



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

„Der Einfluss der Vulkanasche auf die kurzweilige, nach unten gerichtete Strahlung in Europa nach dem Ausbruch des Eyjafjallajökulls 2010“

Verfasserin

Hannah Hoffmann

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, 2013

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 190412406

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Lehramtsstudium: UF Physik UF Mathematik

Betreuerin / Betreuer:

Univ.-Prof. Dr. Regina Hitzemberger

Danksagung

Die vorliegende Arbeit zum Thema „Der Einfluss der Vulkanasche auf die kurzweilige, nach unten gerichtete Strahlung in Europa nach dem Ausbruch des Eyjafjallajökulls 2010“ entstand in Zusammenarbeit mit dem Institut für Aerosolphysik der Universität Wien und dem Institut für Meteorologie an der Universität für Bodenkultur Wien.

Mein herzlicher Dank gilt Frau Univ.-Prof. Dr. Regina Hitzenberger für die umfangreiche Betreuung. Auch bei Herrn Univ.-Prof. Dr. Weihs möchte ich mich für seine Unterstützung bedanken.

Weiters möchte ich mich bei Frau Mag. Patricia Radakovits, die sich in ihrer Diplomarbeit mit einer ähnlichen Thematik beschäftigt hat, für die vielen Diskussionen und Überlegungen vor allem im Gebiet der Fehlerrechnung bedanken.

Mein besonderer Dank gilt meiner Familie, speziell meinen Eltern, die mich das ganze Studium hindurch unterstützt haben.

AERONET

I thank the Principal Investigators Victoria E. Cachorro Revilla, J.S. (Bas) Henzing, Iain H. Woodhouse and Judith Agnew, Stefan Kinne, Brent Holben, Charles George and Michele Taylor and their staff for establishing and maintaining the AERONET Andenes, Cabouw, Chilbolton, Hamburg, Ittoqqortoormiit and Wytham_Woods sites used in this investigation.

BSRN

I thank Wouter Knap and his staff for establishing and maintaining the BSRN Cabouw sites used in this investigation.

Abstract

The diploma thesis presented here seeks to detect the influence of the 2010 Eyjafjallajökull eruption on the short-wave, downward radiation in Europe. Due to missing data and inaccuracy of the model used to calculate radiative transfer, radiation could be computed for only a few days.

Six days for stations in southern England and the Netherlands were selected, during which the strongly elevated optical depth measured by AERONET-stations in this area can be traced back to volcanic ash. Short-wave radiation on these days was modelled by the software package *libRadtran* with measured angstrom-parameters and Bond albedo. A hypothetical radiation for this time period, which should indicate the radiation without ash, was calculated with averaged data collected at other times and was used for an estimation of radiative forcing caused by volcanic ash.

Despite the inaccuracy of this model, a cooling effect as large as 40 W/m^2 could be determined for these days. The results of this diploma thesis are in line with existing studies.

Kurzzusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Diplomarbeit ist es, den Einfluss der Vulkanasche, die beim Ausbruch des Eyjafjallajökull 2010 freigesetzt wurde, auf die kurzweilige nach unten gerichtete Strahlung in Europa zu bestimmen. Angesichts der unzureichenden Datenlage und auch wegen der Ungenauigkeit des verwendeten Modells für die Berechnung des Strahlungstransfers ist es jedoch nur möglich, die Fragestellung für einzelne Tage zu beantworten.

Es wurden Messwerte von Stationen in Südengland und den Niederlanden an sechs ausgewählten Tagen, an denen es sehr wahrscheinlich ist, dass die Messungen der optischen Dicke eine für Vulkanasche charakteristische und starke Erhöhung aufweisen, verwendet. Mit Hilfe dieser Werte und den Messungen der planetaren Albedo lässt sich ein Strahlungsgang mithilfe des Programmpakets *libRadtran* für den jeweiligen Tag berechnen. Weiters wird aus den Durchschnittsmesswerten der vergangenen Jahre ein Vergleichsbestrahlungsgang berechnet, wodurch eine Abschätzung des an diesem Tag stattgefundenen Strahlungsantriebs erfolgen kann.

Die Ergebnisse deuten auf einen Kühleffekt von bis zu 40 W/m^2 hin, was sich im Einklang mit bereits bestehenden Studien befindet.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Stand des Wissens	3
2.1	Strahlungstransfergesetz	3
2.1.1	Aerosole	3
2.1.2	Aufbau der Atmosphäre	4
2.1.3	Grundlagen des Strahlungstransfergesetzes	5
2.1.4	Wechselwirkung der elektromagnetischen Strahlung mit einzelnen Partikeln	9
2.1.5	Optische Eigenschaften in einem Medium	14
2.1.6	Strahlungstransfergesetz	14
2.2	Einfluss der Vulkane auf das Klima	17
2.2.1	Allgemeines	17
2.2.2	Einfluss der vulkanischen Gase in der Stratosphäre auf die Strahlungsbilanz	20
2.2.3	Einfluss der Tephra auf die Strahlung	21
2.3	Island	24
2.3.1	Entstehungsgeschichte Islands	25
2.3.2	Vulkanismus heute auf Island	27
2.4	Eyjafjallajökull	30
2.4.1	Allgemeines	30
2.4.2	Frühere Ausbrüche	32
2.5	Eruption des Eyjafjallajökulls 2010	33
2.5.1	Allgemeine Informationen	33
2.5.2	Aschewolke	42
2.5.3	Folgen des Ausbruchs	48

2.5.4	Folgen auf die kurzwellige, nach unten gerichtete Strahlung in Europa	50
3	Methodik	52
3.1	LibRadtran	52
3.2	Datenquellen	53
3.2.1	AERONET	53
3.2.2	BSRN	55
3.3	Stationen, deren Daten untersucht wurden	56
3.3.1	AERONET-Stationen	57
3.3.2	BSRN-Station: Cabouw	58
3.4	Untersuchungsmethode	60
3.4.1	Untersuchung der Rohdaten	60
3.4.2	Berechnung der kurzwelligen, nach unten gerichteten Bestrahlungsstärke (SWD) aus den AERONET-Daten mithilfe von libRadtran	62
3.4.3	Vergleich der Rechenergebnisse mit den BSRN-Messergebnissen	63
3.4.4	Berechnung des Strahlungsantriebs	64
4	Ergebnisse	65
4.1	Untersuchung der Rohdaten	65
4.1.1	Untersuchung der AERONET-Daten	65
4.1.2	BSRN	75
4.2	Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke	77
4.2.1	Vergleich der Modellberechnungen mit den BSRN-Messungen	78
4.2.2	Modellierung des kurzwelligen Strahlungsgangs und -antriebs mithilfe von AERONET-Daten	80
5	Interpretation der Ergebnisse	89
5.1	Zusammenfassung	89
5.2	Cabouw	89
5.3	Chilbolton	91
5.4	Erklärung der erhöhten optischen Dicke	92

5.5	Weiterführende Fragen	93
A	Abbildungen	95
A.1	Abbildungen der Ausbreitung der Aschewolke	95
A.2	MODIS-Aufnahmen	105
A.3	Angströmparameter	109
B	libRatranfile und Tabellen	114
B.1	libRadtranfile	114
B.2	Tabellen	115
C	Bildquellen	132
D	Datenquellen	135
	References	136

1 Einleitung

Im Frühjahr 2010 kam es zu einer Eruption des isländischen Vulkans Eyjafjallajökull. Durch eine ungewöhnliche Wetterlage wurde Asche zum europäischen Festland transportiert, was eine mehrtägige Sperre des Luftraumes notwendig machte. Obwohl der Ausbruch nicht außergewöhnlich stark war, wurde die Eruption von vielen Menschen wegen der tagelangen Sperre des europäischen Luftraums und des damit verbundenen medialen Echos unmittelbar wahrgenommen. Das Interesse an diesem Ereignis findet seinen Ausdruck auch in den vielen naturwissenschaftlichen Studien, die zu diesem Thema binnen weniger Jahre verfasst wurden.

Die vorliegende Diplomarbeit schließt an diese Studien an. Ihr Forschungsziel ist es, den Einfluss der über Europa verteilten Vulkanasche auf die kurzweilige, nach unten gerichtete Strahlung zu untersuchen.

Der erste Teil der Diplomarbeit enthält eine Zusammenfassung des Strahlungstransfergesetzes, welches die Grundlage aller Strahlungsberechnungen in der Erdatmosphäre darstellt. Ebenso wird auf den Einfluss von Vulkanasche auf das Erdklima eingegangen. Danach wird ausführlich der Vulkanausbruch des Eyjafjallajökull 2010 beschrieben. Dies dient dazu, eine Einordnung der Ergebnisse der Diplomarbeit in schon bestehende Studien zu ermöglichen.

In weiterer Folge wird die eigentliche Forschungsfrage, die Untersuchung des Einflusses der Vulkanasche des Ausbruchs vom Eyjafjallajökull 2010 auf die kurzweilige, nach unten gerichtete Strahlung, behandelt. Aus allen zur Verfügung stehenden Messdaten, die von verschiedenen AERONET-Stationen gesammelt wurden, werden diejenigen ausgewählt, bei denen eine für die Vulkanasche charakteristische und starke Erhöhung der optischen Dicke stattgefunden hat. Da die geographisch nächstgelegenen Stationen in Nordeuropa jedoch keine Messungen für den Frühling 2010 zur Verfügung stellen, werden die Daten von Stationen in den Niederlanden und Südengland ausgewertet. Für die betreffenden Tage im April und Mai 2010 werden die AERONET-Messungen der optischen Dicke, des Zenitwinkels und der planetaren Albedo

verwendet, um mithilfe des Programmpakets *libRadtran* die kurzwellige, nach unten gerichtete Strahlung für die jeweiligen Tage zu berechnen. Ebenso wird aus den Durchschnittswerten der optischen Dicke und der planetaren Albedo aller verfügbaren Jahre eine Vergleichsstrahlung berechnet, die die Bestrahlungsstärke an den jeweiligen Tagen ohne Vulkanasche darstellen soll. Dadurch kann dann der Kühleffekt, den die Vulkanasche am jeweiligen Ort verursachte, abgeschätzt werden. Für eine Überprüfung der Qualität des Modells werden die Strahlungsmessungen der BSRN-Station Cabouw verwendet.

Wegen mangelnder Datenlage und auch der Ungenauigkeit des verwendeten Modells, ist es im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht möglich, den Einfluss der Vulkanasche auf die kurzwellige Strahlung in ganz Europa während der gesamten Dauer des Ausbruchs zu ermitteln. So kann weder eine Abschätzung stattfinden, in welchem Ausmaß die Bestrahlungsstärke in Nordeuropa zurückgegangen ist, noch kann ein Kühleffekt an jenen Tagen, deren AERONET-Messungen nur eine geringe Erhöhung der optischen Dicke aufweisen, nachgewiesen werden.

Mehr Aussagekraft weisen dagegen die im April und Mai 2010 in Südengland und in den Niederlanden gemessenen Werte mit erhöhter optischer Dicke auf. Hier lässt sich der dadurch entstandene Kühleffekt von bis zu 40 W/m^2 mit hoher Wahrscheinlichkeit auf den Einfluss der Vulkanasche zurückführen. Diese Ergebnisse befinden sich im Einklang mit bereits bestehenden Studien.

2 Stand des Wissens

2.1 Strahlungstransfergesetz

In dieser Diplomarbeit wird untersucht, in welchem Ausmaß die Bestrahlungsstärke durch die Vulkanaerosole, die sich im Frühjahr 2010 in der Atmosphäre über Europa befanden, beeinflusst wurde. Die kurzwellige Bestrahlungsstärke wird über das Strahlungstransfergesetz berechnet, welches den Transport von Licht, das von der Sonne emittiert wird, durch die Atmosphäre beschreibt. Dies ist ein äußerst komplexer Vorgang, da die elektromagnetische Strahlung in der Erdatmosphäre mit Partikeln bzw. Gasen durch Streuung, Absorption und Emission in Wechselwirkung steht. So gelangt nur ein Teil der kurzwelligen Strahlung, die in die Erdatmosphäre eintritt, unverändert zur Erdoberfläche.

2.1.1 Aerosole

Unter Aerosolen versteht man Partikel mit Größen zwischen $10^{-3} - 10^3 \mu m$, die sich in einem flüssigen oder gasförmigen Trägermedium - üblicherweise Luft - befinden.

Der wichtigste Parameter, welcher das Verhalten der Aerosole im Trägermedium beschreibt, ist deren Größe (Hinds, 1999, S. 9). Feste Aerosole besitzen meist unregelmäßige Formen. Für physikalische Berechnungen werden aber oft kugelförmige Partikel angenommen. Dazu wird der sogenannte Äquivalentdurchmesser eingeführt, der einem Aerosol mit einem bestimmten Wert einer physikalischen Größe, aber einer beliebiger Form, den Durchmesser zuweist, den ein kugelförmiges Aerosol mit dem gleichen Wert hätte (Hinds, 1999, S. 9).

Eng mit der Größe der Partikel hängt die Verweildauer der Aerosole im Trägermedium zusammen. Diese Frage wird im Kapitel "Eigenschaften der Tephra" in Hinsicht auf Vulkanasche behandelt. Insgesamt spielt aber die Verweildauer der Vulkanasche für die Forschungsfrage dieser Diplomarbeit nur eine untergeordnete Rolle, da angenommen wird, dass die Vulkanasche in der

2.1. Strahlungstransfergesetz

Atmosphäre durch Messungen nachweisbar ist und so die Frage nach Simulationen zur Verweildauer nebensächlich ist.

Betrachtet man eine größere Anzahl von Aerosolen, so können diese über die Partikelkonzentration N_{tot} , die die Anzahl der Partikel pro Volumenelement angibt, beschrieben werden.

Die Größenverteilung der Aerosole wird durch die Anzahlgrößenverteilung $n(D)$ angegeben. Diese ist definiert als Anzahl dN der Partikel innerhalb des Volumenelements, deren Größe im Bereich von $(D - dD/2, D + dD/2)$ liegt:

$$n(D) = \frac{dN}{dD} = \frac{1}{D} \cdot \frac{dN}{d \ln D} \quad (2.1)$$

Die Massenkorngrößenverteilung ergibt sich:

$$m(D) = \frac{\pi}{6} \rho \cdot d^3 \cdot n(D) \quad (2.2)$$

Dabei ist ρ die Dichte und d der Durchmesser des Partikels.

Die Partikelkonzentration N_{tot} erhält man aus der Anzahlgrößenverteilung durch Integration über D :

$$N_{tot} = \int_0^\infty n(D') dD' \quad (2.3)$$

Aerosole, auch Vulkanasche, können als Wolkenkondensationskeime wirken, was aber keine Rolle für die Berechnungen dieser Diplomarbeit spielt, da nur Strahlungsdaten bei annähernd wolkenfreien Bedingungen ermittelt werden. Gegenstand der Untersuchung ist der Einfluss der Vulkanaerosole auf die Strahlung. Die für die Strahlungsberechnung notwendigen optischen Eigenschaften der Aerosole werden in den Kapiteln "Wechselwirkung der elektromagnetischen Strahlung mit einzelnen Partikel" und "Optische Eigenschaften in einem Medium" ausführlich behandelt.

2.1.2 Aufbau der Atmosphäre

Die Atmosphäre ist die gasförmige Hülle um einen Himmelskörper, die meist aus einem Gemisch verschiedener Gase besteht, die vom Schwerfeld des Himmelskörpers festgehalten werden. Die Erdatmosphäre besteht zu ca. 78 % aus Stickstoff, zu ca. 21 % aus Sauerstoff und zu 1 % aus Argon. Kohlendioxid, andere Edelgase, Methan, Ozon und andere Spurenelemente machen unter

0.1 % der Atmosphäre aus. Die Konzentration der Gase nimmt mit der Höhe exponentiell ab und in 5 km Höhe ist in etwa nur die Hälfte der Partikelkonzentration der Erdoberfläche vorhanden.

Die unterste Schicht, die von der Erdoberfläche bis zu einer Höhe von 9 bis 16 km reicht, wird Troposphäre genannt. In dieser Schicht befinden sich in etwa 90 % der gesamten atmosphärischen Luftmasse. Da sich in der Troposphäre auch fast das gesamte Wasser, dessen Konzentration zwischen 0 und ca. 4 % schwankt, befindet und außerdem die Temperatur mit steigender Entfernung von der Erdoberfläche um ca. 0.65 °C pro 100 m abnimmt, was zu starken vertikalen und horizontalen Luftbewegungen führen kann, findet in dieser Schicht fast das gesamte Wettergeschehen statt.

Die Grenzschicht zwischen der Troposphäre und der nächsthöheren Schicht, der Stratosphäre wird Tropopause genannt. Dort herrschen Temperaturen von bis zu -80 °C. In der Stratosphäre wird es mit steigender Höhe wieder wärmer, weswegen eine relativ stabile Schichtung der Luft vorliegt. Wegen der Änderung des Temperaturgradienten kommt es nur zu wenig Austausch der Partikel zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre. Eine Ausnahme bilden große Vulkanausbrüche, bei denen Partikel bis in die Stratosphäre gelangen, wo sie dann - abhängig von ihrer Größe - jahrelang verweilen können. In ca. 30 km Höhe befindet sich die Ozonschicht, wo der energiereichste (UV-C) Anteil des Sonnenlichts Sauerstoffmoleküle spaltet, wodurch sich Ozon (O_3) bilden kann, das wiederum kurzwellige (UV-B) Strahlung absorbiert, sich spaltet und Infrarotstrahlung freisetzt. Das ist die Hauptursache für die Temperaturerhöhung in der Stratosphäre.

Weiteren Schichten sind die Mesosphäre, zwischen 50 und 80 bis 85 km Höhe. Darüber liegt die Thermosphäre, in der die Gase dissoziiert und teilweise ionisiert sind. Die letzte Schicht, die sich oberhalb von 800km Höhe befindet nennt man Exosphäre (Kraus, 2004, S. 137ff).

2.1.3 Grundlagen des Strahlungstransfergesetzes

Ziel dieses Abschnitts ist es, die Strahlungsgrößen, die für die Berechnung des Strahlungstransfergesetzes notwendig sind, zu beschreiben.

Die **Strahlungsenergie** E_{rad} gibt die Energie an, die in einem Zeitintervall durch eine Fläche transportiert wird.

Der **spektrale Strahlungsfluss** Φ_λ an einem bestimmten Ort $\vec{r}$ zu einem bestimmten Zeitpunkt t ist definiert als:

$$\Phi_\lambda(\vec{r}, t) = \frac{d^2 E_{rad}}{dt d\lambda} \quad (2.4)$$

Die **spektrale Bestrahlungsstärke** F_λ ist definiert als der spektrale Strah-

2.1. Strahlungstransfergesetz

lungsfluss pro Flächeneinheit dA :

$$F_\lambda(\vec{r}, t) = \frac{d\Phi_\lambda}{dA} \quad (2.5)$$

Integriert man die spektrale Bestrahlungsstärke über den kurzwelligen Wellenlängenbereich, so erhält man die kurzwellige Bestrahlungsstärke, jene Größe, die in dieser Diplomarbeit berechnet wird.

Die **spektrale Intensität (spektrale Radianz)** gibt zusätzlich die Richtung $\hat{s}$ an, aus der die Strahlung kommt.

$$I_\lambda(\vec{r}, \hat{s}, t) = \frac{d^2\Phi_\lambda}{dA \perp d\Omega} = \frac{d^4E_{rad}}{\cos\theta \, dt \, d\lambda \, dA \, d\Omega} \quad (2.6)$$

Dabei ist θ der Winkel zwischen dem Flächenelement und der Richtung des einfallenden Strahles.

Unter der **Strahlungsenergiedichte** $u_\lambda(\vec{r}, t)$ versteht man die Strahlungsenergie pro Volumeneinheit dV , pro Raumwinkeleinheit $d\Omega$, pro Wellenlängeneinheit $d\lambda$, an einem bestimmten Ort $\vec{r}$ und zu einer bestimmten Zeit t .

$$u_\lambda(\vec{r}, t) \, d\lambda \, d\Omega = \frac{dE_{rad}}{dV} = \frac{I_\lambda}{c} \, d\lambda \, d\Omega \quad (2.7)$$

mit

$$dV = c \, dA \perp dt$$

Dabei ist $c = 299792458 \, m/s$ die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum. Die mittlere spektrale Strahlungsenergiedichte über alle Richtungen erhält man, indem man Formel 2.7 über die Raumwinkel integriert.

Um die **spektrale Photonendichte** $n_{phot,\lambda}$ zu berechnen, verwendet man die Photonenenergie $E_{phot} = h \cdot c/\lambda$:

$$n_{phot,\lambda}(\vec{r}, t) = \frac{\bar{u}_\lambda(\vec{r}, t)}{E_{phot}} \quad (2.8)$$

Dabei ist h die Planck'sche Konstante mit $6.6262 \cdot 10^{-34} \, Js$. Um den Strahlungstransfer in der Atmosphäre zu berechnen, ist es wichtig, die Strahlung in einer Höhe z in eine nach unten und einen nach oben gerichteten Fluss zu teilen. Für die aufwärts gerichtete spektrale Bestrahlungsstärke ergibt sich folgende Formel:

$$F_\lambda^\uparrow(\vec{r}, t) = \int_{2\pi} I_\lambda(\vec{r}, \hat{s}, t) \, \hat{e}_3 \cdot \hat{s} \, d\Omega \quad (2.9)$$

Dabei ist $\hat{\mathbf{e}}_3$ der Normalvektor auf die (angenommene) horizontale Ebene in der Höhe z .

Die abwärtsgerichtete Strahlung folgt analog.

Somit ergibt sich der **Netto- Strahlungsstrom** $F^{net}(z)$ in einer Höhe z zu

$$F^{net}(z) = F_{\lambda}^{\uparrow} - F_{\lambda}^{\downarrow} \quad (2.10)$$

Reflektivität, Absorptivität und Transmissivität

Die drei dimensionslosen Größen Reflexionsgrad $\mathcal{R}$, Absorptivität $\mathcal{A}$ und Transmissivität $\mathcal{T}$ geben den Anteil der Strahlung an, der jeweils reflektiert, absorbiert oder transmittiert wird. Die grundlegende Beziehung zwischen diesen drei Größen ist:

$$\mathcal{R} + \mathcal{A} + \mathcal{T} = 1 \quad (2.11)$$

Schwarzkörperstrahlung

Planck'sches Gesetz: Das Planck'sche Gesetz beschreibt die abgestrahlte Intensität eines idealen schwarzen Körpers mit Temperatur T als Funktion ihrer Wellenlänge λ an:

$$B_{\lambda}(T)d\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1 \right)} d\lambda \quad (2.12)$$

Formelzeichen	Bezeichnung	Einheit
$B_{\lambda}(T)$	spektrale abgestrahlte Intensität	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
h	Planck'sche Konstante: $6.6262 \cdot 10^{-34}$	J s
k_B	Boltzmannkonstante $1.3805 \cdot 10^{-23}$	JK^{-1}
T	absolute Temperatur	K

Das Wien'sche Verschiebungsgesetz: Das Wien'sche Verschiebungsgesetz ist aus Formel 2.12 über eine Extremwertaufgabe herleitbar. Dieses Gesetz stellt einen Zusammenhang zwischen der Temperatur eines Schwarzkörpers und der Wellenlänge, bei der die maximale Strahlung emittiert wird, her:

$$\lambda_{max} \cdot T = 2898 \mu m K \quad (2.13)$$

2.1. Strahlungstransfergesetz

Stefan-Boltzmann Gesetz: Nimmt man an, dass die Strahlung eines Schwarzkörpers isotrop ist, so erhält man durch Integration von Formel 2.12 über den Halbraum und alle Wellenlängen, die gesamte, von einem schwarzen Körper emittierte Bestrahlungsstärke F_{BB} :

$$F_{BB} = \sigma T^4 \quad (2.14)$$

Dabei ist T die absolute Temperatur und $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ die Stefan-Boltzmann Konstante.

Emissionsfähigkeit von realen Körpern und Kirchhoff'sches Gesetz:

In der Realität gibt es keine perfekten schwarzen Körper, deren Emissionsverhalten Formel 2.12 genügt. Die **monochromatische Emissivität (monochromatischer Emissionsgrad)** $\epsilon(\lambda)$ eines Körpers gibt an, wie viel Strahlung er, verglichen zu einem idealen schwarzen Körper, abgibt:

$$I_\lambda = \epsilon_\lambda \cdot B_\lambda(T) \quad (2.15)$$

Obwohl die Emissivität wellenlängenabhängig ist (kein Körper ist nur grau), ist doch für manche Zwecke ein wellenlängenunabhängiger Emissionsgrad nützlich:

$$\epsilon = \frac{F}{F_{BB}} = \frac{\int_0^\infty F_\lambda d\lambda}{\sigma \cdot T^4} \quad (2.16)$$

Das *Kirchhoff'sche Gesetz* besagt, dass die monochromatische Emissivität $\epsilon(\lambda)$ eines bestimmten Stoffes der monochromatischen Absorptivität entspricht $\mathcal{A}(\lambda)$:

$$\epsilon(\lambda, \theta, \phi) = \mathcal{A}(\lambda, \theta, \phi) \quad (2.17)$$

Dieses Gesetz gilt nur in einem thermodynamischen Gleichgewicht. Das ist zum Beispiel dann erfüllt, wenn Energie durch Stöße wesentlich schneller ausgetauscht wird als die Veränderung des Strahlungsfeldes stattfindet. In der Atmosphäre kann man bis zu einer Höhe von ca. 80 km von diesen Bedingungen ausgehen.

Solare Einstrahlung

Die von der Sonne ausgehende Strahlung lässt sich mithilfe des Plank'schen Gesetzes modellieren. Die Temperatur der Sonne wird mit 5766 K angenommen. Die modellierte Strahlung, die das gesamte Spektrum abdeckt, hat ihr Maximum bei ca. 500nm (im grünen Bereich des Spektrums).

Unter der **Solarkonstante** $S_C \approx 1366 \text{ W/m}^2$ versteht man die Energieflussdichte der Sonne, die senkrecht zur Ausbreitungsrichtung im mittleren Abstand Erde Sonne auf eine Flächeneinheit pro Zeiteinheit auf der Erde auftrifft. Dabei wird der Einfluss der Atmosphäre nicht beachtet. Der Wert schwankt wegen der elliptischen Form der Umlaufbahn der Erde im Laufe des Jahres um ca. $\pm 3.4\%$. Dazu kommt, dass die emittierte Energie der Sonne keine Konstante ist und ständig schwankt.

Die mittlere Energie, die tatsächlich auf einer Flächeneinheit der Erdoberfläche auftrifft, ist ein Viertel der Solarkonstante (Kugeloberfläche ist vier Mal so groß wie die Querschnitts-Kreisfläche) und heißt **mittlere solare Einstrahlung** $S_0 = 342 \text{ W/m}^2$.

Der Zenitwinkel ϑ gibt an, in welchem Winkel die Sonneneinstrahlung bezüglich des Lots auf die Erdoberfläche trifft. Dabei entspricht der Zenitwinkel dem θ in Formel 2.6.

Dadurch ergibt sich die **Bestrahlung** I einer horizontalen Fläche zu:

$$I = S_C \left(\frac{R_m}{R} \right)^2 \cos \vartheta \quad (2.18)$$

Formelzeichen	Bezeichnung	Einheit
R	monentaner Abstand Erde Sonne	m
R_m	mittlerer Abstand Erde - Sonne	m
ϑ	Zenitwinkel der Sonne	rad

2.1.4 Wechselwirkung der elektromagnetischen Strahlung mit einzelnen Partikeln

Um die Strahlungsvorgänge in der Atmosphäre beschreiben zu können, ist es notwendig, die Wechselwirkung zwischen Gasen bzw. Partikeln mit elektromagnetischer Strahlung genau zu betrachten.

Trifft Strahlung auf ein Partikel, wird ein Teil der Energie mittels Absorption in andere Energieformen umgewandelt. Die restliche Energie wird über Streuprozesse diffus abgelenkt.

Die Absorption hängt, wie schon beschrieben, eng mit der Emission von Strahlung zusammen. Streuprozesse sind äußerst kompliziert und es gibt eine Vielzahl komplexer Theorien. In dieser Arbeit werden nur elastische Streuungen erwähnt (Frequenz des einfallenden ist gleich der des ausfallenden Strahls). Streuung hängt von Form und Material des Partikels, sowie von

2.1. Strahlungstransfergesetz

der Wellenlänge und der Polarisierung des Lichtes ab. Eine große Rolle nimmt dabei das Verhältnis zwischen der Wellenlänge λ der Strahlung und dem Partikeldurchmesser D_p ein. Dazu wird der Größenparameter α eingeführt:

$$\alpha = \frac{\pi D_p}{\lambda} \quad (2.19)$$

Es können drei Fälle unterschieden werden:

- $\alpha \gg 1$: Es gilt die geometrische Optik (klassische Optik)
- $\alpha \approx 1$: Es gilt die Mie-Lorentztheorie
- $\alpha \ll 1$: Es gilt die Rayleightheorie

Die Abschwächung der Strahlung durch Absorption und Streuung in einer (Luft)Schicht wird mit dem Begriff **Extinktion** zusammengefasst.

Komplexer Brechungsindex

Der komplexe Brechungsindex eines Partikels $\tilde{n}$ ist wellenlängenabhängig, dimensionslos und durch seinen Real- und Imaginärteil definiert:

$$\tilde{n} = \tilde{n}_{re} + \tilde{n}_{im} \cdot i \quad (2.20)$$

Der Realteil und Imaginärteil hängen über die Kramers-Krönig Beziehung zusammen.

Der Realteil $\tilde{n}_{re}$ gibt das Verhältnis der Phasengeschwindigkeit der Strahlung im Vakuum (bzw. Luft) c zu der Geschwindigkeit innerhalb des Medium c_m an. Findet keine Absorption statt, so gilt:

$$\tilde{n}_{re} = \frac{c}{c_m} \quad (2.21)$$

Der Imaginärteil gibt an, in welchem Ausmaß elektromagnetische Strahlung absorbiert werden kann.

Optische Parameter einzelner Partikel

Extinktionsquerschnitt, Absorptionsquerschnitt, Streuquerschnitt:

C_{ext} , C_{abs} , C_{sca} : Diese Parameter sind die jeweiligen Wirkungsquerschnitte für Extinktion, Absorption und Streuung. Sie sind das Maß für die Wahrscheinlichkeit, mit der die elektromagnetische Strahlung mit den Partikeln wechselwirkt. Dabei wird mit F_{inc} die einfallende Bestrahlungsstärke und mit Φ_{ext} der Strahlungsfluss nach der Wechselwirkung bezeichnet:

$$C_{ext} = \frac{\Phi_{ext}}{F_{inc}}, \quad C_{abs} = \frac{\Phi_{abs}}{F_{inc}}, \quad C_{sca} = \frac{\Phi_{sca}}{F_{inc}} \quad (2.22)$$

Die Einheit dieser Wirkungsquerschnitte ist jeweils m^2 .

Es gilt folgende Relation:

$$C_{ext} = C_{abs} + C_{sca} \quad (2.23)$$

Efficiency Factors (Extinktionsfaktor, Absorptionsfaktor, Streufaktor): Q_{ext} , Q_{abs} , Q_{sca} Die optischen Querschnitte werden mit dem Projektions-Querschnitt des Partikels normiert, sodass man dimensionslose Parameter für die Extinktion Q_{ext} , für die Absorption Q_{abs} und für die Streuung Q_{sca} erhält:

$$Q_{ext} = \frac{C_{ext}}{A_{proj}}, \quad Q_{abs} = \frac{C_{abs}}{A_{proj}}, \quad Q_{sca} = \frac{C_{sca}}{A_{proj}} \quad (2.24)$$

Dabei ist A_{proj} die vom Partikel auf eine zum einfallenden Strahl orthogonal stehenden Ebene projizierte Fläche. Für ein kugelförmiges Partikel entspricht das einem Kreis mit Fläche $\pi \cdot r^2$

Single Scattering Albedo (Einfachstreueralbedo): $\tilde{\omega}$ Die Single Scattering Albedo beschreibt das Verhältnis des Streuquerschnittes zum Absorptionquerschnitt:

$$\tilde{\omega} = \frac{C_{sca}}{C_{ext}} = \frac{Q_{sca}}{Q_{ext}} \quad (2.25)$$

Ist $\tilde{\omega} = 0$, kommt es zu keiner Streuung. Bei $\tilde{\omega} = 1$ zu keiner Absorption.

Streufunktion: f Um die winkelabhängige Verteilung der gestreuten Strahlung $F_{sca}(\vartheta)$ zu beschreiben, definiert man eine skalare, dimensionslose Streufunktion $f(\vartheta)$:

$$F_{sca}(\vartheta) = \left(\frac{1}{k \cdot R} \right)^2 \cdot f(\vartheta) \cdot F_{inc} \quad (2.26)$$

Dabei gibt ϑ den Streuwinkel, k die Wellenzahl und R den radialen Abstand vom Streupartikel an. Dabei muss gelten $k \cdot R \gg 1$.

Die Streufunktion $f(\vartheta)$ kann man mithilfe der Muellermatrix (Wendisch & Yang, 2012, S. 67f) berechnen.

Phasenfunktion: p oder $\mathcal{P}$ Die skalare Phasenfunktion, $p(\vartheta)$ (mit der Einheit sr^{-1}) ist definiert, als:

$$p(\vartheta) = \frac{f(\vartheta)}{k^2 \cdot C_{sca}} (sr^{-1}) \quad (2.27)$$

Die Phasenfunktion gibt die relative Winkelverteilung an. Integriert man die Phasenfunktion über den gesamten Raumwinkel, so erhält man 1.

Asymmetriefaktor: g Der Asymmetriefaktor der Phasenfunktion eines Teilchens ist eine grobe Annäherung für die Winkelverteilung, die bei der Streuung an dem Partikel entsteht.

$$g = \iint_{4\pi} p(\vartheta) \cdot \cos(\vartheta) d^2\Omega \quad (2.28)$$

Ist $g = 1$, so findet nur Vorwärtstreuung statt, $g = -1$ steht für eine reine Rückwärtstreuung. Ist $g = 0$, wird ebenso viel Licht vorwärts wie rückwärts gestreut.

Streuung an sphärischen Partikeln (Lorenz-Mie Theorie)

Entspricht die Wellenlänge des Lichts in etwa dem Partikeldurchmesser, so kann nur die Mie-Theorie das Streuverhalten beschreiben.

Der einfachste Fall für die Berechnung der Miestreuung ist, wenn polarisierte Strahlung auf ein homogenes, kugelförmiges Partikel auftrifft, das sich im Vakuum befindet und einen Radius r und einen komplexen Brechungsindex $\tilde{n}$ hat. Das auftreffende Licht hat die Wellenlänge λ und das gestreute Licht wird von ausreichend großer Entfernung betrachtet.

Die dimensionslosen Faktoren für die Extinktion $Q_{ext,Mie}$, für die Absorption $Q_{abs,Mie}$ und die Streuung $Q_{sca,Mie}$ sind laut Lorenz-Mie Theorie:

$$Q_{ext,Mie} = \frac{2}{\alpha^2} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \cdot \Re \{a_n + b_n\}, \quad (2.29)$$

$$Q_{sca,Mie} = \frac{2}{\alpha^2} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \cdot (|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2.30)$$

$$Q_{abs,Mie} = Q_{ext,Mie} - Q_{sca,Mie}. \quad (2.31)$$

Dabei ist α der in Formel 2.19 definierte Größenparameter. Die a_n und b_n werden als Lorenz-Mie Koeffizienten bezeichnet und können über Riccati-Bessel Funktionen berechnet werden. Der typische Verlauf einer solchen Miekurve für oben genannte Bedingungen ist für α in der Nähe von Null sehr klein.

Im Bereich $\alpha \approx 5$ erreicht die Kurve ein Maximum von in etwa 4.3 - d.h. der Streuquerschnitt ist viermal so groß wie die schon beschriebene Querschnittsfläche A_{proj} . Für große α gilt $Q_{ext,Mie} = 2$. Das entspricht dem Wert, den der Extinktionsfaktor in der klassischen Optik einnimmt.

Streuung an Molekülen (Rayleighstreuung)

Ist $\alpha \ll 1$ so kommt es zur Rayleighstreuung, die auf der elektromagnetischen Theorie der Dipolstrahlung beruht. Es ist die einzige Art der Streuung, die an Gasmolekülen auftritt. Dabei wird die Strahlung nur abgelenkt, eine Änderung der Frequenz findet nicht statt.

Berechnet man den Extinktionsfaktor $Q_{ext,Rayl}$, den Absorptionsfaktor $Q_{abs,Rayl}$ und die Streufaktor $Q_{sca,Rayl}$ für kugelförmige Partikel mit Brechungsindex $\tilde{n}$:

$$Q_{ext,Rayl} = \frac{4}{\alpha^2} \cdot \Im m \left\{ \frac{(\tilde{n}^2 - 1)}{(\tilde{n}^2 + 2)} \right\} + \frac{8}{3} \alpha^4 \Re e \left\{ \left(\frac{(\tilde{n}^2 - 1)}{(\tilde{n}^2 + 2)} \right)^2 \right\} \approx \alpha = \frac{r}{\lambda}, \quad (2.32)$$

$$Q_{abs,Rayl} = \frac{4}{\alpha^2} \cdot \Im m \left\{ \frac{(\tilde{n}^2 - 1)}{(\tilde{n}^2 + 2)} \right\} - \frac{16}{3} \alpha^4 \left(\Im m \left\{ \frac{(\tilde{n}^2 - 1)}{(\tilde{n}^2 + 2)} \right\} \right)^2 \approx \alpha = \frac{r}{\lambda}, \quad (2.33)$$

$$Q_{sca,Rayl} = \frac{8}{3} \alpha^4 \left| \frac{(\tilde{n}^2 - 1)}{(\tilde{n}^2 + 2)} \right|^2 \approx \alpha^4 = \left(\frac{r}{\lambda} \right)^4 \quad (2.34)$$

Die Single Scattering Albedo $\tilde{\omega}_{Rayl}$ ist näherungsweise α^3 , für nicht absorbierende Partikel bleibt sie hingegen 1, egal wie klein der Teilchenparameter ist. Ist also α sehr klein und das Teilchen kann absorbieren, so ist die Streuung vernachlässigbar und es findet fast ausschließlich Absorption statt.

Die starke Wellenlängenabhängigkeit der Streuung (λ^{-4}) tritt bei vielen Streuvorgängen in der Atmosphäre zutage. So erscheint der Himmel nur deswegen blau, weil kleine Wellenlängen stark gestreut werden.

Streuung an nicht kugelförmigen Partikeln

Diese Streuvorgänge werden rasch sehr kompliziert. Da sie für die Berechnungen in dieser Diplomarbeit keine weitere Rolle spielen, werden sie ausgelassen.

2.1.5 Optische Eigenschaften in einem Medium

Um das Verhalten von elektromagnetischer Strahlung in der Atmosphäre beschreiben zu können, muss man die Eigenschaften von vielen in einem Volumen vorhandenen Partikel charakterisieren. Die einzelnen Partikel haben in der Regel unterschiedliche Größen sowie chemische und physikalische Eigenschaften. Die optischen Eigenschaften im Medium werden berechnet, indem man die Eigenschaften der einzelnen Partikel über die Korngrößenverteilung mittelt.

Dabei wird die Mehrfachstreuung im Volumselement vernachlässigt.

Extinktionskoeffizient, Absorptionskoeffizient und Streukoeffizient

Die Volumseigenschaften mehrerer Partikel erhält man, indem man über das Produkt der Wirkungsquerschnitte $C_{ext}, C_{sca}, C_{abs}$ und der Korngrößenverteilung $\frac{dN}{d\log D}$ integriert:

$$\langle b_{ext}(\lambda) \rangle = \int_0^\infty C_{ext}(\lambda, D') \cdot \frac{dN}{d\log D}(D') d\log D' \quad (2.35)$$

Diese Klammern $\langle \dots \rangle$ geben an, dass der Extinktionskoeffizient mehrerer Partikel berechnet wurde, sie werden aber in Folge weggelassen werden. Die Einheit von $\langle b_{ext}(\lambda) \rangle$ ist m^{-1} .

Die Beschreibung des Absorptionskoeffizienten und Streukoeffizienten erfolgt analog.

2.1.6 Strahlungstransfergesetz

Für das Strahlungstransfergesetz wird das Modell einzelner Volumselemente eingeführt, die aufeinandergestapelt eine Luftsäule bilden. Die vertikalen Veränderungen entsprechen den Veränderungen in einer planparallelen Atmosphäre.

Optische Dicke, Angströmgesetz

Für diese Definition wird eine planparallele Atmosphäre angenommen, in der die optischen Eigenschaften sich lediglich in vertikaler Richtung ändern dürfen. Für den Extinktionskoeffizienten gilt:

$$b_{ext}(\lambda, \vec{r}) = b_{ext}(\lambda, z) \quad (2.36)$$

Dann ist die **optische Dicke** $\tau(\lambda, z)$ definiert als:

$$\tau(\lambda, z) = \int_z^\infty b_{ext}(\lambda, z') dz' \quad (2.37)$$

Auf der Erdoberfläche ergibt sich für $\tau(\lambda)$:

$$\tau(\lambda) = \int_0^\infty b_{ext}(\lambda, z') dz' \quad (2.38)$$

Die optische Dicke ist das Maß für die Abschwächung der Strahlung durch ein Medium und hat die Einheit 1.

Das *Angströmgesetz* gibt näherungsweise an, wie sich die optische Dicke mit der Wellenlänge ändert:

$$\tau(\lambda) = \beta \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\alpha} \quad (2.39)$$

Gesetz von Lambert - Beer

Trifft ein Sonnenstrahl unter dem (Zenit) Winkel θ auf eine planparallele geschichtete Atmosphäre, so wird die Intensität eines Strahls beim Durchlaufen einer Schicht der Dicke dz wegen der Extinktion nach dem *Gesetz von Lambert - Beer* um dI_λ verringert:

$$dI_\lambda = -b_{ext}(\lambda, s) ds I_\lambda \quad (2.40)$$

Die reduzierte Weglänge des Strahles ist ds :

$$ds = \frac{1}{\cos(\theta)} \cdot dz$$

Integriert man Formel 2.40 so erhält man:

$$I_\lambda(s) = I_\lambda(0) e^{-\int_0^s b_{ext}(\lambda, s') ds'} = I_\lambda(0) e^{-\tau(\lambda, s)} \quad (2.41)$$

Strahlungstransfergesetz

Das Strahlungstransfergesetz beschreibt die Ausbreitung elektromagnetischer Strahlung in einem 6-dimensionalen Volumen (drei Raumdimensionen, zwei Rotationsdimensionen, Zeitdimension), wobei Streuung, Absorption und Emission von Photonen berücksichtigt werden.

Die Strahlungstransfergleichung kann aus den Maxwell Gleichungen hergeleitet werden, was erstmals 2002 Mishchenko gelang. Üblicherweise wird die Strahlungstransfergleichung aus der Boltzmannschen Transportgleichung hergeleitet, wobei aber angenommen werden muss, dass Photonentransport durch die Boltzmanngleichung beschrieben werden kann. Im Buch „Theory of Atmospheric Radiation“ von Wendisch und Yang wird der phänomenologische Weg gewählt.

Der Grundgedanke ist dabei jener: Die zeitliche Veränderung der Photonen in einem 6D Volumen (3 Raumkoordinaten, 2 Rotationsebenen, Wellenlänge) lässt sich beschreiben, indem man 5 Prozesse untersucht: (a) die ungehindert durch das Volumen durchströmenden Photonen; (b) die durch Absorption verlorenen Photonen; (c) die durch Streuung verlorenen Photonen; (d) durch Mehrfachstreuung außerhalb des Volumens gewonnene Photonen; (e) durch Emission gewonnene Photonen.

Dabei ist die Photonenteilchendichtefunktion $\xi(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t) = I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t) \frac{\lambda}{h \cdot c^2}$ definiert über das Differential der Anzahl der Photonen, die in dem 6D Volumen enthalten sind (siehe Formel 2.8):

$$d^6 \dot{n}_{phot} = \frac{\partial I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)}{\partial t} \cdot \frac{\lambda}{h \cdot c^2} d^3 V d^2 \Omega dt$$

$$d^6 \dot{n}_{phot} = \left(d^6 \dot{n}_{phot} \right)_a + \left(d^6 \dot{n}_{phot} \right)_b + \left(d^6 \dot{n}_{phot} \right)_c + \left(d^6 \dot{n}_{phot} \right)_d + \left(d^6 \dot{n}_{phot} \right)_e \quad (2.42)$$

Formt man 2.42 um, sodass anstatt des Photonendichte-Differentials die Radianz enthalten ist, dann bekommt man folgende Formel:

$$\begin{aligned} \frac{1}{c} \cdot \frac{\partial I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)}{\partial t} &= \overbrace{-\hat{s} \cdot \vec{\nabla} I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)}^{a \cdot (h \cdot c^2 / d^3 V d^2 \Omega dt \cdot \lambda)} - \overbrace{b_{ext}(\lambda, \vec{r}) \cdot I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)}^{(b+c) \cdot (h \cdot c^2 / d^3 V d^2 \Omega dt \cdot \lambda)} \\ &+ \underbrace{b_{sca}(\lambda, \vec{r}) \int \frac{P(\lambda, \vec{r}, \hat{s}', \hat{s})}{4\pi} \cdot I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}', t) d\hat{s}'}_{d \cdot (h \cdot c^2 / d^3 V d^2 \Omega dt \cdot \lambda)} + \underbrace{J_{emi}(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)}_{e \cdot (h \cdot c / d^3 V d^2 \Omega dt \cdot \lambda)} \end{aligned} \quad (2.43)$$

Dabei wird die Quellenfunktion $J_{emi}(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)$ definiert als:

$$J_{emi}(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t) = h \cdot \frac{c}{\lambda} \cdot j_{emi}(\lambda, \vec{r}, \hat{s}, t)$$

In der Regel werden mit dem Strahlungstransfergesetz zeitunabhängige Systeme betrachtet:

$$\begin{aligned} \hat{s} \cdot \vec{\nabla} I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}) = & -b_{ext}(\lambda, \vec{r}) \cdot I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}) \\ & + b_{sca}(\lambda, \vec{r}) \int \frac{P(\lambda, \vec{r}, \hat{s}', \hat{s})}{4\pi} \cdot I(\lambda, \vec{r}, \hat{s}') d\hat{s}' + J_{emi}(\lambda, \vec{r}, \hat{s}) \end{aligned} \quad (2.44)$$

Diese Formel sagt aus, dass der Gradient der Radianz (die Änderung der Radianz) gleich der Strahlung ist, die durch Absorption, Streuung und Emission dazu- oder weggommt. Die zeitliche Unabhängigkeit drückt aus, dass ein Gleichgewicht herrscht und es somit weder zu einer Erwärmung noch zu einer Abkühlung der Schicht kommt.

Das Gesetz von Lambert-Beer ist eine Vereinfachung der Strahlungstransfergleichung in einer Dimension, bei der die Quellenfunktion und die Photonen, die durch Mehrfachstreuung hinzu kommen, außer Acht gelassen werden¹.

2.2 Einfluss der Vulkane auf das Klima

2.2.1 Allgemeines

Unter Vulkanen versteht man geologische Strukturen, aus denen heißes Magma zur Erdoberfläche gelangen kann. Dies findet meist an Plattengrenzen statt.

Vulkanausbrüche werden grob in effusive (> 95% des ausgestoßenen Materials ist Lava), in explosive (> 95% des ausgestoßenen Materials ist Tephra²) und gemischte Eruptionen unterteilt (Thordarson & Larsen, 2007). Vulkane bei divergierenden Platten und über Hot Spots brechen meistens relativ ruhig aus. Das zumeist 1100-1200°C heiße, dünnflüssige, basaltische Magma entgast sehr leicht, wodurch die Lava ohne größere Explosionen entlang des Berges abfließen kann. Dabei entstehen weit ausgedehnte flache Hänge. Die zugehörigen Vulkane nennt man Schildvulkane. Diese Form des Vulkanismus hat in der Regel keinen allzu großen Einfluss auf das Klima, da nur wenig

¹Die Theorie zum Strahlungstransfergesetz wurde hauptsächlich aus dem Buch von Wendisch und Yang (2012) (Wendisch & Yang, 2012) übernommen.

²Unter Tephra versteht man vulkanische Lockerstoffe, die aus fragmentierter Lava bestehen.

2.2. Einfluss der Vulkane auf das Klima

Asche und Sulfate in große Höhen gelangen können.

Explosiver Vulkanismus kommt vor allem an konvergenten Plattengrenzen (aneinanderstoßende Platten) oder bei subglazialen/submarinen Ausbrüchen vor. Bei Ersterem befindet sich das Magma sehr lange (bis zu 100 Jahren) in der Magmakammer des Vulkans und reagiert mit den umgebenden Gesteinen. Dabei entstehen silkatreiche Schmelzen, deren Temperatur nur um die 700-900°C liegen und die nur wenig entgasen. Sobald der Druck aus dem Erdinneren zu groß wird, entweicht das Magma in einer gewaltigen Explosion. Bei Zweiterem kommt es durch das Zusammentreffen von Wasser bzw. Eis mit Magma zu sogenannten phreatischen oder phreatomagmatischen Explosionen.

Durch die Explosionen wird das Gestein in unterschiedlich große Brocken (Blöcke, vulkanische Bomben, Schlacken Lapili, Bimssteine, und Aschen) zerrissen und bis zu mehreren hundert Meter in die Luft geschleudert. Durch starke Aufwinde in der heißen Aschewolke können vulkanische Gase, Tröpfchen und Aschepartikel bis in die Stratosphäre gelangen. Größere Partikel sedimentieren rasch oder fließen in pyroklastischen Strömen einen Berghang hinab. Typische Vulkanformen dieser Eruptionsart sind Stratovulkane, Berge mit sehr steilen Hängen.

Im Laufe der Erdgeschichte haben immer wieder große Eruptionen (größtenteils explosive) das Klima und somit das Leben auf der Erde stark beeinflusst. Es wird sogar davon ausgegangen, dass erst durch Vulkanausbrüche und die dadurch emittierten Gase H_2O , NO_x und CO_2 das Leben auf Erden ermöglicht wurde (Robock, 2000). Die bei Eruptionen freigesetzten Gase werden als die Ausgangspunkte der heutigen Atmosphäre und Ozeane verstanden: Wasser kondensierte und sammelte sich in den Ozeanen, Kohlendioxid wurde durch Pflanzen in Kohlenstoff und Wasser umgewandelt. Stickstoff ist sehr reaktionsträge und macht auch bis heute den Hauptanteil der Atmosphäre aus (78%) (Robock, 2000).

Eine Korrelation zwischen großen Vulkaneruptionen und dem Klima wurde schon in der Antike erkannt. Nach dem Ausbruch des Ätna um 66 v.Chr., vermutete Plutarch, dass das Sonnenlicht durch die Vulkanasche abgeschirmt worden war und dadurch Hungersnöte in Rom und in Ägypten verursacht wurden (Forsyth, 1988). In der Neuzeit scheint Benjamin Franklin der erste gewesen zu sein, der einen Zusammenhang zwischen dem Ausbruch der Laki-Spalte 1783 in Island und einem trockenen Nebel über Europa im Sommer 1783 und dem außergewöhnlich strengen Winter 1784 gesehen hatte (Franklin, 1784).

Dieser Zusammenhang wurde erstmals 1901 auf wissenschaftlicher Basis behandelt, als Schweizer Forscher die Theorie aufstellten, dass Eiszeiten durch

den Staub, der bei mehreren großen Vulkanausbrüchen freigeworden war, hätten verursacht werden können. Aber da sie trotz großer Ausbrüche in den zurückliegenden Jahren (Krakatau 1883) keine Messdaten zu Verfügung hatten, traf diese These nur auf wenig Resonanz (Amber, 2009).

Diese Vermutung wurde von weiteren Forschern aufgegriffen, als es im Jahr 1912 zu einem großen Ausbruch des Mt. Katmai in Alaska kam. Damals wurde auch zum ersten Mal der Rückgang der Strahlung gemessen (Amber, 2009).

Im Jahr 1815 war es zu dem stärksten Ausbruch in historischer Zeit, dem Ausbruch des Tambora auf Indonesien, gekommen. In Folge hatten auf der ganzen Erde massive Abkühlungen stattgefunden, sodass das Jahr 1816 als "Jahr ohne Sommer" in die Geschichte eingegangen war. Aber erst 1920 stellte der amerikanische Klimaforscher William Jackson Humphreys eine Verbindung zwischen dieser massiven Abkühlung und dem Vulkanausbruch her. Diese Theorie wurde aber, wegen mangelnder Beweise, nicht aufgenommen (Amber, 2009).

Da es von 1912 bis 1963 zu keinem großen Vulkanausbruch kam, wurde wenig in diese Richtung geforscht. Erst als 1963 eine weitere Serie größerer Vulkanausbrüche mit der Eruption des Agung, Indonesien (VEI 6) begann, setzte die Erforschung des Zusammenhangs von Vulkaneruptionen und Klima ein (Graf, 2002).

Anfangs wurde die vulkanische Asche (fragmentiertes Gestein) für die Beeinflussung des Klimas verantwortlich gemacht. Das erkennt man unter anderem auch an der Benennung des 1970 von Lamb (Lamb, 1970) eingeführten Parameters (dust veil index = Staub Schleier Index), der die Auswirkungen der Eruption auf das Klima angibt.

Ein tieferes Verständnis über den Zusammenhang zwischen Vulkanen und Klima besteht seit den Ausbrüchen des El Chichón 1982 und des Pinatubo 1991. Bei ersterem Ausbruch konnte auch durch Satellitendaten nachgewiesen werden, dass nicht Gesteinspartikel sondern Schwefelsäuretröpfchen in der unteren Stratosphäre für die Trübung der Atmosphäre verantwortlich waren (Graf, 2002).

Es gibt noch viele ungeklärte Fragen, aber mit dem nächsten großen Vulkanausbruch wird das Wissen über den Einfluss auf das Klima vermutlich wachsen (Robock, 2000).

2.2.2 Einfluss der vulkanischen Gase in der Stratosphäre auf die Strahlungsbilanz

Sowohl Wasser als auch Kohlendioxid sind Treibhausgase und werden bei Vulkanausbrüchen in großen Mengen ausgestoßen. Doch sie sind in der Atmosphäre in solchen Mengen vorhanden, dass die Effekte auf den Treibhauseffekt bei einem einzelnen Vulkanausbruch vernachlässigbar sind (Robock, 2000).

Einen beträchtlichen Einfluss auf das Klima hat hingegen die Emission von Schwefel, hauptsächlich in der Form von Schwefeldioxid und Schwefelwasserstoff, wenn diese in die Stratosphäre gelangen. Dies geschieht allerdings nur bei größeren Ausbrüchen. Insgesamt wird ca. 14% der gesamten weltweiten natürlichen und anthropogenen Schwefelemissionen durch Vulkane verursacht (Robock, 2000).

Schwefeldioxid oxidiert in der Atmosphäre mit einer Umwandlungsrate von $1/e$ pro Monat zu Schwefelsäure, welche einen sehr niedrigen Dampfdruck hat (Graf, 2002). Dadurch kann es auch unter atmosphärischen Bedingungen zu homogener Nukleation kommen und es können sich Schwefelsäuretröpfchen mit Radien von 0.1 bis $0.5 \mu\text{m}$ bilden oder schon bestehende Partikel können wachsen (Graf, 2002). Befinden sich diese Aerosole in der Stratosphäre, so können sie, abhängig von der Lage des Vulkans und den Windverhältnissen, rasch über den gesamten Planeten oder über eine Hemisphäre verteilt werden. Beim Ausbruch des Krakatau 1883 z.B. verteilte sich die Aerosolwolke binnen 2 Wochen um den Globus (Robock, 2000). In der Stratosphäre wirkt nur die Gravitation als nach unten gerichtete Kraft auf die Partikel. Ausregnen und Auswaschen, womit die Troposphäre gesäubert wird, fallen weg. Deswegen kann sich die Aerosolwolke in der Stratosphäre lange halten und die Partikel haben eine Halbwertszeit von ca. einem Jahr und können die Strahlung über mehrere Jahre beeinflussen (Robock, 2000).

Die Schwefelsäuretröpfchen besitzen im Bereich der sichtbaren Strahlung eine *Single Scattering Albedo* von 1. So wird ein Teil der Sonnenstrahlung schon vor dem Eintritt in die Troposphäre ins Weltall reflektiert, was zu einer Erhöhung der optischen Dicke und der Albedo führt (Cole-Dai, 2010).

Ein größerer Teil der Strahlung wird durch Vorwärtsstreuung abgelenkt, wodurch eine diffuse Strahlung entsteht. Diesen Effekt kann man bei starker Aerosolbeladung mit freiem Auge sehen. Es ist ein weißer Schleier am Himmel zu sehen, der durch die Mie-Streuung an den Schwefelsäuretröpfchen entsteht. Außerdem entstehen durch die Wellenlängenabhängigkeit der Streukoeffizienten ungewöhnlich farbenprächtige Abendstimmungen. Der rotgefärbte Sonnenuntergang im Bild "Der Schrei" von Edvard Munch soll durch die Aerosole vom Ausbruch des Awu 1892 beeinflusst worden sein (Robock, 2000).

Insgesamt kommt es zu einer Abkühlung der Atmosphäre und Erdoberfläche (Cole-Dai, 2010). Schätzungsweise kommt es beständig durch vulkanische Schwefelemissionen, die von zurückliegenden Vulkanausbrüchen noch in der Stratosphäre vorhanden sind, zu einem Strahlungsantrieb von -0.2 Wm^{-2} auf der Erdoberfläche (Robock, 2000). Bei großen Vulkanausbrüchen (VEI 6) wie z. B. dem des Pinatubo (1991) oder des Krakatau (1883) kam es zu einer weltweiten Abkühlung von ca. 0.3° (Graf, 2002).

Im langwelligen Bereich wird ein Teil der Strahlung absorbiert, im oberen Bereich der Aerosolwolke die langwellige Sonnenstrahlung und im unteren Bereich die terrestrische Strahlung. Insgesamt führt das zu einer Erwärmung in der Stratosphäre von 2° - 5° . Diese Effekte sind in den Tropen, wo die Oberflächentemperatur am höchsten ist, am größten (Graf, 2002). Dadurch entstehen infolge von Zirkulationen in der Atmosphäre komplexe Zusammenhänge, die einerseits die erwartete Abkühlung verstärken, allerdings auch an manchen Orten zu Erwärmung führen können (Robock & Mao, 1992).

2.2.3 Einfluss der Tephra auf die Strahlung

Bei explosiven Vulkanausbrüchen werden riesige Mengen an fragmentierten Gesteinspartikeln (Tephra) in die Luft geschleudert. Es ist schon lange bekannt, dass Tephra die Umwelt in vielerlei Hinsicht beeinflusst: Es kommt zu Auswirkungen auf Gebäude und Infrastruktur, und es wird die Umwelt und die Gesundheit der Menschen und der Tiere beeinflusst (Ayrís & Delmelle, 2012). In der Vergangenheit wurde dabei fast ausschließlich Augenmerk auf die langfristigen Auswirkungen von sedimentierter Tephra gelegt.

Es gibt nur wenige Studien, in denen die rasch vorübergehenden Auswirkungen behandelt werden, unter die auch die Wechselwirkung der solaren Strahlung mit den Aschepartikeln zählt (Ayrís & Delmelle, 2012).

Die Untersuchung dieses Effekts beim Ausbruch des Eyjafjallajökull ist die zentrale Fragestellung vorliegender Diplomarbeit.

Eigenschaften von Tephra

Das Zerstäuben von Magma passiert bei Eruptionen hauptsächlich durch (1) das Zerreißen von Gasblasen in einer spröden oder zähen Schmelze, (2) durch die Scherkraft die bei plötzlicher Beschleunigung der Magma entsteht, oder (3) durch das Zusammentreffen von Magma mit Eis oder Wasser. (Phreatomagmatische Explosionen) (Ayrís & Delmelle, 2012)

Die Tephra wird in der von Rose und Durant (2009) eingeführten Nomenklatur in folgende Größenklassen eingeteilt (Größenangaben p_d entsprechen dem (Äquivalent) Partikeldurchmesser (Ayrís & Delmelle, 2012):

2.2. Einfluss der Vulkane auf das Klima

- sehr feinkörnig (*very fine*): $p_d < 63\mu m$
- feinkörnig (*fine*): $63\mu m < p_d < 100\mu m$
- grobkörnig (*coarse*): $100\mu m < p_d < 2000\mu m$
- sehr grobkörnig (*very coarse*): $p_d > 2000\mu m$

Dabei kann Tephra große Variationen in der chemischen Zusammensetzung haben - was natürlich Einfluss auf die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Partikel hat.

Bestimmend für die Eigenschaften der Tephra ist die Partikelgröße: Sie beeinflusst die Verweildauer τ_{atm} in der Atmosphäre, die optischen Eigenschaften der Aschewolke und auch die innere Oberfläche der Partikel (a_s , Einheit: m^2/g) (Ayrís & Delmelle, 2012).

Generell entsteht bei basaltischen Ausbrüchen feinere Asche als bei rhyolitischen. Eine Ausnahme bilden phreatomagmatische Explosionen, bei denen es zu besonders kleinen Partikelgrößen kommen kann (Karlsdóttir *et al.*, 2012). Die innere Oberfläche und die Zusammensetzung der Oberfläche beeinflussen maßgeblich die chemische Reaktionsfähigkeit der Partikel (Ayrís & Delmelle, 2012).

Die Dichte der Partikel beeinflusst die Verweildauer τ_{atm} in der Atmosphäre. Basaltisches Tephra mit hohem Fe/Ti Gehalt hat üblicherweise eine größere Dichte und somit eine kürzere Verweildauer als rhyolitisches Tephra (Ayrís & Delmelle, 2012).

Die Verweildauer τ_{atm} der Asche in der Atmosphäre lässt sich durch folgende Formel abschätzen (Ayrís & Delmelle, 2012), siehe Abb.: 2.1:

$$\tau_{atm} = \frac{s_{atm}}{w_{tph}} \quad (2.45)$$

Dabei ist s_{atm} die Höhe der Aschewolke. Die Endgeschwindigkeit der Partikel w_{tph} kann man mithilfe von linearen (je nach Größe der Partikel laminare oder turbulente) Strömungsgleichungen annähern (Bonadonna & Phillips, 2003), die jeweils abhängig von Dichte und Durchmesser der Partikel und den Eigenschaften der umgebenden Atmosphäre sind. Gelangt Asche in ca. 30 km Höhe, so benötigt Asche im Größenbereich von $1\mu m$ 5 bis 20 Jahre bis sie wieder zum Boden gelangt, bei $10\mu m$ sedimentiert die Asche in etwa 1 Monat bis 1 Jahr, ist die Asche von einer Größenordnung von $100\mu m$ beträgt die Verweildauer in der Atmosphäre von Minuten bis wenigen Stunden (Ayrís

& Delmelle, 2012), siehe Abb.: 2.1.

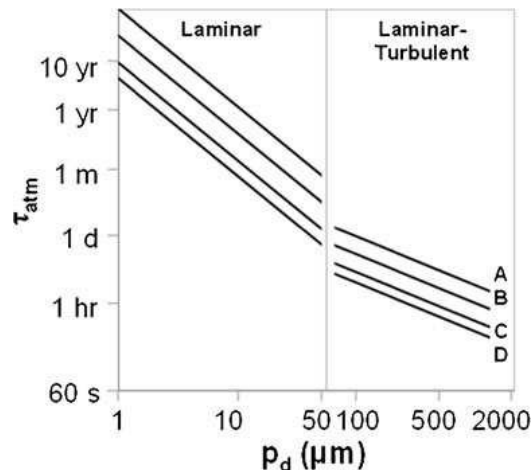


Abbildung 2.1. Das Diagramm zeigt den Zusammenhang zwischen dem Partikeldurchmesser p_d und der Verweildauer in der Atmosphäre. Die Partikel befinden sich in einer Höhe von 30 km. A: Partikel mit Dichte 200 kgm^{-3} , B: Bimssteine mit Dichte 700 kgm^{-3} , C: Glasartige Partikel mit Dichte 2.500 kgm^{-3} , D: Kristallartige Partikel mit Dichte 5.200 kgm^{-3} , Bildquelle: (Ayriss & Delmelle, 2012).

Die vielen möglichen "Farben" von Asche, die aus den zahlreichen Variationen der chemischen Zusammensetzung der Partikel herrührt, führt zu unterschiedlichen optischen Querschnitten der Partikel. Sowohl der Absorptions- als auch der Streukoeffizient hängen vom Durchmesser der Partikel und dem komplexen Brechungsindex ab (Ayriss & Delmelle, 2012).

Abschirmung der Strahlung durch eine Aschewolke

Bislang gibt es nur eine Studie, die die Auswirkung der Asche auf die direkte Strahlung behandelt, und zwar Mass' und Robocks (1982) "The Mount St. Helens volcanic eruption of 18. May 1980: Large short-term surface temperature effects" (Robock & Mass, 1982).

Ausbruch des Mount St. Helens Am 18. Mai 1980 begann am Mount St. Helens im Bundesstaat Washington eine plinianische Eruption³. Die Aschewolke dieser Eruption erreichte eine Höhe von 20 km und wurde rasch durch

³Eruptionen, die außerordentlich explosiv verlaufen und mit gewaltigen Aschefällen verbunden sind, werden so bezeichnet. Der Name kommt von Plinius dem Jüngeren, der den Ausbruch des Vesuvs 79 n. Chr. beschrieben hatte.

2.3. Island

starke Winde ostwärts getragen. Obwohl der Ausbruch des Mount St. Helens nicht stark genug war, dass das Klima längerfristig verändert wurde, beeinflusste er für einige Tage die Oberflächentemperaturen in den Vereinigten Staaten stark (Robock & Mass, 1982).

Ergebnisse der Studie von Mass und Robock (1982) Mass und Robock (1982) untersuchten mittels der vielen meteorologischen Messstationen östlich von Washington die Oberflächentemperatur. Da sich die Wetterlage in den Tagen vor und nach dem Ausbruch nicht veränderte, konnten dadurch die Temperaturschwankungen eindeutig dem Einfluss der Vulkanasche zugewiesen werden (Robock & Mass, 1982).

Sie kommen dabei zu dem Schluss, dass die Emission der Tephra in die Troposphäre für zwei Tage zu einer Verringerung der Oberflächentemperatur von bis zu 8°C geführt hatte. Das wurde als Folge der Absorption von sichtbarem und ultraviolettem Licht durch Asche interpretiert. In der Nacht kam es wegen der Rückstreuung der Infrarot-Strahlung zu einer ähnlich großen Erhöhung der Oberflächentemperatur (Robock & Mass, 1982).

2.3 Island

Island, die Insel im Nordatlantik knapp südlich des Polarkreises, ist in vielerlei Hinsicht einzigartig. Sie liegt auf dem mittelatlantischen Rücken, der Grenze zwischen der eurasischen und nordamerikanischen Platte und ist mit einer Fläche von 103125 km² die größte Insel rein vulkanischen Ursprungs auf der Erde.

Nicht umsonst wird die Insel "Das Land von Feuer und Eis" genannt: An vielen Stellen ist die Aktivität der Erde sichtbar, ob bei Geysiren und Geothermalfeldern oder der Grenze zwischen den Platten, die in Form von vielen Spalten die Insel durchzieht. Unter riesigen Gletschern schlummern Vulkane, die bei ihrem Ausbruch Gletscherläufe verursachen können, deren Wassermengen kurzfristig die des Flusses Kongo erreichen.

Historisch gesehen hatte der Ausbruch der Laki Spalte Ende des 18. Jahrhunderts mit seinen verheerenden Auswirkungen auf die isländische Bevölkerung, aber auch wegen der von ihm verursachten Kälteperiode in Europa, die zu Hungersnöten führte, weitreichende Folgen. Etwa ein Viertel der isländischen Bevölkerung starb an den Folgen und auch der Ausbruch der französischen Revolution wird in Zusammenhang mit den durch die Kältewelle verursachten Hungersnöten gebracht. Im 20. Jahrhundert lenkte die Entstehung einer neuen Insel - Surtsey - durch einen submarinen Ausbruch 1963 die Aufmerk-

samkeit der Welt auf Island.

In den vergangenen Jahren kam es zu zwei Vulkanausbrüchen (2010 Eyjafjallajökull und 2011 Grimsvötn), die überregionale Beachtung fanden. Vor allem beim - an sich nicht besonders großen - Ausbruch des Eyjafjallajökull kam es wegen der Vulkanasche in der Atmosphäre zu einer über Tage andauernden Sperre fast des gesamten europäischen Luftraums. Der wirtschaftliche Schaden war enorm. Es wurden 100.000 Flüge gestrichen und alleine für die Luftfahrtgesellschaften wird der dadurch entstandene Verlust im Bereich zwischen 2 und 2.5 Mrd. Euro veranschlagt.

Für Beunruhigung sorgen die Warnungen isländischer Geologen, die seit Jahren von seismischer Unruhe bei den - durch wesentlich größere Ausbrüche bekannten - Vulkanen Katla und Hekla berichten.

2.3.1 Entstehungsgeschichte Islands

Das isländische Plateau hat eine Fläche von ca. $350\,999\text{ km}^2$ und liegt an dem Knotenpunkt von zwei untermeerischen Gebieten, dem mittelozeanischen- und dem Grönland-Island-Faröer-Rücken (Larsen *et al.*, 1999). Das Gebiet erhebt sich ca. 3 km über die Umgebung, und hat eine Plattendicke von 20-40 km , was zwei bis sechs Mal der mittleren Dicke der ozeanischen Platten entspricht (Darbyshire *et al.*, 2000).

Es wurde schon lange die Frage gestellt, wie die Insel überhaupt entstehen konnte, da entlang des mittelatlantischen Rückens (und generell entlang divergierender ozeanischer Plattengrenzen) keine flächenmäßig vergleichbar großen Inseln liegen.

Es ist unbestritten, dass Islands Entstehungsgeschichte mit dem Auseinanderbrechen des Urkontinents Pangäa und der Trennung der eurasischen von der nordamerikanischen Platte vor 60 Mio. Jahren zusammenhängt (Trønnes, 2002). Auch heute noch entfernen sich die beiden Kontinente voneinander. Die Nahtstelle dieses Riftsystems - der mittelatlantische Rücken - wird dabei stets mit aufströmendem Magma aufgefüllt (*Sea-Floor-Spreading*). Die Plattenbewegung ist aber zu schnell, als dass dadurch Erhebungen im Atlantik entstehen können, denn der Großteil der ausströmenden Lava wird seitlich abtransportiert (Trønnes, 2002).

Es musste ein anderer Faktor mitspielen, dass sich Island, und auch die anderen Inseln entlang des mittelatlantischen Rückens über den Meeresspiegel heben konnten:

Unter jeder dieser Inseln befindet sich ein Plume mit zugehörigem Hot-Spot. Als Plume werden Gebiete bezeichnet, in denen heißes Magma aus dem tieferen Erdmantel in einem schmalen Kanal aufströmt. In der Lithosphäre, die durch das heiße Magma aufgeweicht wird, verbreitert sich diese Magmakam-

2.3. Island

mer. Hot-Spots sind Zentren vulkanischer Aktivität, die durch Plumes verursacht (bzw. mitverursacht) werden. Das dabei heraufströmende, meist basaltische Magma hat eine geringfügig andere chemische Zusammensetzung als das Magma aus der Asthenosphäre, das bei durch Plattenbewegungen verursachten Eruptionen frei wird (Simper, 2005).

Mithilfe der Hot-Spot Theorie kann man auch das zuvor ungelöste Phänomen der sogenannten Intraplattenvulkane (Vulkane, die fern von Plattengrenzen liegen) enträtseln (Simper, 2005).

Man erhält, wenn man die durch den Hot-Spot frei werdenden Magmamenngen mitberücksichtigt, eine zufriedenstellende Erklärung für die Entstehung Islands:

Der Hot-Spot, der unter Island nachgewiesen wurde, ist sehr aktiv, ortsfest und hat einen Durchmesser von 100 bis 150 *km*. Ortsfest bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die Position des Hot-Spots bezüglich der Erdkugel unverändert bleibt und die Platten im Laufe der Jahrtausende über diese Stelle wandern. Ein anschauliches Beispiel hierfür ist Hawaii, wo die Inseln mit steigendem Alter in einer immer größeren Entfernung zum heute noch aktiven Hot-Spot liegen.

Das Alter des Hot-Spots unter Island ist noch umstritten. Eine Theorie, geht davon aus, dass der Plume unter Island vor ca. 130 Mio. Jahren entstand und während der Öffnung des Nordatlantiks unter dem heutigen Grönland lag. Das heiße, im Plume aufsteigende Magma, verursachte vor ca. 60 Mio. Jahren ein Heben der kontinentalen Lithosphäre und einen großräumigen, basaltisch geprägten, Vulkanismus. Aus dieser Zeit stammen Reste riesiger Flussbasaltfelder im Nordatlantik (z.B. Wyville Thomson Schwelle), die von Nordengland bis Ostgrönland reichen. Schlussendlich zerbrach die kontinentale Kruste vor ca. 55 Mio. Jahren (Trønnes, 2002).

Anschließend drifteten die neu entstandenen Platten entlang des heute verschwundenen Aegir-Rifts auseinander. Da Grönland nach Nordwesten wanderte, verringerte sich der Abstand zwischen der kontinentalen Lithosphärgrenze von Ostgrönland und dem Zentrum des Hot-Spots. Das führte zu einem weiteren Riftbruch im äußersten Osten von Grönland vor ca. 36 Mio. Jahren (Trønnes, 2002). Für 11 Millionen Jahre gab es zwei Riftzonen, die auch heute noch aktuelle Kolbeinsey Riftzone und die Aegir Riftzone (Trønnes, 2002).

Zeitgleich mit dem Erlöschen der Aegir Riftzone vor 35 Mio. Jahren begann auch die eigentliche Entstehungsgeschichte von Island. Damals entstand der basaltische Unterbau der Insel. Erst seit ca. 17 Mio. Jahren ragt Island aus dem Atlantik (Trønnes, 2002).

Die ältesten Steine, Plateau-Basalte, die man bis jetzt auf der Insel datiert hat, befinden sich im heutigen äußersten Nordwesten der Insel, der Halbinsel

Kolbeinsey, siehe Abb. 2.2. Im Miozän (vor 5 bis 35 Mio. Jahren) befand sich der Hot-Spot unter diesem Gebiet. Dazu flossen aus einer 350 km langen Driftzone große Mengen basaltischen Gesteins aus (Trønnes, 2002).

Durch das kontinuierliche Auseinanderdriften der Platten, wuchs die Insel beständig, und der Hot-Spot verlagerte sich schrittweise in den Südosten der heutigen Insel (Trønnes, 2002).

Seit ca. 2 Mio. Jahren befindet sich der Hot-Spot nun an der heutigen Stelle, im Nordosten des Vatnajökull.

Die Riftzonen auf Island, die jeweils eine Länge von 200 bis 400 km haben, folgten dem Wandern des Hot-Spots und es kam zum Entstehen neuer und der Auslöschung alter Zonen vor 24, 15, 7, und 3 Mio. Jahren (Trønnes, 2002).

Mittels Untersuchungen der Gesteinsschichten in verschiedenen Teilen der Insel kann man die verschiedenen Phasen der vulkanischen Tätigkeit rekonstruieren. So kann man aus den Gesteinen schließen, dass die Aktivität des Hot-Spots vor 3 bis 13 Mio. Jahren besonders hoch war. In diesem Zeitbereich entstand ein Großteil der Insel, das vorherrschende Gestein ist dabei morphologisch harter Basalt (Trønnes, 2002).

Diese schon größtenteils vulkanisch inaktiven Gebiete umschließen die heute aktive Riftzone, die vom Nordosten zum Vatnajökull (nördliche Riftzone NVZ) führt. Dort teilt sie sich in eine östliche (Myrdallsjökull zu Westmännerinseln) und in eine westliche (Reykjanes Halbinsel) Riftzone. Seit ca. 100 Jahren geschieht die Spreizung entlang der östlichen Zone, was auch angesichts einer relativen Ruhephase des Vulkanismus auf der Reykjanes-Halbinsel erkennbar ist. Generell zeichnet sich ab, dass in Zukunft die Aktivität der westlichen Spreizzone erlöschen wird (Trønnes, 2002).

Eine neue Riftzone östlich des Vatnajökull ist bereits im Entstehen.

Entlang der Riftzonen befinden sich auch die jüngsten Teile der Insel, die jungvulkanische Innenzone. Diese wird durch heraufströmende Lava ständig erneuert (Trønnes, 2002).

Auch heute noch entfernen sich die nordamerikanische und die eurasische Platte mit einer Spreizgeschwindigkeit von ca. 2 cm pro Jahr, wodurch die Insel beständig in Ost-West Richtung wächst, wobei das Wachstum in westlicher Richtung stärker ist (Trønnes, 2002).

2.3.2 Vulkanismus heute auf Island

Der Vulkanismus Islands hängt eng mit den Plattenbewegungen zusammen. So liegen die heute noch aktiven Vulkane Islands größtenteils entlang der Riftzonen, welche man, wie schon erwähnt in die Reykanjes, westliche, nördliche und östliche vulkanische Riftzonen (RVZ, WVZ, NVZ, EVZ) unterteilen

2.3. Island

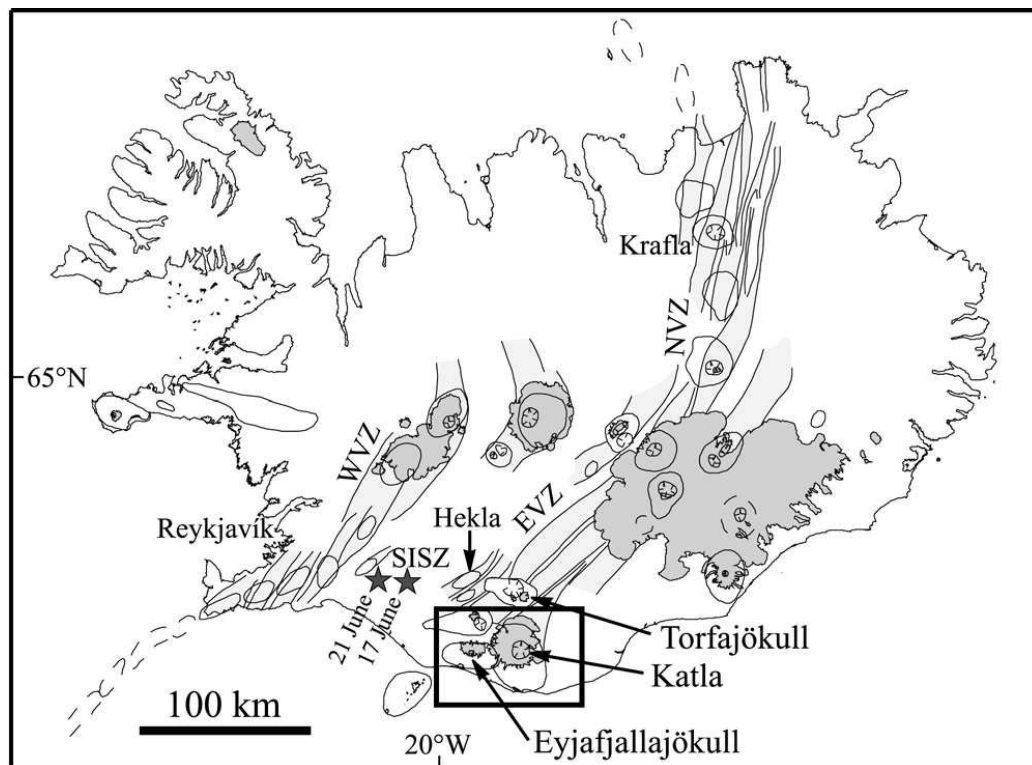


Abbildung 2.2. Karte Islands, die die Lage der Vulkansysteme und Riftzonen Islands zeigt. Bildquelle: (Sturkell *et al.*, 2003)

kann und die in Zentralisland bei dem sogenannten Mid-Iceland Belt (MIB) zusammentreffen. Eine Ausnahme bilden die Vulkane auf der Snæfellsnes-Halbinsel (SVB) und auf dem Öraefajökull (ÖVB), die über einer seit ca. 2 Mio. Jahren inaktiven Riftzone liegen. Allgemein nehmen die vulkanisch aktiven Zonen in etwa ein Drittel der Landfläche Islands ein (Thordarson & Larsen, 2007).

In Island kommen fast alle Vulkantypen und Ausbruchsformen vor, die heutzutage bekannt sind, obwohl basaltische Ausbrüche dominieren. Das ist insofern überraschend, da in der Regel Vulkanismus, der durch divergierende Platten oder durch einen Plume verursacht wird, basaltisch ist. In historischer Zeit überwogen explosive Ausbrüche, im Holozän war es umgekehrt (Thordarson & Larsen, 2007).

Unter einem Vulkansystem versteht man mehrere Vulkane, die eine gemeinsame Magmakammer besitzen und durch ein unterirdisches Fördersystem miteinander verbunden sind und deren Magmazusammensetzung sich gleicht. Ein System auf Island erreicht in der Regel ein Alter von 0.5 bis 1.5 Mio.

Jahren bevor die Magmazufuhr durch die Plattenbewegungen abgeschnitten wird (Thordarson & Larsen, 2007).

Ein System kann unterschiedlichste Vulkanarten beherbergen. In der Regel gibt es jedoch einen Zentralvulkan, der bei einem Ausbruch meist das Zentrum der Aktivität darstellt. Meist liegt dieser über der Magmakammer. Außerdem hat ein Großteil der isländischen Systeme auch noch sogenannte Spaltensysteme, welche keinen zentralen röhrenförmigen Förderschlot besitzen. Solche Risse sind fast überall entlang der 350 *km* langen Spreizzone zu finden, in der Regel verlaufen sie parallel zu jeweiligen Riftzone. Die Breite dieser Risse schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis zu vielen Metern. Diese Spaltensysteme können sehr weit von dem eigentlichen Zentrum des Systems entfernt liegen. Das Askja System hat zum Beispiel eine Länge von 200 *km* (Simper, 2005, S. 321). Bei manchen Systemen treten zudem noch Geothermalfelder und Geysire auf.

Obwohl sie das Magma aus der gleichen Kammer beziehen, haben Ausbrüche in einem System oft einen sehr unterschiedlichen Charakter. So ist die Lava in der Nähe des Zentralvulkans oft rhyolithisch und es kommt somit zu explosiven Ausbrüchen. Bei weiter entfernten Spalten herrscht eine basaltische Zusammensetzung des Magmas vor, wodurch effusiver Vulkanismus entsteht. Das kann man sich dadurch erklären, dass sich Magma in der Kammer teilweise differenziert und das leichtere rhyolithische Gestein nach oben steigt und so als erstes ausgestoßen werden (Thordarson & Larsen, 2007).

Seit der Besiedelung Islands im 9. Jahrhundert konnten 205 Eruptionen festgestellt werden, die auf 18 Vulkansysteme zurück zu führen sind. Als potentiell aktiv werden ca. 30 Systeme angesehen, siehe Abb. 2.2. Die bedeutendsten Vulkane sind dabei folgende: Krafla, Askja, Bárðarbunga, Grimsvötn, Katla, Hekla, Snæfell und die Vulkane auf den vorgelagerten Inseln im Süden: Eldfell und Surtsey (Thordarson & Larsen, 2007). Im Schnitt kommt es auf Island alle fünf Jahre zu einem Ausbruch. Die Aktivität der isländischen Vulkane ist äußerst unterschiedlich. Hekla und Grimsvötn brechen durchschnittlich alle 5 bis 10 Jahre aus. Andere Vulkane wie die Askja haben z.B. über 1000 Jahre geruht bevor 1875 eine Jahrzehnte dauernde Eruption begann (Thordarson & Larsen, 2007).

Weltweit einzigartig bei isländischen Vulkanen sind subglaziale Ausbrüche, die zu gewaltigen Gletscherläufen (Jökulhaupts) und zur Bildung von Tafelvulkanen⁴ führen können. Wie der Name schon sagt liegt dabei die Aus-

⁴Vulkane, die während der Vergletscherung der Insel entstanden sind. Bei den Ausbrüchen drang die Lava nicht durch das Eis und floss so seitlich ab. Charakteristisch sind ein

2.4. Eyjafjallajökull

bruchsstelle unter einem Gletscher, der geschmolzen wird. Weiter kommt es durch die Vermischung zwischen meist basaltischer Lava und Wasser zu gewaltigen Explosionen mit einer hohen Aschewolke, den schon erwähnten phreatomagmatischen Explosionen (Simper, 2005).

Die Jökulhaupts können kurzfristig gewaltige Wassermengen umfassen, bei dem letzten großen Gletscherlauf (Grimsvötn 1934) kam es zu $45\,000\text{ l/s}$, das ist in etwa die Wassermenge des Kongo, des zweit wasserreichsten Flusses der Erde (Simper, 2005).

Ein klassisches Beispiel für ein Vulkansystem Islands ist Krafla in der Myvatn Region mit seinem gleichnamigen Zentralvulkan und dem 100 km langen Spaltensystem. Der Zentralvulkan hat mehrere Krater und eine Caldera. Unter anderem gibt es in unmittelbarer Nähe der Caldera zwei Tuffringe, die bei hydromagmatischen Explosionen entstanden sind. Dazu kommen zwei Tafelvulkane. Zudem gibt es noch ein Geothermalfeld mit Fumarolen, Solfataren und Schlammquellen. Das System ist nach 1000-jähriger Ruhe im 18. Jahrhundert ausgebrochen und von 1975 bis 1984 kam es zu einer weiteren Eruptionsreihe, die als Kraflafeuer bekannt wurde (Thordarson & Larsen, 2007).

2.4 Eyjafjallajökull

2.4.1 Allgemeines

Das Eyjafjallajökull-Massiv (deutsch Inselberggletscher) liegt im südlichen Teil der EVZ (Eastern Volcanic Zone) an der Südküste Islands. Das "längliche Vulkangebäude" (Gudmundsson & Sigurðsson, 2010, Seite 30) hat in Ost-West Richtung eine Ausdehnung von 27 km und ist in Nord-Süd Richtung maximal 14 km breit.

Das Eyjafjalla-Massiv liegt östlich vom Myrdalsjökull mit dem darunterliegenden sehr aktiven Zentralvulkan Katla. Die beiden Systeme sind über den Fimmvörðuháls miteinander verbunden, siehe Abb.: 2.3. Die vulkanischen Produkte der beiden Systeme sind überwiegend alkalisch (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Der Eyjafjallajökull, der den darunterliegenden Vulkan bedeckt, ist der sechstgrößte Gletscher Islands. Der Gletscher liegt in ca. $800 - 900\text{ m}$ Seehöhe. und hat eine Ausdehnung von ca. 75 km^2 . Vor dem Ausbruch betrug die Dicke des Gletschers durchschnittlich 100 bis 200 m . Eine bis zu 300 m dicke Eisschicht bedeckte die Gipfelcaldera, die im Durchmesser 2.5 km beträgt.

runder Grundriss, eine flache, breite Bergkuppe und sehr steile Abhänge.

Südlich der Caldera befindet sich der höchste Punkt des Massivs, der 1651 *m* hohe Hámundur nunatak (Gudmundsson & Sigurðsson, 2010, Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Im Norden der Caldera existiert eine 1.4 *km* weite Bruchstelle, aus der der steil abfallende Auslassgletscher Gigjökull entspringt, siehe Abb. 2.3. Dieser reicht bis fast 150 – 200 *m* Seehöhe. Im Talboden bildeten sich Moränen und ein Gletschersee, wobei letzterer beim letzten Vulkanausbruch vollständig verschüttet wurde (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

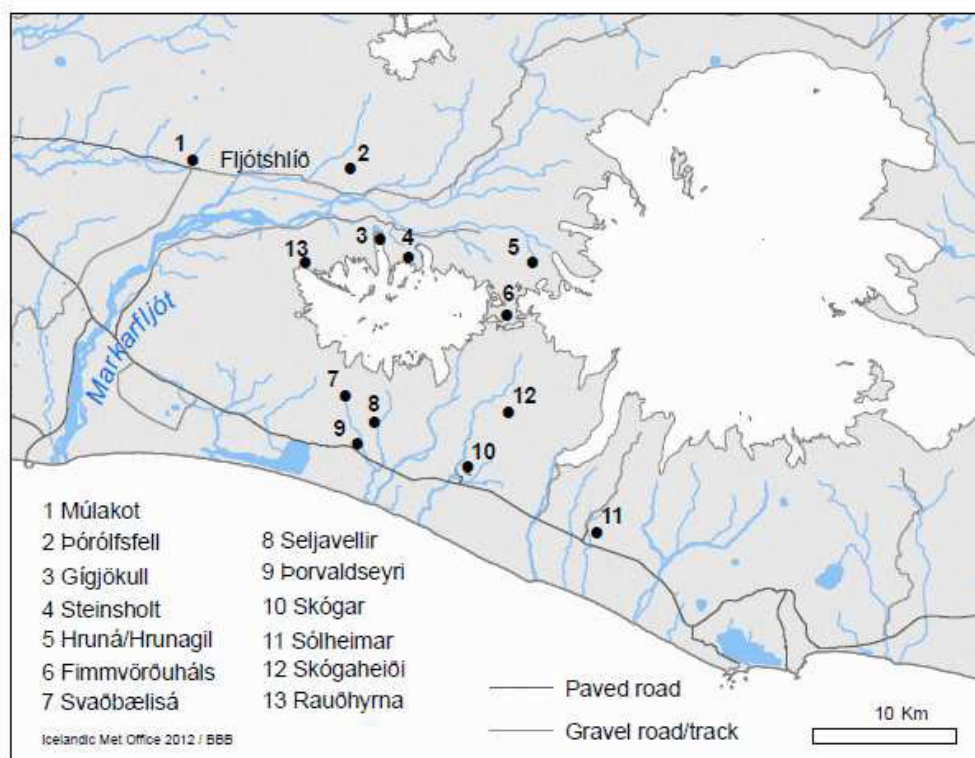


Abbildung 2.3. Eyjafjallajökull. Bildquelle: (Karlsdóttir *et al.*, 2012)

Vulkan

Streng genommen wird mit "Eyjafjallajökull" der Eyjafjöll-Gletscher bezeichnet, da das isländische Wort "jökull" Gletscher bedeutet. Korrekterweise müsste der Zentralvulkan unter dem Gletscher als Eyjafjöll-Vulkan (dt. Inselberg-Vulkan) bezeichnet werden. Aber da dies selbst in der Fachliteratur kaum geschieht, wird der Vulkan in dieser Arbeit auch Eyjafjallajökull genannt (Gudmundsson & Sigurðsson, 2010).

Der Vulkan selbst ist einer der ältesten noch aktiven Vulkane Islands, die ältesten Steine lassen sich 800 000 Jahre zurückdatieren. Der Großteil des Vulkans entstand bei subglazialen Ausbrüchen (Karlsdóttir *et al.*, 2012), was anhand der steilen, den Vulkan umgebenden Hyaloklastitwände⁵ erkennbar ist (Gudmundsson & Sigurðsson, 2010).

Es ist selbst in der Fachwelt umstritten, welcher Gattung Vulkan der Eyjafjallajökull zuzuordnen ist. Von der internationalen Vulkanplattform (Smithsonian Institution, 2013a) und den meisten aktuellen Studien wird der Vulkan unter die wenigen Stratosvulkane Islands gezählt. Thoradson und Larsen stellen fest, dass der Eyjafjallajökull eine "enge morphologische Ähnlichkeit zu den polygenetischen Schildvulkanen auf Hawaii" hat (Thordarson & Larsen, 2007). Ari Gudmunsson (Gudmundsson & Sigurðsson, 2010), beschreibt den Berg 2010 in seinem Buch als "längliches Vulkangebäude".

Die Unsicherheit resultiert hauptsächlich daraus, dass der Vulkan erst fünf Mal während der Besiedelung Islands ausgebrochen ist, wobei keine der Eruptionen größere Schäden verursachte.

Erst mit der Eruption 2010 wurde die Aufmerksamkeit der Forscher auf diesen Vulkan gelenkt.

2.4.2 Frühere Ausbrüche

Es ist nicht viel über die früheren Ausbrüche des Eyjafjallajökull bekannt. Im Holozän (in den letzten 12 000 Jahren) scheint es zu zwei Episoden erhöhter Aktivität gekommen zu sein: Am Ende der letzten Eiszeit und in den letzten zwei Jahrtausenden. (Karlsdóttir *et al.*, 2012)

Bei den Ausbrüchen lassen sich drei verschiedene Formen des Vulkanismus unterscheiden: (Karlsdóttir *et al.*, 2012):

1. Effusive Spaltenausbrüche, die außerhalb des Gletschers stattfanden (basaltisches Magma)
2. Eruptionen an der Caldera, explosiv oder gemischt explosiv-effusiv. Dabei wurde die Lava oft stark fragmentiert (rhyolithische Magma)
3. Spaltenausbrüche, die unter oder teilweise unter dem Gletscher stattfanden. Diese führten zu Bildung von Hyaloklastit (teils basaltisch, teils rhyolithisch).

⁵Hyaloklastit ist ein bräunliches Tuffgestein, welches beim Aufeinandertreffen von Lava und Wasser/Eis entsteht.

Es können 20 kleinere Lavaströme nachgewiesen werden. Die meisten dieser Ausbrüche dürften im frühen Holozän stattgefunden haben.

In historischer Zeit ist der Vulkan vier Mal ausgebrochen. Keiner der Ausbrüche richtete großen Schaden an. Aber auf jede Eruption folgte maximal ein Jahr später ein größerer Ausbruch der Katla, bei dem wesentlich mehr Schaden entstand:

Man geht von einem Ausbruch unbekannter Stärke des Eyjafjallajökulls an der Gipfelcaldera im Jahre 550 n.Chr. aus (Smithsonian Institution, 2013a). Im Jahre 920 fand ein radialer Spaltenausbruch der Stärke 3 (VEI) statt. Diese beiden Ausbrüche konnten nur mit Tephrochronologie⁶ nachgewiesen werden, da Überlieferungen fehlen (Smithsonian Institution, 2013a).

Ein weiterer Ausbruch im Jahre 1612 ist historisch überliefert. Es war ein Ausbruch an der Gipfelcaldera, also subglazial und explosiv, bei dem schätzungsweise $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Lava frei wurden, was einem VEI Index von 2 entspricht (Smithsonian Institution, 2013a). Diesem Ausbruch folgte kurz danach eine Eruption der Katla der Stärke 4 (Smithsonian Institution, 2013b).

Es fand vom 19.12.1821 - 1.1.1823 ein Ausbruch statt, der auch die Stärke 2 hatte. Die erste Phase dieses Ausbruchs war explosiv, Tephra wurde bis in 40 km Entfernung transportiert. Danach folgte eine mehrmonatige Phase relativer Ruhe, bis es im Juni 1822 erneut zu Explosionen kam. Dabei kam es in bis zu 130 km Entfernung zu Ascheregen (Larsen *et al.*, 1999). Es gab mit Ausnahme von verendetem Vieh (Fluorvergiftung) keine Folgen für die Bewohner der Insel. Im Juni 1823 folgte ein Ausbruch der Katla der Stärke 3(?) (Smithsonian Institution, 2013b).

2.5 Eruption des Eyjafjallajökulls 2010

2.5.1 Allgemeine Informationen

Der 39 Tage dauernde Ausbruch des Eyjafjallajökull im April/Mai 2010 fand weltweite Beachtung.

Obwohl die gesamt ausgetretene Lava ($4.8 \pm 1.2 \cdot 10^{11} \text{ kg}$) nicht die Größenordnung einer Plinianischen Explosion (VEI 4) erreichte, so war doch der Ascheausstoß weitaus größer, als bisher bei einem subplinianischen Ausbruch (VEI 3) beobachtet wurde (Gudmundsson *et al.*, 2012). Das kam vor allem durch das Zusammentreffen von Lava und Eis und den daraus folgenden phreatomagmatischen Explosionen zustande, durch die die stark fragmentierte Lava bis zu einer Höhe von 10 km gelangen konnte.

⁶Altersbestimmung mittels Tephraschichten

2.5. Eruption des Eyjafjallajökulls 2010

Die Besonderheit dieses Ausbruchs war, dass die Aschewolke bis nach Zentral-europa transportiert wurde und dadurch die europäische Luftfahrt blockierte. Zum letzten Mal kam es 1946/47 bei der Eruption der Hekla zu einer vergleichbaren Ausbreitung der Aschewolke. Damals erreichte die Tephra säule allerdings eine Höhe von bis zu 30 *km* (Davies *et al.*, 2010).

Insgesamt kam es bis 2010 in der Geschichte der zivilen Luftfahrt in Europa zu keiner vergleichbaren durch Vulkanasche verursachten Störung, obwohl es mehrere isländische Eruptionen gab, die einen VEI von 3 hatten und deren Aschesäule über 10 *km* hoch war (Hekla: 1970, 1980, Grimsvötn: 2004, 2011). Es gibt zwei Gründe, weswegen die Asche des relativ schwachen Ausbruchs des Eyjafjallajökull 2010 zum europäischen Festland transportiert werden konnte:

Zum einen dauerte der Ausbruch mit seinen 39 Tagen ungewöhnlich lange und es gelangte dadurch immer neue, sehr feinkörnige Tephra in die Atmosphäre. Zum anderen herrschte damals eine für diese Jahreszeit ungewöhnliche Wetterlage über dem Nordatlantik, wodurch die Asche nach Europa gelangen konnte ohne zuvor durch Regen ausgewaschen zu werden.

Eine genaue Untersuchung der Eruption des Eyjafjallajökull ist besonders deswegen ins Zentrum der Forschung gerückt, da sowohl bei Hekla als auch bei Katla in letzter Zeit vermehrt Anzeichen von seismischer Unruhe detektiert wurde. Diese Vulkane haben eine wesentlich aktivere Geschichte mit teilweise sehr starken und lang andauernden Ausbrüchen (Smithsonian Institution, 2013b), was abgesehen von weitreichenden Folgen für Island, bei ungünstigen Windverhältnissen zu weitaus gravierenderen Problemen für die europäische Luftfahrt führen könnte.

Auch bei dem Ausbruch des Grimsvötn 2011 kam es zu einer eintägigen Sperre des nordeuropäischen Luftraums.

Voranzeichen des Ausbruchs

Da das Gebiet des Eyjafjallajökull (im Gegensatz zur Katla) als aseismisch gilt (Sturkell *et al.*, 2010), fand eine zunehmende seismische Aktivität in den 1990er Jahren Beachtung. Es konnten zwischen 1991 und 2000 drei Erdbebenschwärme beobachtet werden, insgesamt kam es in diesem Zeitraum zu 860 Erschütterungen, die auf der Richterskala hauptsächlich Magnituden zwischen eins und drei erreichten.

Der Großteil der Erdbeben, die während der Schwärme 1994 und 1999/2000 stattgefunden hatten, befand sich im Bereich des Steinsholt und etwas östlich davon, siehe Abb. 2.3. Die Herdtiefe dieser Schwärme war sehr gering (Hjaltadóttir & Vogfjörð, 2010). Außerdem konnten mittels genauer InSAR

Vermessungen des Vulkans Verschiebungen und Erhebungen der Oberfläche von bis zu 20 *cm* festgestellt werden (Pedersen & Sigmundsson, 2004, Pedersen & Sigmundsson, 2006). Besonders das Ereignis 1999 wurde als ein Aufblähen des Vulkans interpretiert (Pedersen & Sigmundsson, 2006).

Der Schwarm 1996 war hingegen weitaus schwächer und der Herd lag in 18 bis 25 *km* Tiefe. Die Erdbeben fanden hauptsächlich im Bereich zwischen dem Gigjökull und der Caldera statt, siehe Abb. 2.3. Es kam zu keinen Veränderungen der Kruste (Hjaltadóttir & Vogfjörð, 2010).

Diese Erdbeben wurden von Anfang an in Zusammenhang mit Magmabewegungen im Inneren des Vulkans gesehen. So deutete die Verteilung der Erdbeben 1994 und 1999 auf einen Magmakanal im nördlichen Teil des Vulkans hin. Der Erdbebenschwarm 1996 wurde durch aufsteigendes Magma aus dem Erdmantel herbeigeführt (Hjaltadóttir & Vogfjörð, 2010).

Es wurde in diesen Jahren aber große Aufmerksamkeit auf den benachbarten Zentralvulkan Katla gelegt, da, wie schon erwähnt, in der Vergangenheit auf einen Ausbruch des Eyjafjallajökull stets ein wesentlich größerer der Katla folgte (Sturkell *et al.*, 2010).

Nach 2000 fanden in etwa 1 bis 4 Erdbeben pro Monat statt, Verformungen der Oberfläche blieben vernachlässigbar (Sigmundsson *et al.*, 2010). Doch im Juni 2009 begann ein vierter Erdbebenschwarm, der anhielt. Anfang Januar 2010 fanden täglich mehrere Erdbeben statt und auch Verformungen konnten detektiert werden (Sigmundsson *et al.*, 2010). Die Epizentren der Erdbeben lagen hauptsächlich im nordöstlichen Viertel des Systems (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Spalteneruption am Fimmvörðuháls: 20. März bis 12. April 2010

Am 20. März waren die Erdbebenherde am Eyjafjallajökull sehr flach, was in der Regel Vorzeichen eines unmittelbar bevorstehenden Ausbruchs sind (Karlsdóttir *et al.*, 2012). Gegen 22.30 UTC konnte weiters eine geringe Zunahme des vulkanischen Tremors (niederfrequente schwache Schwingungen) festgestellt werden, allerdings war dieses Signal zu schwach um den Trigger des SIL Systems (automatisches Vulkan-Warnsystem Islands) auszulösen, das zuvor jeden Ausbruch feststellen hatte können (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Kurz vor Mitternacht verständigten Bewohner eines nahegelegenen Bauernhofs die Polizei, dass entweder auf der östlichen Flanke des Mýradllsjökull oder auf dem westlichen Teil des Eyjafjallajökull Feuer sichtbar sei (Karlsdóttir *et al.*, 2012). Um 04:00 UTC am 21. März konnte ein Helikopter bestätigen, dass sich eine 300 Meter lange, radiale Spalte auf dem Fimmvörðuháls, einem eisfreien Grad zwischen Eyjafjallajökull und dem Mýradllsjökull, ge-

öffnet, und eine basaltische Eruption begonnen hatte (Thordarson *et al.*, 2011a), siehe Abb. 2.3.

Später konnte festgestellt werden, dass es in der Spalte vierzehn voneinander getrennte Ausbruchsstellen gab, und die austretende Lava in Richtung Norden abfloss. Die Lavafontänen erreichten eine Höhe von 180 Meter (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Generell war diese Eruption ein typischer, kleinerer Spaltenausbruch, bei dem das basaltische Magma (hauptsächlich Olivin⁷) eine hohe Temperatur und Dichte hatte. Der Großteil (ca. 85%) des gasförmigen Wassers, CO_2 und Schwefels konnte entgasen (Thordarson *et al.*, 2011b).

Zu Beginn gab es kaum Ascheentwicklung. Erst als die Lava am 22. März in der Schlucht Hrunagil, siehe Abb. 2.3, mit Wasser in Berührung kam, kam es zu Dampfexplosionen und einer dampfhaltigen Aschewolke, die bis 4 km über den Meeresspiegel reichte. Wegen der hohen Dichte und großen Korngrößenverteilung der Tephra wurde kaum Asche von der Ausbruchsstelle weg transportiert (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Am 24. März waren nur mehr vier der ursprünglich fünfzehn Ausbruchsstellen aktiv, und die Lavafontänen erreichten nur mehr eine Höhe von 40 Meter. Am 31. März/1. April waren die Schlote von 60 – 80 m hohen Ablagerungen umgeben, in denen die Lava bis zu 40 m hoch stand. Wegen des so entstandenen Drucks öffnete sich westlich eine zweite Spalte, die beinahe im rechten Winkel auf die ersten Spalte lag (Thordarson *et al.*, 2011a). Im Eruptionsverhalten glichen die beiden Spalten einander, mit Ausnahme des Lavaflusses, der bei der zweiten Spalte in nordwestliche Richtung erfolgte. Am 7. April erlosch die erste Spalte und am 12. April die zweite (Karlsdóttir *et al.*, 2012). Insgesamt wurde bei diesem Spaltenausbruch 0.025 km^3 Magma frei, die sich größtenteils auf einen 1.3 km^2 großen Lavafeld sammelte (Thordarson *et al.*, 2011a).

Vulkanausbruch auf der Gipfelcaldera

Am 14. April kam es zu einem weiteren Ausbruch des Eyjafjallajökull, der in der Caldera des Vulkans stattfand. Dieser Teil des Ausbruchs war wesentlich größer und folgenreicher.

Subglazialer Ausbruch 14. April: Am frühen Morgen des 14. März - einhalb Tage nach dem Ende der Aktivität am Fimmvörðuháls - kam es zum Ausbruch am Gipfel des Eyjafjallajökull. Im Gegensatz zum vorangegangenen Ausbruch kam es zu einer seismischen Krise mit hunderten Erschütterun-

⁷(Mg, Fe)₂SiO₄

2.5. Eruption des Eyjafjallajökulls 2010

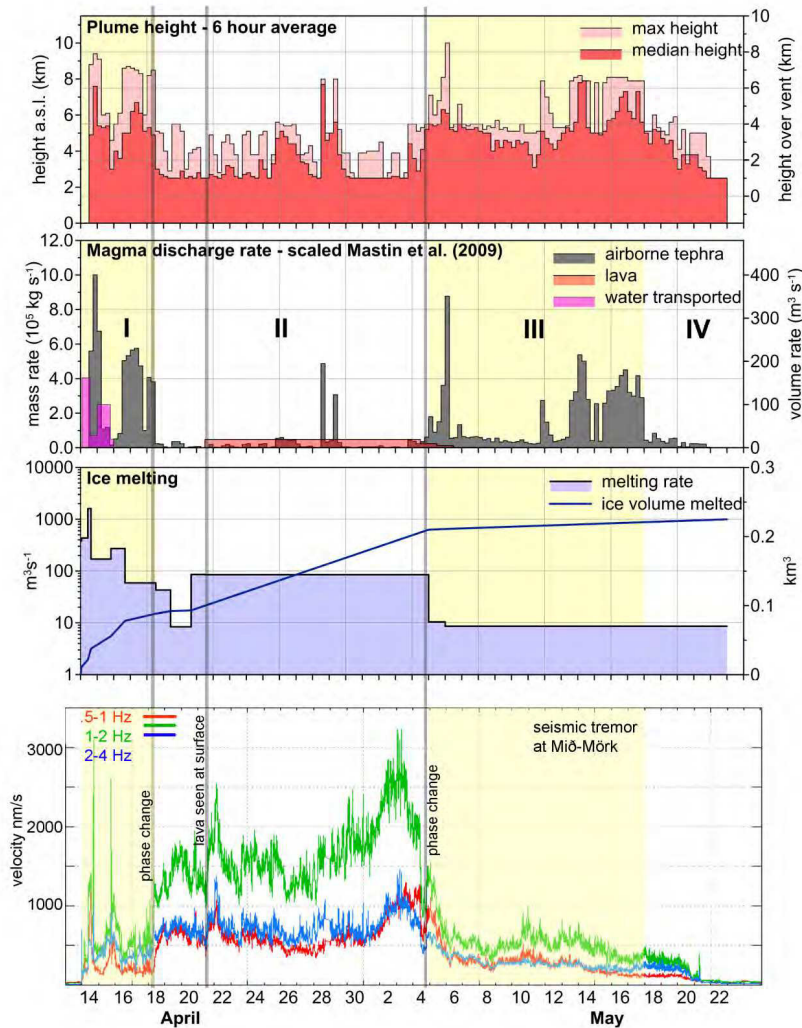


Abbildung 2.4. Parameter des Ausbruchs von 14. April - 22. Mai, der gelbe und weiße Hintergrund gibt jeweils die Phasen des Ausbruchs an. (a) über sechs Stunden gemittelte Werte der mittleren und maximalen Höhe der Aschewolke, die Daten wurden mit Hilfe des Wetterradars in Keflavik ermittelt. (b) Windgeschwindigkeit und Richtung in ca. 5 km Höhe (500 hPa) über dem Eyjafjallajökull (c) Magmaausstoß während der Eruption (d) Kumulative Verteilung des geschmolzenen Eises und Schmelzrate (e) SiO_2 Anteil der Tephrateilchen von unterschiedlichen Tagen, hinter jedem Punkt sind 3 bis 37 Partikel (Die Standardabweichung lässt sich aus der Größe der Partikel ablesen). Diese beinhaltet somit unterschiedliche Gesteinsgruppen, die als Trachyandesit, Trachyt und Rhyolit bezeichnet werden. Bildquelle: (Gudmundsson *et al.*, 2012)

gen pro Stunde (Magnússon *et al.*, 2012). Das Warnsystem des isländischen Warndiensts IMO (Icelandic Met Office) zeigte die höchste Alarmstufe an (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Wegen eines intensiven niederfrequenten Tremors während dieser Stunden wird davon ausgegangen, dass der tatsächliche Ausbruch - also der Zeitpunkt, zu dem die Magma die Oberfläche (in diesem Fall den Gletscher) erreicht - um 01.15 UTC des 14. Aprils begonnen hat. Da der Ausbruch in einer kurzen nord-süd ausgerichteten Spalte begann, die von einer 150-200 m dicken Gletscherschicht bedeckt war, konnte dieser Vorgang erst im Nachhinein rekonstruiert werden (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Um 03.50 UTC öffnete sich eine weitere, mehrere 100 Meter lange Spalte. Durch das Zusammentreffen der Lava mit dem Gletscher kam es zu subglazialen Explosionen, bei denen das Magma durch Explosionen in Tephra zerrissen wurde. Die Schmelzrate des Eises lag in den ersten Stunden bei $300 - 500 \text{ m}^3$ pro Sekunde. Das Wasser, das den Großteil der Tephra mit sich führte, floss nördlich des Gletschers (bei der Gletscherzunge Gigjökull) ab - zunächst subglazial. Es dauerte relativ lange, bis das Wasser seinen Weg durch den Gletscher fand, da das erste Anschwellen der Flüsse erst 5 Stunden nach Beginn des Ausbruchs nachgewiesen werden konnte (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Die subglaziale Phase des Ausbruchs fand um 05.55 UTC mit dem Auftauchen einer kleinen Aschewolke ein Ende (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Zu Beginn des Ausbruchs war die Magmaförderungsrate relativ gering, was sich sowohl an der geringen Menge des Schmelzwassers als auch an der langen Zeitdauer, die die Lava benötigte um das relative dünne Eis zu schmelzen, zeigt (Gudmundsson *et al.*, 2010).

Phase I: Aschereiche explosive Eruption 14. bis 18. April Im Laufe des 14. Aprils nahm die Intensität des Ausbruchs beständig zu.

Um 8.55 UTC wurde die erste Ausbruchsstelle auf der Gipfelcaldera von Radar Satellitenbildern festgehalten. Bis 10.00 UTC wurden immer weitere offene Stellen entdeckt, die alle auf einer insgesamt 1.8 km langen Linie südlich der ersten Stelle lagen (Magnússon *et al.*, 2012). Die Hauptaktivität konzentrierte sich dabei auf den südlichen Teil der Gipfelcaldera. Am Nachmittag verschmolzen drei der ursprünglich voneinander getrennten Krater (Magnússon *et al.*, 2012). An andern Stellen hörte die Aktivität relativ rasch wieder auf.

Schon um 8.00 UTC konnte die Aschewolke über der Wolkendecke detektiert werden und gegen 10.30 UTC erreichte die Wolke eine Höhe von 8.5 km (Magnússon *et al.*, 2012), siehe Abb. 2.4. Die Aschewolke stieg im Laufe

des Tages auch immer weiter auf, bis sie gegen 18.30 UTC eine Höhe von 9 000 bis 10 000 *m* Seehöhe erreicht hatte. Auch die Farbe der Aschewolke veränderte sich im Laufe des Tages von weiß/hellgrau bis zu grau am Abend, was sie auch für 12 Stunden blieb; es kam zu vielen Blitzen und zu starkem Ascheregen, vor allem über dem östlichen Myrdalsjökull (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Zudem kam es ab 8.50 UTC zu einem Anstieg des Wasserpegels des im Tal gelegenen Sees Gígjökulslón, bis gegen 10.00 Ortszeit die erste vom Gígjökull ausgehende Flutwelle mit einer Wasserführung von $2700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ den See erreichte und die Pegelmessstände wegschwemmte (Magnússon *et al.*, 2012). Am Abend des 14. Aprils kam es erneut zu einer kleinen Flut, in der Nacht pendelte sich die Wasserführung bei $20\text{-}30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ein, siehe Abb. 2.4.

Am 15. März kam es zur Herausbildung eines neuen Ausbruchkanals, der ca. 400 Meter nordwestlich der aktivsten Stelle südlich des Gipfels lag. Während sich dieser neue Ausbruchskanal im Laufe des Tages zur Hauptausbruchsstelle entwickelte, sank die Höhe der Aschewolke zwischenzeitlich auf unter 5000 *m* Seehöhe (Magnússon *et al.*, 2012), siehe Abb. 2.4.

Am 16. April setzte sich die explosive Tätigkeit fort, und die Aschewolke wuchs erneut in die Höhe. Es kam zu einer letzten Flutwelle (Karlsdóttir *et al.*, 2012), siehe Abb. 2.4.

Am 17. April waren die Krater zum ersten Mal erkennbar und auch eine schwarze Aschewolke war über weite Gebiete sichtbar.

Im Laufe des 18. Aprils endete die erste starke Phase des Vulkanausbruchs. Insgesamt kam es während dieser Phase zu einer durchschnittlichen Magmaausstoßrate von $5\text{-}10 \cdot 10^5 \text{ kg s}^{-1}$ (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Tabelle 2.1. Zeittafel der Eruption von 14.-16. April. Erklärung der Abkürzungen: A: Aschewolke, C: Entstehung der Ausbruchsstellen, F: Flutwellen. Datenquelle: (Magnússon *et al.*, 2012)

Tag	Uhrzeit (UTC)	Art des Events	Event
14. Apr.	1.30	-	Beginn des Ausbruchs auf der Gipfelcaldera
-	ca. 6.00	A	Eine kleine Rauchsäule wurde erstmals detektiert
-	6.50	F	Der Pegel des Gígjökulslónsee begann anzusteigen
-	8.27	F	Eine Flut, die vom Gígjökulslón ausging, wurde beobachtet
-	8.45	A	Die Aschewolke stieg über die Wolkendecke

siehe folgende Seite

2.5. Eruption des Eyjafjallajökulls 2010

Tag	Uhrzeit (UTC)	Art des Events	Event
-	8.55	C	Eine offene Ausbruchsstelle an der vergletscherten Caldera wurde entdeckt
-	9.01-9.18	C	Zwei offene Ausbruchsstellen auf der Gipfelcaldera
-	9.18	C	Ein dritter offener Kessel öffnete sich
-	9.30-16.20	A	Die Aschewolke wuchs bis zu einer Höhe von 9 km Seehöhe
-	10:18-10.42	C	Vier offene Ausbruchstellen im Gipfelbereich
-	10.23	F	Ein Flutkanal kam an die Oberfläche der Südseite des Gletschers
-	10.24	C	Eine weitere Ausbruchsstelle öffnete sich an der Südseite der Gipfelcaldera
-	10.32	A	Eine kleine Aschewolke südlich der Hauptausbruchsstelle wurde beobachtet
-	11.00	F	Die Flutwelle erreichte eine 10 km entfernt liegende Brücke
-	14.47-15.22	C	Drei der Ausbruchsstellen auf der Gipfelcaldera wuchsen zusammen
-	-	C	Eine kleine Ausbruchsstelle am Rande und eine Spalte südlich der Gipfelcaldera öffneten sich
-	Abends	F	Eine Flutwelle im Fluß Markarfljót
14/15 Apr.	16.20-10.10	A	Die Aschewolke erreichte relativ beständig eine Höhe von 5-6 km Seehöhe.
15. Apr.	ca. 1.00-18.30	F	Vom Gígjökull eine in etwa gleichbleibende Flutwelle von $20-30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
-	16.00-18.10	A	Die Höhe der Aschewolke war geringer als 4.5 km Seehöhe
-	17.00-18.10	A	Die Aschewolke erreichte nicht die Wolkendecke in ca. 5.5 km Seehöhe
-	-	C	Eine weitere Ausbruchsstelle westlich der anderen wurde beobachtet
-	18.37	F	Eine vom Gígjökull kommende Flutwelle wurde beobachtet.
-	ca. 18.50	F	Ein dickflüssiger Schlammfluss strömte östlich des Gígjökull hinab
-	19.55-20.07	C	Die westlichste Ausbruchsstelle vergrößerte sich leicht
-		A	Die Aschewolke erreichte eine Höhe von 6 km Seehöhe

siehe folgende Seite

Tag	Uhrzeit (UTC)	Art des Events	Event
16. April	ab 2.10	A	Die Höhe der Aschewolke schwankte zwischen 3 und 8 <i>km</i> Seehöhe
-	16.04-17.07	C	Nur die westlichste Ausbruchsstelle am Gipfel hatte sich seit 15. vergrößert
-	Nachmittag	F	Die letzte Flutwelle, die mit der Entstehung der Ausbruchsstellen am Gipfel zusammenhing, wurde beobachtet

Phase II: Gemischt explosiv- effusive Phase mit relativ wenig Ausstoß (18. April bis 4. Mai) Die Natur des Ausbruchs veränderte sich am 18. April. Es kam nun zu einer effusiven Phase, mit einem 3 *km* langen Lavafluss entlang des Gígjökull. Wegen der schwachen explosiven Tätigkeit pendelte die Höhe der Aschewolke zwischen 2-4 *km* (Gudmundsson *et al.*, 2012), siehe Abb. 2.4.

Phase III: Zweite explosive Phase (5. bis 18. Mai) Mit einer Erhöhung des SiO_2 Gehalts in der Zusammensetzung der Gesteinsschmelze begann eine weitere explosive Phase dieser Eruption (Gudmundsson *et al.*, 2012). Teilweise war der Magmaausstoß im Bereich von $0.8 \cdot 10^5 \text{ kgs}^{-1}$. Am 5., 11. und 13. bis 17. Mai war der Ausstoß vergleichbar mit den Werten in der ersten Ausbruchsphase $2 - 8 \cdot 10^5 \text{ kgs}^{-1}$ (Karlsdóttir *et al.*, 2012), siehe Abb.2.4.

Am 5. Mai wurde erstmals ein größerer Ausstoß von SO_2 vom Ozone Monitoring Instrument (OMI), das sich auf den AURA Satelliten der NASA befindet, detektiert. In Folge erreichte die Aschewolke eine Höhe von 9 *km* Seehöhe um sich anschließend auf 5 bis 6 *km* Seehöhe einzupendeln, siehe Abb. 2.4.

Am 11. Mai wurden erstmals seit 17. April wieder Blitze in der Aschewolke gesehen. Am 13. und 14. Mai kam zu weiteren Blitzen. Die Aschewolke erreichte in diesen Tagen eine maximale Seehöhe von 8 *km*, siehe Abb. 2.4.

Phase IV: Rückgang der Aktivität(19. - 23. Mai) Ab 18. Mai kam es zu einem deutlichen Rückgang der Aktivität, der zum Ende des Ausbruchs am 23. Mai - damals wurde die letzte tephrahaltige Aschewolke gesichtet - führte (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Kurze Aktivität vom 4. - 8. Juni, 17. Juni Anfang Juni kam es erneut zu verstärktem vulkanischen Tremor, dem ein geringer Ausstoß von Tephra folgte. Asche sedimentierte allerdings nur im direkten Umkreis des Kraters. Am 17. Juni kam es erneut zu einer Aschewolke, die sich 1.000 *m* über den Vulkan erhob. Es ist allerdings unklar, ob in dieser Wolke Tephra vorhanden war (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Ursachen des Ausbruchs

Mithilfe der Analysen zur Zusammensetzung des Magmas und der Erdbeben-tätigkeit vor und während der Eruption kann der Ausbruch folgendermaßen erklärt werden:

Es wird angenommen, dass die explosive Krater-Eruption durch das Heraufströmen eines Mg-reichen basaltischen Magmas einige Monate zuvor ausgelöst wurde. Dieses basaltische Magma wurde durch das siliziumreichen Magma, das sich vermutlich seit dem Ausbruch von 1821 bis 1823 in der Magmakammer befand, aufgehalten. Es entgaste und kristallisierte teilweise und wandelte sich in einen FeTi-Basalt um. Die freigesetzte Hitze und das Gas stiegen auf und bahnten sich einen Weg in das halberstarnte silizische Magma (Sigmarsson *et al.*, 2011). Währenddessen strömte Mg-reiches basaltisches Magma an der Hauptmagma-kammer vorbei und verursachte die Flankeneruption (Sigmarsson *et al.*, 2011). Sobald sich aber das Gas und die Hitze einen Weg durch die Hauptkammer geöffnet hatten, stoppte die Spalteneruption und die explosive Kratereruption begann (Sigmarsson *et al.*, 2011).

Anfang Mai, als sich die Natur des Ausbruchs abermals änderte, war das basaltische Magma schon aufgebraucht und ein erneuter Aufstieg von heißem Mg-reichen Magma aus der Tiefe traf auf das Si-Reservoir in der Magma-kammer. Dadurch wurde die abermals verstärkte Aktivität des Ausbruchs verursacht. Durch die große Hitze des frisch aufgestiegenen Magmas wurden Mikrogranite geschmolzen und es kam zu einer veränderten Zusammensetzung der ausgestoßenen Tephra. Erst als der Aufstieg des Basalts aufhörte, kam die Eruption zu einem Ende. (Gudmundsson *et al.*, 2012, Sigmarsson *et al.*, 2011).

2.5.2 Aschewolke

Über die Aschewolke des Eyjafjallajökull sind schon jetzt, drei Jahre nach dem Ausbruch, unzählige Publikationen veröffentlicht worden. Das liegt zum großen Teil am breiten Interesse der Öffentlichkeit, das wegen des durch die

Aschewolke verursachten Flugverbots über großen Teilen Europas hervorgerufen wurde.

Aber auch ohne dem Flugverbot war die Aschewolke des Eyjafjallajökull bemerkenswert. Ungewöhnlich war die Dauer des Ausbruchs so wie die sehr feinkörnige Asche, deren Verweildauer in der Luft entsprechend lange war. Diese konnte nur entstehen, da das Magma - eine Mischung aus dem wenig explosiven Basalt mit wesentlich explosiverem siliziumreichen Gestein - wegen der subglazialen Lage des Kraters durch phreatomagmatische Explosionen zertrümmert wurde. Das Tephra konnte dann wegen einer für den Frühling ungewöhnlichen Wetterlage über Island nach Europa geführt werden.

Die Tephra selbst unterschied sich in den verschiedenen Phasen des Ausbruchs stark. Während der explosiven Phasen (14. bis 18. April, 5. bis 21. Mai) war sie sehr feinkörnig, die Partikel der restlichen Zeit ähnelten denen typischer Vulkanausbrüche. Sie waren wesentlich gröbkörniger und verweilten dementsprechend kürzer in der Luft. Der überwiegende Anteil (85%) der Tephra, die in die Luft gelangte, wurde während der beiden explosiven Phasen emittiert (Gudmundsson *et al.*, 2012).

Die Gesamtmenge der ausgestoßenen Tephra beträgt ca. $4.8 \pm 1.2 \cdot 10^{11}$ kg Asche. Davon wurden 85% während der beiden explosiven Phasen emittiert. Die Höhe der Aschewolke schwankte während der Eruption zwischen 2 km und 10 km. Am ersten Tag des explosiven Ausbruchs kam es zu einer geschätzten Emissionsrate von $75 \cdot 10^4 \text{ kg s}^{-1}$ Tephra und Asche.

Zusammensetzung der Magma/Tephra

Die Asche während der ersten explosiven Phase war grau und trachyandesitisch⁸ (Simper, 2005) mit einem Massenanteil von 58% SiO_2 (Gislason *et al.*, 2011).

Die Ascheteilchen selbst, sogar die Nanopartikel, waren scharfkantig und abrasiv. Diese Eigenschaft behielten sie selbst nachdem sie mehrere Wochen Wasser ausgesetzt gewesen waren. Studien zeigen, dass die Form einen größeren Einfluss als die Größe eines Partikels auf die abschleifenden Eigenschaften hat. Weiters war die Härte der Asche relativ hoch mit Werten zwischen 5.5 - 6.7 auf der Mohs Skala. Für Triebwerke eines Flugzeuges kann sowohl die Form der Teilchen und auch die Härte eine negative Auswirkung haben (Gislason *et al.*, 2011).

Auf den Partikel vom 15. April fanden sich dünne Schichten von F, Cl, SO_4 und metallischen Salzen, die wasserlöslich und adhäsiv waren (Gislason *et al.*,

⁸Zusammensetzung von Trachyandesiten: SiO_2 : 50–65%, Al_2O_3 : 15–18%, $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$: 4–10%, Na_2O : 5–10%, CaO : 2–8%, MgO : 2–4%

2011). Es war die relative Konzentration der flüchtigen Bestandteile geringer als bei der nicht explosiven Phase, da ein Großteil dieser Stoffe über das Schmelzwasser abtransportiert wurde. Insgesamt kann man nach Schätzungen aber davon ausgehen, dass die Partikel durchschnittlich eine 0.6 nm dicke Salzsicht hatten (Gislason *et al.*, 2011).

In der Atmosphäre kamen die Partikel in Kontakt mit Kohlenwasserstoffen, was zu Ablagerungen von C-Molekülen an der Oberfläche führte (Gislason *et al.*, 2011). Die Salze hatten keinen großen Anteil an der Gesamtmasse, sodass eventuelles Auswaschen durch Wasserteilchen keine Veränderung der Gesamtteilchen hervorrief (Gislason *et al.*, 2011).

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob vulkanische Gase auf den Partikel kondensierten. Eine Antwort fällt insofern schwer, als es von äußeren Faktoren wie der Temperatur und von der Adsorptionsfähigkeit der Gase abhängt. Somit ist es auch sehr schwer zu bestimmen, wie viel Gase insgesamt emittiert wurden (Gislason *et al.*, 2011).

Der Anteil des SiO_2 bei der Magma verringerte sich in der effusiven Phase von 60-61 % auf 58-59 % und der Magmaausstoß war im Bereich von $10^4 - 10^5\text{ kgs}^{-1}$ viel geringer als während der explosiven Phase (Gudmundsson *et al.*, 2012). Dazu kam, dass die Tephra viel grobkörniger war, als bei der explosiven Phase.

Während der dritten Phase ähnelte das ausgestoßene Material dem der ersten Phase (Karlisdóttir *et al.*, 2012).

Größenverteilung der Tephra

Die Asche der explosiven Phase war überraschend hell und pulverartig und beinhaltete Partikel von einer Größe im Bereich von mehreren $10\text{ }\mu\text{m}$. Üblicherweise gibt es bei Vulkanausbrüchen kaum Teilchen von so geringer Größe. Das kann man auch bei der Partikel-Größenverteilung der nicht explosiven Phasen des Ausbruchs erkennen (Gudmundsson *et al.*, 2012).

Interessanterweise hat die explosive Asche zwei Peaks bei der Größenverteilung, nämlich bei $25\text{ }\mu\text{m}$ und bei $200\text{ }\mu\text{m}$ Durchmesser (Gislason *et al.*, 2011), siehe Abb. 2.5

Gudmundsson untersuchte die Größenverteilung der Tephra in je vier Zonen, die vom Vulkan 6 km , 30 km , 80 km und $> 80\text{ km}$ entfernt lagen. Für die 4. Zone ($> 80\text{ km}$) konnte keine Größenverteilung bestimmt werden. Es zeigt sich, dass 94% der Gesamtmasse an Partikel der zwischen dem 14. bis 16. April emittierten Asche aus Teilchen bestand, die kleiner als $1000\text{ }\mu\text{m}$ waren. Weiters waren 48 – 50% der Partikel kleiner als $63\text{ }\mu\text{m}$ (Gudmundsson *et al.*,

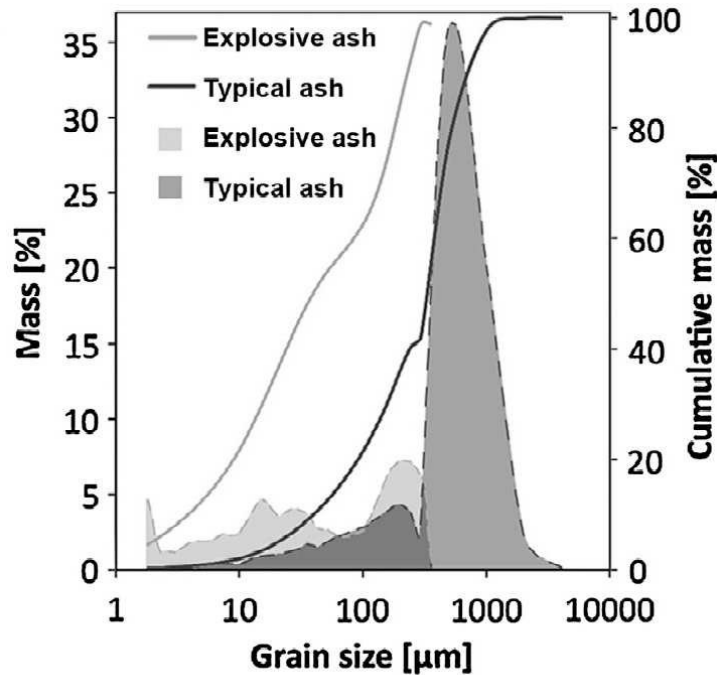


Abbildung 2.5. Korngrößenverteilung der Tephra. Bildquelle: (Gislason *et al.*, 2011)

2012). Teilchen bis zu dieser Größe verweilen oft Stunden oder Tage in der Atmosphäre (Gíslason *et al.*, 2011), siehe Abb. 2.1.

Der Anteil der Partikel, die kleiner als $30\mu\text{m}$ waren, wird auf 35% der Gesamtmasse der ausgestoßenen Tephra berechnet. Gleichzeitig wird aber angenommen, dass dieser Wert zu gering ist, da feinste Asche, deren Anzahlgrößenverteilung leider nicht näher bestimmt werden konnte, vermutlich rasch in die vierte Zone transportiert wurde. Diese Vermutung wird durch Untersuchungen der Asche auf den Faroer Inseln, in Großbritannien und in Ungarn bestätigt, wo jeweils die mittlere Größe der nachgewiesenen Partikeln 48, 25, 2–4 μm betrug (Stevenson *et al.*, 2012). Andere Untersuchungen fanden über dem Festland Europas Partikel bis zu 20 μm . Dadurch ergibt sich ein Anteil von ca. $35 \pm 15\%$ an Partikeln, die kleiner als 30 μm waren, bezüglich der gesamten zwischen 14. und 16. April emittierten Asche (Gudmundsson *et al.*, 2012).

Für die späteren Phasen des Ausbruchs liegen noch keine ähnlich detaillierten Untersuchungen vor. Man weiß jedoch, dass die Asche, die vom 18. April bis

zum 4. Mai emittiert wurde, grobkörniger war. Während der zweiten explosiven Phase zwischen 5. und 17. Mai scheint der Anteil der feinkörnigen Asche ein bisschen geringer als in der Phase vom 14. bis zum 16. April gewesen zu sein.

Großwetterlage

Während der ersten Woche herrschte ein Hochdruckgebiet südlich von Island, sowohl an der Erdoberfläche als auch in höheren Schichten der Troposphäre (Petersen, 2010). Das führte zu starken Winden, die nach Südosten bzw. Süden wehten. So kam es über Island am 15. und 16. April in 3 km Höhe zu Windgeschwindigkeiten von 18 bis 29 ms^{-1} und auf 5 km Höhe 32 bis 44 ms^{-1} . Es kann angenommen werden, dass durch diese starken Winde die Aschewolke niedriger war, als sie ansonsten gewesen wäre (Petersen, 2010). Während der nicht explosiven Phase spielte die Großwetterlage für die Verteilung der Asche keinerlei Rolle, zudem waren die Winde nicht so stark und nach Norden gerichtet (Karlsdóttir *et al.*, 2012). Als am 5. Mai die Eruption erneut stärker wurde, waren die Winde südlich gerichtet. Während des Abklingens der Eruption wehten die Winde abermals nach Norden (Karlsdóttir *et al.*, 2012), siehe Abb. 2.4.

Im Vergleich mit den üblicherweise im Frühling herrschenden Großwetterlagen in Island, war sowohl die Dauer als auch die Stärke der West- und Nordwest-Winde während der explosiven Phasen ungewöhnlich. Das wird auch durch die Tatsache bekräftigt, dass bei den ähnlich großen Vulkanausbrüchen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhundert die Aschewolken nie zum europäischen Festland gelangt waren (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Tephra Fallout

Obwohl die meiste Asche wegen der ungewöhnlichen Witterungsverhältnisse hauptsächlich nach Süden oder Osten getragen wurde, kam es doch wegen der langen Dauer des Ausbruchs zu einer Aschedecke in einem Radius von 30 - 80 km um den Vulkan (Gudmundsson *et al.*, 2012).

Die Dicke reichte von 30 m in unmittelbarer Umgebung des Kraters bis zu 1 m in 2 km Entfernung. Mit Ausnahme des äußersten Nordwestens der Insel konnte in allen Regionen Tephra am Boden nachgewiesen werden (Gudmundsson *et al.*, 2012). Gudmundsson berechnete, dass bei der Eruption eine Gesamtmenge von $(270 \pm 70) \cdot 10^6 m^3$ Asche (bei einer durchschnittlichen Dichte von $1400 kgm^{-3}$) in die Luft geschleudert wurde. Davon verließen $(140 \pm 20) \cdot 10^6 m^3$ nicht den isländischen Luftraum. Die restlichen $(130 \pm 50) \cdot 10^6 m^3$ Tephra wurden außerhalb Islands transportiert.

Weitere $(30 \pm 10) \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Tephra wurden über das Schmelzwasser abtransportiert und $(23 \pm 5) \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Magma war Lava (mit einer geschätzten Dichte von 2400 kgm^{-3} (Gudmundsson *et al.*, 2012).

Fasst man die einzelnen Werte zusammen kommt man auf eine Gesamtausbruchsmasse von $(4.8 \pm 1.2) \cdot 10^{11} \text{ kg}$, was einem Volumen von $(0.18 \pm 0.05) \text{ km}^3$ bei einer Dichte von 2600 kgm^{-3} entspricht.

Ausbreitung der Aschewolke

Während der verschiedenen Phasen des Ausbruchs verteilte sich die Aschewolke über unterschiedliche Teile Europas, siehe Abb. 2.6. Von 14. bis 16. April wurden $(35 \pm 10) \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Asche emittiert, das entspricht ca. 25 % der während des Ausbruchs frei gesetzten Tephra (Gudmundsson *et al.*, 2012). Die Aschewolke erreichte am 15. eine maximale Höhe von 10 km , und am 16. sank sie auf 5 km .

Durch die Winde, die am 15. April in der oberen Troposphäre in westlicher Richtung mit einer Geschwindigkeit von ca. 20 ms^{-1} wehten, wurde ein Teil der Asche in Regionen östlich von Island transportiert. Es wurde berechnet, dass die Gesamtmenge der Asche, die die Faröer Inseln erreichte, einer Masse von 2 bis $6 \cdot 10^9 \text{ kg}$ entspricht (Gudmundsson *et al.*, 2012). Mithilfe von Satellitenbildern kann man bestimmen, dass diese Aschewolke südwestlich der Faröerinseln $80 - 100 \text{ km}$ breit und 1 km hoch war (Gudmundsson *et al.*, 2012), siehe Abb. 2.7 und Abb. 2.8.

Gudmundsson berechnet eine mittlere Aschekonzentration von 10 bis 35 mgm^{-3} in dieser Wolke. Als die Wolke dann nach Norwegen gelangte, teilte sie sich in zwei je 200 km breite Wolken, siehe Abb. 2.8. Die geschätzte mittlere Aschekonzentration war 1 mg m^{-3} . Ca. $(0.5 - 1) \cdot 10^9 \text{ kg}$ Asche wurde von Norwegen weiter in den Süden transportiert, d.h. erreichte das europäische Festland (Dänemark, Deutschland, Polen, Tschechien, Slowakei, Österreich), siehe Abb. 2.6.

Zwischen 17. April und 4. Mai herrschten Nordwinde, die die Asche in den Süden wehten. Wegen der geringen Tephramenge und der grobkörnigeren Natur sedimentierte diese Asche bereits in der Umgebung Islands, siehe Abb. 2.6 und Abb. 2.8.

Vom 5. bis 17. Mai wurde kam es zu keinem Zeitpunkt zu einer vergleichbar massereichen Aschewolke in Zentraleuropa wie zwischen 14. bis 16. April. Schätzungsweise erreichten 10^8 kg Asche europäisches Festland (Westeuropa und die iberische Halbinsel), siehe Abb. 2.6.

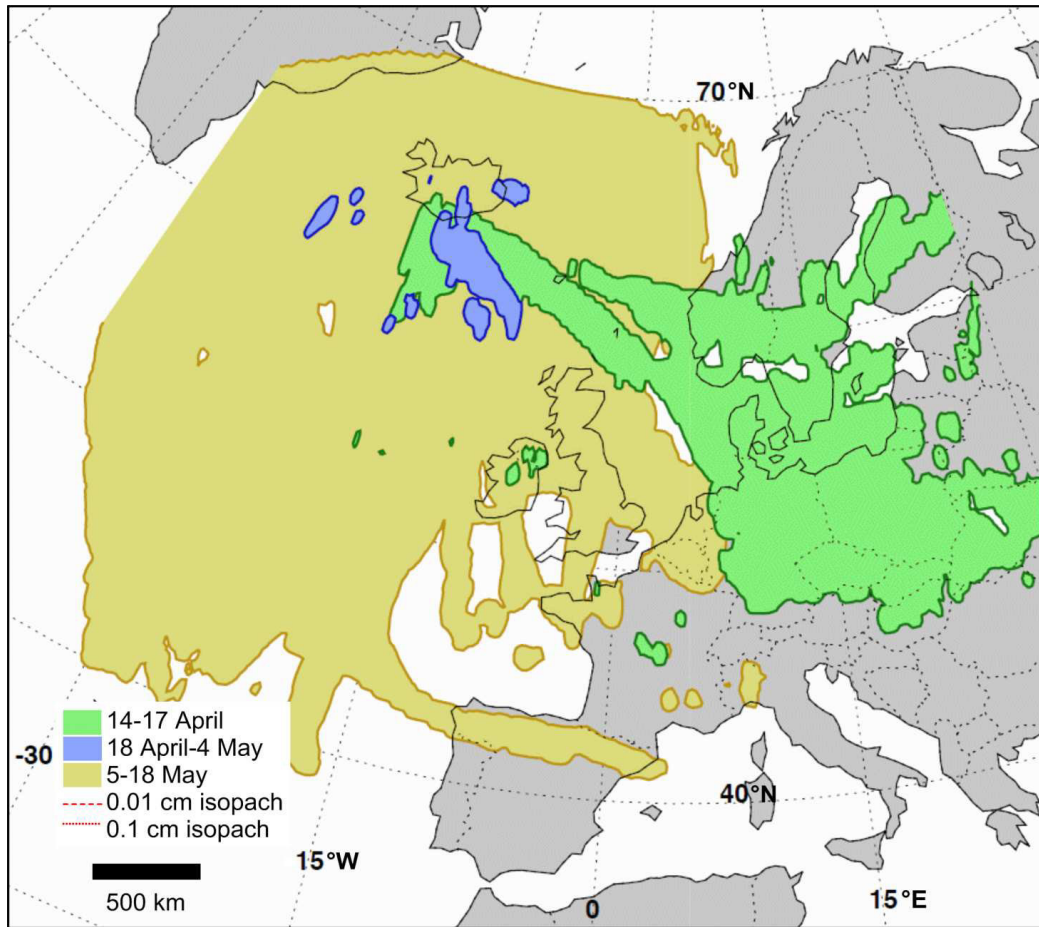


Abbildung 2.6. Aschewolke, die außerhalb Islands nachgewiesen werden konnte. Bildquelle: (Gudmundsson *et al.*, 2012)

2.5.3 Folgen des Ausbruchs

Aufgrund des Ausbruchs kam es weder zu Todesfällen noch zu Verletzten. Der Aschefall beeinflusste den Alltag der Menschen in der betroffenen Umgebung allerdings massiv, unter anderem mussten die dem Vulkan nahe gelegenen Häuser evakuiert werden. Trotzdem verliefen die Maßnahmen auf lokaler Ebene geregelt (Lund & Benediktsson, 2011).

Durch die Jökullhaups (Gletscherläufe) kam es weder für die Landwirtschaft noch für Straßenverbindungen zu größeren Schäden. Einzelne Straßen wurden beschädigt, wurden jedoch rasch wieder repariert (Lund & Benediktsson, 2011).

Landwirtschaftlich gesehen hatte der Ausbruch die größten Folgen für die Viehwirtschaft der angrenzenden Betriebe. Felder wurden durch Asche und

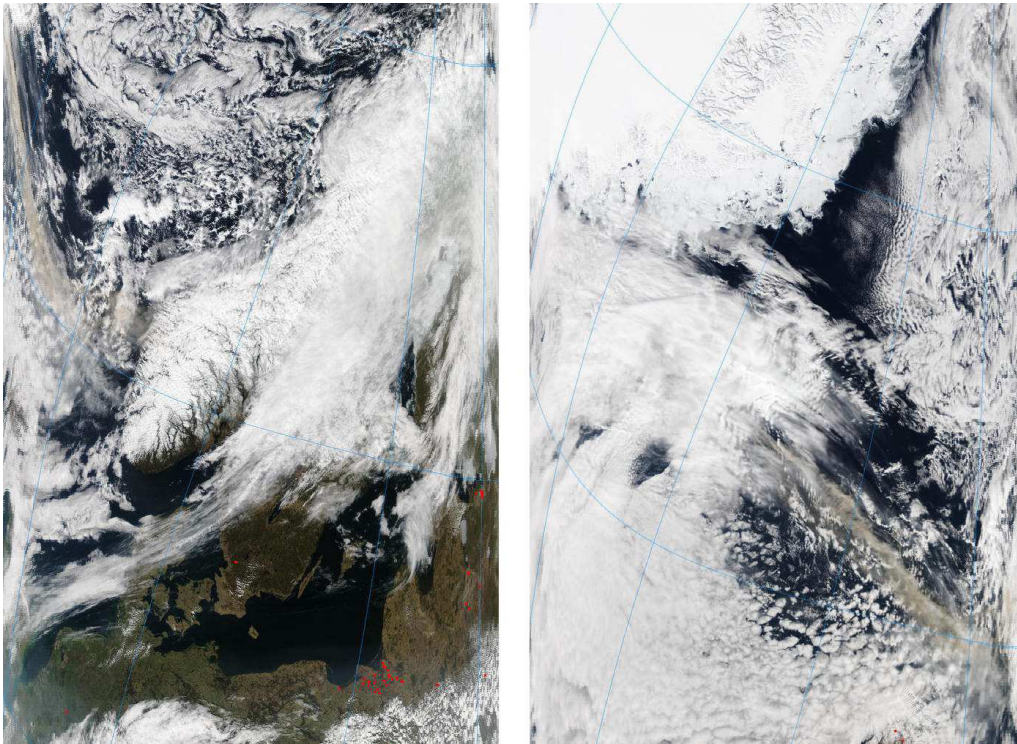


Abbildung 2.7. Links: Aufnahmen von Aqua/MODIS: 2010/105 um 11:50 UTC; rechts: Aufnahmen Aqua/MODIS 13.30 UTC. Bildquelle: MODIS-Satelliten

Flut zerstört und vor allem wurde davor gewarnt Vieh aus Wasserquellen zu tränken, da diese einen erhöhten Fluorbestand aufwiesen (Oroian *et al.*, 2010).

Verglichen zu den relativ überschaubaren Folgen für die Insel selbst, waren die Auswirkungen, die die Vulkanasche auf den europäischen Flugverkehr hatte, gewaltig. Wegen der möglichen Gefahren, welche die über Europa verteilte sehr feinkörnige und abrasive Asche auf die Triebwerke der Flugzeuge darstellen könnte, verhängten die europäischen Fluggesellschaften in den Tagen, in denen die Asche über Europa verteilt war, großräumige Flugsperren. Es folgten die bislang schwerwiegendsten Störungen in der Geschichte des Flugverkehrs. Es wurden 313 Flughäfen geschlossen und mehr als 100.000 Flüge gestrichen, wodurch 10 Millionen Passagiere festsaßen. Schätzungen über die Einbußen für Luftfahrtgesellschaften werden auf mind. 2 Mrd. Euro beziffert (Lund & Benediktsson, 2011).

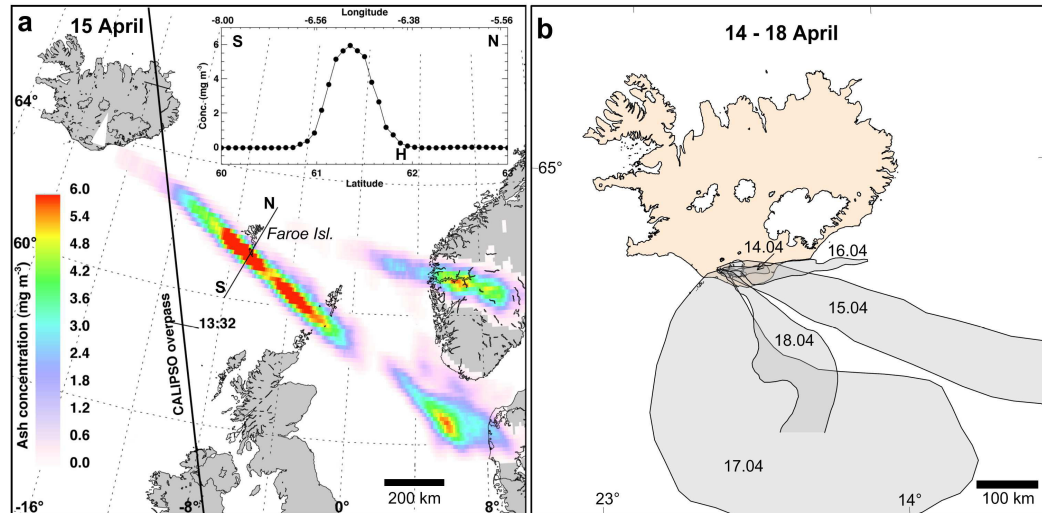


Abbildung 2.8. (a) Aschekonzentration in einer vertikalen Ebene für 15. April von SEVIRI Berechnungen. Das eingefügte Diagramm zeigt die Aschekonzentration über den Faröer-Inseln (Nord-Süd-Richtung) (b) Verteilung der Tephrawolke über Island, (Gudmundsson *et al.*, 2012)

2.5.4 Folgen auf die kurzweilige, nach unten gerichtete Strahlung in Europa

Bei der Eruption wurden geringe Mengen vulkanischer Gase, insbesondere SO_2 , emittiert. Zwischen 15. und 18. April war die SO_2 Emission unter 5000 *Tonnen/Tag*. In der zweiten Phase war der SO_2 Ausstoß etwas größer. Erst zwischen 4. und 8. April kam es zu einem plötzlichen Anstieg der SO_2 Emissionen mit 30 000 *Tonnen/Tag*, am neunten Mai wurde in etwa wieder der Ausstoß der ersten Phase erreicht (Karlsdóttir *et al.*, 2012).

Im Vergleich zu den Schwefelemissionen des Pinatubo, bei dem 17 Mio. Tonnen SO_2 freigesetzt wurden, die in Folge eine globale Abkühlung von 0.3°C verursachten, sind diese Werte vernachlässigbar. Berücksichtigt man noch, dass die Asche und die vulkanischen Gase nie in die Stratosphäre gelangten, kommt man zu dem Schluss, dass der Ausbruch des Eyjafjallajökull einen äußerst geringen Einfluss auf das globale Klima hatte.

Wie beim Ausbruch des Mt. St. Helens - wenn auch in viel geringerem Ausmaß - ist bestenfalls ein kurzfristiger Einfluss auf die Oberflächentemperatur nachweisbar, der wegen der direkten Abschirmung der Strahlung durch die

Aschepartikel verursacht wurde, (Derimian *et al.*, 2012).

Ein weiterer - indirekter - Effekt ist aber wahrscheinlich größer. Durch das Flugverbot und damit das Fehlen der Kondensstreifen am Himmel entstand ein nicht vernachlässigbarer Effekt aufs Wetter. Erstmals konnte der Einfluss der Kondensstreifen nach den Anschlägen des 11. Septembers und der nachfolgenden Flugsperre untersucht werden. Unter anderem konnte nachgewiesen werden, dass die Temperaturdifferenz zwischen Tag und Nacht größer war (Travis *et al.*, 2002). Ebenso gab es in den USA weniger Cirrusbewölkung als ohne Flugsperre.

Es stellte sich somit Frage, ob der Strahlungsantrieb, der aufgrund der durch Vulkanasche abgeschirmten Strahlung entstanden ist, durch das Fehlen der Kondensstreifen aufgehoben bzw. sogar in das Gegenteil verkehrt wurde.

Ergebnisse der Studie von Derimian

In dieser Studie wurden für den 17. April 2010 über Lille die optischen Eigenschaften der Tephra und der Einbruch der direkten Strahlung, der durch die Aschewolke verursacht wurde, untersucht (Derimian *et al.*, 2012):

Die Ergebnisse wurden mittels Messwerte des AERONET Photometers und des Lidar-Systems in Lille berechnet: Die beobachtete Asche wurde von Partikeln mit einem Radius von $r = 1.5 \mu\text{m}$ dominiert. Im Vergleich zu Wüstenstaub, der schon öfters vom AERONET-Photometer detektiert wurde, waren sie kleiner ($r_{\text{Saharastaub}} = 2.5 \mu\text{m}$). Die ermittelte Größe der Partikel stimmt auch mit den Ergebnissen anderer Forschungsarbeiten über die Größenverteilung der Tephra über dem europäischen Festland überein.

Die Partikel absorbierten geringe Wellenlängen relativ stark (*Single Scattering Albedo* von (0.81 ± 0.02) bei 440 nm verglichen zu (0.92 ± 0.02) bei $670, 970, 1020 \text{ nm}$). Die optische Dicke der Aschewolke über Lille war relativ gering (~ 0.26 bei 440 nm). Weiters konnte nachgewiesen werden, dass die Partikel nicht kugelförmig waren. Der komplexe Brechungsindex und die Phasenfunktion der Tephrawolke wurde über den Vergleich der AERONET-Daten bestimmt. Diese Werte wurden dann für die Simulationen der Strahlungsflüsse verwendet. Die berechneten Werten stimmten gut mit Strahlungsmesswerten überein.

Es wurde ermittelt, dass für eine optische Dicke von 0.1 bei 550 nm der tägliche Kühleffekt auf der Erdoberfläche 9 bis 12 W m^{-2} betrug. Dieser Wert ist um 10% höher, als jener, der durch normale städtische oder industrielle Luftverschmutzung in dieser Region erreicht wird.

Derimian *et al.* versuchten auch den Einfluss auf die langwellige Strahlung zu berechnen. Wegen der geringen Aschedichte kam es aber zu keinen aussagekräftigen Ergebnissen.

3 Methodik

3.1 LibRadtran

Die Auswirkung der Vulkanasche auf die kurzwellige Bestrahlungsstärke an der Erdoberfläche kann mittels numerischer Lösungen der Strahlungstransfergleichung bestimmt werden. Dazu muss ein Strahlungstransfermodell verwendet werden, das in der Lage ist, den Einfluss möglichst vieler, die Erdatmosphäre beschreibender Parameter auf die Strahlung zu verarbeiten. Diese Anforderungen erfüllt das frei erhältliche, umfangreiche Programmpaket *libRadtran*¹, das 2001 von B. Mayer und A. Kylling entwickelt wurde (Mayer *et al.*, 2011).

Das zentrale Programm *libRadtrans*, *uvspec*, beinhaltet viele Möglichkeiten zur Berechnung der Strahlungstransfergleichung:

- Der Wellenlängenbereich, den man betrachten möchte, lässt sich festlegen. Außerdem kann man auch die spektrale Auflösung einstellen. Für den Fall, dass Strahlungsdaten über 500nm berechnet werden sollen, müssen die Absorptionslinien der Gase beachtet werden, was in der Diplomarbeit mit der Angabe `correlated_k KATO` geschieht.
- LibRadtran ermöglicht es, mithilfe einer `shell` Parameter für die optischen Eigenschaften der Atmosphäre wie Ozon-, Druck-, oder Wolkenprofile in Parameter zu konvertieren, sodass diese für die Berechnung der Strahlungstransfergleichung verwendet werden können. LibRadtran bietet viele Möglichkeiten das Profil der Atmosphäre zu gestalten. In dieser Arbeit wurde die Standardatmosphäre von libRadtran für den Sommer in mittleren Breiten, ein File namens `afglss`, verwendet, welche ein Aerosol- und ein Wolkenprofil definiert. Die Angströmparameter und die optische Dicke werden eingegeben.

¹<http://www.libradtran.org/doku.php?id=about>

- LibRadtran bietet mehrere Möglichkeiten, die Strahlungstransfergleichung zu lösen. In dieser Diplomarbeit wird ein schneller Algorithmus namens *twostr* verwendet, welcher die eindimensionale Strahlungsgleichung in einer sphärischen Atmosphäre löst (Kylling *et al.*, 1995). Dieser liefert zwar weniger genaue Ergebnisse als der häufig verwendete *DISORT*-Algorithmus, aber die numerischen Fehler, die durch die Verwendung des *twostr* entstehen, fallen trotzdem nicht ins Gewicht, wenn man sie mit den Ungenauigkeiten des in dieser Diplomarbeit verwendeten Strahlungs-Modells vergleicht (Kylling *et al.*, 1995).
- Die Lösung der Strahlungstransfergleichung wird in einem weiteren Schritt auf die gegebenen geographischen und zeitlichen Angaben umgerechnet, sodass die gewünschten Größen erhalten werden.

Für nähere Informationen bezüglich der Verwendung von libRadtran wird auf das Manual von libRadtran verwiesen, (Mayer *et al.*, 2011).

3.2 Datenquellen

In dieser Diplomarbeit wurden die Daten, die zur Berechnung der Bestrahlungsstärke herangezogen wurden, von den Messstationen von AERONET sowie von BSRN herangezogen.

3.2.1 AERONET

Das AERONET (AErosol RObotic NETwork) Programm ist ein Zusammenschluss von bodenbasierten, ferngesteuerten Aerosol-Messstationen, die von der NASA und von LOA-PHOTONS installiert wurden und von vielen Mitarbeitern nationaler Institute, Universitäten und von einzelnen Forschern unterstützt werden (Dubovik *et al.*, 2000).

Die Stationen sind weltweit vorhanden, siehe Abb. 3.1, und stellen langfristige Messungen der spektralen optischen Dicke, des atmosphärischen Wasserdampfgehalts und des Ozongehalts zur Verfügung. Die Stationen bestehen größtenteils aus einem CIMEL-Sonnenphotometer, welches untertags alle 15 Minuten die direkte solare Strahlung misst und alle 60 Minuten eine Messung der diffusen Strahlung durchführt.

Die optische Dicke (AOT) wird von den AERONET-Stationen mithilfe der durch die Strahlungsdaten erhaltenen Extinktion berechnet. Bei den Stationen, deren Daten in dieser Diplomarbeit verwendet werden, gibt es meist Daten der Wellenlängen 340nm, 380nm, 440nm, 500nm, 675nm, 870nm und 1020nm, in einigen Stationen fehlen bei den Wellenlängen 340nm, 380nm

3.2. Datenquellen

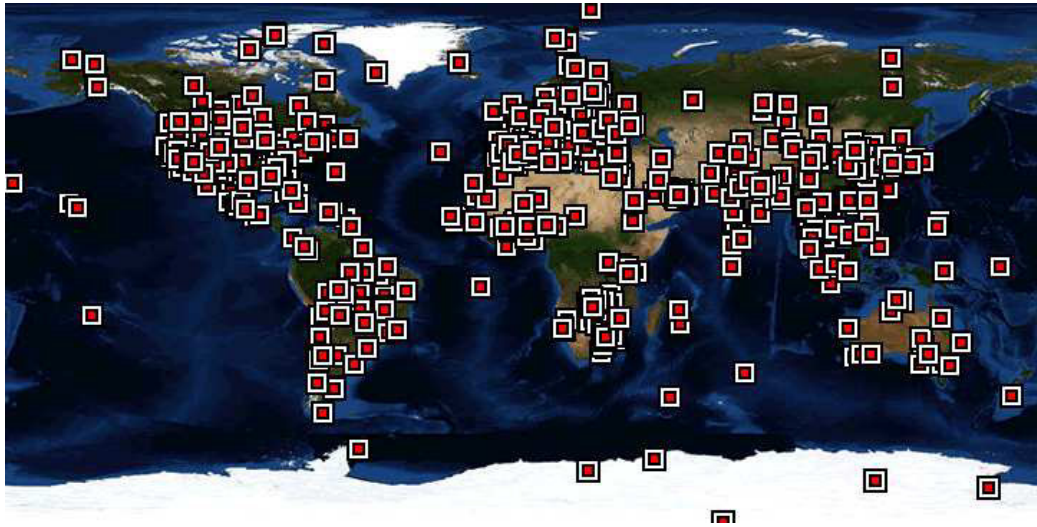


Abbildung 3.1. Karte der weltweiten AERONET-Stationen. Bildquelle: AERONET-Homepage.

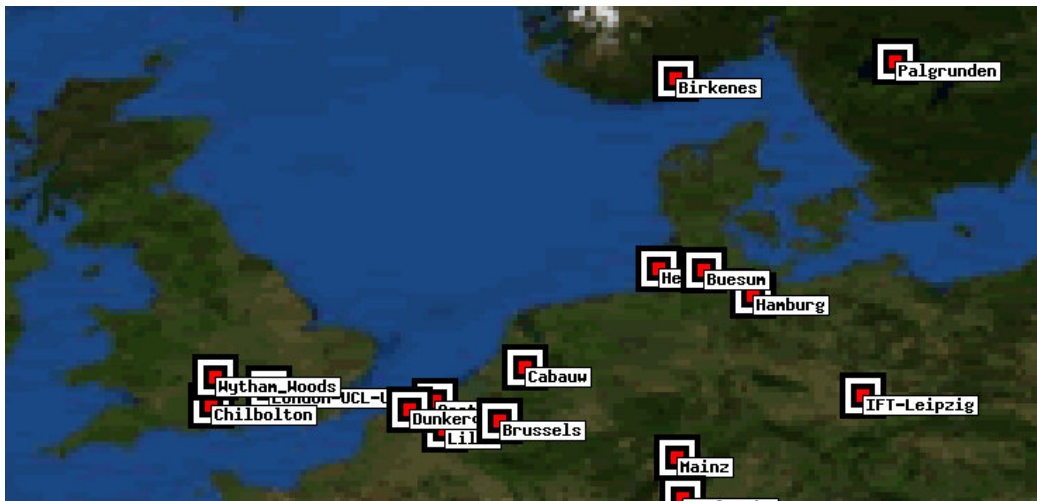


Abbildung 3.2. Karte der AERONET-Stationen in England, Dänemark, den Beneluxstaaten und Norddeutschland. Bildquelle: AERONET-Homepage.

und 500nm jedoch. Die Qualität der Daten wird in drei Kategorien eingeteilt: Level 1.0 (nicht kontrolliert), Level 1.5 (automatisch wolkenbereinigt) und Level 2.0 (wolkenbereinigt und manuell überprüft).

Die Fehler der optischen Dicke der Qualität Level 2.0 werden mit 0.01 im sichtbaren und infraroten Bereich der Strahlung angegeben. Eine aktuelle Studie kommt zu dem Schluss, dass die Fehler der Messungen in 99.53 % der

Messungen geringer als 0.1 sind. Bei hohen Messwerten der optischen Dicke vergrößert sich der Fehler geringfügig (Sinyuk *et al.*, 2012).

3.2.2 BSRN

Das *Baseline Surface Radiation Network* BSRN wurde in den späten 1980er Jahren vom *World Climate Research Program* (WCRP) entworfen und implementiert. Die Daten sollen für Klimaforschungen zur Verfügung stehen und hauptsächlich der Validierung von Satelliten-Algorithmen und der Strahlungsberechnungen von Klima-Modellen dienen. Weltweit gibt es derzeit 36 in Betrieb befindliche Stationen, von denen die meisten seit 1992 messen, siehe Abb. 3.3.

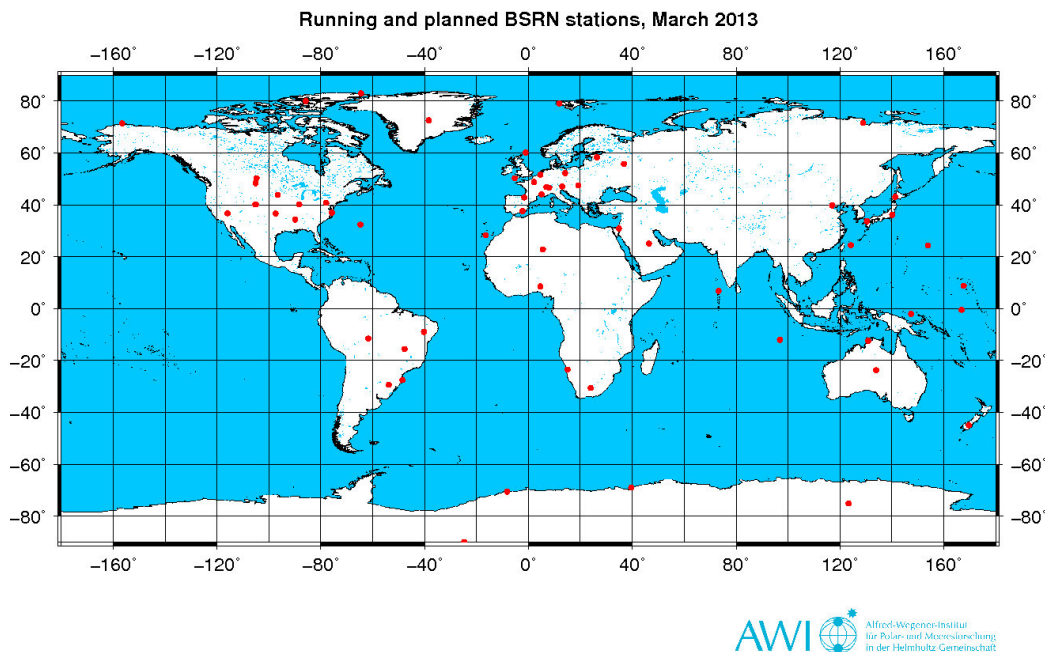


Abbildung 3.3. Derzeit laufende und geplante BSRN Stationen, März 2013, Bildquelle: BSRN-Homepage

Die Messungen finden jede Minute statt und beinhalten Angaben über die globale, nach unten gerichtete Bestrahlungsstärke, die aus den Messungen der direkten und diffusen Bestrahlungsstärke berechnet wird. Auch gibt es Messungen der langwelligen Strahlung (aufwärts und abwärts gerichtet). Außerdem stehen minütliche Messungen der Temperatur, der relativen Feuchtigkeit sowie des Luftdrucks an der jeweiligen Station zur Verfügung. Quelle: BSRN Homepage.

3.3. Stationen, deren Daten untersucht wurden

Für die Messungen der kurzwelligen Strahlung werden thermophile Pyranometer des Tys CMP22 verwendet, die Messungen der langwelligen Strahlung werden mit einem Pyrgeometer CMP22 durchgeführt. Quelle: BSRN Homepage.

Die Messfehler der BSRN Stationen sind bei den jeweiligen Daten angegeben und beinhalten die Standardabweichung und Extremwerte. Betrachtet man die Standardabweichung der kurzwelligen globalen Strahlung im April und Mai 2010 der Station Cabouw, so fällt auf, dass diese meist unter 1 W/m^2 liegt, bei hohen Bestrahlungsstärken können aber auch Fehler bis zu 100 W/m^2 auftreten. Generell sind die Messungen der direkten Strahlung viel genauer, als die Messungen der diffusen Strahlung (Ohmura *et al.*, 1998).

3.3 Stationen, deren Daten untersucht wurden

In Europa gibt es nur eine BSRN-Station, aber zahlreiche AERONET Messstationen, von denen Daten aus dem Jahr 2010 zur Verfügung stehen. Mit Hilfe einer Chronologie der Ascheverteilung über Europa können die relevanten Tage, an denen vermutlich der Einfluss der Tephra in der Atmosphäre nachweisbar ist, für die einzelnen Stationen bestimmt werden. Diese Informationen werden hauptsächlich vom Londoner Met Office bezogen, das die einzige Studie über die Verteilung der Aschewolke für die gesamte Dauer der Eruption zur Verfügung stellt. Im Anhang A befinden sich für die relevanten Tage des Ausbruchs die jeweiligen Karten, siehe Abb. A.1 bis Abb. A.10. Allerdings sind diese Karten Simulationen, die während der Eruption erstellt wurden und Prognosen über den Verlauf der Aschewolke angeben. Deswegen geben die Karten nicht die exakte Verteilung der Aschewolke wieder. Außerdem werden weder Partikelkonzentration noch andere optische Eigenschaften der Aschewolke angegeben.

Zusätzlich gibt es Studien, die für einzelne Tage die Verteilung der Aschewolke untersuchen. Diese behandeln aber hauptsächlich die Ausbreitung an den ersten Tagen des Ausbruchs, (Matthias *et al.*, 2012, Gudmundsson *et al.*, 2012, Devenish *et al.*, 2012).

Bei der Auswahl der Messdaten wird, wenn vorhanden, auch auf zusätzliche Studien zurückgegriffen, insbesondere dann, wenn auf den Abbildungen des Met Office London die Messstation in der Nähe des von der Aschewolke bedeckten Gebietes liegt.

3.3.1 AERONET-Stationen

Cabouw

Die AERONET-Station Cabouw liegt in den Niederlanden südlich von Amsterdam. Laut der Studie des Met Office bedeckte die Aschewolke den Luftraum über Cabouw erstmals vom 15. bis 22. April, möglicherweise auch am 9., 10. und 12. Mai. Eine weitere Aschewolke erreichte die Niederlande um den 16. Mai und blieb bis 20. Mai, siehe Abb. A.11, Abb. A.2 - A.10.

Hamburg

Die Aschewolke erreichte im Laufe des 15. April Hamburg und war laut dem Met Office London bis zum 20. April im Luftraum von Norddeutschland, siehe Abb. A.2, A.3, vorhanden. Auch am 23. April war die Aschewolke über Hamburg. Nicht eindeutig erkennbar ist, ob auch der 11. und 12. Mai betroffen waren, siehe Abb. A.7. Von 17. bis 19. April war die Aschewolke abermals über Hamburg, siehe Abb. A.9.

Chilbolton und Wytham_Woods, UK

Die Station Chilbolton liegt in der Nähe von Salisbury und die Station Wytham_Woods ca. 80 km nördlich bei Oxford, siehe Abb. 3.2. Schon am 15. April bedeckte die Aschewolke den Süden Englands, wo sie bis zum 21. April blieb, siehe Abb. A.2, A.3, A.4. Für diesen Zeitraum gibt es von beiden Stationen Daten.

Vom 5. bis 6. und 16. bis 18. Mai war die Aschewolke abermals über Südengland, siehe Abb. A.5, A.8, A.9, wobei nur Daten von der Station Chilbolton für den 6. und 17. Mai vorhanden sind.

Andenes

Andenes ist eine norwegische Stadt auf den Vesterålen, die südlich der Lofoten liegen. Eine Aschewolke mit hoher Partikelkonzentration erreichte den Luftraum über dieser Messstation wahrscheinlich schon am Abend des 14. April, siehe Abb. A.1, und blieb bis zum 15. April. Leider gibt es für diese Tage keine Messdaten.

Vielleicht erreichten Ausläufer der Aschewolke an darauffolgenden Tagen immer wieder dieses Gebiet, was anhand der Studie vom Met Office London jedoch nicht eindeutig ersichtlich ist, siehe Abb. A.2. Messdaten stehen aber ohnehin nur für den 17. und 19. April zur Verfügung.

3.3. Stationen, deren Daten untersucht wurden

Ebenso schwer erkennbar ist, ob die Ausläufer der Aschewolke am 19. und 20. Mai über der Messstation lagen, siehe Abb. A.9, A.10. Auch hier sind nur für den 19. Mai Daten vorhanden.

Ittoqqortoormiit

Die Station Ittoqqortoormiit liegt in Südgrönland in der Nähe Islands und ist die zum Eyjafjallajökull nächstgelegene Station. Wegen der damaligen Wetterlage erreichte die Aschewolke kaum dieses Gebiet. Messdaten gibt es nur vom 10. und 11. Mai.

3.3.2 BSRN-Station: Cabouw

Es gibt nur wenige BSRN-Stationen in Europa, die im Ausbreitungsgebiet der Vulkanasche lagen. Die zwei Stationen in Großbritannien - Lerwick (Nordschottland) und in Camborne (Wales) stellen für das Jahr 2010 keine Messwerte zu Verfügung. Ebenso verhält es sich mit Palaiseau (Frankreich) und Lindenberg (Deutschland).

Die einzige Station, von der Daten für den Untersuchungszeitraum zu Verfügung stehen, ist die Station Cabouw.

Der Strahlungsgang an dieser BSRN-Station liefert auch Informationen über die Wolkenbedeckung an den jeweiligen Tagen, siehe Abb. 3.4. In Cabouw war der Himmel am 15., 17. und 18. April und am 19. und 20. Mai annähernd wolkenlos.

3.3. Stationen, deren Daten untersucht wurden

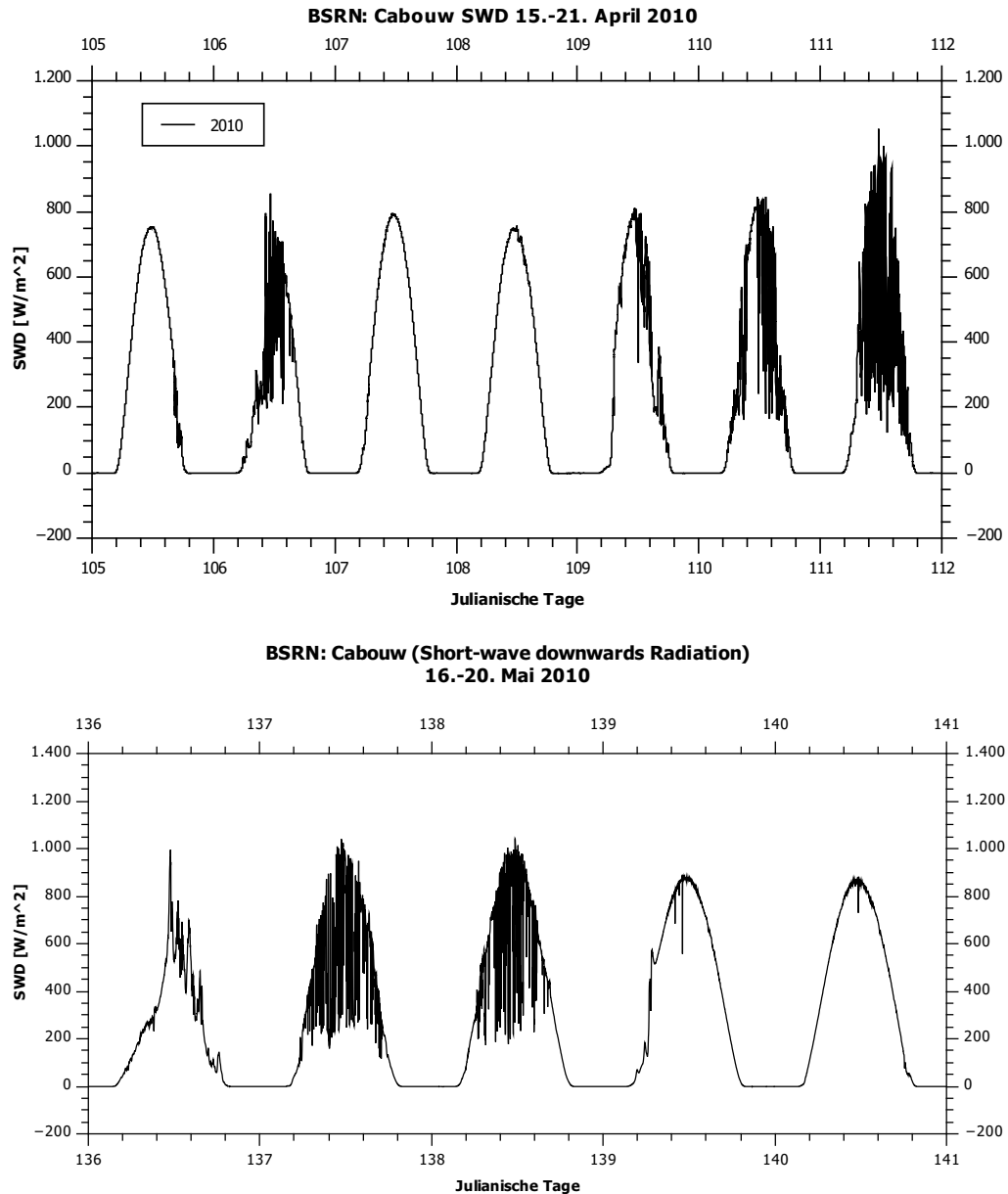


Abbildung 3.4. Strahlungsgang in Cabouw, während die Aschewolke über dem Gebiet war. Man erkennt, dass nur der 15., der 18. und der 21. April (Julianische Tage: 105, 108, 112) und der 19. und 20. Mai (Julianische Tage: 139, 140) einigermaßen wolkenfrei waren. Datenquelle: Baseline Surface Radiation Network (BSRN).

3.4 Untersuchungsmethode

3.4.1 Untersuchung der Rohdaten

AERONET-Daten

Es werden vor allem jene Messstationen ausgewählt, von denen an den Tagen mit Tephra Messungen zur Verfügung stehen. Die Bewölkung an diesen Tagen spielt nur eine untergeordnete Rolle, da nur wolkenbereinigte Daten der Qualität Level 2.0 verwendet werden. Für durchgängig bewölkte Tage gibt es keine Messwerte.

Anschließend wird die optische Dicke bei 1020nm, bei 675nm und bei 440nm an den jeweiligen Tagen im Vergleich zu allen jemals an diesem Ort gemessenen Werten betrachtet. Liegen die Werte eindeutig außerhalb der Standardabweichung aller Daten, so werden diese Messungen näher begutachtet. Um zu entscheiden, ob die Erhöhung der optischen Dicke tatsächlich auf Vulkanasche zurückzuführen sein könnte, ist folgende Untersuchung der Daten notwendig:

Es werden die Angströmparameter und deren Fehler über das für die optische Dicke formulierte Angströmgesetz berechnet. Dazu sind folgende Umformungen notwendig:

$$\begin{aligned}\tau(\lambda) &= \beta \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\alpha} \\ \ln(\tau(\lambda)) &= \ln(\beta) - \alpha \cdot \ln\left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)\end{aligned}\tag{3.1}$$

Dabei ist $\lambda_0 = 1000 \text{ nm}$.

Um die Angströmparameter zu berechnen wird eine lineare Regression über die vier oder sechs Wellenlängen durchgeführt, zusätzlich werden die Fehler der linearen Regression berechnet. Die AERONET-Messungenauigkeiten der optischen Dicke bleiben unbeachtet, da sie zu klein sind (ca. 5 % Messungenauigkeit) um den Fehler der linearen Regression signifikant zu erhöhen.

In der Studie von Derimian (Derimian *et al.*, 2012) wird das Eintreffen der Vulkanasche mit einem signifikanten Rückgang des Angströmkoeffizienten auf 0.4-0.8 in Verbindung gebracht. Wenn der Angströmkoeffizient in diesem Bereich liegt, dann ist die optische Dicke bei großen Wellenlängen relativ gesehen höher als die bei kleinen Wellenlängen.

Zeigen die jeweiligen Datensätze an den Tagen mit Aschebeladung in der

Atmosphäre dieses Verhalten, so kann davon ausgegangen werden, dass die Erhöhung der optischen Dicke durch die Vulkanasche verursacht wurde. Eine Untermauerung dieser These durch den Ausschluss anderer Faktoren (z.B. Sahara-Staub), die ebenfalls eine Erhöhung der optischen Dicke bewirkt haben könnten, wäre nur mit großem Aufwand durchzuführen und kann in dieser Arbeit nicht erfolgen.

Für die Strahlungsberechnungen werden außerdem Tagesmesswerte der planetaren Albedo verwendet. Da es viel weniger Daten der planetaren Albedo gibt als Messungen der optischen Dicke, wird über alle Zeitpunkte und Wellenlängen an den jeweiligen Tagen gemittelt. Als Fehler der Albedo dient die Standardabweichung dieser Mittelung.

BSRN-Daten

Die BSRN-Messungen der kurzwelligen, nach unten gerichteten Bestrahlungsstärke (SWD) geben als Diagramm dargestellt einen ersten Eindruck des Strahlungsgangs der Tage mit Vulkanasche.

Wenn keine Bewölkung vorliegt - was mittels Satellitendaten von MODIS und sat24 nachgeprüft wird - und für die entsprechenden julianischen Tage Strahlungsdaten von anderen Jahren zu Verfügung stehen, die ebenfalls wolkenfrei waren, kann man erste Rückschlüsse über das Vorhandensein und Ausmaß des Strahlungsantriebs ziehen.

Die beiden Strahlungsgänge sind miteinander vergleichbar, da geographische Lage und die Zenitwinkel gleich sind. Wenn die Vulkanasche einen Einfluss auf die Bestrahlungsstärke gehabt hat, müsste das bei dem Vergleich ersichtlich sein.

Ein Problem bei dieser Angehensweise ist, dass einerseits Dunst über der Messstation nur mit großem Aufwand von einer Aschebeladung unterschieden werden kann. Außerdem können auch andere Gründe für eine Trübung der Atmosphäre nicht ausgeschlossen werden (industrielle Verschmutzung, Saharastaub, etc.).

Unterscheiden sich die Strahlungsgänge der entsprechenden Tage nicht (bzw. kaum), so liegt die Vermutung nahe, dass der Einfluss der Vulkanasche auf die kurzwellige Strahlung bei der Messstation sehr gering war. Man kann dabei natürlich nicht ausschließen, dass in den Vergleichsjahren eine Verminderung der SWD Strahlung durch andere Effekte zustande gekommen ist. Dann wäre der Einfluss der Vulkanasche aber zumindest nicht außergewöhnlich groß.

3.4.2 Berechnung der kurzwelligen, nach unten gerichteten Bestrahlungsstärke (SWD) aus den AERONET-Daten mithilfe von libRadtran

Berechnung eines Tagesgangs der Strahlung

In einem libRadtranfile werden der Zenitwinkel der jeweiligen Messung, die dazugehörigen berechneten Angströmparameter und gemittelte Albedo eingegeben. Zusätzlich werden noch die geographischen Koordinaten sowie die Höhe der Messstation und der julianische Tag der Messungen angegeben.

Mithilfe dieser Angaben kann libRadtran über die numerische Lösung der Strahlungstransfergleichung die kurzwellige, globale Bestrahlungsstärke an diesem Ort für den jeweiligen Zeitpunkt und die eingegebenen Parameter berechnen.

Um nicht jede Messung einzeln eingeben zu müssen, wurde ein Shell-Skript verwendet. Dabei müssen in einem weiteren file, auf das LibRadtran zugreift, die jeweiligen Zenitwinkel, Angström- α und $-\beta$ Werte als Liste eingegeben werden. Das libRadtranfile befinden sich im Anhang.

Berechnung der Fehler der Bestrahlungsstärke aus den AERONET-Daten

Die Fehlerrechnungen werden in Anlehnung an die Diplomarbeit von Patricia Radakovits 2012 durchgeführt (Radakovits, 2012). Die Angströmparameter und die Albedo sind jeweils stark fehlerbelastet. Die Fehler des Zenitwinkels und der räumlichen Position der Messstation sind vernachlässigbar. Um den resultierenden Fehler für Bestrahlungsstärke zu berechnen, wird folgendes Vorgehen gewählt. Da LibRadtran die Bestrahlungsstärke numerisch ermittelt, ist es nicht möglich, das Fehlerfortpflanzungsgesetz anzuwenden. So werden jeweils alle möglichen Kombinationen oberer und unterer Fehlerschranken der Angströmparameter und der Albedo berechnet (es sind 8 Kombinationen: $\alpha + \beta + albedo+$, $\alpha + \beta + albedo-$, $\alpha + \beta - albedo+$, $\alpha + \beta - albedo-$, $\alpha - \beta + albedo+$, $\alpha - \beta + albedo-$, $\alpha - \beta - albedo+$, $\alpha - \beta - albedo-$, dabei steht +/- jeweils für die obere/untere Fehlerschranken der Werte). Die Fehlerschranken der Bestrahlungsstärke sind jeweils die Maximal- und Minimalergebnisse aller dieser Kombinationen.

Der Fehler der Bestrahlungsstärke wird dadurch größer als notwendig. Aber da keine Möglichkeiten zur Verfügung stehen, den geringsten Fehler zu berechnen, muss diese Vergrößerung des Fehlers in Kauf genommen werden

3.4.3 Vergleich der Rechenergebnisse mit den BSRN-Messergebnissen

Die BSRN-Messergebnisse der kurzwelligen Bestrahlungsstärke werden zum Vergleich mit den aus den AERONET-Werten berechneten kurzwelligen Bestrahlungsstärke herangezogen um den Fehler des Modells, der bei den Berechnungen gemacht wurde, abzuschätzen. Es ergeben sich aufgrund der Vereinfachungen des verwendeten Modells mögliche Ungenauigkeiten, die falsche Werte der Bestrahlungsstärke verursachen könnten:

- Vernachlässigung der Mie-Streuung. Die Partikel haben die Größe ($\sim 1 \mu m$), bei der Mie Streuung auftritt. Es werden keine Partikeleigenschaften, wie *Single Scattering Albedo*, Phasenfunktion oder Asymmetrieparameter definiert. Der Einfluss, den diese Parameter auf die Strahlungsberechnung haben, steigt mit höherer optischer Dicke.
- Das Höhenprofil der Tephraverteilung in der Atmosphäre wird nicht beachtet.
- Es werden die von libRadtran zur Verfügung gestellten Datensätze für die Atmosphäre verwendet, deren Werte teilweise sicherlich von den Werten der Tage im April und Mai 2010 abweichen.
- Es wird nur ein Ausschnitt des Spektrums der Strahlung betrachtet, sowohl die langwellige als auch die ultraviolette Strahlung wird außer Acht gelassen.
- Der Fehler, der durch die Verwendung der wellenlängenunabhängigen Angströmparameter und eine über alle Wellenlängen gemittelte Albedo entsteht, wurde schon im vorherigen Abschnitt abgeschätzt und wurde als der Fehler der berechneten Bestrahlungsstärke angenommen.

Liegen die BSRN-Daten innerhalb der Fehlerschranken der Modellberechnungen, so wird der Fehler der berechneten Bestrahlungsstärke verwendet. Liegen die BSRN-Messungen außerhalb der Fehlerschranken der Modellberechnungen, so ist der Fehler des Modells größer als der berechnete Fehler. Es gibt für diesen Fall zwei Möglichkeiten, entweder wird das Modell verbessert oder man addiert die Differenz zwischen der berechneten Bestrahlungsstärke und der BSRN-Messungen zum berechneten Fehler, siehe Kapitel. 4.2.1.

3.4.4 Berechnung des Strahlungsantriebs

Um den durch die Vulkanasche verursachten Strahlungsantrieb abschätzen zu können, wird folgendermaßen vorgegangen: Bei einem Tagesgang der Strahlung werden die Angströmparameter und die Albedo durch die Mittelwerte aller Messungen der Parameter ersetzt. Die anderen Parameter (Zenitwinkel und geographische Koordinaten) bleiben gleich. Dadurch erhält man eine Vergleichs-Bestrahlungsstärke, unter der Annahme, dass keine Vulkanasche an diesem Tag in der Atmosphäre war.

Die Differenz der Bestrahlungsstärken des Tages mit Vulkanasche in der Atmosphäre und der zugehörigen Vergleichs-Bestrahlungsstärken ergibt eine Abschätzung des Strahlungsantriebs.

Dabei wird außer Acht gelassen, dass die optische Dicke mit den Jahreszeiten variieren kann. So zeigen Diagramme mit Jahres-Messungen der optischen Dicke jeweils im Frühling erhöhte Messwerte. Da für den Zeitraum April/Mai vergleichsweise jedoch wenige Daten vorhanden sind, werden alle Messwerte, die in den Jahren gesammelt wurden, in die Berechnung einbezogen.

Als Fehler der jeweiligen Mittelwerte werden die Standardabweichungen der Angströmparameter und der Albedo angenommen. Die Fehler der Vergleichs-Bestrahlungsstärke, werden so wie die der normalen Bestrahlungsstärke über die verschiedenen Kombinationen berechnet.

Der Fehler des Strahlungsantriebs wird nach dem Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetz berechnet:

$$\Delta_{Strahlungsantrieb} = \sqrt{(\Delta_{SWDVulkan})^2 + (\Delta_{SWDMittelwert})^2}$$

$\Delta_{Strahlungsantrieb}$: Fehler des Strahlungsantriebs, $\Delta_{SWDVulkan}$: Fehler der berechneten Bestrahlungsstärke, $\Delta_{SWDMittelwert}$: Fehler der Vergleichsbestrahlungsstärke.

Ist der Strahlungsantrieb negativ, so kann man statistisch gesehen nur dann von einer Abkühlung ausgehen, wenn auch die obere Fehlerschranke im negativen Bereich ist.

4 Ergebnisse

4.1 Untersuchung der Rohdaten

4.1.1 Untersuchung der AERONET-Daten

In diesem Abschnitt erfolgt die Analyse der Messwerte der optischen Dicke. Zuerst wird für jede Station ein Diagramm der optischen Dicke bei 440nm erstellt, in dem alle Messwerte der letzten Jahre dargestellt werden. Auch der Mittelwert und die einfache Standardabweichung sind eingezeichnet. Die Messwerte, an denen nach den Ergebnissen von Abschnitt 3.3 vermutlich Asche in der Atmosphäre über dieser Station lag, sind rot dargestellt. Dadurch kann ein erster Eindruck gewonnen werden, in welchem Ausmaß eine Erhöhung der optischen Dicke im Vergleich zu den üblichen Werten stattgefunden hat.

Weiters wird der Verlauf der optischen Dicke der Wellenlängen 440nm und 1020nm im April und Mai 2010 dargestellt. Die Tage, an denen laut Met Office London Asche in der Atmosphäre war, sind rot gekennzeichnet. In diesen Diagrammen werden auch die Mittelwerte und Standardabweichungen aller Messwerte bei den jeweiligen Wellenlängen eingefügt. Dadurch kann das Ausmaß der Abweichung an einzelnen Tagen bei den verschiedenen Wellenlängen bestimmt werden. Ist eine Erhöhung bei großen Wellenlängen ausgeprägter als bei niedrigen Wellenlängen, so wird auch der Verlauf der im Anhang beigefügten Angströmparameter untersucht. Liegt der α -Koeffizient im Bereich zwischen 0.4 und 0.8, wird die Erhöhung auf Vulkanasche zurückgeführt.

Cabouw

Betrachtet man Abb. 4.1, so kann man erkennen, dass während des Ausbruchs zwar eine Erhöhung der optischen Dicke stattfand, es aber in den vergangenen zehn Jahren zahlreiche Perioden gab, während welcher die Atmosphäre weitaus mehr getrübt war.

Bei genauer Analyse des Verlaufs der optischen Dicke, siehe Abb. 4.2 und Abb. A.15, kann Folgendes festgehalten werden:

4.1. Untersuchung der Rohdaten

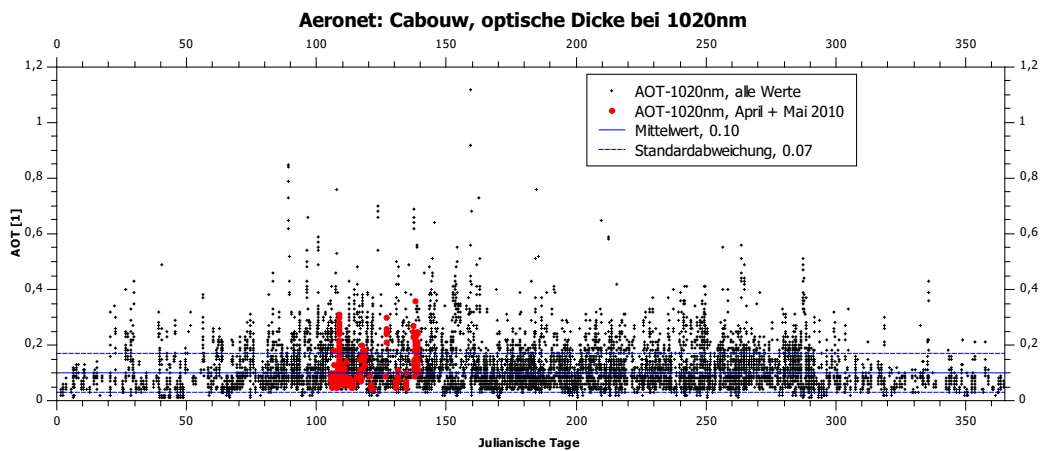


Abbildung 4.1. Dieses Diagramm zeigt alle Messwerte der optischen Dicke bei 440nm im Zeitraum von 2003 bis 2013 samt Mittelwert und Standardabweichung. Die Tage, während derer sich die Aschewolke über Cabouw befand, sind rot gekennzeichnet. Datenquelle: Aeronetstation Cabouw.

- Am 18. April und am 17. und 18. Mai waren die AOD Werte bei 1020 nm und bei 440 nm deutlich über der einfachen (und einzelne Werte auch außerhalb der zweifachen) Standardabweichung aller an diesem Ort gemessenen Werte. Vergleicht man die AOT-1020nm Werte mit denen bei 440 nm, so fällt auf, dass die Peaks an diesen drei Tagen verglichen zum Mittelwert wesentlich schwächer ausfallen, was man auch an den Angström- α Werten dieser Tage erkennt, die zumindest teilweise im Bereich zwischen 0.4-0.8 liegen. Das deutet darauf hin, dass die Erhöhung der optischen Dicke durch Vulkanasche verursacht wurde.
- Von 15. bis 22. April, mit Ausnahme des 18. Aprils, sowie am 19. und 20. Mai kommt es zu keiner signifikanten Erhöhung der optischen Dicke. Allerdings liegen vom 16. bis zum 21. April die Angström- α Parameter teilweise im Bereich zwischen 0.4 und 0.8, was darauf hindeuten könnte, dass sich geringe Tephramengen in der Atmosphäre befanden.
- Für den 14. und 27. April sowie den 6. Mai, also Tage, an denen laut Met Office London die Aschewolke nicht über Cabouw lag, gibt es Messwerte, die eindeutig außerhalb der Standardabweichungen liegen. Die Angströmwerte am 14. April und 6. Mai sind relativ hoch, was ein Zeichen dafür ist, dass diese hohen Werte eine andere Ursache hatten.

Alles in allem kann man mithilfe der AERONET-Werte in Cabouw keine statistisch aussagekräftigen Schlüsse ziehen. Dazu ist die Zunahme der op-

4.1. Untersuchung der Rohdaten

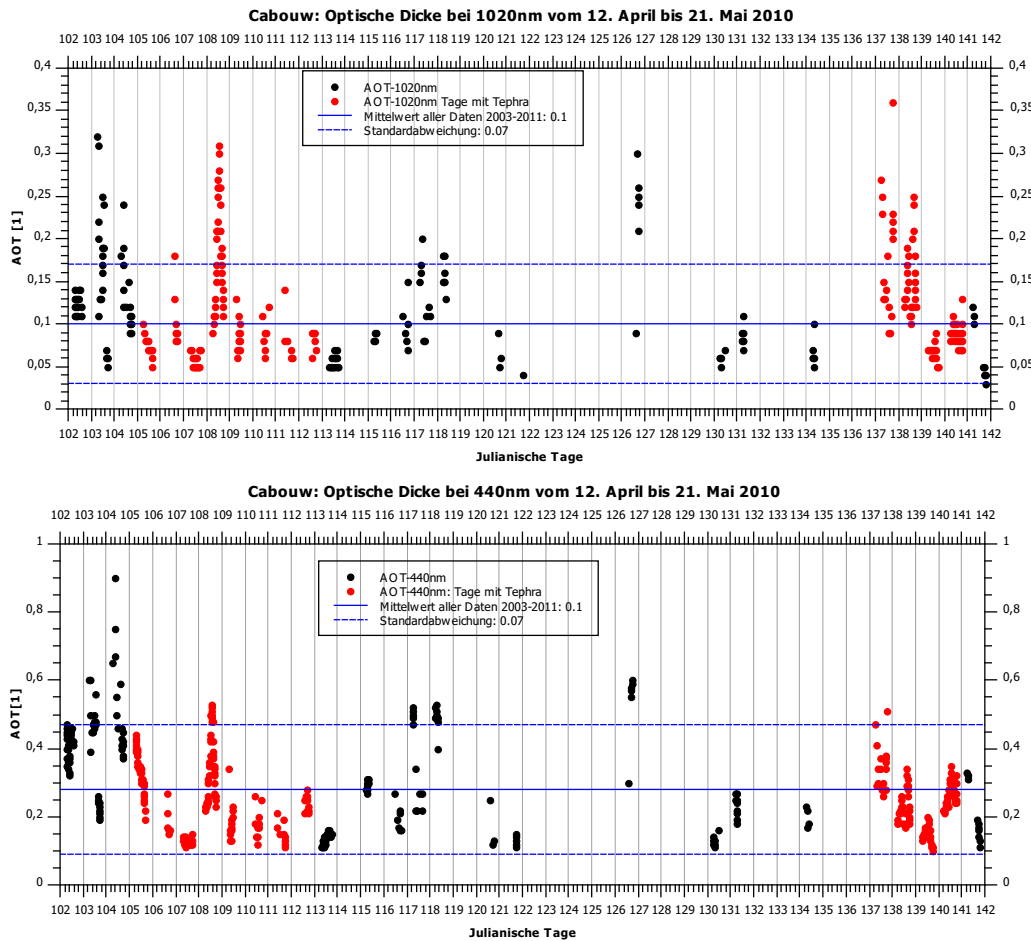


Abbildung 4.2. Verlauf der optischen Dicke bei 1020nm und 440nm in Cabouw von 17. März bis 3. Juni 2010. Die Messwerte der Tage, an denen laut dem Met Office London Tephra in der Atmosphäre war, sind rot markiert. Datenquelle: Aeronetstation Cabouw.

tischen Dicke zu gering und es könnte diese auch durch andere Faktoren beeinflusst sein. Aber zumindest am 18. April und am 17. und 18. Mai ist es wahrscheinlich, dass ein Zusammenhang zwischen der Zunahme der optischen Dicke und einer durch Vulkanasche verursachten Aerosolbeladung der Atmosphäre besteht. Der Strahlungsgang wird für den 17. und 18. April und den 17. und 18. Mai berechnet werden.

Hamburg

In Hamburg kommt es während der Tage, an denen Vulkanasche in der Atmosphäre war, zu einer leicht erhöhten optischen Dicke bei 1020nm. Ebenso wie in Cabouw liegt diese, verglichen mit dem Jahresmittel an den entsprechenden Tagen, höher als die Werte bei 440nm, siehe Abb. A.16.

Aber insgesamt liegen die Messwerte innerhalb der einfachen Standardabweichungen aller Daten, wodurch aussagekräftige Ergebnisse bei der Berechnung des Strahlungsantriebs nicht möglich sind, siehe Abb. 4.3.

Es ist interessant, dass trotz der räumlichen Nähe zwischen Cabouw und Hamburg die Erhöhung der optische Dicke so unterschiedlich ausfiel.

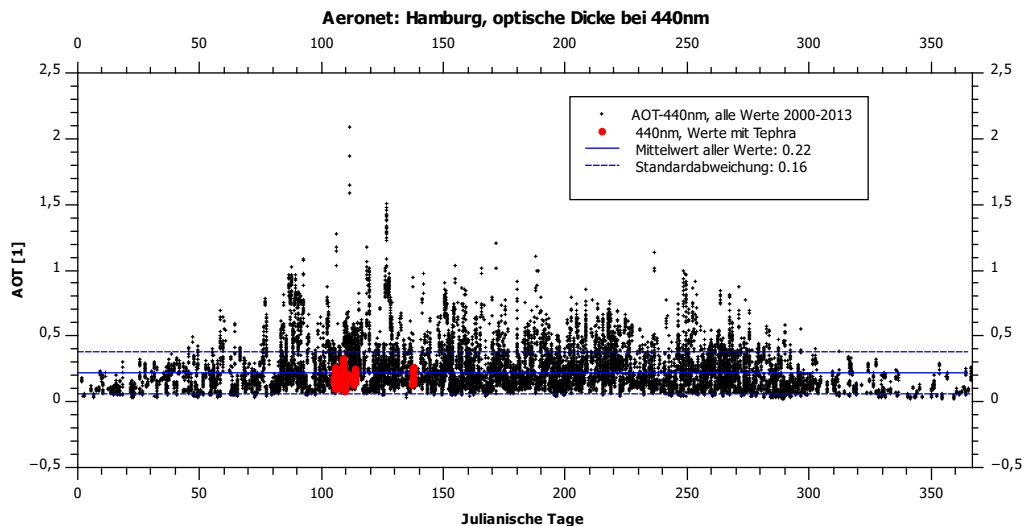


Abbildung 4.3. Die schwarzen Punkte stellen die Messwerte AOT-440nm in Hamburg von 2000 bis 2013 dar, die roten Punkte die Messwerte während der Tage mit Aschewolke. Datenquelle: AERONET-Station Hamburg.

Chilbolton

Betrachtet man die optische Dicke in Chilbolton so fällt vor allem die signifikante Erhöhung der optischen Dicke am 18. und 19 April auf, siehe Abb. 4.4. Aber auch in Chilbolton gab es in den vergangenen Jahren viele weitaus markantere Erhöhungen der optischen Dicke.

Betrachtet man den Verlauf der optischen Dicke im April und Mai 2010 genauer, fällt folgendes auf, siehe Abb. 4.5 und A.18:

- Am 15. April liegt die optischen Dicke bei 440 nm teilweise außerhalb der einfachen oberen Standardabweichung, die Werte bei 1020 nm

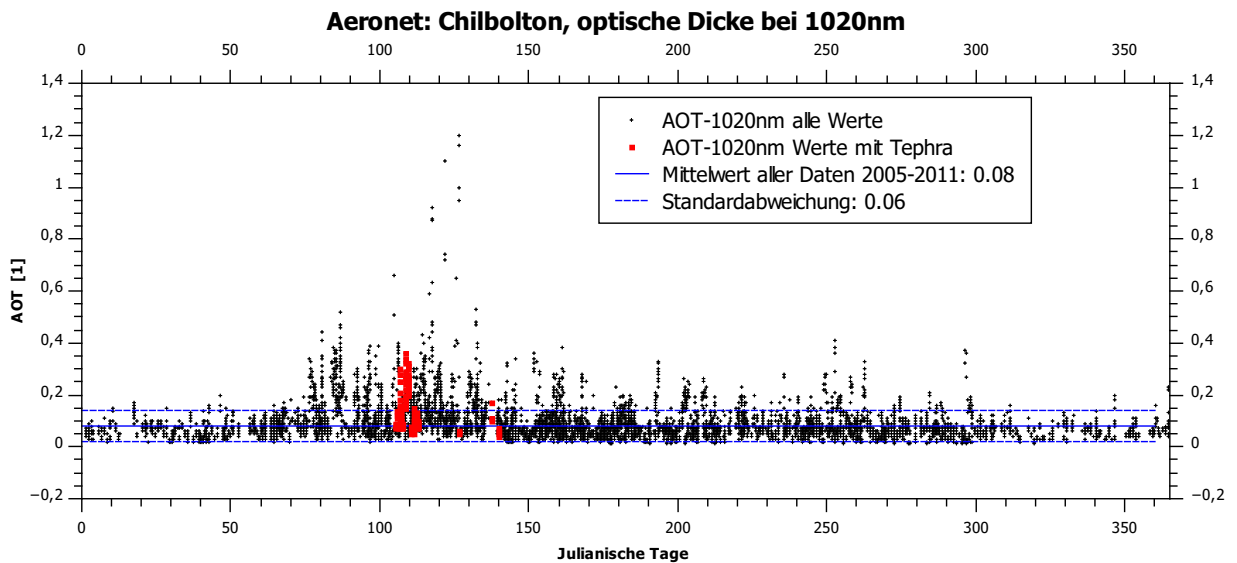


Abbildung 4.4. Diese Graphik zeigt die Messungen der optischen Dicke bei 675nm im März, April und Mai 2010 verglichen zu allen in Chilbolton im Zeitraum 2005-2011 gemessenen Werte. Quelle: AERONET-Station Chilbolton.

jedoch nicht. Am 17. April sind die Werte bei allen Wellenlängen innerhalb der Standardabweichung. Mit hoher Wahrscheinlichkeit hat die Vulkanasche an beiden Tagen die Sonneneinstrahlung kaum beeinflusst.

- Am 16. und 18. April verhält es sich umgekehrt: Die Werte bei hohen Wellenlängen liegen eindeutig außerhalb der einfachen Standardabweichung. Bei niedrigen Wellenlängen sind sie nicht in diesem Ausmaß erhöht. Vermutlich wurde die Trübung an diesen Tagen durch Vulkanasche verursacht.
- Am 19. April kommt es zu den höchsten Werten der optischen Dicke im gesamten Untersuchungszeitraum. Allerdings sind die Angström- α Werte nicht niedrig, siehe Abb. A.18. Somit ist es fraglich, ob die Trübung der Atmosphäre an diesem Tag durch die Tephra verursacht wurde.
- Die Angström- α Werte sind zwar am 21., 26. und 27. April und am 20. Mai relativ niedrig, jedoch ist die Erhöhung der optischen Dicke zu gering um einen statistisch nachweisbaren Einfluss auf die Strahlung zu haben.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass es am 16., 18. und 19. April eine signifikante Erhöhung der optischen Dicke gab. Es ist allerdings fraglich, ob

4.1. Untersuchung der Rohdaten

die Erhöhung am 19. April auf die Vulkanasche zurückzuführen ist.

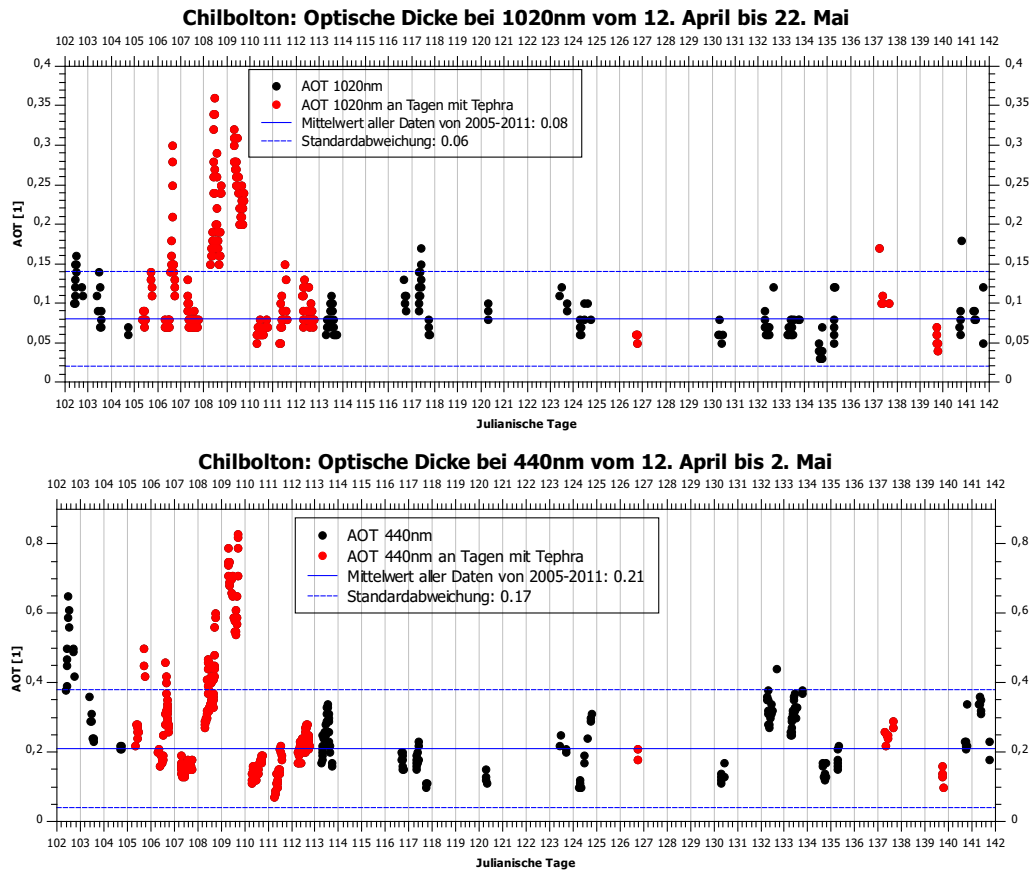


Abbildung 4.5. Verlauf der optischen Dicke bei 1020nm und 440nm vom 12. April bis 22. Mai 2010 in Chilbolton. Die Messwerte an Tagen, an denen laut Met Office London Tephra in der Atmosphäre war, sind rot markiert. Datenquelle: AERONET-Station Chilbolton.

Wytham_Woods

Betrachtet man den Verlauf der optischen Dicke bei 440nm, siehe Abb. 4.6, fällt die außergewöhnliche Erhöhung am 19. April 2010 auf. Von 2008 bis 2011 gab es nur während zweier anderer Perioden höhere Messwerten der optischen Dicke.

Untersucht man den Verlauf der optischen Dicke genauer, ergeben sich folgende Beobachtungen, siehe Abb. 4.7 und A.19:

- Von 15. bis 17. April ist die optische Dicke nicht erhöht. Allerdings erkennt man am 17. April einen Rückgang der Angströmkoeffizienten.

- Am 18. April ist die optische Dicke bei 1020nm stark erhöht. Die Angström- α Werte liegen zu Tagesbeginn durchschnittlich, steigen im Laufe des Tages aber rasch an.
- Am 19. April kommt es zu einer außergewöhnlichen Erhöhung der optischen Dicke. Sie ist bei dieser Station wesentlich signifikanter als bei der nur 100 km südlicheren Messstation in Chilbolton. Ob dieser hohe Wert durch die Vulkanasche verursacht wurde, ist allerdings zweifelhaft, da die Angströmkoeffizienten erhöht sind. Die Studien geben widersprüchliche Informationen über die Konzentration der Vulkanasche über England am 19. April an, siehe Abb. A.11 und Abb. A.3.
- Am 27. April ist die optische Dicke leicht erhöht und auch der Angströmkoeffizient niedrig, obwohl laut dem Met Office London sich keine Vulkanasche über England befand. Die Erhöhung der optischen Dicke ist aber nicht so groß, dass eine Berechnung des Strahlungsantriebs sinnvoll erscheint.

Obwohl es angesichts der Messdaten aus Wytham_Woods zweifelhaft ist, ob die Erhöhung der optischen Dicke am 18. und 19. April 2010 durch die Vulkanasche verursacht wurde, ist fällt doch auf wie sehr sich der Verlauf der optischen Dicke in den 100km voneinander entfernt liegenden Stationen unterscheidet.

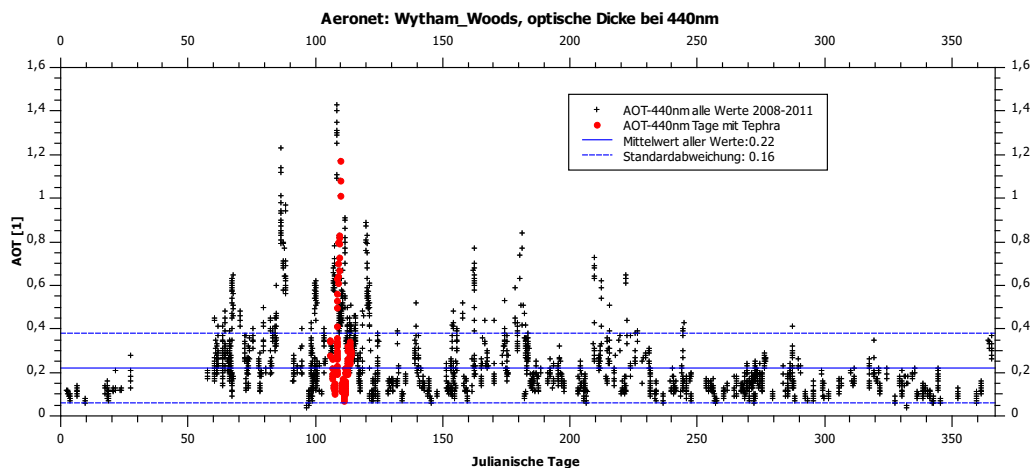


Abbildung 4.6. Die schwarzen Kreuze sind Messwerte der optischen Dicke bei 440 nm in Wytham_Woods von den Jahren 2008 bis 2011. Die roten Punkte sind die Messwerte an den Tagen, an denen die Aschewolke laut dem Met Office London über dem Gebiet lag. Datenquelle: AERONET-Station Wytham_Woods.

4.1. Untersuchung der Rohdaten

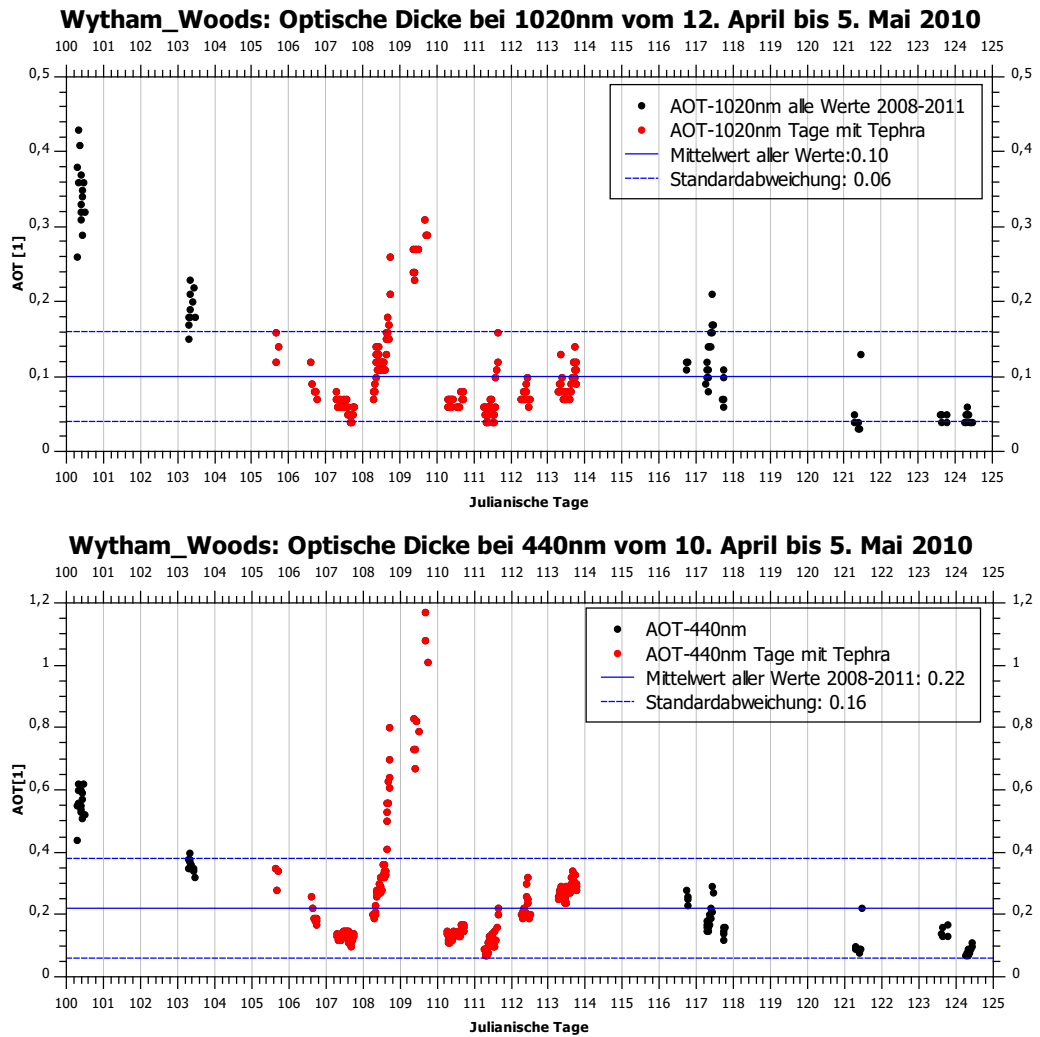


Abbildung 4.7. Verlauf der optischen Dicke bei 1020 nm und bei 440nm im April und Mai 2010. Die Messwerte an Tagen, an denen laut Met Office London Tephra in der Atmosphäre war, sind rot markiert. Datenquelle: AERONET-Station Wytham_Woods.

Andenes

Leider gibt es vom 14. bis 16. April keine Messungen der optischen Dicke in Andenes. Dies ist insofern bedauerlich, als in dieser Periode Tephra der aschereichsten Phase der Eruption vermutlich in dieses Gebiet transportiert wurde. Messungen gibt es erst ab dem 17. April. Betrachtet man Abb. 4.8, so erkennt man, dass es in Andenes nur wenige Phasen mit stark erhöhten Messwerten gab. Die Messwerte im April und Mai 2010 sind leicht erhöht. Bei genauerer Untersuchung des Verlaufs der optischen Dicke während des Vulkanausbruchs, wurden folgende Beobachtungen gemacht, siehe Abb. 4.8 und Abb. A.20:

- Die optische Dicke ist am 17. und 19. April bei 1020 nm leicht erhöht. Die Angström- α Werte lassen darauf schließen, dass dies durch die Vulkanasche verursacht wurde.
- Interessanterweise ist am 21. und 22. April, also an Tagen an denen laut dem Met Office London keine Vulkanasche über Andenes war, die optische Dicke stark erhöht und der Angström- α Parameter im Bereich von 0.2 bis 0.8, also teilweise niedriger als an Tagen, an denen mit hoher Wahrscheinlichkeit Vulkanasche detektiert wurde. Es ist weder mithilfe vorliegender Studien (Met, 2010, Gudmundsson *et al.*, 2012) noch auf der Grundlage von Satellitenbildern feststellbar, ob dieser Ausschlag durch Vulkanasche verursacht wurde.
- Während der zweiten explosiven Phase des Vulkanausbruchs ist laut dem Met Office London keine Tephra über diesem Gebiet gelegen. Die Messungen der optischen Dicke weisen jedoch auf eine leichte Trübung der Atmosphäre am 30. April und am 3. und 4. Mai hin, der Angströmkoeffizient war vor allem am 3. Mai niedrig.

4.1. Untersuchung der Rohdaten

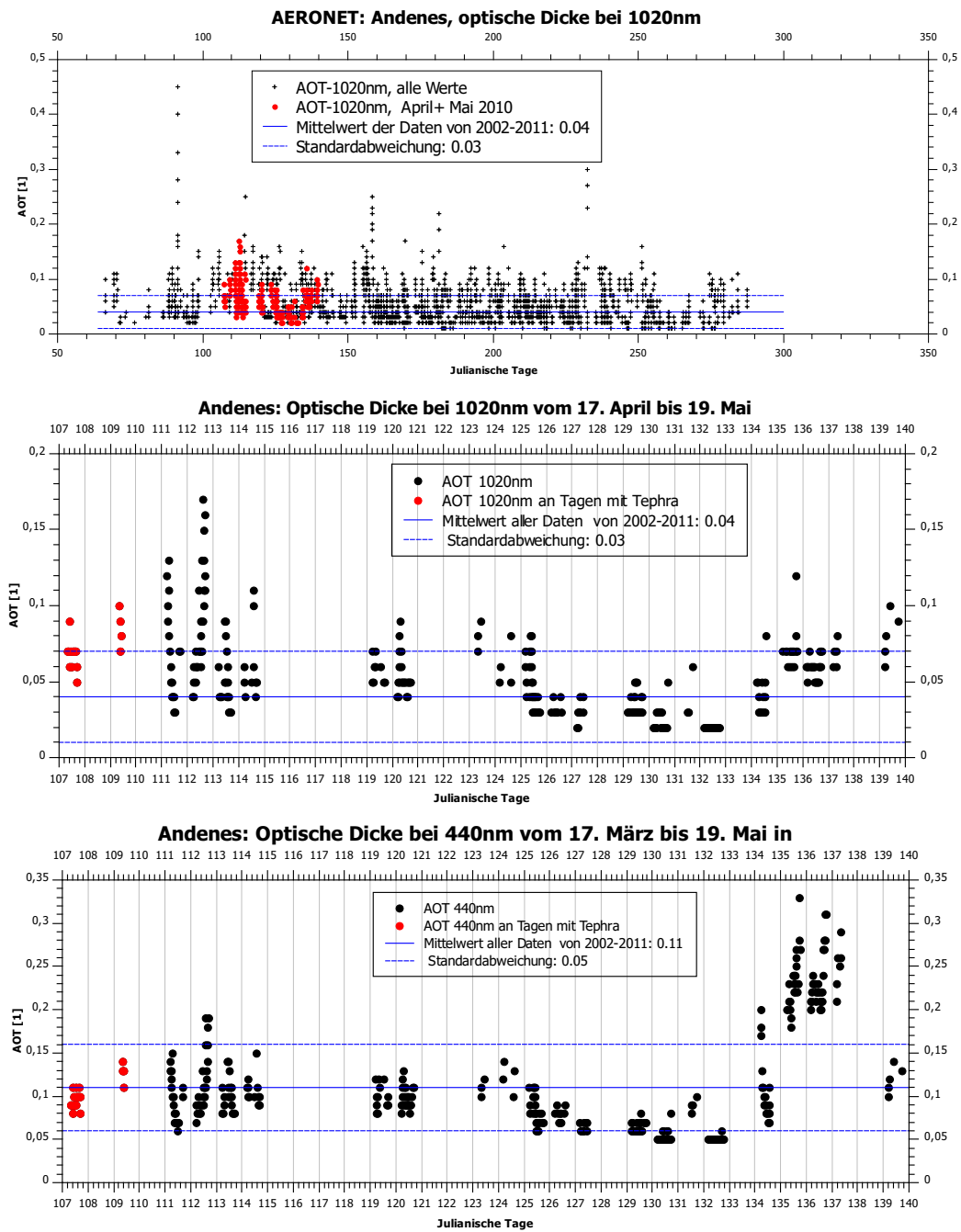


Abbildung 4.8. Oben: Diese Graphik zeigt wie die Messwerte der optischen Dicke in Andenes bei 1020nm im März April und Mai 2010, verglichen zu allen in Andenes im Zeitraum 2002-2011 gemessenen Werten liegen. Unten: Verlauf der optischen Dicke vom 21. März bis 25. Mai 2010. Die Messwerte an den Tagen, an denen laut Met Office London sich Tephra in der Atmosphäre befand, sind rot eingezeichnet. Quelle: AERONET-Station Andenes.

Ittoqqortoormiit

Es wurden nur an zwei Tagen während des Ausbruchs Daten gesammelt und diese zeigen keine Erhöhung der optischen Dicke. Den Ausbruch des Grimsvötn 2011 erkennt man in Abb. 4.9. Es handelt sich um den Peak am Tag 200.

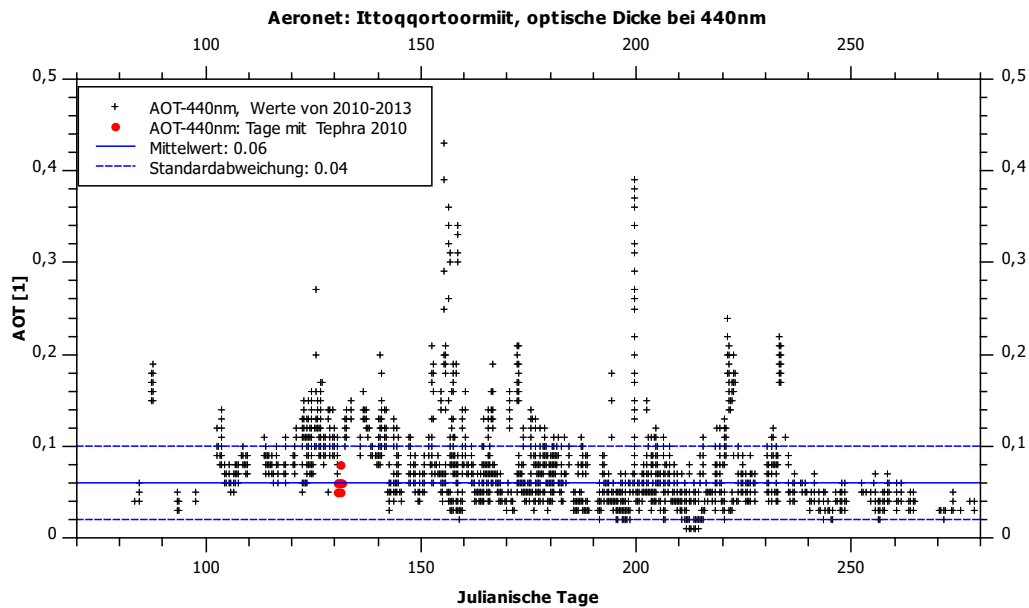


Abbildung 4.9. Die schwarzen Kreuze sind die Messungen der optische Dicke bei 440nm in Ittoqqortoormiit von 2010 bis 2013. Die roten Punkte sind die Messungen im Jahr 2010 an Tagen, an denen Tephra in der Atmosphäre hätte sein können.

4.1.2 BSRN

Um anhand der BSRN-Strahlungsmessungen auf einen Einfluss der Vulkanasche schließen zu können, bietet sich an, dass man die kurzwellige, direkte Bestrahlungsstärke (Short-Wave Downward Radiation: SWD) vom 18. April des Jahres 2010 im Vergleich zu den entsprechenden Tagen anderer Jahre untersucht. Der 17. und 18. Mai, Tage, an denen die Vulkanasche auch über Cabouw lag, waren bewölkt.

18. April

Vergleicht man die Strahlungswerte vom 17. und 18. April 2010, so fällt auf, dass die kurzwellige Strahlung am 18. April deutlich niedriger ist, siehe Abb.

4.1. Untersuchung der Rohdaten

3.4. Das ist zu erwarten, wenn man die optische Dicke an diesen Tagen betrachtet. Vergleicht man die Satellitenbilder, so fällt am 18. April ein leichter Schleier über den Niederlanden auf, von dem man aufgrund der Satellitenbilder nicht beurteilen kann, ob er durch Vulkanasche oder durch Wolken verursacht wurde, siehe Abb. A.13.

Für die BSRN-Station in Cabouw stehen Strahlungsmessungen seit dem Jahr 2006 zur Verfügung. Allerdings war der 18. April nur in den Jahren 2009 und 2011 wolkenlos.

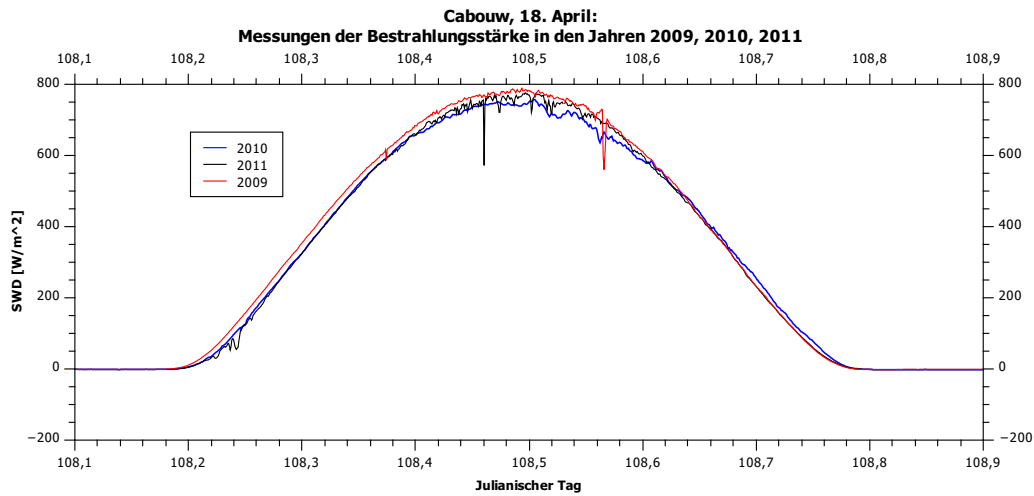
Bei näherer Betrachtung der Strahlungsmessungen des 18. April der Jahre 2009, 2010 und 2011 fällt Folgendes auf, siehe Abb. 4.10:

- Vergleicht man den Verlauf der Bestrahlungsstärke in den Jahren 2009 und 2010 hat man den Eindruck, dass in der ersten Tageshälfte die Zenitwinkel leicht verschoben sind. Da BSRN keine Zenitwinkelmessungen durchführt, lässt sich dies nur schwer überprüfen. In der zweiten Tageshälfte verläuft der Strahlungsgang von 2009 und 2011 fast ident. Es ist erkennbar, dass die Maximalstrahlung im Jahr 2009 geringer war als 2010. Das wird auch bei der Betrachtung der Differenz der Strahlungswerte von 2010 und 2009 deutlich, denn von ca. 6.00 bis 16.00 Uhr Ortszeit war die Strahlung im Jahr 2010 durchschnittlich um 40 W/m^2 geringer. Am Abend drehte sich das Verhältnis um und die Differenz wurde leicht positiv.
- Im Jahr 2011 kam es am 18. April immer wieder zu einer leichten Bewölkung, die auch am Strahlungsgang erkennbar ist. Die Differenz der Bestrahlungsstärke in den Jahren 2010 und 2011 war bis ca. 9.00 Uhr positiv. Zwischen 9.00 und 15.00 war sie größtenteils negativ im Bereich von $30\text{-}40 \text{ W/m}^2$. Danach wurde die Differenz abermals positiv.

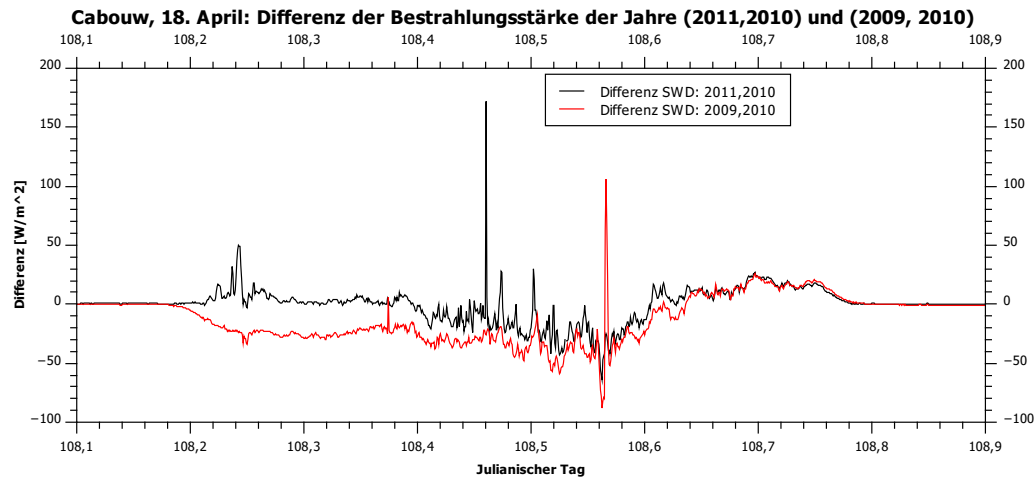
Alles in allem kann man relativ wenige zuverlässige Schlussfolgerungen aus diesen Daten ziehen, da man die genauen meteorologischen und atmosphärischen Bedingungen in den Vergleichsjahren nicht kennt und Bewölkung nicht ausschließen kann.

Dennoch deuten die Messdaten drauf hin, dass die kurzweilige Bestrahlungsstärke im Jahr 2010 zwischen 9.00 und 15.00 ein wenig geringer war als in den anderen Jahren. Dieser Umstand deutet auf einen leichten Einfluss von Vulkanasche hin, auch wenn sich als Ursache eine leichte Bewölkung oder sonstige durch andere Aerosole verursachten Trübungen nicht ausschließen lassen.

4.2. Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke



(a) Vergleich der Strahlungsgang der kurzwelligen nach unten gerichteten Strahlung am 18. April der Jahre 2009, 2010, 2011



(b) Differenz der SWD-Strahlungs Werte in den Jahren (2009,2010) und (2011,2010)

Abbildung 4.10. Datenquelle: BSRN Cabouw.

4.2 Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke

In diesem Kapitel werden die Berechnungen der kurzwelligen Strahlungsdaten, die mithilfe von libRadtran erhalten wurden, präsentiert. Als Grundlage dafür wurden die AERONET-Messungen der Zenitwinkel, der Angströmparameter und der Albedo herangezogen.

4.2.1 Vergleich der Modellberechnungen mit den BSRN-Messungen

Um eine oberflächliche Überprüfung des systematischen Fehlers der libRadtran Berechnungen anzustellen, werden zunächst die mithilfe von libRadtran berechneten Bestrahlungsstärken mit den Strahlungsmessungen von BSRN am 17. und 18. April 2010 verglichen. Für eine genaue Validierung des Modells wären weitaus aufwändigere Vergleiche notwendig gewesen, die in dieser Diplomarbeit nicht durchgeführt werden konnten.

Der Vergleich der beiden Tage zeigt, dass die BSRN-Messungen an diesen Tagen stets im Bereich zwischen der berechneten Bestrahlungsstärke und deren oberen Standardabweichung liegen, siehe Abb. 4.11. Es zu vermuten, dass die libRadtran-Berechnungen zu geringe Strahlungswerte angeben und somit ein systematischer Fehler des Modells vorliegt. Interessanterweise stimmen die Daten am 18. April besser überein als am 17. April. Das könnte darauf hinweisen, dass die Strahlungsberechnungen bei größeren optischen Dicken in höherem Ausmaß mit den BSRN-Messwerten übereinstimmen.

Allerdings könnte es auch deshalb zu den geringeren Abweichungen gekommen sein, weil am 18. April ein leichter Schleier über den Niederlanden und England lag. Ob dieser jedoch auf die Vulkanasche zurückzuführen ist oder einfach eine leichte Bewölkung darstellte, ist selbst dann nicht eindeutig feststellbar, wenn man die Satellitenaufnahmen über Cabouw an diesem Tag (Abb. A.13) mit den Aufnahmen vom 16. April (Abb. A.12), einem Tag, an dem man Vulkanasche im Umfeld der Niederlanden gut erkennen kann, vergleicht. Sicherlich wurde aber durch diese Trübung die kurzwellige Bestrahlungsstärke, die von BSRN gemessen wurde, verringert. Wenn die Ursache des Schleiers eine leichte Bewölkung war, so wären die Messungen der optischen Dicke von AERONET wolkenbereinigt. Mithilfe von LibRadtran würde man Ergebnisse erhalten, die die Bestrahlungsstärke ohne die Schleierbewölkung in Cabouw angeben würden. Nimmt man an, dass durch die libRadtran-Berechnungen stets zu geringe Werte erhalten werden, könnten durch diesen dünnen Wolkenschleier geringere BSRN-Messergebnisse verursacht werden und deswegen eine bessere Übereinstimmung der Messergebnisse mit den Strahlungsberechnungen erklärt werden.

4.2. Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke

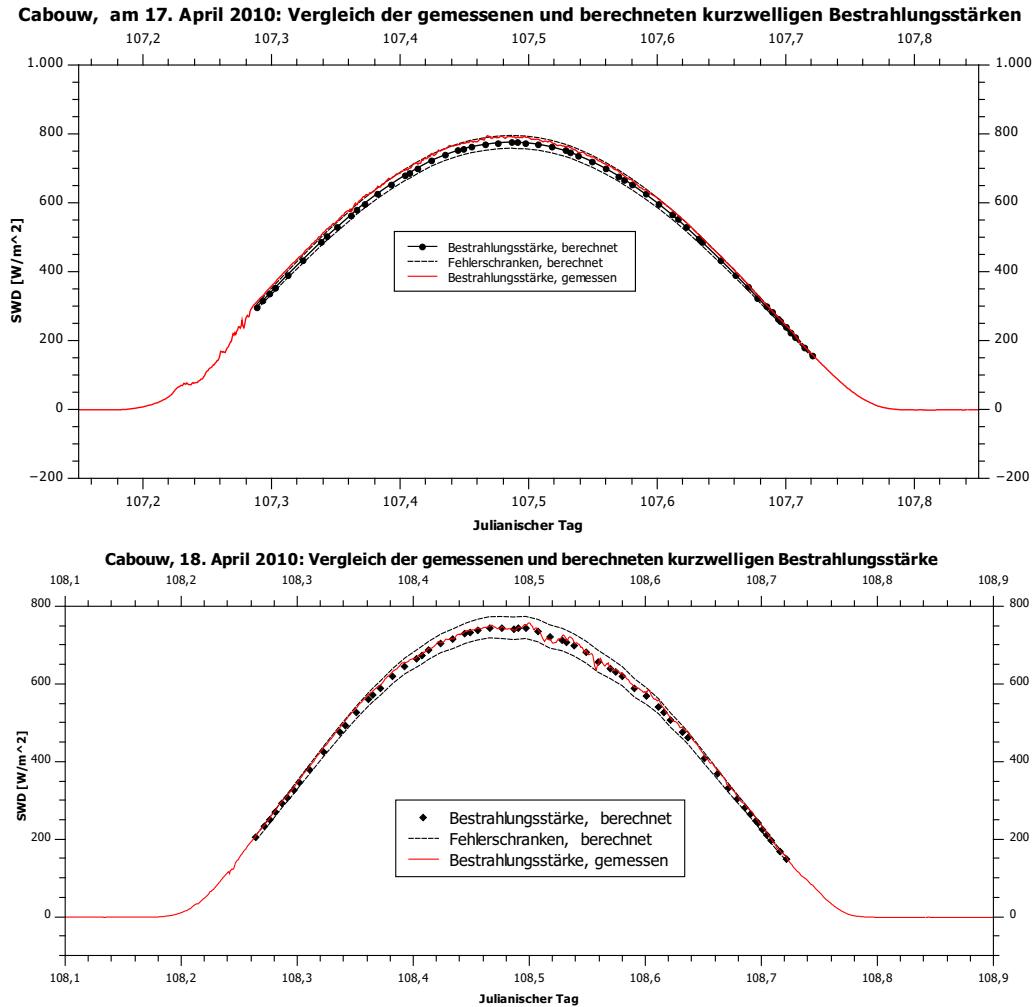


Abbildung 4.11. Vergleich der Messung der kurzwelligen Bestrahlungsstärke von BSRN mit den Berechnungen, die mithilfe der AERONET-Messungen gemacht wurden. Die schwarzen Punkte geben die einzelnen Berechnungen an. Die Messfehler der Strahlungswerte von BSRN sind sehr gering (Maximum der Standardabweichung 5.5 W/m^2 die meisten Werte liegen unter 1 W/m^2), sodass sie mit Rücksicht auf die Übersichtlichkeit der Graphik nicht eingezeichnet werden.

4.2.2 Modellierung des kurzwelligen Strahlungsgangs und -antriebs mithilfe von AERONET-Daten

In diesem Abschnitt werden die Strahlungsdaten von sechs Tagen in Cabouw und Chilbolton im April und Mai 2010 präsentiert, welche die Ergebnisse der LibRadtran-Berechnungen der Strahlungswerte aus den AERONET-Daten, sowie die Berechnung der Vergleichsbestrahlungsstärken aus den gemittelten AERONET-Werten beinhalten. Zusätzlich wird der Strahlungsantrieb an diesen Tagen angegeben, den man aus der Differenz zwischen der Bestrahlungsstärke und den Vergleichswerten erhält. Der mittlere Strahlungsantrieb für einen Tag wird berechnet, indem die Funktion, die durch einzelnen Werte des Strahlungsantriebs gelegt wird, integriert wird und anschließend durch die Differenz der Integrationsgrenzen dividiert wird.

Die Zenitwinkel und Angströmparameter und die Ergebnisse der Strahlungsberechnungen sowie die Fehler-Daten befinden sich im Anhang.

Cabouw

In Cabouw wird der Strahlungsgang vom 18. April und 17. und 18. Mai 2010 berechnet, da an diesen Tagen eine Trübung der Atmosphäre vorhanden war, die wahrscheinlich durch Vulkanasche hervorgerufen wurde. Für die Berechnung der Bestrahlungsstärken, die einen Vergleichs-Strahlungsgang in Cabouw an den jeweiligen Tagen angibt, wurden folgende Zahlenwerte verwendet:

	Wert	Fehler
Angström- α Parameter	1.23	0.44
Angström- β Parameter	0.100	0.072
Planetare Albedo	0.26	0.21

Tabelle 4.1. Zahlenwerte der Parameter, die zur Berechnung der Vergleichsstrahlungsstärke in Cabouw verwendet wurden.

Cabouw, 18. April Um den Strahlungsgang vom 18. April in Cabouw zu berechnen, wurden die im Anhang angegebenen Angströmparameter für den 18. Juli verwendet. Die gemittelte Albedo an diesem Tag beträgt 0.26 ± 0.23 . Bei genauerer Betrachtung des berechneten Strahlungsgang und des Strahlungsantriebs fällt Folgendes auf, siehe Abb. 4.12:

Der Strahlungsantrieb ist bis ca. 10.00 Ortszeit leicht positiv ($< 5 \text{ W/m}^2$), bevor er negativ wird und um ca. 14.00 sein Minimum bei -30 W/m^2 erreicht. Um ca. 18.00 ist der Strahlungsantrieb in etwa wieder Null. Die Fehlerschranken sind groß und die obere Fehlerschranke ist stets im positiven Bereich, das Minimum ist um 14.00 Uhr bei ca. 10 W/m^2 .

Vermutlich kam es an diesem Tag zu einer leichten Verringerung der kurzwelligen Strahlung, die eventuell durch Vulkanasche verursacht wurde. Die maximale Verringerung der Strahlung an diesem Tag beträgt in etwa: $(-30 \pm 60) \text{ W/m}^2$, der mittlere Strahlungsantrieb beträgt in etwa $(-10 \pm 50) \text{ W/m}^2$.

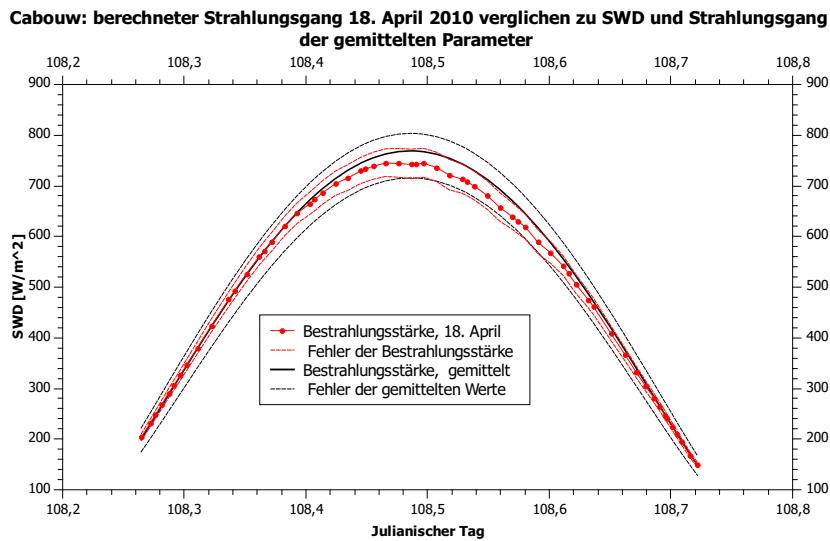


Abbildung 4.12. Die rote Kurve gibt die berechneten Bestrahlungsstärken in Cabouw am 18. April 2010 an. Die schwarze Kurve stellt einen Vergleichsstrahlungsgang für den 18. April dar, der die Strahlungswerte ohne Vulkanasche angibt.

Cabouw, 17. und 18. Mai Für die Berechnung der Bestrahlungsstärke und des Strahlungsantriebs am 17. und 18. Mai wurde, da es nur einen Messwert der Albedo am 18. Mai gibt, der gleiche Wert für beide Tage verwendet: 0.30 ± 0.30 . Die Aufstellung der Angströmparameter beider Tage befindet sich im Anhang.

Am 17. Mai liegen die Werte der Bestrahlungsstärke während des ganzen Tages unter den Vergleichswerten. Der Strahlungsantrieb erreicht dabei am Morgen und am Abend ein Minimum und die Werte schwanken während des Tages zwischen -40 bis -20 W/m^2 . Am Morgen und am Abend ist auch die

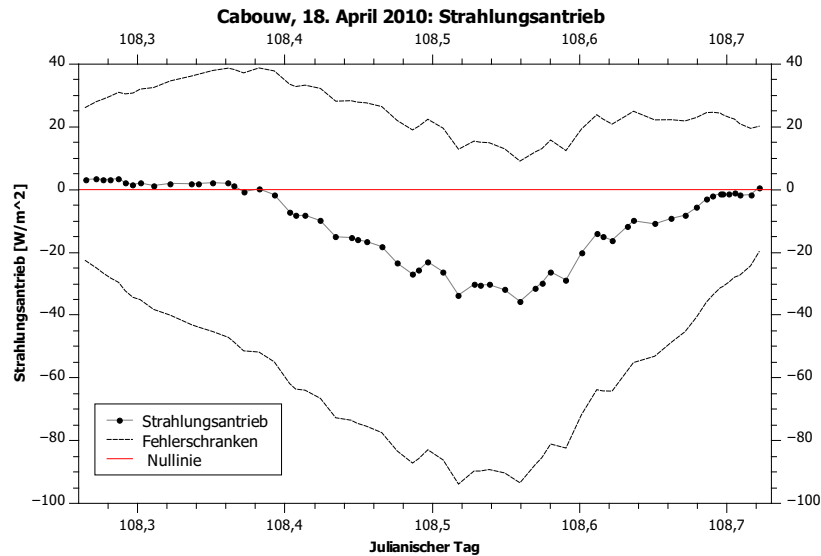


Abbildung 4.13. Diese Abbildung beschreibt den Strahlungsantrieb, der sich durch die Vulkanasche ergeben hat. Dieser setzt sich aus der Differenz der berechneten Bestrahlungsstärke und der Vergleichs-Bestrahlungsstärke zusammen.

obere Fehlerschranke im negativen Bereich. Unter der Annahme, dass der Tag nicht bewölkt gewesen wäre, hätte der mittlere Strahlungsantrieb in etwa $(-25 \pm 40) W/m^2$ betragen.

Der Strahlungsantrieb ist auch am gesamten 18. Mai negativ, das Minimum wird um ca. 15.00 Uhr bei ca. $-40 W/m^2$ erreicht. In diesem Zeitraum liegt auch die obere Fehlerschranke im negativen Bereich. Der mittlere Strahlungsantrieb wäre mit ca. $(-25 \pm 50) W/m^2$ zu veranschlagen, wenn an diesem Tag keine Bewölkung vorhanden gewesen wäre. Beide Tage waren aber zum Teil bewölkt, was man auch an den nur in unregelmäßigen Abständen vorhandenen AERONET-Messwerten erkennt.

4.2. Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke

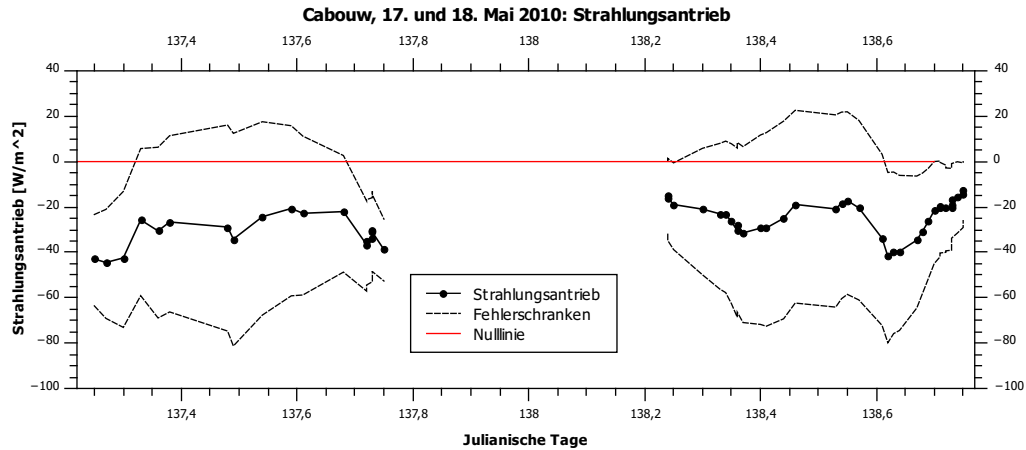


Abbildung 4.14. Diese Abbildung beschreibt den Strahlungsantrieb, der sich am 17. und 18. Mai 2010 in Cabouw ergeben hat. Dieser setzt sich aus der Differenz der berechneten Bestrahlungsstärke und der Vergleichs-Bestrahlungsstärke zusammen.

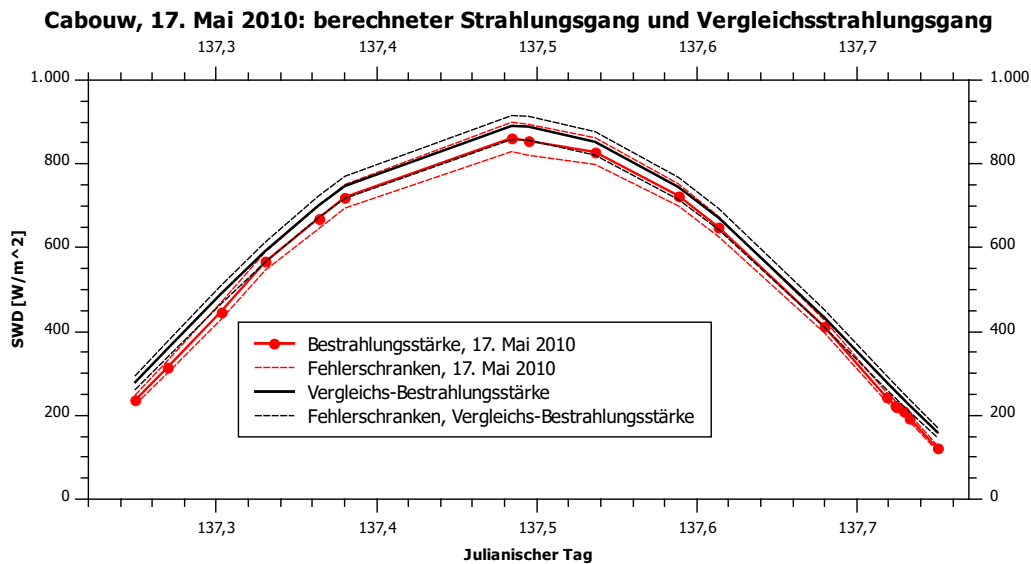


Abbildung 4.15. Die rote Kurve gibt die berechneten Bestrahlungsstärken in Cabouw am 17. Mai 2010 an. Die schwarze Kurve stellt einen Vergleichs-Strahlungsgang für den 17. Mai dar, der die Strahlungswerte ohne Vulkanasche angibt.

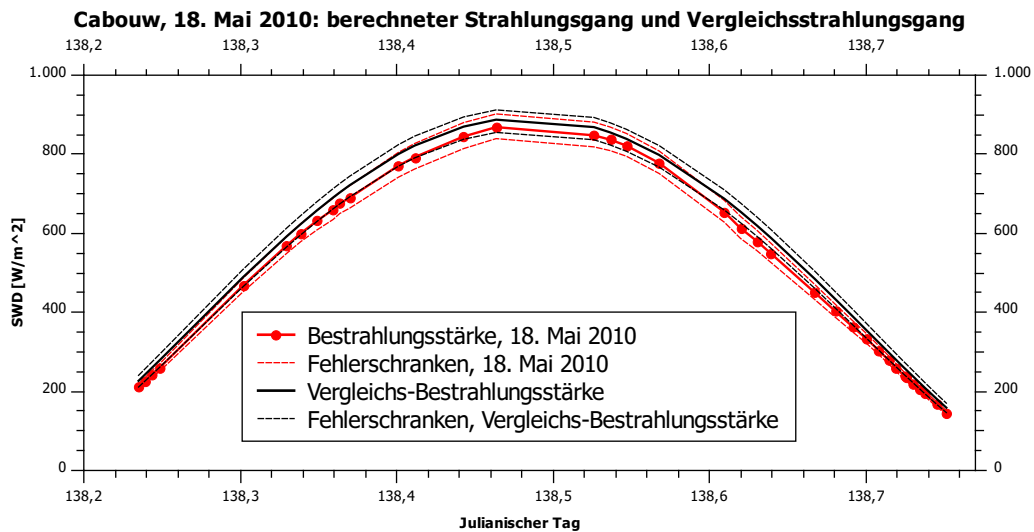


Abbildung 4.16. Die rote Kurve gibt die berechneten Bestrahlungsstärken in Cabouw am 18. Mai 2010 an. Die schwarze Kurve stellt einen Vergleichsstrahlungsgang für den 18. Mai dar, der die Strahlungswerte ohne Vulkanasche angibt.

Chilbolton

In Chilbolton werden für den 16., den 18. und den 19. April 2010 die Strahlungswerte berechnet. Die Angströmparameter und die Albedo für die Vergleichs-Bestrahlungsstärke sind:

	Wert	Fehler
Angström- α Parameter	1.11	0.39
Angström- β Parameter	0.080	0.064
Planetare Albedo	0.25	0.21

Tabelle 4.2. Die Zahlenwerte der Parameter, die zur Berechnung der Vergleichs-Bestrahlungsstärke in Chilbolton verwendet wurden.

16. April Die Angströmparameter für den 16. April befinden sich im Anhang. Die Albedo Werte für diesen Messtag betragen 0.26 ± 0.21 . Die Bestrahlungsstärke am 16. April liegt bis ca. 12.20 Uhr Ortszeit in etwa im Bereich der Vergleichs-Bestrahlungsstärke. Erst danach wird der Strahlungsantrieb negativ, wobei gegen 14.30 das Minimum des Strahlungsantrieb bei

4.2. Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke

ca. -40 W/m^2 erreicht wird. Zu diesem Zeitpunkt ist auch die obere Fehlerschranke im negativen Bereich. Der mittlere Strahlungsantrieb an diesem Tag beträgt $(-6 \pm 40 \text{ W/m}^2)$.

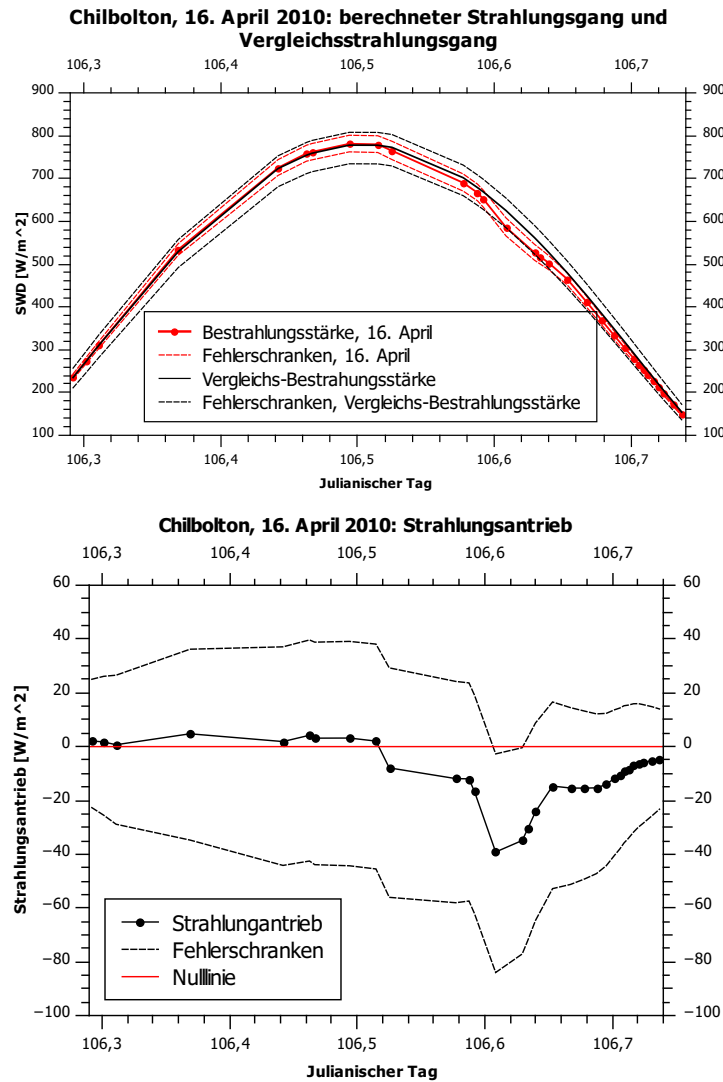


Abbildung 4.17. Oben: Die rote Kurve gibt die berechneten Bestrahlungsstärken in Chilbolton am 18. April 2010 an. Die schwarze Kurve stellt einen Vergleichsstrahlungsgang des 18. Aprils dar, der die Strahlungswerte ohne erhöhter optischer Dicke wiedergibt. Die untere Abbildung beschreibt den Strahlungsantrieb, der sich aus der Differenz der berechneten Bestrahlungsstärke und der Vergleichs-Bestrahlungsstärke zusammensetzt.

4.2. Modellberechnungen der kurzwelligen Bestrahlungsstärke

18. April Die Angströmparameter für den 18. April befinden sich im Anhang. Wegen der geringen Anzahl an Messungen wurden die Albedo Werte des 18. und 19. Aprils 2010 zusammengekommen, die gemittelte Albedo für beide Tage beträgt: 0.24 ± 0.19 .

Am 18. April ist der Strahlungsantrieb während des ganzen Tages negativ und schwankt im Bereich zwischen -10 und -40 W/m^2 . Die obere Fehlerschranke ist nur gegen 11.00 Uhr negativ. Der mittlere Strahlungsantrieb dieses Tages beträgt ca. $(-20 \pm 40) \text{ W/m}^2$.

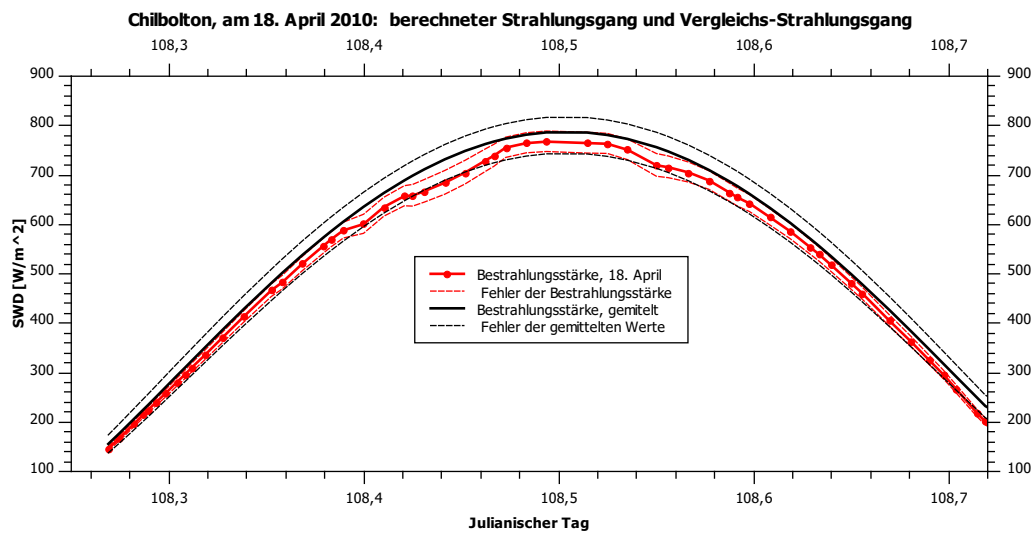


Abbildung 4.18. Die rote Kurve gibt die berechneten Bestrahlungsstärken in Chilbolton am 18. April 2010 an. Die schwarze Kurve stellt einen Vergleichs-Strahlungsgang für den 18. April dar, der die Strahlungswerte ohne Vulkanasche beschreibt.

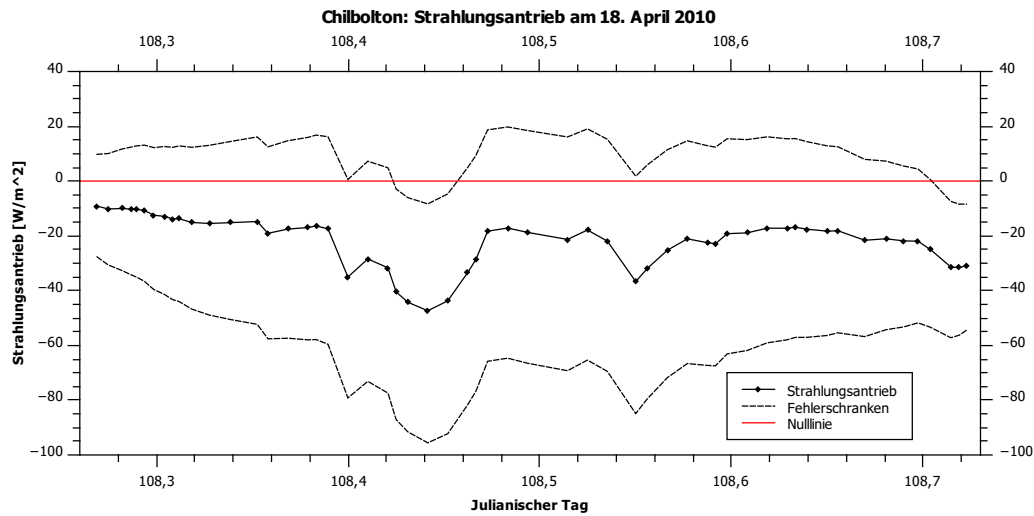


Abbildung 4.19. Die Abbildung beschreibt den Strahlungsantrieb, der sich am 18. April in Chilbolton ergeben hat. Er setzt sich aus der Differenz der berechneten Bestrahlungsstärke und der Vergleichs-Bestrahlungsstärke zusammen.

19. April Am 19. April kam es in Chilbolton zu einer starken Erhöhung der optischen Dicke bei 440 nm, die vermutlich nur teilweise durch Vulkanasche verursacht wurde. Der Strahlungsantrieb an diesem Tag liegt relativ konstant bei ca. $(-40 \pm 40) \text{ W/m}^2$. Mit einer kurzen Ausnahme gegen 13.00 Uhr Ortszeit ist auch die obere Fehlerschranke an diesem Tag stets im negativen Bereich. In welchem Ausmaß dieser Strahlungsantrieb durch die Vulkanasche verursacht worden ist, ist unklar.

4.2. Modellberechnungen der kurzweiligen Bestrahlungsstärke

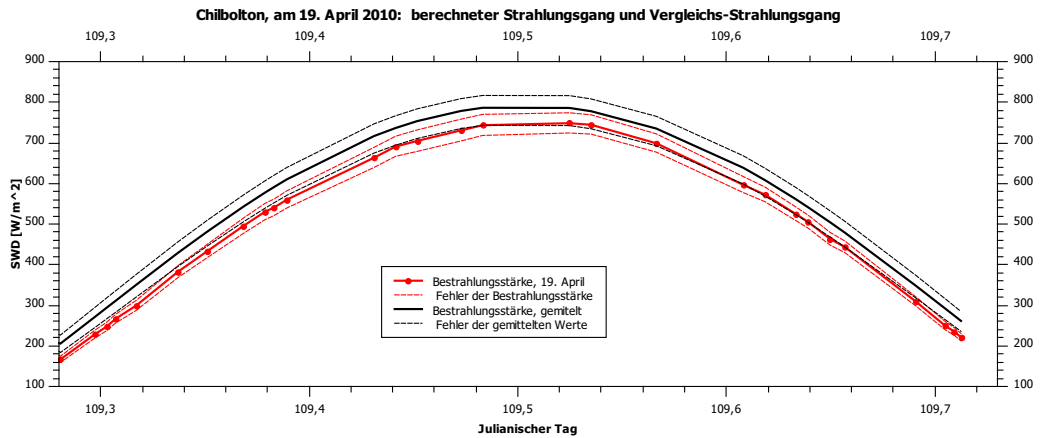


Abbildung 4.20. Die rote Kurve gibt die berechneten Bestrahlungsstärken in Chilbolton am 19. April 2010 an. Die schwarze Kurve stellt einen Vergleichs-Strahlungsgang für den 19. Aprils dar, der die Strahlungswerte ohne Vulkanasche angibt.

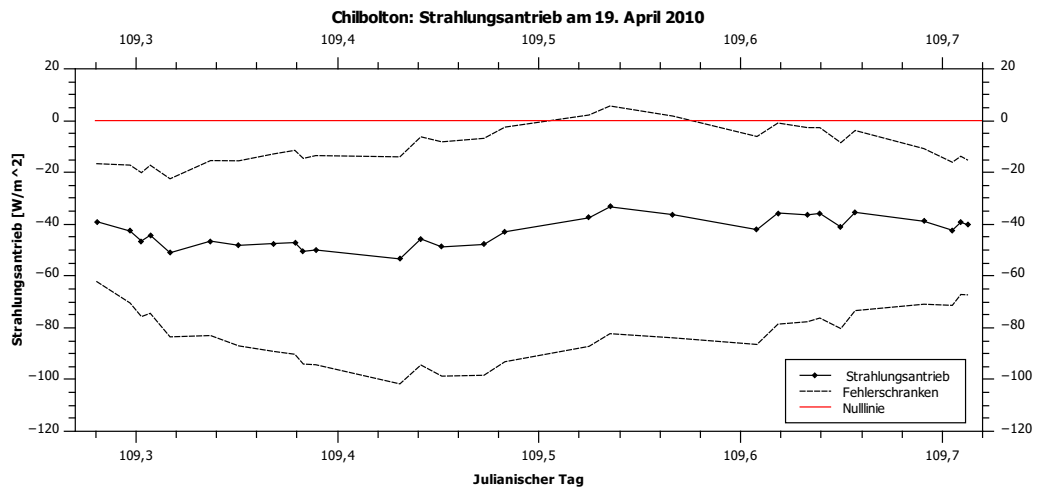


Abbildung 4.21. Die Abbildung beschreibt den Strahlungsantrieb, der sich am 19. April in Chilbolton ergeben hat. Dieser setzt sich aus der Differenz der berechneten Bestrahlungsstärke und der Vergleichs-Bestrahlungsstärke zusammen.

5 Interpretation der Ergebnisse

5.1 Zusammenfassung

Als Ergebnis der Analyse kann davon ausgegangen werden, dass an den Tagen, für die Strahlungsdaten berechnet wurden, mit Ausnahme des 19. Aprils in Chilbolton, Vulkanasche zur Erhöhung der optischen Dicke und einer daraus resultierenden Abschwächung der Bestrahlungsstärke beigetragen hat. Das Ausmaß dieses Kühleffekts konnte mit den zu Verfügung stehenden Mitteln jedoch nicht mit wünschenswerter Genauigkeit bestimmt werden.

5.2 Cabouw

Die kurzwellige, nach unten gerichtete Bestrahlungsstärke und der Kühleffekt konnten für den 18. April in Cabouw am ausführlichsten untersucht werden. Das liegt hauptsächlich daran, dass an diesem Ort sowohl eine AERONET- als auch eine BSRN-Station vorhanden sind. Damit kann man mit zwei voneinander unabhängigen Methoden den Kühleffekt erfassen und die Ergebnisse miteinander auf Plausibilität überprüfen. Die BSRN-Daten liefern nur eine grobe Abschätzung, für die keine Fehlerschranken bestimmt werden konnten.

Sowohl die Untersuchung der BSRN-Messungen als auch die Berechnungen mit den AERONET-Messwerten ergeben, dass es am Nachmittag des 18. Aprils 2010 zu einem Kühleffekt von bis zu 30 W/m^2 gekommen ist. Der mittlere Strahlungsantrieb an diesem Tag beträgt laut libRadtran-Berechnungen in etwa $(-10 \pm 50) \text{ W/m}^2$. Die Fehlerschranken der Berechnungen sind aber zu groß, um einen negativen Strahlungsantrieb eindeutig nachweisen zu können. Derimian kommt in seiner Studie 2012 zu ähnlichen Ergebnissen für Lille am 16. und 18. April, er berechnet einen Kühleffekt von $(9-12) \text{ W/m}^2$.

Betrachtet man die Temperaturkurve des 18. Aprils, so fällt ein sprunghafter

Rückgang der Temperatur ab ca. 15.00 Uhr auf, siehe Abb. 5.1. Eventuell könnte dies durch den Rückgang der Strahlung (mit)verursacht worden sein. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass der Effekt auf gänzlich andere Ursachen zurückzuführen ist. Wenn man annimmt, dass die Temperaturkurve symmetrisch verlaufen sollte, so liegen die Messwerte um ca. 2° unter der erwarteten Kurve.

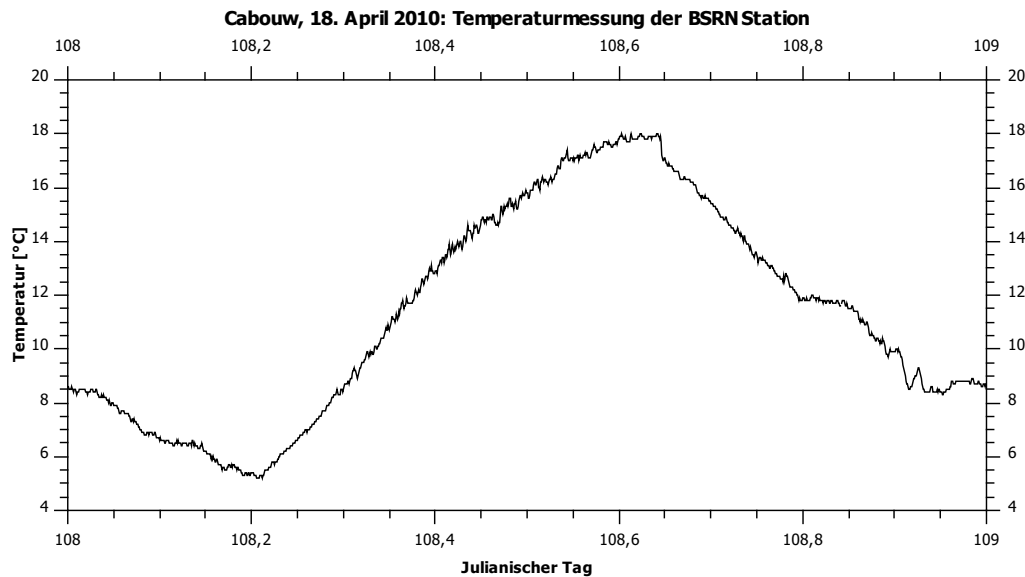


Abbildung 5.1. Temperaturverlauf in Cabouw am 18. April 2010. Datenquelle BSRN-Station Cabouw.

Alles in allem kann davon ausgegangen werden, dass sich am 18. April Vulkanasche in der Atmosphäre über Cabouw befand (Gudmundsson *et al.*, 2012, Met, 2010, Matthias *et al.*, 2012, Derimian *et al.*, 2012), und Tephra vermutlich zur Erhöhung der optischen Dicke an diesem Tag beitrug und eine daraus resultierende Abkühlung bewirkte.

Am 17. und 18. Mai kam es zu einem deutlichen Kühleffekt, der sogar noch stärker als am 18. April war. Die mittlere Abkühlung an den beiden Tagen beträgt in etwa $(-30 \pm 30)W/m^2$ und $(-25 \pm 40)W/m^2$. Das ist deswegen bemerkenswert, da während der ersten Phase des Ausbruchs die doppelte Aschemenge zum europäischen Festland transportiert wurde als an diesen Tagen (Gudmundsson *et al.*, 2012). Da aber auch die Studie von (Matthias *et al.*, 2012) (Abb. A.11), zu dem Ergebnis kommt, dass am 17. und 18. April eine hohe Aschekonzentration in der Atmosphäre über den Niederlanden vorhanden war und auch die Angströmparameter niedrig waren, wird die

Erhöhung der optischen Dicke an diesen Tagen auf die Vulkanasche zurückgeführt.

Leider stehen für diese Tage wegen der verstärkten Wolkenbildung keine aussagekräftigen Messungen von BSRN zur Bestrahlungsstärke und Temperatur zur Verfügung.

5.3 Chilbolton

Am 16. April 2010 kam es in Chilbolton ab 12.00 Uhr Ortszeit zu einem Kühleffekt mit einem Maximum von ca. 50 W/m^2 und einem mittleren Kühleffekt von $(-6 \pm 40) \text{ W/m}^2$. Dies ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die Vulkanasche zurückzuführen, da auch die Studie von Devinish 2012, die die Vulkanasche in der Atmosphäre Südenglands vom 16. bis 18. April 2010 untersucht, für kurz vor 13.00 das Eintreffen der Asche in Exeter (östlich von Chilbolton) konstatiert (Devinish *et al.*, 2012).

Ebenfalls in Übereinstimmung mit der Studie von Devinish kommt es am 17. April zu keiner, jedoch am 18. April am Vormittag zu einer beträchtlichen Erhöhung der optischen Dicke und einem maximalen Kühleffekt von -40 W/m^2 . Der resultierende mittlere Kühleffekt über den ganzen Tag beträgt $(-20 \pm 40) \text{ W/m}^2$. Aber dieser kann nicht allein auf die Auswirkungen der Vulkanasche zurückgeführt werden, denn im Laufe des Tages steigen die Angströmkoeffizienten, was für andere Aerosole in der Atmosphäre spricht. Damit ist es sehr wahrscheinlich, dass der Strahlungsantrieb in der zweiten Hälfte des Tages nur zu einem Teil durch die Vulkanasche verursacht wurde.

Am 19. April ist die optische Dicke bei 1020 nm mit den Werten vom Vortag vergleichbar, aber die Werte bei 440 nm sind wesentlich höher und dementsprechend kommt es zu erhöhten Werten der Angströmkoeffizienten. Dadurch ist es unwahrscheinlich, dass der Strahlungsantrieb, der im Laufe des Tages zwischen -40 und -50 W/m^2 schwankt, allein durch die Vulkanasche verursacht wurde. Die Ergebnisse der Berechnungen für diesen Tag zeigen sehr deutlich, dass die durch Tephra verursachte Abkühlung nicht größer ist als jene durch Trübungen der Atmosphäre, die durch andere Partikel verursacht wurden, was auch durch die Messungen der optische Dicke an der Station Wytham_Woods bestätigt wird, wo vermutlich am 18. und 19. April kaum Vulkanasche detektiert wurde, sondern ein regionales Ereignis stattfand, das in Wytham_Woods noch stärker in Erscheinung trat als in Chilbolton. Es

kann aber auch hier nicht ausgeschlossen werden, dass der Kühleffekt am 19. April durch die Vulkanasche verursacht wurde.

5.4 Erklärung der erhöhten optischen Dicke

Abschließend stellt sich die Frage, ob die Annahme begründet ist, dass die erhöhten Messwerte der optischen Dicken bei den AERONET-Stationen im April und Mai 2010 tatsächlich auf die Geschehnisse während der Eruption des Eyjafjallajökull zurückzuführen sind. Zu diesem Zweck wurde in dieser Arbeit auf die Untersuchung von Gudmundsson 2010 (Abb. 2.4) zurückgegriffen sowie auf Aufnahmen der MODIS Satelliten vom 15., 16. und 18. April, sowie vom 17. Mai 2010, die sich bis auf das Bild vom 15. April (Abb. 2.8) im Anhang abgebildet befinden, siehe Abb. A.12-A.14. Folgende Schlussfolgerungen lassen sich aufgrund der vorliegenden Datenlage ziehen:

- Am 15. und 16. April wird von den AERONET-Stationen nur eine geringe Erhöhung der optischen Dicke (mit Ausnahme in Chilbolton) festgestellt, obwohl am 14./15. April der größte Magmaausstoß der Eruption stattfand, und die dadurch entstandene Aschewolke am 15. und 16. April nach Europa transportiert wurde. Die niedrigen Messwerte sind vermutlich auf die starke Bewölkung an diesen Tagen zurückzuführen. Mehrere AERONET-Stationen in Norddeutschland zeigen für den Vormittag des 16. Aprils stark erhöhte Messwerte, die allerdings nur in der Qualität 1.5 (automatisch wolkenbereinigt, aber nicht manuell überprüft) vorhanden sind und somit für eine Berechnung unbrauchbar sind.
- Am 16. April kam es zu einem Rückgang des Ascheausstoßes bei der Eruption. Vermutlich kam es aus diesem Grund am 17. April über Europa zu niedrigen Messwerten der optischen Dicke. Leichte Erhöhungen sind auf Reste der Tephra der vorangegangenen Tage zurückzuführen, die noch nicht ausgefallen waren.
- Am 18. April ist die Erhöhung der optischen Dicke durch die erneut verstärkte Aktivität des Vulkans am 17. April erklärbar. Obwohl an diesem Tag der Magmaausstoß wesentlich geringer als am 14. und 15. April war, kam es zu höheren Messwerten als am 15. und 16. April. Wahrscheinlich deswegen, weil weite Teile Europas an diesem Tag wolkenfrei waren. Die Asche des 17. Aprils wurde laut Gudmundsson zuerst nach Süden und erst danach nach Osten transportiert. Dies könnte eine Erklärung für die höheren Messergebnisse der optischen Dicke zu

einem früheren Zeitpunkt in Chilbolton verglichen zu denen in Cabouw darstellen.

- Die Erhöhung der optischen Dicke in Andenes am 20. und 21. April lässt sich eventuell durch die Aschewolke vom 19. April erklären, die an diesem Tag in Richtung Südosten transportiert wurde.
- Am 6. April kam es zu einem hohen, aber nur kurz andauernden Ausstoß von Tephra, die vermutlich nach England und Irland transportiert wurde. Allerdings gibt es für diese Tage keine Messwerte aus Großbritannien. In Palaiseau in Frankreich kann man jedoch eine Erhöhung der optischen Dicke der AERONET-Messungen feststellen.
- Vom 14. bis 17. Mai nahm die Intensität der Eruption abermals zu und die Asche wurde erneut zum europäischen Festland transportiert. In Cabouw liegen nur für den 17. und 18. April Messwerte vor, die aber eine starke Erhöhung der optischen Dicke anzeigen. In Chilbolton und Wytham_Woods gibt es keine entsprechenden Daten. In Andenes kam es zwar am 15., 16. und 17. April zu einer Erhöhung der optischen Dicke, jedoch auch zu erhöhten Angströmkoeffizienten.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass alle Erhöhungen der optischen Dicke über die Ausbruchintensität und Ausbreitung der Aschewolke erklärt werden können, ebenso - was hervorzuheben ist - kann die nicht erhöhte optische Dicke am 17. April durch eine geringere Aktivität des Vulkans erklärt werden. Ungeklärt bleibt die Frage, wieso am Nachmittag des 16. Aprils in Cabouw nur eine geringfügig erhöhte optische Dicke messbar war. Außerdem fand im April und Mai 2010 nur an Tagen, an denen die Vulkanasche über dem Gebiet liegen hätte können, eine Erhöhung der optischen Dicke mit niedrigen Angströmkoeffizienten statt.

5.5 Weiterführende Fragen

- Die Vergleichs-Bestrahlungsstärken wurden über die Mittelwerte aller Angströmparameter und der Albedo berechnet. Korrekterweise müssten diese aber mit Angströmparametern und einer Albedo berechnet werden, aus der die durch die Vulkanasche verursachte Erhöhung der optischen Dicke und der Albedo eliminiert wurde.
- Allgemein wäre eine Verfeinerung des Modells wichtig, damit die Fehlerschranken der Ergebnisse geringer würden und eindeutiger Aussagen über einen Kühleffekt, der durch die Vulkanasche verursacht wur-

de, getroffen werden könnten. Eine derartige Verbesserung wäre durch die Verwendung der optischen Dicke statt der Angströmparameter und von partikelspezifischen Parametern wie der *Single Scattering Albedo*, Asymmetrieparametern, etc. realisierbar. Die Verwendung eines Höhenprofils der Tephra in der Atmosphäre und ähnliche Modelle der Ascheverteilung würden das Ergebnis weiter verfeinern. Außerdem müsste man auch die langwellige Strahlung untersuchen, um eine Aussage über die allgemeine Abkühlung treffen zu können.

- Eine weitere Frage, die in dieser Diplomarbeit nur unzureichend beantwortet werden konnte, ist jene, inwiefern die Verringerung der Strahlung zu einem Temperaturrückgang führte.
- Es wäre sicherlich auch interessant einen Vergleich zu den Auswirkungen des Ausbruchs des Vulkans Grimsvötn 2011 anzustellen. Bei diesem Ausbruch wurde zwar keine Asche nach Zentraleuropa transportiert, aber in Nordeuropa kam es abermals zu Flugsperren.
- Eine Auswertung der MODIS-Messungen der optischen Dicke (und der Albedo) könnte weitere Aufschlüsse über die Auswirkung des Ausbruchs des Eyjafjallajökull auf die kurzwellige einfallende Bestrahlungsstärke liefern. Obwohl die MODIS-Satelliten im Vergleich zu AERONET nur ungenaue Messungen der optischen Dicke durchführen können, wurden während der Eruption an jedem Tag (allerdings nur am Vormittag und frühem Nachmittag) Daten gesammelt, die Messungen von Gebieten mit auf den Satellitenbildern sichtbarer Asche in der Atmosphäre beinhalten. Würde man diese Daten systematisch auswerten, könnte man eine Aussage über den Strahlungsantrieb im gesamten Zeitraum treffen, der in Europa während des Ausbruchs des Eyjafjallajökull stattfand. Dies würde wegen der Datenmenge einen ungleich größeren Aufwand bedeuten.

A Abbildungen

A.1 Abbildungen der Ausbreitung der Aschewolke

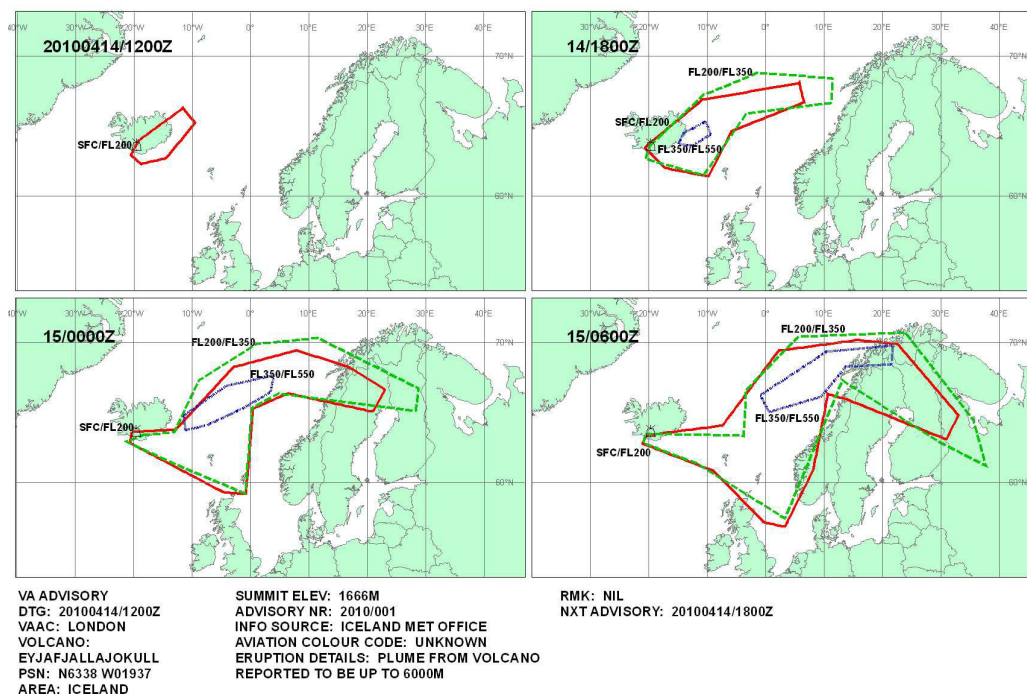


Abbildung A.1. Simulationen der Aschewolke am 15., 16. und 17. April, Bildquelle: Met Office London

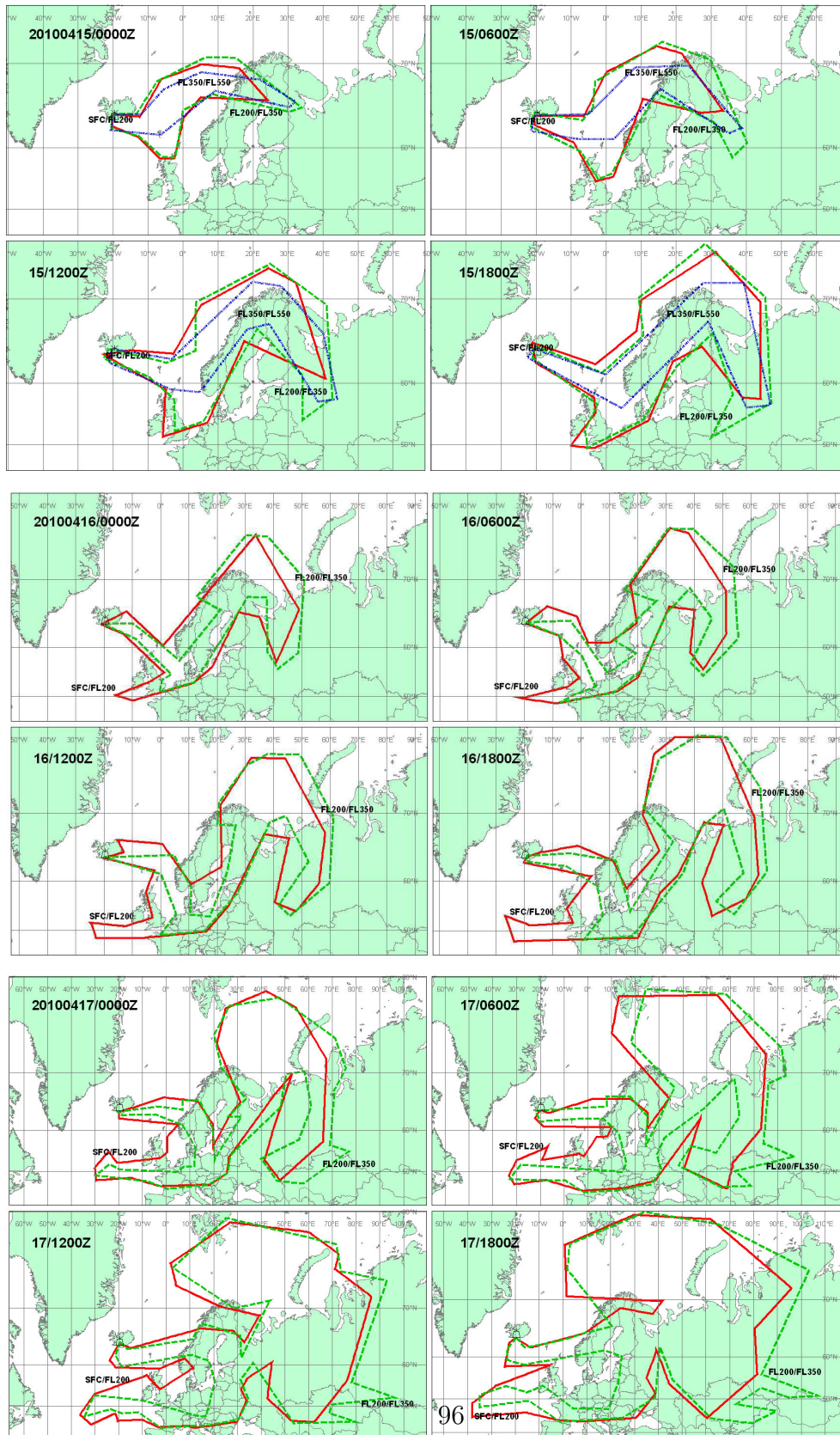


Abbildung A.2. Simulationen der Aschewolke am 15., 16. und 17. April, Bildquelle: Met Office London

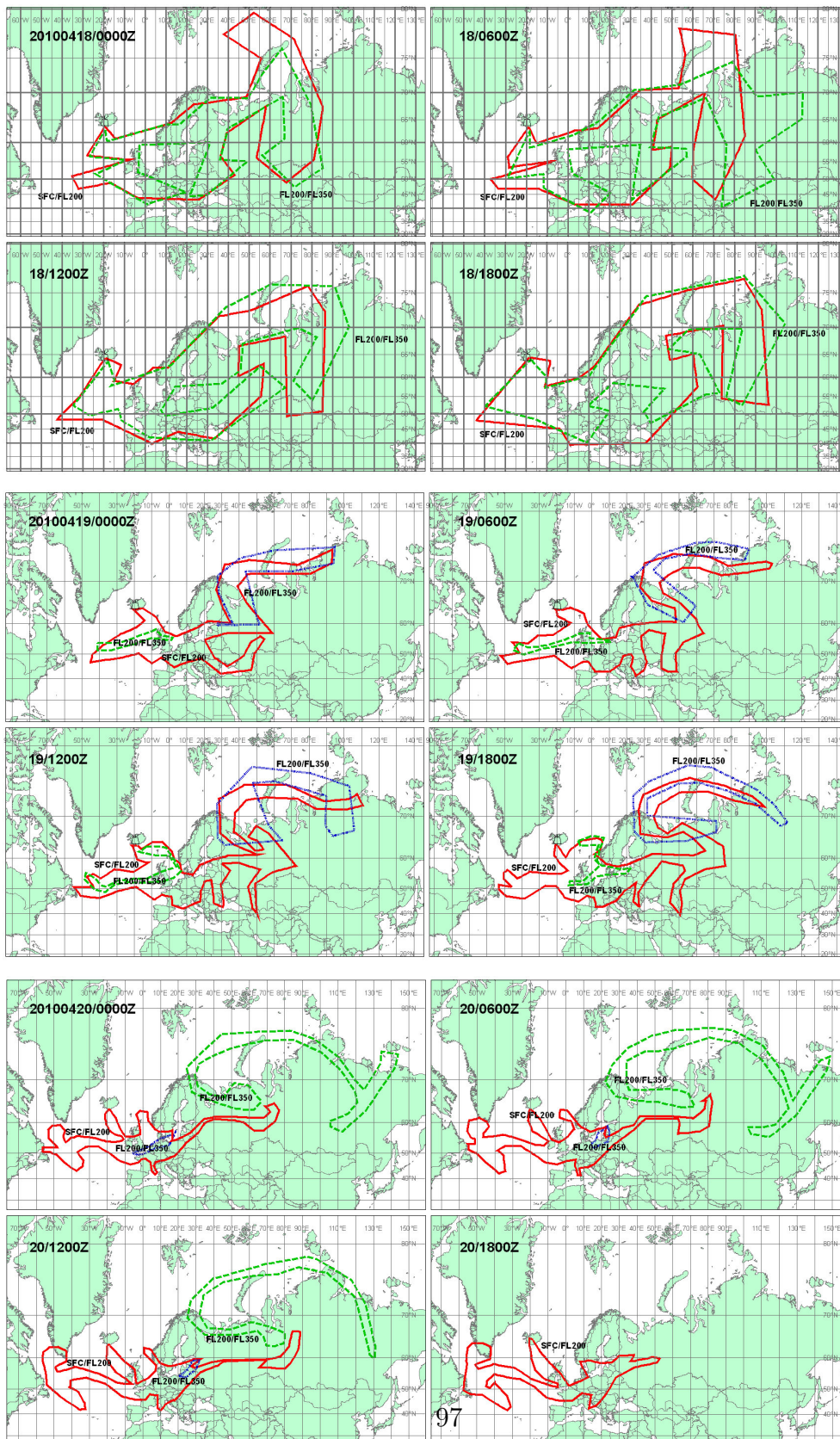


Abbildung A.3. Simulationen der Aschewolke am 18., 19. und 20. April, Bild-
quelle: Met Office London

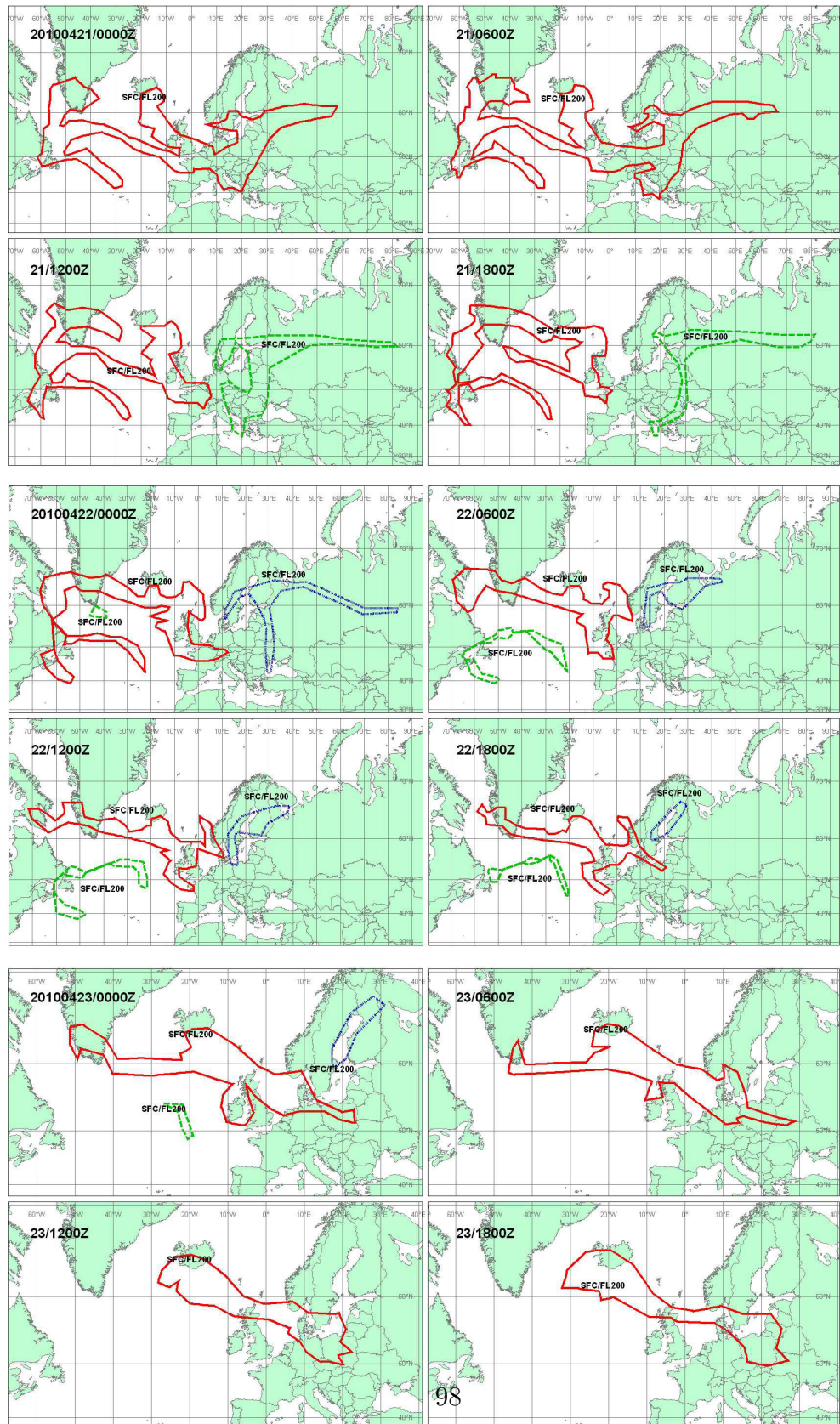


Abbildung A.4. Simulationen der Aschewolke am 21., 22. und 23. April, Bildquelle: Met Office London

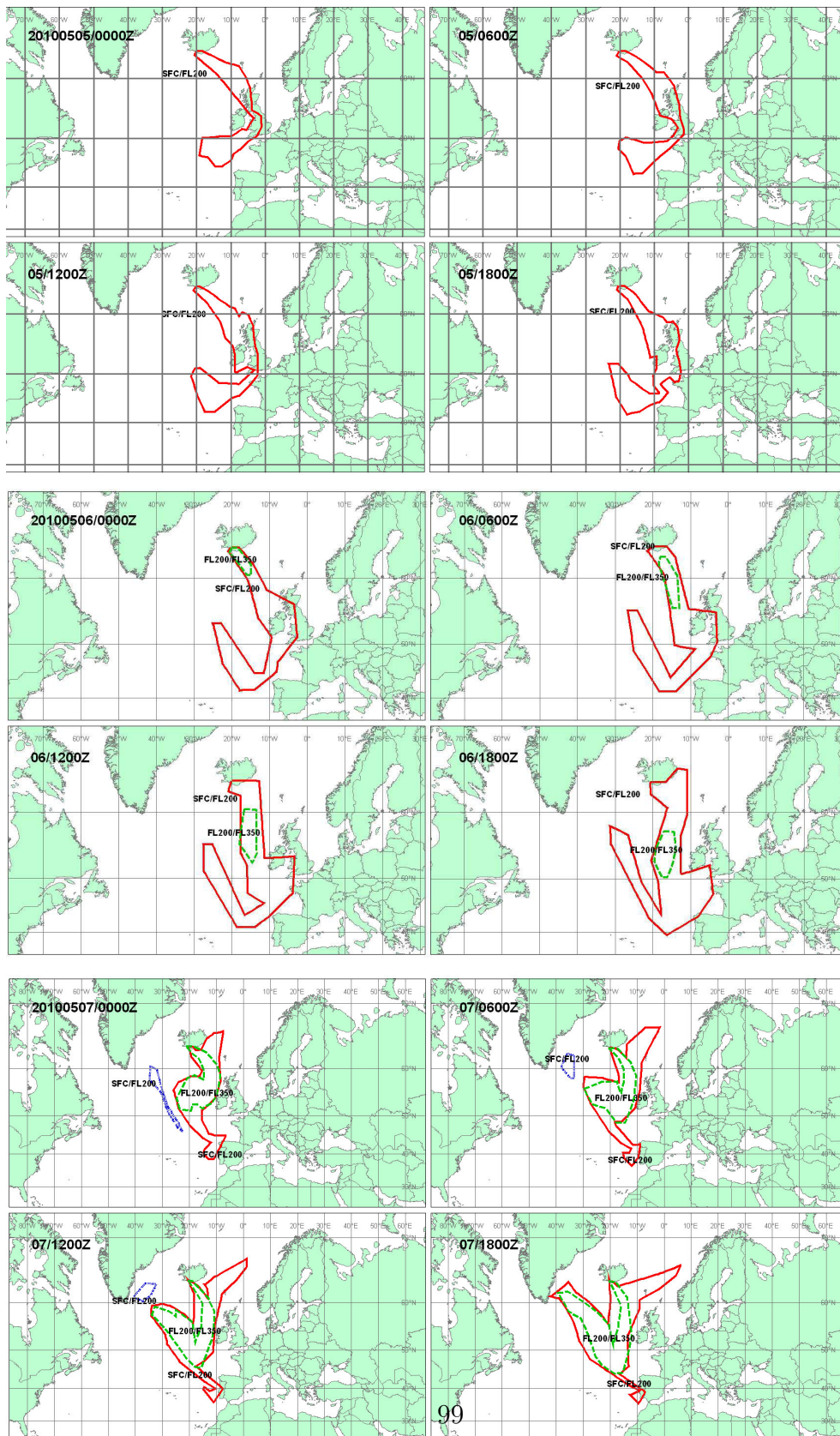


Abbildung A.5. Simulationen der Aschewolke am 5., 6. und 7. Mai, Bildquelle: Met Office London

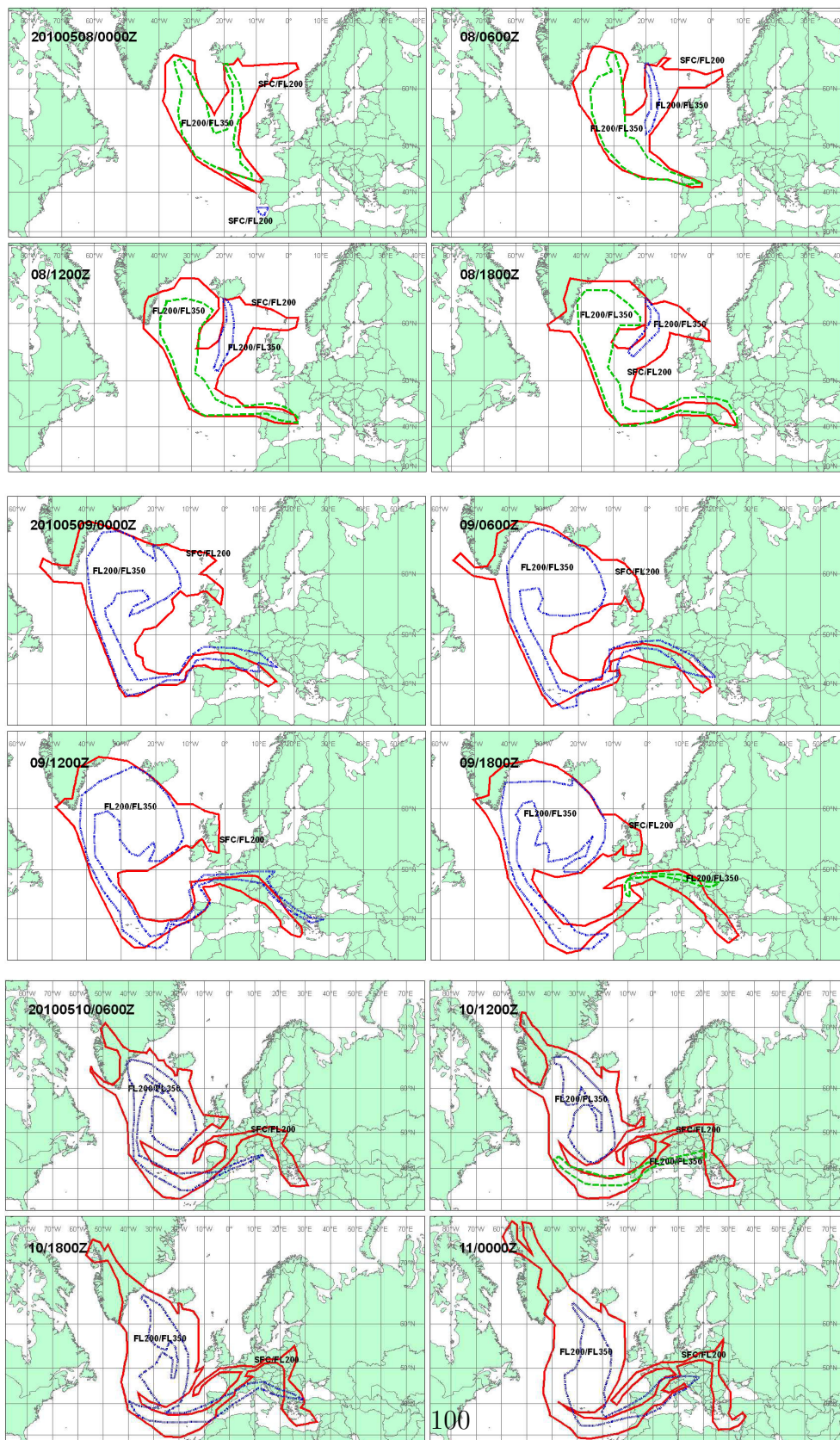


Abbildung A.6. Simulationen der Aschewolke am 8., 9. und 10. Mai, Bildquelle: Met Office London

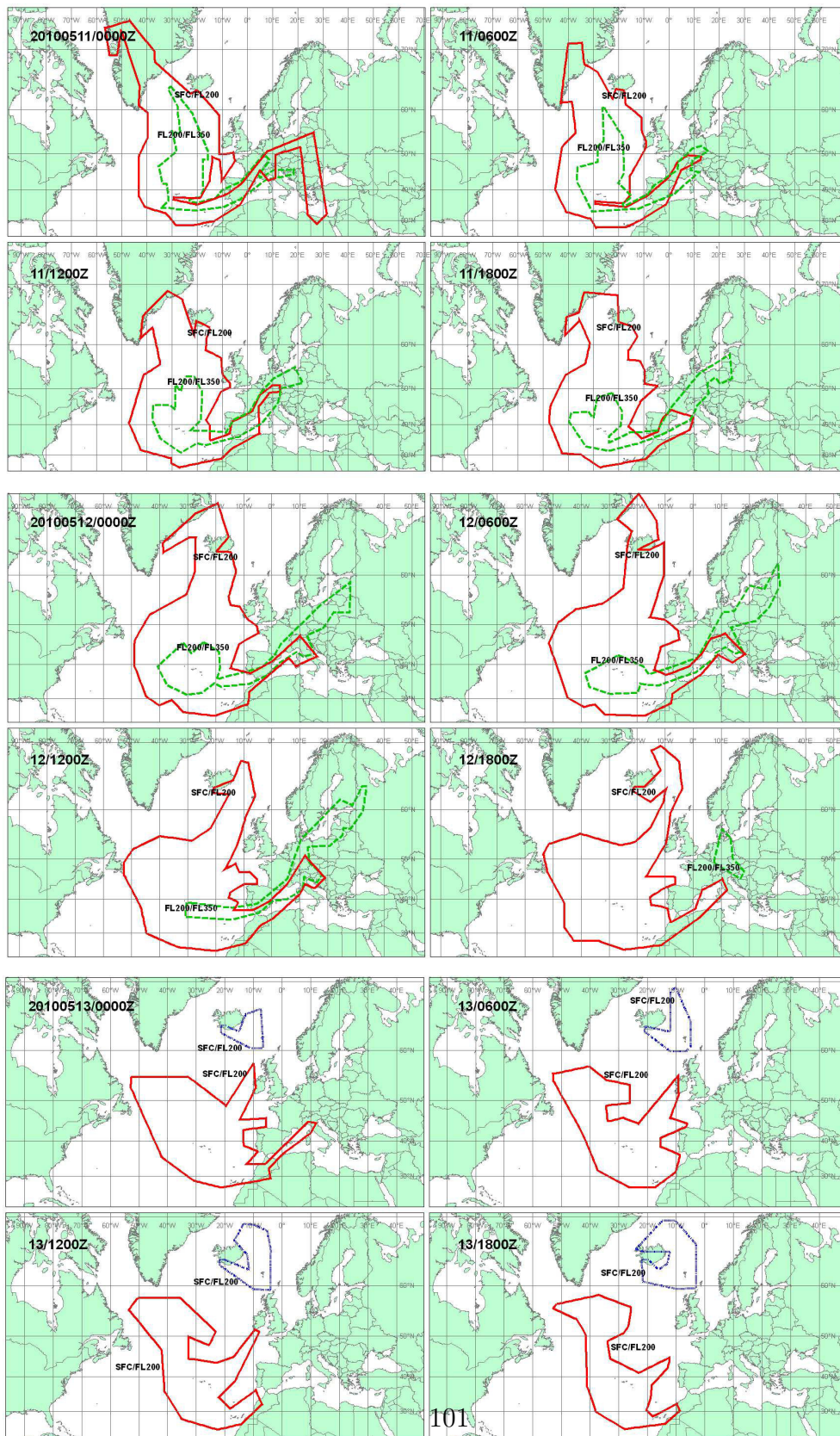


Abbildung A.7. Simulationen der Aschewolke am 11., 12. und 13. Mai, Bildquelle: Met Office London

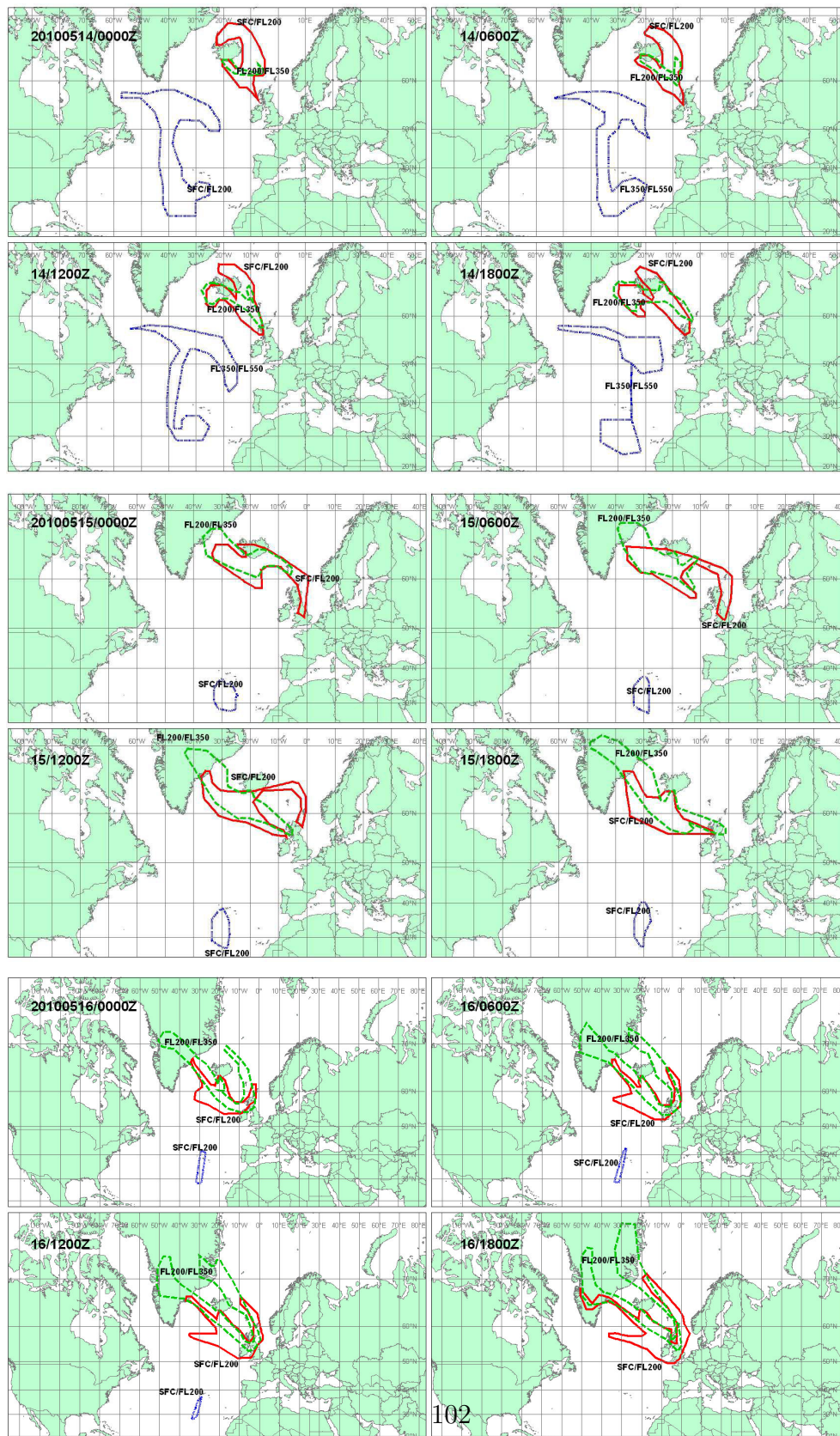


Abbildung A.8. Simulationen der Aschewolke am 14., 15. und 16. Mai, Bildquelle: Met Office London

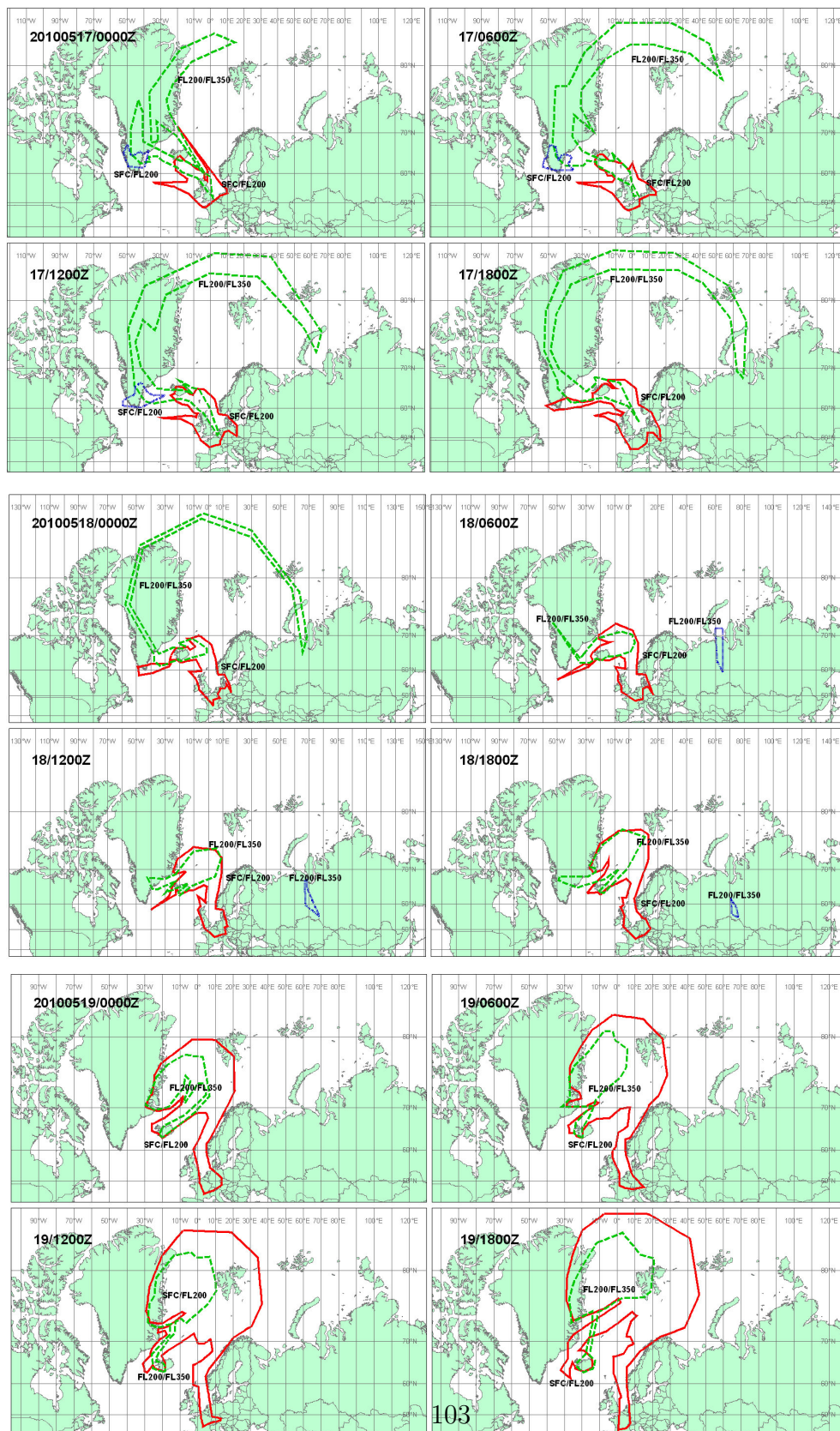


Abbildung A.9. Simulationen der Aschewolke am 17., 18. und 19. Mai, Bildquelle: Met Office London

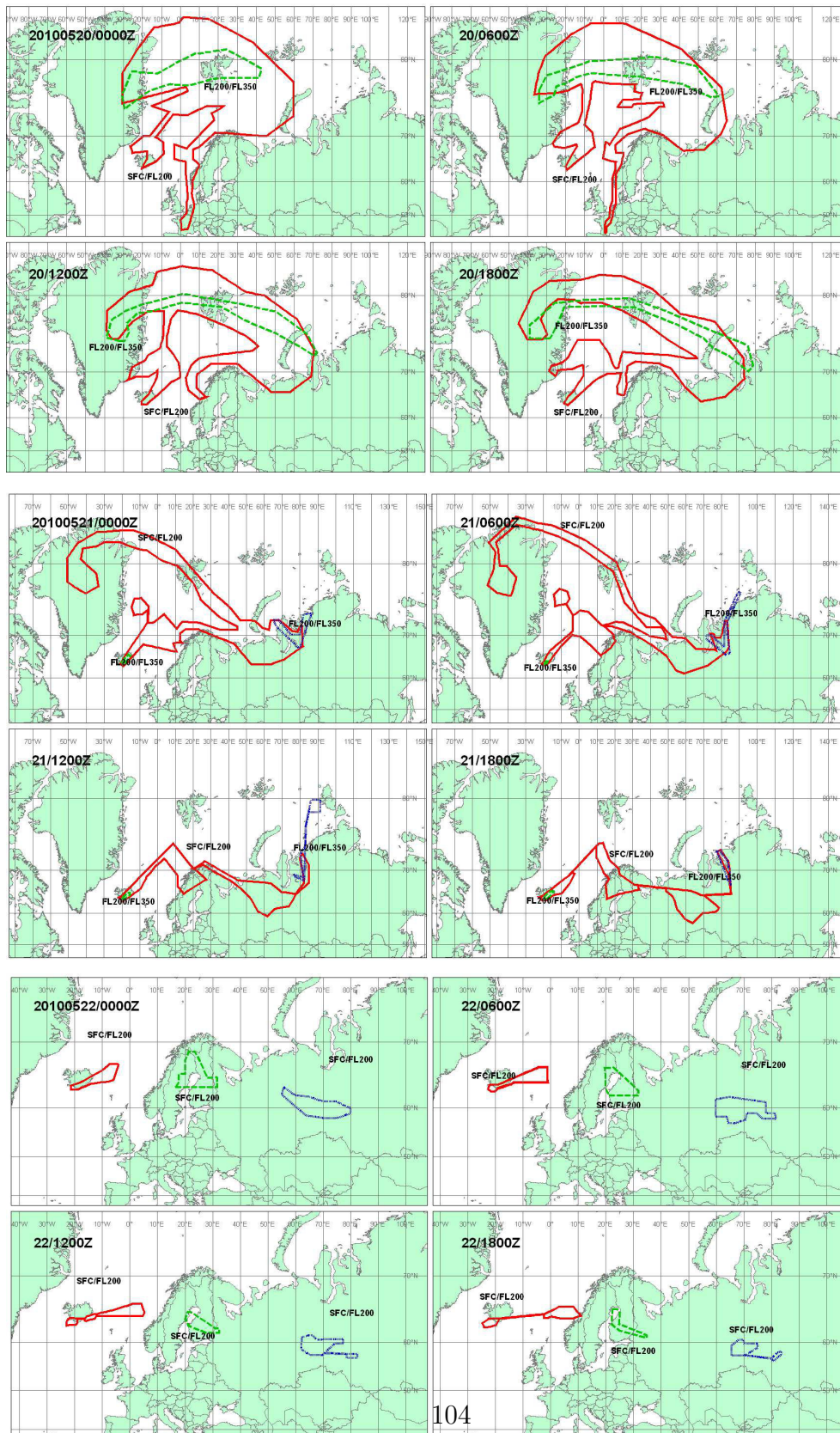


Abbildung A.10. Simulationen der Aschewolke am 20., 21. und 22. Mai, Bildquelle: Met Office London

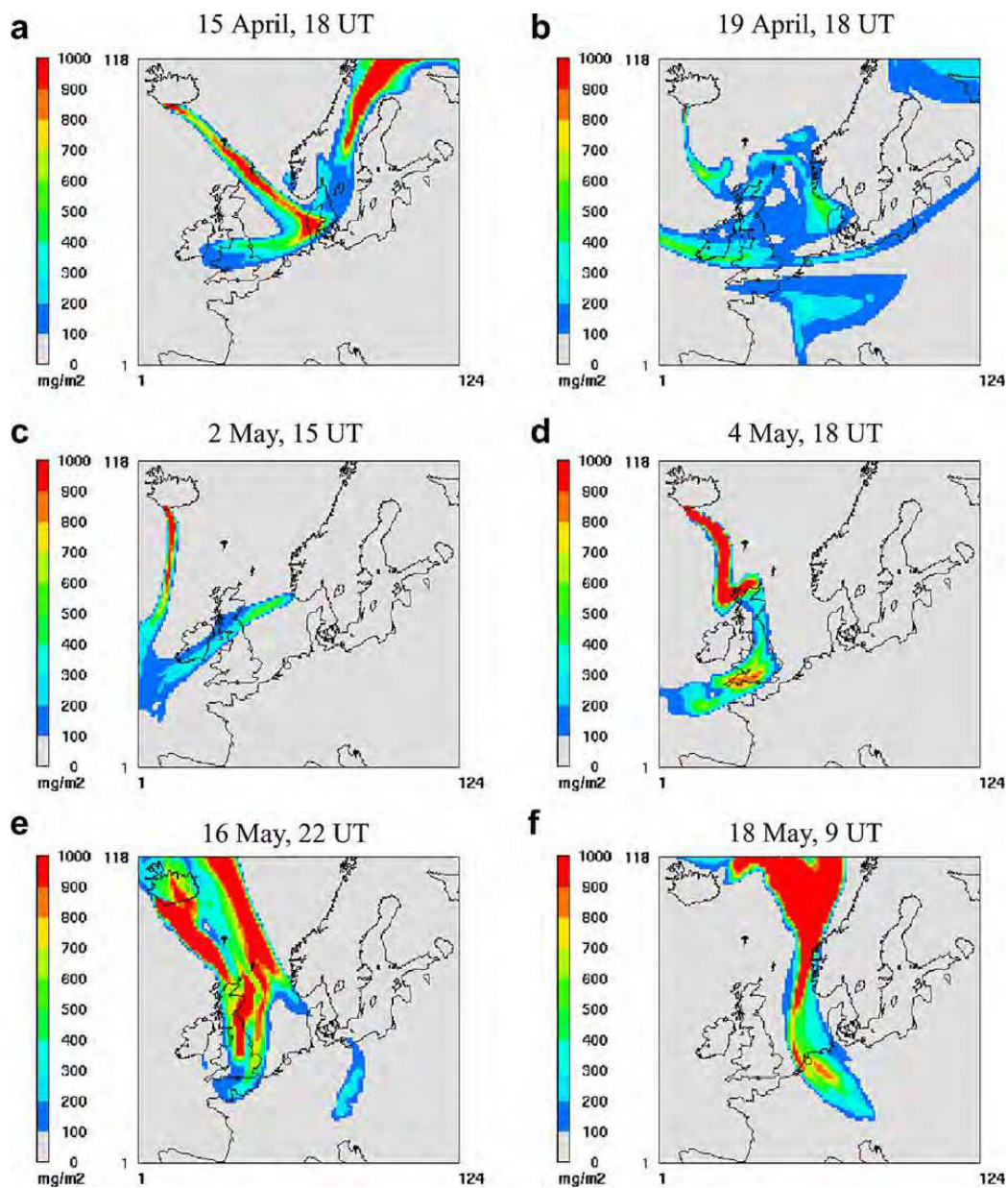


Abbildung A.11. Entwicklung der Aschewolke über Europa zwischen 15. April und 18. Mai . Gegeben ist die Aschesäule über 2000m, Bildquelle: (Matthias *et al.*, 2012)

A.2 MODIS-Aufnahmen



Abbildung A.12. Aufnahme der MODIS Satelliten vom 16. April 2010. Der blaue Kreis zeigt die Position der AERONET-Messstation Cabouw, Bildquelle: MODIS bzw. AERONET-Station Cabouw



Abbildung A.13. Aufnahme der MODIS Satelliten vom 18. April 2010. Der blaue Kreis zeigt die Position der AERONET-Messstation Chilbolton, Bildquelle: MODIS bzw. AERONET-Station Chilbolton

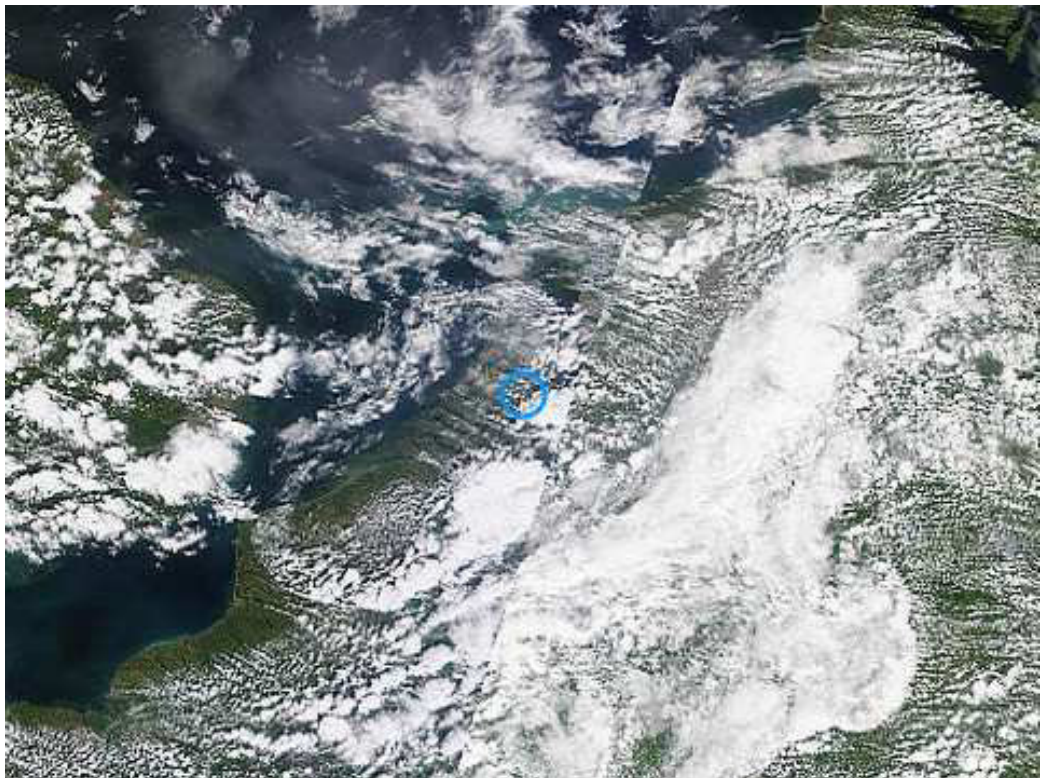


Abbildung A.14. Aufnahme der MODIS Satelliten vom 17. Mai 2010. Der blaue Kreis zeigt die Position der AERONET-Messstation Cabouw, Bildquelle: MODIS bzw. AERONET-Station Cabouw

A.3 Angströmparameter

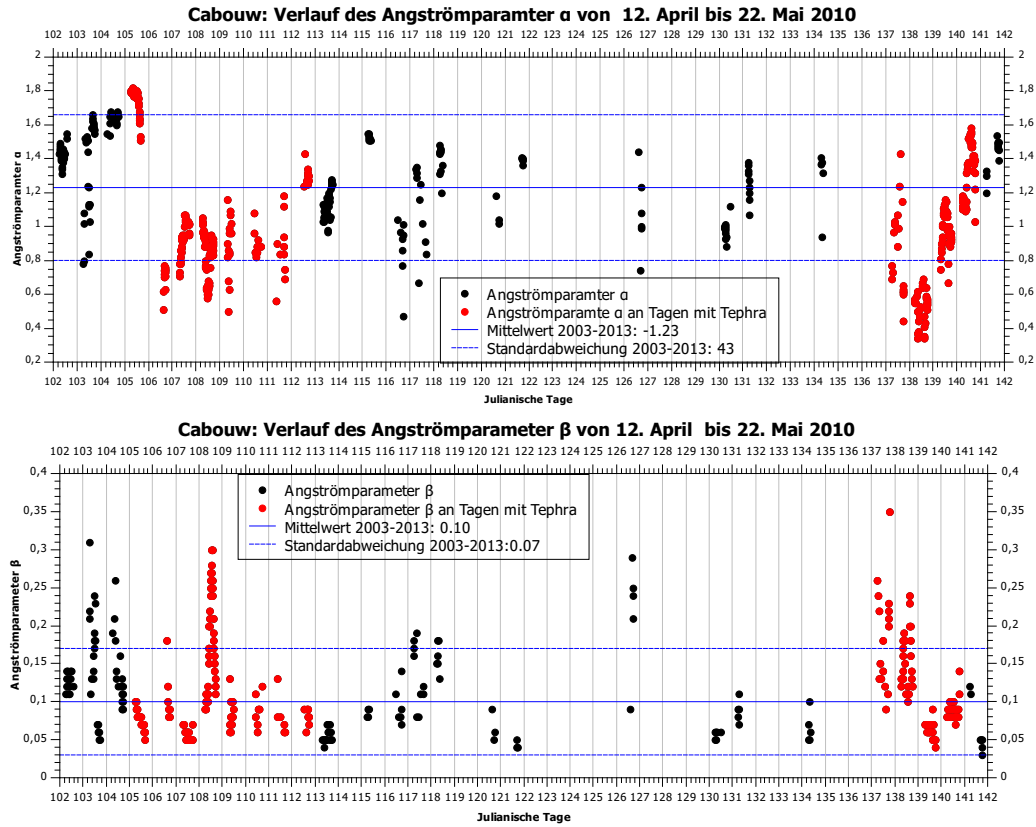


Abbildung A.15. Verlauf der Angströmparameter von 17. März bis 3. Juni 2010 in Cabouw. Die roten Punkte sind Werte an Tagen mit Aschebelastung. Die Werten wurde mittels der AOT Werte der Wellenlängen 440nm, 675nm, 870nm und 1020nm berechnet.

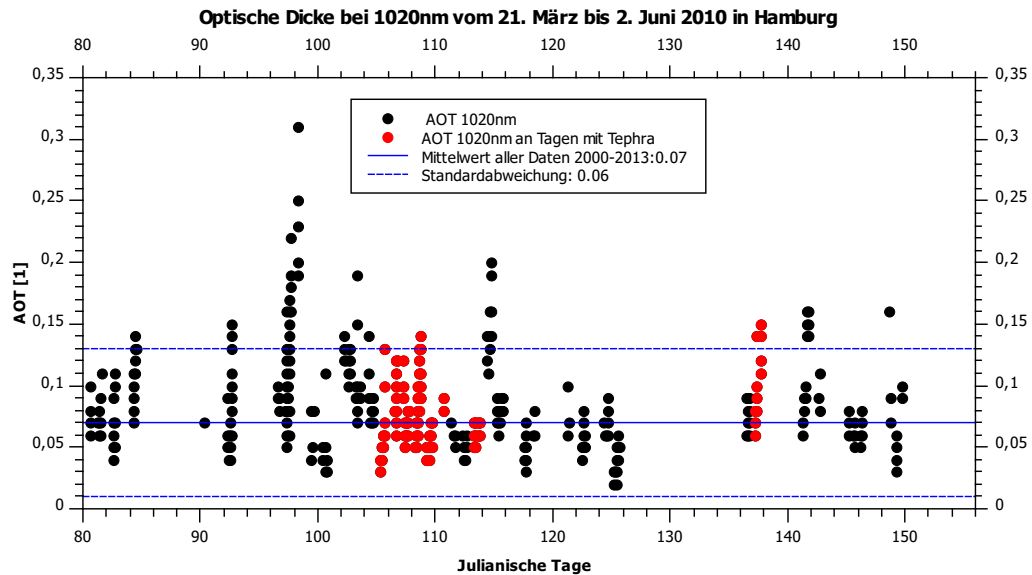


Abbildung A.16. Verlauf der Optischen Dicke bei 1020 nm von Ende März bis Anfang Juni 2010 an Tagen mit Tephra in der Atmosphäre.

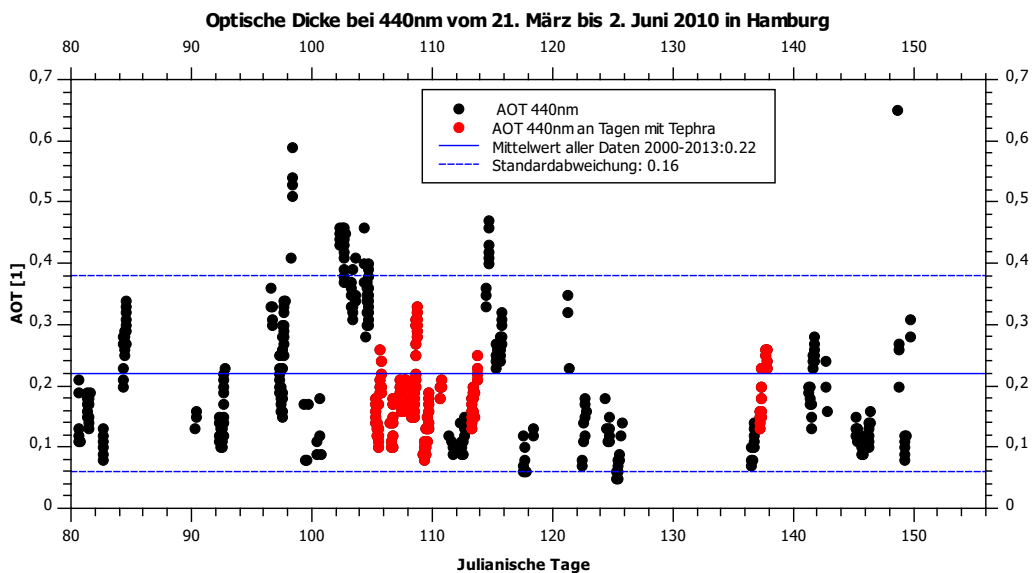


Abbildung A.17. Verlauf der Optischen Dicke bei 440 nm von Ende März bis Anfang Juni 2010. Die roten Punkte sind die Messwerte an Tagen mit Tephra in der Atmosphäre.

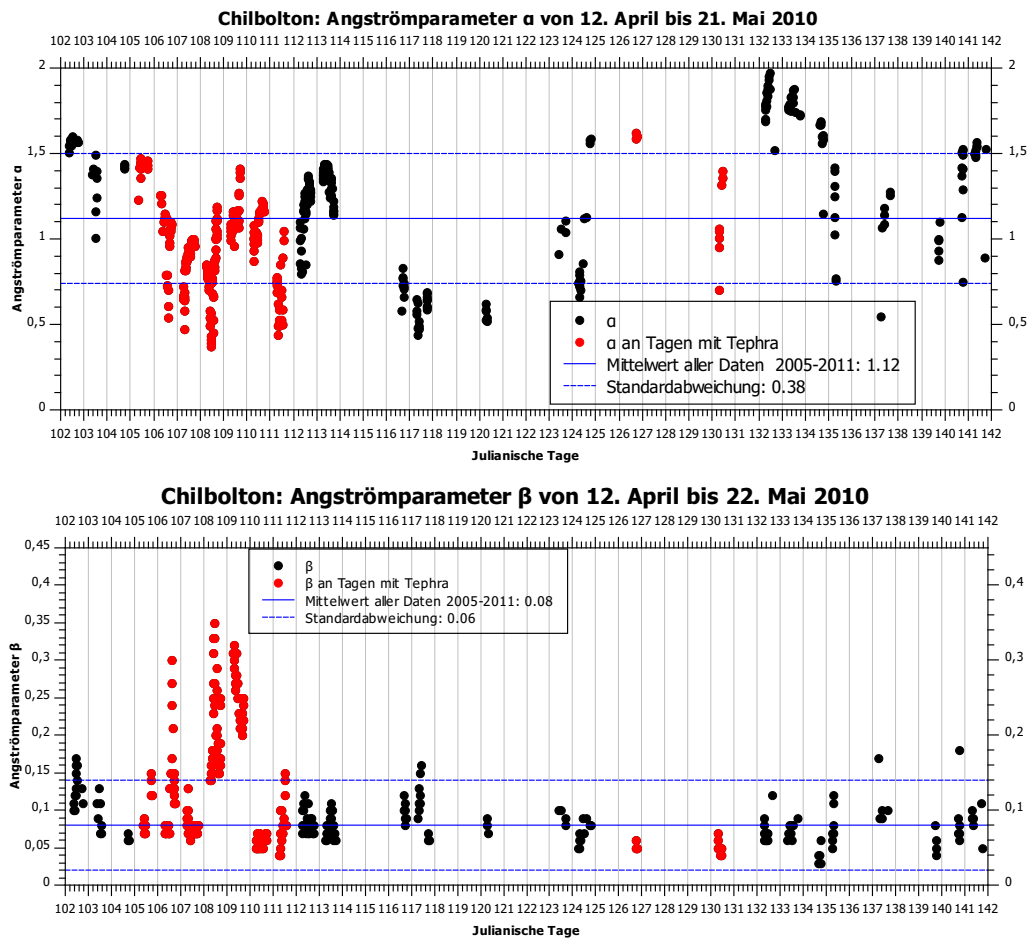


Abbildung A.18. Verlauf der Angströmparameter von 17. März bis 3. Juni 2010 in Chilbolton. Die roten Punkte sind die Messwerte an Tagen mit Tephra in der Atmosphäre.

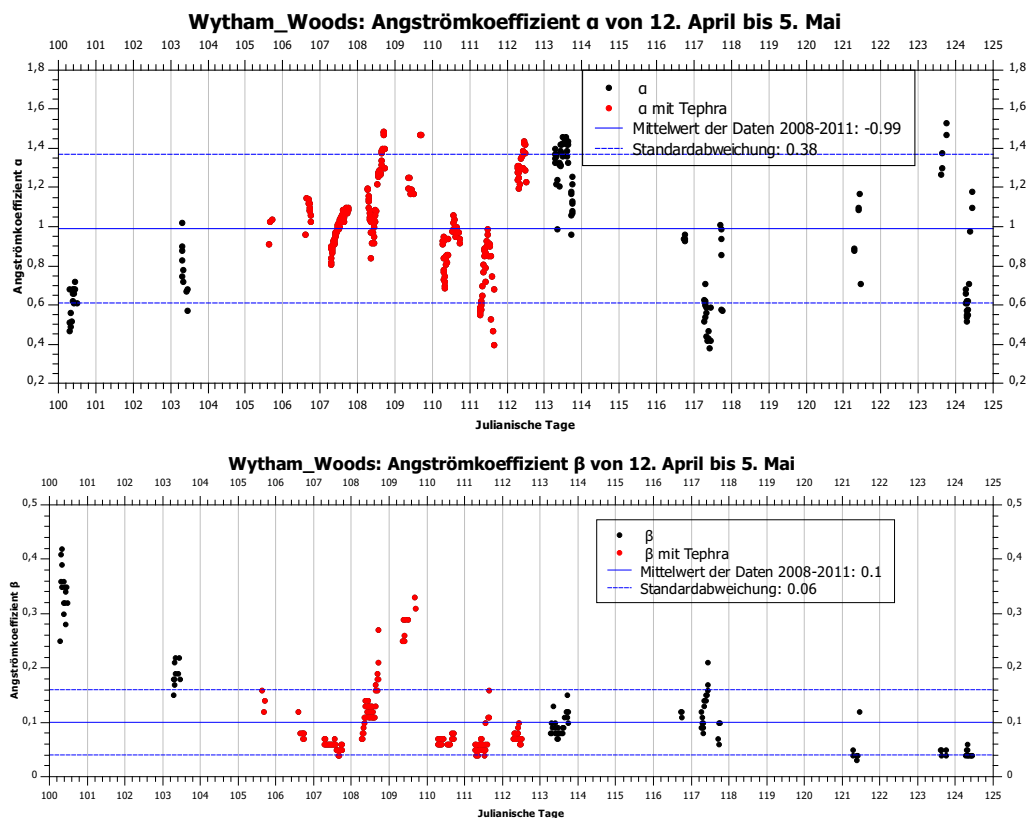


Abbildung A.19. Verlauf der Angströmparameter von 17. März bis 3. Juni 2010 in Wytham_Woods. Die roten Punkte sind die Messwerte an Tagen mit Tephra in der Atmosphäre.

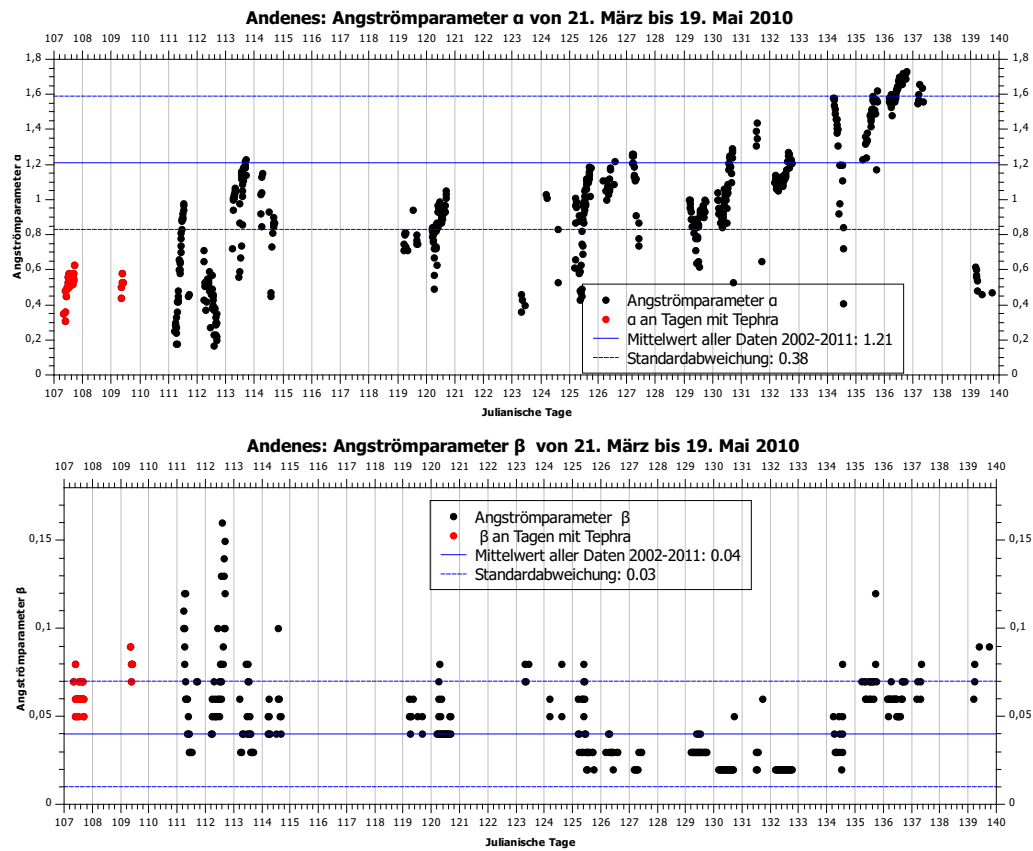


Abbildung A.20. Verlauf der Angströmparameter von 17. März bis 3. Juni 2010 in Andenes. Die roten Punkte sind die Messwerte an Tagen mit Tephra in der Atmosphäre.

B libRadtranfile und Tabellen

B.1 libRadtranfile

```
#!/bin/ksh
LIBRADTRAN_DIR="/home/hannah/libRadtran-1.6-beta/"
FILE_IN="Cabouwfehler108mitt.dat"
rm -f Cabouw108-Strahlenwertmitt.out
while read sza alpha beta
do
  cat > test.inp «EOF
  atmosphere_file ../examples/AFGLMS50.DAT
  solar_file ../data/solar_flux/atlas_plus_modtran
  aerosol_vulcan 1
  aerosol_season 1
  aerosol_haze 1
  sza $sza
  aerosol_angstrom $alpha $beta
  ozone_column 256.300
  day_of_year
  longitude
  latitude
  altitude
  albedo o
  rte_solver twostr
  deltam on
  correlates_k ../data/correlated_k/kato
  correlated_k KATO
  output sum
  output_user eglo
  quiet
  EOF
  $LIBRADTRAN_DIR/bin/uvspec < test.inp » Cabouw108-Strahlenwertmitt.out
done < Cabouwfehler108mitt
```

B.2 Tabellen

Tabelle B.1. Cabouw, 17. April 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: 4.927, Breitengrad: 51.971, Seehöhe: -0.001 km. Die planetare Albedo beträgt 0.24 ± 0.22 . B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke und _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β	B	B_max	B_min
107.289	70.12843	0.733	0.073	0.0602	0.0020	297	290	305
107.293	69.138469	0.730	0.071	0.0707	0.0024	316	308	324
107.298	68.069298	0.708	0.070	0.0731	0.0024	335	327	344
107.303	66.985396	0.708	0.071	0.0626	0.0021	354	346	364
107.312	64.978272	0.714	0.070	0.0646	0.0021	391	381	401
107.324	62.56448	0.784	0.071	0.0709	0.0024	433	422	444
107.338	59.598584	0.784	0.069	0.0679	0.0022	486	474	498
107.343	58.675375	0.800	0.066	0.0757	0.0023	502	490	515
107.351	56.99865	0.816	0.069	0.0759	0.0024	530	517	544
107.362	54.997866	0.860	0.067	0.0685	0.0021	564	551	579
107.366	54.24602	0.849	0.059	0.0783	0.0022	579	565	593
107.372	53.08996	0.873	0.059	0.0787	0.0022	598	584	613
107.382	51.27213	0.882	0.060	0.0740	0.0021	627	613	643
107.393	49.562158	0.923	0.059	0.0716	0.0020	654	639	671
107.403	47.970967	0.943	0.058	0.0781	0.0021	680	664	697
107.407	47.388178	0.926	0.062	0.0819	0.0024	688	671	705
107.414	46.522177	0.907	0.059	0.0882	0.0024	702	685	719
107.424	45.2243	0.947	0.050	0.0814	0.0019	723	706	740
107.435	44.09674	0.926	0.052	0.0696	0.0017	739	722	757
107.445	43.148343	0.928	0.053	0.0789	0.0020	753	735	771
107.449	42.826316	0.931	0.053	0.0791	0.0020	757	740	776
107.455	42.398249	0.920	0.054	0.0831	0.0021	763	745	782
107.466	41.855233	0.918	0.058	0.0728	0.0020	770	752	789
107.476	41.528893	0.926	0.056	0.0742	0.0020	775	757	794
107.487	41.425523	0.951	0.054	0.0820	0.0021	777	759	796
107.491	41.446641	0.954	0.058	0.0873	0.0024	775	757	795
107.497	41.546358	0.952	0.054	0.0907	0.0023	775	757	794
107.507	41.889329	1.000	0.051	0.0765	0.0018	770	753	789
107.518	42.451506	1.066	0.050	0.0809	0.0019	763	745	781

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β	B	B_max	B_min
107.528	43.216782	1.074	0.049	0.0844	0.0019	752	735	770
107.532	43.571549	1.039	0.049	0.0848	0.0019	747	730	765
107.539	44.182283	1.060	0.052	0.0896	0.0022	737	720	755
107.549	45.319492	1.029	0.053	0.0797	0.0020	720	704	738
107.560	46.635313	1.028	0.055	0.0729	0.0019	700	684	718
107.570	48.095033	1.012	0.054	0.0664	0.0017	678	663	695
107.574	48.699019	1.011	0.056	0.0793	0.0021	668	652	685
107.580	49.684591	1.042	0.053	0.0874	0.0022	653	638	670
107.591	51.407633	1.027	0.054	0.0777	0.0020	626	611	641
107.601	53.227451	1.028	0.051	0.0706	0.0017	597	583	611
107.612	55.14869	1.019	0.050	0.0712	0.0017	565	552	579
107.616	55.912238	1.015	0.051	0.0820	0.0019	552	539	566
107.622	57.137405	1.007	0.051	0.0861	0.0020	531	519	545
107.632	59.20875	1.021	0.052	0.0746	0.0018	495	484	508
107.635	59.753796	1.017	0.053	0.0764	0.0019	486	474	498
107.650	62.723266	1.026	0.052	0.0669	0.0016	434	423	444
107.661	65.136588	1.021	0.051	0.0680	0.0016	391	382	401
107.670	67.142417	1.010	0.050	0.0724	0.0017	355	347	364
107.678	68.831747	1.011	0.051	0.0747	0.0018	324	317	333
107.685	70.281894	1.012	0.050	0.0740	0.0017	299	291	306
107.689	71.202558	1.015	0.050	0.0772	0.0018	282	275	289
107.694	72.255259	1.016	0.050	0.0860	0.0020	263	257	270
107.695	72.642318	1.017	0.050	0.0783	0.0019	256	250	263
107.700	73.631373	1.023	0.051	0.0750	0.0018	239	233	245
107.704	74.48617	1.020	0.051	0.0793	0.0019	223	218	229
107.707	75.272423	1.017	0.053	0.0791	0.0020	209	204	215
107.715	76.888082	0.957	0.066	0.0764	0.0024	178	174	183
107.721	78.180417	0.946	0.067	0.0773	0.0024	156	152	161

Tabelle B.2. Cabouw, 18. April 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: 4.927, Breitengrad: 51.971, Seehöhe: -0.001 km.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
108.265	75.1155	1.03	.09	.080	0.0035
108.272	73.4702	1.05	.09	.0822	0.0036

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
108.276	72.4912	1.02	.09	.080	0.0035
108.281	71.3838	1.03	.09	.078	0.0034
108.287	70.1293	1.01	.09	.076	0.0033
108.292	69.1402	.97	.10	.077	0.0037
108.297	68.0110	.94	.11	.077	0.0038
108.302	66.9601	.98	.10	.079	0.0038
108.311	64.9826	.96	.11	.075	0.0037
108.322	62.5677	.97	.10	.074	0.0036
108.337	59.6022	.95	.11	.075	0.0037
108.341	58.6645	.95	.11	.076	0.0038
108.351	56.7053	.96	.10	.076	0.0037
108.361	54.7021	.96	.10	.076	0.0037
108.366	53.9440	.93	.11	.077	0.0040
108.372	52.7891	.88	.12	.076	0.0042
108.382	50.9658	.91	.11	.076	0.0041
108.393	49.2482	.88	.12	.073	0.0042
108.403	47.6530	.80	.15	.064	0.0046
108.407	47.0629	.77	.16	.068	0.0051
108.414	46.1967	.76	.16	.065	0.0049
108.424	44.8946	.75	.17	.058	0.0046
108.434	43.7593	.64	.20	.051	0.0048
108.445	42.8065	.63	.20	.048	0.0045
108.449	42.4846	.63	.21	.049	0.0047
108.455	42.0520	.62	.21	.052	0.0052
108.466	41.5066	.65	.22	.049	0.0050
108.476	41.1794	.63	.25	.044	0.0050
108.486	41.0758	.58	.27	.042	0.0053
108.491	41.0981	.60	.26	.044	0.0053
108.497	41.1976	.64	.24	.047	0.0054
108.507	41.5427	.63	.26	.047	0.0057
108.518	42.1059	.60	.30	.045	0.0062
108.528	42.8787	.68	.27	.046	0.0059
108.532	43.2386	.66	.28	.047	0.0060
108.539	43.8423	.65	.28	.048	0.0061
108.549	44.9910	.67	.28	.050	0.0066
108.559	46.3081	.65	.30	.052	0.0073
108.570	47.7768	.83	.26	.049	0.0059
108.574	48.4307	.82	.25	.048	0.0057
108.580	49.3758	.85	.24	.053	0.0058

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
108.591	51.0969	.76	.26	.047	0.0056
108.601	52.9323	.82	.21	.050	0.0049
108.611	54.8545	.88	.18	.053	0.0044
108.616	55.6399	.86	.18	.052	0.0044
108.622	56.8524	.85	.19	.052	0.0046
108.632	58.9234	.87	.17	.051	0.0040
108.636	59.7663	.95	.15	.056	0.0040
108.651	62.7378	.94	.16	.051	0.0038
108.662	65.1448	.92	.15	.049	0.0035
108.671	67.1486	.87	.15	.052	0.0037
108.679	68.8389	.87	.14	.054	0.0036
108.686	70.2915	.86	.13	.053	0.0032
108.690	71.2846	.89	.12	.056	0.0032
108.695	72.3819	.91	.12	.058	0.0032
108.697	72.6725	.89	.12	.054	0.0031
108.701	73.6342	.91	.12	.055	0.0031
108.705	74.4920	.93	.12	.056	0.0031
108.709	75.2810	.86	.12	.049	0.0029
108.716	76.9146	.83	.12	.054	0.0031
108.722	78.1887	.90	.11	.056	0.0029

Tabelle B.3. Cabouw, 18. April 2010: Ergebnisse der libRadtran-Strahlungsberechnungen, B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke, V steht für die Messungen der Vergleichsbestrahlungsstärke, und S steht für den Strahlungstransfer, _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
108.265	203	210	197	200	222	175	3	26	-23
108.272	232	239	225	228	252	201	3	28	-25
108.276	249	257	241	246	270	217	3	29	-27
108.281	268	277	260	265	290	235	3	30	-28
108.287	291	300	282	287	313	255	4	31	-30
108.292	307	317	298	305	331	272	2	31	-32
108.297	327	337	316	325	352	291	2	31	-34
108.302	346	357	335	344	371	308	2	32	-35
108.311	380	393	369	379	408	341	1	33	-38

siehe folgende Seite

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
108.322	424	437	411	422	452	382	2	35	-40
108.337	476	491	462	474	505	431	2	36	-43
108.341	492	508	478	490	521	447	2	37	-44
108.351	526	543	511	524	556	479	2	38	-45
108.361	560	578	543	558	590	512	2	39	-47
108.366	572	590	555	571	603	524	1	38	-49
108.372	589	608	571	590	623	542	-1	37	-51
108.382	620	640	601	620	653	571	0	39	-52
108.393	646	666	626	647	681	598	-2	38	-55
108.403	665	688	644	672	706	622	-7	34	-62
108.407	673	696	651	681	715	631	-8	33	-64
108.414	686	710	664	694	728	643	-8	33	-64
108.424	704	729	681	714	748	662	-10	32	-67
108.434	716	742	691	731	765	679	-15	28	-73
108.445	729	756	704	745	779	692	-15	28	-73
108.449	733	760	708	749	784	696	-16	28	-74
108.455	739	766	713	755	790	702	-17	28	-75
108.466	745	773	719	763	798	710	-18	26	-77
108.476	744	774	717	768	802	714	-23	22	-83
108.486	742	772	714	769	804	716	-27	19	-87
108.491	743	773	715	769	803	715	-26	20	-86
108.497	744	774	717	767	802	714	-23	22	-83
108.507	736	766	708	763	797	709	-26	20	-86
108.518	721	752	692	755	789	702	-34	13	-94
108.528	713	743	685	743	778	691	-30	15	-90
108.532	708	738	680	738	773	686	-30	15	-90
108.539	699	729	672	730	764	677	-30	15	-89
108.549	681	710	653	713	747	661	-32	13	-90
108.559	657	686	630	693	727	642	-36	9	-93
108.570	639	666	614	670	704	620	-31	12	-88
108.574	630	657	606	660	694	610	-30	13	-85
108.580	619	644	595	645	678	596	-26	16	-81
108.591	589	613	566	618	651	569	-29	12	-82
108.601	567	590	547	588	620	540	-20	19	-72
108.611	541	561	523	555	588	509	-14	24	-64
108.616	527	547	509	542	574	497	-15	23	-64
108.622	505	525	488	522	553	477	-16	21	-64
108.632	474	491	458	486	517	443	-12	24	-58
108.636	461	478	446	471	502	429	-10	25	-55

siehe folgende Seite

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
108.651	408	423	394	419	449	379	-11	22	-53
108.662	367	380	355	376	405	339	-9	22	-49
108.671	332	344	321	340	368	305	-8	22	-45
108.679	305	315	295	310	337	277	-6	23	-41
108.686	281	291	273	284	310	253	-3	25	-36
108.690	265	274	256	267	292	236	-2	25	-34
108.695	246	254	238	247	272	219	-1	24	-31
108.697	241	249	233	242	266	214	-1	24	-31
108.701	224	232	217	226	249	198	-1	23	-29
108.705	210	217	203	211	233	185	-1	22	-28
108.709	195	202	189	197	219	172	-2	21	-27
108.716	168	174	163	170	190	147	-2	20	-24
108.722	149	154	145	149	167	129	1	20	-20

Tabelle B.4. Cabouw, 17. Mai 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: 4.927, Breitengrad: 51.971, Seehöhe: -0.001 km.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
137.249	71.4662	0.69	0.26	0.0179	0.0048
137.269	67.0622	0.77	0.24	0.0186	0.0046
137.303	59.6788	0.73	0.22	0.0255	0.0057
137.330	53.6575	0.97	0.13	0.0255	0.0033
137.364	46.8050	1.01	0.15	0.0280	0.0041
137.380	43.6481	1.03	0.13	0.0277	0.0036
137.484	32.5985	1.07	0.14	0.0220	0.0031
137.495	32.7437	0.88	0.18	0.0267	0.0048
137.537	35.8032	0.99	0.12	0.0290	0.0036
137.589	43.8345	1.24	0.09	0.0188	0.0017
137.614	48.6910	1.43	0.09	0.0096	0.0009
137.680	62.8701	1.15	0.11	0.0145	0.0016
137.7185	71.4416	0.61	0.23	0.0185	0.0043
137.724	72.5891	0.60	0.23	0.0198	0.0045
137.725	72.8966	0.62	0.22	0.0199	0.0044
137.729	73.7615	0.65	0.20	0.0196	0.0040
137.733	74.5980	0.63	0.21	0.0208	0.0045

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
137.750	78.2931	0.44	0.35	0.0164	0.0058

Tabelle B.5. Cabouw, 17. Mai 2010: Ergebnisse der libRadtran-Strahlungsberechnungen B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke, V steht für die Messungen der Vergleichsbestrahlungsstärke, und S steht für den Strahlungstransfer, _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
137.249	236	249	226	279	295	262	-43	-23	-64
137.269	314	330	300	359	376	338	-44	-21	-69
137.303	447	469	428	490	509	465	-42	-13	-73
137.330	566	590	546	592	613	565	-26	6	-59
137.364	670	699	645	701	723	672	-31	6	-69
137.380	721	751	695	747	771	718	-27	11	-66
137.484	862	899	829	891	915	858	-29	16	-75
137.495	855	894	821	889	914	857	-34	12	-81
137.537	828	862	799	853	877	821	-24	18	-68
137.589	724	752	700	745	768	715	-21	16	-59
137.614	649	675	627	672	694	643	-23	11	-59
137.680	411	428	397	433	452	411	-22	3	-49
137.719	243	255	233	280	295	262	-37	-17	-57
137.724	224	235	215	259	274	242	-35	-17	-54
137.725	220	230	211	254	268	237	-34	-16	-53
137.729	208	218	200	238	253	222	-30	-13	-48
137.733	192	201	185	224	237	208	-31	-15	-48
137.750	121	128	115	159	171	147	-39	-25	-53

Tabelle B.6. Cabouw, 18. Mai 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: 4.927, Breitengrad: 51.971, Seehöhe: -0.001 km.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
138.235	74.4153	0.57	0.12	0.0117	0.0014

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
138.239	73.5472	0.56	0.12	0.0110	0.0013
138.244	72.5721	0.55	0.12	0.0105	0.0012
138.249	71.4690	0.55	0.13	0.0106	0.0014
138.302	59.6877	0.59	0.13	0.0191	0.0024
138.330	53.6627	0.62	0.13	0.0221	0.0029
138.339	51.7544	0.50	0.14	0.0256	0.0036
138.349	49.5814	0.37	0.16	0.0157	0.0025
138.359	47.4689	0.37	0.18	0.0176	0.0033
138.364	46.6399	0.34	0.17	0.0173	0.0030
138.370	45.4266	0.38	0.19	0.0193	0.0037
138.401	39.8443	0.44	0.18	0.0237	0.0042
138.412	38.2263	0.47	0.18	0.0244	0.0043
138.443	34.3833	0.51	0.15	0.0267	0.0041
138.464	32.8780	0.53	0.11	0.0267	0.0030
138.526	34.4861	0.65	0.12	0.0265	0.0032
138.537	35.5952	0.67	0.10	0.0305	0.0032
138.547	36.9018	0.64	0.10	0.0301	0.0030
138.568	40.0132	0.69	0.11	0.0295	0.0034
138.609	47.6764	0.47	0.20	0.0228	0.0045
138.620	49.7933	0.41	0.24	0.0213	0.0052
138.630	51.9596	0.35	0.23	0.0179	0.0042
138.639	53.8768	0.34	0.23	0.0158	0.0037
138.667	59.9167	0.43	0.20	0.0197	0.0041
138.680	62.8639	0.53	0.18	0.0256	0.0046
138.691	65.2837	0.59	0.16	0.0280	0.0044
138.700	67.2821	0.64	0.13	0.0289	0.0039
138.708	68.9565	0.59	0.13	0.0284	0.0038
138.715	70.4063	0.58	0.13	0.0301	0.0040
138.719	71.3949	0.54	0.14	0.0286	0.0040
138.725	72.5793	0.52	0.14	0.0277	0.0040
138.726	72.8488	0.54	0.14	0.0285	0.0041
138.730	73.7329	0.56	0.14	0.0298	0.0041
138.734	74.5983	0.56	0.13	0.0293	0.0038
138.738	75.3828	0.57	0.12	0.0289	0.0035
138.745	77.0048	0.55	0.12	0.0302	0.0037
138.751	78.3266	0.51	0.12	0.0274	0.0032

Tabelle B.7. Cabouw, 18. Mai 2010: Ergebnisse der libRadtran-Strahlungsberechnungen B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke, V steht für die Messungen der Vergleichsbestrahlungsstärke, und S steht für den Strahlungstransfer, _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
138.235	212	220	205	227	241	211	-15	1	-32
138.239	226	234	218	242	256	226	-16	0	-34
138.244	244	253	236	260	274	243	-16	1	-35
138.249	260	270	251	279	295	262	-19	-1	-39
138.302	468	487	452	489	509	465	-21	6	-50
138.330	569	592	549	592	613	565	-23	8	-56
138.339	600	624	579	623	645	596	-23	9	-58
138.349	631	658	608	658	680	630	-26	8	-63
138.359	660	689	635	691	713	662	-31	6	-69
138.364	675	704	650	703	726	674	-28	8	-66
138.370	690	720	663	721	744	692	-31	7	-71
138.401	771	805	742	801	824	770	-29	12	-72
138.412	793	827	763	822	846	791	-29	13	-73
138.443	845	880	814	870	894	838	-25	18	-69
138.464	869	902	840	888	912	855	-19	23	-62
138.526	848	881	819	869	893	837	-21	21	-64
138.537	837	869	809	855	880	823	-18	22	-60
138.547	822	853	795	839	863	807	-17	22	-59
138.568	778	808	751	798	822	768	-20	18	-61
138.609	654	683	628	687	710	659	-34	3	-72
138.620	613	642	587	654	676	627	-42	-5	-80
138.630	580	608	556	620	641	593	-40	-5	-76
138.639	549	575	526	588	609	562	-40	-6	-74
138.667	451	471	433	485	505	461	-35	-6	-65
138.680	403	420	388	434	452	411	-31	-5	-58
138.691	364	379	351	390	408	369	-26	-3	-52
138.700	333	346	321	355	372	334	-22	0	-45
138.708	304	316	294	324	341	305	-20	0	-42
138.715	279	290	269	298	314	280	-20	0	-40
138.719	261	271	252	281	296	263	-20	-2	-40
138.725	239	248	231	259	274	242	-20	-3	-39
138.726	234	244	226	255	269	238	-20	-3	-39
138.730	220	229	212	239	253	223	-19	-2	-37

siehe folgende Seite

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
138.734	207	215	200	224	237	208	-17	-1	-34
138.738	194	202	188	210	223	195	-15	0	-32
138.745	167	173	162	181	194	168	-14	-1	-29
138.751	146	152	141	159	170	146	-13	0	-26

Tabelle B.8. Chilbolton, 16. März 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: -1.437, Breitengrad: 51.144, Seehöhe: 0.088 km.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
106.292	73.479	-1.26	0.07	0.0534	0.0026
106.301	71.401	-1.26	0.07	0.0505	0.0025
106.311	69.223	-1.21	0.08	0.0518	0.0028
106.369	56.903	-1.05	0.07	0.0827	0.0039
106.442	44.856	-1.10	0.08	0.0714	0.0039
106.463	42.720	-1.12	0.07	0.0792	0.0037
106.467	42.393	-1.13	0.07	0.0803	0.0040
106.494	41.053	-1.15	0.07	0.0734	0.0036
106.515	41.069	-1.13	0.07	0.0659	0.0035
106.525	41.421	-0.79	0.13	0.0384	0.0036
106.577	46.285	-0.73	0.15	0.0332	0.0036
106.588	47.781	-0.79	0.15	0.0349	0.0037
106.592	48.428	-0.72	0.17	0.0294	0.0036
106.609	51.170	-0.54	0.30	0.0148	0.0031
106.629	54.994	-0.54	0.27	0.0195	0.0038
106.634	55.827	-0.61	0.24	0.0246	0.0042
106.640	57.030	-0.70	0.21	0.0278	0.0041
106.653	59.745	-0.96	0.15	0.0348	0.0036
106.667	62.710	-0.98	0.15	0.0331	0.0035
106.678	65.119	-1.02	0.15	0.0313	0.0033
106.688	67.126	-1.05	0.15	0.0302	0.0031
106.695	68.813	-1.06	0.14	0.0304	0.0031
106.702	70.266	-1.07	0.13	0.0315	0.0030
106.706	71.185	-1.07	0.13	0.0323	0.0029
106.709	71.928	-1.07	0.12	0.0343	0.0030
106.712	72.627	-1.09	0.12	0.0346	0.0029

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
106.717	73.598	-1.09	0.11	0.0362	0.0029
106.721	74.463	-1.10	0.11	0.0362	0.0028
106.724	75.243	-1.09	0.11	0.0368	0.0028
106.731	76.870	-1.10	0.11	0.0381	0.0029
106.737	78.165	-1.09	0.11	0.0395	0.0030

Tabelle B.9. Chilbolton, 16. März 2010: Ergebnisse der libRadtran-Strahlungsberechnungen B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke, V steht für die Messungen der Vergleichsbestrahlungsstärke, und S steht für den Strahlungstransfer, _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
106.292	237	244	231	235	257	211	2	25	-23
106.301	274	281	267	272	295	246	2	26	-26
106.311	312	320	304	311	335	282	1	27	-29
106.369	534	548	521	529	557	492	5	36	-35
106.442	725	744	707	723	753	681	2	37	-44
106.463	759	778	740	754	784	711	4	40	-43
106.467	762	782	744	759	789	716	3	39	-44
106.494	781	801	762	778	808	734	3	39	-44
106.515	780	800	761	778	808	734	2	38	-45
106.525	765	787	744	773	803	729	-8	29	-56
106.577	690	711	670	702	731	660	-12	24	-58
106.588	667	687	648	679	708	637	-12	24	-57
106.592	652	672	633	669	698	628	-17	19	-62
106.609	586	608	566	625	654	585	-39	-3	-84
106.629	527	546	509	562	590	523	-35	0	-77
106.634	517	535	500	548	576	510	-31	3	-72
106.640	503	520	487	527	555	490	-24	9	-65
106.653	465	480	452	480	508	444	-15	17	-53
106.667	412	425	400	428	455	394	-15	14	-51
106.678	369	381	358	385	411	353	-15	13	-49
106.688	333	344	323	349	374	318	-15	12	-47
106.695	304	314	295	318	343	289	-14	12	-44
106.702	280	289	272	292	316	265	-12	14	-40
106.706	265	273	258	276	299	249	-10	14	-38

siehe folgende Seite

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
106.709	253	261	246	262	285	237	-9	15	-36
106.712	242	249	235	250	273	225	-8	15	-34
106.717	226	233	219	233	255	209	-7	16	-32
106.721	211	218	205	218	239	195	-6	16	-30
106.724	198	204	193	204	225	182	-6	16	-29
106.731	171	176	166	176	195	156	-5	15	-26
106.737	150	154	145	154	172	136	-5	14	-23

Tabelle B.10. Chilbolton, 18. März 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: -1.437, Breitengrad: 51.144, Seehöhe: 0.088 km.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
108.269	78.059	0,85	0,14	0.0375	0.0038
108.275	76.761	0,84	0,14	0.0377	0.0039
108.282	75.127	0,82	0,14	0.0390	0.0039
108.287	74.035	0,81	0,14	0.0401	0.0040
108.289	73.480	0,80	0,14	0.0398	0.0039
108.294	72.506	0,81	0,14	0.0406	0.0041
108.299	71.404	0,79	0,15	0.0385	0.0041
108.304	70.143	0,79	0,15	0.0392	0.0042
108.308	69.217	0,78	0,15	0.0392	0.0043
108.312	68.462	0,78	0,15	0.0395	0.0043
108.318	66.998	0,77	0,16	0.0378	0.0042
108.327	64.992	0,76	0,16	0.0377	0.0042
108.339	62.578	0,78	0,16	0.0350	0.0039
108.353	59.617	0,79	0,15	0.0341	0.0037
108.358	58.437	0,70	0,18	0.0334	0.0042
108.369	56.324	0,72	0,17	0.0314	0.0038
108.379	54.273	0,77	0,16	0.0268	0.0031
108.383	53.468	0,76	0,16	0.0282	0.0032
108.389	52.313	0,74	0,17	0.0259	0.0031
108.400	50.439	0,49	0,27	0.0252	0.0049
108.410	48.677	0,58	0,23	0.0226	0.0037
108.421	47.038	0,54	0,25	0.0222	0.0040
108.425	46.401	0,43	0,31	0.0234	0.0051

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
108.431	45.539	0,39	0,33	0.0226	0.0053
108.442	44.195	0,37	0,35	0.0231	0.0058
108.452	43.024	0,41	0,33	0.0208	0.0049
108.462	42.037	0,52	0,27	0.0197	0.0037
108.467	41.689	0,57	0,24	0.0218	0.0037
108.473	41.257	0,74	0,18	0.0199	0.0025
108.483	40.692	0,77	0,17	0.0148	0.0018
108.494	40.352	0,75	0,18	0.0146	0.0018
108.514	40.368	0,68	0,20	0.0124	0.0017
108.525	40.726	0,82	0,17	0.0115	0.0014
108.535	41.307	0,67	0,20	0.0112	0.0016
108.550	42.493	0,45	0,29	0.0183	0.0037
108.556	43.098	0,53	0,26	0.0183	0.0033
108.567	44.284	0,66	0,21	0.0153	0.0023
108.577	45.637	0,88	0,18	0.0115	0.0014
108.587	47.148	0,82	0,19	0.0093	0.0012
108.592	47.802	0,84	0,19	0.0114	0.0015
108.598	48.792	0,84	0,17	0.0119	0.0014
108.608	50.561	0,87	0,17	0.0114	0.0013
108.619	52.436	0,87	0,16	0.0137	0.0015
108.629	54.409	0,89	0,16	0.0136	0.0015
108.633	55.219	0,94	0,15	0.0150	0.0016
108.639	56.453	1,00	0,15	0.0143	0.0015
108.650	58.573	1,01	0,15	0.0140	0.0015
108.656	59.755	1,06	0,15	0.0141	0.0015
108.670	62.719	1,11	0,16	0.0165	0.0019
108.681	65.127	1,12	0,16	0.0177	0.0020
108.690	67.131	1,17	0,16	0.0193	0.0022
108.697	68.825	1,19	0,17	0.0206	0.0024
108.704	70.272	1,11	0,19	0.0184	0.0025
108.714	72.634	1,01	0,24	0.0188	0.0032
108.719	73.603	1,05	0,25	0.0197	0.0034
108.723	74.469	1,03	0,25	0.0191	0.0034

Tabelle B.11. Chilbolton, 18. März 2010: Ergebnisse der libRadtran-Strahlungsberechnungen B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke, V steht für die Messungen der Vergleichsbestrahlungsstärke, und S steht für den Strahlungstransfer, _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
108.269	147	151	142	156	174	138	-9	10	-28
108.275	167	172	163	178	197	158	-10	10	-31
108.282	196	201	190	206	227	184	-10	12	-33
108.287	215	221	209	225	247	202	-10	12	-34
108.289	224	231	218	235	257	211	-10	13	-35
108.294	241	248	234	252	274	227	-11	13	-37
108.299	259	267	252	271	295	245	-12	12	-40
108.304	281	289	273	294	318	267	-13	13	-41
108.308	297	305	288	310	335	282	-14	12	-43
108.312	310	319	302	324	349	295	-14	13	-44
108.318	335	345	326	350	376	320	-15	12	-47
108.327	371	382	361	386	413	354	-15	13	-49
108.339	414	426	403	429	456	396	-15	14	-51
108.353	467	480	454	481	509	446	-15	16	-52
108.358	483	497	469	502	530	466	-19	13	-58
108.369	521	536	507	538	567	501	-18	15	-57
108.379	556	572	541	573	602	535	-17	16	-58
108.383	570	586	555	586	615	548	-16	17	-58
108.389	588	604	572	605	635	566	-17	16	-60
108.400	601	621	582	636	665	596	-35	1	-79
108.410	635	655	617	664	693	623	-28	7	-73
108.421	657	678	638	689	719	648	-32	5	-77
108.425	658	681	637	699	729	657	-40	-3	-87
108.431	668	691	645	712	742	670	-44	-6	-92
108.442	684	709	661	732	762	690	-47	-8	-96
108.452	705	730	682	749	779	706	-44	-5	-92
108.462	729	753	707	763	793	720	-33	5	-82
108.467	739	762	718	768	798	725	-29	9	-77
108.473	755	777	736	774	804	731	-18	19	-66
108.483	764	786	745	782	812	738	-17	20	-65
108.494	768	789	748	786	817	743	-19	18	-67
108.514	765	787	744	786	816	743	-21	16	-69
108.525	763	784	744	781	811	738	-18	19	-65

siehe folgende Seite

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
108.535	751	773	731	773	803	730	-22	15	-69
108.550	720	744	698	756	787	714	-37	2	-85
108.556	716	739	695	748	778	705	-32	6	-79
108.567	705	726	686	730	761	688	-25	11	-72
108.577	689	709	671	710	740	668	-21	15	-67
108.587	665	684	647	687	717	646	-22	13	-67
108.592	654	673	637	677	707	636	-23	12	-67
108.598	643	661	626	662	692	621	-19	15	-63
108.608	615	632	599	634	663	594	-19	15	-62
108.619	586	602	571	603	633	564	-17	16	-59
108.629	553	568	539	571	600	532	-17	15	-58
108.633	540	555	526	557	586	519	-17	16	-57
108.639	519	533	505	536	565	499	-18	14	-57
108.650	481	495	469	500	528	464	-18	13	-56
108.656	461	473	449	479	507	444	-18	13	-55
108.670	405	417	394	427	454	393	-22	8	-57
108.681	363	373	353	384	410	352	-21	7	-54
108.690	326	336	317	348	373	318	-22	6	-53
108.697	296	305	287	318	342	289	-22	4	-52
108.704	267	275	259	292	316	264	-25	0	-53
108.714	218	226	211	250	272	225	-31	-7	-57
108.719	201	208	194	232	254	209	-32	-8	-56
108.723	186	193	180	217	239	194	-31	-8	-54

Tabelle B.12. Chilbolton, 19. März 2010: Liste der Daten, die zur libRadtran-Berechnung der Bestrahlungsstärke verwendet wurden. Weitere Angaben zu geographischen Lage der Station, Längengrad: -1.437, Breitengrad: 51.144, Seehöhe: 0.088 km.

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
109.281	75.131	1,09	0,31	0.0478	0.0105
109.297	71.408	1,07	0,30	0.0418	0.0088
109.303	70.149	1,02	0,31	0.0369	0.0082
109.307	69.181	1,05	0,29	0.0371	0.0076
109.317	67.001	0,99	0,32	0.0337	0.0077
109.337	62.584	1,09	0,27	0.0379	0.0074
109.351	59.620	1,04	0,28	0.0349	0.0069

siehe folgende Seite

Tag	Zenitwinkel	α	β	Fehler α	Fehler β
109.368	56.039	1,14	0,26	0.0427	0.0080
109.379	53.982	1,16	0,26	0.0446	0.0082
109.383	53.179	1,07	0,28	0.0353	0.0071
109.389	52.021	1,09	0,28	0.0375	0.0074
109.431	45.225	0,96	0,31	0.0302	0.0066
109.441	43.871	1,06	0,27	0.0360	0.0068
109.452	42.693	1,13	0,27	0.0450	0.0087
109.473	40.919	1,15	0,27	0.0407	0.0077
109.483	40.349	1,12	0,25	0.0354	0.0063
109.525	40.381	1,11	0,23	0.0333	0.0054
109.535	40.966	1,15	0,21	0.0314	0.0046
109.566	43.958	1,17	0,22	0.0257	0.0039
109.608	50.259	1,09	0,25	0.0192	0.0033
109.618	52.139	1,11	0,22	0.0187	0.0029
109.633	54.930	1,07	0,22	0.0201	0.0032
109.639	56.166	1,17	0,21	0.0195	0.0029
109.650	58.288	1,26	0,23	0.0240	0.0038
109.657	59.756	1,27	0,20	0.0237	0.0034
109.691	67.131	1,36	0,22	0.0333	0.0053
109.705	70.275	1,39	0,25	0.0406	0.0072
109.709	71.213	1,41	0,24	0.0396	0.0067
109.713	71.963	1,41	0,25	0.0431	0.0077

Tabelle B.13. Chilbolton, 18. März 2010: Ergebnisse der libRadtran-Strahlungsberechnungen B steht für die kurzwellige Bestrahlungsstärke, V steht für die Messungen der Vergleichsbestrahlungsstärke, und S steht für den Strahlungstransfer, _max und _min geben jeweils die obere und untere Fehlerschranke an.

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
109.281	167	174	159	206	227	184	-39	-17	-62
109.297	229	239	219	271	295	245	-43	-17	-70
109.303	247	258	237	294	318	266	-47	-20	-76
109.307	267	278	256	311	336	283	-44	-17	-74
109.317	299	312	287	350	376	320	-51	-22	-84
109.337	383	398	368	429	456	396	-47	-15	-83
109.351	433	450	417	481	509	446	-48	-16	-87

siehe folgende Seite

Tag	B	B_max	B_min	V	V_max	V_min	S	S_max	S_min
109.368	496	515	477	543	572	506	-47	-13	-89
109.379	531	551	511	578	607	539	-47	-11	-90
109.383	541	562	521	591	620	552	-50	-15	-94
109.389	560	582	540	610	639	571	-50	-14	-94
109.431	663	689	639	717	747	675	-53	-14	-102
109.441	691	716	667	736	767	694	-46	-6	-94
109.452	705	732	679	754	784	711	-49	-8	-99
109.473	731	758	704	778	809	735	-48	-7	-98
109.483	743	770	718	786	817	743	-43	-3	-93
109.525	748	774	724	786	816	743	-38	2	-87
109.535	744	769	721	778	808	735	-33	6	-82
109.566	699	722	677	735	765	693	-36	2	-84
109.608	596	617	577	639	668	599	-42	-6	-86
109.618	572	591	555	608	637	569	-36	-1	-79
109.633	525	543	509	562	591	524	-36	-3	-78
109.639	505	522	490	541	570	504	-36	-3	-76
109.650	463	480	448	504	533	468	-41	-9	-80
109.657	443	458	430	479	507	444	-35	-4	-73
109.691	309	321	298	348	373	318	-39	-11	-71
109.705	249	260	239	292	316	264	-42	-16	-71
109.709	236	245	226	275	298	248	-39	-14	-67
109.713	221	231	212	261	285	236	-40	-15	-67

C Bildquellen

:

- Abb.2.1, Bildquelle: (Ayris & Delmelle, 2012) <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1474706511000775>
- Abb. 2.2, Bildquelle: (Sturkell *et al.*, 2003) <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1571086609013025>
- Abb. 2.3, Bildquelle: (Karlsdóttir *et al.*, 2012) http://www.vedur.is/media/ICA0report_web.pdf
- Abb. 2.4, Bildquelle: (Gudmundsson *et al.*, 2012) http://www.nature.com/srep/2012/120813/srep00572/full/srep00572.html?WT.ec_id=SREP-20120821
- Abb. 2.5, Bildquelle: (Gislason *et al.*, 2011) <http://www.pnas.org/content/108/18/7307.full>
- Abb. 2.6; Bildquelle: (Gudmundsson *et al.*, 2012) http://www.nature.com/srep/2012/120813/srep00572/full/srep00572.html?WT.ec_id=SREP-20120821
- Abb. 2.7, Bildquelle: MODIS Satelliten http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?image=crefl2_143.A2010105115000-2010105132000.2km.jpg und http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?image=crefl1_143.A2010105131500-2010105132000.2km.jpg
- Abb. 2.8, Bildquelle: (Gudmundsson *et al.*, 2012) http://www.nature.com/srep/2012/120813/srep00572/full/srep00572.html?WT.ec_id=SREP-20120821
- Abb. 3.1, Bildquelle: AERONET-Homepage http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_piece_of_map_opera_v2_new?level=3

- Abb. 3.2, Bildquelle: AERONET-Homepage http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_piece_of_map_opera_v2_new
- Abb. 3.3, Bildquelle: BSRN-Homepage <http://www.bsrn.awi.de/en/stations/maps/>
- Abb. A.1, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.2, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.3, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.4, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.5, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.6, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.7, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.9, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.10, Bildquelle: Met Office London http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html
- Abb. A.11, Bildquelle: (Matthias *et al.*, 2012) <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1352231011007011>
- Abb. A.12, Bildquelle MODIS bzw. AERONET-Station Cabouw http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Cabouw&nachal=0&year=18&month=3&day=15&aero_water=0&level=1&if_day=0&if_err=0&place_code=10&year_or_month=8&modis_num=1&satellite=terra
- Abb. A.13, Bildquelle MODIS bzw. AERONET-Station Chilbolton http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Chilbolton&nachal=0&year=18&month=3&day=17&aero_water=0&level=1&if_day=0&if_err=0&place_code=10&year_or_month=0

- Abb. A.14, Bildquelle MODIS bzw. AERONET-Station Cabouw http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Cabauw&nachal=0&year=18&month=4&day=16&aero_water=0&level=1&if_day=0&if_err=0&place_code=10&year_or_month=0

D Datenquellen

- AERONET-Station Andenes, StationsleiterInnen: Victoria E. Cachorro Revilla, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Andenes&nachal=2&level=1&place_code=10
- AERONET-Station Cabouw, StationsleiterInnen: J.S. (Bas) Henzing, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Cabouw&nachal=2&level=1&place_code=10
- AERONET-Station Chilbolton, StationsleiterInnen: Iain H. Woodhouse und Judith Agnew, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Chilbolton&nachal=2&level=1&place_code=10
- AERONET-Station Hamburg, StationsleiterInnen: Stefan Kinne, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Hamburg&nachal=2&level=1&place_code=10
- AERONET-Station Ittoqqortoormiit, StationsleiterInnen: Brent Holben, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Ittoqqortoormiit&nachal=2&level=1&place_code=10
- AERONET-Station Wytham_Woods, StationsleiterInnen: Charles George und Michele Taylor, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new?site=Wytham_Woods&nachal=2&level=1&place_code=10,
- BSRN-Station Cabouw, StationsleiterInnen: Wouter Knap, <http://www.knmi.nl/bsrn/>

References

- Amber, Jenkins. 2009. *The year without a summer*. <http://climate.nasa.gov/blog/183>. Online seit 08.10.2009; letzter Zugriff 10-Mai-2013.
- Ayris, Paul Martin, & Delmelle, Pierre. 2012. The immediate environmental effects of tephra emission. *Bulletin of Volcanology*, **74**(9), 1905–1936.
- Bonadonna, Costanza, & Phillips, Jeremy C. 2003. Sedimentation from strong volcanic plumes. *Journal of geophysical research*, **108**(B7), 2340.
- Cole-Dai, Jihong. 2010. Volcanoes and climate. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **1**(6), 824–839.
- Darbyshire, Fiona A, Priestley, Keith F, White, Robert S, Stefánsson, Ragnar, Gudmundsson, Gunnar B, & Jakobsdóttir, Steinunn S. 2000. Crustal structure of central and northern Iceland from analysis of teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, **143**(1), 163–184.
- Davies, Siwan M, Larsen, Gudrun, Wastegård, Stefan, Turney, Chris SM, Hall, Valerie A, Coyle, Lisa, & Thordarson, Thor. 2010. Widespread dispersal of Icelandic tephra: how does the Eyjafjöll eruption of 2010 compare to past Icelandic events? *Journal of Quaternary Science*, **25**(5), 605–611.
- Derimian, Y, Dubovik, O, Tanre, D, Goloub, P, Lapyonok, T, & Mortier, A. 2012. Optical properties and radiative forcing of the Eyjafjallajökull volcanic ash layer observed over Lille, France, in 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **117**(D9).
- Devenish, BJ, Thomson, DJ, Marengo, F, Leadbetter, SJ, Ricketts, H, & Dacre, HF. 2012. A study of the arrival over the United Kingdom in April 2010 of the Eyjafjallajökull ash cloud using ground-based lidar and numerical simulations. *Atmospheric Environment*, **48**, 152–164.

- Dubovik, O, Smirnov, A, Holben, BN, King, MD, Kaufman, YJ, Eck, TF, & Slutsker, I. 2000. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **105**(D8), 9791–9806.
- Forsyth, PY. 1988. In the wake of Etna, 44 BC. *Classical Antiquity*, **7**(1), 49–57.
- Franklin, Benjamin. 1784. Meteorological imaginations and conjectures. *Page 1784 of: Manchester Literary and Philosophical Society Memoirs and Proceedings*, vol. 2.
- Gislason, SR, Hassenkam, Tue, Nedel, Sorin, Bovet, N, Eiríksdóttir, ES, Alfredsson, HA, Hem, Caroline Piper, Balogh, Zoltan Imre, Dideriksen, Knud, Oskarsson, N, *et al.* 2011. Characterization of Eyjafjallajökull volcanic ash particles and a protocol for rapid risk assessment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **108**(18), 7307–7312.
- Gíslason, SR, Alfredsson, HA, Eiríksdóttir, ES, Hassenkam, Tue, & Stipp, Susan Louise Svane. 2011. Volcanic ash from the 2010 Eyjafjallajökull eruption. *Applied Geochemistry*, **26**, S188–S190.
- Graf, H. 2002. Klimaänderungen durch Vulkane. *Numerische Klimamodelle—Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?*, 133.
- Gudmundsson, A.T., & Sigurðsson, R.T. 2010. *Eyjafjallajökull: Der ungezähmte Vulkan*. Bassermann.
- Gudmundsson, M. T., Thordarson, T., Hoskuldsson, A., Larsen, G., Jónsdóttir, I., Oddsson, B., Magnusson, E., Hognadóttir, T., Sverrisdóttir, G., Oskarsson, N., Thorsteinsson, T., Vogfjörð, K. S., Björnsson, H., Pedersen, G. N., Jakobsdóttir, S., Hjaltadóttir, S., Roberts, M. J., Gudmundsson, G. B., Zophoniasson, S., & Hoskuldsson, F. 2010. The Eyjafjallajökull eruption in April-May 2010; course of events, ash generation and ash dispersal (Invited). *AGU Fall Meeting Abstracts*, Dec., F1.
- Gudmundsson, Magnús T, Thordarson, Thorvaldur, Höskuldsson, Ármann, Larsen, Gudrún, Björnsson, Halldór, Prata, Fred J, Oddsson, Björn, Magnússon, Eyjólfur, Högnadóttir, Thórdís, Petersen, Guðrún Nína, *et al.* 2012. Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland. *Scientific reports*, **2**.

- Hinds, W.C. 1999. *Aerosol technology: properties, behavior, and measurement of airborne particles*. Wiley-Interscience. Wiley.
- Hjaltadóttir, S, & Vogfjörð, KS. 2010. Seismic evidence of magma transport in Eyjafjallajökull during 2009-2010. *Page 02 of: AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1.
- Karlsdóttir, Sigrún, Gylfason, Ágúst Gunnar, Höskuldsson, Ármann, Brandsdóttir, Bryndís, Ilyinskaya, Evgenia, Gudmundsson, Magnús Tumi, Högnadóttir, Þórdís, & Þorkelsson, Barði. 2012. The 2010 Eyjafjallajökull eruption, Iceland. *International Volcanic Ash Task Force IVATF/4-IP/2*. http://www.vedur.is/media/ICA0report_web.pdf, Online; letzter Zugriff 06-Mai-2013.
- Kraus, H. 2004. *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer.
- Kylling, A, Stamnes, K, & Tsay, S-C. 1995. A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: Documentation of accuracy in realistic layered media. *Journal of Atmospheric Chemistry*, **21**(2), 115–150.
- Lamb, Hubert Horace. 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 425–533.
- Larsen, Guðrún, Dugmore, Andrew, & Newton, Anthony. 1999. Geochemistry of historical-age silicic tephras in Iceland. *The Holocene*, **9**(4), 463–471.
- Lund, Katrin Anna, & Benediktsson, Karl. 2011. Inhabiting a risky earth: The Eyjafjallajökull eruption in 2010 and its impacts (Respond to this article at <http://www.therai.org.uk/at/debate>). *Anthropology Today*, **27**(1), 6–9.
- Magnússon, E, Gudmundsson, MT, Roberts, MJ, Sigurðsson, G, Höskuldsson, F, & Oddsson, B. 2012. Ice-volcano interactions during the 2010 Eyjafjallajökull eruption, as revealed by airborne imaging radar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **117**(B7).
- Matthias, Volker, Aulinger, Armin, Bieser, Johannes, Cuesta, Juan, Geyer, Beate, Langmann, Bärbel, Serikov, Ilya, Mattis, Ina, Minikin, Andreas, Mona, Lucia, *et al.* 2012. The ash dispersion over Europe during the

- Eyjafjallajökull eruption—Comparison of CMAQ simulations to remote sensing and air-borne in-situ observations. *Atmospheric Environment*, **48**, 184–194.
- Mayer, Bernhard, Kylling, Arve, Emde, Claudia, Hamann, Ulrich, & Buras, Robert. 2011. libRadtran user’s guide.
- Met, Office. 2010. *Volcanic Ash Advisory from London - Issues graphics*. http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/vaacuk_vag.html. Online; letzter Zugriff 22-Mai-2013.
- Ohmura, Atsumu, Gilgen, Hans, Hegner, Herman, Müller, Guido, Wild, Martin, Dutton, Ellsworth G, Forgan, Bruce, Fröhlich, Claus, Philipona, Rolf, Heimo, Alain, *et al.* 1998. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**(10), 2115–2136.
- Oroian, I, *et al.* 2010. Eyjafjallajökull Volcano Eruption—A Brief Approach. *ProEnvironment*, **3**, 5–8.
- Pedersen, Rikke, & Sigmundsson, Freysteinn. 2004. InSAR based sill model links spatially offset areas of deformation and seismicity for the 1994 unrest episode at Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *Geophysical Research Letters*, **31**(14), L14610.
- Pedersen, Rikke, & Sigmundsson, Freysteinn. 2006. Temporal development of the 1999 intrusive episode in the Eyjafjallajökull volcano, Iceland, derived from InSAR images. *Bulletin of volcanology*, **68**(4), 377–393.
- Petersen, Guðrún Nína. 2010. A short meteorological overview of the Eyjafjallajökull eruption 14 April–23 May 2010. *Weather*, **65**(8), 203–207.
- Radakovits, Patricia. 2012. *Einfluss der, durch die Brände in Russland/Osteuropa 2010 emittierten Aerosole, auf die kurzweilige, nach unten gerichtete, solare Strahlung*. Diplomarbeit, Universität Wien.
- Robock, Alan. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, **38**(2), 191–219.
- Robock, Alan, & Mao, Jianping. 1992. Winter warming from large volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, **19**(24), 2405–2408.
- Robock, Alan, & Mass, Clifford. 1982. The Mount St. Helens volcanic eruption of 18 May 1980: Large short-term surface temperature effects. *Science*, **216**(4546), 628–630.

- Sigmarsson, O, Vlastelic, I, Andreasen, R, Bindeman, I, Devidal, JL, Moune, S, Keiding, JK, Larsen, G, Höskuldsson, A, & Thordarson, Th. 2011. Remobilization of silicic intrusion by mafic magmas during the 2010 Eyjafjallajökull eruption. *Solid Earth*, **2**, 271–281.
- Sigmundsson, Freysteinn, Hreinsdóttir, Sigrún, Hooper, Andrew, Árnadóttir, Thóra, Pedersen, Rikke, Roberts, Matthew J, Óskarsson, Niels, Auriac, Amandine, Decriem, Judicael, Einarsson, Páll, *et al.* 2010. Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature*, **468**(7322), 426–430.
- Simper, G. 2005. *Vulkanismus verstehen und erleben*. Feuerland-Verlag.
- Sinyuk, Alexander, Holben, Brent N, Smirnov, Alexander, Eck, Thomas F, Slutsker, Ilya, Schafer, Joel S, Giles, David M, & Sorokin, Mikhail. 2012. Assessment of error in aerosol optical depth measured by AERONET due to aerosol forward scattering. *Geophysical Research Letters*, **39**(23).
- Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. 2013a. *Smithsonian Institution, Global Volcanism Program: Eyjafjallajökull*. <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1702-02=&volpage=erupt>. Online; letzter Zugriff 10-Mai-2013.
- Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. 2013b. *Smithsonian Institution, Global Volcanism Program: Katla*. <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1702-03=&volpage=erupt>. Online; letzter Zugriff 10-Mai-2013.
- Stevenson, John A, Loughlin, S, Rae, C, Thordarson, T, Milodowski, AE, Gilbert, JS, Harangi, S, Lukács, R, Højgaard, B, Árting, U, *et al.* 2012. Distal deposition of tephra from the Eyjafjallajökull 2010 summit eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **117**(B6).
- Sturkell, Erik, Sigmundsson, Freysteinn, & Einarsson, Páll. 2003. Recent unrest and magma movements at Eyjafjallajökull and Katla volcanoes, Iceland. *Journal of geophysical research*, **108**(B8), 2369.
- Sturkell, Erik, Einarsson, Páll, Sigmundsson, Freysteinn, Hooper, Andy, Ófeigsson, Benedikt G, Geirsson, Halldór, & Ólafsson, Halldór. 2010. 2 Katla and Eyjafjallajökull Volcanoes. *Developments in Quaternary Sciences*, **13**, 5–21.

- Thordarson, Th., & Larsen, G. 2007. Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*, **43**(1), 118–152.
- Thordarson, Thorvaldur, Hayward, Chris, Moune, Séverine, Hartley, Margaret, Sigmarsson, Olgeir, Höskuldsson, Á., Guðmundsson, MT, & Sigmundsson, F. 2011a. The 20 March–12 April 2010 Fimmvörðuháls eruption, Eyjafjallajökull volcano, Iceland: Volatile contents and magma degassing. *Geophys. Research Abstr.*, *13*, Abstract EGU2011-12147.
- Thordarson, Thorvaldur, Hayward, Chris, Moune, Séverine, Hartley, Margaret, Sigmarsson, Olgeir, Höskuldsson, Á., Guðmundsson, MT, & Sigmundsson, F. 2011b. The 20 March–12 April 2010 Fimmvörðuháls eruption, Eyjafjallajökull volcano, Iceland: Volatile contents and magma degassing. *Geophys. Research Abstr.*, *13*, Abstract EGU2011-12147.
- Travis, David J, Carleton, Andrew M, & Lauritsen, Ryan G. 2002. Climatology: Contrails reduce daily temperature range. *Nature*, **418**(6898), 601–601.
- Trønnnes, R. 2002. Geology and geodynamics of Iceland,. **43**(1), 1–19. <https://notendur.hi.is/oi/Pdf/%20reprint%20library/Geology%20and%20geodynamics%20of%20Iceland.pdf>.
- Wendisch, M., & Yang, P. 2012. *Theory of Atmospheric Radiative Transfer*. Physics textbook. Wiley.

Lebenslauf

Personalien Hannah Hoffmann

Geburtsjahr: 1989

Ausbildung

10/2007–07/2013 Lehramtsstudium Physik und Mathematik an der Uni Wien,

- Diplomarbeit: "Einfluß der Vulkanasche auf die kurzwellige, nach unten gerichtete Sonneneinstrahlung in Europa nach dem Ausbruch des Eyjafjallajökull 2010"

10/2008–09/2012 Bachelor Studium Mathematik an der Uni Wien

06/2007 **Matura mit Auszeichnung**
Neusprachliches Gymnasium Nonntal

Lehre

WS 12/13: Tutorium: „Frauentutorium“

SS 12: Tutorium zu „Mathematische Grundlagen für das Lehramtsstudium Physik 3“, Übung + Repetitorium

WS 11/12: Tutorium zu „Mathematische Grundlagen für das Lehramtsstudium Physik 2“, Übung

WS 11/12 Tutorium: „Frauentutorium“

SS 11: Tutorium zu „Mathematische Grundlagen für das Lehramtsstudium Physik 3“, Übung + Repetitorium

WS 10/11: Tutorium zu „Mathematische Grundlagen für das Lehramtsstudium Physik 2“, Übung

Wien, 4. Juli 2013