

WYZNACZANIE KONCENTRACJI PARY WODNEJ LIDAREM POLSKIEJ STACJI POLARNEJ HORNSUND

DETECTION OF WATER VAPOUR CONCENTRATION
BY THE LIDAR OF POLISH POLAR STATION HORNSUND

Magdalena Bloch

Zakład Badań Polarnych Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk
Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa, Polska
mbloch@igf.edu.pl

Zarys treści. Lidar znajdujący się w Polskiej Stacji Polarnej Hornsund umożliwia wyznaczenie pionowych profili stosunku zmieszania mas pary wodnej i suchego powietrza. Określanie koncentracji pary wodnej możliwe jest dzięki obecności dwóch kanałów ramanowskich, rejestrujących fale o długości 386 nm i 407 nm. Fale te są wynikiem rozproszenia w sposób nieelastyczny promieniowania o długości 355 nm zachodzącego odpowiednio na cząsteczkach azotu oraz na molekułach pary wodnej. Pomiar zawartości pary wodnej w powietrzu wykonywane są w warunkach nocnych i obejmują troposferę do wysokości około 6 kilometrów. Praca przedstawia metodę wyznaczania stosunku zmieszania mas z danych lidarowych oraz sposób kalibracji lidar.

Słowa kluczowe: para wodna, lidar ramanowski, Arktyka, teledetekcja.

1. Wstęp

Polska Stacja Polarna Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk położona w fiordzie Hornsund nad Zatoką Białego Niedźwiedzia (77°N, 15°33'E) jest placówką prowadzącą całoroczną działalność naukową. Od października 2009 roku w Stacji Hornsund zainstalowany jest lidar, umożliwiający badanie atmosfery za pomocą światła (Pietruczuk i Karasiński 2010). Między innymi umożliwia on wyznaczenie pionowych profili stosunku zmieszania mas dla pary wodnej.

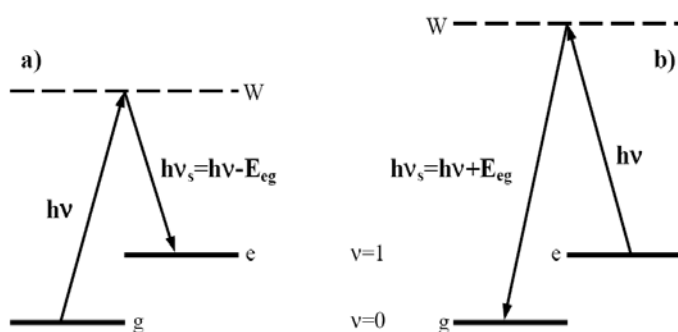
Badanie zawartości pary wodnej w powietrzu jest bardzo ważne ze względu na jej kluczową rolę w zmianach klimatu związanych z występowaniem efektu cieplarnianego. Para wodna ma przede wszystkim wpływ na bilans radiacyjny poprzez absorpcję promieniowania z pasma podczerwieni, a także pośrednio przez formowanie chmur oraz pęcznienie cząstek aerozolu (Harries 1997, Gerding i in. 2004). Wyznaczanie pionowych profili koncentracji pary wodnej w atmosferze ma zastosowanie przy ustalaniu warunków początkowych w różnego typu modelach, np. dotyczących dynamiki atmosfery czy prognozy pogody.

Ze względu na to, że zawartość pary wodnej w atmosferze jest bardzo zmienna w czasie i w przestrzeni, ważne jest przeprowadzanie regularnych pomiarów jej koncentracji. Standardowym pomiarem pionowego profilu wilgotności w atmosferze jest sondaż aerologiczny. W rejonie Arktyki Europejskiej, ze względu na pokrycie większości powierzchni Oceanem Arktycznym oraz niskie zaludnienie brakuje

danych sondażowych. Poza obszarem kontynentu znajdują się tu jedynie dwie stacje prowadzące systematyczne sondáže atmosfery, są to stacje „Bjornoya” na Wyspie Niedźwiedziej oraz „Polargmo” na Ziemi Franciszka Józefa. Używane do tego celu radiosondy umożliwiają wykrywanie zmian głównie na skale synoptyczną, a uzyskane profile ze względu na znaczne prędkości wiatru w troposferze nie są reprezentatywne dla profilu nad stacją. Prowadzenie badań za pomocą urządzeń teledetekcyjnych takich jak lidar umożliwia natomiast wykrywanie krótkookresowych zmian w koncentracji pary wodnej oraz wyznaczanie pionowych profili dokładnie dla danej lokalizacji. Z tego też względu lidar Stacji Hornsund jest bardzo ważnym urządzeniem zwiększającym zasób dostępnych danych dotyczących atmosfery w rejonie Arktyki.

2. Rozpraszanie Ramana

Rozpraszanie Ramana jest typem rozpraszania nieelastycznego o małym przekroju czynnym. Polega ono na zmianie długości fali rozproszonej w stosunku do fali padającej, która wynika ze zmiany oscylacyjno-rotacyjnego poziomu energetycznego molekuł (Haken i Wolf 1998). Przesunięcie długości fali może nastąpić zarówno w kierunku dłuższego jak i krótszego promieniowania. Ze względu na stosunkowo niską temperaturę atmosfery przesunięcie długości fali w kierunku fal dłuższych jest bardziej prawdopodobne. Wraz ze wzrostem temperatury wzrasta prawdopodobieństwo znalezienia cząsteczki w stanie wzbudzonym. Stąd też w rozpraszaniu Ramana dominuje proces stokesowski (ryc. 1a). Jest to wzbudzenie molekuły światłem ze stanu podstawowego g do stanu wirtualnego W , a następnie przejście do rzeczywistego stanu wzbudzonego e . Emitowany w tym momencie foton ma niższą energię od fotonu fali padającej. W przypadku, gdy promieniowanie pada na cząsteczkę w stanie wzbudzonym zachodzi proces odwrotny, czyli antystokesowski. Rozproszona fala ma wówczas wyższą energię niż fala padająca i następuje przesunięcie długości fali w kierunku fal krótszych (ryc. 1b). Z rozkładu Boltzmana wynika większe obsadzenie poziomu podstawowego (g) niż wzbudzonego (e). Stąd też pasma stokesowskie są znacznie silniejsze niż pasma antystokesowskie.



Ryc. 1. Schemat rozpraszania Ramana: proces stokesowski (a) i antystokesowski (b). Oznaczenia: e, g i W to odpowiednio stan podstawowy, wzbudzony i wirtualny molekuły, ν i ν_s – częstotliwość promieniowania padającego i rozproszonego, h – stała Plancka

Fig. 1. Scheme of Raman scattering: Stokes (a) and anti-Stokes (b) component. Symbols: e, g and W are respectively ground, excited and virtual state of molecule, ν and ν_s – frequency of incident and scattered radiation, h – Planck constant.

Różnica między energią stanu podstawowego i wzbudzonego odpowiada zmianie długości fali rozproszonej. Zmiana ta jest unikalna dla danej cząsteczki, stąd też dzięki rozpraszaniu Ramana możliwa jest detekcja poszczególnych gazów atmosferycznych.

3. Lidar ramanowski Polskiej Stacji Polarnej Hornsund

Lidar ramanowski wykorzystuje fakt zachodzenia rozpraszania nieelastycznego na cząsteczkach gazów znajdujących się w atmosferze. W celu detekcji pary wodnej wysyłany jest krótki impuls świetlny o długości fali 355 nm (ultrafiolet). Po rozproszeniu w sposób ramanowski odbierane jest promieniowanie o długości 387 nm, będące odpowiedzią od cząsteczek azotu oraz fala o długości 407 nm, która jest wynikiem rozpraszania na molekułach pary wodnej. Powracające do lidarów echo optyczne impulsu rejestrowane jest w funkcji czasu, co umożliwia wyznaczenie wysokości, na której rozproszeniu uległ wyemitowany impuls światła.

Przekrój czynny na rozpraszanie Ramana jest bardzo mały, stąd też powracające w kierunku lidarów promieniowanie rozproszone w długościach 387 nm i 407 nm jest bardzo słabe. Szczególnie w przypadku kanału rejestrującego echo optyczne od pary wodnej, detekcji podlegają pojedyncze fotony powracające do lidarów z danej odległości. Ze względu na niewielką moc odbieranego sygnału, rejestrowany szum jest w porównaniu z nim bardzo duży. Mały stosunek sygnału do szumu (SNR – Signal to Noise Ratio) jest jednym z problemów w detekcji pary wodnej za pomocą lidarów ramanowskich (Weitkamp 2005). Drugim problemem jest ograniczenie wykonywania pomiarów jedynie do warunków nocnych, a najlepiej nocy astronomicznej. Nie ma wówczas w atmosferze rozproszonego promieniowania słonecznego, które uniemożliwia detekcję bardzo słabego echa optycznego będącego jedynie wynikiem rozproszenia w sposób ramanowski wysłanego impulsu laserowego. Pomiar koncentracji pary wodnej obejmuje troposferę do wysokości około 6 km przy rozdzielczości pionowej wynoszącej 15 m.

4. Detekcja pary wodnej lidarem ramanowskim

4.1. Wyznaczanie stosunku zmieszania pary wodnej z danych lidarowych

Z danych lidarowych wyznaczany jest stosunek zmieszania mas mr , czyli iloraz masy pary wodnej i masy suchego powietrza w danej objętości (Whiteman i in. 1992):

$$mr(z) = \frac{N_{H_2O}(z)M_{H_2O}}{N_{dry}(z)M_{dry}}, \quad (1)$$

gdzie N_{H_2O} i N_{dry} oznaczają odpowiednio liczbę cząsteczek pary wodnej i powietrza znajdujących się w danej objętości, a M_{H_2O} i M_{dry} są odpowiednio ich masami molowymi. Ponieważ azot jest stałym składnikiem powietrza, stąd też stosunek zmieszania mas można wyrazić jako (Wang i in. 2011):

$$mr(z) = 0.485 \frac{N_{H_2O}}{N_{N_2}}, \quad (2)$$

gdzie N_{N_2} jest liczbą cząsteczek azotu. Sygnały rejestrowane przez detektory będące wynikiem rozproszenia nadawanego impulsu na molekułach azotu i pary wodnej są opisane następującymi równaniami lidarowymi:

$$P_{N_2}(z) = K_{N_2} z^{-2} \sigma_{N_2}(\pi) N_{N_2}(z) T_0(z) T_{N_2}(z) \quad (3)$$

$$P_{H_2O}(z) = K_{H_2O} z^{-2} \sigma_{H_2O}(\pi) N_{H_2O}(z) T_0(z) T_{H_2O}(z), \quad (4)$$

gdzie P jest mocą odbieranego echa, K jest stałą aparaturową opisującą wszystkie parametry systemu, σ jest przekrojem czynnym na rozpraszania Ramana w kierunku lidar, N oznacza liczbę cząstek danego gazu w powietrzu, T jest transmisją w atmosferze fal o długościach: $T_0 - 355$ nm, $T_{N_2} - 387$ nm i $T_{H_2O} - 407$ nm. Transmisję opisuje następująca zależność:

$$T_x(z) = \exp\left[-\int_0^z \alpha_{\lambda_x}(z') dz'\right], \quad (5)$$

gdzie α oznacza ekstynkcję¹ fali o danej długości λ_x , która jest sumą rozpraszania światła na cząsteczkach gazów atmosferycznych (rozpraszanie typu Rayleigh) oraz ekstynkcji światła na cząstkach aerozolu (rozpraszanie typu Mie). Po podstawieniu powyższych wzorów do równania na stosunek mieszania mas otrzymujemy następującą zależność:

$$mr(z) = 0.485 \frac{P_{H_2O}(z) K_{N_2} \sigma_{N_2}(\pi)}{P_{N_2}(z) K_{H_2O} \sigma_{H_2O}(\pi)} \exp\left\{\int_0^z [\alpha_{\lambda_{H_2O}}(z') - \alpha_{\lambda_{N_2}}(z')] dz'\right\}. \quad (6)$$

Ponieważ stałe lidarowe K oraz przekrój czynny na rozpraszanie Ramana są trudne do wyznaczenia², stąd też powyższe równanie można uprościć do następującej formy (Weitkamp 2005):

$$mr(z) = C \frac{P_{H_2O}(z)}{P_{N_2}(z)} \exp\left\{\int_0^z [\alpha_{\lambda_{H_2O}}(z') - \alpha_{\lambda_{N_2}}(z')] dz'\right\}, \quad (7)$$

gdzie C jest stałą kalibracyjną dla pomiarów stosunku mieszania. Różnica w ekstynkcjach między kanałem azotowym i parą wodną wynika głównie z rozpraszania typu Rayleigha na gazowych składnikach atmosfery. Ekstynkcja światła zachodząca na aerozolah ma zbliżone wartości dla obu długości fali.

W rozważaniach pominięta została zależność od temperatury sygnałów rejestrowanych w kanale azotowym i w kanale dla pary wodnej. Jest to skutkiem stosowania przy nocnych pomiarach szerokich filtrów, dla których czynnik zależności temperaturowej jest bliski jedności (Neely i Thayer 2011). Stąd też niepewność względna wyznaczonego stosunku mieszania pary wodnej równa jest zeru.

4.2. Wyznaczanie stałej kalibracyjnej dla pomiarów stosunku mieszania pary wodnej

Do kalibracji pomiarów stosunku mieszania, czyli do wyznaczenia współczynnika C , wykorzystane zostały dane ze stacji meteorologicznej Hornsund (WMO 1003), dotyczące wilgotności względnej, ciśnienia atmosferycznego oraz temperatury powietrza. Z ich pomocą określany był stosunek mieszania pary wodnej przy powierzchni ziemi. Wilgotność względna rh definiowana jest, jako:

$$rh = \frac{e}{E} \cdot 100\%, \quad (8)$$

¹ Straty ze względu na rozpraszanie i absorpcję. Dla fal używanych przez lidar Stacji absorpcja jest praktycznie równa zeru.

² Przekrój czynny na rozpraszanie Ramana zależy od temperatury.

gdzie e jest aktualną prężnością pary, a E oznacza maksymalną prężność pary występującą w danych warunkach, opisaną następującym równaniem (Coulson 1959):

$$E = 6.102 \exp\left(\frac{17.27t}{t + 237.3}\right), \quad (9)$$

w którym t jest temperaturą powietrza wyrażoną w °C. Wyznaczona dzięki powyższym zależnościom aktualna prężność pary umożliwia, poprzez wykorzystanie równania stanu gazu doskonałego, określenie liczby cząsteczek pary wodnej znajdujących się w atmosferze:

$$N_{H_2O} = nN_A = \frac{eV}{RT} N_A. \quad (10)$$

W powyższym równaniu n oznacza liczbę moli, N_A - stałą Avogadra, R jest uniwersalną stałą gazową wynoszącą 8.314 J/ mol·K, T temperaturą wyrażoną w Kelwinach, a V objętością. Z równania stanu gazu wyznaczana jest również liczba molekuł azotu:

$$N_{N_2} = 0.78nN_A = 0.78 \frac{pV}{RT} N_A, \quad (11)$$

gdzie p oznacza ciśnienie atmosferyczne. Podstawiając do równania (2) równania (10) i (11) można wówczas wyznaczyć stosunek mieszania pary wodnej na wysokości 2 m. Współczynnik C jest dopasowany w taki sposób, aby wartość stosunku mieszania blisko powierzchni, wyznaczona z danych z pomiarów lidarem była zgodna z wartością wyliczoną z danych ze stacji meteorologicznej.

5. Przykładowe profile stosunku mieszania mas dla pary wodnej

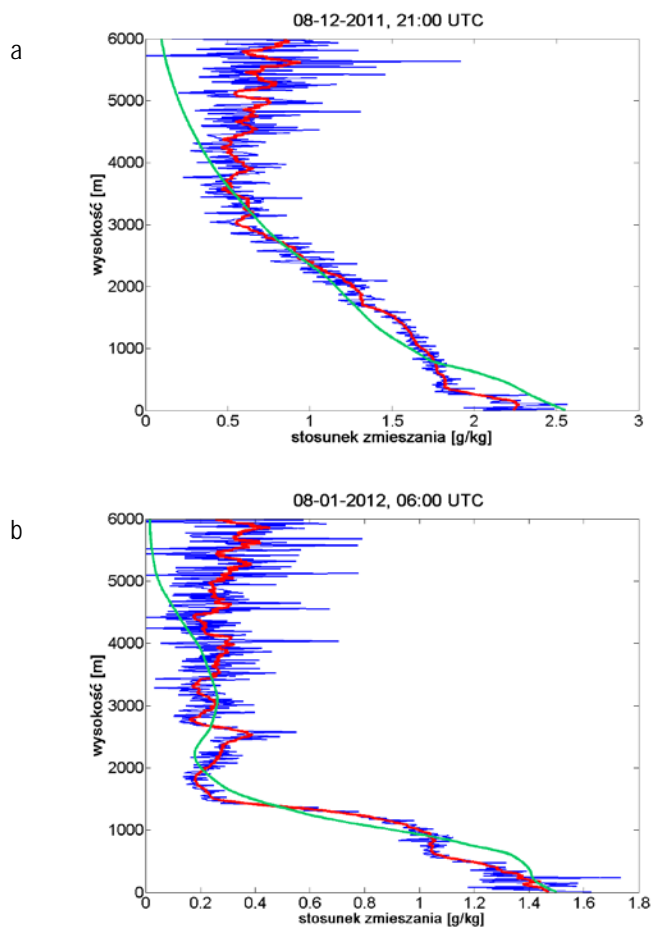
Opisaną wyżej procedurę zastosowano do wyznaczania stosunku mieszania dla dwóch przykładowych pomiarów lidarowych z dni:

- 08.12.2011 od 21:01 do 23:07 UTC,
- 08.01.2012 od 06:13 do 08:18 UTC.

Ponieważ pojedyncze zarejestrowane sygnały są bardzo słabe, stąd też do wyznaczenia stosunku mieszania z równania (7) wykorzystana została średnia dla dwugodzinnego pomiaru moc sygnału azotowego i sygnału od pary wodnej ($\langle P_{H_2O} \rangle / \langle P_{N_2} \rangle$).

Otrzymane wyniki przedstawione zostały na ryc. 2. Niebieską linią oznaczono wynik otrzymany z nieodszumionych sygnałów. Z obecności szumu wynikają widoczne na rysunkach duże zmiany między wartościami stosunku mieszania wyznaczonymi dla sąsiednich punktów. W celu wygładzenia wyników wykorzystano filtr Savitzky'ego-Golaya (Orfanidis 1996). Otrzymane w ten sposób wartości przedstawione są na rysunkach za pomocą czerwonej linii.

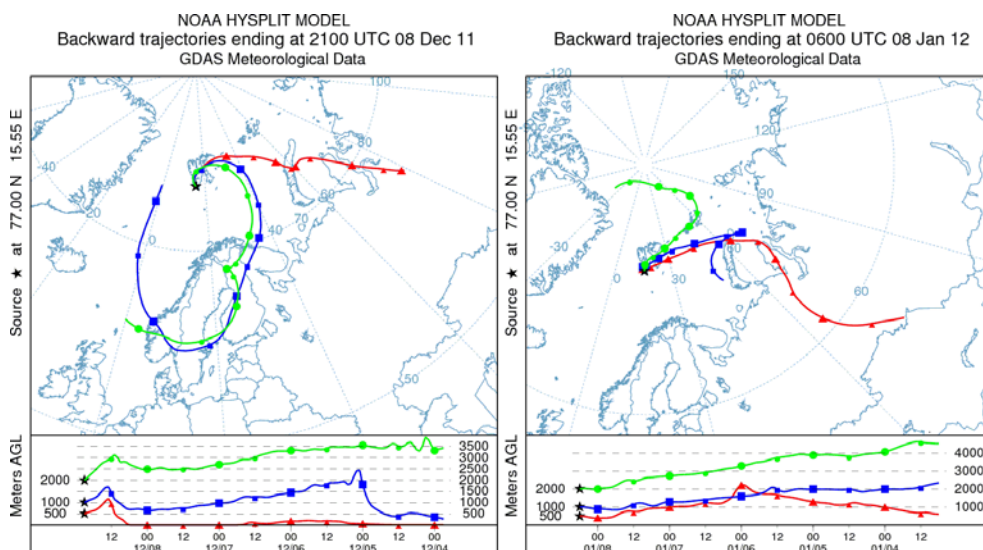
Ponieważ w Stacji Hornsund nie ma prowadzonych regularnie sondaży aerologicznych, stąd też wyniki otrzymane z pomiarów lidarem porównano do stosunku mieszania wyznaczonego z danych z modelu Global Data Assimilation System (GDAS) zaznaczonych na ryc. 2 zieloną linią. Dane udostępnione przez National Weather Service's National Centers for Environmental Prediction (NCEP) pod adresem: <ftp://arlftp.arl.noaa.gov/archives/gdas1/>. Można zauważyć, że profile masy pary wodnej w powietrzu wyznaczone z obu tych źródeł są zbliżone. Różnice pomiędzy wartościami dla danych wysokości mogą wynikać z ograniczeń rozdzielczości modelu, zarówno czasowej jak i rozdzielczości w pionie. Dla dużych wysokości (powyżej 4,5 km) występowanie różnic może wynikać głównie z niewielkiej koncentracji pary wodnej oraz z małego stosunku sygnału do szumu.



Ryc. 2. Stosunek zmieszania mas pary wodnej wyznaczony z danych z lidaru (niebieska i czerwona linia – dane wygładzone) oraz z modelu GDAS (zielona linia) dla 8.12.2011 (a) i 8.01.2012 (b)

Fig. 2. Water vapour mixing ratio determined from lidar data (blue and red line – smoothed data) and from GDAS model (green line) for 8.12.2011 (a) i 8.01.2012 (b).

Pomiary lidarem dotyczące koncentracji pary wodnej w powietrzu bardzo dobrze odzwierciedlają zmiany w jej zawartości związane ze zmianami temperatury oraz ciśnienia atmosferycznego, co widać dobrze na przedstawionych przykładach. Dla 8 grudnia wyznaczona wartość stosunku zmieszania przy powierzchni wynosiła około 2,25 grama w kilogramie suchego powietrza. Zawartość pary wodnej w atmosferze dla tego pomiaru spada stopniowo do wysokości 3 km, na której wynosi około 0,6 g/kg. W przypadku pomiaru z 8 stycznia koncentracja pary wodnej przy powierzchni była mniejsza i wynosiła jedynie 1,3 g/kg. Koncentracja pary wodnej wyznaczona dla tego pomiaru spada bardzo szybko wraz ze wzrostem wysokości i osiąga wartość 0,2 g/kg już na wysokości mniejszej niż 2 km. Wyznaczone dla tego dnia mniejsze wartości stosunku zmieszania są wynikiem pochodzenia mas powietrza z wychłodzonego wnętrza Arktyki. W przypadku pomiaru z 8 grudnia masy powietrza pochodziły z Europy, czego wynikiem jest wyższa koncentracja pary wodnej (ryc. 3).



Ryc. 3. Trajektorie wsteczne kończące się nad Stacją Hornsund dla 8.12.2011, 21:00 UTC (z lewej) oraz 8.01.2012, 06:00 UTC (z prawej)

Fig. 3. Backward trajectories ending at Hornsund Station on 8.12.2011, 21:00 UTC (left) and 8.01.2012, 06:00 UTC (right).

Dla wysokości większych od 5 km w przypadku obu pomiarów widoczny jest nieznaczny wzrost wartości wyznaczonego stosunku mieszania mas dla pary wodnej. Jest to wynikiem spadku amplitudy sygnału poniżej amplitudy zarejestrowanych szumów. Sytuacja taka może być skutkiem bardzo małej koncentracji pary wodnej na takich wysokościach lub może wynikać z technicznych możliwości pomiarowych lidarów. Uzyskane wartości stosunku mieszania dla tych wysokości są więc raczej wynikiem rejestracji szumów przez kanał odbierający promieniowanie rozproszone na parze wodnej.

6. Podsumowanie

Lidar Polskiej Stacji Polarnej Hornsund umożliwia wyznaczanie pionowych profili zawartości pary wodnej w atmosferze. Ze względu na bardzo małą moc rozproszonego w sposób nieelastyczny promieniowania, pomiary pary wodnej wykonywane są jedynie w warunkach nocnych, a uzyskane profile obejmują dolną troposferę do wysokości około 6 kilometrów. Sposób kalibracji wartości stosunku mieszania wyznaczonych z danych lidarowych poprzez porównanie ich do wartości wyznaczonych z pomiarów meteorologicznych Stacji Hornsund pozwala na uzyskanie prawidłowych wyników dla pionowego profilu do wysokości 4 km. Potwierdza to otrzymanie wartości zbliżonych do predykcji modelu GDAS. Uzyskanie prawidłowych wartości stosunku mieszania dla wyższych wysokości będzie przedmiotem dalszych analiz, tak jak i porównanie profili otrzymanych z danych lidarowych z wynikami uzyskanymi za pomocą innych metod pomiarowych.

Możliwość przeprowadzania regularnych pomiarów zawartości pary wodnej w powietrzu przy użyciu lidarów pozwala na poszerzenie wiedzy dotyczącej krótkookresowych zmian jej zawartości. Dane te są dodatkowym źródłem mogącym przyczynić się do lepszego zrozumienia zmian zachodzących w klimacie Arktyki. Dane dostępne są pod adresem: <http://lidar.igf.edu.pl/hornsund/>.

Podziękowania

Niniejsza praca mogła powstać tylko dzięki istnieniu Polskiej Stacji Polarnej Hornsund oraz pracy uczestników XXXIV- Polskich Wypraw Polarnych PAN na Spitsbergen. Autorka dziękuje obserwatorom: Marcie Bani i Tomaszowi Wawrzyniakowi za obsługę lidarów Stacji.

Niniejsze badania prowadzone są w ramach projektu Lidar Arctic Monitoring of the Atmosphere (LAMA) zarejestrowanego w bazie RIS (Research In Svalbard) pod numerem 4782.

Literatura

- Coulson K. L., 1959. Characteristic of the radiation emerging from the top of a rayleigh atmosphere – I: Intensity and polarization. *Planetary and Space Science*, 1(4): 265-276.
- Gerding M., Ritter Ch., Muller M., Neuber R., 2004. Tropospheric water vapor sounding by lidar at high Arctic latitudes. *Atmospheric Research*, 71: 289-302.
- Haken H., Wolf H.C., 1998. *Fizyka molekularna z elementami chemii kwantowej*. Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Harries J. E., 1997. Atmospheric radiation and atmospheric humidity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123: 2173-2186.
- Neely R. R., Thayer J. P., 2011. Raman lidar profiling of tropospheric water vapor over Kangerlussuaq, Greenland. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28: 1141-1148.
- Orfanidis, S.J., 1996. *Introduction to Signal Processing*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Pietruczuk A., Karasiński G., 2010. LIDAR at Polish Polar Station, instrument design and first results. *Reviewed Papers of 25th ILRC International Laser Radar Conference, 5-9 July 2010, St. Petersburg, Russia*.
- Wang Y., Dengxin H., Jiandong M., Wang L. Yaoke X., 2011. A detection of atmospheric relative humidity profile by UV Raman lidar. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 112: 214-219.
- Weitkamp C., 2005. Lidar: range-resolved optical sensing of the atmosphere. *Springer Series in Optical Sciences*, 102, Springer, 460.
- Whiteman D. N., Melfi S. H., Ferrare R. A., 1992. Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere. *Applied Optics*, 31 (16): 3068-3082.

Wpłynęło: 9 września 2012 r. poprawiono: 29 października 2012 r.

Summary

Lidar situated in Polish Polar Station Hornsund allows to determine the vertical profiles of water vapour mass mixing ratio. Measurement of water vapour content in the atmosphere is performed in night-time condition and covers troposphere up to an altitude of around 6 kilometers. Determining of water vapour concentration is possible due to presence of two Raman channels, which detect waves at lengths 387 nm and 407 nm. These wavelengths are a result of inelastic scattering of 355 nm radiation respectively by nitrogen molecules and by water vapour. This paper presents a method of determining water vapour mass mixing ratio by using lidar data. It also describes manner of lidar calibration.

Key words: water vapour, Raman lidar, Arctic, remote sensing.