Satellitenbasierte Fernerkundung klimarelevanter Parameter in der Atmosphäre im Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt, DLR

M. Bittner, F. Baier, T. Erbertseder, G. Gesell, K. Günther, T. Holzer-Popp, M. Schroedter-Homscheidt T. Trautmann, D. Loyola, B. Mayer

Fernerkundung bedeutet die berührungslose Messung geo- und biophysikalischer Parameter. Die physikalische Grundlage hierfür bildet die Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit der Erdoberfläche und den Gasen und Partikeln in der Atmosphäre. Satelliten werden etwa seit Anfang der 70er Jahre im größeren Umfang als Plattform für verschiedenste Instrumente – je nach Fragestellung - zur Erdbeobachtung eingesetzt. Je nachdem, ob beispielsweise die Beobachtung der Vegetation, der Verteilung der Wolken, der Gase in der Atmosphäre oder etwa die Bestimmung der Temperatur der Meeresoberfläche von Interesse ist, werden verschiedene Wellenlängenbereiche des elektromagnetischen Spektrums verwendet und die Instrumente entsprechend ausgelegt. So wird der für das menschliche Auge sichtbare Bereich des Lichts (etwa 0,4 Mikrometer (violett) – 0,7 Mikrometer (rot)) häufig zur Analyse des globalen Wettergeschehens verwendet. Messungen im kürzerwelligen ultravioletten und längerwelligen infraroten Spektrum dienen häufig zur Beobachtung von atmosphärischen Spurenstoffen. Sehr viel größere Wellenlängen im Bereich von etwa 3 Zentimeter – 25 Zentimeter werden zur Abtastung etwa des Reliefs der Erdoberfläche benutzt.

Der Atmosphäre als Bindeglied zwischen der Erdoberfläche auf der einen und dem Weltraum auf der anderen Seite kommt bei der Beobachtung und der Prognose des Klimawandels eine besondere Bedeutung zu. Ihre vielfältigen gasförmigen, flüssigen und festen Substanzen formen ein komplexes Geflecht aus ineinandergreifenden und sich wechselseitig beeinflussenden Phasenübergängen, Strahlungs- und Streuprozessen sowie dynamischen und chemischen Vorgängen, die insbesondere eben auch Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche und dem Weltraum beinhalten. Unsere Fähigkeit, vom Weltraum aus auf uns selbst herabzuschauen, gewährt uns dabei wertvolle Über- und Einblicke in die Atmosphäre. Die satellitengestützte Erdbeobachtung ermöglicht die integrale Beobachtung dieses Systems - integral im Sinne der möglichst umfassenden, gleichzeitigen, validierten Messung einer Vielzahl von geophysikalischen Parametern und dieses über längere Zeiträume mit homogener Genauigkeit global und flächendeckend. Fallstudien und Stichproben, sowohl zeitlich wie räumlich, sind aufgrund der hohen Variabilität der Atmosphäre nicht ausreichend; sie erlauben keine Unterscheidung zwischen einem Klimatrend und einer Episode. Durch Kombination von Messungen mit numerischen Modellen, die unser aktuelles Wissen über die Atmosphäre und ihre Wechselwirkung mit der Erdoberfläche und dem Weltraum enthalten, gewinnen wir ein konsistentes Bild der Atmosphäre, stellen Defizite zwischen Messung und Modell fest und erweitern so unser Wissen.

Das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt nutzt die satellitenbasierte Fernerkundung zur Untersuchung grundlagenwissenschaftlicher und anwendungsorientierter Fragestellungen. Das DLR ist darüber hinaus der Sitz des Weltdatenzentrums für

Fernerkundung der Atmosphäre (WDC-RSAT¹) mit dem Mandat des International Council for Science, ICSU². Es ist damit Teil eines internationalen Netzwerkes von gegenwärtig etwa 50 thematisch fokussierten Weltdatenzentren³.

Nachfolgend werden schlaglichtartig anhand einiger ausgewählter klimarelevanter Parameter Beispiele präsentiert, die die Leistungsfähigkeit der satellitenbasierten Fernerkundung für den Bereich der Atmosphäre illustrieren sollen. Eine Übersicht über die im DLR verfügbaren Daten- und Informationsprodukte auf dem Gebiet der Fernerkundung der Atmosphäre und ihrer Wechselwirkung mit der Biosphäre ist im Internet zu finden⁴.

Wolken

Wolken beeinflussen maßgeblich die Energiebilanz der Erde. Sie tragen den größten Teil zur kurzwelligen Albedo bei und reduzieren die thermische Abstrahlung je nach ihrer Höhe (siehe hierzu auch den Beitrag von Meerkötter et al.). Dabei strahlen niedrige, wärmere Wolken mehr Energie in den Weltraum ab als höhere und damit kältere Wolken. Wegen der hohen Komplexität der Wechselwirkung der Wolken mit der elektromagnetischen Strahlung enthalten die meisten Klimamodelle den Einfluss der Wolken nur in Form von mehr oder weniger einfachen Parametrisierungen. Da zudem einerseits unser Wissen um den quantitativen Einfluss der Wolken auf das Klima noch immer mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist, und sich andererseits diese Parametrisierungen von Klimamodell zu Klimamodell unterscheiden, liefern verschiedene Modelle durchaus unterschiedliche Resultate. Der Beobachtung der wolkenphysikalischen Parameter kommt damit eine besondere Bedeutung zu. Die satellitenbasierte Fernerkundung stellt hierzu ein ideales Werkzeug dar. Informationen wie der Wolkenbedeckungsgrad, die Höhe der Wolkenoberkante, Art der Zusammensetzung der Wolken (vertikaler Säulengehalt an Flüssig- bzw. Eiswasser), optische Dicke, ihre Oberflächentemperatur und der Infrarot-Emissionsgrad sind wesentliche Kenngrößen, die den Einfluss der Wolken in Atmosphären- und Klimamodellen charakterisieren. Diese Kenngrößen werden heute im DLR aus verschiedenen satellitenbasierten Instrumenten, wie dem polar umlaufenden NOAA-AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), dem geostationären MSG-SEVIRI (Scanning Enhanced Visible and Infrared Imager) oder dem ebenfalls polar umlaufenden ENVISAT-AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer) abgeleitet. Insbesondere die Messungen des NOAA-AVHRR werden heute routinemäßig, d.h. jeden Tag ausgewertet und über das Internet verfügbar gemacht (http://wdc.dlr.de/apollo). Die operative Auswertung weiterer Sensoren ist in Vorbereitung. In Abbildung 1 ist die Wolkenbedeckung sowie die abgeleitete optische Dicke für den 23. Januar 2004, 11:00UTC gezeigt, wie sie aus Daten des SEVIRI abgeschätzt wurde.

¹http://wdc.dlr.de (2005)

²http://www.icsu.org (2005)

³http://www.ngdc.noaa.gov.wdc (2005)

⁴http://www.caf.dlr.de/caf/anwendungen/atmosphere/produkte_ka/ (2005)

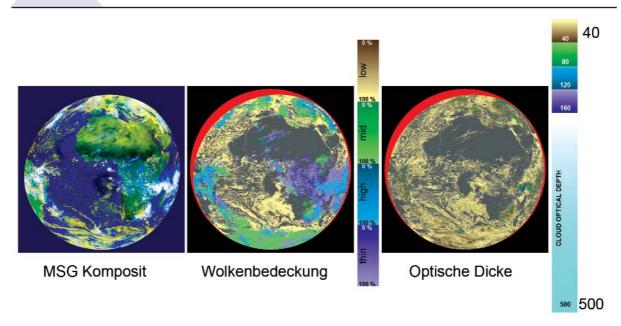


Abb. 1 Zwei APOLLO/SEVIRI Produkte werden hier anhand der Daten vom 23. Januar 2004, 11:00 Uhr zusammen mit einem Farbkomposit dargestellt. Die Produkte sind Wolken-Bedeckungsgrad und ihre optische Dicke. Der Weltraum ist schwarz ausmaskiert, Pixel mit zu niedrigem Sonnenstand für die Berechnung erscheinen in roter Farbe.

Stickoxide

Stickoxide spielen eine Schlüsselrolle in der troposphärischen Atmosphärenchemie. Die Luft vornehmlich in den Ballungszentren der Erde wird zunehmend mit Stickoxiden belastet. Dies ist in erster Linie auf eine zunehmende Intensität des Kraftverkehrs und der Industrialisierung zurückzuführen. Daneben stellen aber auch Brandrodungen oder außer Kontrolle geratene großflächige Kohle- und Torfbrände wie wir sie derzeit beispielsweise in China, Russland und Indonesien erleben, eine signifikante Rolle. Auch natürliche Quellen wie Blitze produzieren Stickoxide. Hinzu kommt, dass diese Stoffe mit den Strömungen und Zirkulationen in der Atmosphäre über weite Strecken, teilweise kontinentalen Ausmaßes, vom Ort ihrer Entstehung wegtransportiert werden. Luftverschmutzung ist damit längst kein regionales Problem mehr; es ist ein Problem globalen Ausmaßes.

Stickoxide sind von zentraler Bedeutung bei der Bildung von Ozon und Photosmog in der bodennahen Schicht und in der freien Troposphäre. Da es das Budget der OH-Radikale steuert, bestimmt es maßgeblich die Oxidationskapazität, d.h. die Selbstreinigungskraft der Atmosphäre gegenüber Schadstoffen. Durch die Bildung von Salpetersäure ist Stickstoffdioxid insbesondere eine Vorläufersubstanz des sauren Regens. Stickoxide sind auch an der Bildung von polaren Stratosphärenwolken (PSC) beteiligt, welche die Bedingungen für den raschen Ozonabbau im polaren Vortex schaffen. Die Folge davon ist das alljährlich über der Antarktis auftretende Ozonloch. Stickstoffdioxid trägt zudem zum direkten und indirekten Strahlungsantrieb des Klimas bei.

Die Konzentration von Stickstoffdioxid ist räumlich und zeitlich hochvariabel. Über Industriegebieten werden Werte von mehreren ppbv⁸ gemessen, über siedlungsfernen Gebieten liegt der Wertebereich zwischen 10 und 200 pptv⁹. Für Luftqualitätsmodelle ist die möglichst genaue Kenntnis der raumzeitlichen Verteilung von Stickstoff-dioxid

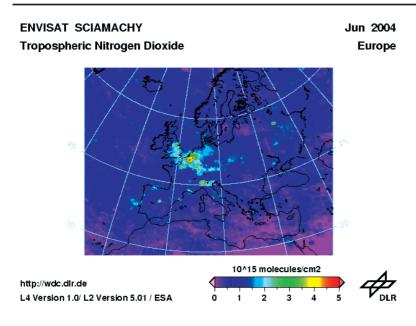


Abb. 2 Troposphärisches Stickstoffdioxid über Europa für Juni 2004. Die Daten wurden aus SCIAMACHY Messungen in Kombination mit einem Chemie-Transport-Model abgeleitet.

eine der wesentlichen Kenngrößen. Die satellitenbasierte Fernerkundung ermöglicht die Abschätzung der troposphärischen Stikkstoffdioxidkonzentration.

Im DLR werden die Messungen der Instrumente ERS-2-GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) und ENVISAT-SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) routinemäßig ausgewertet; etwa 3 Stunden nach Aufzeichnung durch den Satelliten sind troposphärische Stickoxidinformationen über

das Internet zugänglich (http://wdc.dlr.de/data products/SERVICES/SCIANRT/main.html#SCIAno2).

Bei beiden Instrumenten wird dabei zunächst die gemessene Gesamtsäulenkonzentration des NO2 entlang der Fußspur der jeweiligen Orbits unter Verwendung aufwendiger Strahlungstransportverfahren ermittelt. In einem zweiten Schritt werden diese Informationen dann in ein 3D-Chemie-Transportmodell der Atmosphäre (ROSE/DLR) assimiliert und der troposphärische Anteil an der gesamten NO2-Säule kann separiert werden. Abbildung 2 zeigt die typische mittlere Verteilung der troposphärischen NO2-Säule über Europa im Juni 2004, wie sie so aus Daten des SCIAMACHY-Instruments abgeleitet wurden.

Aerosole

Als Aerosole werden feste und flüssige Partikel in der Luft mit Durchmessern von 0.001 bis 100 Mikrometern bezeichnet. Die Verweilzeit dieser Partikel in der Troposphäre ist mit wenigen Tagen bis Wochen vergleichsweise kurz, so dass ihre globale Verteilung starke Variationen aufweist. Aerosole haben einen deutlichen direkten Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde durch ihre Eigenschaft, einen Teil des Sonnenlichts in den Weltraum zurückzureflektieren. Ein Teil der Aerosolpartikel mit dunkler Oberfläche (z.B. Ruß) kann aber auch sichtbares Licht absorbieren und als Wärme in der unteren Atmosphäre speichern. Außerdem wirken Aerosole indirekt durch ihre Rolle als Kondensationskeime für die Tröpfchenbildung. Je nach Partikeleigenschaften können sie daher die Wolkenbildung und die Eigenschaften der Wolken (Helligkeit, Lebensdauer) beeinflussen.

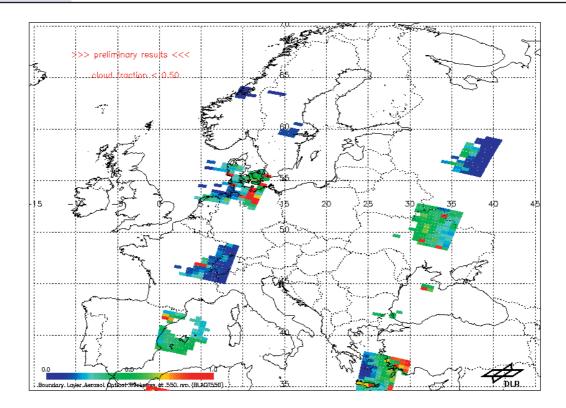


Abb. 3a Aerosol optische Dicke abgeleitet aus der Synergie der beiden ENVISAT-Sensoren SCIA-MACHY und AATSR am 28.8.2004 über Europa. Deutlich sichtbar sind höhere AOT-Werte im Süden sowie regionale Gradienten (z. B. über der Ägäis und an den Alpen).

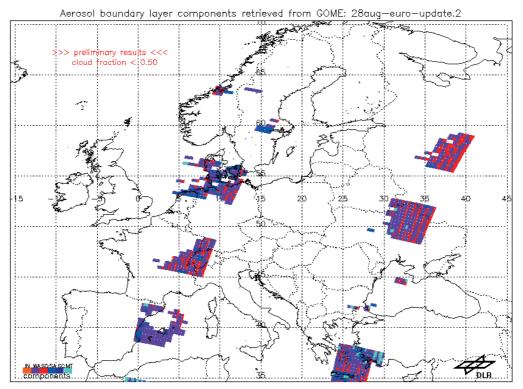


Abb. 3b (wie Abb. 3a) Zusammensetzung des Aerosols aus 6 Basiskomponenten (WA=watersoluble, IN=insoluble, SO=soot, SA/SC=sea salt, accumulation/coarse mode, MT=mineral transported); jeweils als Flächenanteil eines Pixels eingefärbt. Deutlich sichtbar sind maritimes Aerosol an den Küsten (blau), ein hoher Rußanteil (rot) in vielen Pixeln und mineralisches Aerosol (türkis) vor allem im Süden – wasserlösliche Sulfataerosol ist überall als Hintergrundanteil vorhanden.

Das Wissen über die globale Aerosolverteilung, ihre Zusammensetzung und die Klimawirkung ist derzeit noch sehr unvollständig. Im DLR wird die Erstellung einer globalen Aerosolklimatologie aus Satellitendaten vorbereitet. Diese wird in ihrer abschließenden Fassung jede Jahreszeit auf einem 5x5-Grad-Gitternetz mittlere Werte der Aerosol-optischen Dicke (ein Maß für die optisch wirksame Gesamtmenge der Aerosole) und der Zusammensetzung des bodennahen Aerosolgemisches aus verschiedenen Partikelgruppen enthalten. Dazu wird gegenwärtig eine neue synergetische Methode zur Auswertung von Daten der gleichzeitig messenden Sensoren GOME (Global

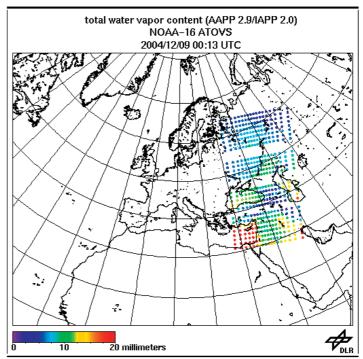


Abb. 4 Verteilung der Gesamtsäule Wasserdampf über Europa für den 09.12.2004 um 0 UTC, wie sie aus Messungen des NOAA-16 ATOVS – Instruments abgeleitet wurde.

Ozone Mapping Experiment) und ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer), die beide auf dem europäischen Umweltsatelliten ERS-2 fliegen, getestet. Diese Methode kann auch mit ähnlichen Sensorkombinationen (SCIAMACHY+AATSR auf ENVISAT und GOME-2/AVHRR auf METOP) bis 2020 eingesetzt werden. Als typisches Beispiel zeigt Abbildung 3 die optische Dicke des Aerosols (AOT) über Europa am 28. August 2004 bei 550nm. Ebenfalls dargestellt ist eine Klassifizierung in 6 Aerosoltypen. Verwendet wurden hierzu Daten von SCIAMACHY und AATSR.

Wasserdampf

Wasserdampf ist mit bis zu 4 Volumenprozenten das am häufigsten vorkommende Spurengas in der Atmosphäre. Er bestimmt maßgeblich das Klima, das Wetter, die Chemie der Atmosphäre und die Biosphäre mit. Durch die Absorption von solarer Einstrahlung und terrestrischer Ausstrahlung wird der Strahlungshaushalt der Atmosphäre stark beeinflusst. So ist der Wasserdampf für 21 Grad des 33 Grad betragenden natürlichen Treibhauseffekts verantwortlich. Nur dank des natürlichen Treibhauseffekts kann eine dem Leben förderliche globale Jahresmitteltemperatur von 15 Grad Celsius entstehen. Durch den Wasserkreislauf von Verdunstung über den Transport latenter Wärme bis hin zum Niederschlag werden der Energieumsatz zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre und ebenfalls der Energietransport innerhalb der Atmosphäre bestimmt. Neben dieser für das Klima wichtigen Funktion als Transporteur der solaren Einstrahlungsenergie spielt der Wasserdampf ebenfalls eine Hauptrolle bei der Wolkenbildung und somit beim aktuellen Wettergeschehen.

Im DLR werden täglich die Messungen der Sensoren TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) und ATOVS (Advanced Tiros Operational Vertical Sounder) an Bord der NOAA-Satelliten über Europa ausgewertet. Neben dem Vertikalprofil des Wasserdampfs von 0-10 km (TOVS) und 0-65 km (ATOVS) wird der Wasserdampfsäulengehalt und das Vertikalprofil der Temperatur von 0-30 km (TOVS) und 0-65 km (ATOVS) bestimmt (http://wdc. dlr. de/tovs/TOVS_NRT. html). Als typisches Beispiel zeigt Abbildung 4 den Wasserdampfsäulengehalt aus NOAA-14 TOVS Messungen am 4.04.1998 um 12:00 UTC über Europa.

Ozon

Obwohl der Anteil des Ozons sehr gering ist (< 10 ppmv), absorbiert es im hochenergetischen Ultraviolett fast sämtliche Sonnenstrahlung. Auf diese Weise filtert es insbesondere im Bereich der Stratosphäre die für Mensch und Tier schädliche UV-Strahlung, absorbiert solare Energie und gibt sie in Form von Wärme an die umgebene Atmosphäre ab. Ozon bestimmt so maßgeblich die vertikale Temperaturstruktur der Stratosphäre und prägt deren großräumige Zirkulationsmuster mit. Durch die Filterung der energiereichen UV-Strahlung beeinflusst das stratosphärische Ozon damit auch direkt die photochemischen Prozesse in der Troposphäre. Durch sein Absorptionsverhalten im infraroten Wellenlängenbereich trägt Ozon zudem direkt zum natürlichen Treibhauseffekt bei. Der Anstieg der Ozonkonzentration in der Troposphäre seit Beginn des Industriezeitalters hat zu einem global gemittelten positiven Strahlungsantrieb von 0,28-0,43 W/m² geführt.

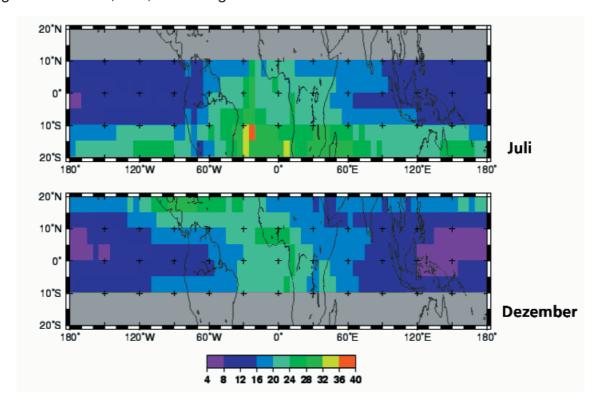


Abb. 5a Die Abbildung zeigt die Verteilung des troposphärischen Ozons über den Tropen für Juli (oben) und Dezember (unten). Die Klimatologie wurde aus Ozon und Wolkendaten des Global Ozone Monitoring Experiments (GOME) von 1995 bis 2003 abgeleitet.

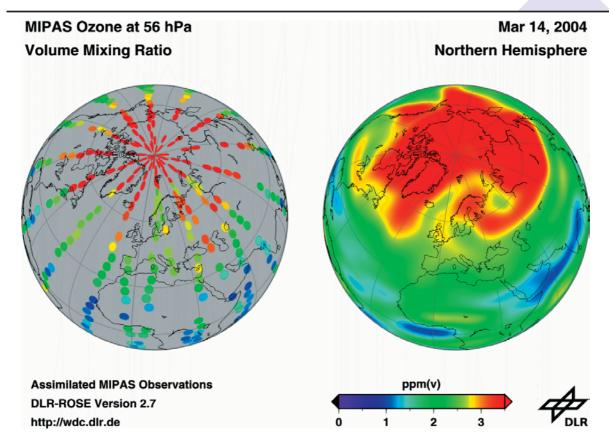


Abb. 5b Aus heterogen verteilten Satellitenmessungen können durch Datenassimilationsverfahren globale synoptische Analysen von Spurengasen gewonnen werden. Das Beispiel zeigt ENVISAT MI-PAS Ozonbeobachtungen eines Tages in 56 hPa (links) und die resultierende 3D Ozonanalyse durch Assimilation in das Chemie-Transport-Model DLR/ROSE.

Wir wissen heute, dass sich während der zurückliegenden Dekaden der stratosphärische Ozongehalt mit Ausnahme der tropischen Breiten in allen Regionen deutlich vermindert hat. Sorgfältige und auf lange Zeit angelegte Messungen der globalen atmosphärischen Ozonverteilung sind erforderlich, um die Entwicklung von Ozontrends zu verfolgen und mögliche Auswirkungen des Klimaeffektes auf die erwartete Erholung der stratosphärischen Ozonschicht zu beobachten.

Im DLR werden routinemäßig Ozonmessungen der Instrumente GOME (auf ERS-2), SCIAMACHY und MIPAS (auf ENVISAT) sowie TOMS (Earth Probe und andere Plattformen) ausgewertet. Im Dezember 2004 wurden die gesamten GOME-Daten (Juli 1995 bis heute) mit dem Algorithmus GDP 4.0 reprozessiert. Mit GDP 4.0 erreichen die GOME-Messungen nun die gleiche Genauigkeit wie entsprechende Bodenmessungen für Ozongesamtsäulen. Dies ist eine wesentliche Voraussetzung für die Benutzung von Satellitendaten in der Klimaforschung. Die Langzeitverfügbarkeit von globalen Ozonmessungen ist mit den GOME-2 Instrumenten auf den drei MetOp Satelliten ab 2006 gesichert. DLR wird im Rahmen der EUMETSAT "Ozone Monitoring Satellite Application Facility" die GOME- und GOME-2-Daten über einen Zeitraum von insgesamt 25 Jahren routinemäßig auswerten.

Informationen über die Säulenkonzentration von Ozon (bei GOME und SCIAMACHY) liegen bereits wenige Stunden nach Aufzeichnung durch den Satelliten vor. Diese

"Footprints" werden dann in das ROSE/DLR-Chemie-Transport-Modell assimiliert. Das Ergebnis sind globale 3-dimensionale Ozonverteilungen auf verschieden feinen Gittermaschen (2,5° x 2,5° und 5° x 5°) im Höhenintervall von etwa 8-55km, einer vertikalen Auflösung von etwa 1,5km und einer zeitlichen Auflösung von 6h. Zudem wird eine Abschätzung der troposphärischen Ozonsäule gegeben, für die der Umstand ausgenutzt wird, dass die unterhalb von Wolken befindlichen Ozonmoleküle vom Satelliten aus nicht gesehen werden können (Abb. 5a). Im Falle von MIPAS werden direkt dessen vertikal aufgelösten Ozonmessungen in das ROSE/DLR-CTM assimiliert (siehe auch Abb. 5b). Dieser Ansatz ermöglicht insbesondere die Abschätzung der globalen Verteilung von Spurengasen, die das Instrument selbst nicht messtechnisch erfassen kann (z.B. CIO_x-Verbindungen).

Landnutzung und Landoberflächentemperatur

Die Landoberfläche interagiert über vielfältige Prozesse mit der Atmosphäre. So führt das großflächige Abholzen oder Abbrennen von Waldbeständen zu einer Verminderung der Evapotranspirationsrate der Vegetation. Die Abgabe von Wasserdampf durch die Böden und die Vegetation wird vermindert, die Degradation und Erosion des Bodens erhöht und somit der Treibhauseffekt durch Reduzierung der Wolkenbildung und Erhöhung der Albedo gesteigert.

Zur globalen Beobachtung der terrestrischen Biosphäre werden im DLR insbesondere der amerikanische Sensor MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectrometer) oder der europäische Sensor MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) auf ENVISAT genutzt. Gegenwärtig wird ein operationeller MERIS - Prozessor für die Landklassifikation für seinen Routineeinsatz im DLR vorbereitet. Ein erstes Ergebnis einer multi-spektralen Klassifikation für Deutschland nach der IGBP-Legende ist in Abbildung 6 gezeigt.

Abb. 6 Multi-spektrale Klassifikation für Deutschland nach der IGBP-Legende basierend auf MERIS Daten (Auflösung: 300m) (siehe Klappkarte)

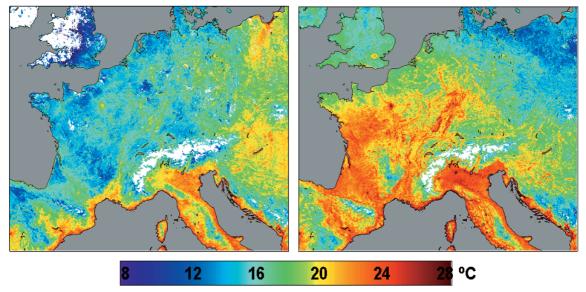


Abb. 7 Temperaturanstieg während der Hitzewelle in Europa vom 28. Juli - 10. August 2003 abgeleitet aus NOAA-AVHRR Daten. Linkes Bild: mittlere Nachttemperaturen im Zeitraum 28. Juli - 3. August 2003. Rechtes Bild: mittlere Nachttemperaturen im Zeitraum 3. August - 10. August 2003.

Für eine Vielzahl von regionalklimatologischen und physisch-geographischen Fragestellungen stellt die Temperatur der Landoberfläche einen wichtigen Parameter dar. Mit Hilfe der Temperaturinformation können thermische Belastungsgebiete in Städten oder landwirtschaftlichen Gunst- und Ungunstgebieten kartiert und ausgewiesen werden. Temperaturkarten erlauben auch die Analyse des ausgleichenden Einflusses der Vegetation auf sog. "Hot Spots" in Städten. Bislang werden die Temperaturen punktuell in ca. 2 Meter Höhe an den verschiedenen meteorologischen Stationen gemessen. In stark besiedelten Regionen ist dieses Stationsnetz relativ dicht, jedoch in den meisten ländlichen Regionen der Welt fehlen solche Daten gänzlich.

Die Fernerkundung der Oberflächentemperatur mit aus dem Weltraum betriebenen Sensoren bietet enorme Vorteile: die Messdaten werden flächendeckend, kontinuierlich und schnell verfügbar. Jedoch ist die routinemäßige Berechnung der Bodentemperaturen kein leichtes Unterfangen, da die störenden Atmosphäreneinflüsse korrigiert und der spezifische Einfluss des Emissionsvermögens der Landoberflächen abgeschätzt werden muss. In den letzten Jahren hat diese Problematik die Fernerkundung stark beschäftigt, so dass heute eine Vielzahl von Methoden zur Ableitung der Bodentemperaturen existiert.

Im DLR werden täglich AVHRR Daten zur Bestimmung der Landoberflächentemperaturen herangezogen. Die dabei angewandte Methode beruht auf dem sogenannten "split-window" Verfahren. Hierbei werden die dicht nebeneinanderliegenden Wasserdampfabsorptionsfenster (10,5 µm; 11,5 µm) zur Korrektur des atmosphärischen Einflusses genutzt. Dabei besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem Emissionsgrad der Vegetation und dem Vegetationsindex (NDVI). Abbildung 7 zeigt in einer Gegenüberstellung den dramatischen Temperaturanstieg während der Hitzewelle in Europa vom 28. Juli -10. August 2003. Seit 1998 werden im DLR zweimal täglich Thermalkarten von Europa erstellt. Aus den Tageswerten werden wöchentliche und monatliche Temperaturmittelwerte gerechnet. Alle Daten sind über das Internet verfügbar (http://wdc.dlr.de/data_products/SURFACE/index.html).