które powiązane są ze stratyfikacją atmosfery. W tym celu musimy dokonać tzw. uśrednianie Reynoldsa. Wyznaczamy wartości średnie składowych wiatru oraz temperatury powietrza a następnie odejmujemy od oryginalnych danych uzyskane wartości średnie. Definiujemy w ten sposób zaburzenia (fluktuacje) składowych prędkości wiatru, które oznaczamy następująco

$$u' = u - \langle u \rangle$$

$$v' = v - \langle v \rangle$$

$$w' = w - \langle w \rangle$$

$$\theta_v' = \theta_w - \langle \theta_v \rangle .$$

gdzie wielkości u , v , w , θ_v oznaczają odpowiednio: składową strefową (zachód – wschód), południkową (południe-północ) oraz pionową wektora wiatru oraz temperaturę potencjalno-wirtualną. Prędkość horyzontalna wiatru wynosi zatem

$$V = \left(\sqrt{u^2 + v^2} \right)$$

temperaturę potencjalno-wirtualną θ_v wyznaczamy na podstawie mierzonej anemometrem temperatury wirtualnej

$$\theta_v = T_w \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p}$$

gdzie, p jest ciśnieniem atmosferycznym, p_0 średnim ciśnieniem nad poziomem morza 1013 hPa, zaś wykładnik $R/C_p=0.288$. Jeśli jednak nie dysponujemy pomiarami fluktuacji ciśnienia atmosferycznego to możemy dokonać uproszczenia i zamiast temperatury potencjalno-wirtualną stosować temperaturę wirtualną.

Wykorzystamy tutaj metodę Monina-Obuchowa, która opisuje profil wiatru podczas trzech typów stabilności atmosferycznej: chwiejnej, obojętnej oraz stabilnej. Definiujemy długość Monina Obuchowa L

$$L = - \frac{u_*^3 <\theta_v>}{gk <w'\theta'_v>}$$

gdzie, k jest stała von Karmana i wynosi 0.40, g jest przyspieszeniem grawitacyjnym 9.81 m/s^2 , zaś u_* oznacza prędkość tarciovą i jest zdefiniowana wzorem

$$u_* = \sqrt{- <w'u'> - <w'v'>}$$

Atmosfera jest stabilna gdy długość Monina-Obuchowa jest większa od zera ($0 < L < 100$), chwiejna gdy $-100 < L < 0$, zaś chwiejna gdy $|L| > 100$.

Profil wiatru jest profilem logarytmicznym danym wzorem

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} - \phi \left(\frac{z}{L} \right)$$

gdzie z_0 jest wysokością dla której prędkość wiatru spada do zera. Jest to w przybliżeniu 0.1 wysokości przeszkód terenowych. Wielkość ta może być wyznaczona jeśli dysponujemy przynajmniej 2 pomiarami na równych wysokościach np. 10 oraz 2 metry.

Bezwymiarowa funkcja stabilności $\phi(z/L)$ opisuje odchylenie zmian prędkości wiatru z wysokością od profilu logarytmicznego. W zależności od stabilności atmosfery funkcja ta jest zdefiniowana wzorami (Businger i inni, 1971; Van Ulden i Holtslag, 1985)

$$\phi\left(\frac{z}{L}\right) = \begin{cases} 0 & |L| < 100 \\ -4.7 \frac{z}{L} & 0 < L < 100 \\ \ln \frac{1+x^2}{2} + 2 \ln \frac{1+x}{2} - 2 \tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2} & \text{gdzie } x = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{0.25} \quad -100 < L < 0 \end{cases}$$

gdzie pierwszy wzór opisuje przypadek stratyfikacji obojętnej ($|L| < 100$), drugi równowagę stabilną, zaś trzeci chwiejną. Teoria Monina-Obuchowa jest jedynie przybliżeniem i nie może zastąpić rzeczywistych wyników pomiarów. Największe odstępstwa pomiędzy teorią a obserwacjami występują w przypadku równowagi stabilnej. Podczas tej stratyfikacji atmosferycznej w warstwie granicznej występują warstwy intermitencji, gdzie zmienia się lokalnie stratyfikacja. Ponadto w pewnych sytuacjach obserwuje się zjawisko tzw. niskiego prądu strumieniowego. Dodatkowo, ukształtowanie terenu może istotnie wpływać na odstępstwa od profilu danego teorią Monina-Obuchowa. Nie mniej jednak pomiary przy użyciu anemometrów ultradźwiękowych wnoszą nową jakość do badania zasobów wiatru dla energetyki odnawialnych źródeł energii.

Procedura wyznaczania profilu prędkości wiatru została przedstawiona w tabeli 3. W praktyce pomiary fluktuacji prędkości wiatru powinny być wykonywane z częstotliwością kilku herców. Uzyskany na podstawie wyznaczonej długości Monina-Obuchowa L oraz prędkości tarciowej u_* profil wiatru z wysokością został przeskalowany przez wartość prędkości wiatru mierzoną na wysokości 10 metrów. Uzyskany w ten sposób niewielki wzrost prędkości wiatru z wysokością związany jest w tym przypadku z chwiejną stratyfikacją atmosfery a więc z dobrze wymieszaną warstwą graniczną. Prędkości wiatru na innych wysokościach powinny być wyznaczone z możliwie jak największą częstotliwością gdyż warunki stratyfikacyjne zmieniają się w czasie. Jednak zupełnie wystarczający jest interwał czasowy 5-10 minut.

Tabela 3. Przykładowe prędkości wiatru oraz temperatury powietrza na podstawie anemometru ultradźwiękowego oraz odpowiadający im profil wiatru z wysokością. Obliczenia wykonano dla parametru $z_0=0.05\text{m}$

											Średnia $\langle \rangle$
U [m/s]	5.0	5.1	5.2	4.7	4.4	5.1	5.9	5.7	5.3	5.0	5.14
U' [m/s]	-0.14	-0.04	0.06	-0.44	-0.74	-0.04	0.76	0.56	0.16	-0.14	0.0
W [m/s]	0.1	0.09	0.08	0.11	0.13	0.1	0.07	0.09	0.095	0.105	0.097
W' [m/s]	0.003	-0.007	-0.017	0.013	0.033	0.003	-0.027	-0.007	-0.002	0.008	0.0
T _w [K]	282.50	282.25	282.00	282.75	283.250	282.500	281.750	282.250	282.375	282.625	282.4250
T _w ' [K]	0.075	-0.175	-0.4250	0.325	0.825	0.075	-0.675	-0.175	-0.050	0.200	0.0
$\langle U'W' \rangle$	-0.0057										
$\langle T_w'W' \rangle$	0.0062										
u* [m/s]	0.0757										
L [m]	-5.0761 : stratyfikacja chwiejna										
z [m]	10	20	40	60	80	100					
V [m/s]	5.14	5.50	5.80	5.96	6.06	6.13					

Literatura

Van Ulden A. P., Holtslag A.A.M., 1985: Estimation of atmospheric boundary layer parameters. for diffusion applications. J. Clim. Appl. Met. 24, 1196-1207.

Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci. 28, 181-189.