

Zusammenfassung

Erhöhung der Aerosolkonzentration über dem Ocean kann tiefliegende Bewölkung erhöhen durch verhindern von Niessel (ein Prozess der den Wassergehalt und die Energie von marinen Wolken). Die Erhöhung des globalen Albedo durch eine Verringerung der Tropfengrösse trägt bei zu einer Kühlung der Erdoberfläche.

Twomey et al. argumentiert, dass eine Erhöhung der Aerosole durch natürliche oder anthropogene Effekte die Reflektivität der Wolken erhöhen kann durch die Erhöhung der Anzahl Wolkenkondensationskeime (CCN, englisch: cloud condensation nuclei). Über dem Ocean weg vom kontinentalen Einfluss hat es weniger CCN, jede Erhöhung der CNN kann einen signifikanten Einfluss auf die Mikrophysik der Wolken und dadurch auf das Klima haben. Schiffsrouten (Ship trails) zeigen offenkundig, dass unter zweckmässigen (gewissen) Bedingungen eine Erhöhung der Aerosole die Reflektion von tiefen marinen Stratocumulus Wolken lokal erhöht wird. Charlson et al. diskutierten die Möglichkeit einer Interaktion zwischen Wolkenreflektion und der Produktion von Dimethylsulfiden (DMS) durch Phytoplankton und die möglichen Einflüsse auf das Klima. Im allgemeinen sind die Effekte von Wolkenprozessen auf das Klima noch nicht gut verstanden.

Obgleich der Effekt der den Aerosolen in Bezug auf die Wolkenreflektion nachgesagt wird, wurde die Auswirkungen der Aerosol auf die Menge der Bewölkung wenig Beachtung geschenkt. In früheren Studien wurde angenommen das der Anteil an flüssigem Wasser bei Erhöhung der Aerosole konstant bleibt. Die Möglichkeit dass der Gehalt an flüssigem Wasser mit der CCN Konzentration ändern könnte wurde von Charlson et al. in betracht gezogen und sie bemerkten dass dieser Effekt schwierig zu quantifizieren sei. Twomey et al. argumentierten, dass die Veränderung des globalen Albedo durch die Veränderung des Bewölkungsgrad erfolgt, dieser Effekt könnte jedoch durch eine Veränderung des langwelligen Strahlungsbuget kompensiert werden. Solch ein Gleichgewicht könnte der Fall sein für hohe (obere Troposphäre) Wolken, wenn nur

das Strahlungsbudget in der oberen Atmosphäre berücksichtigt wird. Die vertikale Verteilung der Strahlungserwärmung und das Oberflächenenergiebudget reagieren empfindlich auf den Bedeckungsgrad. Zusätzlich führt jede Änderung des Bedeckungsgrades der tiefen Wolken, welche sich über grossen Teile der Tropen und Subtropen bilden und stark verbunden sind mit dem marinem atmosphärischen Grenzschicht, zu einer Beeinflussung des totalen Strahlungsbudget, weil eine Veränderung des Bewölkungsgrades von tiefen Wolken einen kleinen Einfluss auf die Emission von langwelligen Strahlen in den Weltraum haben aber einen grossen Einfluss auf die Menge an in den Weltraum zurück reflektierter Sonnenstrahlung. Randall et al. haben argumentiert das eine 4% Erhöhung des Bewölkungsgrad von marinen Stratocumuluswolken eine Erwärmung, welche durch eine Verdoppelung der CO₂ Konzentration erzielt wird, ausgleichen könnte.

In diesem Report, diskutiere ich die Relation zwischen der CCN Konzentration und des Bewölkungsgrad durch marine Stratocumuluswolken und Schönwettercumuluswolken. Der Mechanismus den ich vorschlage ist eine Verbindung zwischen Bewölkungsgrad und Aerosol Ausfällung, welche für tiefe Wolken vorallem in der Form von Nieselregen vorkommt. Ich vermute, dass in ozeanischen Regionen die CCN Konzentration tief ist und eine Erhöhung der CCN Konzentration die mittlere Tropfengrösse verringert, welche die Nieselregen Produktion verringert und dadurch auch zu einer Erhöhung des Flüssigwassergehalt der Wolken und des Bewölkungsgrad führt.

Die umfangreichen marinen Stratocumuluswolken tragen einen Drittel zum globalen Albedo bei. Diese sind normalerweise bedeckt durch eine starke Inversion und erhalten ihre vertikale Durchmischung welche meistens durch Kühlung auf Grund von Abstrahlung an der Wolkenobergrenze angetrieben wird. Die Stratuscumulusdecke bricht oft auf und gibt eventuell den Weg frei für tiefe Cumuli entlang welche dem Strom entlang der Ostseite der subtropischen Hochs folgen. Der geographische Ort des Übergang von Stratocumulus zu Cumulus und der Bewölkungsgrad

verbunden mit den Passatwinden Cumuli sind zwei wichtige Faktoren die den Bewölkungsgrad von tiefen Wolken über den Ozeanen regulieren.

Tiefe marine Wolken regnen leichter aus als kontinentale Wolken. Obwohl Stratocumulus Woken typische Höhen von nur 250 bis 500 m haben, können sie oft ausregnen. Battan und Braham registrierten Radarechos welche auf eine Ausregnung hinweisen, von ozeanischen Cumuluswolken mit einer Wolkenobergrenze von maximal 2000 m in der Nähe von Puerto Rico, im Gegensatz dazu wurden über dem Zentrum der Vereinigten Staaten Echos registriert von Wolken mit einer Obergrenze von über 4000 m. Squires folgerte daraus das die Differenz der Ausregnungshöhe zwischen kontinentalen und marinen Wolken im Zusammenhang zu der Differenz der CCN Konzentration steht. Grössere Wolkentröpfchen ($r \geq 15 \mu$) wurden in tiefen warmen Cumuluswolken beobachtet, wenn die CCN Konzentration klein war. Die Simulation von warmen Wolken von Takahashi für Wolken mit einer Höhe von etwa 1.5 km zeigt, dass die Nieselproduktion signifikant abnimmt sobald die CCN Konzentration grösser als 150 cm^{-3} wird. Twomey und Wojciechowski bemerkten, dass gesteigertes Ausregnen über dem Ozean zu der tiefen CCN Konzentration über dem Ozean führt. Dieses Modell und die Beobachtungen legen nahe, dass die CCN Konzentration wichtig ist für die Bildung von Niesel in den tiefen Wolken.

Die Nieselbildung in marinen Stratocumulus Wolken könnten einen grossen Effekt auf den Flüssigwassergehalt haben. In einem Wolkensystem vor California welches am 13. Juni 1976 mittels Flugzeugmessungen untersucht wurde, wurde eine Ausregnung von etwa 1 mm pro Tag abgeschätzt. Die Entfernung von Wasser durch Ausregnung war etwa gleich wie die Aufnahme von Feuchte an der Grenzschicht durch Verdunstung aus dem Ozean. Falls keine vertikale Ausgleichsströmung von Wasserdampf stattfindet, wird bei dieser Ausregnungsrate die Wolke in etwa 1 Stunde ausgegnet sein. Die Tröpfchenkonzentration war etwa 30 bis 40 cm^{-3} und die Tröpfchenverteilung(???) war deutlich. Dies ist besonders interessant weil im sichtbarem Satellitenbild deutlich einige Schiffsrouten in der Nähe der Flugzeugmessungen sichtbar waren. Im Gegensatz dazu wurden auf zwei anderen Flügen (5. und 17. Juni) keine Schiffsrouten beobachtet, die Tröpfchen-

verteilung war näher als am 13. Juni und kein Niesel wurde beobachtet. Die tiefe Tropfen Anzahl und das breite Spektrum am 13. Juni unterstützen die Idee dass Schiffsrouten in Regionen mit tiefer CCN Konzentration (????? hä also wie nun Schiffsroute führen zu Niesel und einer hohen tropfen anzahl dachte ich (viele aerosole viele tropfen da viele CCN)).

Teife CNN Konzentrationen scheinen wichtig zu sein für die Entstehung von Niesel in tiefen Wolke. Mikrophysikalische Beobachtungen in marinen Stratocumuluswolken im Rahmen von FIRE (First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment) zeigen eine inverse Beziehung zwischen Tröpfchengrösse und der Tröpfchenkonzentration (besser Anzahl was ist genau gemeint mit droplet concentrations???) (Abbildung 1 und Tabelle 1) und die Häufigkeit mit der Niesel auftritt steigt, wenn die Tröpfchenkonzentration abnimmt. Diese Beobachtungen sind konsistent mit den annahmen von Hudson das tiefer CCN Konzentrationen die Ausregnung in Stratuswolken erhöhen können. Die Erhöhung des Tröpfchengrössenspektrums in marinen Wolken???... Mischung bei der Wolkenobergrenze. Nicholls verwendete ein Modell um zu zeigen, dass die Bildung von einigen grösseren Tröpfchen ausreichte damit merklich mehr Niesel entsteht. Diese grösseren Tröpfchen haben eine relativ lange Lebensdauer in der Wolke auf Grund von zufälligen turbulenten Bewegungen und sie wachsen auf Grund von Kollision und Vereinigungsprozessen. Konsequenterweise ist eine Verbreiterung des Tröpfchengrössenspektrum in marinen Wolken wichtig für das Wachstum von grösseren Tröpfchen. Tröpfchenspektren von kontinentalen Wolken können aber dennoch näher bleiben, wenn trockenere Luft hinzukommt und in die Wolke gemischt wird.

Niesel welcher die Oberfläche (welche???) erreicht entfernt CCN aus der Grenzschicht und hilft die tiefe CCN Konzentration aufrecht zu erhalten, welche begünstigt durch Auswaschung erreicht wird. Für eine ideale Stratocumulus Wolke mit einer Dicke von 250 m und einer Nieselregenrate von 1 mm pro Tag und einer Tröpfchengrösse mit einem mittlerem Radius von $100 \mu\text{m}$, wobei jedes Tröpfchen aus 1000 kleineren Tröpfchen entstanden ist, CCN werden entfernt aus der Wolkenschicht mit einer Rate von etwa 1000 cm^{-3} pro Tag auch wenn jedes schma-

lere Tröpfchen nur einen CCN enthält. In Regionen mit hoher CCN Konzentration, wird die Entfernung von Aerosol durch Nieselregen gehemmt, welches helfen kann die hohe Konzentration aufrecht zu erhalten.

Lokale Anpassung von Niederschlagsprozessen an Aerosole könnte helfen den Unterschiede zwischen Schiffsrouten und deren Umgebung aufrecht zu erhalten. Zum Beispiel zeigen Satelliten Bilder über einige Stunden von 14. July 1987 (Abbildung 2) gut erkennbare Schiffsrouten (ein „H“-Muster). Diese Bilder zeigen, dass Wolken sowohl innerhalb wie auch ausserhalb der Schiffsroute assoziiert sind mit stabilen Wolken von einem mikrophysikalischen Status. Die Einstellung der Auswaschungsrate durch Aerosolveränderung kann beitragen zu einer ersichtlichen Stabilität dieser zwei Wolken Zustände, da Unterschiede in den meteorologisch Bedingungen zwischen Zonen in denen Schiffe beobachtet werden und solchen in denen keine beobachtet werden auftreten. Radke et al. analysierte die Daten welche gesammelt wurden bei einer Durchdringung von Schiffsroutenwolken mit einem Flugzeug und fand eine Erhöhung im Flüssigwassergehalt und eine Verringerung in der Nieseltröpfchengrösse in der Schiffsroutenwolke relativ zur Umgebung. Gleichermassen ist die relative komplizierte horizontale Variation der Wolkenstruktur von marinen Stratocumuluswolken, welche oft in Beobachtungen von Satellitenbilder im sichtbaren Bereich gemacht wird, welche oft eine mehrstündige Lebensdauer haben und in einigen Fällen aufrechterhalten werden durch die Variation in der mikrophysikalischen Struktur der Wolken und nicht in der Variation der Temperatur, Feuchte und Wind.

Zusätzlich zu der direkten Entfernung von Wasser und CCN aus der Wolkenschicht, stabilisiert Niesel in Stratuswolken die Grenzschicht. Die Stabilisierung kommt daher, dass die Wolkenschicht durch kondensieren von Wasser erwärmt wird und zusätzlich Niesel in der unteren Wolkenschicht verdampft. Diese Stabilisierung führt zu einer vertikalen Mischung, dieser Prozess ist kritisch für die Aufrechterhaltung der marinen Stratocumuluswolken. Für eine Nieselrate von 1 mm pro Tag, eine Grenzschicht von 500 m Tiefe kann stabilisieren mit einer Rate von $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$ pro Tag(???). In einigen Fällen kann Verdunstung unterhalb der Wolkenuntergrenze

einen stabile Schicht von einer solchen Stärke bilden, dass sich die Wolke und die Schicht unterhalb der Wolke komplett entkoppeln. Weil Entkoppelung den Transport von Wasser von der Oberfläche zur Wolkenschicht limitiert, kann dies dazu führen, dass sich die Wolke nicht mehr auflösen kann. Dieser Prozess kann ein Mechanismus sein der dazu beiträgt marinen Stratuscumuluswolken in Passatcumuluswolken umzuwandeln während den Tiefwindströmungen äquatorwärts in den Subtropischenhochs(???).

Obwohl unser jetziges Verständnis ungenügend ist um die Umwandlung von Stratuscumuluswolken zu Passatcumuluswolken zu modellieren, kann der Effekt welcher Niesel haben könnte auf den Bewölkungsgrad verbunden mit den Passatcumuluswolken mit einem einfachen eindimensionalen Model der thermodynamischen Struktur der Grenzschicht der Passatwinde(???) abgeschätzt werden. In diesem Model repräsentiert die Struktur ein Bereich mit vielen (parametrisierten) konvektiven Elemente welches in einem typischen Gittermodel eines üblichen globalen Models angeordnet ist(???). Die Konvektion und der Strahlungsfluss sind parametrisiert. Ich habe das Model so modifiziert, dass Ausregnung eingeschlossen wird, dadurch dass zugelassen wird, dass ein Bruchteil des parametrisierten Wolkenwasser konvertiert wird und ausgewaschen wird und somit aus der Grenzschicht entfernt wird.

Obwohl der Bruchteil des Gebietes mit Schönwettercumuluswolken (Wolkenelemente welche in Verbindung gebracht werden mit aktivem aufsteigen) über dem Ozean nur ein paar Prozent zu jeder Zeit ist, kann der totale Bedeckungsgrad viel grösser sein, weil dieser passive (oder dynamisch inaktive) und aktive Wolkenelemente einschliesst(???). Obwohl nur aktive Wolken für den vertikalen Transport von Energie und Feuchte verantwortlich sind, sind passive und aktive Wolken wichtig für das Strahlungsbudget der Grenzschicht und Oberfläche(???). Der Anteil an passiven Wolken hängt kritisch von dem ursprünglichem Flüssigwassergehalt der Wolkenelemente und der relativen Feuchte in der Wolkenschicht ab. Dieser Effekt wird veranschaulicht durch die Parametrisierung des Bewölkungsgrad (FC) wobei $FC = (SR - 1)/(SR - RH)$ und SR ist das Verhältnis des totalen Wasser (Flüssig und Dampf) Mischungsverhältnis in der Wol-

ke zu dem gesättigten Mischungsverhältnis und RH ist die relative Feuchtigkeit der Umgebung. Wolkenelemente welche in einer Umgebung mit einer hohen relativen Feuchte (nahe bei 1) gebildet werden, werden eine lange Lebensdauer haben und somit zu einem grossem FC beitragen. Im Vergleich dazu werden Wolken welche mit einem kleinem Anfangsflüssigwassergehalt (SR nur knapp grösser als 1) mit einem kleinen FC assoziiert. Bei typischen Bedingungen über dem subtropischen Ozean ist RH zwischen 0.8 und 1.0 und SR kann zwischen 1.0 und 1.2 variieren. Für diesen Bereich der Variation ist FC empfindlich für Variationen in RH und SR und diese von Niesel.

Simulationen welche mit und ohne Auswaschung bei verschiedenen Wasseroberflächen gemacht wurden, bei Verwendung des oben beschriebenen Modells zeigen (Abbildung 3) für grosse Werte (welche die grossen vertikalen Geschwindigkeiten beschreiben???) D_0 von $5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, FC nimmt um 0.6 ab im Fall mit Auswaschung. Zusätzlich zur Reaktion des Bedeckungsgrades auf die Wasseroberflächentemperatur ist die Variation im Bedeckungsgrad wesentlich beeinflusst durch das aus- oder einschliessen von Auswaschung. Für eine schwächere Senkungsrate ($D_0 = 3 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, FC ist 1.0 bei allen Seeoberflächentemperaturen von 22° bis 30° C wenn Auswaschung nicht eingeschlossen wird, weil diese Bedingung eine tiefe Grenzschicht und eine gesättigte Wolke gibt. Mit Niesel (Abbildung 3) wird der Bedeckungsgrad über 0.40 reduziert. Zusätzlich wächst FC von 2.0 zu 0.6 (mit $D_0 = 5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) weil die Oberflächenwindgeschwindigkeit (welche die Oberflächenverdunstung regelt) von 3 auf 9 ms^{-1} steigt.

Wenn der Auswaschungsfaktor im Modell erhöht wird (was äquivalent ist zu einer Herabsetzung der CCN Konzentration) sinkt der Wassergehalt (SR) der Modellwolke (Abbildung 4). Dadurch ist weniger Wasser zur Verdunstung in der Wolkenschicht verfügbar, so dass diese Schicht trockener und wärmer wird relativ zum Fall oh-

ne Auswaschung. Dieser Effekt resultiert aus einer Verringerung von RH . Folglich resultiert eine Verminderung von Wolkenwasser durch Nieselregen in einer grossen Reduktion von FC wegen einer Reduktion von SR und RH . Die Sensitivität von FC gegenüber der Auswaschungseffizienzrate ist am grössten unterhalb von total Bedeckt und einer Auswaschungseffizienzrate von 0.4 bis $0.6 \text{ mm pro Tag(???)}$. Dieser Empfindlichkeitstest zeigt, dass Auswaschungseffizienz von tiefen Wolken abnimmt, FC und seine Sensitivität zu der Meerwasseroberflächentemperatur und der Oberflächewindgeschwindigkeit zunimmt.

Es ist schwierig den Effekt den Aerosolveränderungen auf den globalen Albedo haben zu quantifizieren, weil die Theorie der Nieselproduktion und seine Auswirkungen auf die Struktur von marinen Stratocumuluswolken und seine Rolle bei der Umwandlung von Stratocumuluswolken zu Passatcumuluswolken unvollständig sind. Zusätzlich modellieren die meisten Klimamodelle tief Wolken und Wolkenbildungsprozesse im allgemeinen nur grob. Zur Abschätzung des Albedos kann immerhin gesagt werden, dass aus einer 4% Erhöhung des Bewölkungsgrades eine Erhöhung des Albedos um 0.02 folgt, dies ist äquivalent zu dem was einer 30% Erhöhung der CCN Konzentration zugeschrieben wird. Weil Veränderung des Bedeckungsgrades und der Reflektion im Zusammenhang mit einer Änderung des Wolkenalbedo stehen, kann der Effekt der Verringerung von Niesel die Rückkopplung wie von Charlson et al. vermutet erhöhen. Aus der Perspektive des Klimamodells kann dieser Effekt entmutigend sein, weil das Wolkenproblem versucht wurde durch grossskalige thermodynamische und kinetische Felder zu beziehen. Falls hingegen Aerosole (CCN) eine signifikante Rolle bei der Modulation von Wolkenprozessen spielen und diese mit dem globalen Albedo verbunden sind, dann wurde eine Schwierigkeit mehr zu dem Wolkenproblem hinzugefügt.

cloud cover vs. amount of cloud
Bedeckungsgrad vs. ???