

4.3 Atmosphärische Messungen an der AWIPEV Station auf Spitzbergen

ROLAND NEUBER, MARION MATURILLI, PETER VON DER GATHEN, ANDREAS HERBER,

MARKUS REX, CHRISTOPH RITTER, JUSTUS NOTHOLT, MATHIAS PALM & NICHOLAS DEUTSCHER

Atmospheric observations at the research Base AWIPEV Spitzbergen: The Arctic research base AWIPEV is located at the western coast of Spitzbergen, on the rim of the Arctic Ocean. It is in operation year-round. The mild climate here is due to the warm West-Spitsbergen current and is in contrast to the harsh climate on Greenland or the ice covered ocean of the same latitude. The dedicated Atmospheric Observatory collects continuously meteorological parameters, and incoming and outgoing radiation at the surface. Vertical profiles of pressure, temperature, humidity, and wind are measured by balloon-borne sondes on a daily basis up to stratospheric heights of 30 km. This includes weekly ozone measurements. Remote sensing techniques are employed to observe aerosols and trace gases using spectrometers, microwave-radiometers, and lidar. This paper presents the main findings of 20 years of observations.

Das Alfred-Wegener-Institut (AWI) betreibt zusammen mit dem französischen Institut polaire Paul Emile Victor (IPEV) die arktische Forschungsbasis AWIPEV in Ny-Ålesund, an der Westküste von Spitzbergen. Sie gehört zu den wenigen, ganzjährig betriebenen Forschungsstationen am Rand des arktischen Ozeans. Die AWIPEV-Basis ist nicht nur eine Plattform für die Durchführung lokaler Expeditionen oder kurzfristiger Untersuchungen am und im Königsfjord, sondern umfasst drei kontinuierlich messende Observatorien. Dies sind ein neues Unterwasser-Messsystem zur Erfassung ozeanographischer Parameter im Königsfjord und ein Permafrost-Observatorium, das an zwei Standorten die Auswirkungen des Klimawandels auf den dauergefrorenen Boden erfasst. Das größte Observatorium dient der Erfassung klimarelevanter Parameter in der Atmosphäre. Seit 20 Jahren werden hier meteorologische Parameter, Aerosole und Spurengase vermessen, sowie ihre Wirkungen auf die eingehende und ausgehende Strahlung im UV-, sichtbaren und infraroten Spektrum. Wetterballone erfassen einmal täglich die Vertikalprofile von Druck, Temperatur, Feuchte und Wind bis in 30 km Höhe. Dazu gehört auch wöchentlich eine Ozon-Messung.

Alle Messungen werden nach modernen, internationalen Standards mit überprüft gleichbleibender Qualität und Genauigkeit durchgeführt, so dass die Messwerte in internationale Messnetze eingespeist werden können. Die gleichbleibende Qualität ist unbedingte Voraussetzung dafür, dass die Messungen von heute mit denen vor 20 Jahren verglichen und Trends (oder ihr Ausbleiben) mit großer Sicherheit bestimmt werden können.

In diesem Beitrag werden die Ergebnisse aus vier Bereichen vorgestellt: die meteorologische Entwicklung, speziell die Jahresmitteltemperatur, der Aerosolgehalt, der stratosphärische Ozongehalt, sowie an der Ozonchemie beteiligte stratosphärische Spurengase.

20 Jahre meteorologische Beobachtungen (1993–2013)

Das meteorologische Messprogramm erfasst an einem automatisierten Wettermast kontinuierlich Luftdruck, Temperatur, Feuchte und Wind bodennah (2 m) und in 10 m Höhe. Diese Langzeitmessungen lassen die Veränderungen des arktischen Klimas erkennen. Seit Beginn unserer Messreihe 1993 steigt die Jahresmitteltemperatur am Boden mit etwa 1,4 °C pro Jahrzehnt (s. Abb. 4.3-1). Die deutlichste Temperaturzunahme ist dabei in den Wintermonaten zu beobachten. Eine diskutierte Ursache hierfür ist eine langzeitliche Veränderung der atmosphärischen Zirkulation mit Auswirkung auf die Zugbahnen von Tiefdruckgebieten. Damit kann einerseits wärmere Luft aus niedrigeren Breiten in die Arktis transportiert werden, zum anderen kann sich damit die Wolkenbedeckung so verändern, dass über die Strahlungswirkung der Wolken (infrarote Rückstrahlung) indirekt eine Erwärmung herbeigeführt wird. Daher sind die kontinuierlichen bodennahen Strahlungsmessungen der AWIPEV-Station wichtig (s. Abb. 4.3-2), die zum Baseline Surface Radiation Network (BSRN) der WMO beitragen. Langzeitliche Veränderungen der kurz- und langwelligen Anteile von eingehender und ausgehender Strahlung lassen Rückschlüsse über Veränderungen in der Atmosphäre zu. Beispielsweise haben unterschiedliche Wolkentypen unterschiedliche Strahlungseigenschaften, die über dem schnee- und eisbedeckten Untergrund der Polarregionen andere Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz haben können als in anderen geografischen Breiten. Auch die Veränderung des Untergrunds wird von unseren Strahlungsmessungen dokumentiert: so lässt sich aus der Entwicklung der Albedo über die Jahre ein früheres Einsetzen der Schneeschmelze ablesen.

Zum meteorologischen Messprogramm gehören auch die täglichen Radiosondierungen zur Erfassung meteorologischer Parameter bis etwa 30 km Höhe. Diese Vertikalprofile finden Verwendung in der Wettervor-

hersage, und sind zudem seit 2012 Teil eines internationalen Referenznetzwerkes zur Klimaforschung (GCOS Reference Upper Air Network, GRUAN).

Der Aerosolgehalt über Spitzbergen

Atmosphärische Schwebeteilchen (Aerosole) wirken sich zweifach auf das Klima aus. Einerseits beeinflussen sie die Strahlungsbilanz am Erdboden durch Absorption und Streuung solarer sowie der vom Erd-

boden ausgesandten infraroten Strahlung, andererseits wirken sie als Kondensationskeime auf die Wolkenbildung und die Beschaffenheit von Wolken. Eine Kenngröße des Aerosolgehalts der Atmosphäre ist die optische Dicke des Aerosols (AOD), das ist die spektral aufgeteilte Abschwächung der einfallenden Solarstrahlung zwischen der Oberseite der Atmosphäre und dem Erdboden. Die AOD wird an der AWIPEV-Station mit Sonnen- und Sternphotometern vermessen, die jeweils

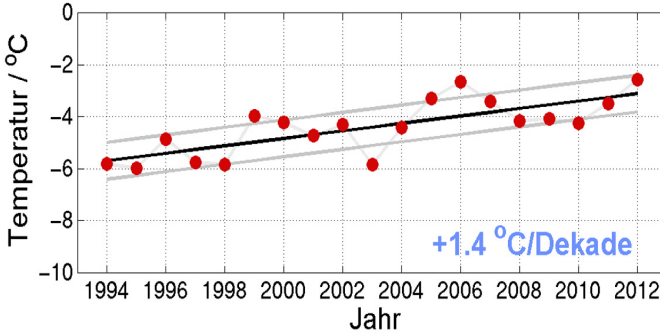


Abb. 4.3-1: Mittlere jährliche Temperatur an der Landoberfläche (aktualisiert von Maturilli et al. 2012).

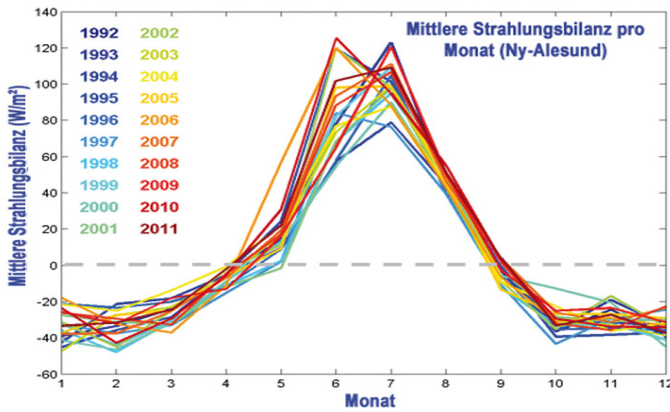


Abb. 4.3-2: Strahlungsbilanz der BSRN-Station an der AWIPEV-Basis. Beachtenswert ist das in den letzten Jahren früher einsetzende Überschreiten der Null-Linie im Jahresgang der Gesamtbilanz.

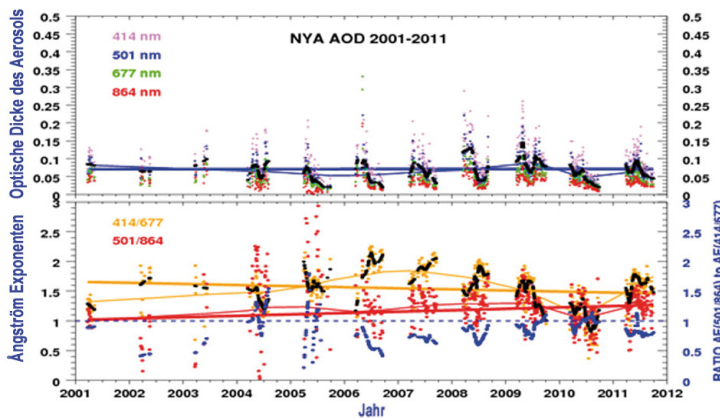


Abb. 4.3-3: Zeitliche Entwicklung der optischen Dicke des Aerosols (AOD) über Ny-Ålesund (NYA) sowie des Ångström Exponenten (bestimmt aus dem Verhältnis der gemessenen Intensitäten der Spektralkanäle 414 nm und 677 nm sowie von 501 nm und 864 nm). Der Ångström Exponent ist ein Maß für die Größe der Aerosolteilchen, je kleiner der Exponent umso größer sind die Aerosolteilchen.

direkt auf die Sonne bzw. in der Polarnacht auf Sterne mit bekannter Helligkeit ausgerichtet sind. In *Abb. 4.3-3* ist der mittels Sonnenphotometer gemessene Jahresgang der AOD auf vier Wellenlängen für die Jahre 2001 bis 2012 dargestellt; sie zeigt sowohl den ausgeprägten Jahresgang mit dem hohen Frühjahrsmaximum, als auch die starke Variabilität von Jahr zu Jahr. Insgesamt sind die Werte jedoch klein gegenüber der AOD in mittleren Breiten. Die Frühjahrsmaxima entstehen vor allem dadurch, dass sich ferntransportierte Partikel sowie schwefelhaltige Industrie-Abgase in der winterlichen arktischen Atmosphäre anreichern und mit dem Einsetzen der Sonnenstrahlung nach der Polarnacht Aerosole bilden (sogenannter arktischer Dunst (engl.: *arctic haze*)). Nachdem diese weiterverteilt oder durch Niederschlag ausgewaschen werden, sinkt die AOD im Jahresgang wieder ab.

Eine Möglichkeit, höhenaufgelöste Informationen über Aerosole zu erhalten, bietet das Lidar-Verfahren (WEITKAMP 2005). Ein Lidar ist eine Art optisches Radar, bei dem ein Laser kurze Lichtpulse in die Atmosphäre sendet, die zu einem kleinen Teil von dort vorhandenen Aerosolen zum Boden zurückgestreut werden, wo sie mit einem Teleskop vermessen werden. Aus der Zeitdifferenz zwischen dem Feuern des Lasers und dem Registrieren des rückgestreuten Lichtes, erhält man die Höhe, in der sich die Aerosole befinden. Durch spezielle, mathematische Auswerteverfahren kann man zwischen einigen Aerosoltypen unterscheiden. So wurden über Spitzbergen Aerosole vom Meer (aufgewirbeltes Seesalz), von anthropogenen Quellen und Waldbränden bestimmt. Ebenso wurden Aerosolschichten von Vulkanen aus dem Pazifik (Aleuten, Kurilen) über einige Monate hinweg in der Stratosphäre nachgewiesen (HOFFMANN et al. 2011). *Abb. 4.3-4* zeigt ein extremes Beispiel von Aerosolen aus dem Sarychev-Vulkan, dessen Ausbruch im Sommer 2009 mehrere separate Schichten von Aerosolen verursachte.

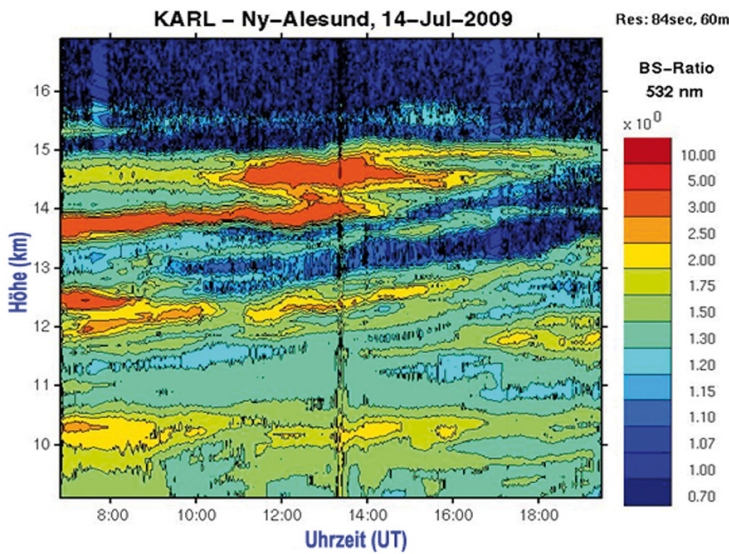


Abb. 4.3-4: Lidar-Messungen des Rückstreuverhältnisses (BS-Ratio) über Spitzbergen am 14. Juli 2009. Klare, aerosolfreie Luft hat dabei einen Wert von 1. Die Aerosolwolke des Sarychev-Vulkans konnte die Rückstreuung demnach um den Faktor 5 erhöhen.

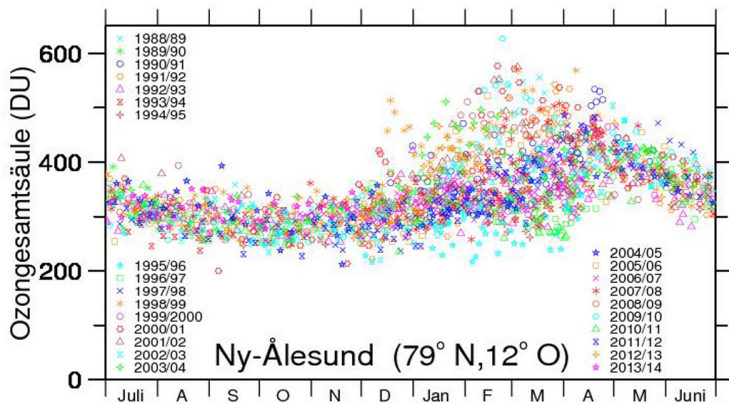


Abb. 4.3-5: Jahresgang der Ozongesamtsäule über Ny-Ålesund, bestimmt aus den O_3 Konzentrationsprofilen der ballongetragenen Ozonsonden.

Das stratosphärische Ozon über Spitzbergen

Die ballongetragenen Messungen des stratosphärischen Ozongehalts gehören zu den ältesten Messungen der AWIPEV-Station und ihres Vorgängers, der Koldewey-Station. Seit 1991 wird wöchentlich ein Wetterballon mit einer Ozon-Sonde gestartet, während der Winter- und Frühjahrsmonate, in denen oftmals starker Ozonabbau stattfindet, werden diese Ballonstarts auf bis zu fünf pro Wo-

che erhöht. Jede dieser Sondierungen liefert ein Ozon-Konzentrationsprofil bis in über 30 km Höhe. Als erste Übersicht über diese Vielfalt an Messungen zeigt *Abb. 4.3-5* die Ozonschicht-Dicke als integrierte Ozon-Säulendichte in Dobson-Einheiten. Hier ist der Jahresgang der arktischen Ozonschicht gut erkennbar, mit dem spätsommerlichen, flachen Minimum und dem jahreszeitlichen Maximum im späten Frühjahr. Von Januar bis April jedoch unterliegt die Ozonschicht sehr starken Schwankungen, hier treten sowohl die höchsten, als auch die niedrigsten Werte im Jahresverlauf auf. Hierfür gibt es zwei Ursachen, die beide mit der Meteorologie des stratosphärischen polaren Tiefdruckgebiets (Polarwirbel) zusammenhängen. Die Stärke dieses Polarwirbels schwankt erheblich von Jahr zu Jahr. Damit ist eine Modulation zum einen des meridionalen polwärts gerichteten Transports ozonreicher Luft verbunden und zum anderen die Entwicklung der Temperaturen im Wirbel. Bei ausreichend tiefen Temperaturen treten polare stratosphärische Wolken auf, die den chemischen Ozonabbau durch Aktivierung von Chlorsubstanzen einleiten und damit in Jahren, in

denen wenig Ozon herantransportiert wird, das Ozondefizit nochmals um etwa die gleiche Größenordnung verstärken. Neben diesen jährlichen Variationen gibt es auch Schwankungen auf der Tages- bis Wochenskala. Die ozonreichen Luftmassen, die nicht zum Polarwirbel vordringen können, bleiben am Rand und bilden eine Art »Ozon-Stau«. Da dieser Polarwirbel kaum stationär ist (wie über der Antarktis), sondern seine Lage weiträumig verändert, liegt Spitzbergen mit der AWIPEV-Station oft unterhalb des Wirbelzentrums, oftmals aber auch unter seinem ozonreichen Rand. Diese Variabilität auf beiden Zeitskalen führt zu den gemessenen starken Schwankungen der Ozonsäule.

Um den durch Photochemie gesteuerten Ozonverlust in der arktischen Stratosphäre bestimmen zu können, braucht man daher vergleichbare Messungen von vielen Ozonsonden-Stationen. Erst durch die Zusammenstellung aller dieser ballongetragenen Ozonmessungen lässt sich der chemische Ozonabbau von den meteorologischen Variationen der Ozonkonzentrationen trennen. *Abb. 4.3-6* zeigt die Höhenverteilung dieser Ozonverluste über der Arktis im Vergleich zu denen über der Antarktis. Die schwersten Ozonverluste traten in den Jahren 2000, 2005, und 2011 auf. Dabei erreichte der arktische Ozonabbau 2011 erstmals über einen ausgedehnten Höhenbereich die gleiche Stärke, wie er über der Antarktis in fast allen Jahren seit 1980 beobachtet wird, sodass erstmals von einem arktischen »Ozonloch« gesprochen werden kann (MANNEY et al. 2011).

Zur Messungen des Ozongehalts in Höhen oberhalb der ballongetragenen Ozonsonden, d.h. von etwa 30 km bis 70 km Höhe, wird ein Millimeterwellenradiometer genutzt, um ein grob aufgelöstes Höhenprofil des Ozon-Mischungsverhältnisses zu erstellen (PALM et al. 2010). In diesen Höhen wird das Ozon direkt durch die solare Einstrahlung und die kosmische Höhenstrahlung beeinflusst. Die Auswirkungen solarer Massenausbrüche, wie z.B. im Oktober 2003, können direkt in diesem mesosphärischen Ozongehalt gesehen werden.

Stratosphärische Spurengase

Um die Chemie des Ozonabbaus verstehen zu können, müssen die an den Reaktionen beteiligten anderen Stoffe ebenfalls vermessen werden. Dies ist zwar auch mit ballon- oder flugzeuggetragen *in situ* Messungen möglich, jedoch so aufwändig, dass sich ein regelmäßiger oder gar kontinuierlicher Messbetrieb verbietet. Hier kommen unterschiedliche Fernerkundungsmethoden zum Einsatz.

Viele Spurengase lassen sich mit Hilfe der Fourier-Transformations-Spektroskopie im Infraroten (FTIR) bestimmen. Hierzu wird aber die Sonne oder der Mond

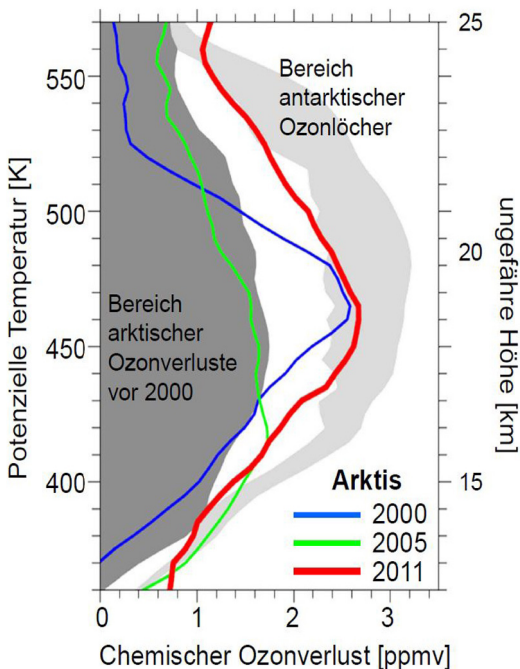


Abb. 4.3-6: Höhenverteilung des Ozonverlusts in einzelnen Jahren gemessen als abgebautes Ozonmischungsverhältnis in »parts per million by volume« (ppmv), aufgetragen gegen die Höhe, hier angegeben als potenzielle Temperatur T ($T = 400$ entspricht etwa 15 km Höhe, $T = 500$ etwa 20 km Höhe. T wird verwendet, da es von adiabatischen Vertikalbewegungen unabhängig ist).

als externe Lichtquelle benötigt. Ähnlich wie bei der AOD (s.o.) wird dabei die Säulendichte oder ein grob aufgelöstes Höhenprofil der Spurengase gemessen. Da viele Spurengase, die in die Ozonchemie involviert sind, nur in der Stratosphäre auftreten, ist eine grobe Höhenauflösung ausreichend. *Abb. 4.3-7* zeigt beispielhaft den über viele Jahre bestimmten Verlauf von Chlorwasserstoff (HCl) in der Stratosphäre. Man erkennt deutlich die Abnahme seit etwa 1998 als Folge des Verbotes der FCKW-Herstellung. Die Zunahme seit 2007 kann bisher aber noch nicht erklärt werden.

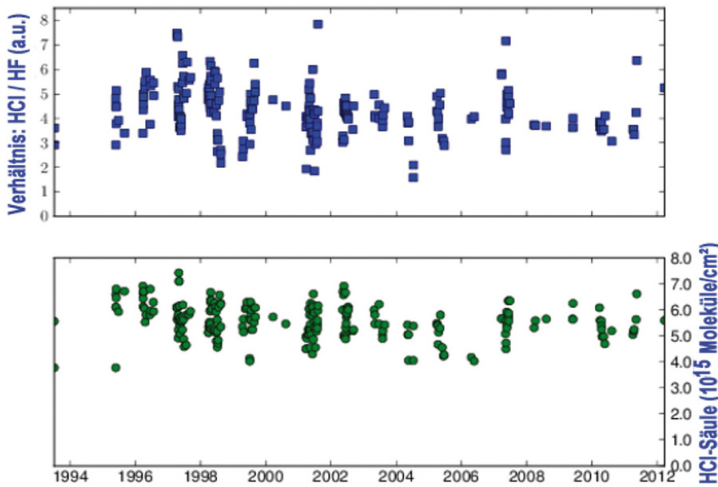


Abb. 4.3-7: Zeitliche Entwicklung der Säulendichte des stratosphärischen HCl-Gehalts (*unten*) sowie des Verhältnisses der HCl und HF Säulendichten (*oben*). Da HF chemisch inert ist, ist das Verhältnis HCl/ HF durch die chemisch bedingte Variation von HCL bestimmt.

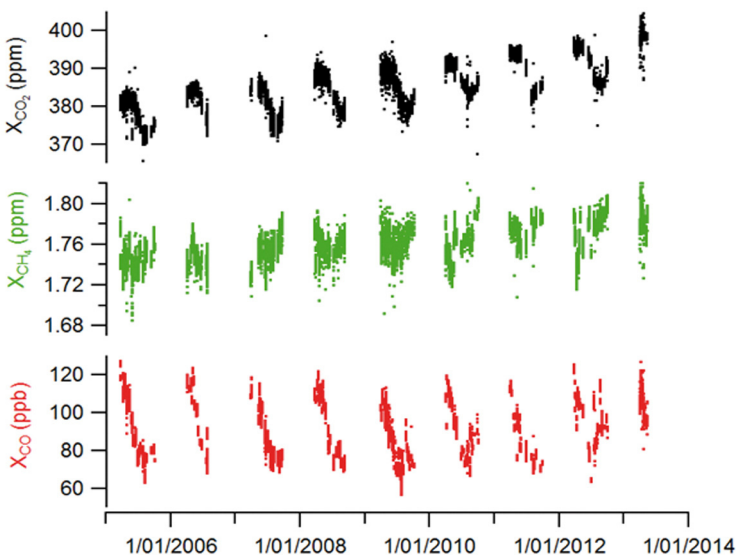


Abb. 4.3-8: Zeitliche Entwicklung der Mischungsverhältnisse der wichtigen troposphärischen Treibhausgase CO_2 , CH_4 und CO über Spitzbergen. In der Polarnacht werden diese Messungen nicht durchgeführt.

Troposphärische Spurengase

In jüngerer Zeit geraten verstärkt troposphärische Spurengase in den Fokus der Umweltforschung. Das prominenteste Beispiel ist Kohlendioxid, das Gas, welches hauptsächlich für den menschengemachten Treibhauseffekt verantwortlich gemacht wird. Andere Gase mit einem hohen Treibhauspotential sind Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O) welche ebenfalls mit Hilfe der FTIR-Spektroskopie gemessen werden (vgl. *Abb. 4.3-8*).

Diese Messungen tragen zum TCCON (Total Carbon Column Network) bei, einem Zusammenschluss von Forschungsgruppen weltweit mit dem Ziel hochgenaue ($<0,3\%$) CO_2 Säulenmessungen zur Verfügung zu stellen (WUNSCH et al. 2011). Diese Säulenmessungen werden sowohl zur Validierung und Kalibrierung von Satellitenmessungen verwendet als auch zur Quantifizierung von Quellen und Senken durch inverse Modelle. Andere in der troposphärischen Chemie wichtige Gase werden ebenfalls mit dem Ziel gemessen, hochgenaue und vergleichbare Zeitserien zu erstellen. Dazu gehören z.B. die kurzlebigen Spurengase CO , CH_2O oder C_2H_6 .

Zusammenfassung und Ausblick

Als zu Beginn der 1990er Jahre die Frage nach den Ursachen des Ozon-Abbaus in den polaren Atmosphären zur Einrichtung neuer Messstationen in Arktis und Antarktis führte, war die Bedeutung langer Messreihen (wie z.B. die der Dobson-Messungen der Ozon-

Gesamtsäule) voll anerkannt. Auch für moderne satellitengestützte Beobachtungen sind hochqualitative, lange Messreihen am Boden für die Qualitätssicherung (Bestimmung der Entwicklung von Instrumentenparametern) weiterhin unabdingbar. Vor allem aber sind die bodengestützten Messreihen internationaler Netzwerke das Rückgrat zur Bestimmung des Klimawandels. Nur durch die Auswertung vergleichbarer Messungen in allen Breitenzonen der Erde lässt sich z.B. bestimmen, ob der Klimawandel in den Polargebieten stärker ausfällt als in gemäßigten Breiten.

Die Vergleichbarkeit aller meteorologischen Messungen ist Voraussetzung für ihre Verwendung in der Wettervorhersage. Wie Dethloff et al. in dieser Ausgabe zeigen, wirken sich die Vorgänge im arktischen Ozean direkt auf das Wetter und das Klimageschehen in unseren Breiten aus. Z.Zt. wird untersucht, ob durch eine Erhöhung der Messfrequenz ballongetragener Messungen die Wettervorhersage verbessert werden kann, und welchen Beitrag insbesondere Messungen aus dem arktischen Ozean für die Vorhersage-Qualität haben. Für kleinräumige Untersuchungen (z.B. auf Spitzbergen) wird in den kommenden Jahren die Frage nach der Repräsentativität einzelner Messstandorte im Vordergrund stehen. So sind die orographischen Einflüsse auf bodennahe Messungen teilweise erheblich und damit die Verallgemeinerung einzelner Messungen schwierig.

Eine Übersicht über die meteorologischen und anderen Messprogramme der deutsch-französischen Arktis-Station findet sich unter <http://www.awipev.eu>

Literatur:

HOFFMANN, A. (2011): Comparative Aerosol Studies based on Multi-wavelength Raman LIDAR at Ny-Ålesund. Doktorarbeit Uni. Potsdam, 2011, http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2011/5242/pdf/hoffmann_diss.pdf.

MANNEY, G. L., SANTEE, M. L., REX, M., LIVESEY, N. J., PITTS, M. C., VEEFKIND, P., NASH, E. R., WOHLTMANN, I., LEHMANN, R., FROIDEVAUX, L., POOLE, L. R., SCHOEBERL, M. R., HAFFNER, D. P., DAVIES, J., DOROKHOV, V., GERNANDT, H., JOHNSON, B., KIVI, R., KYRÖ, E., LARSEN, N.,

LEVELT, P. F., MAKSHITAS, A., MCELROY, C. T., NAKAJIMA, H., PARRONDO, M. C., TARASICK, D. W., VON DER GATHEN, P., WALKER, K. A. & N. S. ZINOVIEV (2011): Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, 478 (7370), 469-475. doi: 10.1038/nature10556.

MATURILLI, M., A. HERBER & G. KÖNIG-LANGLO (2012): Climatology and time series of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard. *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 155–163, 2013. www.earth-syst-sci-data.net/5/155/2013/ doi:10.5194/essd-5-155-2013.

NOTHOLT, J., VON DER GATHEN, P. & S. PEIL (1995): Heterogeneous conversion of HCl and ClONO₂ during the Arctic winter 1992/1993 initiating ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, 1995, 100, 11269 - 11274.

PALM, M., HOFFMANN, C. G., GOLCHERT, S. H. W. & J. NOTHOLT (2010): The ground-based MW radiometer OZORAM on Spitsbergen -- description and status of stratospheric and mesospheric O₃-measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 2010, 3, 1533 - 1545.

WEITKAMP, C. (Hrsg) (2005): Lidar - range-resolved optical remote sensing of the atmosphere. Springer, New York, 2005, ISBN 0-387-40075-3.

WUNCH, D., TOON, G. C., BLAVIER, J.-F. L., WASHENFELDER, R. A., NOTHOLT, J., CONNOR, B. J., GRIFFITH, D. W. T., SHERLOCK, V. & P. O. WENBERG (2011): The Total Carbon Column Observing Network, *PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS OF THE ROYAL SOCIETY A-MATHEMATICAL PHYSICAL AND ENGINEERING SCIENCES*, ROYAL SOC., 2011, 369, 2087-2112.

Kontakt:

Dr. Roland Neuber: roland.neuber@awi.de

Dr. Marion Maturilli

Dr. Peter von der Gathen

Dr. Andreas Herber

Dr. Markus Rex

Dr. Christoph Ritter

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam

Prof. Dr. Justus Notholt

Dr. Mathias Palm

Dr. Nicholas Deutscher

Institut für Umweltpophysik - Universität Bremen,