

2 Grundlagen

In diesem Kapitel werden einige theoretische Grundlagen erläutert, soweit sie zum Weiteren Verständnis der Arbeit nötig sind.

Fernerkundung unterscheidet sich zu *in situ* Messungen insofern, als die Messung nicht in dem betrachteten Medium durchgeführt wird. Die Fernerkundung erfordert Interpretationen und Inversionsverfahren, um Atmosphäreneigenschaften aus Messungen von Satelliten abzuleiten. Bei der Umsetzung von gemessenen Strahldichten in die gewünschten atmosphärischen Parameter ist das Verständnis der Strahlung und ihre Wechselwirkung mit den atmosphärischen Komponenten eine grundlegende Voraussetzung. Die Berechnung der Strahlungstransportvorgänge in der wolkenlosen und bewölkten Atmosphäre wird anhand der Strahlungstransportgleichung erörtert.

Die elektromagnetische Strahlung, welche die Atmosphäre durchquert, wird durch die Wechselwirkung mit der Materie beeinflusst. Die spektrale Strahldichte L_λ wird nach der Durchquerung der Wegstrecke ds in Richtung der Ausbreitung um dL_λ verändert. Die allgemeine Form der Strahlungstransportgleichung lautet:

$$\frac{dL_\lambda}{\sigma_{e\lambda}\rho ds} = -L_\lambda + J_\lambda \quad (2.1)$$

wobei $\sigma_{e\lambda}$ der Massenextinktionskoeffizient, ρ die Dichte des Mediums und J die Strahlungsquelle für die Strahlung der Wellenlänge λ bedeutet.

Der Massenextinktionskoeffizient σ_e ist die Summe aus dem Massenabsorptionskoeffizienten und dem -streuoeffizienten. Die Schwächung der Strahlung beim Durchqueren der Atmosphäre wird durch Absorption und Streuung verursacht. Dagegen beschreibt die Strahlungsquelle J eine Verstärkung der Strahlung infolge von Emission oder von aus anderen Raumrichtungen gestreuter Strahlung.

Durch Integration der Gleichung (2.1) erhält man formal eine Lösung der Strahlungstransportgleichung. Im allgemeinen Fall ist die Gleichung nicht lösbar, da die Quellfunktion J selbst die eigentlich erst zu berechnende Strahldichteverteilung enthält. Im Allgemeinen müssen die Absorptions- und Streukoeffizienten, die Streufunktion, die extraterrestrische solare Strahlungsflussdichte und die Planck-Funktion bekannt sein. Zur Lösung der Strahlungstransportgleichung wurden verschiedene Methoden unter Berücksichtigung von Annahmen, die die Gleichung vereinfachen, entwickelt. Die Ergebnisse dieser Arbeit beruhen auf Strahlungstransportsimulationen basierend auf der Matrix-Ope-

rator Methode (Plass *et al.*, 1973).

Mit der Strahlungstransportgleichung lässt sich im Prinzip für jeden atmosphärischen Zustand mit seiner räumlichen Verteilung der optisch aktiven Substanzen die richtungsabhängige räumliche Verteilung der Strahldichte berechnen. Aus der Integration von L_λ über dem Halbraum ergibt sich an den Schichträndern die richtungsunabhängige Strahlungsflussdichte (F_λ), in dieser Arbeit nur als Strahlungsfluss bezeichnet. Dadurch sind die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre und ihre Divergenzen innerhalb der Atmosphäre bestimmt. Die Komplexität dieser Gleichung liegt in der Tatsache, dass zur Ermittlung des Beitrages gestreuter Strahlung das einfallende Strahlungsfeld schon bekannt sein muss. Zur Lösung der Strahlungstransportgleichung müssen die Absorptions- und Streukoeffizienten sowie die Streufunktion der

- atmosphärischen Gase, der Aerosole
 - Wassertröpfchen und der Eiskristalle im bewölkten Teil der Atmosphäre
- vorgegeben werden. Weiterhin muss das Reflexionsvermögen der Landoberfläche bzw. der ozeanischen Deckschicht bekannt sein. In den folgenden Abschnitten werden diese Zusammenhänge dargestellt, das benutzte Modell für die Strahlungstransportrechnung erläutert und abschließend das benutzte Instrument vorgestellt.

2.1 Die Schwächung der direkten Sonnenstrahlung in der Atmosphäre

Zuerst werden die verschiedenen Einflüsse, die zu einer Schwächung der direkten Sonnenstrahlung in der zunächst als wolkenlos angenommenen Atmosphäre führen, beschrieben. Es sind dies die Absorption und die Streuung an den atmosphärischen Gasen und an den Aerosolen.

2.1.1 Gase in der Atmosphäre

Die Atmosphäre setzt sich aus zwei Gruppen von Gasen zusammen, die eine mit nahezu beständiger Konzentration und die andere mit einer schwankenden Konzentration. Die atmosphärische Luft besteht hauptsächlich aus Stickstoff (78,08%), Sauerstoff (20,95%) und Argon (0,93%). Daneben gibt es eine große Anzahl von Spurengasen. Die Menge der variierenden Spurengase (Wasserdampf, Ozon, Kohlendioxid) ist zwar gering, aber entscheidend für die Strahlungsbilanz der Atmosphäre.

Absorption an den Luftmolekülen

Die oben benannten Hauptbestandteile der Atmosphäre besitzen wegen ihrer symmetrischen Struktur keine reinen Rotations- und Schwingungsübergänge und sind damit optisch inaktiv. Nur bei einer Änderung des Elektronenterms treten auch Änderungen der

Rotations- und Schwingungsterme hinzu. Diese Gase zeigen deshalb nur Absorptionsbanden im ultravioletten und sichtbaren Bereich. Die mehratomigen Spurengase hingegen zeigen auch ohne Anregung der Elektronenhülle ein Dipolmoment und können somit allein durch Änderung der Rotation und der Schwingung mit dem Strahlungsfeld in Energieaustausch treten. Von Wichtigkeit sind vor allem die atmosphärischen Gase H_2O , O_3 und CO_2 .

Wasserdampf ist das strahlungsaktivste und dynamischste Element der Atmosphäre. Die intensiven Banden liegen bei 0,72; 0,81; 0,93; 1,13; 1,37; 1,8 und 2,66 μm . Der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre ist in Abhängigkeit von der geographischen Lage, der Jahreszeiten und der Witterung kräftigen Schwankungen unterworfen und wird von Verdunstung und Niederschlag bestimmt.

In einer Höhe von 15-30 km entsteht und zerfällt Ozon ständig bei photochemischen Prozessen mit der solaren UV-Strahlung, so dass die Ozonkonzentration stark variiert. Im UV-Bereich befindet sich die sehr intensive Hartley-Bande bei 0,24 μm und die schwächere Huggins-Bande bei 0,33 μm , die das solare UV-Licht unterhalb von 0,35 μm weitgehend auslöschen. Daneben erstreckt sich über den sichtbaren Wellenlängenbereich noch eine schwache Absorptionsbande (Chappius-Bande).

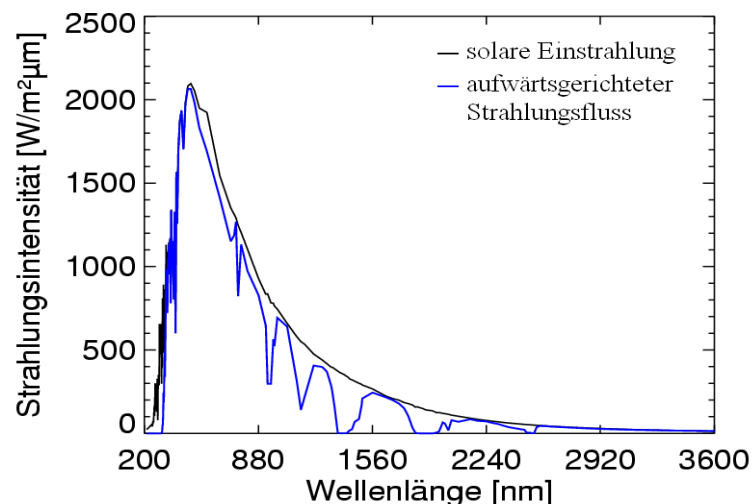


Abb. 2.1: Solare Einstrahlung und der aufwärtsgerichtete Strahlungsfluss am Ober-
rand der Atmosphäre aus Strahlungstransportsimulationen, in der nur
Gasabsorption berücksichtigt wurde.

Neben den genannten Absorptionsbanden des Wasserdampfs und des Ozons sind im na-

hen Infrarot noch einige, für den solaren Bereich nicht sehr ins Gewicht fallende Banden des Kohlendioxids und des Sauerstoffes zu beobachten. Die Kohlendioxid-Banden liegen um 1,46; 1,60; 2,0 und 2,7 μm und die Sauerstoff-Banden sind bei 0,69; 0,76 und 1,25 μm .

In dieser Arbeit wird für den betrachteten solaren Bereich die Transmission in den Gasabsorptionsbanden auf Grundlage der HITRAN2000 Datenbank (Rothman *et al.*, 2001) mit der modifizierten k-Verteilungs Methode von Bennartz und Fischer (2000) berechnet. Der Einfluss der Gasabsorption auf die Sonnenstrahlung ist in Abbildung 2.1 dargestellt. Dem spektralen Strahlungsfluss ist nach dem Durchqueren der Atmosphäre, die nur Luftmoleküle berücksichtigt, die Strahlungsintensität am Oberrand der Atmosphäre gegenübergestellt.

Streuung an Luftmolekülen

Luftmoleküle streuen die auf sie treffende Strahlung und absorbieren sie in ihren oben benannten Banden. Entscheidend für die Intensität und die Richtung der Streuung ist das Verhältnis zwischen der Wellenlänge der eintreffenden Strahlung und der Größe des Streupartikels. Die Luftmoleküle sind sehr klein gegenüber der Wellenlänge des eintreffenden Sonnenstrahls.

Rayleigh (1871) löste als erster die Maxwellsche Gleichung für den Fall, dass die Partikel kugelförmig, voneinander unbeeinflusst und deren Radien viel kleiner als die Wellenlänge λ des Lichtes sind. Das Ergebnis beschreibt, dass der Streukoeffizient ($\sigma_{R\lambda}$) der reinen Luft mit zunehmender Wellenlänge angenähert mit der vierten Potenz der Wellenlänge abnimmt.

$$\sigma_{R\lambda} \sim \lambda^{-4}$$

Ein weiteres Merkmal ist die Symmetrie der maximalen Streuung in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung. In dieser Arbeit wird die Rayleigh-Optische-Tiefe für eine Wellenlänge bei einem Normaldruck bei 1013 hPa nach einem Ansatz von Hansen und Travis (1974) bestimmt.

2.1.2 Aerosole

Die Atmosphäre enthält unterschiedliche Arten von Aerosolen. Eine Vielzahl von Prozessen ist für die Entstehung der Aerosole verantwortlich. Aerosole werden durch Aufwirbeln von Staub aus ariden oder semiariden Regionen, durch Verdampfen von Meerwassertröpfchen aus der Gischt der Ozeane, bei Vulkanausbrüchen, durch Wald-

brände sowie bei chemischen Reaktion mit Gasen erzeugt. Aerosole werden meist nach ihrer Herkunft und Zusammensetzung klassifiziert. Die zahlreichen benannten Quellen spiegeln die hohe Variabilität der optischen Eigenschaften der Aerosole wieder. Die meisten Aerosole haben eine Größe von etwa 0,1 μm , aber es wurden auch schon Aerosole mit einer Größe von 10 μm bis zu 20 μm gemessen. Um die Spanne der Größen zu erfassen, gibt es eine Anzahl von analytischen oder empirischen Beschreibungen wie die Junge-Verteilung, logarithmische Normalverteilung und die Gamma-Verteilung.

Bei den sehr viel größeren Aerosolpartikeln, deren Radius von gleicher Größenordnung ist wie die Wellenlänge der Strahlung, werden mit Hilfe der Mie-Theorie unter Vorgabe der Größenverteilung und des komplexen Brechungsindex die optischen Eigenschaften der Aerosole berechnet (Mie, 1908). Dabei werden kugelförmige Teilchen angenommen. Als besonders erschwerend erweist sich dabei die Vielfalt der in der Atmosphäre vorhandenen Teilchen in Größe, Form und Verteilung.

Der Spektrale Verlauf der Extinktion durch Aerosole nimmt typischerweise in Abhängigkeit von λ^{-2} bis $\lambda^{-0,5}$ ab. Für kontinentales Aerosol z.B. nimmt der Extinktionskoeffizient nahezu exponentiell mit zunehmender Wellenlänge ab (siehe Abb. 2.2), wobei bei maritimen Aerosol die Abnahme wesentlich schwächer ist.

Die Absorptionseigenschaften der Aerosole werden oft anhand der Einfachstreuabede ω_0 , dem Verhältnis von Streu- und Extinktionskoeffizienten, beschrieben (siehe Abb. 2.2). Mit $[1 - \omega_0]$ wird das Absorptionsvermögen angegeben. Hierbei ist das besondere hohe Absorptionsvermögen von Ruß- und Mineralstaub-Partikeln zu nennen. Die Streufunktionen der Aerosole haben im Gegensatz zu denen der Luftmoleküle ein ausgeprägtes Vorwärtsmaximum im Vergleich zur Rückwärtsstreuung (siehe Abb. 2.3).

Für die Strahlungstransportsimulationen wurden fünf Aerosolmodelle verwendet (Tab. 2.1), die auf Arbeiten von Koepke *et al.* (1997), dem Report des *World Climate Project* (WCP, 1986) und der *Optical Properties of Aerosols and Clouds* (OPAC) Datenbank (Hess *et al.*, 1998) basieren. Die unterschiedlichen Komponenten der Aerosole sind Seesalz, Ruß, Sand, Nitrat und Sulfat. Die Größe der Aerosole nimmt mit Zunahme der relativen Feuchte der umgebenden Luft zu und wird für unterschiedliche Luftfeuchten berücksichtigt.

Aerosole	Komponente	Verteilung	Höhe
Maritim ¹⁾	Seesalz, Sulfat+Nitrat	logarithmische Normalverteilung	Grenzschicht [0-2km]
Kontinental ²⁾	Staub, Sulfat+Nitrat, Ruß	Gamma-Verteilung	Grenzschicht [0-2km]
Wüstenstaub ²⁾	Mineralien	logarithmische Normalverteilung	Grenzschicht [0-4km]
Hintergrundaerosol ³⁾	Staub, Sulfat+Nitrat, Ruß	Gamma-Verteilung	Troposphäre [2-9km]
Stratosphärisches Aerosol ²⁾	Schwefelsäuretröpfchen	Junge-Verteilung	Stratosphäre [12-50km]

Tab.2.1: Die in dieser Arbeit verwendeten Aerosolmodelle: ¹⁾ Koepke *et al.* (1997), ²⁾ Aerosoldatenbank (OPAC, 1998), ³⁾ Report des *World Climate Project* (WCP, 1986)

2.2 Wolken und Strahlung

Wolken haben einen entscheidenden Einfluss sowohl auf die kurzwelligeren als auch auf die langwelligeren Strahlungsprozesse. Sie besitzen in Abhängigkeit von der Höhe und dem Wolkentyp sehr unterschiedliche Eigenschaften in Bezug auf die Reflexion und Absorption von Strahlung. Die Streuung der kurzwelligeren Einstrahlung wird im Folgenden beschrieben.

Wolken bestehen aus einer großen Anzahl von Wassertropfen oder/und Eiskristallen, die in der Luft schweben. Wassertropfen entstehen, wenn Luft sich abkühlt, das Sättigungsniveau für Wasserdampf überschritten wird und wasseranziehende Aerosole als Kondensationskeime vorhanden sind. Die ersten Eiskristalle entstehen bei einer Temperatur von etwa -12°C bis -15°C (Roedel, 1992). Im Falle einer Wasserwolke haben die mittleren Tropfenradien eine Größe von $5\mu\text{m}$ bis $15\mu\text{m}$ (Petty, 2004). Wenn Tropfen bis zu $100\mu\text{m}$ anwachsen, sind sie groß genug, um auszufallen. In guter Näherung werden die Wassertropfen als Kugel angenommen, um die Streuung der Tropfen in der Wasserwolke mit der Mie-Theorie berechnen zu können.

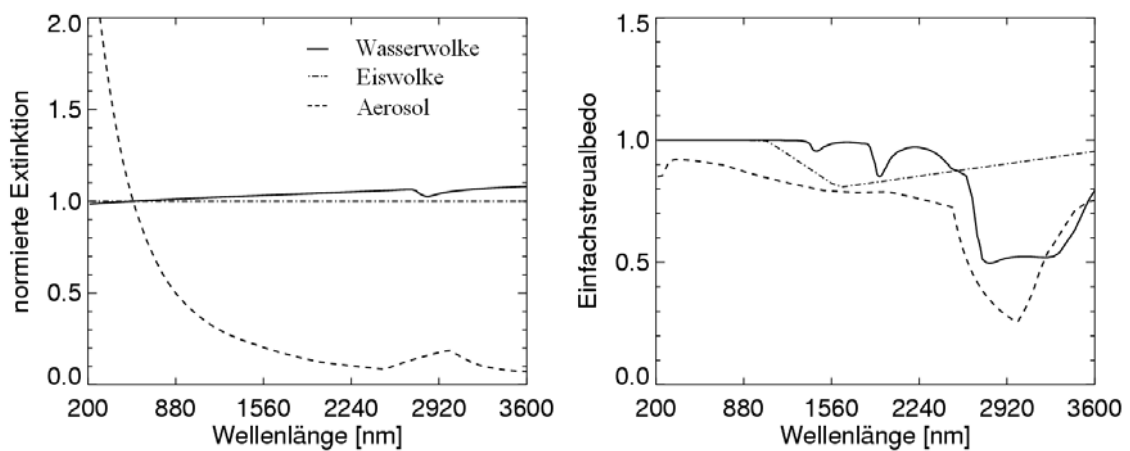


Abb. 2.2: Inhärente optische Eigenschaften einer Wasserwolke, einer Eiswolke und einem Aerosol. Links: Spektrale Extinktionskoeffizienten normiert auf 550 nm. Rechts: Spektrale Einfachstreuabedo

Die Verteilung der Tropfengrößen in einer Wasserwolke wurde mit Hilfe einer Gamma-Funktion beschrieben (Deirmadjian, 1969). Die Daten für den komplexen Brechungsindex von flüssigem Wasser stammen aus der Veröffentlichung von Hale und Query (1973). Unter Berücksichtigung der Größenverteilung und des Brechungsindex wurden die inhärenten Eigenschaften mit dem Mie-Programm von Wiscombe (1980) berechnet (siehe Abb. 2.2 und 2.3).

Die große Variabilität von Eiskristallformen und Kristallgrößenverteilungen in Eiswolken erschweren die theoretische Beschreibung der Streu- und Absorptionseigenschaften. Die Mie-Theorie kann für beliebige Geometrien der Streuer nicht verwendet werden. Da atmosphärische Eiskristalle groß gegenüber der Wellenlänge der einfallenden solaren Strahlung sind, kann die Theorie der geometrischen Optik zur Berechnung der Extinktionseigenschaften benutzt werden. Der von Macke (1996) entwickelte Datensatz für ein fraktales Polykristall liegt den durchgeführten Strahlungstransportsimulationen zugrunde. Dabei stellt das fraktale Polykristall eine Streukörpergeometrie dar, dessen Eigenschaften darin bestehen, gleichzeitig kristallin und ansonsten vollkommen irregulär geformt zu sein. Damit entspricht diese Geometrie eher dem Mittel aus einem Ensemble unterschiedlichster Eiskristalle. In Abbildung 2.2 und 2.3 sind die Einfachstreuabedo, der Extinktionskoeffizient und die Streufunktion eines fraktalen Eiskristalls gezeigt. Die oft beobachtete Haloerscheinung bei einer Eiswolke findet sich in der Streufunktion im Winkelbereich von 22° .

Weitere Kenngrößen für die Abschwächung der Sonneneinstrahlung sind die geometri-

sche Dicke, die Wolkenhöhe und die optische Dicke der Wolkenschicht, die angibt, wieviel Strahlung auf dem Weg durch die Wolke verloren geht.

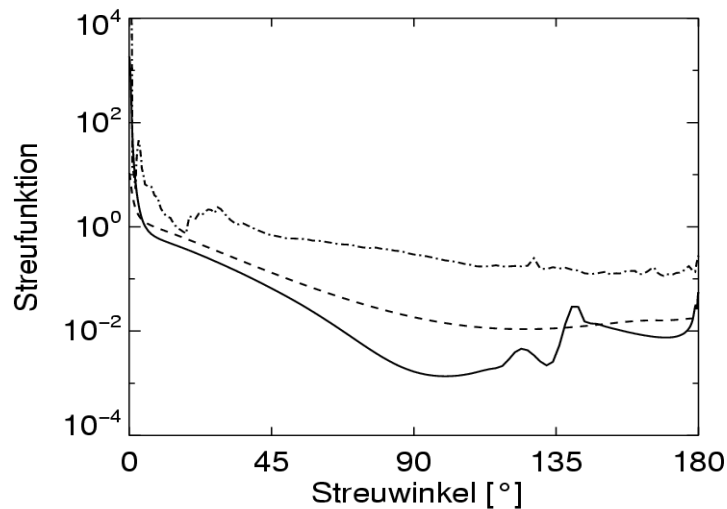


Abb. 2.3: Streufunktion bei 550nm. *gestrichelte Linie*: kontinentales Aerosol; *Strichpunkt-Linie*: Eiswolke; *durchgezogene Linie*: Wasserwolke

2.3 Das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche

Ein weiterer wichtiger Parameter, der die zum Satelliten rückgestreute Strahlung bestimmt, ist die spektrale Reflektivität der Erdoberfläche. Die an der Erdoberfläche ankommende solare Strahlung (Globalstrahlung) setzt sich aus zwei Anteilen, der restlichen direkten Sonnenstrahlung und der diffus in der Luft und in Wolken zur Erdoberfläche hingestreuerten Strahlung, zusammen. Abbildung 2.4 zeigt die spektrale Globalstrahlung für eine bewölkte und eine wolkenlose Atmosphäre. Die Globalstrahlung bei bewölkter Atmosphäre beträgt etwa noch ein Viertel der Globalstrahlung bei wolkenloser Atmosphäre.

Das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche hängt von deren Beschaffenheit ab. Die in der Natur beobachtete Vielfalt der Reflexionseigenschaften unterscheidet sich in Reflexionsgrad, Wellenlängenabhängigkeit und Richtungsverteilung der reflektierten Strahlung. Für die Simulationen wären spektral hochaufgelöste bidirektionale Reflektivitäten ideal. Doch hochaufgelöste bidirektionale Messungen, die die Reflektivität in Abhängigkeit von Ein- und Ausfallsrichtung der Strahlung bestimmen, waren zum Zeitpunkt meiner Untersuchung nur vereinzelt vorhanden. In den bekannten Fällen reichte die spektrale Auflösung der Messungen nicht aus. Mit den zu Verfügung stehenden Messungen ist eine Ableitung dennoch möglich, da der aufwärtsgerichtete Strahlungsfluss nur für eine be-

wölkte Atmosphäre abgeleitet wird.

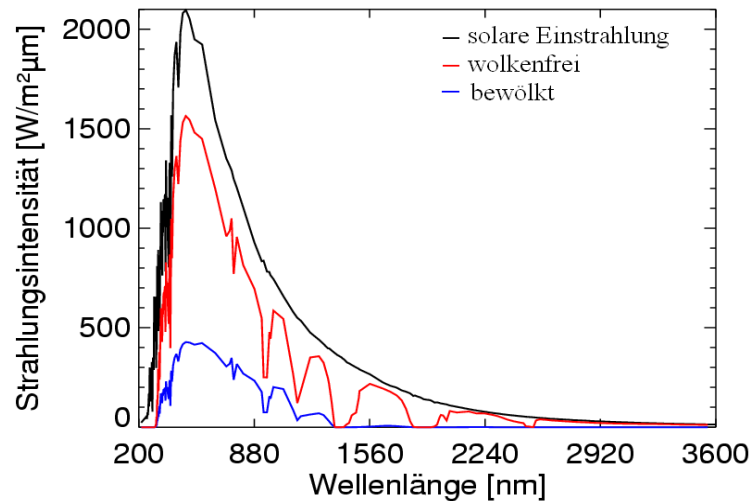


Abb. 2.4: Solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre und die Globalstrahlung an der Erdoberfläche für eine bewölkte und wolkenfreie Atmosphäre

Es wurde auf spektral-hochaufgelöste Messungen der Bodenreflektivität aus einer Datenbank (*ASTER spectral library*, 1999) zurückgegriffen. Die benutzten Spektren basieren auf Punktmessungen am Boden für einzelne Oberflächentypen.

In Abbildung 2.5 ist das spektrale Reflexionsvermögen für sechs ausgewählte Oberflächentypen gezeigt, die in dieser Untersuchung benutzt wurden. Es wurde eine große Spannbreite natürlicher Oberflächen gewählt, um möglichst alle Variationen des Reflexionsvermögens der Oberflächentypen zu berücksichtigen. Sie weisen eine starke Wellenlängenabhängigkeit auf und schwanken bis zu 99% in der Reflektivität. So nimmt die Reflektivität bei Schnee mit 98% im sichtbaren auf 0,5% im nahen infraroten Wellenlängenbereich ab. Bei der Vegetation z.B. ist die Zunahme des Reflexionsvermögens bei etwa 700 nm charakteristisch. Insgesamt wurden für die Arbeit 11 Grundtypen definiert:

Vegetation: Gras, trockenes Gras, Nadelbaum, Laubbaum;

Wasseroberfläche: offenes Meer, Eis, Schnee;

Böden: Wüstensand (Aridisol), Asphalt, Alfisol und Mollisol.

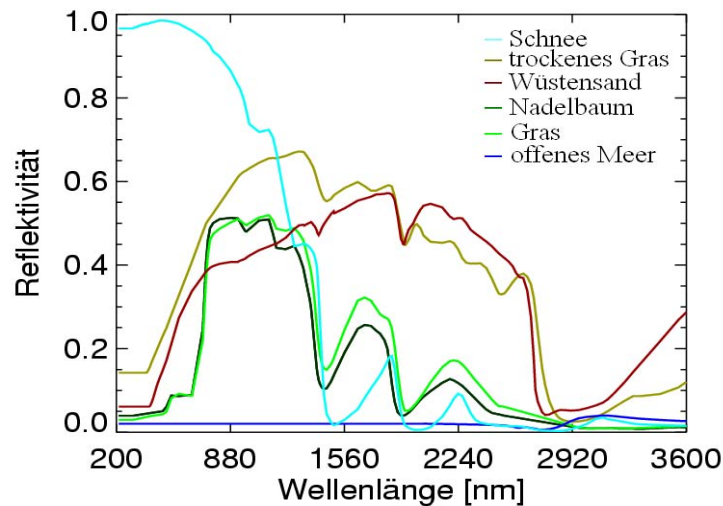


Abb. 2.5: Spektrale Reflektivität von Oberflächen aus ASTER-Datenbank (1999)

2.4 Das Strahlungstransportmodell MOMO

Um den Strahlungstransport unter der Berücksichtigung der beschriebenen Wechselwirkung der Strahlung mit den einzelnen Komponenten der Atmosphäre zu berechnen, wurde das Strahlungstransportmodell MOMO (Fischer und Graßl, 1984; Fell und Fischer, 2000) ausgewählt. Eine detaillierte Beschreibung des Modells MOMO ist von Fell (2001) gegeben. Es basiert auf der Matrix-Operator-Methode, welche die Strahlungstransfergleichung für diffuse Strahlung löst (Plass *et al.*, 1973). Die direkte Strahlung wird unabhängig davon mit dem Beer-Lambert Gesetz berechnet.

MOMO besteht aus vier Untersystemen: Atmosphäre, Zwischenschicht zwischen Atmosphäre und Ozean, Ozean sowie Ozeanboden. Die Atmosphäre und der Ozean sind in homogene Schichten gegliedert, die jeweils durch eine optische Dicke, eine Einzelstreueralbedo und eine Phasenfunktion beschrieben sind. Die Vertikalverteilung der Schichten ist frei wählbar. Für jede Schicht wird eine Reflexionsmatrix, eine Transmissionsmatrix und eine Quellmatrix erzeugt, welche die Information der diffusen Strahlung von einer Schicht zur anderen übergibt. Ergebnisse der Modellrechnung sind zum einen die azimuthal und zenital aufgelösten Strahldichten und zum anderen die Strahlungsflüsse an den Schichtgrenzen.

Für das hier entwickelte Verfahren wird keine Berechnung des Strahlungsflusses im Ozean benötigt. Nur das Reflexionsvermögen des Erdbodens oder der Ozeanoberfläche wird

als Randbedingung vorgeschrieben. Die Sonneneinstrahlung am Oberrand der Atmosphäre wird als räumlich und zeitlich konstant angesehen und ist lediglich von der betrachteten Wellenlänge abhängig. Des Weiteren werden in der Atmosphäre die auftretenden Streuer, wie Luftmoleküle, Aerosole und Wolkentropfen, durch ihre Phasenfunktion, ihren Extinktions- und Streukoeffizienten berücksichtigt. Im Kapitel 3.1.2 wird die große Anzahl von MOMO-Konfigurationen zur Beschreibung der natürlichen Variation beschrieben.

Es sei noch angemerkt, dass die Strahlungsübertragungsgleichung in dem Modell sich jeweils nur auf eine bestimmte Wellenlänge bezieht. Zur Berechnung des Strahlungstransportes im interessierenden Wellenlängenspektrum ist die Gleichung für jede einzelne Wellenlänge zu lösen; die Lösungen müssen dann über die relevanten Wellenlängen integriert werden.

2.5 Der Sensor MODIS

In dieser Studie werden die spektral schmalbandigen solaren Kanäle vom Satellitenspektrometer MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) verwendet (King *et al.*, 1992). MODIS ist ein abbildendes Spektrometer, welches sich an Bord der polarumlaufenden NASA-Satelliten TERRA und AQUA befindet. TERRA befindet sich seit dem 18. Dezember 1999 in seiner Umlaufbahn und Daten sind seit November 2000 erhältlich. Die Flughöhe beträgt 705 km und die Überflugzeit am Äquator beträgt 10.30 UTC. Die Breite des Satellitenschwads beträgt 2.330 km. Dies ermöglicht eine globale Abdeckung in ein bis zwei Tagen.

MODIS besitzt 36 Kanäle im solaren und infraroten Bereich und misst mit einer räumlichen Auflösung von 250 m für die Kanäle 1 und 2, 500 m für die Kanäle 3 bis 7 und 1 km für die restlichen Kanäle. Die spektrale Position der für die Arbeit benutzten Kanäle sind in Abbildung 2.6 dargestellt. Des Weiteren sind Einzelheiten zu den benutzten Kanälen in Tabelle 2.2 aufgeführt.

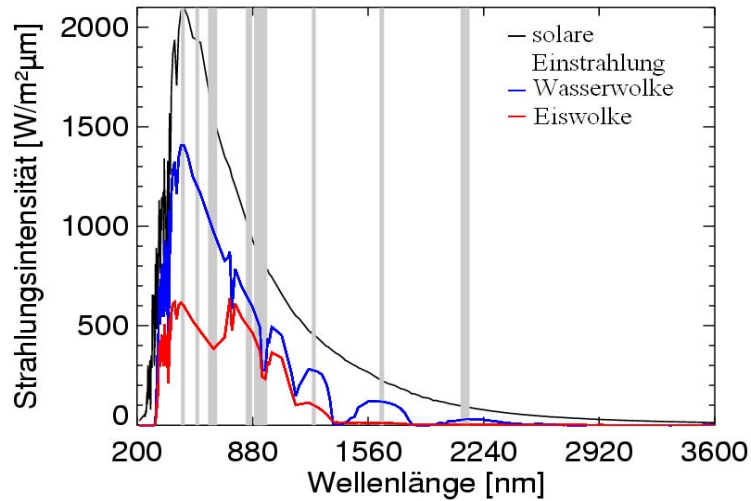


Abb. 2.6: Spektrale Positionen der in dieser Arbeit verwendeten MODIS-Kanäle (graue Bänder).

Band-Nr.	Bandzentrum λ [nm]	Bandbreite $\delta\lambda$ [nm]	Anwendung
1	645	50	Land/ Wolken/Aerosol
2	858	35	
3	469	20	Land/Wolken
4	555	20	
5	1240	20	
6	1640	24	
7	2130	50	
17	905	30	Wasserdampf
18	936	10	
19	940	50	

Tab.2.2: Die 10 ausgewählten Kanäle des MODIS Spektrometers