

LEX 2016: Bestimmung der Wolkenhöhe und der Wasserdampfsäule mittels Pyrgeometer

Lukas Kluft, Timorsha Rafiq-Dost
lukas.kluft@gmail.com, timorsha@live.de

Zusammenfassung—Pyrgeometer messen die aus dem Halbraum eintreffende atmosphärische Gegenstrahlung ($5\text{-}50\ \mu\text{m}$). Die Stärke der Gegenstrahlung hängt dabei vom Zustand der Atmosphäre sowie der Bewölkung ab. Eine dichte Bewölkung kann ebenso wie ein hoher Wasserdampfgehalt die langwellige Einstrahlung erhöhen. Im Zuge der Lehrexkursion wurde untersucht, ob diese Zusammenhänge genutzt werden können, um auf einfache Art und Weise meteorologische Zustandsgrößen abzuleiten.

1 GRUNDLAGEN

Der Zustand der Atmosphäre sowie die aktuelle Bewölkung haben einen starken Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erde. Wasserdampf in der Atmosphäre absorbiert terrestrische Strahlung sehr effektiv. Zusätzlich können Wasser- und Eisteilchen in Wolken durch Streuung die Abstrahlung verringern. Dadurch verändern Wolken die optische Dicke der Atmosphäre.

Diese physikalischen Zusammenhänge legen nah, dass die langwellige Einstrahlung Informationen über den Wassergehalt und die aktuelle Bewölkung enthält. Ziel ist es einerseits, über die Stärke der Einstrahlung eine Abschätzung der Wolkenbasistemperatur vorzunehmen. Unter zusätzlicher Annahme eines Temperaturprofils kann so die Höhe der Wolkenunterkante abgeschätzt werden. Des weiteren soll an wolkenfreien Tagen eine Aussage über den integrierten Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre getroffen werden.

2 MOTIVATION

Wolken gehören zu den variabelsten und inhomogensten Bestandteilen der Atmosphäre. Sie decken einen Größenbereich von einigen Metern, wie z.B Cumuluswolken, bis zu mehreren hundert Kilometern (Frontensysteme) ab. Zudem erstreckt sich auch die zeitliche Variabilität über mehrere Größenordnungen. Von flachen Schönwettercumulus, dessen Lebenszeit mehrere Stunden beträgt, bis zu mehreren Tagen bestehende Stratuswolken.

Die Existenz, Häufigkeit und die Art von Wolken im Allgemeinen sowie die Wolkenhöhe im Speziellen spielen eine eminent große Rolle für das Wetter und Klima. Neben Niederschlagsprozessen beeinflussen sie auch die Strahlungsbilanz der Erde. Die auf die Erde einfallende Solarstrahlung wird über Wolken und Atmosphäre teilweise in das Weltall zurückgeworfen, weshalb einige Wolkentypen zu Abkühlung des Planeten tendieren. Die abgegebene terrestrische Strahlung vom Erdboden, welche in Richtung Himmel gerichtet ist, wird von Wolken absorbiert. Die dadurch bereitgestellte Energie kann genutzt werden, um langwellige Strahlung in Richtung Erdoberfläche zurück zu emittieren. Wolken haben dementsprechend auch einen erwärmenden

Effekt auf die Erde und sind ausschlaggebend für den Treibhauseffekt (IPCC, 2013 [5]). Ob eine Wolke erwärmend oder abkühlend auf die Atmosphäre wirkt hängt entscheidend von der Albedo, der optischen Dicke und der thermischen Ausstrahlung, also der Wolkenhöhe ab.

Außerdem hat die Wolkenunterkante auch praktische Bedeutung, wie zum Beispiel in der Luftfahrtberatung. Bei Sichtflugbedingungen etwa darf eine gewisse Wolkenuntergrenze nicht unterschritten werden.

Hinsichtlich der Wichtigkeit der Wolkenhöhe wurden im Rahmen der Lehrexkursion (LEX) auf Fehmarn Strahlungsmessungen mit einem Pyrgeometer durchgeführt. Pyrgeometer messen dabei die aus dem Halbraum eintreffende atmosphärische Gegenstrahlung in einem Wellenlängenbereich zwischen $5\ \mu\text{m}$ und $50\ \mu\text{m}$. Die Grundidee und Motivation dieses Versuches liegt darin, das Leistungspotenzial und die Fähigkeiten eines einfachen Messinstruments wie einem Pyrgeometer zu testen. Die langwellige Einstrahlung und die Temperatur, welche mittels Pyrgeometer beziehungsweise einem Thermometer ermittelt werden, sind jene Messgrößen, die für diesen speziellen Versuch von Bedeutung sind. Es soll geklärt werden, inwiefern und mit welcher Genauigkeit es möglich ist, atmosphärische Zustandsgrößen aus diesen einfachen Messgrößen abzuleiten.

Im Folgenden werden dafür zunächst der zugrunde liegende Messaufbau vorgestellt (Abschnitt 3). Abschnitt 4 erläutert den über die Messperiode gewonnenen Datensatz. Darauf folgend werden die Ergebnisse des Projekts präsentiert. Die Konzentration liegt einerseits in der Ermittlung der Wolkenbasishöhe (Abschnitt 6) sowie in der Bestimmung des integrierten Wasserdampfgehalts der Atmosphäre (Abschnitt 7). Abschließend folgen in Abschnitt 8 und 9 ein Fazit sowie ein kurzer Ausblick.

Eine Sammlung der verwendeten Skripte zur Durchführung der Strahlungstransfersimulationen sowie der anschließenden Auswertung findet sich frei zugänglich auf GitHub¹.

1. <https://github.com/lkluft/cloud-base>

3 MESSAUFBAU



Abbildung 1. Aufbau des Strahlungsgartens.

Für die Messung der Strahlung wurde eine Strahlungsstation (Strahlungsgarten) auf einer Wiese installiert. Der genaue Messaufbau des Strahlungsgartens kann der Abbildung 1 entnommen werden. Auf der Wiese wird die Ein- und Ausstrahlung sowohl in langwelligen als auch kurzweligen Teil des Frequenzspektrums gemessen. Für die langwellige Strahlung aus dem oberen und unteren Halbraum werden Pyrgeometer und für die kurzwellige Strahlung Pyranometer verwendet. Die Instrumente befinden sich etwa einen Meter über der Erdoberfläche. Zusätzlich dazu wurde in unmittelbarer Nähe ein Schattenring aufgestellt, um den diffusen Anteil der kurzweligen Einstrahlung zu bestimmen. Die exakten geographischen Positionen des Schattenringes sowie des Strahlungsgartens können der Tabelle 1 entnommen werden.

Tabelle 1
GPS-Koordinaten des Strahlungsgartens und des Schattenrings.

Geräte	Koordinaten Nord	Koordinaten Ost
Schattenring	N 54° 29.677'	E 11° 14.414'
Strahlungsgarten Nord	N 54° 29.679'	E 11° 14.425'
Strahlungsgarten Mitte	N 54° 29.678'	E 11° 14.427'
Strahlungsgarten Süd	N 54° 29.676'	E 11° 14.425'

Zusätzlich wurden ein Ceilometer von VAISALA und das Mikrowellenradiometer HATPRO als Referenz genutzt, um die aus den Messungen des Pyrgeometers abgeleiteten Ergebnisse vergleichen zu können. Das Ceilometer und Radiometer sind ebenfalls auf der Wiese in unmittelbarer Nähe zum Strahlungsgarten betrieben wurden. Das Ceilometer sendet Laserimpulse aus. Diese werden von Wolken und Staubpartikeln zurückgestreut. Das zurückgestreute Laserlicht wird im Messgerät detektiert. Aus der Laufzeit der Signale und der Lichtgeschwindigkeit wird die Entfernung zum Ort der Streu-

ung berechnet. Somit lässt sich die Höhe der Wolkenunterkante hochauflösend bestimmen.

Das HATPRO misst die thermische Ausstrahlung der Atmosphäre. Durch eine entsprechende Auswahl der Empfangsfrequenzen kann die Emission von Mikrowellenstrahlung bestimmter Spurengase, von Flüssigwasser sowie von Eiskristallen empfangen werden. So befindet sich beispielsweise bei Frequenzen von 20 bis 30 GHz ein schwaches Absorptionsband von Wasserdampf. Messungen der Strahlungstemperatur an der Flanke dieses Absorptionsbandes erlaubt eine Abschätzung des Gesamt-wasserdampfgehalts (Integrated Water Vapour *I WV*), sowie eine Abschätzung des Wasserdampfprofiles (jedoch in geringer vertikaler Auflösung). Die aufgenommenen Wolkenbasishöhen und der *I WV* vom Ceilometer bzw. HATPRO dienen im folgenden als Referenzdaten.

Das Messgelände ist durch diverse Besonderheiten gekennzeichnet: In südlicher Richtung vom Messaufbau befindet sich ein Funkturm. Außerdem befindet sich der Aufbau in direkter Küstennähe. Bei tiefstehender Sonne kann es zu Einfluss durch Reflexionen auf der Wasseroberfläche kommen. Der Einfluss auf die Messung ist wahrscheinlich jedoch sehr gering, da die verwendeten Instrumente nah am Horizont nicht sensitiv sind.

4 DATENSATZ

Die Lehrexkursion fand in dem Zeitraum vom 29. August bis 9. September 2016 statt. Jedoch stehen die Daten nicht für den kompletten Zeitraum zur Verfügung. Der letzte Tag wurden genutzt um die Geräte abzubauen, daher können ausschließlich die Daten vom 19.08. bis zum 07.09.2016 berücksichtigt werden. Es ist darauf hinzuweisen, dass ein 15-minütiger Stromausfall am 01.09.2016 von 14.20 UTC bis 14.35 UTC dafür gesorgt hatte, dass auch hier keine Daten verfügbar sind.

Die Messungen des Pyrgeometers und Ceilometers sind resistent gegenüber Wettereinwirkungen wie Regen, sodass permanent verwertbare Daten von der atmosphärischen Gegenstrahlung bzw. Wolkenunterkantenhöhe geliefert werden konnten. Beide Geräte liefern Daten in einminütiger Auflösung. Die Messungen des Radiometers liegen in zehnminütiger Auflösung vor. Beim HATPRO gibt es allerdings Einschränkungen, sobald es regnet; während Regen-Events sind die *I WV*-Messdaten unbrauchbar.

5 STRAHLUNGSTRANSFER

5.1 Grundlagen

Pyrgeometer messen den gesamten Strahlungsfluss im langwelligen Bereich des Frequenzspektrums. Um genauere Informationen darüber zu gewinnen, aus welchen Teilen der Atmosphäre die gemessene Strahlung stammt, wurden Strahlungstransferrechnungen durchgeführt.

Für die Berechnung wurde der Atmospheric Radiative Transfer Simulator (ARTS) verwendet [3]. ARTS

ist ein physikalisches Strahlungstransfermodell für den Millimeter- und Submillimeterbereich des elektromagnetischen Strahlungsspektrums.

Bei der Simulation von Strahlungsflüssen ist eine genaue Kenntnis des Atmosphärenzustands erforderlich. Dieser wird benötigt, um die Strahlungseigenschaften der Atmosphäre zu bestimmen. Die hier betrachteten Vorgänge sind vom Verhalten des Wasserdampfes dominiert. Aus diesem Grund wird Streuung vernachlässigt und lediglich Absorption durch die Atmosphäre berücksichtigt. Wie stark ein Gas absorbiert hängt auch von der Frequenz der betrachteten Strahlung ab. In Linienkatalogen lassen sich Informationen über die Position und Stärke von Absorptionslinien finden. Für die durchgeführten Rechnungen wurde der HiTran-Katalog in der Version von 2012 verwendet [4]. Abbildung 2 zeigt die optische Dicke für verschiedene Absorber und Frequenzen des elektromagnetischen Spektrums. Die optische Dicke τ ist das Wegintegral über den Absorptionskoeffizienten α (Gleichung 1) und erlaubt somit eine Aussage über die Gesamtabsoption in der Luftsäule.

$$\tau(0, z) = \int_0^z \alpha(s) \partial s \quad (1)$$

Es ist klar zu erkennen, dass Wasserdampf nahezu im gesamten betrachteten Frequenzbereich der dominante Absorber ist. Lediglich um 20 THz befinden sich einige CO_2 Linien. Auch wenn die weiteren Absorber insgesamt nur einen kleinen Anteil an der Gesamtabsoption der Atmosphäre haben, müssen sie für eine akkurate Simulation des Strahlungsflusses berücksichtigt werden.

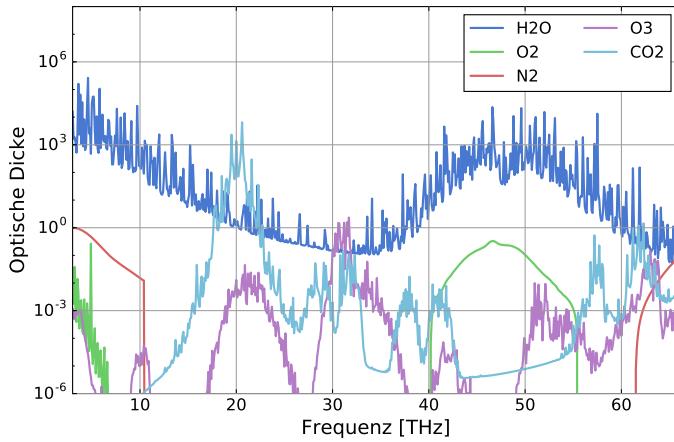


Abbildung 2. Frequenzabhängigkeit der optischen Dicke τ für verschiedene Absorber.

Der Zustand der Atmosphäre kann auf verschiedene Arten beschrieben werden. Strahlungstransfersimulationen können auf Radiosonden, Klimatologien, oder Modellergebnissen basieren. Um einen Überblick über den Strahlungsfluss im langwelligen Frequenzbereich zu erlangen, wurde eine Klimatologie aus dem Satz der FASCOD Atmosphären verwendet [1]. Diese Klimatologien beschreiben Temperatur, Druck und Zusam-

mensetzung der Atmosphäre auf 46 vertikalen Schichten. Um die atmosphärischen Verhältnisse während der Lehrexkursion möglichst gut abzubilden, wurde eine Klimatologie für den Sommer in den mittleren Breiten verwendet.

Zur Untersuchung der Abhängigkeit der langwelligen Einstrahlung von der Wasserdampfsäule wird ein möglichst großer Datensatz benötigt. Dieser erlaubt es statistische Zusammenhänge sicherer zu erfassen. Der Atmosphärensatzt von Chevallier [2] umfasst 25.000 Atmosphären, die dem globalen Zirkulationsmodell des europäischen Zentrum Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) entstammen. Der Datensatz wurde so zusammengestellt, dass er ein breites Feld möglicher atmosphärischer Zustände abbildet. Extrema sind hierbei deutlich überrepräsentiert. Dies ist bewusst gewählt und erleichtert Regressionen, da in einem weiten Wertebereich eine hohe Datendichte gewährleistet ist.

5.2 Simulation des Pyrgeometers

Pyrgeometer messen den langwelligen Strahlungsfluss im gesamten Halbraum. Der Strahlungstransfer muss daher nicht nur für eine große Anzahl von Frequenzen, sondern zusätzlich für verschiedene Einfallswinkel berechnet werden. Diese Ergebnisse können dann spektral und räumlich integriert werden, um eine Abschätzung der atmosphärischen Gegenstrahlung zu ermöglichen.

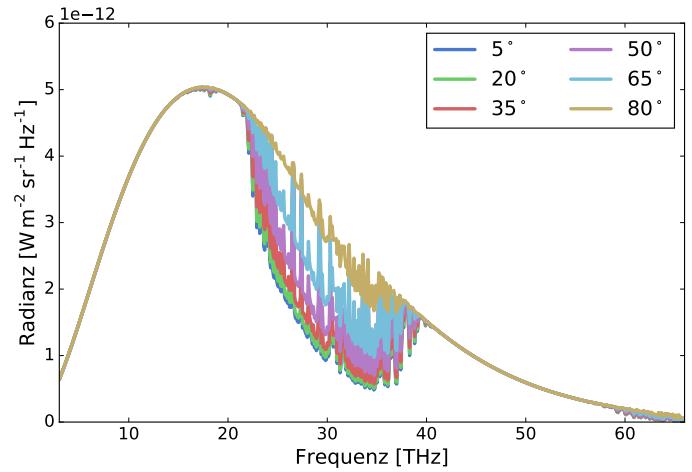


Abbildung 3. Frequenzspektrum für verschiedene Einfallswinkel.

Die Intensität der einfallenden atmosphärischen Gegenstrahlung ist stark vom Beobachtungswinkel abhängig. Bei Betrachtungen nahe dem Zenith ist der optische Weg durch die Atmosphäre sehr kurz. Dies verringert auch die optische Dicke der Atmosphäre, wodurch Strahlung aus höheren Atmosphärenschichten den Boden erreichen kann. Nahe dem Horizont ist der Weg durch die Atmosphäre weiter. Zusätzlich ist die Wasserdampfkonzentration in der Troposphäre deutlich höher als in oberen Atmosphärenschichten. Beides führt dazu, dass

die optische Dicke bei flachem Einfallswinkel stark zunimmt und fast ausschließlich Strahlungssignale aus der nahen Umgebung gemessen werden. Abbildung 3 zeigt das Intensitätsspektrum für diverse Einfallswinkel. Es ist zu erkennen, dass Strahlung aus Einfallwinkeln knapp über dem Horizont (5°) eine höhere Intensität hat als solche, die senkrecht einfällt. Dies ist direkte Folge der Temperatur der emittierenden Atmosphärenschichten nahe dem Boden.

Bei der räumlichen Integration der Strahlungsflüsse muss die Abhängigkeit vom Einfallswinkel θ deshalb genau bedacht werden. Zum einen wird nur der senkrecht zur Oberfläche einfallenden Anteil der Strahlung berücksichtigt ($\cos \theta$). Strahlung nahe dem Zenith wird somit stärker gewichtet als solche am Horizont. Strahlung nahe dem Horizont nimmt jedoch einen deutlich größeren Raumwinkel ein ($2\pi \sin \theta$). Beide Effekte werden bei der Integration (Gleichung 2) der Strahlungsflüsse aus der Strahlungstransfersimulation berücksichtigt.

$$L = \int 2\pi \sin \theta \cdot \cos \theta \cdot I_\theta \partial \theta \quad (2)$$

Es lässt sich somit zusammenfassen, dass die Simulation der Messungen eines Pyrgeometers einen erheblichen Aufwand darstellt. Der Strahlungstransfer muss nicht nur für sehr viele Frequenzen, sondern auch für diverse Einfallswinkel durchgeführt werden. Für einzelne atmosphärische Profile lässt sich diese Rechnung in kurzer Zeit durchführen. Sollen jedoch etliche Atmosphären prozessiert werden (Kapitel 7) muss das Verfahren optimiert werden. ARTS bietet hierzu die Möglichkeit sogenannter *lookup table*. Diese Tabellen werden einmalig im Vorfeld berechnet und enthalten Informationen über die Absorption bei verschiedenen atmosphärischen Zuständen. In späteren Strahlungstransfersimulationen werden diese Parameter dann nicht mehr explizit berechnet, sondern die Absorptionskoeffizienten werden aus den vorberechneten Tabellenwerten interpoliert. Auf diese Weise ist es möglich, auch mehrere tausend Atmosphärenprofile in annnehmbarer Zeit zu simulieren.

6 WOLKENHÖHE

Im ersten Teil der Untersuchungen wurde versucht die Wolkenbasis Höhe mittels Messungen der langwelligen Einstrahlung L sowie der bodennahen Temperatur zu ermitteln.

Das Prinzip hinter diesem Verfahren liegt darin, dass niedrige Wolken eine höhere Temperatur als hohe Wolken haben. Dieser Temperaturunterschied ist als Signal in der langwelligen Einstrahlung zu erkennen (Abschnitt 6.1). Die Ergebnisse der durchgeföhrten Falluntersuchung sind in Abschnitt 6.2 dokumentiert.

6.1 Messprinzip

Das Messprinzip beruht auf der Annahme, dass die Messung des Pyrgeometers eine Information über die Temperatur der Wolkenunterkante beinhaltet. Um diese

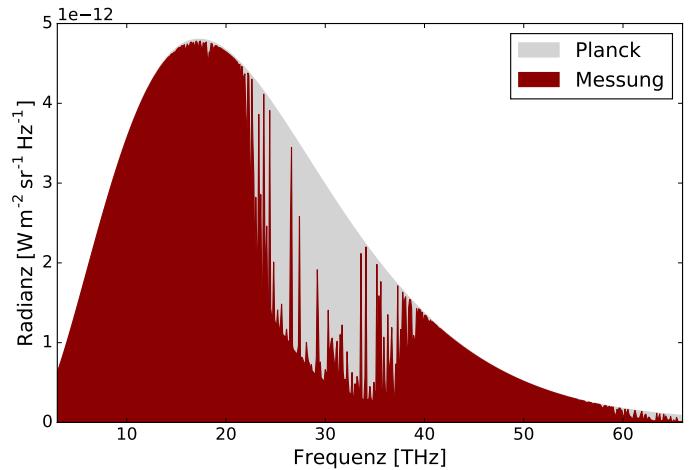


Abbildung 4. Simuliertes Spektrum der langwelligen Einstrahlung im Vergleich zur Planckkurve bei 2 m-Temperatur.

grundlegende Annahme zu überprüfen, wurden Strahlungstransfersimulationen durchgeführt (Abschnitt 5). Abbildung 4 zeigt ein Frequenzspektrum, welches aus diesen Simulationen resultiert. Dargestellt ist die simulierte langwellige Einstrahlung für eine Klimatologie, die den Sommer in den mittleren Breiten repräsentiert. Zusätzlich wurde die Planckkurve bei bodennaher Temperatur eingefügt. In weiten Bereichen des elektromagnetischen Spektrums verlaufen simulierte Einstrahlung und Planckkurve deckungsgleich, was bedeutet, dass das Pyrgeometer lediglich Strahlung aus seiner nahen Umgebung misst. Dieses Verhalten wird auch durch Abbildung 5 bestätigt, welche die mögliche Sichthöhe bei verschiedenen Frequenzen darstellt. Diese Bereiche sind für die Bestimmung der Wolkentemperatur folglich uninteressant. Im Frequenzbereich zwischen 20 und 40 THz befindet sich jedoch ein optisches Fenster, welches Strahlung aus höheren Atmosphärenschichten bis zum Boden passieren lässt. Dieses optische Fenster spiegelt sich in den Simulationen zum einen durch eine geringe optische Dicke, als auch durch einen Abfall der einfallenden langwelligen Strahlung wieder. Die niedrigeren Werte in der Radianz lassen sich dadurch erklären, dass die Strahlung in höheren Atmosphärenschichten emittiert wird. Durch die Abnahme der Temperatur mit der Höhe, sinkt die Emission langwelliger Strahlung.

Werden zusätzlich Wolken berücksichtigt, verändert sich das Bild drastisch. Die optisch durchlässigen Kanäle sind durch die zusätzliche Absorption und Streuung der Wolkenteilchen nun nicht mehr durchlässig, sodass die Wolkenbasis die maximale Sichthöhe darstellt. Je tiefer sich diese befindet, desto höher ist die gemessene Einstrahlung im Fensterbereich. Diese Aussage beruht auf der (realistischen) Annahme, dass tiefe Bewölkung wärmer ist als hohe. In der Theorie lässt sich somit über die Differenz der langwelligen Einstrahlung (Integral über das gemessene Spektrum) und der möglichen

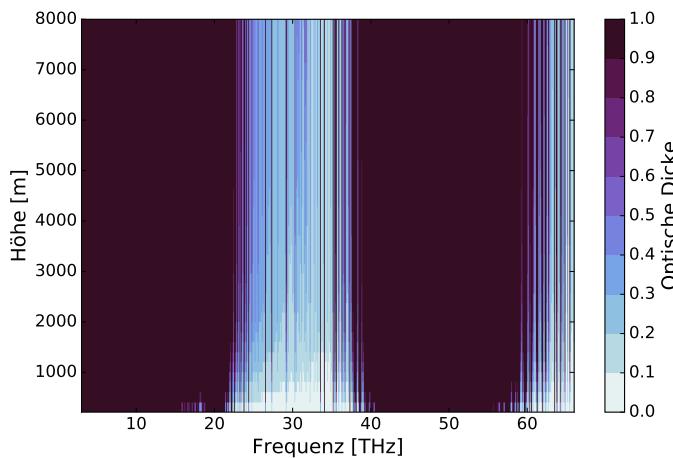


Abbildung 5. Höhenabhängigkeit der optischen Dicke für verschiedene Frequenzen.

Einstrahlung bei bodennaher Temperatur (Integral über die Planckkurve) das Signal der Wolkenunterkante ΔL ermitteln.

$$\Delta L = L - \int B_\nu(\nu, T_s) \partial \nu \quad (3)$$

Mit Hilfe der Planckgleichung kann dies in eine Information darüber umgerechnet werden, um wie viel Kelvin die Einstrahlung im Kanalbereich kälter ist, als die aus den bodennahen Schichten. Unter Annahme eines linearen Temperaturgradienten γ kann eine Abschätzung der Wolkenbasishöhe erfolgen.

$$CLB = \frac{\Delta T}{\gamma} \quad (4)$$

6.2 Ergebnisse

Allgemein muss vorweg erwähnt werden, dass die Messperiode von einem stärkeren Hochdruckeinfluss beherrscht wurde, die wenig Regen zur Folge hatte. Der Zeitraum war dementsprechend von Strahlungstagen bzw. auch Tagen mit teilweise leichterer, aufgelockerter mittelhoher Bewölkung und Zirrusbewölkung dominiert. Perioden mit geschlossener, tiefer Stratusbewölkung hatten sich lediglich spärlich ereignet. Die Analyse der Wolkenunterkantenhöhen ist entsprechend auf einige wenige Tage und Ereignisse beschränkt. Nichtsdestotrotz wird der Zeitraum vom 29. August bis 4. September als Fallbeispiel herangezogen, um das Verfahren der Wolkenhöhenbestimmung zu bewerten. Abbildung 6 zeigt die ermittelte Wolkenbasishöhe des Pyrgeometers im Vergleich mit den Messungen des Ceilometers. In den Morgenstunden bis zur frühen Nachmittagszeit des 29. August konnte das Pyrgeometer die Wolkenunterkantenhöhe recht gut erfassen. Man kann sehen, dass der Verlauf sowie die Größenordnung für Wolken bis zu einer Höhe von ca. 2000 m mit dem Ceilometer annähernd konsistent ist. Zusätzlich bekräftigt die erste Tageshälfte des 3. September sowie der gesamte 4. September die

Annahme, dass das Verfahren bei niedriger, geschlossener Bewölkung plausible Ergebnisse liefert.

Die Grenzen des Verfahrens sind jedoch eindeutig, sobald die Wolkenhöhe zunimmt. Dieses Verhalten kann in der Nacht des 2. Septembers beobachtet werden. Die zwischenzeitliche Bewölkung über 2000 m wird vom Pyrgeometer nicht registriert. Die hohe Bewölkung kann vom aktiven Messverfahren des Ceilometers problemlos detektiert werden. Das Signal in der Rückstreuintensität ist eindeutig zu erkennen. In der Messung des Pyrgeometers hinterlassen diese Wolken jedoch kein Signal. Dies kann verschiedene Ursachen haben. Zum einen kann das Signal durch die starke Wasserdampfabsorption in der Atmosphäre so stark gedämpft worden sein, dass es nicht mehr zu detektieren ist. Zum anderen misst das Pyrgeometer die Strahlung aus dem gesamten oberen Halbraum. Hohe Wolken, die direkt über das Messgerät ziehen, hinterlassen in der Punktmessung des Ceilometers somit ein stärkeres Signal als in der langwelligen Einstrahlung.

Tabelle 2
Korrelation zwischen abgeleiteter Wolkenhöhe und Ceilometermessung für Wolken in verschiedenen Höhen.

Wolkenhöhe	Korrelationskoeffizient
0-750 m	0.46
750-1500 m	-0.11
1500-2250 m	0.00
2250-3000 m	-0.05
3000-3750 m	0.41
3750-4500 m	-0.01
4500-5250 m	0.10
5250-6000 m	0.36

Ein Blick auf die Statistik verdeutlicht, dass die ermittelten Wolkenhöhen insgesamt nur schwach mit den Messungen des Ceilometers korrelieren. Dieser Fakt wird anhand der Tabelle 2 belegt, welche den Korrelationskoeffizienten r für acht verschiedene Höhenintervalle darlegt. Obwohl auch im Bereich tiefer Bewölkung (0-750 m) die Korrelation nicht besonders hoch ist ($r = 0.46$), wurde hier das Maximum von r bestimmt. In diesem Bereich hat das Pyrgeometer also das größte Leistungspotential der Wolkenhöhenbestimmung. Die Schichten in größeren Höhen weisen eine schwächere Korrelation vor, die auf die zuvor beschriebenen Fehlerquellen zurückzuführen ist. Im Höhenbereich zwischen 3000-3750 m und 5250-6000 m sieht man einen sprunghaften Anstieg in r , hier wird der Verlauf höherer Wolken trotz Offset eventuell erkannt. Die Aussagekraft dieser statistischen Werte ist jedoch als kritisch anzusehen, da Stichproben über lediglich zwölf Tage vorliegen. Durch die zusätzliche Aufteilung in Höhenintervalle verringert sich die Datengrundlage für die statistische Auswertung noch weiter. Die Signifikanz der ermittelten Korrelationskoeffizienten ist somit in Frage zu stellen.

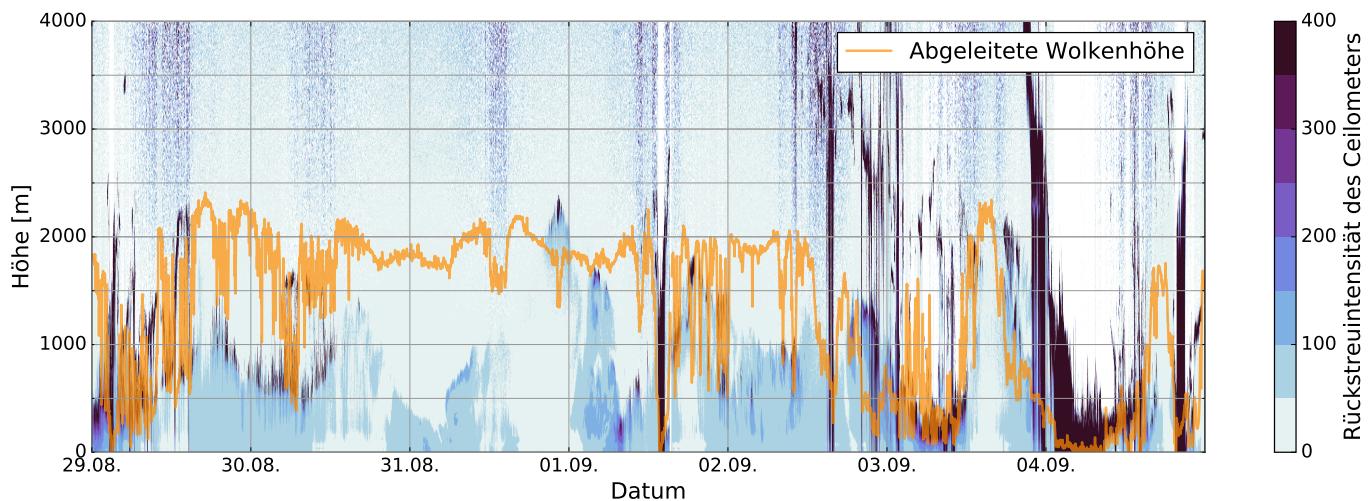


Abbildung 6. Zeitreihe der abgeleiteten Wolkenhöhe (orange) gegen das Rückstreuprofil des Ceilometers.

7 WASSERDAMPFSÄULE

Simulationen des langwelligen Strahlungsflusses (Abschnitt 5) haben gezeigt, dass Wasserdampf der dominante Absorber im langwelligen Frequenzbereich ist (Abbildung 2). In einem zweiten Versuchsteil wurde daher untersucht, ob sich durch Messung der langwelligen Einstrahlung der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre abschätzen lässt. Hierzu wurde eine Regression über einen Modelldatensatz angewandt (Abschnitt 7.1). Die Ergebnisse des Verfahrens sind in Abschnitt 7.2 beschrieben.

7.1 Regression

Der integrierte Wasserdampfgehalt (IWV) ist das Integral über die Dichte des Wasserdampfes in allen Atmosphärenschichten (Gleichung 5). Der IWV ist eine robuste Kennzahl der absoluten Feuchte einer Luftmasse und schon deshalb eine relevante Größe in der Meteorologie.

$$IWV = \int_0^{\infty} \rho(z) dz \quad (5)$$

Zusätzlich ist der IWV eine wichtige Größe im atmosphärischen Strahlungstransfer, da er die optische Dicke im langwelligen Frequenzbereich maßgeblich beeinflusst. Um diese Abhängigkeit zu quantifizieren und zu nutzen, wurden Simulationen des Strahlungsflusses für 25.000 Modellatmosphären durchgeführt. Dieser als Chevallier [2] Atmosphären bekannte Datensatz ist eine Sammlung von Profilen auf dem globalen Zirkulationsmodell des EZMW und bildet ein weites Spektrum möglicher atmosphärischer Zustände ab. Im Anschluss wurde für jede Atmosphäre sowohl die langwellige Einstrahlung L als auch der IWV berechnet (Gleichungen 2 und 5).

In Abbildung 7 sind beide Größen grafisch gegeneinander aufgetragen. Es ist deutlich zu erkennen, dass mit steigendem Wasserdampfgehalt auch die atmosphärische Rückstrahlung zunimmt. Dies ist eine direkte

Folge aus der stärkeren Emissivität der Atmosphäre. Das Kirchhoffsche Strahlungsgesetz (Gleichung 6) besagt, dass für Körper im thermischen Gleichgewicht, die Emission ϵ und die Absorption α bei gleicher Frequenz identisch sind; eine optische dichtere Atmosphäre, strahlt auch besser.

$$\alpha_{\nu} = \epsilon_{\nu} \quad (6)$$

Auch die rechnerische Korrelation ($r = 0.757$) der beiden Größen weist eine starke Abhängigkeit auf. Ein zusätzlicher Einfluss auf die Einstrahlung, der nicht durch den Wasserdampf erklärt wird, ist insbesondere die Temperatur der Atmosphäre. Die Streuung der Punktwolke in Abbildung 7 lässt sich vermutlich auf diesen Umstand zurückführen.

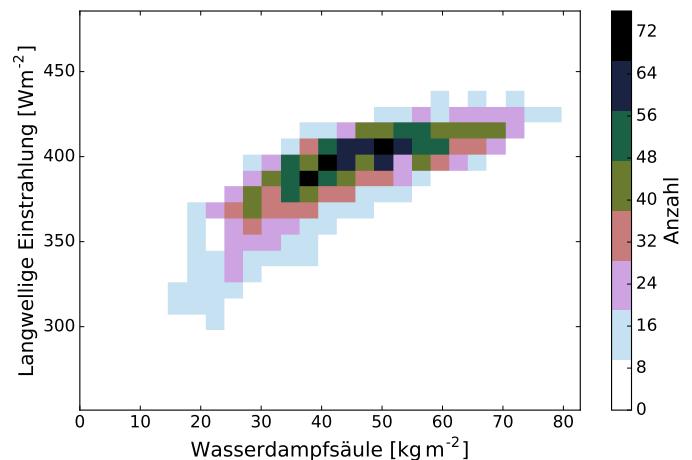


Abbildung 7. Simulierte langwellige Einstrahlung gegen integrierte Wasserdampfsäule IWV der Modellatmosphäre.

Im nächsten Schritt wurde eine Näherungsfunktion aufgestellt (Gleichung 7), die eine empirische Bestimmung des IWV auf Grundlage der langwelligen Einstrahlung so wie einer Reihe Parameter ermöglicht. Die

Werte der Parameter wurden mittels Regression so angepasst, dass der Verlauf der Funktion den Ergebnissen aus den Simulationen folgt.

$$IWV(L, a, b, c) = a \cdot e^{b \cdot L} + c \quad (7)$$

Die Form der Funktion ist hierbei grundsätzlich frei wählbar. Es wurden verschiedene Varianten getestet; Gleichung 7 stellt einen Kompromiss aus einfacher Form und genügend Freiheitsgraden dar.

7.2 Ergebnisse

Mit Hilfe der ermittelten Parameter ist es möglich aus den Messungen der langwelligen Einstrahlung eine Abschätzung des Wasserdampfgehaltes abzuleiten. In Abbildung 8 sind die Resultate der Näherungsfunktion gegen die Referenzmessungen des Radiometers aufgetragen. Die Korrelation der beiden Messreihen ($r = 0.767$) ist im Rahmen der Messgenauigkeit identisch mit der Korrelation von IWV und L . Diese gute Übereinstimmung ist auch grafisch am Verlauf der Datenpunkte zu erkennen. Die Näherung weist jedoch einen deutlichen Offset im Vergleich zur Referenz auf. Der Ursprung dieser systematischen Abweichung konnte im Rahmen der Lehrekursion nicht geklärt werden. Vermutlich wird er jedoch durch die Vernachlässigung der Temperatur hervorgerufen.

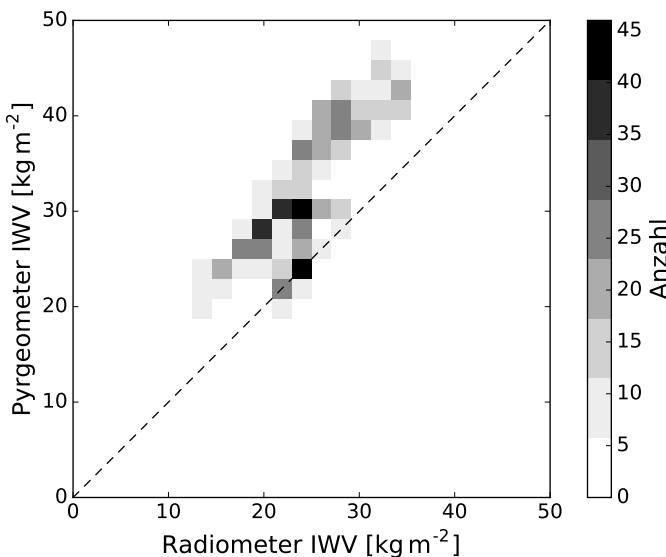


Abbildung 8. Integrierte Wasserdampfsäle IWV aus der Regression gegen Messung des Radiometers.

8 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Schlussfolgernd liefern die Untersuchungen jene Erkenntnis, dass sich das Pyrgeometer nur bedingt zur Bestimmung der Wolkenhöhe mittels Messung der langwelligen Einstrahlung eignet. Die Güte der Ergebnisse ist stark vom Parameter der Wolkenhöhe selbst abhängig. Diese Tatsache wurden durch den Vergleich mit den

Ceilometer-Messungen gezeigt; bei tiefer, geschlossener Bewölkung <2000 m ist das angewandte Verfahren ziemlich robust. Die Grenzen dieser Methode werden allerdings offensichtlich, sobald die Wolkendecke aufreißt und die Wolkenhöhe ansteigt; hier machen sich die drastischen Abweichungen bemerkbar. Dementsprechend ist diese Methode nur für stratiforme Bewölkung präzise, für alle anderen Wolkenfamilien sind die Ergebnisse ungenau und nicht zufriedenstellend.

Die Analyse der Wasserdampfsäule hatte zudem zwei Erkenntnisse deutlich gemacht. Zum einen wurde festgestellt, dass die Berechnung der Näherungsfunktion mit den Referenzmessungen des Mikrowellenradiometers stark korreliert ($r = 0.767$). Allerdings ist ein systematischer Fehler zwischen Referenz und Näherung zu erkennen. Alles in allem sind die Pyrgeomtermessungen also auch hier trotz guter Korrelation, aufgrund des Offsets limitiert. Das Pyrgeometer ist dementsprechend auch für die Ermittlung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre unzweckmäßig. Zusätzliche Annahmen müssten getroffen werden, die weitere Größen wie die Temperatur in der Berechnung berücksichtigen, um die Methode robust und stabil zu machen.

Es kann zusammenfassend gesagt werden, dass Messungen der langwelligen Strahlung den zeitlichen Verlauf von Referenzmessungen der Wolkenunterkantenhöhe und der Wasserdampfsäule gut wiedergeben können. Die genaueren Zahlenwerte können allerdings, je nach Wetterlage und Atmosphärenzustand wenig bis sehr markant voneinander abweichen. Aus diesem Grund ist das Potential des Pyrgeometers für diese Anwendung eingeschränkt und dem praktischen Einsatz ist eher abzuraten.

Dieses Experiment hat aufgezeigt, dass ein einfaches Pyrgeometer nicht als Alternative empfehlenswert gegenüber den hochmodernen Instrumenten wie dem Ceilometer bzw. Mikrowellenradiometer ist. Die hohen Kosten für die Anschaffung dieser Geräte wird dann doch tatsächlich durch die Güte und Genauigkeit der Messungen, welche mit einer hohen Auflösung abgebildet werden, gerechtfertigt.

9 AUSBLICK

Diese Untersuchung hatte lediglich die Parameter Wolkenhöhe und Wasserdampfgehalt thematisiert. Gerade bei der Bestimmung der Wolkenhöhe sind die im Rahmen der Lehrekursion aufgenommenen Datenreihen deutlich zu kurz, um die offenen Fragen eindeutig beantworten zu können. Insbesondere Wettersituationen mit tiefer Bewölkung waren während des Messzeitraumes sehr selten, sodass eine genaue statistische Aussage über die Güte des Verfahrens schwierig ist. Ebenso ist eine genaue Beschreibung der Limitierung des Verfahrens schwierig. Längere Zeitreihen würden es ermöglichen die in Abschnitt 6.2 vorgestellte Aufteilung in Höhenintervalle auf ein statistisch solideres Fundament zu stellen.

Bei der Bestimmung der Wasserdampfsäule bleibt die Ursache für den Offset zwischen Näherung und Referenz unklar. Eine Berücksichtigung der bodennahen Temperatur in der verwendeten Näherungsfunktion könnte hier Abhilfe schaffen. Grundsätzlich könnte eine fundierte Analyse der Abhängigkeiten verschiedener atmosphärischer Zustandsgrößen weitere Erkenntnisse liefern, die in die Näherung einfließen könnten.

Die offenen Problemstellung sollten nicht als Abschreckung sondern viel mehr als Anreiz und Anhaltspunkt für nachfolgende Untersuchungen gesehen werden. Zukünftige Arbeiten könnten auch weitere atmosphärische Größen untersuchen. Die Quintessenz der Ergebnisse dieses speziellen Versuches sollte keinesfalls davor abschrecken, weitere Forschungen vorzunehmen, welche die Möglichkeiten einfacher, günstiger Messmethoden zu erforschen. Unter Umständen können erfolgsversprechendere Ergebnisse in Erfahrung gebracht werden, die hilfreich für die Optimierung von Messinstrumenten sein können. Die Messmethoden könnten so ausgeweitet und weiterentwickelt werden, wovon Meteorologen und Klimawissenschaftler profitieren würden.

LITERATUR

- [1] G. P. Anderson, S. Clough, F. Kneizys, J. Chetwynd, and E. P. Shettle, "Afgl atmospheric constituent profiles (0.120 km)," DTIC Document, Tech. Rep., 1986.
- [2] F. Chevallier, S. Di Michele, and A. P. McNally, *Diverse profile datasets from the ECMWF 91-level short-range forecasts*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2006.
- [3] P. Eriksson, S. Buehler, C. Davis, C. Emde, and O. Lemke, "Arts, the atmospheric radiative transfer simulator, version 2," *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 112, no. 10, pp. 1551 – 1558, 2011. [Online]. Available: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022407311001105>
- [4] L. Rothman, I. Gordon, Y. Babikov, A. Barbe, D. C. Benner, P. Bernath, M. Birk, L. Bizzocchi, V. Boudon, L. Brown, A. Campargue, K. Chance, E. Cohen, L. Coudert, V. Devi, B. Drouin, A. Fayt, J.-M. Flaud, R. Gamache, J. Harrison, J.-M. Hartmann, C. Hill, J. Hodges, D. Jacquemart, A. Jolly, J. Lamouroux, R. L. Roy, G. Li, D. Long, O. Lyulin, C. Mackie, S. Massie, S. Mikhailenko, H. Müller, O. Naumenko, A. Nikitin, J. Orphal, V. Perevalov, A. Perrin, E. Polovtseva, C. Richard, M. Smith, E. Starikova, K. Sung, S. Tashkun, J. Tennyson, G. Toon, V. Tyuterev, and G. Wagner, "The {HITRAN2012} molecular spectroscopic database," *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 130, pp. 4 – 50, 2013, {HITRAN2012} special issue. [Online]. Available: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022407313002859>
- [5] T. Stocker, D. Qin, G. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, B. Bex, and B. Midgley, "Ipcc, 2013: climate change 2013: the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change," 2013.