

5 Der indirekte Aerosoleffekt - eine Fallstudie

Aerosole liefern Kondensationskerne für die Bildung von Wolkentropfen in der Atmosphäre. Die Funktion von Aerosol als Wolkenkondensationskern ist vor allem dann bedeutend, wenn wie in der marinen Luft die Anzahl der Kondensationskerne gering ist. Ein Ansteigen der Konzentration an Wolkenkondensationskernen durch Aerosole in der Luft führt bei derselben Menge vorhandenen Wasserdampfs zu mehr und kleineren Tröpfchen. Dadurch werden die Rückstreuungseigenschaften der Wolke verändert.

Dieser Effekt wird in der Literatur als indirekter Aerosoleffekt oder Twomey-Effekt bezeichnet.

Für eine Wolke mit einer geometrischen Dicke H , in der Tropfengrößen nach einer bestimmten Verteilungsfunktion $n(r)$ vorkommen, ist die optische Dicke τ gegeben durch:

$$\tau = \int_0^H \sigma_E dz = \int_0^H \int_0^\infty \pi r^2 Q_E n(r) dr dz \quad (5.1)$$

Dabei ist Q_E der Wirkungsgrad der Extinktion, der aus dem Quotienten des Wirkungsquerschnittes der Extinktion und dem geometrischen Querschnitt eines Wolkenteilchens gebildet wird. Der Wirkungsquerschnitt der Extinktion kann für Wellenlängen des kurzwelligen Lichtes und typische Tröpfchengrößen mit $Q_E \equiv 2$ approximiert werden. Weiter vereinfacht sich die Gleichung bei der Annahme einer monodispersen Verteilung der Tropfengrößen zu:

$$\tau = 2\pi N r_e H \quad (5.2)$$

Hier ist N die Tropfenkonzentration der Wolke für einen Tropfenradius r_e , der repräsentativ für die Wolke ist. Der Flüssigwassergehalt der Wolke läßt sich über die Tropfenkonzentration in die Gleichung einsetzen. Damit kann die optische Dicke sowohl als eine Funktion der geometrischen Dicke der Wolke, der Wolkentropfenkonzentration als auch des Flüssigwassergehalts definiert werden.

Twomey (1974, 1977) postulierte als erster, dass in einer Wolke mit einer größeren Tropfendichte die Mehrfachstreuung des Lichtes sich verstärkt und damit die Wolkenalbedo bei einem bestimmten Flüssigwassergehalt steigt. Dieser Effekt ist besonders wirksam bei optisch dünnen Wolken über dunklem Untergrund. Bei optisch dicken Wolken ist der Reflexionsgrad der Wolke bereits gesättigt, so dass eine Zunahme der Teilchen nicht mehr

zu einer Zunahme der Wolkenalbedo führt.

Den Einfluss der Aerosole auf das Rückstreuverhalten der Wolken nachzuweisen, ist sehr schwierig, da der aufwärtsgerichtete Strahlungsfluss neben den mikrophysikalischen Eigenschaften hauptsächlich von anderen Faktoren bestimmt wird, z.B. des Flüssigwassergehaltes der Wolke. Dieser wiederum wird durch die allgemeinen meteorologischen Bedingungen und dynamischen Prozesse in der Atmosphäre beeinflusst, die sehr variabel sind.

Messkampagnen (Brenguier *et al.*, 2003) haben gezeigt, dass durch kontinentale Luftmassen beeinflusste Wolken nicht notwendigerweise mit einem Ansteigen der optischen Dicke und kleineren Effektivradius verbunden sind. Es zeigte sich, dass die kontinental geprägten Wolken gegenüber den maritimen Wolken optisch dünner waren und die geometrische Dicke der Wolken abnahm. Weitere Messkampagnen in denen Flugzeuge sowie Satellitenmessungen kombiniert wurden, konnten für einzelne Fälle ein Ansteigen der Wolkentropfenkonzentration und der Rückstreuung der Wolken durch anthropogene Emission demonstrieren (Boers *et al.*, 1996; Kaufman und Nakajima, 1993). Solche Messkampagnen sind jedoch sehr kostspielig und Satellitenmessungen allein sind zur Abschätzung des indirekten Aerosoleffekts nur beschränkt brauchbar, da die Aerosole in den Wolken nicht fernerkundet werden können.

Großräumige Untersuchungen mit Fernerkundungsmethoden konnten einen systematisch kleineren Wolkentropfenradius (Han *et al.*, 1994) und eine erhöhte Wolkentropfenkonzentration (Han *et al.*, 1998) für Wasserwolken in der anthropogen beeinflussten Nordhemisphäre gegenüber der relativ unbeeinflussten Südhemisphäre feststellen. Ebenso wurden hohe Korrelationen zwischen den räumlich gemittelten Monatswerten der Aerosol-Optischen-Dicke und dem Wolkentropfenradius (negative Korrelation) sowie der optischen Dicke von niedrigen Wolken (positive Korrelation) gefunden (Wetzel und Stowe, 1999; Nakajima *et al.*, 2001), welche auch den indirekten Aerosoleffekt belegen. Dagegen konnte die nach dem indirekten Aerosoleffekt erwartete erhöhte Rückstreuung in dem Hemisphärenvergleich von Han *et al.* (1998) nicht identifiziert werden. Auch Untersuchungen der Aerosol-Anzahl-Konzentration mit dem monatlichen Mittelwert der Wolkenalbedo, als eine Funktion des Abstandes vom Kontinent, zeigten keinen oder nur einen sehr schwachen Zusammenhang (Falkowski *et al.*, 1992; Kim und Cess, 1993).

In den folgenden zwei Beispielen wird mit Hilfe von Trajektorien und mikrophysikalischen Wolkengrößen aus Satellitenmessungen der indirekte Aerosoleffekt diskutiert.

Es wurden Stratokumuluswolken mit unterschiedlichen Luftmasseneinfluss über den Ozean untersucht. Hierzu wurden zwei Fallbeispiele vom 29.05.2001 und 08.09.2001 ausgewählt. Die Eigenschaften der Wolken wie der Flüssigwassergehalt, die geometri-

sche Dicke, der Effektivradius sowie die Wolkentropfenkonzentration wurden aus Satellitendaten abgeleitet, wohingegen die Aerosolbelastung in dem Wolkenfeld mit Hilfe von Trajektorienrechnungen (Wapler *et al.*, 2003) bestimmt wurde. Die Wolkenfelder sind einerseits maritim und andererseits kontinental geprägt. Ein Vergleich zwischen diesen liefert einen Aufschluss über die Unterschiede ihrer Rückstreuverhalten und verdeutlicht die Schwierigkeit der Trennung des Einflusses der Aerosole auf den Strahlungsfluss von den anderen Faktoren.

Die Trajektorien wurden mit dem Trajektorienmodell HYSPLIT4 (Draxler, 2002) berechnet und die Aerosolbelastung von Wapler *et al.* (2003) abgeschätzt, wobei es nur eine Unterscheidung zwischen kontinental oder maritimen Aerosol gibt. Die Aerosolbelastung wurde entlang der Trajektorie bestimmt. Dabei setzt sich die Aerosolkonzentration $N(t)$ einer Luftmasse zu einem Zeitpunkt t aus der bisherigen Partikelkonzentration $N(t - \Delta t)$, der Deposition ΔN_D und der Durchmischung mit der Umgebungsluft und der damit verbundenen Abgabe oder Aufnahme von Aerosolpartikeln ΔN_E zusammen.

$$N(t) = N(t - \Delta t) + \Delta N_D + \Delta N_E \quad (5.3)$$

Der Grad der Aerosolbelastung wird dann wie folgt bestimmt.

$$TALP(t) = \frac{N(t)}{N_{max}} \quad (5.4)$$

Der *TALP* (*Trajectory Aerosol Load Parameter*) ist damit eine normierte Größe, die sich auf die maximal mögliche Aerosolkonzentration (N_{max}) bezieht.

Die Ableitung der Wolkenparameter basiert auf dem Modell des adiabatischen Tropfenwachstums innerhalb der Wolke. Sie wurde am Institut für Weltraumwissenschaften der Freien Universität entwickelt (Schüller *et al.*, 2000) und operationell auf MODIS-Daten angewendet (Schüller *et al.*, 2005). Zusätzlich wurden MODIS-L2 Produkte verwandt, um den Effektivradius und die optische Dicke der Wolke mit zu berücksichtigen (Platnick *et al.*, 2003).

5.1 Fallbeispiel: 29.05.2001

Das erste Beispiel beruht auf dem MODIS-Überflug vom 29.05.2001 um 12:10 UTC. Die untersuchte maritime Stratokumulusbewölkung befindet sich nördlich der Kanarischen Inseln. Die Herkunft und Zusammensetzung der Luftmasse innerhalb der Szene unterscheidet sich deutlich (siehe Abb. 5.1, rechts; Anhang B). An der afrikanischen Küste wird der höchste Aerosolgehalt ermittelt. Die Luftmasse wurde über das Atlas-Gebirge advehiert. Die dadurch mitgeführten Wüstenaerosole sind hydrophob und beeinflussen nicht die Wolkenbildung (siehe Abb. 5.1, links), da sie als Kondensationskerne nicht geeignet sind. Ein weiteres Maximum des Aerosolgehaltes findet sich bei 20° westlicher Länge. Hier wurde die Luftmasse über Portugal bodennah transportiert (kontinental geprägt). Das Gebiet zwischen den beiden Maxima kann als maritim charakterisiert werden. Das Luftpaket bewegte sich über den Golf von Biskaya und Frankreich und befand sich in größerer Höhe über dem Erdboden, so dass es kaum Aerosolpartikel enthält.

Die Wolkentropfenkonzentration, der Flüssigwasserpfad und der aufwärtsgerichtete Strahlungsfluss sind in Abbildung 5.1 und 5.2 wiedergegeben. Deutlich zu erkennen ist der Zusammenhang des Flüssigwasserpfades der Wolke mit der Rückstreuung der Wolke. Im Bereich des Maximums der Wolkentropfenkonzentration ist dieser Zusammenhang nicht erkennbar. Für eine genauere Einschätzung wurde der Querschnitt auf der geographischen Breite von 30° Nord in Abbildung 5.3 gegeben. Die rote Kurve stellt die Wolkentropfenkonzentration mit einem deutlichen Maximum auf dem 20. Längengrad dar. Auffällig ist der Anstieg des aufwärtsgerichteten Strahlungsflusses bei Abnahme des Flüssigwassergehalts bei 20° nördlicher Länge. Um den Anstieg des Strahlungsflusses noch deutlicher zu zeigen, ist die geographische Länge in zwei Gebiete unterteilt worden. Das kontinental geprägte Gebiet wurde von 20,5° bis 19,5° nördliche Länge und das maritim geprägte Gebiet von 18° bis 12° nördlicher Länge definiert. Diese sind in Abbildung 5.4 gegenübergestellt. Die roten Punkte repräsentieren die kontinental geprägte Luftmasse und die schwarzen Punkte die maritim geprägte Luftmasse. Der Strahlungsfluss wurde in Bezug auf die einzelnen Wolkenparameter aufgetragen. Das Reflexionsvermögen der kontinental geprägten Luftmasse ist höher als der maritim geprägten Luftmasse bei gleichen Flüssigwasserpfad und gleicher geometrischer Dicke.

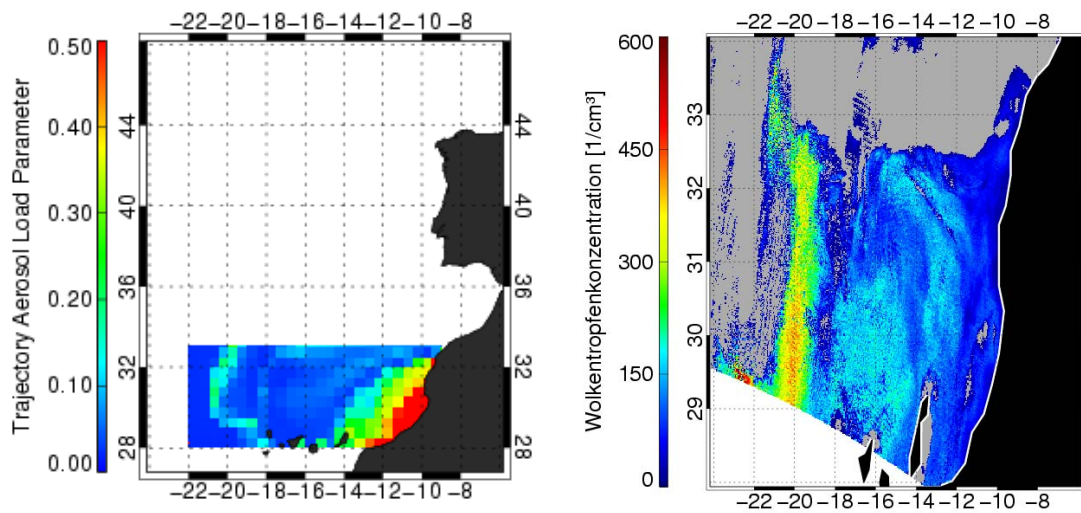


Abb. 5.1: *Links*: Aus den Rückwärtstrajektorien vom 29.05.2001 um 12 UTC im Gebiet 22° bis 9° westlicher Länge und 28° bis 33° nördlicher Breite abgeleiteter *Trajectory Aerosol Load Parameter* von Wapler (2003); *Rechts*: Aus MODIS-Messungen abgeleitete Wolkentropfenkonzentration vom 29.05.2001

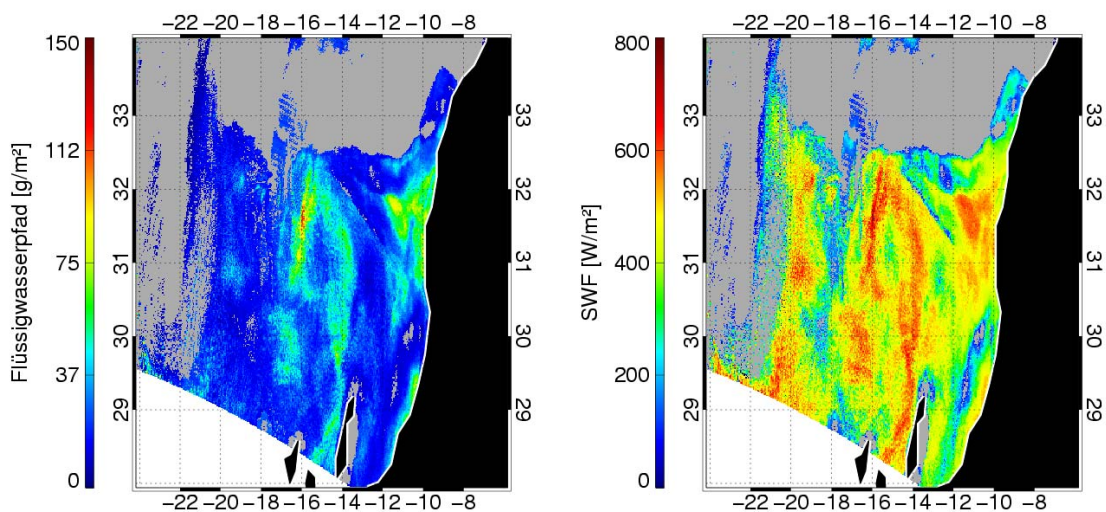


Abb. 5.2: Flüssigwasserpfad (*links*) und aufwärtsgerichteter Strahlungsfluss (*rechts*) für den 29.05.2001 aus MODIS-Messungen

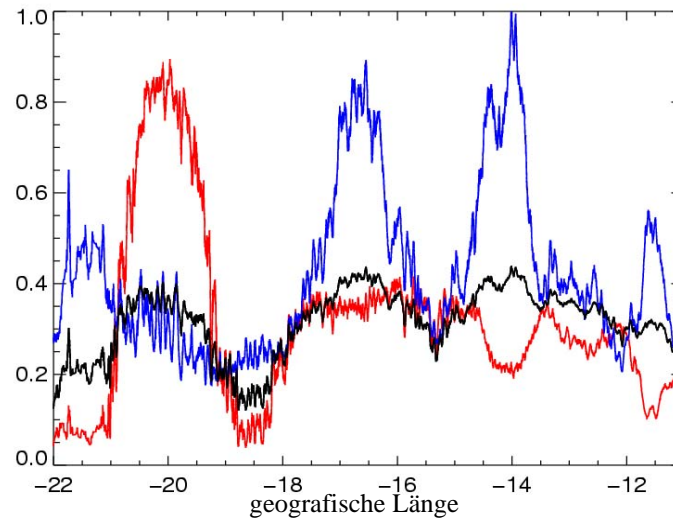


Abb. 5.3: Vergleich zwischen der Wolkentropfenkonzentration (*rote Linie, normiert mit dem größten auftretenden Wert*), dem Flüssigwasserpfad (*blaue Linie, normiert mit dem größten auftretenden Wert*) und dem aufwärtsgerichteten Strahlungsfluss (*schwarze Linie, normiert mit der Solarkonstante*) aus MODIS-Daten entlang des 30. Breitengrades

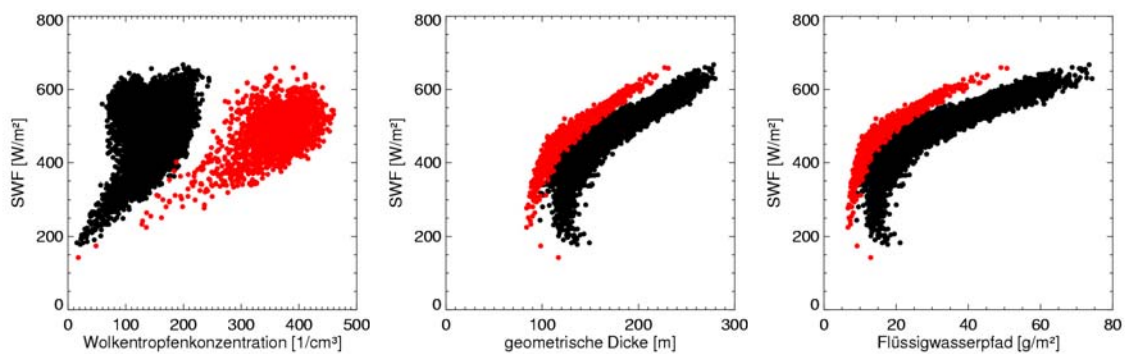


Abb. 5.4: Strahlungsfluss gegenüber der Wolkentropfenkonzentration (*links*), der geometrische Dicke (*mitte*) und dem Flüssigwasserpfad (*rechts*) aus MODIS-Daten vom 29.05.2001; *Rote Punkte*: kontinental geprägte Gebiet von 20,5° bis 19,5° nördliche Breite; *Schwarze Punkte*: maritim geprägte Gebiet von 18° bis 12° nördlicher Breite

Die Zunahme des Strahlungsflusses wurde abgeschätzt, indem aus den zwei definierten Gebieten Werte gleicher Flüssigwasserpfade und geometrischer Dicke verglichen wurden (Tab. 5.1). Damit wurde eine Steigerung des Strahlungsflusses von 14% bis zu 25% berechnet, mit der Annahme, dass die meteorologischen Bedingungen vergleichbar sind.

Twomey *et al.* (1984) schätzten den indirekten Aerosoleffekt mit einer Zunahme der Wolkenalbedo bis 30% ab.

| | F_{mar} [W/m ²] | $F_{\text{mar}}-F_{\text{kon}}$ [W/m ²] | CDNC_{mar} [1/cm ³] | $\text{CDNC}_{\text{mar}}-\text{CDNC}_{\text{kon}}$ [1/cm ³] |
|---|---|--|--|---|
| LWP = 20 [g/m ²] H = 143 [m] | 387 | -113 | 125 | -217 |
| LWP = 30 [g/m ²] H = 176 [m] | 465 | -99 | 140 | -200 |
| LWP = 40 [g/m ²] H = 203[m] | 526 | -90 | 139 | -202 |
| LWP = 50 [g/m ²] H = 228 [m] | 565 | -89 | 133 | -203 |

Tab.5.1: Differenz der räumlichen Mittelwerte aus dem maritim geprägten Gebiet (mar) und dem kontinental geprägten Gebiet (kon) für den aufwärtsgerichteten Strahlungsfluss (F) und die Wolkentropfenkonzentration (CDNC) bei konstantem Flüssigwasserpfad (LWP) und konstanter geometrischer Dicke (H).

5.2 Fallbeispiel: 08.09.2001

Ein weiteres Fallbeispiel stammt vom MODIS-Überflug am 08.09.2001 um 11:30 UTC. Im Bereich zwischen 36° und 40° nördliche Breite zeigt die abgeleitete Wolkentropfenkonzentration einen starken West-Ost Gradienten zur portugiesischen Küste hin. Die berechneten Trajektorien in Abbildung 5.5 zeigen, dass die Luft über den Nordwesten der Iberischen Halbinsel geleitet wurde und damit kontinentalen Einfluss besitzt, während die westlichen Trajektorien über dem Ozean verlaufen (siehe Anhang B). Zusätzlich zu dem Flüssigwasserpfad und dem Strahlungsfluss (Abb. 5.6) wurde das MODIS-L2 Produkt, der Effektivradius (Abb. 5.7, links), betrachtet. Bei hoher Wolkentropfenkonzentration zeigt der Effektivradius kleine Werte, dieser Zusammenhang ist entsprechend dem indirekten Aerosoleffekt.

Die berechnete Aerosolbelastung wird entlang des 38. Breitengrades mit der Wolkentropfenkonzentration verglichen (siehe Abb. 5.7, rechts). Zur Veranschaulichung sind die Werte mit ihrem Maximalwert normiert. Der Anstieg der Aerosolkonzentration findet sich auch in der Wolkentropfenkonzentration an derselben geographischen Lage wieder. Ebenso wurde in Abbildung 5.8 der Effektivradius, der aufwärtsgerichtete Strahlungsfluss und der Flüssigwasserpfad aufgetragen. Erkennbar ist ein Rückgang der Partikelgrö-

ße bei gleichzeitigem Ansteigen der Aerosolbelastung. Das höhere Angebot an Kondensationskernen führt zu einer Zunahme von kleinen Tropfen und damit folgerichtig zum indirekten Aerosoleffekt.

Ein Einfluss auf die Rückstrahlung ist aus dieser Abbildung nicht erkennbar. Die Strato-kumuluswolke ist viel mächtiger als im vorherigen Beispiel, und die Abnahme des Flüssigwassergehalts sowie die geometrische Dicke der Wolke ist stärker ausgeprägt. Um die Überlagerung der Effekte besser zu trennen, wurde der betrachtete 38. Breitengrad wieder in ein kontinental geprägtes und ein maritim geprägtes Gebiet unterteilt (17,5° bis 16,5° nördlicher Breite, 18,5° bis 17,5° nördlicher Breite). Die abgeschätzte Änderung des Strahlungsflusses bei gleichem Flüssigwasserpfad und geometrischer Dicke beträgt bis zu 10% (Siehe Tab.5.2).

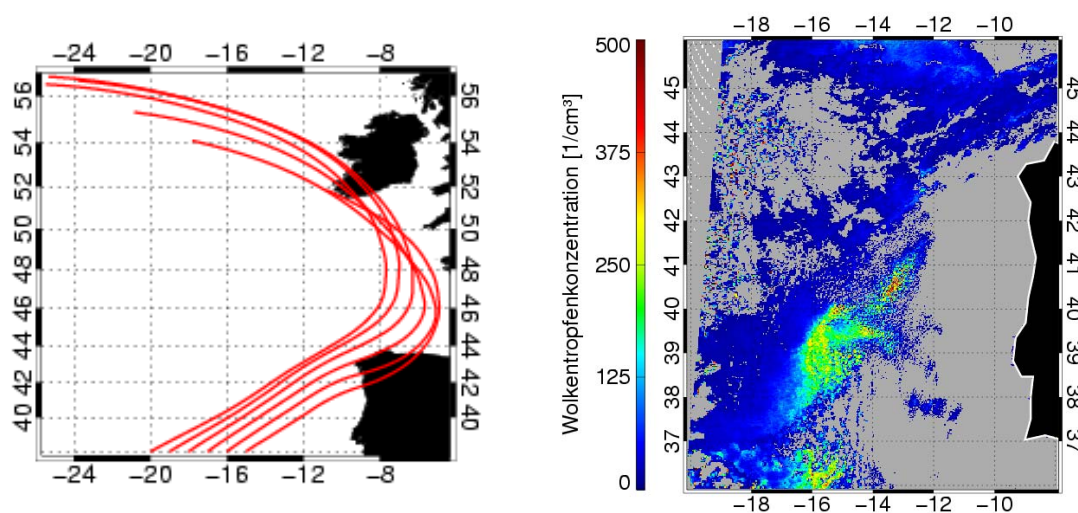


Abb. 5.5: *Links*: Rückwärtstrajektorien für diverse Endpunkte entlang des 38. Breitengrades für den 08.09.2001 um 12:00 UTC in einer Höhe von 1000 m von Wapler (2003); *Rechts*: Aus MODIS-Daten am 08.09.2001 abgeleitete Wolkentropfenkonzentration

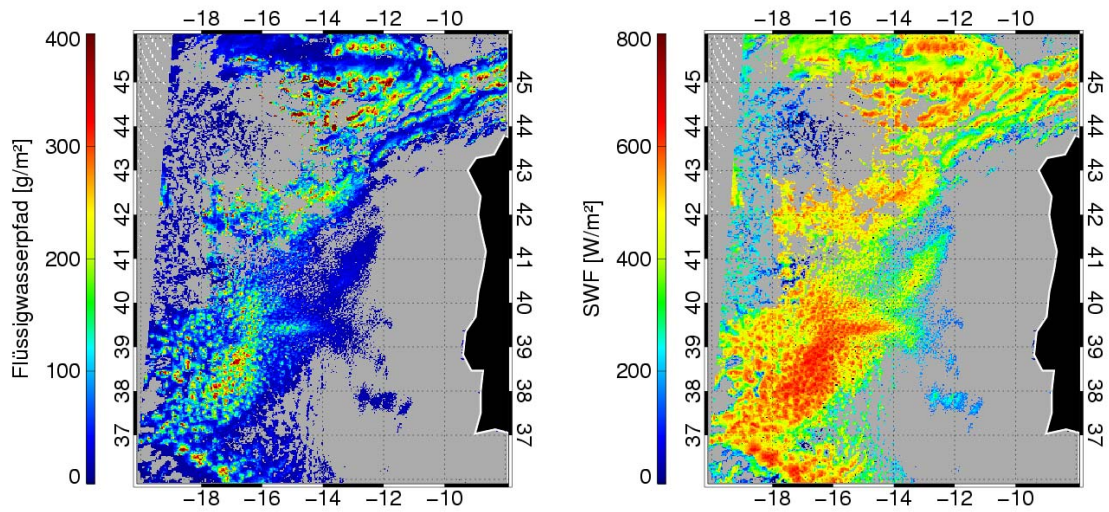


Abb. 5.6: *Links*: Flüssigwasserpfad; *Rechts*: aufwärtsgerichteter Strahlungsfluss für den 08.09.2001 aus MODIS-Messungen

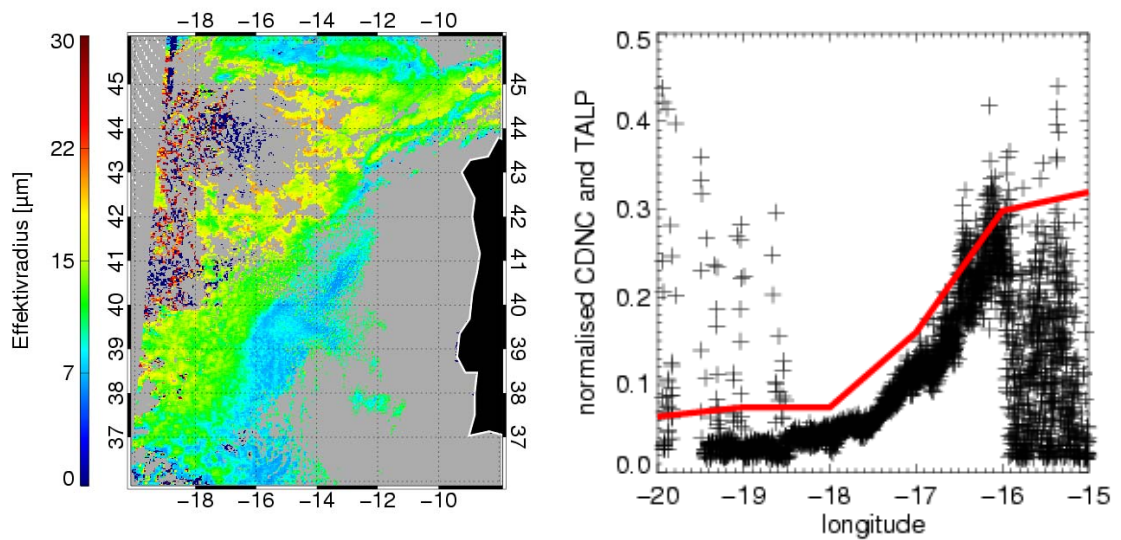


Abb. 5.7: *Links*: Effektivradius aus MODIS-L2 Daten; *Rechts*: Vergleich zwischen der Wolkentropfenkonzentration aus MODIS-Messungen (*schwarze Kreuze*) entlang des 38. Breitengrad und dem TALP (*rote Linie*) für den 08.09.2001 von Wapler (2003)

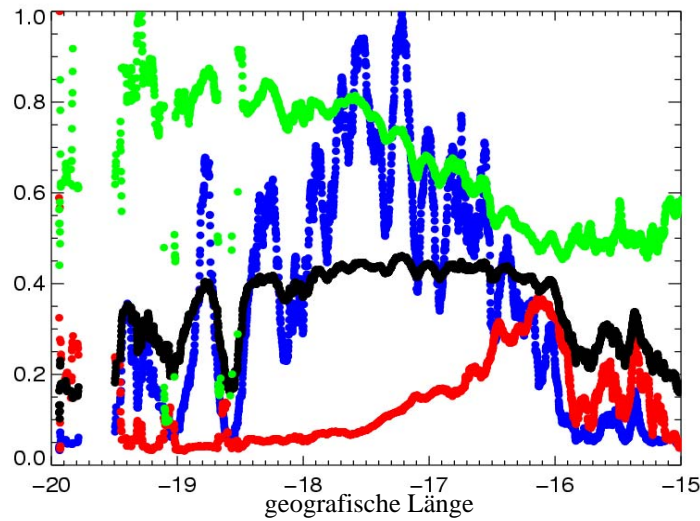


Abb. 5.8: Vergleich zwischen der Wolkentropfenkonzentration (*rote Linie, normiert mit dem größten auftretenden Wert*), dem Flüssigwasserpfad (*blaue Linie, normiert mit dem größten auftretenden Wert*), dem aufwärtsgerichteten Strahlungsfluss (*schwarze Linie, normiert mit der Solarkonstante*) und dem Effektivradius (*grüne Linie, normiert mit dem größten auftretenden Wert*) aus MODIS-Daten entlang des 38. Breitengrades

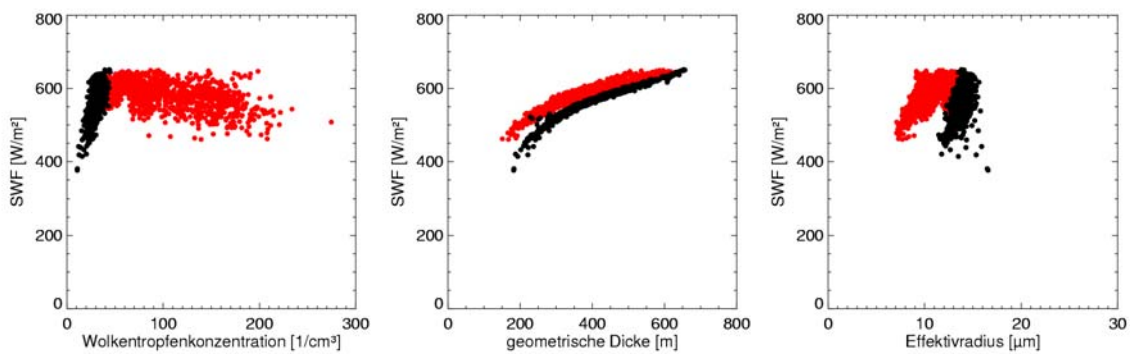


Abb. 5.9: Strahlungsfluss gegenüber der Wolkentropfenkonzentration (*links*), der geometrischen Dicke (*mitte*) und dem Effektivradius (*rechts, MODIS-L2 Daten*) für den 08.09.2001 aus MODIS-Daten; *Rote Punkte*: kontinental geprägtes Gebiet von 17,5° bis 16,5° nördliche Breite; *Schwarze Punkte*: maritim geprägtes Gebiet von 18,5° bis 17,5° nördlicher Breite

| | F_{mar} [W/m ²] | $F_{\text{mar}}-F_{\text{kon}}$ [W/m ²] | CDNC_{mar} [1/cm ³] | $\text{CDNC}_{\text{mar}}-\text{CDNC}_{\text{kon}}$ [1/cm ³] |
|--|---|--|--|---|
| LWP = 45 [g/m ²] H = 220 [m] | 458 | - 56 | 22 | -143 |
| LWP = 75 [g/m ²] H = 281 [m] | 506 | -43 | 24 | -106 |
| LWP = 95 [g/m ²] H = 315[m] | 527 | -38 | 29 | -87 |
| LWP = 115 [g/m ²] H = 347 [m] | 545 | -33 | 31 | -79 |

Tab.5.2: Differenz der räumlichen Mittelwerte aus der maritim geprägten Luftmasse (mar) und der kontinental geprägten Luftmasse (kon) für den aufwärtsgerichteten Strahlungsfluss (F) und die Wolkentropfenkonzentration (CDNC) bei konstantem Flüssigwasserpfad (LWP) und konstanter geometrischer Dicke (H).

Die vorgestellten Ergebnisse konnten qualitativ eine Erhöhung des aufwärtsgerichteten Strahlungsflusses in direktem Zusammenhang mit den veränderten mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken durch eine Kontinentalisierung der Luftmasse zeigen. Das unterstützt die Theorie des indirekten Aerosoleffektes. Wobei die abgeschätzten Größen der bewirkten Rückstreuung jeweils etliche Unsicherheiten in sich tragen, da die Referenzwerte nicht unbeeinflusst von der meteorologischen Situation sind. Weiterhin haben die Satelliten-Verfahren zur Ableitung der mikrophysikalischen Parameter Einschränkungen, da sie auf idealisierten Annahmen, wie z.B. dem adiabatischen Tropfenwachstum, basieren. Zur Zeit können die Verfahren nur für Stratokumulusbewölkung über dem Ozean angewandt werden. Um den indirekten Aerosoleffekt besser zu quantifizieren, ist es wichtig, die beobachteten Ergebnisse mit *in situ* Messungen zu validieren.

Zusammenfassend konnte mit diesen Beispielen gezeigt werden, dass die aus Satellitenmessungen bestimmten mikrophysikalischen Parameter der Wolke sowie der aufwärtsgerichtete Strahlungsfluss zusammen mit den Trajektorienrechnungen, die die Herkunft der Luftmassen bestimmen, geeignet sind, den indirekten Aerosoleffekt zu untersuchen. Weiterführend wäre damit eine Langzeitbeobachtung des indirekten Aerosoleffekts denkbar und die Möglichkeit gegeben, den bedingten Strahlungsantrieb zu bestimmen, der gegenwärtig in den globalen Klimamodellen eine große Unsicherheit darstellt (IPPC, 2001).

