

Detektierbarkeit von Vulkanasche mit passiven Satellitenbeobachtungen

Mariusus Schmidl



München 2016

Detektierbarkeit von Vulkanasche mit passiven Satellitenbeobachtungen

Dissertation an der
Fakultät für Physik der
Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von
Dipl.-Phys. (univ.) Marius Schmidl
aus Ingolstadt

München, Mai 2016

Erstgutachter: Prof. Dr. Bernhard Mayer

Zweitgutachter: Prof. Dr. Ulrich Schumann

Tag der mündlichen Prüfung: 1. April 2016

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Fernerkundung von Vulkanasche in der Atmosphäre durch Unterstützung der Entwicklung und Validierung eines neuen Detektionsalgorithmus. Des weiteren beschreibt sie die hierzu notwendigen Daten sowie das Vorgehen bei deren Erstellung. Mittels Anwendung verschiedener Auswertungsmethoden soll die Frage beantwortet werden, ob Vulkanasche in der Atmosphäre bei einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} zuverlässig mit Satelliten detektiert werden kann. Im Folgenden sind die einzelnen Arbeitsschritte beschrieben.

Es wurden eindimensionale Strahlungstransportrechnungen durchgeführt und die Ergebnisse in Form von strukturierten Datensätzen bereitgestellt, um die Entwicklung des Detektionsalgorithmus zu ermöglichen. Für die Berechnung des Strahlungstransportes kam das Programmpaket Library for Radiative Transfer (libRadtran) zum Einsatz. Als Grundlage der simulierten Atmosphären wurden orts- und zeitabhängige Daten des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) verwendet. Datenbanken mit den simulierten Satellitendaten dienen als Grundlage für das Training eines neuronalen Netzes, welches Teil des Algorithmus für die Erkennung von Vulkanasche ist.

Zusätzlich wurden die Einflüsse verschiedener Umweltparameter auf die durch das Satelliteninstrument gemessenen Helligkeitstemperaturen untersucht. Als Ausgangspunkt einer systematischen Studie entstand ein separater Datensatz mit den Ergebnissen weiterer Strahlungstransport-simulationen. Zu den untersuchten Parametern zählen Albedo und Temperatur der Erdoberfläche, die Anwesenheit verschiedener Wolken sowie die Höhe und Massenkonzentration einer simulierten Vulkanascheschicht.

Zum Zwecke der Validierung des Algorithmus für die Detektion von Vulkanasche war die dreidimensionale Simulation von Satellitendaten notwendig. Es handelt sich dabei um simulierte Meßdaten des Radiometers Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) an Bord der Satelliten der Baureihe Meteosat Second Generation (MSG).

Im Rahmen der Validierung wird die Detektionsleistung des Algorithmus in Abhängigkeit von verschiedenen Atmosphäreneinflüssen statistisch untersucht. Durch die Kombination mit

4

einem Grenzwerttest erreicht der Algorithmus eine Detektionssicherheit von 54,57 % für eine Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ und 96,50 % für eine Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} , bezogen auf den Anteil untersuchter Datenpunkte.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	11
2	Grundlagen	15
2.1	Strahlungstransport	15
2.2	Strahlungstransportsimulationen	17
2.2.1	Numerische Strahlungstransportmodelle	17
2.2.2	Deterministische Algorithmen	17
2.2.3	Monte-Carlo-Algorithmen	18
2.3	Künstliche neuronale Netze	20
2.4	Fernerkundung von Vulkanasche	23
3	Verfahren	31
3.1	Erstellung einer Trainingsdatenbank	31
3.1.1	Programmaufbau	32
3.1.2	Ausgangsdaten	35
3.1.3	Strahlungstransport	36
3.1.4	Eingabegrößen	37
3.1.5	Datenverarbeitung	65
3.1.6	Ausgabegrößen	66
3.2	Simulation von Satellitenbildern	71
3.2.1	Arbeitsschritte	72
3.2.2	Ausgangsdaten	72
3.2.3	Strahlungstransport	73
3.2.4	Eingabegrößen	75
3.2.5	Datenverarbeitung	83
3.3	Detektionsalgorithmus	83

3.3.1	Aufbau	84
3.3.2	Wolkenerkennung	84
3.3.3	Vulkanaschedetektion	86
3.3.4	Training des neuronalen Netzes	88
4	Ergebnisse	91
4.1	Parameterstudie	91
4.1.1	Simulierte Helligkeitstemperaturen	92
4.1.2	Einfluß einzelner Parameter	96
4.2	Simulierte Satellitenbilder	109
4.2.1	Resultate der Strahlungstransportrechnungen	109
4.2.2	Umweltbedingungen	123
4.3	Validierung	129
4.3.1	Simulierte Satellitenbilder	129
4.3.2	Detektionsalgorithmus	143
4.4	Resultate der Vulkanaschedetektion	161
5	Diskussion	167
5.1	Vergleich mit etablierten Methoden	167
5.2	Leistungswerte	169
5.3	Detektionssicherheit	170
6	Ausblick	171
6.1	Anwendungsbereich des entwickelten Algorithmus	171
6.2	Mögliche Erweiterungen	172
7	Literaturverzeichnis	177
	Druckwerke	177
	Online-Quellen	191
8	Danksagung	195
A	Anhang	197
A.1	Referenzwerte	197

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schema eines künstlichen neuronalen Netzes	21
2.2	Imaginärteil des komplexen Brechungsindex	25
2.3	MSG-2	30
3.1	Programmablaufplan	33
3.2	Antwortfunktionen der SEVIRI-Kanäle	42
3.3	Mittelungsschema für Albedodaten	44
3.4	Schema der Wolkenverteilung	51
3.5	Äquivalentes Schema der Wolkenverteilung	53
3.6	Imaginärteil des komplexen Brechungsindex für Asche (1)	57
3.7	Imaginärteil des komplexen Brechungsindex für Asche (2)	58
3.8	Aufteilung der Simulationsdaten in Segmente	74
3.9	Darstellung des Simulationsgebietes in einer Satellitenkarte	77
4.1	Helligkeitstemperaturen für Andesit	94
4.2	Helligkeitstemperaturen für Eyjafjallajökull-Asche	95
4.3	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Januar 2012	110
4.4	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Februar 2012	111
4.5	Simuliertes Satellitenbild für den 15. März 2012	112
4.6	Simuliertes Satellitenbild für den 15. April 2012	113
4.7	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Mai 2012	114
4.8	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Juni 2012	115
4.9	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Juli 2012	116
4.10	Simuliertes Satellitenbild für den 15. August 2012	117
4.11	Simuliertes Satellitenbild für den 15. September 2012	118
4.12	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Oktober 2012	119
4.13	Simuliertes Satellitenbild für den 15. November 2012	120

4.14	Simuliertes Satellitenbild für den 15. Dezember 2012	121
4.15	Temperatur der Erdoberfläche für den 15. Februar 2012	124
4.16	Albedo der Erdoberfläche für den 15. Februar 2012	125
4.17	Verteilung der Wasserwolken für den 15. Februar 2012	126
4.18	Verteilung der Eiswolken für den 15. Februar 2012	127
4.19	Simuliertes und reales Satellitenbild für den 15. Februar 2012	131
4.20	Histogramm für den Kanal WV 6.2	133
4.21	Histogramm für den Kanal WV 7.3	134
4.22	Histogramm für den Kanal IR 8.7	135
4.23	Histogramm für den Kanal IR 9.7	136
4.24	Histogramm für den Kanal IR 10.8	137
4.25	Histogramm für den Kanal IR 12	138
4.26	Histogramm für den Kanal IR 13.4	139
4.27	Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010, 15.45 Uhr	162
4.28	Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010, 16 Uhr	162
4.29	Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010, 16.15 Uhr	163
4.30	Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010, 16.30 Uhr	163
4.31	Vergleich gemessener und detektierter Massenkonzentration	164

Tabellenverzeichnis

3.1	SEVIRI-Kanäle und zugehörige Wellenlängen	41
3.2	Zusammensetzung der Materialmischungen	61
3.3	Aschearten	63
3.4	Global-Simulation-Datensätze (1)	67
3.5	Global-Simulation-Datensätze (2)	68
3.6	Verwendete Klassen von Eispartikelformen	71
3.7	Standardabweichung der simulierten Helligkeitstemperaturwerte	76
4.1	Parameter der Simulationen zur Untersuchung diverser Effekte	93
4.2	Auswertung simulierter Helligkeitstemperaturen	100
4.3	Extrema und Mittelwerte der Albedo für SEVIRI-Kanäle	101
4.4	Intervallanteile der Albedowerte für SEVIRI-Kanäle	102
4.5	Quantile der Albedo für SEVIRI-Kanäle	103
4.6	Extrema und Mittelwerte der zeitbezogenen Albedoschwankung	104
4.7	Intervallanteile der Albedoschwankung für SEVIRI-Kanäle	105
4.8	Helligkeitstemperaturdifferenzen für verschiedene Albedowerte	107
4.9	Kennwerte der Helligkeitstemperatur	130
4.10	Anzahl verwendeter Bildpunkte ohne Cirrusbewölkung	145
4.11	Kennwerte der detektierten Massenkonzentration	146
4.12	Intervallanteile der detektierten Massenkonzentration	147
4.13	Quantile der detektierten Massenkonzentration	149
4.14	Abweichungen der detektierten Massenkonzentration (1)	150
4.15	Abweichungen der detektierten Massenkonzentration (2)	151
4.16	Abweichungen der detektierten Massenkonzentration (3)	152
4.17	Abweichungen der detektierten Massenkonzentration (4)	153
4.18	Abweichungen der detektierten Massenkonzentration (5)	154

4.19 Abweichungen der detektierten Massenkonzentration (6)
--

155

Kapitel 1

Einleitung

Eine Reihe von Ausbrüchen des isländischen Vulkans Eyjafjallajökull, beginnend am 20. März 2010, sorgte im April 2010 für eine Verteilung von Vulkanaschepartikeln im europäischen Luftraum. Solche Partikel bestehen hauptsächlich aus Gestein, Mineralfragmenten und Siliciumdioxid in Form von Glassplintern (Heiken, 1991; Horwell und Baxter, 2006) und können Strahltriebwerke stark beschädigen; zum einen durch Abrasion – wovon vor allem die direkt dem Luftstrom ausgesetzten Bauteile wie die äußeren Turbinenschaufeln und die Tragflächen betroffen sind –, des weiteren durch die Verstopfung der Treibstoff-, Kühlleitungen und Sensoren, zum anderen durch den Überzug der im Triebwerk liegenden Oberflächen mit geschmolzenem Material – was insbesondere Brennkammer und Turbine einschließt. Infolgedessen besteht die Gefahr eines Flammabbrisses und eines damit verbundenen Versagens von Triebwerken während des Fluges, wie durch Zwischenfälle im Juni und Juli 1982 sowie im Dezember 1989 belegt ist (Hanstrum und A. S. Watson, 1983; Przedpelski und Casadevall, 1991). Triebwerkschäden als unmittelbare Folge des genannten Vulkanausbruches im April 2010 sind durch die Luftstreitkräfte Finnlands und US-amerikanische Berichte bestätigt worden (BBC News, 2010; Flight International, 2010; Reuters, 2010). Treffen die Partikel auf Glasoberflächen, können letztere unter Umständen ihre Transparenz aufgrund erwähnter Aufrauung verlieren. Handelt es sich dabei um die Cockpitscheiben oder die Verglasung der Landescheinwerfer, entstehen hierdurch weitere Probleme. Bei einem Flug durch Vulkanwolken ist neben den beschriebenen Gefahren zusätzlich mit dem Verlust von kritischen Instrumenten zu rechnen. Vulkanwolken sind deshalb für den Flugverkehr ein ernstzunehmendes Problem, wie eine Übersicht der Gefahren von Miller und Casadevall (2000) zeigt.

Als Reaktion auf die sich von Island nach Süden ausbreitende Vulkanwolke wurde der europäische Luftraum ab dem 15. April 2010 für fünf Tage beinahe vollständig gesperrt, um Be-

schädigungen an Flugzeugen – insbesondere deren Triebwerken – und damit die Gefährdung von Passagieren auszuschließen. Die Folge waren massive Beeinträchtigungen des Flugverkehrs in etwa 30 Staaten; rund 150.000 deutsche Reisende waren alleine am dritten Aprilwochenende von Flugausfällen betroffen (Tagesschau, 2010). Die Auswirkungen erstreckten sich ebenso auf den Bahnverkehr, da durch den abrupten Anstieg der Passagierzahlen auf zahlreichen Linien eine Ausweitung der Beförderungskapazitäten notwendig wurde. Neben Sicherheitsvorkehrungen und logistischen Engpässen waren auch die millionenschweren wirtschaftlichen Verluste pro Tag eines der zentralen Themen in den Medien (Time, 2010); die Frage nach Entschädigung gestrandeter Passagiere wurde in den folgenden Jahren unter anderem durch den Europäischen Gerichtshof sowie die Presse aufgearbeitet (Tagesschau, 2013a).

Für die Sperrung und Freigabe des Luftraums waren die Aufsichtsbehörden der betroffenen Länder verantwortlich. Unterstützt wurden diese durch die Empfehlungen der europäischen Flugsicherung Eurocontrol (Die Welt, 2010), welche am 15. April 2010 eine entsprechende Pressemitteilung veröffentlichte (Eurocontrol, 2010). Darüber hinaus wurde in der Politik intensiv über das weitere Vorgehen diskutiert (Bundestag, 2010; Rheinische Post, 2010b). Zum Zeitpunkt des Flugverbots im April 2010 war jedoch keine verbindliche Regelung auf Basis von Grenzwerten in Kraft; zeitweise waren trotz widersprüchlicher Meinungen Sichtflüge gestattet (Bundestag, 2010), bei welchen der Pilot die Einschätzung des Risikos sowie die Verantwortung für das Flugzeug mitsamt den Passagieren übernimmt (Bundestag, 2010; Rheinische Post, 2010a). Die Empfehlungen der internationalen Zivilluftfahrtorganisation ICAO lauten in diesem Zusammenhang, eine Sperrzone für den Luftverkehr einzurichten, sobald Vulkanasche in der Luft nachgewiesen werden kann und basieren neben Modellrechnungen und Risikoabschätzung auf Erfahrungen mit über 80 Zwischenfällen in den Jahren 1980 bis 2000 bei Flügen durch Vulkanasche (BBC News, 2010). Neben offiziellen Forschungsflügen der mit speziellen Meßvorrichtungen ausgestatteten Maschinen des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (Schumann u. a., 2011) und des Projektes Civil Aircraft for the Regular Investigation of the Atmosphere Based on an Instrument Container (CARIBIC) (Heue u. a., 2011) wurden zudem weitere Testflüge von Fluggesellschaften durchgeführt, bei denen Passagiermaschinen zum Einsatz kamen (Die Zeit, 2010). Im Mai 2011 gab das Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung die Einführung solch einer Allgemeinverfügung innerhalb Deutschlands bekannt (Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung, 2011a; Luftfahrt-Bundesamt, 2011). Demnach sind für turbinengetriebene Flugzeuge ab einer Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ Vulkanasche pro Kubikmeter Luft verkürzte Inspektions- und Wartungsintervalle vorgeschrieben. Durch Vulkanasche bedingte besondere Vorkommnisse müssen außerdem sofort dem Luftfahrt-Bundesamt gemeldet werden.

Liegt die Massenkonzentration der Vulkanasche über 2 mg m^{-3} , darf nur noch geflogen werden, wenn ein vom Bundesverkehrsministerium anerkanntes gemeinsames Gutachten des Flugunternehmens und des Triebwerkherstellers vorliegt, in welchem die durch Vulkanasche hervorgerufenen Risiken analysiert werden und die Massenkonzentration 4 mg m^{-3} nicht überschreitet. Ansonsten gilt für Werte über 2 mg m^{-3} ein Flugverbot, welches Flüge zu bestimmten Zwecken – wie zum Beispiel Forschungsflüge im Auftrag des Bundesverkehrsministeriums – ausnimmt (Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung, 2011b).

Es besteht nach wie vor Unklarheit darüber, wie realistisch und geeignet die ab Mai 2011 gültigen Grenzwerte sind (Der Spiegel, 2011), was unter anderem zu rechtlichen Auseinandersetzungen zwischen den betroffenen Fluglinien und der Deutschen Flugsicherung führte (Tagesschau, 2013b). Besondere Bedeutung erhält in diesem Zusammenhang eine verlässliche Bestimmung vulkanaschefreier Gebiete, in denen – unabhängig von der Qualität der gültigen Grenzwerte – durch Vulkanasche unbeeinträchtigt Luftverkehr gewährleistet werden kann.

Neben der geschilderten Gefährdung des Flugverkehr geht von Vulkanasche auch eine direkte Gefahr für Mensch und Umwelt aus: Abgesehen von äußerer Einwirkung zeigen Vulkanaschepartikel konzentrationsabhängige gesundheitliche Auswirkungen, wenn sie über die Atemwege aufgenommen werden (Horwell, Fenoglio u. a., 2003; Horwell und Baxter, 2006; Hillman u. a., 2012); die Möglichkeit der Kontamination von Wasser und Boden durch vulkanischen Niederschlag ist ebenfalls bekannt (Frogner Kockum u. a., 2006; Stewart u. a., 2006). Zudem kann Ascheregen den Nutzen vorhandener Infrastruktur in den betroffenen Gebieten stark beeinträchtigen oder gar aufheben (Johnston u. a., 2000). Auch unter diesen Aspekten steht die Identifikation und Verfolgung von Eruptionswolken im Zentrum des Interesses.

Um Vulkanasche in der Atmosphäre zu detektieren, lassen sich Satelliten nutzen, jedoch sind dünne Vulkanascheschichten im sichtbaren Spektralbereich auf Satellitenbildern oft nicht auszumachen. Vulkanascheschichten können während des Fluges mit bloßem Auge nicht unter allen Bedingungen erkannt oder von anderen Aerosolen unterschieden werden (Weinzierl u. a., 2012). Es ist daher wichtig, das Vorkommen von Vulkanasche im Luftraum mit anderen Methoden nachweisen zu können. Dies geschieht häufig durch die Nutzung von Helligkeitstemperaturdifferenzen der Kanäle im thermischen Spektralbereich von Satelliteninstrumenten, wie in Arbeiten von A. J. Prata (1989b), Wen und Rose (1994), Schneider u. a. (1995), Ackerman (1997) und Guéhenneux u. a. (2015) beschrieben.

Ziel der Arbeit ist die Beantwortung der Frage, ob Vulkanasche in der Atmosphäre bei einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} und geeigneter Schichtdicke mit Daten des Satellitenradiometers SEVIRI, siehe Gliederungspunkt 2.4 auf Seite 28, sicher erkannt werden kann. Zu diesem

Zweck wurden Datensätze für die Entwicklung und Validierung eines Algorithmus erzeugt, welcher in der Lage ist, aus Daten von SEVIRI Vulkanasche zu detektieren und Informationen über deren Eigenschaften abzuleiten. Neben der Validierung soll zudem die Leistungsfähigkeit des Verfahrens bewertet werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde zunächst ein Programm entwickelt, welches Strahlungstransportsimulationen durchführt und aus deren Ergebnissen die vorauszusetzenden Datensätze erzeugt. Letztere bilden die Grundlage des Trainings eines neuronalen Netzes, welches der zentrale Teil des Detektionsalgorithmus ist und enthalten simulierte Meßwerte von SEVIRI. Um einen hohen Grad an Realismus zu erzielen, nutzt das Programm Daten verschiedener Quellen bei der Festlegung der Umweltbedingungen für die Strahlungstransportsimulationen, wie von MODIS gesammelte Daten für die Albedo und ECMWF-Daten für die Atmosphärenparameter, siehe Abschnitt 3.1.2. Um den entwickelten Detektionsalgorithmus zu validieren, wurden anschließend weitere Daten erzeugt, welche unabhängig von den zuvor verwendeten Trainingsdaten sind. In Hinsicht auf den späteren Einsatz des Detektionsalgorithmus mit Satellitendaten liegt das Gewicht dabei auf der Erstellung realistischer simulierter Satellitenbilder durch dreidimensionalen Strahlungstransport. Auf Daten von COSMO, siehe Abschnitt 3.2.2 ab Seite 72, wird zurückgegriffen, um wie zuvor konsistente und realistische Umweltbedingungen für das simulierte Gebiet zu erhalten. Zur Identifizierung der bei der Fernerkundung wichtigen Sachverhalte folgte eine Parameterstudie. Auch hier wurde auf simulierte Meßwerte für das Satelliteninstrument zurückgegriffen und ihre Variation in Abhängigkeit einzelner Parameter in eindimensionalen Atmosphären untersucht. Für die quantitative Validierung des Detektionsalgorithmus wurde dieser auf die simulierten Satellitenbilder angewandt. Da die Atmosphärenbedingungen bekannt sind, kann ein statistischer Vergleich mit den Ergebnissen der Vulkanaschedetektion erfolgen. Durch Klassifizierung der verschiedenen Fälle ist die Untersuchung der Detektionsleistung in Abhängigkeit von bestimmten Atmosphäreigenschaften möglich. Zusätzlich werden in der Arbeit die Resultate des Detektionsalgorithmus mit denen von Flugzeugmessungen verglichen und auf ihre Plausibilität hin untersucht.

Der Inhalt dieser Arbeit gliedert sich gemäß folgenden Schemas: Kapitel 2 erläutert sowohl die Punkte der zugrundeliegenden Theorie, welche für das Verständnis der Verfahren und die Beurteilung der damit erstellten Daten vorausgesetzt werden als auch deren rechnergestützte Realisierung. Darauf folgt in Kapitel 3 eine genaue Beschreibung der verwendeten Verfahren, wobei ein Großteil des Inhaltes die Erzeugung von Daten durch das Strahlungstransportmodell behandelt. Sämtliche Ergebnisse werden in Kapitel 4 wiedergegeben und in Kapitel 5 genauer beleuchtet und diskutiert. Ein Ausblick auf mögliche Weiterentwicklungen und zukünftige Arbeiten findet sich in Kapitel 6.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Strahlungstransport

Strahlungstransport in der Atmosphäre wird durch die Strahlungstransportgleichung (Bohren und Clothiaux, 2006) beschrieben:

$$\begin{aligned} \Omega \nabla L_\lambda(\lambda, \Omega) = & - (\beta(\lambda) + \kappa(\lambda)) L_\lambda(\lambda, \Omega) \\ & + \beta(\lambda) \int_{4\pi} L_\lambda(\lambda, \Omega') p(\Omega', \Omega) d\Omega' + \kappa(\lambda) L_{p,\lambda}(\lambda, T). \end{aligned} \quad (2.1)$$

Die linke Seite der Gleichung gibt die Änderung der spektralen Strahldichte $L_\lambda(\lambda, \Omega)$ (Einheit: $\text{W m}^{-3} \text{sr}^{-1}$), entlang einer vorgegebenen Richtung an, abhängig von der Wellenlänge λ (Einheit: m) und festgelegt durch den Einheitsvektor Ω . Mit $\beta(\lambda)$ wird der Streukoeffizient (Einheit: m^{-1}) bezeichnet, mit $\kappa(\lambda)$ der Absorptionskoeffizient (Einheit: m^{-1}). Die rechte Seite der Gleichung beinhaltet zwei weitere Größen in Form von Funktionen: Zum einen die im Integranden stehende Phasenfunktion $p(\Omega', \Omega)$ (Einheit: 1) in Abhängigkeit von den beiden richtungsbezeichnenden Einheitsvektoren Ω' und Ω , zum anderen die Strahldichte eines schwarzen Strahlers $L_{p,\lambda}(\lambda, T)$ (Einheit: $\text{W m}^{-3} \text{sr}^{-1}$), siehe Gleichung 2.2.¹ Auf der rechten Seite folgen drei Terme, von denen der erste für die Abnahme der Strahldichte durch Absorption und Streuung steht, der zweite für Zunahme durch gestreute Strahlung aus anderen Richtungen und der dritte für Zunahme durch Emission.

Zahlreiche verschiedene Faktoren bestimmen den Strahlungstransport in der Erdatmosphäre; die für das Anwendungsgebiet der vorliegenden Arbeit bedeutendsten werden im Folgenden er-

¹Die Größe $L_{p,\lambda}(\lambda, T)$ entspricht dem Ausdruck P_e/π bei Bohren und Clothiaux (2006).

klärt, beginnend mit der Atmosphäre selbst. Diese besteht im Mittel aus verschiedenen Gasen, vor allem aus Stickstoff, welcher etwa 78 % des Volumens ausmacht und Sauerstoff mit etwa 21 %. Alle anderen Komponenten werden als Spurengase zusammengefaßt, wozu einerseits Edelgase wie Argon mit 0,9 %, andererseits Kohlenstoffdioxid und weitere strahlungsaktive Gase zählen. Wasserdampf kommt in ortsabhängig variierenden Anteilen von bis zu 4 % vor. Jedes dieser Gase beeinflußt durch unterschiedliche optische Eigenschaften den Strahlungstransport, zusätzlich zu Aerosolen in der betrachteten Atmosphäre. So nehmen Wassertropfen in Form von Wolken starken Einfluß auf die Ausbreitung der Strahlung. Über die Albedo des Bodens wird die untere Randbedingung des atmosphärischen Strahlungstransportes festgelegt. Abhängig vom Anteil der dort reflektierten beziehungsweise emittierten Strahlung gestaltet sich die Wechselwirkung der Strahlung mit der Atmosphäre, was direkten Einfluß auf die den oberen Rand der Atmosphäre erreichende Strahlung und damit auf die Meßwerte eines Satelliteninstrumentes nimmt. Mit dem Zenitwinkel eines solchen Instrumentes ändert sich auch die geometrische Weglänge der Strahlung durch die Atmosphäre, was eine Winkelabhängigkeit in den Meßwerten hervorrufen kann.

Die von Satelliteninstrumenten ermittelten Strahldichten werden häufig in Helligkeitstemperaturen umgerechnet. Damit wird jeweils die Temperatur eines hypothetischen schwarzen Strahlers angegeben, welcher im thermischen Gleichgewicht mit seiner Umgebung die gemessene Leistung im zugrundegelegten Wellenlängenbereich abgeben würde. Durch das Plancksche Strahlungsgesetz (Planck, 1901)

$$L_{p,\lambda}(\lambda, T) = \frac{c}{4\pi} u_{\lambda}(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda k_B T}\right) - 1} \quad (2.2)$$

wird die spektrale Strahldichte eines schwarzen Strahlers $L_{p,\lambda}(\lambda, T)$ (Einheit: $\text{W m}^{-3} \text{sr}^{-1}$) in Zusammenhang mit seiner Temperatur T (Einheit: K) gesetzt. Diese Gleichung beinhaltet außerdem die Wellenlänge λ (Einheit: m), das Plancksche Wirkungsquantum h (Einheit: J s), die Lichtgeschwindigkeit c (Einheit: m s^{-1}), die Boltzmann-Konstante k_B (Einheit: J K^{-1}) und die spektrale Energiedichte $u_{\lambda}(\lambda, T)$ (Einheit: J m^{-4}).² Reale Objekte weichen in ihren Strahlungscharakteristika von einem schwarzen Strahler ab; ist ihre Ausdehnung sehr viel größer als die betrachtete Wellenlänge, liegt der Emissionsgrad innerhalb des offenen Intervalles zwischen null und eins, während er sonst auch Werte größer als eins aufweisen kann (Bohren und Clothiaux, 2006).

²Die Größe $u_{\lambda}(\lambda, T)$ entspricht dem Ausdruck E bei Planck (1901).

2.2 Strahlungstransportsimulationen

2.2.1 Numerische Strahlungstransportmodelle

Die adäquate Bestimmung der Strahlung, welche die Atmosphäre an ihrer oberen Grenze verläßt, ist oftmals ein rechenintensives Strahlungstransportproblem. Man nutzt in diesem Zusammenhang deshalb rechnergestützte numerische Modelle, welche die Strahlungstransportgleichung 2.1 lösen.

Unter bestimmten Rahmenbedingungen und Annahmen können für die Strahlungstransportgleichungen numerische Lösungen gefunden werden. Verschiedene Algorithmen wurden zu diesem Zweck entwickelt, wie zum Beispiel der intensiv getestete und breit genutzte DISORT-Algorithmus (Stamnes u. a., 1988), welcher auch im Rahmen dieser Arbeit zur Anwendung kam. In anderen Fällen ist das Finden von Lösungen mittels Monte-Carlo-Methoden möglich, die im nächsten Abschnitt 2.2.3 erklärt werden.

Man unterscheidet zwischen ein- und dreidimensionalen Arten von Lösungsalgorithmen, die in den Modellen angewandt werden. Bei eindimensionalem Strahlungstransport werden die zugrundeliegenden Bedingungen entlang einer Achse definiert. Es handelt sich dabei um die vertikale Achse, so daß die Atmosphäre in Schichten homogener Eigenschaften und Schichtgrenzen unterteilt werden kann. Als Konsequenz daraus ist es nicht möglich, Effekte zu berücksichtigen, die von horizontaler Variation herrühren. Im Gegensatz dazu sind Algorithmen für dreidimensionalen Strahlungstransport prinzipiell in der Lage, ein- bis dreidimensionale Informationen zu verarbeiten.

2.2.2 Deterministische Algorithmen

Ein wichtiger Lösungsalgorithmus für eindimensionalen Strahlungstransport ist DISORT von Stamnes u. a. (1988). Die Lösung der Strahlungstransportgleichung erfolgt, indem die Phasenfunktion zunächst in einer Reihe von Legendre-Polynomen entwickelt wird. Anschließend erfolgt die Berechnung der spezifischen Intensität durch Lösen eines Satzes unabhängiger Differentialgleichungen. Mit der Annahme homogener Atmosphärenschichten existieren für dieses analytische Lösungen. Durch weitere Umformungen läßt sich das Finden der Lösungen für die Strahlungstransportgleichung auf ein algebraisches Eigenwertproblem zurückführen, das in Matrixform numerisch unter Verwendung von Randbedingungen gelöst wird.

2.2.3 Monte-Carlo-Algorithmen

Monte-Carlo-Methoden basieren auf der Verwendung von Zufallszahlen, um bestimmte Vorgänge in der Natur durch Algorithmen nachzubilden. Dies ist insbesondere dann sinnvoll, wenn die Komplexität eines Problems das Finden einer analytischen Lösung nicht, oder nur unter unverhältnismäßig hohem Aufwand, zulässt; eine Kenntnis der Strahlungstransportgleichung ist bei Modellierung der Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie theoretisch nicht notwendig. Es folgt zunächst eine Beschreibung der allgemeinen Prinzipien von Monte-Carlo-Simulationen, bevor nachfolgend am Beispiel von Strahlungstransportsimulationen die Zusammenhänge verdeutlicht werden.

Monte-Carlo-Methoden geben die Verteilung realer Größen der von ihnen nachgebildeten Vorgänge durch Reihen einzelner Werte wieder. Die Wahl der Positionen, an denen Stichproben genommen werden, erfolgt durch Zufallszahlen. Um eine unverfälschte Verteilung zu gewährleisten, muß für jede Zufallsvariable eine entsprechende Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für die Erzeugung der Zufallszahlen verwendet werden. Damit werden der Wert der nachzubildenden Größe und die asymptotische Stichprobendichte in einen proportionalen Zusammenhang gesetzt, das heißt ein Bereich wird umso häufiger gewählt, je höher die entsprechende Wahrscheinlichkeit dort ist. Abhängig von der Anzahl an daraus gewonnenen Werten wird die tatsächliche Verteilung mit bestimmter mittlerer Genauigkeit nachgebildet; tendenziell nähert sich das Ergebnis der Monte-Carlo-Methode mit anwachsender Stichprobenzahl dem Erwartungswert an. Das Ergebnis der Berechnungen selbst ist relativ; es wird ein relativer Ergebniswert bestimmt, welcher in Beziehung zu einer vorausgesetzten Größe steht. Letzterer kommt die Bedeutung eines Skalierungsfaktors zu, während die Anzahl der Stichproben einen frei wählbaren Parameter darstellt. Eine Veränderung der Stichprobenanzahl beeinflusst deshalb nicht den Erwartungswert, sondern die mittlere Genauigkeit. Durch die Kenntnis von relativem Ergebnis und Ausgangsgröße läßt sich das absolute Ergebnis ermitteln, welchem demnach die gleiche relative Abweichung anhaftet wie dem durch das Monte-Carlo-Verfahren gewonnenen Wert. Daher ist ein wichtiges Ziel bei der Entwicklung von Monte-Carlo-Algorithmen die effiziente Nutzung der zur Verfügung stehenden Rechenkapazität, so daß bei festgelegter Stichprobenanzahl eine möglichst hohe Genauigkeit erzielt werden kann. Hierzu können Verfahren zur Minimierung der Standardabweichung angewandt werden, wie Importance sampling und die gewichtete Unterteilung einzelner Stichproben. Weitere Verfahren werden zum Beispiel von Iwabuchi (2006) und Buras und Mayer (2011) beschrieben.

Im Vergleich zu Lösungsalgorithmen, welche die Strahlungstransportgleichung analytisch lösen, ist die Qualität der Daten von vielen Rechenoperationen abhängig, was bei gleichen Aufga-

benstellungen zu einer niedrigeren Berechnungsgeschwindigkeit gegenüber analytischen Verfahren führen kann. Das Ergebnis liegt aufgrund der zufälligen Natur des Monte-Carlo-Vorgehens immer innerhalb eines bestimmten Fehlerbereiches und ist nicht exakt reproduzierbar, wie das im Gegensatz dazu bei deterministischen Algorithmen, siehe Abschnitt 2.2.2 der Fall ist. Hingegen weisen Monte-Carlo-Methoden den Vorteil auf, die zugrundeliegenden physikalischen Prozesse, wie zum Beispiel die Streuung von Licht an Wolkentropfen, auf sehr realistische Weise nachzubilden – viele sonst notwendige Annahmen müssen nicht gemacht werden. Darin eingeschlossen ist die Berechnung dreidimensionalen Strahlungstransportes, was Monte-Carlo-Methoden zu einem sehr vielseitigen Werkzeug in unterschiedlichsten Anwendungsbereichen macht.

Um bei aufwendigen Berechnungen die notwendige Menge an zufälligen Zahlen innerhalb kurzer Zeit zur Verfügung zu stellen, werden mit Pseudozufallszahlengeneratoren erzeugte Zahlen anstelle echter Zufallszahlen eingesetzt. Sofern erstere ausreichende Güte aufweisen, sind die Unterschiede zwischen den jeweiligen Ergebnissen – eine ausreichend große Zahl an Stichproben vorausgesetzt – verschwindend gering. Trifft dies nicht zu, können sich systematische Abweichungen in den Ergebnissen zeigen (Ferrenberg und Landau, 1992). Sofern nicht anders vermerkt, werden im Folgenden die mit Zufall in Verbindung stehenden Begriffe im Sinne von Pseudozufall verwendet.

Soll mit dem numerischen Strahlungstransportmodell MYSTIC (Mayer, 2009), welches das Monte-Carlo-Prinzip anwendet, Strahlungstransport durch die Atmosphäre simuliert werden, wie in Abschnitt 3.2 beschrieben, berechnet das Programm die Wege einer zuvor festgelegten Anzahl virtueller Strahlungsteilchen durch die Atmosphäre. Eingeschlossen sind Wechselwirkungen mit Gasen, Aerosolen, Wolken und der Erdoberfläche. Zufallswerte legen die Richtung der Strahlungsteilchen gemäß möglichst realistischer Verteilungsfunktionen fest. Weitere Informationen über Strahlungstransportsimulationen mit MYSTIC sind in der Beschreibung von Mayer (2009) zu finden.

Bei Vorwärtssimulationen werden die Strahlungsteilchen bei ihrer Quelle generiert und anschließend durch die Atmosphäre verfolgt, bis sie absorbiert werden, den simulierten Detektor treffen – und somit einen Beitrag zum Ergebnis liefern – oder aber den Simulationsraum verlassen. Die zuletzt genannte Möglichkeit besteht nur am oberen und unteren Rand des Simulationsraumes, da für dessen seitlichen Grenzen periodische Randbedingungen gelten: Verlassen Strahlungsteilchen den Simulationsbereich an einer Seite, wird ihre Bewegung daher an der gegenüberliegenden Seite fortgesetzt.

Da im thermischen Spektralbereich die Absorptionswahrscheinlichkeit sehr hoch und der durchschnittlich in der Atmosphäre zurückgelegte Weg eines Strahlungsteilchens sehr klein ist,

würde solches Vorgehen die Strahlungstransportsimulationen durch großen Rechenaufwand erschweren. Um eine bestimmte Genauigkeit zu erreichen, wäre dann die Berechnung einer enormen Zahl an Wegen von Strahlungsteilchen durchzuführen beziehungsweise das Rauschen im Vergleich zu Simulationen im sichtbaren Spektralbereich bei konstanter Anzahl von Strahlungsteilchen übermäßig groß. Im infraroten Spektralbereich sind daher sogenannte Rückwärtssimulationen ein geeignetes Mittel. Anders als bei Vorwärtssimulationen wird jedes Strahlungsteilchen hier bei dem simulierten Detektor erzeugt und bewegt sich von dort aus in die Atmosphäre. Zu jeder Wechselwirkung wird der Beitrag zum simulierten Meßergebnis des Detektors aus den Bedingungen am Ort der Wechselwirkung berechnet. So trägt jedes Strahlungsteilchen zum Ergebnis der Strahlungstransportrechnung bei; der Rechenaufwand für die Durchführung einer Simulation mit festgelegter Genauigkeit nimmt deutlich ab.

Über den Anteil der Strahlungsteilchen in Vorwärtssimulationen, welche die simulierte Detektionsfläche erreichen, läßt sich ein zur Quellstärke relativer Verhältnisfaktor ermitteln, der die detektierte Strahlung repräsentiert. Dabei entspricht die Gesamtzahl an Strahlungsteilchen der vollen Quellstärke; im solaren Spektralbereich gleich der extraterrestrischen Bestrahlungsstärke für die simulierte Wellenlänge und im thermischen Spektralbereich gleich der über die Plancksche Formel zu berechnenden Abstrahlungsstärke. Die Multiplikation des Verhältnisfaktors mit der bekannten Ausgangsgröße liefert die gesuchte absolute Strahldichte. Für die zuvor beschriebenen Rückwärtssimulationen bedeutet das, je größer die thermische Abstrahlung am Wegende eines simulierten Strahlungsteilchens ist, desto höher ist der Beitrag zur Helligkeitstemperatur, dem Ergebnis.

2.3 Künstliche neuronale Netze

Künstliche neuronale Netze, der Kürze wegen im Folgenden auch einfach neuronale Netze genannt, sind Modelle miteinander verbundener Einheiten, den simulierten Neuronen, welche durch gegenseitigen Austausch von Signalen Daten verarbeiten. Jedes Neuron wird – entsprechend seiner Lage im Netz – entweder durch externe Eingabedaten oder die Ausgangssignale verbundener Einheiten angesteuert und gibt Ausgangssignale an andere Einheiten oder als Ergebniswert ab. Unter der Voraussetzung, daß eine geeignete Topologie und geeignete Trainingsdaten verwendet werden und eine deterministische Beziehung zwischen Eingabe- und Ausgabewerten besteht, sind neuronale Netze imstande, jede stetige multivariate nichtlineare Funktion nachzubilden (Hornik u. a., 1989; Saponaro u. a., 2013).

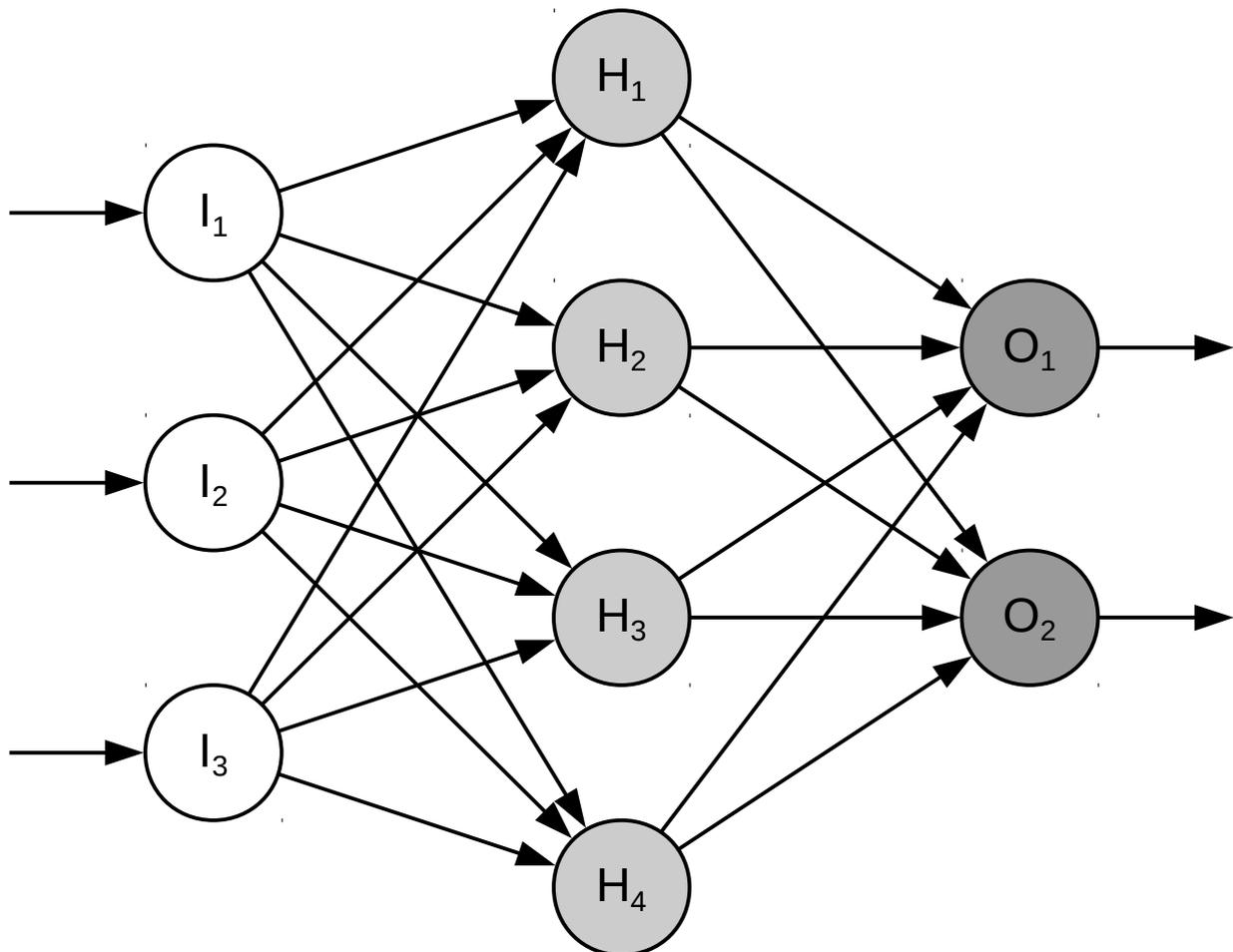


Abbildung 2.1: Schema eines künstlichen neuronalen Netzes

Die allgemeine Struktur eines künstlichen neuronalen Netzes ist in Abbildung 2.1 wiedergegeben. Das Netz empfängt die Eingangsdaten durch die weißen Eingabeeinheiten I_{i_I} mit $i_I = 1, \dots, N_I$. Über die inneren Einheiten H_{i_H} mit $i_H = 1, \dots, N_H$, hellgrau markiert, werden diese mit den dunkelgrauen Ausgabeeinheiten O_{i_O} mit $i_O = 1, \dots, N_O$ auf der rechten Seite verbunden. Während in diesem Schema für die Anzahl der Einheiten in der Eingabeschicht $N_I = 3$, in der inneren Schicht $N_H = 4$ und in der Ausgabeschicht $N_O = 2$ gilt, sind Konfigurationen mit einer beliebigen Zahl an Einheiten möglich. Es können zudem weitere innere Schichten in künstlichen neuronalen Netzen verwendet werden, was für die Umsetzung gewisser Operationen erforderlich ist. Jeder Pfeil zwischen zwei Einheiten symbolisiert eine gewichtete Verbindung in Form einer multiplikativen Verknüpfung des Ausgabewertes der sendenden Einheit und einem Gewichtungsfaktor; die den resultierenden Wert empfangende Einheit liegt auf der Seite der Pfeilspitze. Jede Verbindung zweier Einheiten besitzt damit ein spezifisches Gewicht, mit welchem das Ausgangssignal modifiziert wird, bevor es als Eingangssignal die nächste Einheit erreicht. Eingabedaten erreichen das Netz von der linken Seite, Ausgabedaten verlassen es auf der rechten Seite.

Jede Einheit empfängt und sendet Signale in Form von Zahlenwerten. Das Eingangssignal einer Einheit ist die Summe aller von anderen Einheiten empfangenen Werte und wird der Aktivitätsfunktion übergeben, welche das Aktivitätsniveau der Einheit festlegt. Letzteres bestimmt, ob die Einheit selbst sendet. Dies ist der Fall, wenn das Aktivitätsniveau einen Schwellwert überschreitet und somit die Weitergabe eines Ausgangssignals an andere Einheiten auslöst. Den Wert des Ausgangssignals bestimmt die sogenannte Ausgabefunktion aus dem Aktivitätsniveau. Als Ausgabefunktion kommt häufig die identische Abbildung zum Einsatz, so daß das Aktivitätsniveau gleich dem Ausgabesignal ist.

Um das künstliche neuronale Netz einsetzen zu können, ist vorausgehendes Training anhand eines Datensatzes notwendig. Verschiedene Lernmethoden sind bekannt, welche sich als überwachtes und nicht überwachtes Lernen klassifizieren lassen; überwachtes Lernen zeichnet sich durch einen Vergleich der Ergebnisse mit Referenzwerten und anschließende Anpassung des neuronalen Netzes aufgrund der so gewonnenen Informationen aus, siehe auch Riedmiller (1994), während dies bei nicht überwachtem Training durch selbstständige Anpassung zur Stärkung häufig angesprochener Verbindungen stattfindet. Durch das Training werden die Gewichte der Verbindungen zwischen den Einheiten so modifiziert, daß sich die Fähigkeit des neuronalen Netzes, Informationen zu verarbeiten, anhand der vorgegebenen Daten optimiert. Die resultierende Konfiguration des Netzes und seiner Gewichte repräsentiert die durch jede Anpassung gewonnene Erfahrung. Wird eine Verallgemeinerung des zu Lernenden über die Erkennung grundlegender

Zusammenhänge und Strukturen erreicht, ist das neuronale Netz anschließend in der Lage, aus bisher unbekanntem Daten gleicher Art Informationen zu gewinnen.

Am Beispiel der Fernerkundung von Vulkanasche durch ein künstliches neuronales Netz heißt das, ein Training des Netzes mit simulierten Satellitendaten ist Voraussetzung für den anschließend möglichen Einsatz. Für die hierzu genutzten Satellitendaten muß die vom neuronalen Netz abzuleitende Information bereits bekannt sein, in diesem Fall also die Eigenschaften und Verteilung der Vulkanasche in der Atmosphäre. Solche Trainingsdaten mit Strahlungstransport-simulationen zu erzeugen, bietet sich aus mehreren Gründen an. Erstens ist der gesamte Atmosphärenzustand, welcher für die Simulation verwendet wird, bekannt. Damit ist automatisch die oben genannte Voraussetzung erfüllt, Kenntnis der abzuleitenden Größe – hier konkret die Art und Menge der Vulkanasche sowie deren Verteilung in der Atmosphäre –, zu besitzen. Zweitens ist Unabhängigkeit von Meßinstrumenten und der Atmosphärensituation gegeben. So lassen sich gezielt die benötigten Trainingsdaten in der benötigten Menge erstellen und nach festgelegten Kriterien kombinieren. Während des Trainings werden dem neuronalen Netz die Trainingsdaten schrittweise präsentiert und das zugehörige Ergebnis abgefragt. Nach dem Vergleich des Ergebnisses mit dem Sollwert erfolgt unter bestimmten Umständen eine Korrektur der Gewichte des neuronalen Netzes; es handelt sich demnach um überwachtes Lernen. Nach erfolgreichem Abschluß der Trainingsphase sollte das künstliche neuronale Netz die Fähigkeit besitzen, aus weiteren Satellitendaten selbstständig Werte für die Massenkonzentration einer Vulkanascheschicht in der Atmosphäre abzuleiten.

Detaillierte Darstellungen der Funktionsweise von künstlichen neuronalen Netzen sind beispielsweise in Arbeiten von H. Ritter (1991), Reed und Marks (1999) und Rey und Wender (2008) zu finden.

2.4 Fernerkundung von Vulkanasche

Vulkanasche in der Atmosphäre beeinflusst die vom Boden ausgesandte und sie durchquerende thermische Strahlung durch Streuung und Absorption in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Bei günstigen Gegebenheiten kann Vulkanwolken daher mit meteorologischen Satelliten detektiert werden. Die Erkennung stützt sich auf die besonderen spektralen Eigenschaften der Vulkanasche, dem charakteristischen Absorptionsspektrum.

Auch die Intensität eintreffender Strahlung beim messenden Satelliteninstrument ist von Umweltfaktoren abhängig: Der Emissionsgrad, die Temperatur, Zusammensetzung und Oberflächenstruktur des Bodens wirken sich ebenso aus wie der Zustand – darunter Zusammensetzung und

Temperatur – der Atmosphäre. Zusätzlich hat der Blickwinkel des Satelliteninstrumentes gegenüber der Atmosphäre deutlichen Einfluß auf Strahlungsmessungen. Akkurate Methoden zur Detektion von Vulkanasche müssen diese Faktoren berücksichtigen.

Per Definition setzt sich Vulkanasche aus Pyroklasten mit einer Größe von weniger als 2 mm zusammen (Rose und Durant, 2009; United States Geological Survey, 2012; Ball u. a., 2015), die wiederum vorrangig aus Gestein, Mineralfragmenten und Siliciumdioxid in Form von Glasplittern (Heiken, 1991; Horwell und Baxter, 2006) bestehen. Frisch ausgeworfene Vulkanaschepartikel besitzen in der Regel eine nicht oxidierte Oberfläche, auf der sich flüchtige Substanzen wie Säuren, polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe und Metalle in kondensiertem Zustand anlagern können (Horwell und Baxter, 2006). Da Vulkanasche keine homogene Substanz darstellt, läßt sich auch das Absorptionsspektrum nicht eindeutig festlegen. Proben ein und desselben Vulkans können große Variabilität hinsichtlich der Materialeigenschaften aufweisen, wie von Küppers u. a. (2014) für Asche des Vulkans Eyjafjallajökull gezeigt wurde. Abhängig von der Zusammensetzung variiert auch das Absorptionsspektrum. Es ist daher essentiell, die wichtigen Merkmale darin und die Abhängigkeit von verschiedenen Materialien zu berücksichtigen. In direktem Zusammenhang damit steht der Herkunftsort der Vulkanasche. Abhängig von der geographischen Lage dominieren bestimmte Minerale die Zusammensetzung der ausgestoßenen Partikel. Größe und Beschaffenheit stehen zudem mit Art und Stärke des entsprechenden Vulkans in Zusammenhang.

Wolken besitzen ein Absorptionsspektrum, welches die spektrale Signatur von Vulkanasche unter Umständen überlagern und eine Vulkanwolke damit unkenntlich machen kann. Bekannt ist, daß Wasser- und Eiswolken bestimmter optischer Dicke eine positive Differenz der Helligkeitstemperaturen bei Wellenlängen von etwa 10,8 μm und 12 μm aufweisen (Inoue, 1987; Yamanouchi u. a., 1987), während die entsprechende Differenz für Vulkanwolken negativ sein kann (A. J. Prata, 1989a; Lee u. a., 2014), vergleiche A. J. Prata (1989b), A. J. Prata und Grant (2001b), A. J. Prata und Bernardo (2009), A. J. Prata (2009) und A. J. Prata und A. T. Prata (2012). Abbildung 2.2 zeigt den Imaginärteil des komplexen Brechungsindex für Wasser nach Rusk und Williams (1971), für Eis nach Warren und Brandt (2008), für Andesit nach Pollack u. a. (1973) und für Eyjafjallajökull-Asche nach D. Peters (persönliche Mitteilung, 2012) in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Bei den Mineralen handelt es sich um repräsentative Materialien für Vulkanasche, wie später ausführlicher erklärt wird. Die spektrale Absorption steht oft in direktem proportionalem Zusammenhang mit dem Imaginärteil des komplexen Brechungsindex (Pavolonis, 2010). Es ist deutlich zu erkennen, daß sich dieser für die beiden Minerale anders in seiner Abhängigkeit von der Wellenlänge verhält als für Wasser in flüssiger und fester Form, da sich das Vorzeichen

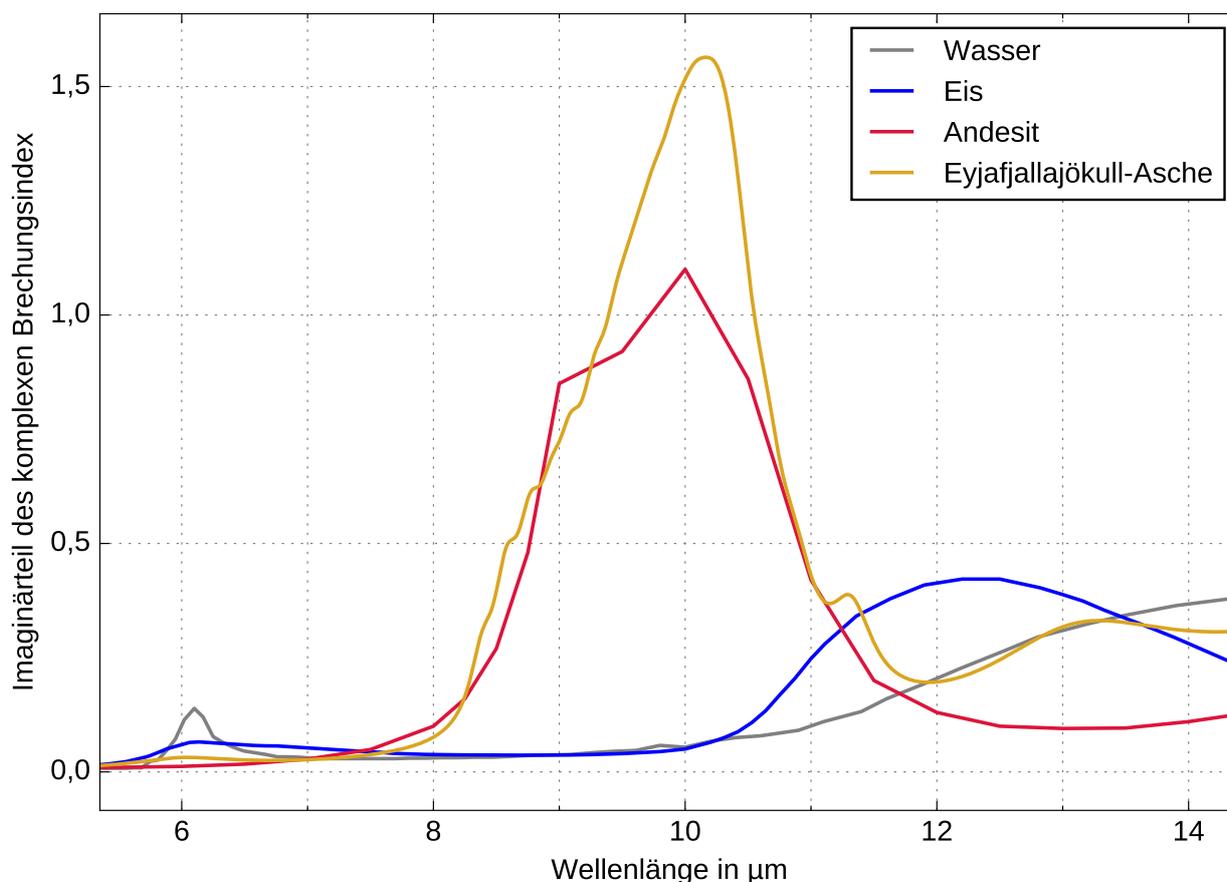


Abbildung 2.2: Imaginärteil des komplexen Brechungsindex von Wasser, Eis, Andesit und Eyjafjallajökull-Asche

der Differenz für die jeweiligen Werte derselben Kurve bei 10,8 µm und 12 µm unterscheidet. In Abschnitt 3.1.4 auf Seite 56 wird näher auf die spektralen Eigenschaften der genannten Minerale und weiterer Materialien eingegangen. Bei der Informationsverarbeitung muß im Folgeschluß stets der Einfluß von Wolken berücksichtigt werden.

Um Vulkanasche an einem bestimmten Ort zu erkennen, muß das eingesetzte Verfahren diese gegenüber dem Hintergrund und anderen Aerosolen identifizieren können. Alle im Folgenden genannten Verfahren basieren auf dem Prinzip, Vulkanasche in der Atmosphäre anhand ihrer spektralen Signatur zu erkennen. Verschiedene Grundlagen für solche Verfahren sind bekannt und werden an dieser Stelle beschrieben.

β-Verhältnisse

Das bei Pavolonis (2010) dargestellte Verfahren verwendet Verhältnisse der optischen Dicke

bei zwei verschiedenen Wellenlängen, sogenannte β -Verhältnisse, basierend auf den zugehörigen Werten des Emissionsgrades. Letztere werden unter Anwendung verschiedener Annahmen aus gemessenen und für eine wolkenfreie Atmosphäre errechneten Strahldichten sowie Transmissionspektren bestimmt. Ein schnelles Strahlungstransportmodell zählt daher zu den Voraussetzungen. Anhand der spektralen Variation der β -Verhältnisse lassen sich verschiedene Wolkenarten unterscheiden.

Hauptkomponentenanalyse

Bei der Hauptkomponentenanalyse handelt es sich um ein multivariates statistisches Verfahren, mit dem Korrelationen von Datenpunkten in mehrdimensionalen Räumen erkannt werden können. Es kann zur gleichzeitigen Auswertung der Information mehrerer Kanäle eines Satelliteninstrumentes eingesetzt werden, wie Hillger und Clark (2002a), Hillger und Clark (2002b) und Hillger und Ellrod (2003) zeigen. Eine Eigenvektortransformation von Satellitenbildern verschiedener Kanäle ergibt dann verschiedene neue Datensätze, welche die Hauptkomponenten darstellen. Die erste Hauptkomponente enthält die Daten, welche für einen Großteil der Varianz verantwortlich sind, während die Daten mit geringerem Einfluß in den Hauptkomponenten höherer Ordnung zu finden sind. (Hillger und Clark, 2002a).

Bayesscher Filter

Es ist möglich, Bayessche Filter zur Detektion von Vulkanasche einzusetzen, siehe Mackie und M. Watson (2014). Aus Satellitendaten läßt sich dann eine Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen von Vulkanasche für die gegebene Atmosphärensituation berechnen. Während eine Filterung aufgrund von Bewölkung und manuelle Anpassung von Grenzwerten nicht notwendig sind, wird ein Strahlungstransportmodell benötigt.

Reflektivität

Eine Reihe von Methoden nutzt den Zusammenhang von optischer Dicke eines Aerosols in der Atmosphäre und der reflektierten solaren Strahlung für die Fernerkundung, siehe Stowe u. a. (1992). Über wellenlängenabhängige Unterschiede der von einem Satelliteninstrument gemessenen reflektierten Strahlung kann Vulkanasche in der Atmosphäre erkannt werden (Seftor u. a., 1997).

Helligkeitstemperaturdifferenzen

Verfahren auf der Grundlage von Helligkeitstemperaturdifferenzen kommen bei Ackerman und Strabala (1994), Wen und Rose (1994), Schneider u. a. (1995), Ackerman (1997), A. J. Prata (1989a), A. J. Prata und Grant (2001a), A. J. Prata und Grant (2001b) und Guéhenneux

u. a. (2015) zum Einsatz. Die Detektion von Vulkanasche basiert hier auf Bildung von Differenzen verschiedener Kanäle eines Satelliteninstrumentes, um anhand der Unterschiede in den Absorptionsspektren Informationen über die Aerosole in der Atmosphäre zu erhalten, siehe hierzu Abschnitt 3.1.4 ab Seite 56. Durch den Abgleich von Helligkeitstemperaturdifferenzen mit festgelegten Grenzwerten lassen sich Wasser-, Eis- und Vulkanwolken klassifizieren. Als Vorteil dieser Methoden ist das einfache Prinzip zu nennen, wodurch direkter Zugriff auf die stattfindenden Vorgänge gewährleistet ist. Nachteilig ist die Tatsache, daß die internen Grenzwerte manuell festgelegt werden müssen, siehe Mackie und M. Watson (2014) – eine Anpassung an neue Umweltbedingungen erfordert daher unter Umständen hohen Aufwand. Generell arbeiten direkt auf Helligkeitstemperaturdifferenzen basierende Methoden in vielen Fällen mit wenigen Kanälen. Informationen aus anderen Spektralbereichen können nicht genutzt werden. Gegenüber anderen Methoden ist daher eine geringere Robustheit in Bezug auf Störungen, beispielsweise durch Cirrusbewölkung, gegeben.

Inversion

Mit Inversionsverfahren wird versucht, für Satellitenmeßwerte die zugrundeliegende Atmosphärensituation zu bestimmen, indem die Parameter entsprechender Strahlungstransportsimulationen variiert und die Resultate mit der Beobachtung verglichen werden. Ziel ist es, die Differenz zwischen realen und simulierten Meßwerten zu minimieren. Um die Verarbeitungszeit der Algorithmen gering zu halten, können die Strahlungstransportsimulationen auch vorab durchgeführt und zur Erzeugung einer Datenbank genutzt werden, wie das in einer Stufe des von Lee u. a. (2014) entwickelten Algorithmus der Fall ist.

Neuronale Netze

Der Einsatz von neuronalen Netzen zur Auswertung der spektralen Information bringt den Vorteil, eine Vielzahl an Instrumentenkanälen gleichzeitig nutzen zu können. Durch vorausgehendes Training wird das neuronale Netz automatisch optimiert, woraus der Vorteil einer fehlenden Notwendigkeit manueller Nacharbeitung entsteht. Im Gegenzug ist die Erkennungsleistung direkt von der Qualität des Trainings und des hierfür herangezogenen Datensatzes abhängig, was bei unvollständigen Ausgangsdaten von Nachteil sein kann. Auf dieser Grundlage wurden Verfahren von Picchiani u. a. (2011), Piscini u. a. (2014) und Taylor u. a. (2014) entwickelt.

Gemischte Verfahren

Es existieren weitere Methoden, in welchen mehrere der oben genannten Detektionsverfahren

kombiniert werden. Francis u. a. (2012) beschreiben eine Methode, die Helligkeitstemperaturdifferenzen und β -Verhältnisse in mehreren nacheinander geschalteten Stufen verwendet; Analysen von Reflektivität und Helligkeitstemperaturen kommen bei einem von Pavolonis u. a. (2006) vorgestellten Algorithmus zur Anwendung. K. Dean u. a. (1994) nutzen Helligkeitstemperaturdifferenzen in Verbindung mit einer Hauptkomponentenanalyse zur Detektion von Vulkanwolken. Der bereits erwähnte Algorithmus von Lee u. a. (2014) setzt sowohl Helligkeitstemperaturdifferenzen als auch die Inversion von Satellitenmeßwerten ein und Arbeiten von Ellrod u. a. (2003) schließen mit auf Helligkeitstemperaturen und Reflektivität basierenden Verarbeitungsschritten sowie einer Hauptkomponentenanalyse drei der vorgestellten Methoden ein.

Helligkeitstemperaturdifferenzen sind stets von den Parametern Partikelgröße, -form, optische Dicke, Höhe sowie Emissionsgrad und Temperatur des Bodens abhängig (Pavolonis, 2010). Bei der Verwendung von Verfahren, welche auf der Auswertung von Helligkeitstemperaturdifferenzen basieren, kann dieser Umstand zu Problemen führen, da mehrere der genannten Parameter in der Regel unbestimmt oder nur mit großer Unsicherheit abzuleiten sind. Es ist zu erwarten, daß sich diese Störung reduziert, wenn das Verfahren um Kanäle mit zusätzlichem Informationsgehalt erweitert wird. Robustere Eigenschaften eines Verfahrens bedeuten unmittelbar eine höhere Detektionssicherheit.

In dieser Arbeit wird die Validierung eines neuronalen Netzes zur Detektion von Vulkanasche durchgeführt und die Erstellung mehrerer Trainingsdatensätze beschrieben, siehe Abschnitt 3.1. Um die Qualität der Trainingsdaten zu gewährleisten, wurden Ausgangsdaten verschiedener Quellen kombiniert, siehe Abschnitt 3.1.2. Auf diese Weise lassen sich die folgenden Vorteile des Verfahrens nutzen, ohne die Erkennungsleistung des Algorithmus durch die erklärten Nachteile deutlich herabzusetzen. Details hierzu sind nachfolgend, in Kapitel 5, zu finden.

Bei dem im Folgenden behandelten Satelliteninstrument handelt es sich um das Spektralradiometer Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) an Bord des Satelliten MSG-2 beziehungsweise Meteosat-9, zu sehen in Abbildung 2.3. MSG-2 ist ein geostationärer Satellit der Baureihe Meteosat Second Generation (MSG), auf einer Umlaufbahn in 35.786 km Höhe über der Position mit den geographischen Koordinaten 0° Nord und 0° Ost zum Zeitpunkt der Entstehung dieser Arbeit, siehe auch Banks u. a. (2013). Entwickelt von der europäischen Weltraumbehörde European Space Agency (ESA) und der European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), wurde MSG-2 2005 in Betrieb genommen. Auf dem

Satelliten befindet sich das von der Astrium GmbH entwickelte Instrument SEVIRI, mittels dessen Strahldichten im sichtbaren und infraroten Spektralbereich gemessen werden. Es liefert mit einer Periodendauer von 15 min Meßdaten an Bodenstationen (Aminou, 2002; Banks u. a., 2013).



Abbildung 2.3: MSG-2 bei der Installation auf Stoßdämpfern (© ESA/MSG-Team, European Space Agency (ESA), 2005, Abbildung mit freundlicher Genehmigung)

Kapitel 3

Verfahren

3.1 Erstellung einer Trainingsdatenbank

Zentraler Bestandteil dieser Arbeit ist die Durchführung einer Vielzahl an Strahlungstransportsimulationen mittels eines numerischen Modells. Dies stellt den ersten Schritt bei der Entwicklung eines Algorithmus zur Detektion von Vulkanasche dar. Mit Hilfe der gewonnenen Daten wird im nächsten Schritt ein neuronales Netz trainiert, welches zusammen mit zusätzlichen Programmen zur Vorbereitung und Weiterverarbeitung der Daten den funktionstüchtigen Algorithmus zur Detektion von Vulkanasche in Satellitenbildern bildet. Im Gegensatz zu den in Abschnitt 3.2 beschriebenen dreidimensionalen Strahlungstransportsimulationen für die Erzeugung von Validierungsdaten in Form simulierter Satellitenbilder handelt es sich hierbei um eindimensionale Strahlungstransportsimulationen, die voneinander unabhängig, das heißt nicht Teil eines Satellitenbildes, sind.

Um ein neuronales Netz für die Detektion von Vulkanasche über Satellitenbilder trainieren zu können, ist eine Datenbank notwendig, die Ergebnisse vieler solcher Strahlungstransportrechnungen beinhaltet. Anhand dieser Informationsquelle wird das neuronale Netz angepaßt und optimiert, um später – nach Abschluß des Trainings – aus anderen Daten Informationen gleicher Art ableiten zu können. Insofern stehen die Qualität der Referenzdaten und die Leistung des vollständig entwickelten neuronalen Netzes in direktem Zusammenhang. Sämtliche Strahlungstransportrechnungen für die Erzeugung einer modularen Datenbank wurden mit dem Programm Global Simulation durchgeführt, welches der Autor der Arbeit für diesen Zweck entwickelt hat und im Folgenden beschrieben wird.

3.1.1 Programmaufbau

Das Programm Global Simulation errechnet die vom Satelliteninstrument unter gegebenen Bedingungen hypothetisch gemessenen Helligkeitstemperaturen durch eindimensionale Simulation des Strahlungstransportes. Es läuft über die Skriptsprache Python, Version 2.7.9, und läßt sich in mehrere logische Einheiten gliedern, welche nachfolgend aufgelistet werden. Abbildung 3.1 zeigt den zugehörigen Programmablaufplan. Rein programmrelevante Elemente werden im Text erwähnt, sind aber nicht abgebildet.

Einlesen der Parameter

Als ersten Schritt bei der Erzeugung eines neuen Datensatzes liest das Programm die Basisparameter und -dateien ein. Dazu zählen die Anzahl der durchzuführenden Simulationen, der verwendete Vulkanaschetyp, die Methoden, welche bei der Wahl der Zeitpunkte und Simulationsorte angewandt werden, siehe Abschnitt 3.1.4 ab Seite 39, sowie Grenzen für Höhe, Dicke und Massenkonzentration der Vulkanascheschicht.

Wahl der Zufallsgrößen

Sämtliche Zufallsgrößen und einige andere Werte werden auf Grundlage von zuvor festgelegten Parametern erzeugt. Dies geschieht teilweise kombiniert mit dem Einlesen benötigter Daten und der Berechnung abhängiger Größen, beschrieben in den beiden folgenden Schritten. Beginnend mit der Wahl des Simulationszeitpunktes nach einer festgelegten Methode erzeugt das Programm die Werte für den Simulationsort, siehe Abschnitt 3.1.4 ab Seite 37, den Sonnenzenitwinkel, die Eispartikelform, siehe Abschnitt 3.1.4 auf Seite 55, sowie Dicke, Höhe und Massenkonzentration der Vulkanascheschicht, siehe Abschnitt 3.1.4 ab Seite 56.

Einlesen benötigter Daten

Es werden gezielt die durch die Zufallsgrößen bestimmten Simulationsdaten geladen. Damit wird das auszulesende Datenvolumen möglichst gering gehalten.

Berechnung deterministischer Größen

Aus den zufällig festgelegten Größen werden die von diesen abhängigen deterministischen Größen errechnet. Dies umfaßt die Höhe der Erdoberfläche über dem Meeresspiegel und der Atmosphärenschichtgrenzen, die von der jeweiligen Atmosphärenschicht abhängigen Größen Luftdruck, -temperatur, -dichte, -teilchendichte, die Sauerstoff-, Wasserdampf-, Kohlenstoffdioxid- und Stickstoffdioxidteilchendichte sowie die Anordnung von Wolken und deren mikrophysikalischen Eigenschaften Wassergehalt und Effektivradius; abhängig vom Typ der

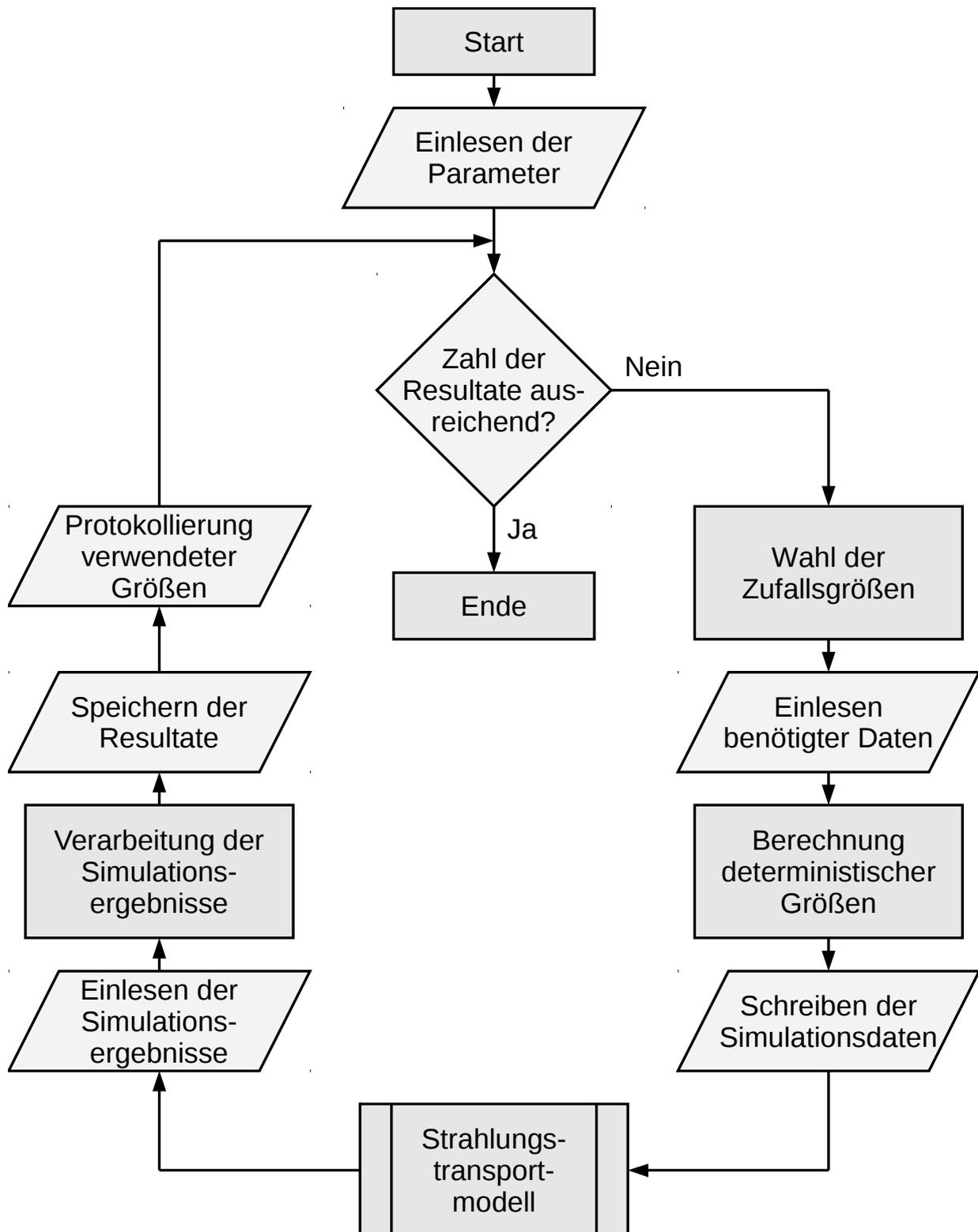


Abbildung 3.1: Programmablaufplan

Erdoberfläche, der aus dem Simulationsort ermittelt werden kann, des weiteren die Albedo dergleichen.

Schreiben der Simulationsdaten

Das Programm speichert die Simulationsdaten in Dateien mit geeignetem Format, so daß sie von dem Strahlungstransportmodell eingelesen werden können.

Strahlungstransportmodell

Das Strahlungstransportmodell uvspec (Mayer und Kylling, 2005) unter Verwendung des Lösungsalgorithmus DISORT wird mehrfach aufgerufen. Dabei führt es die folgenden drei untergeordneten Schritte der Reihe nach aus. Alle Simulationen der aktuellen Iteration der Hauptschleife bilden zusammen eine Simulationsreihe.

Einlesen der Simulationsdaten

Nach dem Start liest das Strahlungstransportmodell neben allgemeinen Daten die zuvor vorbereiteten Dateien mit Simulationsdaten ein.

Berechnung des Strahlungstransportes

Entsprechend der Einstellungen und Eingabeparameter wird die Strahlung berechnet, welche die Atmosphäre nach oben hin verläßt. Die Strahldichten werden zu Helligkeitstemperaturen konvertiert.

Schreiben der Simulationsergebnisse

Alle Resultate werden in einer Datei abgelegt.

Einlesen der Simulationsergebnisse

Nachdem das Strahlungstransportmodell die Berechnung abgeschlossen hat, werden die Simulationsergebnisse aus der entsprechenden Datei eingelesen.

Verarbeitung der Simulationsergebnisse

Die Simulationsergebnisse werden gefiltert, umformatiert und zusammengefaßt.

Speichern der Resultate

Alle Ergebnisse des aktuellen Durchlaufes der Hauptschleife werden der Datei mit den Resultaten durch einen Schreibzugriff hinzugefügt.

Protokollierung verwendeter Größen

Eine Aufstellung der im aktuellen Durchlauf der Hauptschleife verwendeten wichtigen Parameter und Größen sowie Informationen zu Arbeitsschritten und Laufzeit werden der Protokolldatei hinzugefügt.

Anhand der vorab festgelegten Simulationsanzahl wird die Hauptschleife des Programms so oft durchlaufen, bis die erforderliche Ergebnismenge ausgegeben wurde. Jeder Durchlauf fügt der Ausgabedatei die Daten einer Simulationsreihe hinzu, welche eine Datenreihe je Satellitenzenitwinkel umfassen. Im Sinne einer starken Parallelisierung kann ein Datensatz durch viele separate Programmprozesse erstellt werden. Alle Trainingsdatensätze wurden mit je 240 separaten Programmaufrufen für viele Prozessoren erstellt, was die Berechnungsdauer je Datensatz drastisch senkte.

3.1.2 Ausgangsdaten

Im Rahmen der Strahlungstransportsimulationen benötigte Daten basieren für alle Größen, mit Ausnahme des Emissionsgrades der Erdoberfläche, auf Daten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 2014). Die Werte für den Emissionsgrad der Erdoberfläche $\epsilon(\lambda)$ basieren auf Daten von Seemann u. a. (2008), die eigens für diesen Zweck aus jenen des Satellitenradiometers Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) erzeugt wurden. Hierdurch ist die Nutzung realistischer und konsistenter Werte für die Größen der Atmosphäre und Erdoberfläche gewährleistet. Andere Autoren, siehe Mackie und M. Watson (2014), greifen in ihren Arbeiten zu der Fernerkundung von Vulkanasche ebenfalls auf ECMWF-Daten zurück.

Zu Beginn der Programmausführung sind die Größen

– Geopotential	ϕ	(Einheit: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$),
– Luftdruck an der Erdoberfläche	p_s	(Einheit: Pa),
– Schichtkoeffizient	a_i	(Einheit: Pa),
– Schichtkoeffizient	a'_i	(Einheit: Pa),
– Schichtkoeffizient	b_i	(Einheit: 1),
– Schichtkoeffizient	b'_i	(Einheit: 1),
– Emissionsgrad	$\epsilon(\lambda)$	(Einheit: 1),
– Temperatur der Erdoberfläche	T_s	(Einheit: K),
– Lufttemperatur	T'_i	(Einheit: K),
– Bedeckungsgrad	c	(Einheit: 1),
– spezifische Luftfeuchtigkeit	q	(Einheit: kg kg^{-1}) und
– Massenverhältnis von Ozon und Luft	$\rho'_{\text{O}_3,i}$	(Einheit: kg kg^{-1})

als Rohdaten vorhanden.

Die ECMWF-Daten liegen für jeden Zeitpunkt je nach physikalischer Größe in zwei- oder dreidimensionaler Form vor und wurden für zwölf Zeitpunkte gewählt, jeweils den 15. Tag eines Monats von Februar 2010 bis Januar 2011, um 12 Uhr. Es handelt sich dabei um vorhergesagte Werte auf Basis von Modelldaten für 0 Uhr mit einem Vorhersagezeitraum von zwölf Stunden. Durch letzteren wird sichergestellt, daß die Modelldaten einen konsistenten Zustand der Atmosphäre, insbesondere in Bezug auf Wolken, wiedergeben. Infolge der Wahl eines Tages jedes Monats wird die Variabilität der Atmosphäre und der Eigenschaften der Erdoberfläche in geeignetem Umfang berücksichtigt, ohne daß große Datenmengen vorgehalten werden müssen. Die Lage eines Datenpunktes wird bei zweidimensionalen Größen immer durch seine geographische Breite und Länge festgelegt. Vertikal variable Daten verfügen über eine zusätzliche Dimension für die Atmosphärenschicht. Der Gitterabstand der geographischen Koordinaten beträgt $0,25^\circ$, beginnend bei $+90^\circ$ geographischer Breite und -180° geographischer Länge. Es sind 91 Atmosphärenschichten vorhanden, welche vom oberen Rand der Atmosphäre an, beginnend mit null, numeriert sind. Daraus ergeben sich 92 Schichtgrenzen.

Über den Index i sind höhenabhängige Größen der Schichtgrenze mit der entsprechenden Nummer zugeordnet; mit einem Strich gekennzeichnete Variablen beziehen sich auf die zugehörige Schichtmitte. Der Übersichtlichkeit wegen wird des weiteren bei allen ortsabhängigen Größen die explizite Angabe ihrer Abhängigkeit von geographischen Koordinaten ausgelassen. Alle restlichen Größen, die bei den beschriebenen Berechnungen genutzt werden, sind Naturkonstanten und bekannt.

3.1.3 Strahlungstransport

In dieser Arbeit wurde durchgehend das in Abschnitt 3.2 erwähnte Programmpaket libRadtran (Mayer und Kylling, 2005; Mayer, Kylling u. a., 2012; Mayer, Emde u. a., 2014) genutzt, welches die Wahl verschiedener Algorithmen zur Lösung der Strahlungstransportgleichung zuläßt und somit ein- wie auch dreidimensionale Anwendungen abdeckt. Zur Berechnung der Resultate für die modulare Datenbank wurde der in Abschnitt 2.2.2 auf Seite 17 beschriebene Lösungsalgorithmus DISORT (Stamnes u. a., 1988), implementiert in der Programmiersprache C, siehe Buras und Mayer (2011), eingesetzt.

Zu Beginn jeder Simulation liest das Strahlungstransportprogramm alle benötigten Angaben und Werte aus vier verschiedenen Dateien ein. Erster Schritt hierbei ist die Ausführung der Befehle in der Steuerungsdatei für die aktuelle Simulation. Im Zuge dessen werden auch die nachfolgend einzulesenden Dateien bestimmt und über einen entsprechenden Befehl die zu verwendende Kanalantwortfunktion. Bei allen Berechnungen kommt die Parametrisierung der

molekularen Absorption des Programmes Low Resolution Transmission (LOWTRAN) (Kneizys u. a., 1983; Pierluissi und Peng, 1985) zur Anwendung. Zusätzlich beinhaltet die Steuerungsdatei die Satellitenzenitwinkel als Kosinuswerte, die Temperatur der Erdoberfläche T_S , die Eispartikelform und die Vulkanascheart. Die zweite Datei beinhaltet die Atmosphärengrößen

– Höhe	h_i	(Einheit: m),
– Druck	p_i	(Einheit: Pa),
– Lufttemperatur	T_i	(Einheit: K),
– Teilchendichte von Luft	$\hat{\rho}_i$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Ozon	$\hat{\rho}_{\text{O}_3,i}$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Sauerstoff	$\hat{\rho}_{\text{O}_2,i}$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Wasserdampf	$\hat{\rho}_{\text{H}_2\text{O},i}$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Kohlenstoffdioxid	$\hat{\rho}_{\text{CO}_2,i}$	(Einheit: cm^{-3}) und
– Teilchendichte von Stickstoffdioxid	$\hat{\rho}_{\text{NO}_2,i}$	(Einheit: cm^{-3}).

In der dritten Datei sind die Werte für die Albedo $\alpha(\lambda)$ in Abhängigkeit von elf Stützstellen der Wellenlänge λ zu finden. Eine Beschreibung der Albedodaten sowie der Arbeitsschritte bei der Erstellung dieser Datei sind in Abschnitt 3.1.4 ab Seite 43 zu finden. Alle Parameter der Vulkanascheschicht, wie

– Höhe der Schichtgrenzen	$h_{V,i}$	(Einheit: km) und
– Massenkonzentration	$\tilde{\rho}_{V,i}$	(Einheit: g m^{-3})

werden in der vierten Datei gespeichert. Wie die Erstellung der verschiedenen Daten vonstatten geht, ist im nächsten Abschnitt genau beschrieben.

3.1.4 Eingabegrößen

Geometrie

Bevor weitere Simulationsparameter bestimmt werden können, muß zunächst ein Ort auf der Erdoberfläche gewählt werden, für den die nächste Simulation durchgeführt wird: Es erfolgt eine Vorauswahl aus allen Orten, die durch die Projektion der Bildpunkte des Satelliteninstrumentes SEVIRI auf die Erdoberfläche gegeben sind, siehe Abschnitt 2.4 auf Seite 28. An dieser Stelle greift das Programm auf eine Datei zu, welche die geographischen Koordinaten möglicher Simulationsorte enthält; einer der Koordinateneinträge wird je nach Einstellung zufällig oder sequentiell gewählt. In der Datei sind 102.799 SEVIRI-Bildpunkte in jeweils der zehnten Reihe und Spalte des zweidimensionalen SEVIRI-Bildbereiches gespeichert. Die Eingrenzung möglicher Simulationsorte dient der Vermeidung von Redundanz in Form mehrerer Koordinateneinträge,

für die der gleiche Satz an Simulationsdaten ausgelesen würde. Ist der Abstand zwischen den möglichen Simulationsorten kleiner als der Gitterabstand der Simulationsdaten, können für einen bestimmten Satz von Simulationsparametern mehrere zugehörige Simulationsorte existieren.

Durch die Vorauswahl wird das Problem einer verzerrten Flächengewichtung bei zufälliger Koordinatenbestimmung beseitigt: Unabhängig von der Lage des Projektionsortes besitzt im Falle zufälliger Auswahl jeder SEVIRI-Bildpunkt die gleiche Wahrscheinlichkeit, zu der Bestimmung des Simulationsortes herangezogen zu werden. Bei sequentieller Auswahl startet das Programm je Bildpunkt eine Simulation. Damit ist gewährleistet, daß alle Bildpunkte und damit das gesamte Blickfeld des Satelliteninstrumentes in den zu erstellenden Datensatz einbezogen werden. Insgesamt läßt sich hierdurch zusätzlich eine Anpassung der Simulationsdaten bezüglich des Satelliteninstrumentes erreichen, da positionsbedingte Korrelationen zwischen den Meßwerten einzelner Bildpunkte sowie zwischen Meßwerten und physikalischen Parametern gewahrt bleiben.

Allen Simulationen liegt ein zentrales Koordinatengitter zugrunde, an das alle verwendeten Daten angeglichen werden. Dieses Simulationskoordinatengitter besitzt einen Gitterabstand von $0,25^\circ$ entlang beider Koordinaten. Es kommen insgesamt 1.038.240 Datenpunkte auf den Koordinatenlinien von $+90,00^\circ$ bis $-90,00^\circ$ geographischer Breite und $-180,00^\circ$ bis $+179,75^\circ$ geographischer Länge zu liegen. Somit sind die einzulesenden ECMWF-Daten räumlich auf dem Simulationskoordinatengitter definiert, siehe unter Gliederungspunkt 3.1.2 ab Seite 35; eine Umrechnung ist nicht nötig.

Anschließend wird der gewählte Punkt der Erdoberfläche auf den nächstliegenden Gitterpunkt eines zentralen Koordinatengitters verschoben. Dies geschieht unter Annahme quadratischer Gitterzellen und bestimmt auf diese Weise den tatsächlichen Simulationsort mittels Quantisierung. Für die hier getroffenen Annahmen gelten die gleichen Betrachtungen, wie unter Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 43 beschrieben.

Solch eine Ausrichtung bedeutet auch eine Quantisierung der geographischen Koordinaten. Der Simulationsort beeinflusst direkt die zugrundeliegenden physikalischen Parameter, die davon abhängigen Wahrscheinlichkeiten bei der Wahl zufälliger Größen und damit den Strahlungstransport. Ein Beispiel hierfür ist die zufällige Erstellung einer Wolkenschichtung, wie in Unterabschnitt 3.1.4 auf Seite 50 beschrieben: Während sich der schichtabhängige Bedeckungsgrad nach dem Simulationszeitpunkt und -ort richtet, wird die Wolkenanordnung danach wiederum im Rahmen der durch die Bedeckungsgradwerte festgelegten Wahrscheinlichkeiten erzeugt.

Es ist anzumerken, daß für Satellitenzenitwinkel ungleich null ein von den geographischen Koordinaten abhängiger Parallaxenfehler in den Ergebnissen des Modells gegeben ist. Wie be-

schrieben wird nach der Wahl eines Bildpunktes für die Simulation eine eindimensional variierende Atmosphäre erstellt. Unter der Annahme unendlicher Ausdehnung in horizontaler Richtung ist diese Atmosphäre im Modell lotrecht über dem gewählten Simulationsort gültig. Für andere Blickwinkel durchquert der Sehstrahl Atmosphärenschichten, die nicht lotrecht über dem betrachteten Punkt auf der Erdoberfläche liegen. Anders ausgedrückt verschiebt sich die Projektion des Simulationsortes auf die Erdoberfläche mit zunehmender Höhe. Als Konsequenz daraus sind die ortsabhängigen Parameter nur bei Verwendung einer senkrechten Blickrichtung auf den Simulationsort richtig, für andere Blickrichtung muß eine von der Beobachtungsgeometrie abhängige Variation derselben berücksichtigt werden. Dies ist allerdings mit deutlich höherem Aufwand bei der Erstellung der Datenbank verbunden und nicht für jeden Ort der betrachteten Erdoberfläche möglich, daher werden für jeden gewählten Simulationsort ausschließlich die unmittelbar zugehörigen Atmosphärengrößen verwendet und die damit einhergehende Abweichung vernachlässigt. Problematisch wird dieser Sachverhalt allerdings an den Rändern des SEVIRI-Blickfeldes. Da hier aufgrund sehr kleiner Blickwinkel zur Erdoberfläche jedoch ohnedies keine zuverlässige Detektion erfolgt, können die dort befindlichen Bildpunkte ignoriert und negative Auswirkungen gleichzeitig umgangen werden.

Für die Berechnungen im thermischen Spektralbereich wird keinerlei Information über den Sonnenstand benötigt. Das Programm besitzt jedoch bereits eine Funktion zur zufälligen Wahl des Sonnenzenitwinkels, um Rechnungen auch im solaren Spektralbereich durchführen zu können.

Jede Simulation liefert Ergebnisse für 50 verschiedene Satellitenzenitwinkel, deren Kosinus sich mit gleichbleibender Schrittweite von 0,02 im Bereich von 0,02 bis 1 bewegt. Soll die Simulation das Blickfeld eines Satelliteninstrumentes wiedergeben, wird je Bildpunkt nur ein Winkel benötigt.

Zeitpunkt

Wie bei der Wahl der geographischen Koordinaten stehen auch bei der Bestimmung des Zeitpunktes für jede einzelne Strahlungstransportsimulation zwei verschiedene Methoden zur Verfügung: Entweder wird der Zeitpunkt konstant gehalten oder aber zufällig aus vorab festgelegten Werten gewählt. Für die ECMWF-Daten – als Grundlage der Erstellung der Trainingsdatenbank – existieren zwölf Zeitpunkte, wie auch in Abschnitt 3.1.2 auf Seite 35 beschrieben, welche bei der Erstellung der Trainingsdatenbank allesamt zufällig und mit gleicher Wahrscheinlichkeit verwendet werden.

Kanäle

Insgesamt stehen zwölf spektrale Kanäle des Radiometers SEVIRI zur Verfügung: drei im sichtbaren Spektralbereich, inklusive eines hochaufgelösten Kanals, zwei im nahen infraroten sowie weitere sieben im mittleren infraroten Spektralbereich. Tabelle 3.1 beinhaltet eine Übersicht aller verfügbaren Kanäle. Für den hochaufgelösten Kanal beträgt die Auflösung 1 km mal 1 km am Nadir, für alle anderen Kanäle 3 km mal 3 km (Aminou, 2002).

Für die Infrarotkanäle WV 6.2, WV 7.3, IR 8.7, IR 9.7, IR 10.8, IR 12.0 und IR 13.4 wurden die Meßwerte einzelner Bildpunkte in Form von Helligkeitstemperaturen simuliert; allen folgenden Betrachtungen liegen als unveränderlich angenommene spektrale Antwortfunktionen zugrunde, welche im Programmpaket libRadtran enthalten sind (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, 2005b). Abbildung 3.2 zeigt den Wert dieser Antwortfunktionen in Abhängigkeit von der Wellenlänge; er stellt einen Faktor dar, mit dem die simulierten Meßwerte spektral gewichtet werden. Durch die Wahl der Kanäle werden sämtliche verfügbare Informationen aus dem infraroten Spektralbereich verwendet, was die mit der Zweikanaltechnik (A. J. Prata, 1989a; A. J. Prata, 1989b; A. J. Prata und Grant, 2001a; A. J. Prata und Grant, 2001b) genutzten spektralen Charakteristika bei 10,8 μm und 12,0 μm einschließt. Des Weiteren werden durch das Training des künstlichen neuronalen Netzes mit den so erstellten Daten Einflüsse von Kohlenstoffdioxid, Wolken bis in niedrige Höhen und der Temperatur des Bodens miteinbezogen. Kanäle, welche von der Erde reflektiertes Sonnenlicht detektieren, weisen in Folge davon eine Abhängigkeit von der Sonneneinstrahlung auf. Im sichtbaren und nahem infraroten Spektralbereich liegende Kanäle wurden deshalb nicht verwendet, um eine Abhängigkeit vom Tag-Nacht-Zyklus zu vermeiden, so daß der Detektionsalgorithmus zu jeder Tageszeit und auch in Gebieten mit hoher Albedo eingesetzt werden kann (Ackerman, 1997). Dies betrifft Kanal IR 3.9, vergleiche Ackerman (1989) und Schmid (2000), und alle Kanäle mit kleineren Wellenlängen.

Bezüglich der Auswahl der Kanäle ist anzumerken, daß der Emissionsgrad der Erdoberfläche eine Abhängigkeit von der Tageszeit aufweisen kann, vergleiche Ackerman (1997), wodurch eine Abhängigkeit der gemessenen Helligkeitstemperaturen möglich ist. Damit entsteht – trotz ausschließlicher Verwendung von Infrarotkanälen – durch die den Emissionsgrad beeinflussende Temperatur der Erdoberfläche eine Abhängigkeit der Eingangsgrößen von der Tageszeit. Bei Training und Anwendung des Algorithmus wird daher auch die Temperatur der Erdoberfläche als Eingangsgröße gebraucht, so daß die genannte Abhängigkeit bei der Detektion berücksichtigt werden kann. Es ist praktisch nicht möglich, kurzfristige, das heißt auf der zeitlichen Basis von Tagen stattfindende, Schwankungen einzubeziehen, deren Ursache eine temperaturunabhängige Veränderung der Beschaffenheit der Erdoberfläche ist.

Kanal	Zentr. Wellenl. in μm	Wellenlängenbereich in μm		Rauschen in K oder $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ *
		99 % oder 96 %* Energie ¹	Gesamt	
HRV	0,750	*0,5–0,9	0,45–1,05	*1,07
VIS 0.6	0,635	0,56–0,71	0,485–0,785	*0,53
VIS 0.8	0,81	0,74–0,88	0,67–0,95	*0,49
NIR 1.6	1,64	1,50–1,78	1,36–1,92	*0,25
IR 3.9	3,92	3,48–4,36	3,04–4,80	0,35
WV 6.2	6,25	5,35–7,15	4,45–8,05	0,75
WV 7.3	7,35	6,85–7,85	6,35–8,35	0,75
IR 8.7	8,70	8,30–9,10	7,90–9,50	0,28
IR 9.7	9,66	9,38–9,94	9,10–10,22	1,50
IR 10.8	10,80	9,80–11,80	9,80–11,80	0,25
IR 12.0	12,00	11,00–13,00	10,00–14,00	0,37
IR 13.4	13,40	*12,40–14,40	11,40–15,40	1,80

¹ Der angegebene Wellenlängenbereich umfasst 96 % oder 99 % der Energie bei spektraler Integration über die Wellenlänge.

Tabelle 3.1: SEVIRI-Kanäle und zugehörige Wellenlängen (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, 2005a; European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, 2005b; Schmid, 2000)

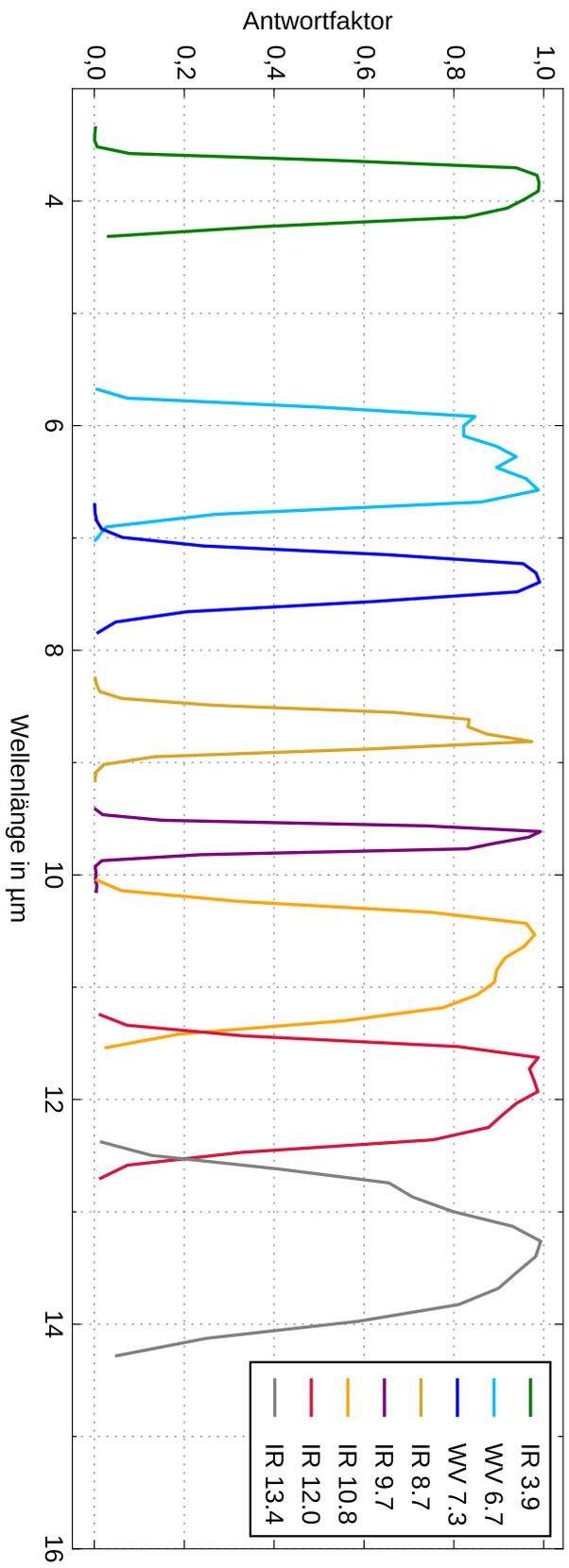


Abbildung 3.2: Antwortfunktionen der Kanäle von SEVIRI auf MSG-2 im infraroten Spektralbereich für die Simulation von Meßdaten

Erdoberfläche

In den Simulationen für eine bestimmte Wellenlänge wird die Erdoberfläche als isotroper Strahler angesehen, so daß der Emissionsgrad $\epsilon(\lambda)$ und die Albedo $\alpha(\lambda)$ durch die Beziehung $\epsilon(\lambda) + \alpha(\lambda) = 1$ ausgedrückt werden können. Für die Strahlungstransportrechnungen benötigt das eingesetzte Programm deshalb Albedowerte in Abhängigkeit von geographischen Koordinaten. Eine Diskussion von Abweichungen, hervorgerufen durch Effekte von Heterogenität und Skalenabhängigkeit, findet sich bei Becker und Li (1995).

Land- und Wasseroberflächen werden auf verschiedene Weise behandelt: Für das Festland stehen Emissionsgraddaten für die Umrechnung in Albedowerte bereit, für Meere und Seen gilt ein globaler Wert. Die Unterscheidung erfolgt durch eine Oberflächenmaske, deren Einträge für jeden Datenpunkt des Simulationskoordinatengitters die Information über den Typ der Erdoberfläche liefern.

Handelt es sich bei der Oberfläche um Festland, wird die Bodenalbedo für den jeweiligen Bildpunkt herangezogen. Um entsprechende Werte bereitstellen zu können, sind vor Benutzung des Hauptprogrammes zusätzliche Datenverarbeitungsschritte durchzuführen; dies umfaßt die Mittelung der zugrundeliegenden Emissionsgraddaten für die Umrechnung in die Bodenalbedo. Das Erstellen mehrerer Zusatzprogramme zu diesem Zweck war Bestandteil der vorliegenden Arbeit. Nachfolgend werden die Ausgangsdaten und einzelnen Arbeitsschritte in richtiger Reihenfolge beschrieben.

Die hierfür verwendeten Emissionsgraddaten für die Erdoberfläche sind MODIS-basierte Daten von Seemann u. a. (2008), siehe Abschnitt 3.1.2 auf Seite 35. In einzelnen Dateien, von denen jede jeweils einem bestimmten Monat zugeordnet ist, sind die entsprechenden Werte in einer Variablen je Wellenlänge gespeichert, darunter in Abhängigkeit von geographischen Koordinaten. Die Wellenlängen betragen $3,7 \mu\text{m}$, $4,3 \mu\text{m}$, $5 \mu\text{m}$, $5,8 \mu\text{m}$, $7,6 \mu\text{m}$, $8,3 \mu\text{m}$, $9,3 \mu\text{m}$, $10,8 \mu\text{m}$, $12,1 \mu\text{m}$ und $14,3 \mu\text{m}$. Daraus resultiert eine logische Aufteilung der Daten in einer vierdimensionalen Struktur mit den Dimensionen Zeit, Wellenlänge, nördliche Breite und östliche Länge. In den räumlichen Dimensionen bilden die Daten ein strukturiertes Gitter bezüglich der geographischen Koordinaten mit einem festen Gitterabstand von $0,05^\circ$. Abgedeckt wird der Bereich von $-179,975^\circ$ bis $+179,975^\circ$ geographischer Länge und von $+89,975^\circ$ bis $-89,975^\circ$ geographischer Breite mit insgesamt 25.919.999 Datenpunkten. Abbildung 3.3 veranschaulicht den Aufbau und zeigt einen auf ein zweidimensionales kartesisches Koordinatensystem übertragenen Ausschnitt. Datenpunkte des Emissionsgrades sind als Quadrate dargestellt. Da die Daten in einer Auflösung von $0,05^\circ$ in geographischen Koordinaten vorliegen, muß vor der Verwendung eine Umrechnung durch Mittelung auf die Modellauflösung von $0,25^\circ$ erfolgen.

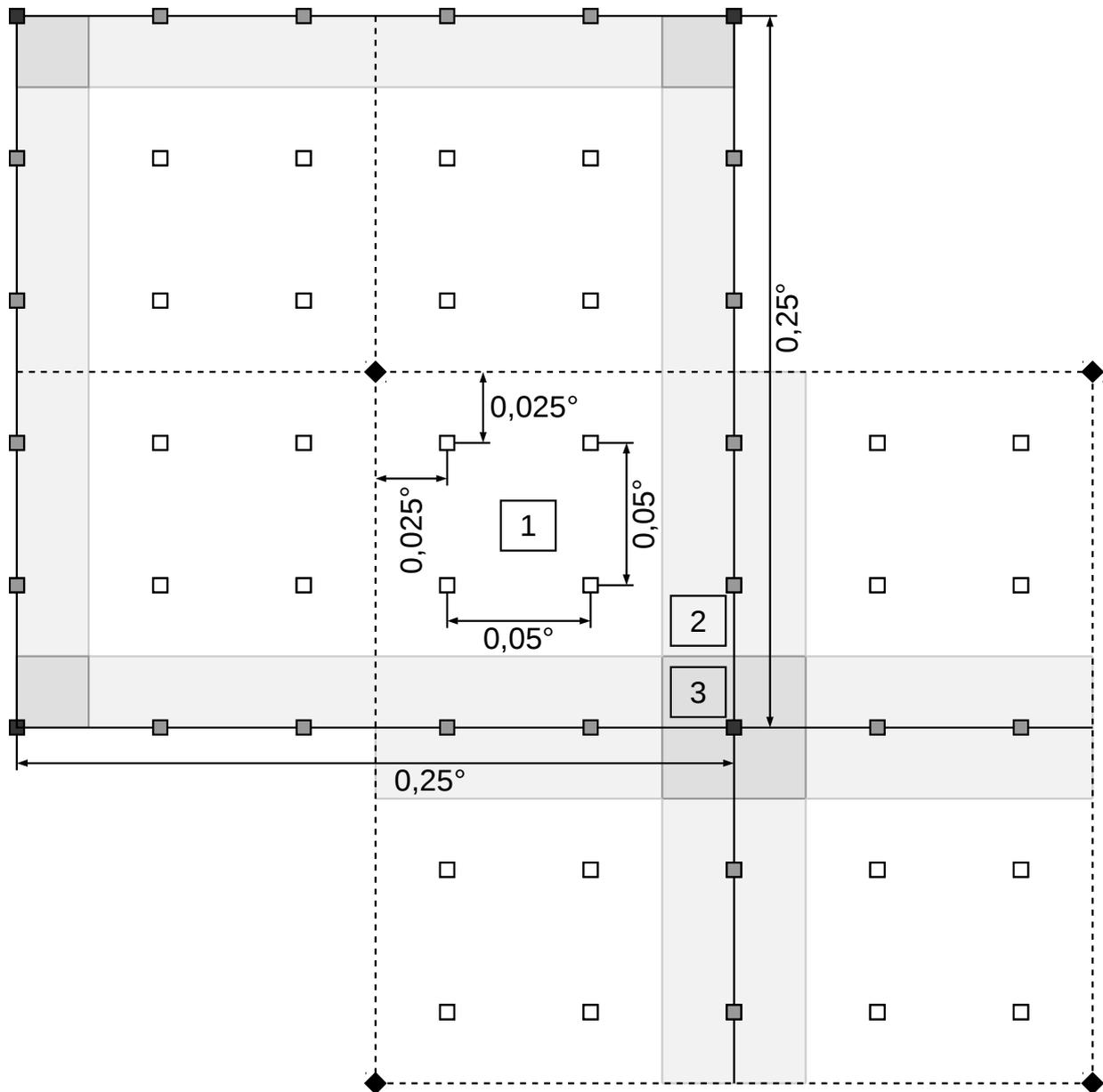


Abbildung 3.3: Mittelungsschema für Albedodaten

Für die Mittelung werden diese anhand eines zweiten Gitters in Mittelungsbereiche zusammengefaßt. Mit einem Gitterabstand von $0,25^\circ$ liegt das zweite Gitter deckungsgleich über dem ersten, die Koordinatenlinien beider Gitter fallen also zusammen. Jede Zelle schließt damit 36 Datenpunkte des Emissionsgrades ein, wenn auf der Zellengrenze liegende Datenpunkte einbezogen werden. Da beide Gitter gekrümmt sind, ist der Abstand zwischen den Gitterlinien und damit auch die Fläche je Zelle nicht konstant. Somit ist der Abstand benachbarter Datenpunkte ortsabhängig. In Nähe der Erdpole beispielsweise sind mehr Datenpunkte je Einheitsfläche zu finden als in Äquatornähe. Daraus resultiert eine Abweichung zwischen dem Mittelwert für eine bestimmte Zelle und dem Wert des gleichen Gebietes bei flächennormierter Mittelung. Durch die geometrische Verzerrung entstandene Abweichungen des umgerechneten Emissionsgrades sind in der überwiegenden Zahl an Fällen deutlich kleiner als 0,075, damit minimal und werden vernachlässigt.

Je Zelle wird nun über alle enthaltenen Datenpunkte gemittelt. Da die Randpunkte in jeweils zwei und die Eckpunkte in jeweils vier Zellen eingerechnet werden, berücksichtigt der verwendete Algorithmus jeden Datenpunkt entsprechend seines Zellenanteiles mit einem Gewichtungsfaktor. Es ergeben sich so drei verschiedene Arten von Werten, die auch in Abbildung 3.3 unterschieden werden: normale Werte in Weiß, welche einen Gewichtungsfaktor von eins aufweisen und in Bereich 1 im Inneren der entsprechenden Zelle liegen, Kantenwerte in Grau, mit einem Gewichtungsfaktor von $\frac{1}{2}$ in Bereich 2 auf den Rändern, sowie Eckwerte in Schwarz, mit einem Gewichtungsfaktor von $\frac{1}{4}$ in Bereich 3 auf den Ecken. Folgende Formel beschreibt den gemittelten Albedowert $\alpha(\lambda)$ eines Datenpunktes:

$$a(\lambda) = \frac{\sum_{i_1} \epsilon_{i_1}(\lambda) + \frac{1}{2} \sum_{i_2} \epsilon_{i_2}(\lambda) + \frac{1}{4} \sum_{i_3} \epsilon_{i_3}(\lambda)}{\sum_{i_1} 1 + \sum_{i_2} \frac{1}{2} + \sum_{i_3} \frac{1}{4}}. \quad (3.1)$$

i_1, i_2 und i_3 sind die Indices der Datenpunkte in den Bereichen der jeweils gleichen Nummer, e_i ist der Emissionsgrad des Datenpunktes mit Index i .

Der Mittelungsalgorithmus wendet in Ost-West-Richtung periodische Randbedingungen an, indem die Randwerte, welche an dem Längengrad bei 180° liegen, als benachbart behandelt werden. Somit ist eine den Nullmeridian übergreifende Mittelung gewährleistet. Entlang der Nord-Süd-Richtung können periodische Randbedingungen nicht umgesetzt werden, da die entsprechenden Datenpunkte aufgrund der Geometrie nicht benachbart zueinander sind. Fehlende Datenpunkten in der Nähe der Erdpole werden daher ignoriert, indem der Mittelungsbereich auf die vorhandenen Datenpunkte beschränkt wird, die relative Gewichtung der Datenpunkte einer Zelle bleibt dabei unverändert.

Der erhaltene Mittelwert bezieht sich auf die Zellenmitte und wird in einen Albedowert umgerechnet und gespeichert. In Abbildung 3.3 sind die Positionen der Albedowerte als auf der Spitze stehende Quadrate in Schwarz abgebildet. In der Summe über alle Zellen ist sichergestellt, daß jeder Datenpunkt mit einem Gesamtgewicht von eins in die Berechnungen eingeht. Das Absolutgewicht ist für jeden Datenpunkt, mit Ausnahme der Bereiche an den Polen der Erde, gleich. Abweichungen hierdurch sind vernachlässigbar und werden durch die Ähnlichkeit der Werte in den entsprechenden Bereichen zusätzlich reduziert.

Datenpunkte für Wasseroberflächen weisen in den zu verarbeitenden Daten einen Wert von -1 auf und werden, wie fehlende Datenpunkte bei den Erdpolen, nicht in die Mittelung einbezogen. Infolgedessen nimmt der Einfluß von Datenwerten in Zellen mit Wasser und Land, das heißt an Küsten und Ufern, zu. Eine statistische Umverteilung von Wasser- und Landanteilen in den Emissionsgraddaten findet dennoch nicht statt, da zur Bestimmung der Art der Erdoberfläche eine von den gemittelten Daten unabhängige Oberflächenmaske herangezogen wird. Jahreszeitenabhängige Veränderung durch das Gefrieren von Wasseroberflächen werden im Gegenzug dadurch nicht berücksichtigt.

Das Simulationsprogramm setzt für Wasseroberflächen einen wellenlängenunabhängigen Emissionsgrad von $0,986$ ein. Eine Variation im Spektralbereich von $8\ \mu\text{m}$ bis $14\ \mu\text{m}$ kleiner als $0,03$ sowie geringer Einfluß der Wasserart (Salisbury und D'Aria, 1992) bestätigen dies als gute Näherung innerhalb des Wellenlängenintervalls der SEVIRI-Kanäle. Auf eine Veränderung des Emissionsgrades von Wasseroberflächen durch verschiedene Einflüsse wie windbedingte Oberflächenstrukturen, variable optische Eigenschaften in Abhängigkeit von Salzgehalt und Temperatur des Wassers sowie unterschiedliche Blickwinkel wurde verzichtet. Arbeiten von Masuda u. a. (1988), Niclòs u. a. (2005) und Wu und Smith (1997) zeigen, daß die Änderung des Emissionsgrades aufgrund der genannten Einflüsse mit zunehmendem Satellitenzenitwinkel ansteigt. Durch die angewandte Näherung entstehen für Satellitenzenitwinkel kleiner als 50° nur geringe Abweichungen. Wie Masuda u. a. weiterhin zeigten, birgt die Behandlung einer Wasseroberfläche als schwarzer Strahler das Risiko größerer Fehler im Bereich für Zenitwinkel größer als 70° . In besonderem Maße trifft dies auf den $12\text{-}\mu\text{m}$ -Kanal zu. Bei Bildpunkten, für die der Typ der Erdoberfläche in der Oberflächenmaske und den gemittelten Albedodaten nicht übereinstimmt, wendet das Programm eine Wasseroberfläche an.

Das Strahlungstransportmodell leitet benötigte Albedowerte zwischen den Wellenlängenstützstellen mittels Interpolation ab. Zusätzlich wird vorab eine weitere Stützstelle bei $99,999\ \mu\text{m}$ durch Duplikation des Wertes bei $14,3\ \mu\text{m}$ erzeugt. So läßt sich der abgedeckte Wellenlängenbereich erweitern, um den langwelligen Ausläufer der Antwortfunktion des Kanals IR 13.4 ein-

zuschließen. Andernfalls lägen einige Wellenlängen, für die Strahlungstransportrechnungen ausgeführt werden müssen, außerhalb des Wellenlängenbereiches, für den die Albedo definiert wird, was zu einem Abbruch der Berechnungen durch das Strahlungstransportprogramm führen würde. Da die verwendeten Albedowerte das Ergebnis von MODIS-Messungen sind, repräsentieren sie eine Mittelung über einen Wellenlängenbereich durch die inhärente Anwendung instrumentspezifischer Antwortfunktionen. Dieser Wellenlängenbereich reicht über die angegebene Stützstelle hinaus, siehe National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2014), des weiteren sind die von der Wellenlänge abhängigen Variationen sehr klein, siehe Abschnitt 4.1.2 ab Seite 99; durch die hier erklärte Erweiterung des Interpolationsintervalles entsteht daher keine zu berücksichtigende Verfälschung der Daten.

Nach der Mittelung werden die erhaltenen Daten zur weiteren Verwendung gespeichert. Für jeden Simulationszeitpunkt ist je eine eigene Datei mit den Emissionsgraddaten erstellt worden. Jede Datei enthält 10.382.400 Werte und entspricht in ihrer Datenstruktur der des Simulationskoordinatengitters mit einer weiteren Dimension für die Wellenlänge. In Abbildung 4.16 auf Seite 125 ist ein Teil solcher Daten visualisiert.

Atmosphäre

Sämtliche ortsabhängige Größen der simulierten Atmosphären leitet das Programm aus ECMWF-Daten ab, siehe Gliederungspunkt 3.1.2 ab Seite 35. Das umfaßt auch Größen für verschiedene Gase. Im Vergleich mit den Werten des kritischen Druckes der einzelnen Gase ist der Luftdruck in den simulierten Atmosphären gering, so daß die Gase in guter Näherung als ideal behandelt werden können. Nach der Berechnung der notwendigen Größen erfolgt die Speicherung bestimmter atmosphärischer Größen für den Import durch das Strahlungstransportmodell in einer Datei.

Die in Abschnitt 3.1.2 auf Seite 36 beschriebene Kennzeichnung der Formelzeichen wird auch in diesem Abschnitt verwendet.

Zunächst wird die Höhe der Erdoberfläche e über dem Meeresspiegel bestimmt.

$$e = \phi/g \tag{3.2}$$

Dazu wird das Geopotential ϕ benötigt, g ist die Schwerebeschleunigung und konstant. Aus dem Luftdruck an der Erdoberfläche p_s läßt sich zudem sowohl der höhenabhängige Luftdruck für die Schichtgrenzen p_i als auch der Luftdruck für die Schichtmitten p'_i berechnen, siehe European

Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (2002).

$$p_i = a_i + b_i p_S \quad (3.3)$$

$$p'_i = a'_i + b'_i p_S \quad (3.4)$$

In den Gleichungen für p_S werden die schichtabhängigen Koeffizienten a_i , a'_i , b_i und b'_i verwendet (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 2013). Für die höchste Schicht wird zusätzlich der Wert 0,01 Pa addiert, um Probleme bei der folgenden logarithmischen Interpolation zu vermeiden. Über die höhenabhängige Lufttemperatur für die Schichtmitten T'_i und den Luftdruck wird im nächsten Schritt die Lufttemperatur für die Schichtgrenzen T_i abgeleitet.

$$T_i = T'_{i-1} + \frac{\ln(p_i/p'_{i-1})}{\ln(p'_i/p'_{i-1})} (T'_i - T'_{i-1}) \quad (3.5)$$

Werte für die höchste und niedrigste Schichtgrenze ermittelt das Programm durch lineare Extrapolation.

An dieser Stelle sind alle Größen bekannt, um die Höhen der Schichtgrenzen h_i über der Erdoberfläche berechnen zu können. Dies geschieht über die barometrische Höhenformel

$$h_i = h_{i+1} + \frac{R}{2M_A g} \ln(p_{i+1}/p_i) (T'_i + T'_{i-1}). \quad (3.6)$$

Hier werden die universelle Gaskonstante R , die molare Masse von Luft M_A sowie Luftdruck p und Temperatur T verwendet. Mit logarithmischer Extrapolation errechnet sich die Höhe der obersten Schichtgrenze h_0 . Anschließend erfolgt die Berechnung der Luftdichte ρ_i mit der thermischen Zustandsgleichung idealer Gase

$$\rho_i = \frac{M_A p_i}{RT_i} \quad (3.7)$$

für jede Schicht. Weiterhin wird die Teilchendichte für Luft $\hat{\rho}$ benötigt:

$$\hat{\rho}_i = \frac{N_A p_i}{RT_i}. \quad (3.8)$$

Mit den so bestimmten Größen lassen sich die Teilchendichten für Sauerstoff $\hat{\rho}_{O_2,i}$, Kohlenstoffdioxid $\hat{\rho}_{CO_2,i}$ und Stickstoffdioxid $\hat{\rho}_{NO_2,i}$ berechnen, für die ein festes Mischungsverhältnis bezüglich der Teilchendichte, bestimmt aus gemittelten Daten (Australian Government – Department of the Environment, 2012; Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC), 2012;

Earth System Research Laboratory (ESRL), 2012; Wolfram Research, 2012), vorausgesetzt wird:

$$\hat{\rho}_{\text{O}_2,i} = 2,0918 \cdot 10^{-1} \hat{\rho}_i \quad (3.9)$$

$$\hat{\rho}_{\text{CO}_2,i} = 3,3028 \cdot 10^{-4} \hat{\rho}_i \quad (3.10)$$

$$\hat{\rho}_{\text{NO}_2,i} = 2,3020 \cdot 10^{-11} \hat{\rho}_i. \quad (3.11)$$

Weiterhin können die Massenanteile bezüglich Luft von Wasserdampf und Ozon für die Schichtgrenzen ermittelt werden. Dies geschieht durch Interpolation aus den Werten für die Schichtmitten $\rho'_{\text{H}_2\text{O},i}$ und $\rho'_{\text{O}_3,i}$, welche als ECMWF-Daten vorliegen, anhand des Druckgitters; analog zu Gleichung 3.5. Werte für die beiden äußersten Schichten der Atmosphäre werden, wie bei der Lufttemperatur für die Schichtgrenzen, über lineare Extrapolation bestimmt, dabei selten auftretende negative Ergebnisse auf null gesetzt. Mit den so bestimmten Massenanteilen $r_{\text{H}_2\text{O}}$ und r_{O_3} ergeben sich die Teilchendichten

$$\hat{\rho}_{\text{H}_2\text{O},i} = N_A \rho_i r_{\text{H}_2\text{O}} / M_{\text{H}_2\text{O}} \quad (3.12)$$

$$\hat{\rho}_{\text{O}_3,i} = N_A \rho_i r_{\text{O}_3} / M_{\text{O}_3}. \quad (3.13)$$

Nach Durchführung aller beschriebenen Berechnungen schreibt das Programm an dieser Stelle eine Datei mit den Atmosphäreninformationen

– Höhe	h_i	(Einheit: km),
– Druck	p_i	(Einheit: hPa),
– Temperatur	T_i	(Einheit: K),
– Teilchendichte von Luft	$\hat{\rho}_i$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Ozon	$\hat{\rho}_{\text{O}_3,i}$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Sauerstoff	$\hat{\rho}_{\text{O}_2,i}$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Wasserdampf	$\hat{\rho}_{\text{H}_2\text{O},i}$	(Einheit: cm^{-3}),
– Teilchendichte von Kohlenstoffdioxid	$\hat{\rho}_{\text{CO}_2,i}$	(Einheit: cm^{-3}) und
– Teilchendichte von Stickstoffdioxid	$\hat{\rho}_{\text{NO}_2,i}$	(Einheit: cm^{-3}).

Diese beinhalten sämtliche Größen, welche Vandenbussche u. a. (2013) als wichtig für die Informationsgewinnung in Hinsicht auf Aerosol im thermischen Spektralbereich angeben.

Zusätzlich zu den beschriebenen Gasen berücksichtigt das Strahlungstransportmodell bei Verwendung der Parametrisierung LOWTRAN die Absorption durch die Gase Tetrasauerstoff (O_4), Kohlenstoffmonoxid (CO), Schwefeldioxid (SO_2), Ammoniak (NH_3), Stickstoffmonoxid (NO)

und Salpetersäure (HNO_3). Die zugrundeliegenden Anteile und Verteilungen sind dabei konstant und unabhängig von den zuvor beschriebenen Arbeitsschritten.

Wolken

Wolken werden durch das Programm als eindimensionale zufällige Schichtung umgesetzt. Die dabei angewandte Methode basiert auf der Erzeugung einer Wolkenanordnung mit binären Bewölkungswerten aus vorgegebenen Bedeckungsgraden für alle Schichten, um eine realistische Verteilung von Wolken auch für Einzelfälle zu erhalten. Hierzu verwendete Bedeckungsgrade werden für den zuvor bestimmten Ort aus ECMWF-Dateien ausgelesen. Der im Folgenden beschriebene Algorithmus erzeugt für jede Rechnung eine Wolkenanordnung unter Herstellung zufälliger maximaler Überlappung benachbarter bewölkter Schichtanteile, die das Vorkommen von Wasser- und Eiswolken beschreibt. Einzelne Schichten der gewählten Säule können dabei entweder komplett bewölkt oder wolkenfrei sein, partielle Bedeckungsgrade werden rechnerisch durch Wahrscheinlichkeiten berücksichtigt. Somit ist es einerseits möglich, die Strahlungstransportsimulationen ohne externe Mittelung vieler Einzelergebnisse durchzuführen, ansonsten würde eine solche Mittelung die beanspruchte Rechenzeit deutlich erhöhen; andererseits spiegeln die so erhaltenen Ergebnisse die statistische Verteilung durchbrochener Wolkenschichten wieder.

Der Algorithmus für die Erstellung der Wolkenanordnung arbeitet sämtliche Wolkenschichten der Reihe nach ab, beginnend mit der ersten Schicht am Oberrand der Atmosphäre. Eine Umkehrung der Arbeitsrichtung ändert das zugrundeliegende Prinzip nicht, somit kann auch mit der Atmosphärensicht unmittelbar über der Erdoberfläche begonnen und zum Oberrand der Atmosphäre hin fortgefahren werden. Zu Beginn der Berechnung – vor der Verarbeitung der ersten Schicht – und immer, wenn eine zusammenhängende Gruppe von Wolkenschichten beginnt, wird eine neue Zufallszahl erzeugt, welche den Bewölkungsstatus der folgenden Schichten bestimmt: Ist die Zufallszahl kleiner als der Bedeckungsgrad der aktuellen Wolkenschicht, wird diese als komplett bewölkt – das heißt mit einem Bedeckungsgrad von eins – gespeichert, ansonsten als wolkenfrei – mit einem Bedeckungsgrad von null. Eine Gruppe besteht aus aufeinanderfolgenden Wolkenschichten mit Bedeckungsgraden größer als null. Getrennt werden die einzelnen Gruppen durch mindestens eine Schicht ohne Wolken, das heißt mit einem Bedeckungsgrad von null. Anschaulich lassen sich die zusammenhängenden Wolkenbereiche einer Gruppe dann als maximal überlappt betrachten, während die Gruppen zufällig gegeneinander verschoben sind.

Abbildung 3.4 zeigt beispielhaft die Grundlagen der Erstellung einer Wolkenanordnung aus 14 Schichten. Neun davon besitzen einen Bedeckungsgrad ungleich null und sind grau hinterlegt, der schraffierte Anteil gibt den Wolkenbereich wieder. Jeder Wolkenbereich wird hinsichtlich

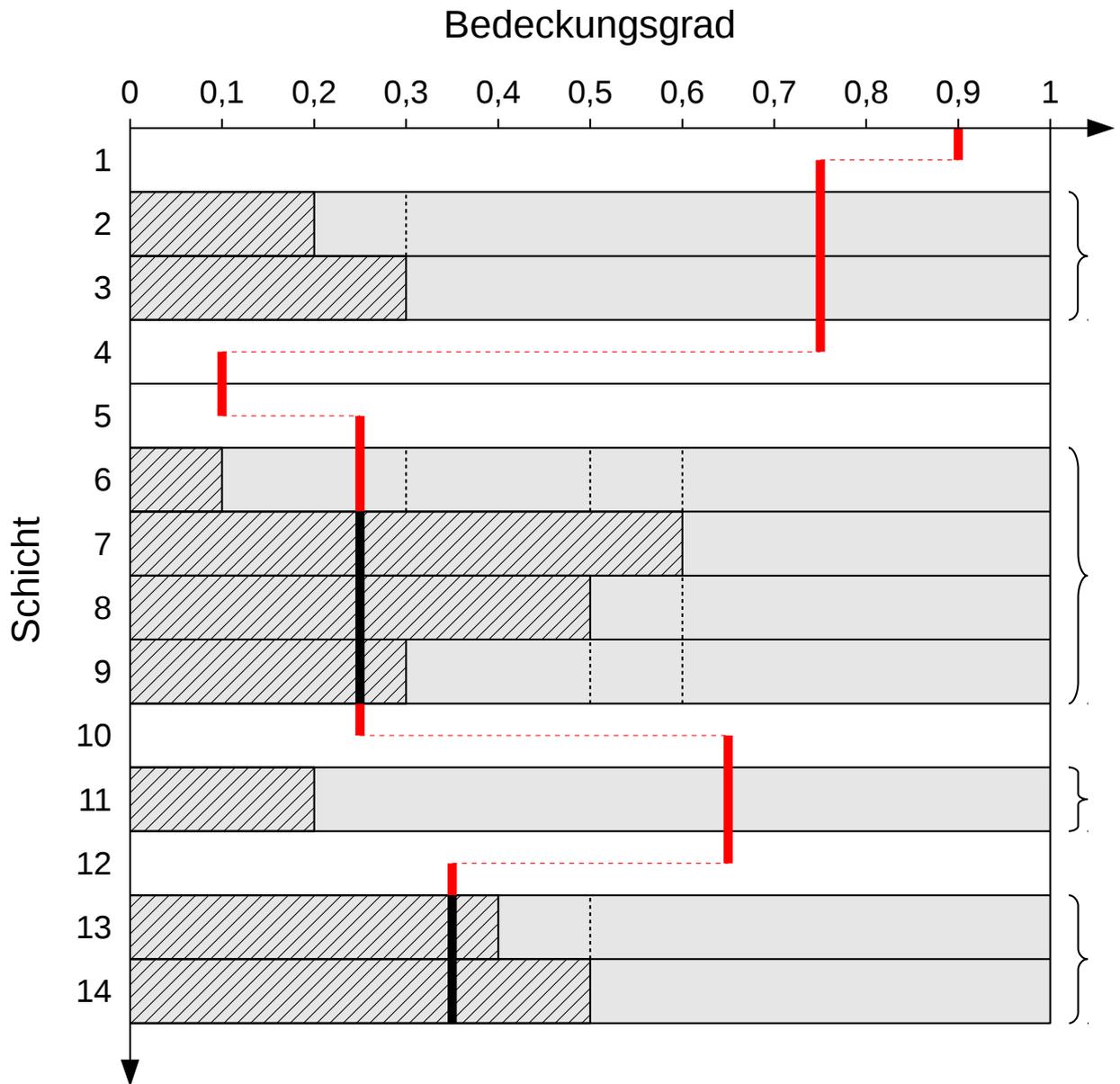


Abbildung 3.4: Schema der Wolkenverteilung

seiner Ausdehnung durch den Bedeckungsgrad der Schicht festgelegt und repräsentiert in zusammenhängender Form alle Wolken in dieser Schicht. Benachbarte bewölkte Schichten bilden Gruppen, durch geschweifte Klammern am rechten Rand der Abbildung gekennzeichnet. Innerhalb von Gruppen, die mehrere Schichten einschließen, markieren durchbrochene vertikale Linien die Grenzen anderer Wolkenbereiche der gleichen Gruppe. In Abbildung 3.4 sind drei Gruppen vorhanden, von denen eine nur aus einer Schicht besteht. Schichtübergreifende vertikale Linien, breit gezeichnet, veranschaulichen Querschnitte durch die Schichten. Ihre Lage auf der Achse des Bedeckungsgrades ist durch die jeweils gewählte Zufallszahl bestimmt, siehe oben. Die mit horizontalen durchbrochenen Linien markierten Versetzungen rühren von der Erzeugung neuer Zufallszahlen her. Als Ergebnis liefert der eingesetzte Algorithmus eine Reihe von binären Werten, welche die eindimensionale Wolkenanordnung beschreibt. Für alle Schichten, in denen ein Querschnitt durch einen Wolkenbereich verläuft, wird ein Bedeckungsgrad von eins ausgegeben, für alle anderen Schichten ein Bedeckungsgrad von null. Betrachtet man Abbildung 3.4, so ergeben sich damit fünf Wolken-schichten mit den Nummern sieben bis neun, 13 und 14. Die neun restlichen Schichten beinhalten dann keine Wolken, das Ergebnis wäre die Reihe $(0, 0, 0, 0, 0, 0, 1, 1, 1, 0, 0, 0, 1, 1)$.

Wie zuvor beschrieben, läßt sich das Vorgehen auch als Erstellung möglichst kompakter Wolkengruppen interpretieren, deren relative horizontale Position zufällig ist. Um dies zu verdeutlichen, zeigt Abbildung 3.5 die gleiche Information wie Abbildung 3.4, allerdings entsprechend der alternativen Interpretation dargestellt. Im Gegensatz zu letzterer Abbildung wurde hier die Position der Wolkenbereiche zufällig gewählt, eine Ausrichtung am linken Rand findet nicht statt; die Vorgabe maximaler Überlappung innerhalb einer Gruppe bleibt davon unberührt. Zudem wird nur ein Querschnitt durch die komplette Atmosphäre angesetzt; die Lage der Querschnittslinie bei einem Bedeckungsgradwert von 0,5 ist willkürlich gewählt, jeder andere Wert ist ebenso möglich. Zusammengefaßt zählt also nur die relative Position von Querschnittslinie und Wolkenbereich in jeder Schicht. Dargestellt ist eine Anordnung, für die das gleiche Ergebnis erzielt wird wie zuvor. Äquivalent dazu erhält man für dieselben Schichten einen Bedeckungsgrad von eins.

Das hier verwendete Vorgehen hat die Eigenschaft, Bedeckungsgradinformationen über zusammenhängende bewölkte Schichten hinweg weiterzugeben. Schichten können also auch dann gekoppelt sein, wenn sie nicht zueinander benachbart sind. Präziser formuliert heißt das, alle Wolkenbereiche einer Gruppe müssen sich untereinander so weit wie möglich überlappen. Damit unterscheidet sich dieses gegenüber dem von Geleyn und Hollingsworth (1979) und B. Ritter und Geleyn (1992) verwendeten und von Räisänen (1998) beschriebenen Vorgehen, bei welchem der Anteil bewölkter Schichten im Ergebnis asymptotisch höher ist. Dies geht auf Fälle mit

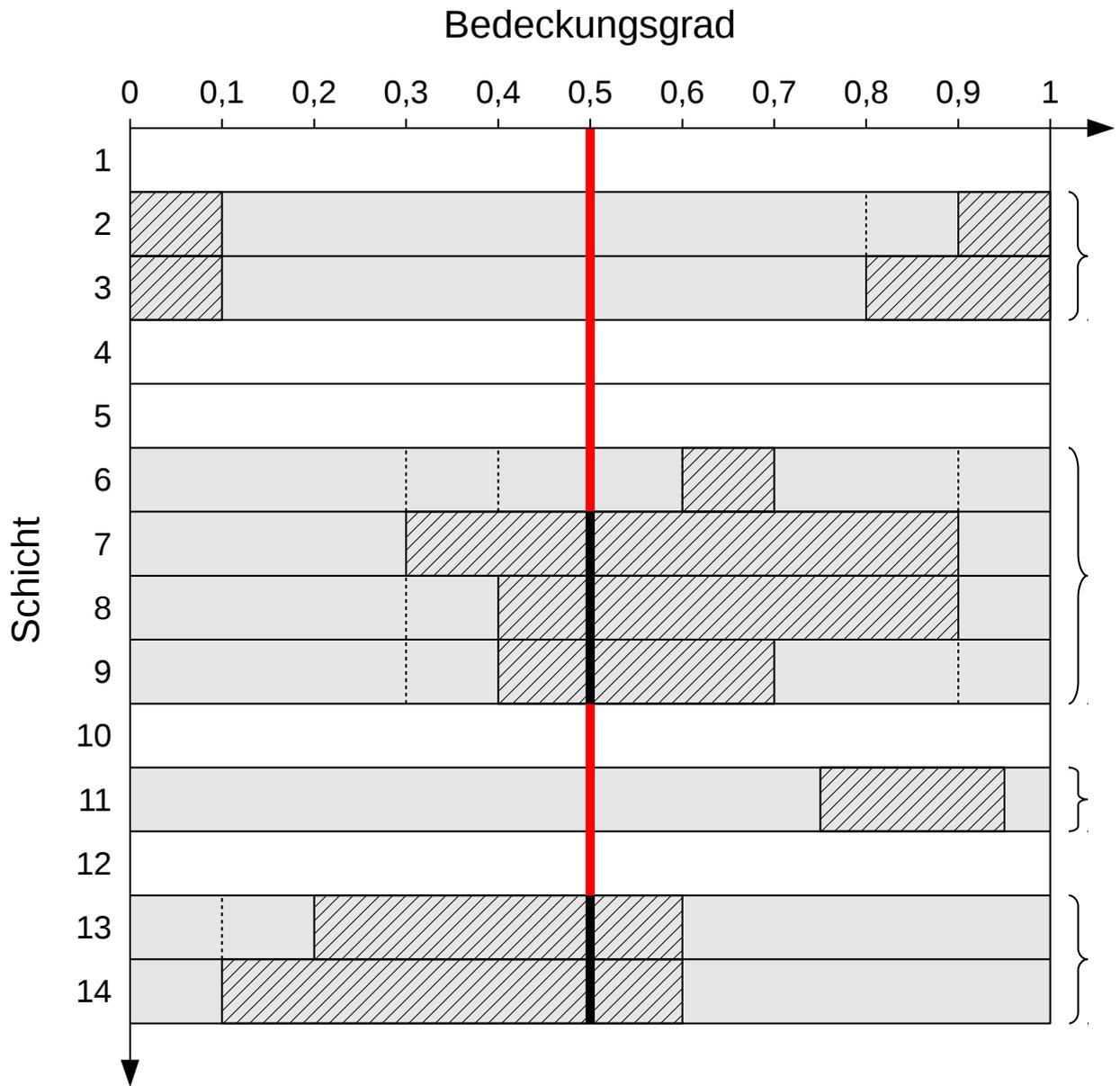


Abbildung 3.5: Äquivalentes Schema der Wolkenverteilung

aufeinanderfolgenden unterschiedlichen Bedeckungsgraden zurück, die jedoch innerhalb einer Gruppe nicht monoton zu- oder abnehmen. Wolkenbereiche müssen hier nur jene benachbarter Schichten maximal überlappen, nicht jedoch andere Schichten, auch wenn diese der gleichen Gruppe angehören. Durch die Kopplung benachbarter Schichten über maximale Überlappung, überschneiden sich aber auch hier die einzelnen Wolkenbereiche einer Gruppe, ohne das strengere Kriterium der maximalen Überlappung erfüllen zu müssen.

Mit den aus den ECMWF-Daten errechneten Größen $t_{L,i}$, dem Massenverhältnis von flüssigem Wasser und Luft, $t_{I,i}$, dem Massenverhältnis von gefrorenem Wasser und Luft sowie ρ_i , der Luftdichte, erhält man über die Formel

$$c_{L,i} = t_{L,i}\rho_i \quad (3.14)$$

den volumenbezogenen Flüssigwassergehalt jeder Wolkenschicht (LWC). Analog dazu berechnet sich der volumenbezogene Eiswassergehalt (IWC)

$$c_{I,i} = t_{I,i}\rho_i. \quad (3.15)$$

Die Struktur der ECMWF-Daten ist unter Gliederungspunkt 3.1.2 ab Seite 35 beschrieben.

Wasserwolken werden, wie von Bugliaro u. a. (2011) beschrieben, mit einem Effektivradius simuliert, welchen die folgende Parametrisierung bestimmt:

$$r_{\text{eff},L,i} = \sqrt[3]{\frac{3c_{L,i}}{6 \cdot 10^8 \pi q \rho_{\text{H}_2\text{O},i}}} \quad (3.16)$$

$$q = \begin{cases} 0,8 & \text{für Wasser} \\ 0,67 & \text{für Land} \end{cases}. \quad (3.17)$$

Der hier verwendete Parameter q ist abhängig davon, ob es sich bei der zugeordneten Erdoberfläche um Wasser oder Land handelt. Er gibt das Verhältnis des Radius des mittleren kugelförmigen Volumens der Wolkentropfen in dritter Potenz und dem Effektivradius derselben in dritter Potenz an. Beide Werte für q stammen von Martin u. a. (1994). Um die optische Eigenschaften von Wasserwolken zu berechnen, kommt anschließend die Parametrisierung von Hu und Stamnes (1993) zur Anwendung.

Voraussetzung für die Berechnung ist ein Wertebereich des Effektivradius, welcher innerhalb des durch die Parametrisierung erlaubten Intervalles liegt. Hu und Stamnes (1993) geben die Intervallgrenzen mit $2,5 \mu\text{m}$ und $60 \mu\text{m}$ an. Etwa 13,15 % der Simulationsreihen bedürfen daher

einer Anpassung des Effektivradius in mindestens einer Atmosphärenschicht. Hierbei wird der entsprechende Effektivradiuswert auf die bezüglich des Betrages am nächsten liegende Intervallgrenze gesetzt.

Um den Effekt verschiedener Eispartikelformen bei den Strahlungstransportsimulationen zu berücksichtigen, setzt das Strahlungstransportprogramm, ebenfalls nach Bugliaro u. a. (2011), zunächst die Parametrisierung für Eispartikel in Form hexagonaler Säulen nach Wyser (1998) und McFarquhar (2003) ein und berechnet aus dem Eiswassergehalt $c_{1,i}$ und der Temperatur T_i jeder Schicht mit den Formeln

$$\Delta T = \begin{cases} 273 \text{ K} - T_i & \text{für } T_i < 273 \text{ K} \\ 0 \text{ K} & \text{sonst} \end{cases} \quad (3.18)$$

$$b = -2 + 10^{-3} (\Delta T \text{ K}^{-1})^{\frac{3}{2}} \log(20c_{1,i} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3) \quad (3.19)$$

$$r_{\text{eff},1,i} = \frac{4}{\sqrt{3} + 4} (377,4 + 203,3b + 37,91b^2 + 2,3696b^3) \text{ } \mu\text{m} \quad (3.20)$$

den zugehörigen Effektivradius r_i . Sollten bei der Berechnung von b unbrauchbare, das heißt negative Werte aufgrund entsprechender Modelldaten entstehen, werden diese durch das Setzen von ΔT auf null automatisch korrigiert, was durch die Fallunterscheidung in Formel 3.18 wiedergegeben wird. Anschließend werden die Streueigenschaften der Eispartikel bestimmt, indem eine weitere Parametrisierung nach Yang u. a. (2000) und Key u. a. (2002) zur Anwendung kommt. Aus fünf verschiedenen Klassen von Eispartikelformen wird für jede Simulationsreihe eine zufällige gewählt. Es wird angenommen, daß jeder verfügbare Formtyp, unabhängig von anderen Parametern, gleich wahrscheinlich ist. Je Simulationsreihe wird zudem genau einmal gewählt, daher wird für die Eiswolken aller zugehörigen Simulationen die gleiche Partikelform verwendet.

Für die verschiedenen Klassen von Eispartikelformen existieren unterschiedliche Grenzen des Effektivradius außerhalb derer die entsprechende Parametrisierung nicht angewandt werden kann, wie von Key u. a. (2002) angegeben und vorausgehend bereits für Wasserwolken geschildert. Vor Durchführung der Strahlungstransportrechnungen erfolgt deshalb eine Anpassung der importierten Effektivradiuswerte: Für Werte außerhalb der Grenzen wird die Differenz zur nächstgelegenen Grenze plus 0,01 μm addiert beziehungsweise subtrahiert, so daß diese innerhalb der Grenzen der gewählten Parametrisierung liegen. Bei ungefähr 11,78 % aller Simulationsreihen ist eine Anpassung notwendig. Der Grund für die Vergrößerung der addierten beziehungsweise subtrahierten Differenz ist technischer Natur. Da die Information der gewählten Klasse von Eispartikelformen

zusammen mit allen Angaben der simulierten Wolkenverteilung in den Ergebnisdatensätzen enthalten ist, können nachträgliche Eingrenzungen oder komplexere Filter angewandt werden.

Alle Informationen über jede erzeugte Wolkenanordnung werden in kompakter Form als Bestandteil der Protokolldateien gespeichert und stehen so für zukünftige Anwendungen zur Verfügung. Für jeden Datensatz existiert eine eigene Protokolldatei.

Vulkanasche

Zentraler Bedeutung bei der Erstellung der Datensätze kommt der Simulation von Vulkanwolken zu. Je Simulation wird eine Vulkanwolke als homogene Vulkanascheschicht realisiert, Höhe, Dicke und Massenkonzentration sind durch Zufallswerte innerhalb der festgelegten Parametergrenzen bestimmt. Lee u. a. (2014) behandeln Vulkanasche bei Strahlungstransportsimulationen in gleicher Weise als homogene Schicht. Meßdaten zeigen, daß Vulkanasche in der Atmosphäre auch in Form mehrerer vertikal separierter Schichten vorkommt (Schumann u. a., 2011). Technisch ist die Simulation solcher Strukturen möglich, allerdings ist davon auszugehen, daß die Übergabe mehrerer Höhenwerte für die Vulkanasche eines Bildpunktes an das neuronale Netz für die hier beschriebene Situation nicht von Vorteil ist, da das Finden eines klaren Zusammenhanges zwischen Höhe und Meßwerten des Satelliteninstrumentes erschwert wird.

Die Detektion von Vulkanasche basiert auf der Tatsache, daß sich diese anhand ihrer spektralen Eigenschaften von anderen Aerosolen und dem Hintergrund abhebt und dadurch im genutzten Wellenlängenbereich erkennen läßt. Um eine automatische Erkennung durch den Detektionsalgorithmus zu ermöglichen, muß das integrierte neuronale Netz an Daten trainiert werden, welche die spektralen Informationen mit der notwendigen Genauigkeit wiedergeben. Da die Trainingsdaten auf den Ergebnissen von Strahlungstransportrechnungen basieren, sind sinnvolle Ergebnisse somit nur dann zu erreichen, wenn die spektralen Eigenschaften der Vulkanasche und anderen Aerosolen hinreichend genau bekannt sind, siehe auch Wen und Rose (1994) und di Biagio u. a. (2014).

Grundlage der numerischen Simulation von Vulkanwolken sind Daten für den Imaginärteil des komplexen Brechungsindex von geeigneten Materialien im infraroten Spektralbereich. Der komplexe Brechungsindex von Aerosol hat bedeutenden Einfluß bei der Simulation von Helligkeitstemperaturen, wie eine Sensitivitätsstudie von Highwood u. a. (2003) für atmosphärischen Staub zeigt, siehe di Biagio u. a. (2014); weitere Untersuchungen mit Simulationen für einen variierenden Imaginärteil des komplexen Brechungsindex wurden von Kahn, Banerjee, McDonald und Diner (1998) durchgeführt. Elf Materialien, die als wichtige Bestandteile von Vulkanasche gelten, wurden ausgewählt und die zugehörigen Meßdaten gesammelt. Als Quellen dienten neben

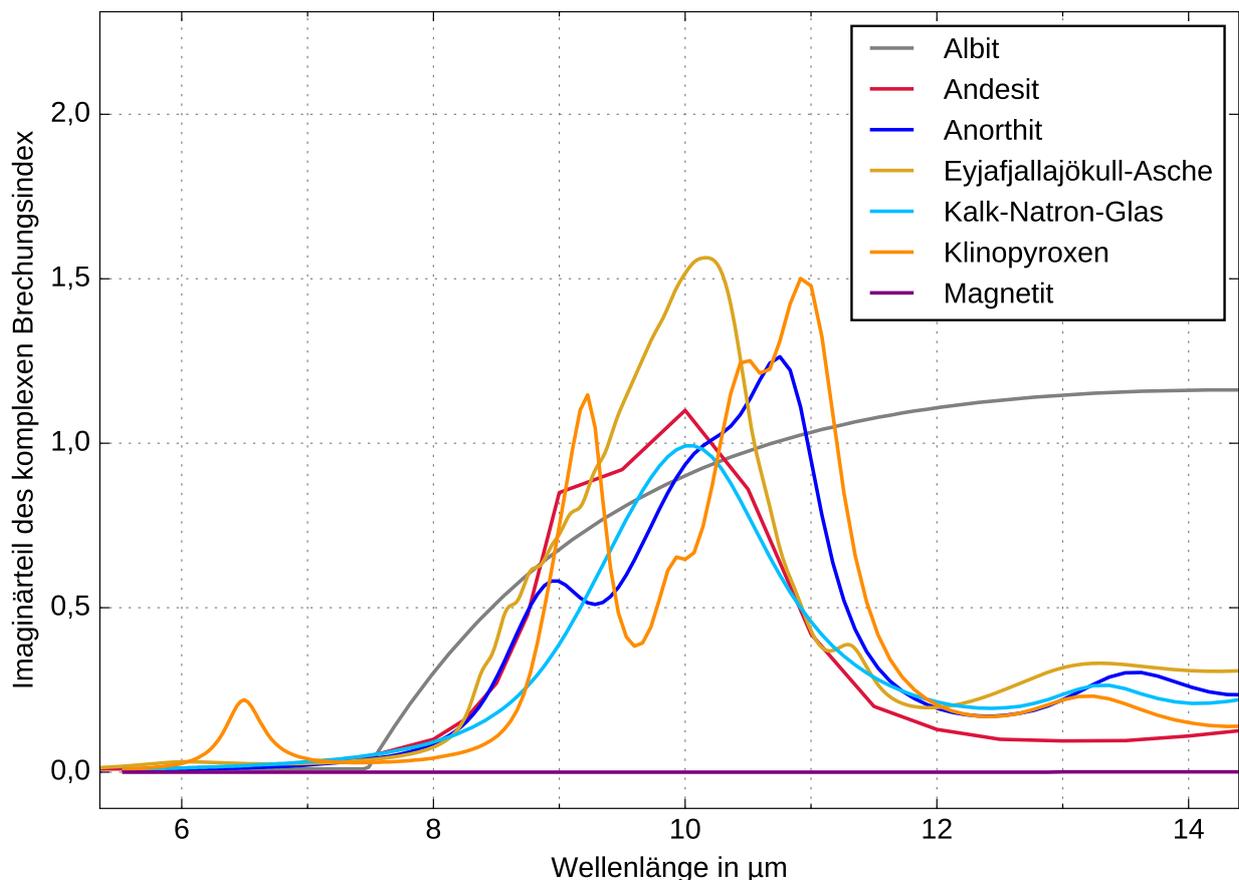


Abbildung 3.6: Imaginärteil des komplexen Brechungsindex verschiedener Materialien (1)

Arbeiten von D. Peters (persönliche Mitteilung, 2012) Veröffentlichungen der Autoren Pollack u. a. (1973) und Klüser u. a. (2013). Daten von Pollack u. a. (1973) werden auch in Arbeiten von A. J. Prata und Grant (2001a), Guo u. a. (2004) und Francis u. a. (2012) verwendet, Daten von D. Peters (persönliche Mitteilung, 2012) ebenso bei Flanner u. a. (2014). In den Abbildungen 3.6 und 3.7 ist der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex für jedes verwendete Material wiedergegeben. Höhere Werte deuten auf eine stärkere Absorption und damit eine niedrigere von Satelliteninstrumenten meßbare Helligkeitstemperatur hin. Es lassen sich klare Unterschiede zwischen den Kurven der verschiedenen Materialien ausmachen, sie stellen die Grundlage des verwendeten Prinzips der Fernerkundung von Vulkanasche dar. Die regelmäßige Form der Kurve für Albit legt den Schluß nahe, daß der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex durch die zugehörigen Daten hier nicht realistisch wiedergegeben wird.

Zwar unterscheiden sich die optischen Eigenschaften der einzelnen Materialien zum Teil deutlich, allerdings läßt sich daraus nicht auf den gleichen Sachverhalt bei realen Vulkanaschearten schließen. Hier haben die Eigenschaften der Bestandteile und deren Mischungsverhältnis unmit-

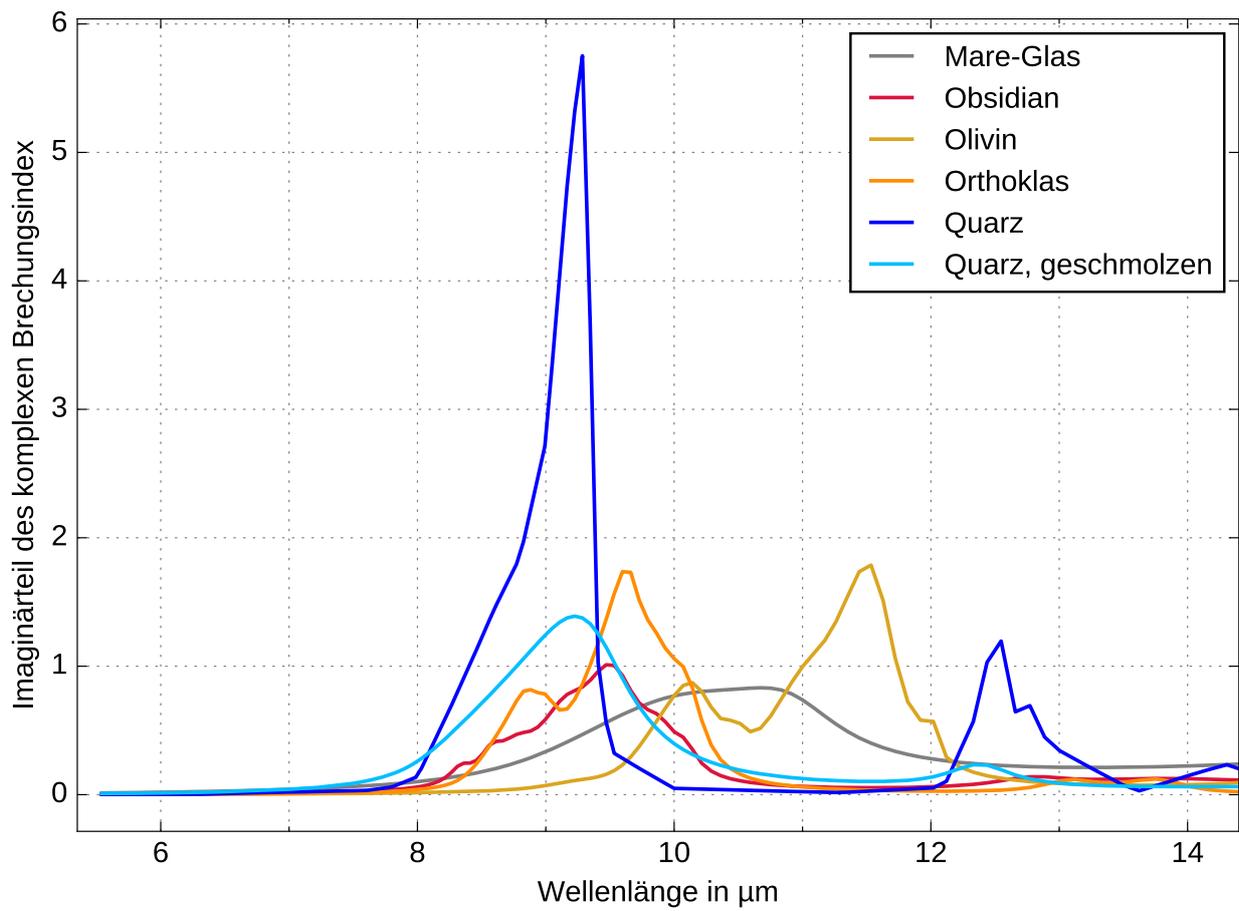


Abbildung 3.7: Imaginärteil des komplexen Brechungsindex verschiedener Materialien (2)

telbare Auswirkung auf die spektrale Signatur einer entsprechenden Aerosolschicht. Ähneln sich die Zusammensetzungen von Vulkanasche und anderen Aerosolen, so gilt das auch für deren optische Eigenschaften. In der Folge ist eine Detektion schwieriger und weniger robust gegenüber störenden atmosphärischen Einflüssen.

Siliciumhaltige Materialien, wie Quarzsande, können eine Spektralsignatur aufweisen, welche jener von Vulkanasche nahekommt. Damit ist letztere durch ihre wellenlängenabhängige Helligkeitstemperatur unter Umständen nicht von anderen Mineralaerosolen zu unterscheiden. Ersichtlich wird das bei Betrachtung der Daten von Volz (1973), Abbildung 3, Pavlonis (2010), Abbildung 1 und insbesondere von Clarisse, F. Prata u. a. (2010), Abbildung 1. Fehldetektion, ausgelöst durch Wüstenstaub, ist unter anderem bei Anwendung von Zweikanalmethoden möglich, siehe Virtanen u. a. (2014). Der Emissionsgrad von Quarzpartikeln richtet sich nach ihrer Größe: Dementsprechend kann die Helligkeitstemperaturdifferenz der Kanäle IR 8.7 und IR 10.8 über aus Sand bestehendem Untergrund sehr niedrig ausfallen, wenn die Partikel Größen im Bereich $125\ \mu\text{m}$ bis $500\ \mu\text{m}$ aufweisen und damit einen geringen Emissionsgrad; Partikel im Größenbereich von $0\ \mu\text{m}$ bis $45\ \mu\text{m}$ besitzen im Vergleich dazu einen größeren Emissionsgrad, so daß die Helligkeitstemperaturdifferenz größer ist (Lensky und Rosenfeld, 2008). Insbesondere über Wüsten sind daher Schwierigkeiten bei der Detektion von Vulkanasche zu erwarten. Ob die Information der Helligkeitstemperaturdifferenz der Kanäle IR 8.7 und IR 10.8, bei welchen Wüsten einen unterschiedlichen Emissionsgrad zeigen, ausreicht, kann im aktuellen Entwicklungsstadium des Detektionsalgorithmus nicht entschieden werden. Aufgrund dessen sind weitere Untersuchungen notwendig, um zu bestimmen, ob eine Diskrimination von Vulkan- und Aerosolen nichtvulkanischen Ursprungs durch den Detektionsalgorithmus möglich ist. Für den Fall eines positiven Ergebnisses verlangt die Anforderung an den Detektionsalgorithmus eine Verbesserung der für das Training des neuronalen Netzes verwendeten Datensätze hinsichtlich der in den Strahlungstransportrechnungen verwendeten spektralen Aerosoleigenschaften. Nach Rivas-Perea u. a. (2013) ist die Fernerkundung von Staubstürmen durch Analyse von Satellitendaten im infraroten Spektralbereich mittels künstlicher neuronaler Netze möglich. Möglicherweise ist demnach eine Kombination verschiedener Methoden sinnvoll. Fortschritt in diesem Bereich kann dennoch erst nach einer erfolgreichen Entwicklung der Grundkomponenten und anschließender Validierung erfolgen, was außerhalb des Zeitrahmens dieser Arbeit liegt, jedoch als wichtiger Arbeitsschritt zukünftiger Weiterentwicklung betrachtet werden sollte. Glasartige Vulkanasche entwickelt im Gegensatz zu kristallinen Silikaten bei deutlich niedrigeren Temperaturen die Fähigkeit zur Adhäsion (Küppers u. a., 2014). Eine Unterscheidung von Sand und Vulkanasche ist hinsichtlich des damit verbundenen Gefahrenpotentials für den Luftverkehr sinnvoll.

An dieser Stelle ist darauf hinzuweisen, daß im Folgenden die spektralen Eigenschaften von Vulkanascheschichten aus jenen verschiedener Grundmaterialien bestimmt werden, ähnlich dem Vorgehen von Sokolik und Toon (1999). Vulkanasche ist eine heterogene Mischung, bestehend aus unterschiedlichen Partikeln. Üblicherweise sind die Vulkanaschepartikel aus einer amorphen Grundmasse wie beispielsweise Glas aufgebaut, Kristalle und Blasen einschließend. Für die häufigsten Bestandteile der Vulkanasche wurde der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex gemessen, um daraus optische Eigenschaften zu berechnen. Durch das Strahlungstransportmodell werden die entsprechenden Materialeigenschaften für Absorption und Streuung auf diese Mischung übertragen. Im ursprünglichen Sinn kann der komplexe Brechungsindex nur für Materialien angegeben werden, nicht für Mischungen. Dieser Umstand wird von Sokolik und Toon (1999) und Bohren und Clothiaux (2006) hervorgehoben. Zudem sind die erwähnten Grundmaterialien, wie zum Beispiel Quarz in kristalliner Phase, nicht notwendigerweise in reiner Form in der Vulkanasche enthalten, sondern können auch in Form anderer Verbindungen vorliegen. Mit Blick auf die hier und im Folgenden beschriebenen Methoden sind diese Tatsachen daher zu beachten, gleichwohl es sich um etabliertes Vorgehen handelt.

Während die Daten für Andesit und Eyjafjallajökull-Asche unverändert in die Berechnung eingehen, entstanden aus den anderen Daten vier Mischungen durch gewichtete Kombination verschiedener Datensätze. Bei Kenntnis der Zusammensetzung können die optischen Eigenschaften von Vulkanaschepartikeln abgeschätzt werden (Schumann u. a., 2011); ein ähnliches Verfahren wird von Kahn, Banerjee und McDonald (2001) und Kandler u. a. (2009) angewandt. Vulkanasche kann auch dann eine große Variation hinsichtlich der Beschaffenheit ihrer Partikel aufweisen, wenn sie durch ein und denselben Vulkanausbruch entstanden ist. Verschiedene Arten von Vulkanaschepartikeln, wie zum Beispiel bimssteinartige oder kompaktere Partikel (Botto u. a., 2013), sind dann in variablen Verhältnissen gemischt. Um die Variationen realer Vulkanasche bestmöglich abzudecken, zielt das Vorgehen auf repräsentative Materialmischungen ab. In dem zugehörigen Arbeitsschritt wurden Mischungsverhältnisse nach L. Klüser (persönliche Mitteilung, 2013) genutzt. Alle Ausgangsmaterialien sind, zusammen mit den jeweiligen Mischungsanteilen, in Tabelle 3.2 aufgeführt.

Aus den genannten Daten für den Imaginärteil des komplexen Brechungsindex wurden von J. Gasteiger (persönliche Mitteilung, 2012) die optischen Eigenschaften der einzelnen Materialien errechnet. Hierbei kam ein Streuungsalgorithmus basierend auf der Mie-Theorie (Mie, 1908) für sphärische Partikel und die T-Matrix-Methode (Mishchenko und Travis, 1998) für Partikel in Form abgeplatteter Ellipsoide zum Anwendung, wie auch bei Flanner u. a. (2014) und Merikallio u. a. (2015). Algorithmen, die Gebrauch von der Mie-Theorie machen, finden auch in Arbeiten

Mischung	Volumenanteile in %						
	AL	AN	KP	MT	OK	OL	QZ
Andesitisch	27,98	27,97	16,77	0,91	0	1,37	0
Dazitisch	17,77	17,78	7,48	0,31	16,48	0	15,18
Rhyodazitisch	15,57	15,57	6,28	0,45	22,16	0,98	13,99
Rhyolithisch	4,50	4,50	1,28	0,15	40,64	0,45	23,48

Mischung	Volumenanteile in %			
	KN	MR	OB	QG
Andesitisch	6,25	6,25	6,25	6,25
Dazitisch	6,25	6,25	6,25	6,25
Rhyodazitisch	6,25	6,25	6,25	6,25
Rhyolithisch	6,25	6,25	6,25	6,25

Abkürzungen:

AL – Albit (Mutschke u. a., 1998)

AN – Anorthit (Aronson und Strong, 1975)

KN – Kalk-Natron-Glas (Aronson und Strong, 1975)

KP – Klinopyroxen (Aronson, 1986)

MR – Mare-Glas (Aronson und Strong, 1975)

MT – Magnetit (Glotch und Rossman, 2009)

OB – Obsidian (Koike u. a., 1989)

OK – Orthoklas (Aronson, 1986)

OL – Olivin (Servoin und Piriou, 1973)

QZ – Quarz (J. T. Peterson und Weinman, 1969)

QG – Quarz, geschmolzen (Koike u. a., 1989)

Tabelle 3.2: Zusammensetzung der Materialmischungen

von G. E. Thomas u. a. (2005) und Guéhenneux u. a. (2015) Anwendung. Berechnungen solcher Art liegen stets Annahmen bezüglich der Form von Vulkanaschepartikel zugrunde, deren Lichtstreuung in der Realität durch ihre Rauigkeit beeinflusst wird, siehe Lurton u. a. (2014). Vulkanasche enthält unter normalen Umständen kaum Partikel, deren Form annähernd sphärisch ist, siehe auch Rose und Durant (2009), sondern besteht im allgemeinen aus asphärischen Partikeln, siehe Flanner u. a. (2014); bei Annahme ausschließlich sphärischer Partikel entsteht daher ein Fehler in den berechneten optischen Eigenschaften, der von Kahn, West u. a. (1997), Kylling u. a. (2014) und Rocha-Lima u. a. (2014) diskutiert wird.

Für die Berechnung der optischen Eigenschaften muß eine Größenverteilung der Aerosolpartikel festgelegt werden. Vulkanasche weist eine mitunter große Variabilität bezüglich der Größenverteilung ausgeworfener Partikel auf, welcher an dieser Stelle Rechnung getragen werden muß. Verschiedene Umweltbedingungen wie Dichte, Druck und Feuchtigkeit der Luft, Windgeschwindigkeit und -richtung sowie Turbulenz nehmen Einfluß auf pyroklastische Fragmente (Fisher, 1964) und somit auch auf die Zusammensetzung von Vulkanwolken. Überdies fragmentieren Vulkanaschepartikel zusätzlich während des Transportes durch die Atmosphäre (Wohletz u. a., 1989; Bonadonna und Houghton, 2005) oder schließen sich zusammen (Varekamp u. a., 1984), was sowohl räumliche als auch zeitliche Veränderung bedeutet. Die Größenverteilung kann mit der Art des ausgeworfenen Materials korrelieren, siehe hierzu Langmann u. a. (2012) und Rose und Durant (2009). Über die mittlere Dichte nimmt die Struktur der Partikel Einfluß (Rose, Chuan u. a., 1980). Vulkanwolken in größeren Höhen können zudem eine andere Entwicklung der Größenverteilung ihrer Partikel aufweisen als Vulkanwolken in niedrigeren Schichten der Atmosphäre, was auf eine von der Luftdichte abhängige Sedimentationsgeschwindigkeit zurückzuführen ist (Pfeiffer u. a., 2005). Auch besteht ein Zusammenhang zwischen Art und Stärke des Vulkanausbruches, siehe hierzu Langmann u. a. (2012). Parameter wie Viskosität, Gasgehalt und Explosivität, resultierend aus der Zusammensetzung der Magma, bestimmen Größe, Form und Dichte von pyroklastischen Fragmenten (Fisher, 1964). Über zusätzliche Betrachtungen, wie der räumlichen Abhängigkeit durch Sedimentationsprozesse, vergleiche hierzu Harris und Rose (1983), läßt sich die zu berücksichtigende Variabilität mindern; zum Beispiel müssen Partikel, welche sich innerhalb kurzer Zeit nach Auswurf an der Erdoberfläche ablagern, nicht durch den Detektionsalgorithmus einbezogen werden. In einer Entfernung von einigen hundert Kilometern vom Ausbruchsort bestehen Vulkanwolken hauptsächlich aus Vulkanaschepartikeln in der Größenordnung von Mikrometern und Gasen (Barton u. a., 1992). Dadurch kann bei der Berechnung optischer Eigenschaften von Vulkanaerosolen eine sinnvolle Obergrenze bestimmt werden. Für die Berechnung der optischen Eigenschaften werden logarithmische Normalvertei-

Ascheart	Methode	Quelle
Andesit	T-Matrix-Methode	Pollack u. a. (1973)
Eyjafjallajökull-Asche	T-Matrix-Methode	D. Peters (persönliche Mitteilung, 2012)
Andesitische Mischung	Mie-Theorie	L. Klüser (persönliche Mitteilung, 2013)
Dazitische Mischung	Mie-Theorie	L. Klüser (persönliche Mitteilung, 2013)
Rhyodazitische Mischung	Mie-Theorie	L. Klüser (persönliche Mitteilung, 2013)
Rhyolithische Mischung	Mie-Theorie	L. Klüser (persönliche Mitteilung, 2013)

Tabelle 3.3: Aschearten

lungen zugrunde gelegt, da sie für die Wiedergabe der Größenverteilungen von Vulkanasche geeignet sind, siehe auch Wohletz u. a. (1989) und Ackerman (1997), und auf Grundlage von Messungen (Farlow u. a., 1981) bereits in zahlreichen anderen Arbeiten (A. J. Prata, 1989a; G. E. Thomas u. a., 2005; Francis u. a., 2012) zur Charakterisierung von Vulkanasche verwendet wurden. Mechanische Zerkleinerung ist ein möglicher Grund für die bei Messungen beobachtete gute Übereinstimmung, siehe Farlow u. a. (1981); durch Fragmentierung bedingte Unterschiede zwischen logarithmischen Normalverteilungen und realen Größenverteilungen, wie von Wohletz u. a. (1989) beschrieben, spielen in diesem Zusammenhang eine untergeordnete Rolle und werden vernachlässigt. Nach J. Gasteiger (persönliche Mitteilung, 2012) liegen den erzeugten Daten zwei logarithmische Normalverteilungen mit einer Standardabweichung von jeweils zwei zugrunde. Die Modalradien betragen $0,4 \mu\text{m}$ für die feine Größenverteilung und $2 \mu\text{m}$ für die grobe. Als untere Grenze der Verteilung gilt in beiden Fällen ein Wert von $0,08 \mu\text{m}$, so daß die Verteilungsfunktion für kleinere Partikelgrößen den Wert null annimmt. Bei der feinen Größenverteilung liegt der obere Grenzwert bei $12,1 \mu\text{m}$, während der entsprechende Wert für die grobe Größenverteilung $16,5 \mu\text{m}$ ist. Für die Verwendung bei Strahlungstransportsimulationen ist die beschriebene Größenverteilung repräsentativ; die Partikelradien liegen in dem durch Messungen von Chuan u. a. (1981) und Hobbs u. a. (1981) bestimmten Bereich von $0,5 \mu\text{m}$ bis $5 \mu\text{m}$ (A. J. Prata, 1989a). In situ durchgeführte Messungen von Turnbull u. a. (2012) bestätigen die richtige Größenordnung der angenommenen Werte.

Tabelle 3.3 zeigt alle verfügbaren Aschearten, die zur Berechnung angewandte Methode und die jeweilige Quelle der Daten. Die Ergebnisse sind in Dateien gespeichert, welche das Strahlungstransportmodell bei der Durchführung von Simulationen einliest. Insgesamt sechs verschiedene Vulkanaschearten stehen damit für die durchgeführten Strahlungstransportsimulationen zur Verfügung. Diese Materialien und Materialmischungen repräsentieren in Kombination reale Vulkanasche, um die von schwankenden Verhältnissen verschiedener Bestandteile herrührende Variabilität der spektralen Eigenschaften zu berücksichtigen: Andesit nach Pollack u. a. (1973), Eyjafjallajökull-Asche nach D. Peters (persönliche Mitteilung, 2012) sowie jeweils eine andesitische, dazitische, rhyodazitische und rhyolithische Mischung nach L. Klüser (persönliche Mitteilung, 2013). Daten für den komplexen Brechungsindex von Andesit nach Pollack u. a. (1973) werden ebenfalls von Wen und Rose (1994) verwendet und stellen eine geeignete Näherung für die spektralen Eigenschaften von Vulkanasche dar, siehe Dubuisson u. a. (2014). Eine Steigerung der Detektionssicherheit des Algorithmus ist bei Nutzung der Materialmischungen für das Training des neuronalen Netzes zu erwarten, da die spektralen Eigenschaften mindestens einer vorhandenen Mischung sich in realen Satellitendaten bei Anwesenheit von Vulkanasche widerspiegeln sollten.

Die Wahl der Simulationsparameter jedes Datensatzes folgt zwei Prinzipien: Erstens sollen die Simulationen die realen Umweltsituationen möglichst gut nachbilden, inklusive der spektralen Signale von Vulkanwolken; zweitens müssen die Resultate auch seltenere Situationen berücksichtigen, um ein breitgefächertes Training sicherzustellen. Beiden Prinzipien soll ein Datensatz dabei mit möglichst geringem Datenvolumen gerecht werden, um den Ressourcenbedarf zu begrenzen.

Verschiedene Aschearten sollen später durch den Detektionsalgorithmus erkannt werden, daher variiert der Aschetyp systematisch; bei vorgegebener Zusammensetzung richtet sich die Auswahl der zugrundeliegenden Größenverteilung (grob oder fein) nach den Grenzwerten für die Massenkonzentration und die Höhe der Vulkanascheschicht: Hohe Massenkonzentrationen mit gleichzeitig großen Partikeln finden sich im allgemeinen in Vulkanwolken, welche näher am Ursprungsvulkan und höher liegen, als disperse Vulkanwolken. Es ist sinnvoll, eine Anpassung aufgrund solcher Betrachtungen vorzunehmen, um damit den Realismusgrad zusätzlich zu erhöhen. Wie aus den Tabellen 3.4 und 3.5 ersichtlich, wird für eine maximale Vulkanaschemassenkonzentration unterhalb von $2,15 \text{ mg m}^{-3}$ die feine Größenverteilung für akkumulierte Partikel und darüber die grobe Größenverteilung für Aerosol mit größeren Teilchen verwendet, während für den Grenzwert selbst beide Größenverteilungen vorhanden sind. Auch die Höhe

einer Aerosolschicht selbst beeinflusst die Abschwächung von Strahlung, welche die Atmosphäre durchquert, siehe hierzu Highwood u. a. (2003).

Ungeachtet der vorangegangenen Betrachtungen finden sich auch die erwähnten seltener auftretende Fälle in den Datensätzen wieder. Diese entsprechen den beschriebenen Zusammenhängen zwischen Massenkonzentration, Höhe und Größenverteilung nur bedingt, da die entsprechenden Simulationsparameter zufällig aus einem festgelegten Wertebereich gewählt werden. Beispielsweise enthalten die Datensätze auch Fälle mit großen Partikeln, aber niedrigen Massenkonzentrationen in Bodennähe. Durch die zufällige Variation sollen auch die Sonderfälle hinreichend abgedeckt und somit die Grenzen des trainierten Parameterbereiches des neuronalen Netzes ausgedehnt werden. Andernfalls erzeugt der Algorithmus die Ausgabewerte durch Extrapolation, was unrealistische Resultate zur Folge haben kann.

3.1.5 Datenverarbeitung

Benötigte Zufallszahlen werden unter Verwendung des Pseudozufallszahlengenerators Mersenne Twister (Matsumoto und Nishimura, 1998) erzeugt, zu dessen Merkmalen eine Periodenlänge von $2^{19937} - 1$, eine Präzision der erzeugten Fließkommazahlen von 53 Bit (Python Software Foundation, 2013) sowie geringer Berechnungsaufwand zählt. Für die im Kontext der vorliegenden Arbeit entstehenden Anforderungen ist der verwendete Pseudozufallszahlengenerator gut geeignet, da er intensiv überprüft wurde (Python Software Foundation, 2013) und die genannte Periodenlänge eine Korrelation unabhängiger Zufallsgrößen praktisch ausschließt.

Wie oben erwähnt, wird bei der Erstellung einer Datenbank die benötigte Zeit durch massive Parallelisierung stark reduziert, das Programm wird dann in Form hunderter separater Prozesse zeitgleich ausgeführt. Für die Initialisierung der Pseudozufallszahlengeneratoren werden die synchronisierte Systemzeiten bis zu einer Genauigkeit von einer Mikrosekunde sowie pseudozufällige, durch das Betriebssystem erstellte Bitfolgen verwendet. Das Programm ist damit robust gegenüber der Mehrfachinitialisierung mit bestimmten Bitfolgen, die zu identischen Ausgangszuständen des Pseudozufallszahlengenerators in unabhängigen Prozessen führt.

Angaben zu den erstellten Datensätzen sind in den Tabellen 3.4 und 3.5 enthalten. Jedem Datensatz wird in der ersten Spalte eine laufende Nummer für die Simulationsreihe zugewiesen, die zweite Spalte gibt den jeweiligen Vulkanaschetyp an. Über den Wert der dritten Spalte ist die Methode für die Wahl der Simulationsorte in Form geographischer Koordinaten festgelegt, siehe Abschnitt 3.1.4 ab Seite 37. Entweder werden alle zur Verfügung stehenden Simulationsorte der Reihe nach verwendet (Reihe) oder für jede Simulationsreihe zufällig aus diesen ausgewählt (Zufall). Im ersten Fall ist jeder mögliche Simulationsort genau einer Simulationsreihe zugeordnet,

die Anzahl der Simulationsreihen entspricht damit der Anzahl verfügbarer SEVIRI-Bildpunkte, 102.799. Im zweiten Fall wird je ein Simulationsort für jede Simulationsreihe aus den zur Verfügung stehenden Werten geographischer Koordinaten zufällig ausgewählt. Ein Simulationsort kann deshalb auch gar nicht oder mehr als einmal vorkommen. Von der Wahl des Simulationsortes hängen die deterministischen Ausgangsgrößen ab, die in Abschnitt 3.1.2 auf Seite 35 beschrieben sind, sowie die daraus bestimmten zufälligen Parameter. Die drei hinteren Spalten enthalten die Parameter Höhe, Dicke und Massenkonzentration der Vulkanascheschicht.

Für jede der sechs Vulkanaschearten sind fünf Datensätze vorhanden. Zwei Datensätze davon stammen von Simulationen mit Vulkanasche, deren Eigenschaften denen disperser Vulkanwolken angenähert ist, drei basieren auf Asche mit größeren Partikeln, repräsentativ für dichte Vulkanwolken. Angaben zu den Größenverteilungen beinhaltet Abschnitt 3.1.4 auf Seite 62.

Insgesamt sind damit 30 modulare Datensätze vorhanden, welche sowohl direkt für das Training eines neuronalen Netzes als auch zur Erstellung neuer Datensätze durch Kombination verwendet werden können. Durch den modularen Aufbau der Datensätze ergibt sich die Möglichkeit, Datensätze aus bereits vorhandenen zu erstellen, die an zuvor festgelegte physikalische Rahmenbedingungen, wie beispielsweise einen bestimmten Entfernungsbereich vom Ausbruchsort, angepaßt sind. Alle Datensätze enthalten zusammen die Ergebnisse von 1.593.588 Simulationsreihen, in der Summe damit 2.231.023.200 Helligkeitstemperaturen als Ergebniswerte.

Jeder Arbeitsschritt sowie alle wichtigen berechneten und zufällig bestimmten Größen werden in einer separat angelegten Datei protokolliert, wie oben bereits erwähnt. Zusätzlich werden bei Bedarf statistische Daten gesammelt, ausgewertet und als Teil des Arbeitsprotokolls ausgegeben. Unter Verwendung dieser Informationen kann die Datenverarbeitung des Programms nachvollzogen und überprüft werden, es lassen sich Unregelmäßigkeiten und Sonderfälle in den importierten Datensätzen aufspüren sowie nicht in den Ergebnisdateien enthaltene Informationen zu einem späteren Zeitpunkt rekonstruieren.

3.1.6 Ausgabegrößen

Nach Abschluß der Strahlungstransportsimulationen hat das Programm einen Datensatz mit einer vorab festgelegten Anzahl an Datenreihen erzeugt. In einer Datenreihe sind folgende Größen und Variablen mit je einem Wert gespeichert:

- Nummer der Simulationsreihe (Format: Dezimalzahl),
- Zeitpunkt (Format: ISO 8601),
- geographische Breite (Einheit: °),
- geographische Länge (Einheit: °),

Nr.	Vulkanascheart	Bildp.	Vulkanascheschicht		
			Höhe in km	Dicke in m	Massenk. in mg m ⁻³
1	Andesit	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
2	Andesit	Zufall	0–14	1–1500	0,05–2,15
3	Andesit*	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
4	Andesit*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–20
5	Andesit*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–1000
6	Eyjafjallajökull-Asche	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
7	Eyjafjallajökull-Asche	Zufall	0–14	1–1500	0,05–2,15
8	Eyjafjallajökull-Asche*	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
9	Eyjafjallajökull-Asche*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–20
10	Eyjafjallajökull-Asche*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–1000
11	Andesitische Mischung	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
12	Andesitische Mischung	Zufall	0–14	1–1500	0,05–2,15
13	Andesitische Mischung*	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
14	Andesitische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–20
15	Andesitische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–1000

* Es wurde eine Größenverteilung für Aerosol mit grober Körnung („coarse mode“) angewandt, deren Mittelwert über demjenigen der sonst verwendeten Größenverteilung für akkumulierte Partikel („accumulated mode“) liegt, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 62.

Tabelle 3.4: Global-Simulation-Datensätze (1)

Nr.	Vulkanascheart	Bildp.	Vulkanascheschicht		
			Höhe in km	Dicke in m	Massenk. in mg m^{-3}
16	Dazitische Mischung	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
17	Dazitische Mischung	Zufall	0–14	1–1500	0,05–2,15
18	Dazitische Mischung*	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
19	Dazitische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–20
20	Dazitische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–1000
21	Rhyodazitische Mischung	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
22	Rhyodazitische Mischung	Zufall	0–14	1–1500	0,05–2,15
23	Rhyodazitische Mischung*	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
24	Rhyodazitische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–20
25	Rhyodazitische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–1000
26	Rhyolithische Mischung	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
27	Rhyolithische Mischung	Zufall	0–14	1–1500	0,05–2,15
28	Rhyolithische Mischung*	SEVIRI	0–14	1–2500	0,001–10
29	Rhyolithische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–20
30	Rhyolithische Mischung*	Zufall	0–18	1–2500	0,001–1000

* Es wurde eine Größenverteilung für Aerosol mit grober Körnung („coarse mode“) angewandt, deren Mittelwert über demjenigen der sonst verwendeten Größenverteilung für akkumulierte Partikel („accumulated mode“) liegt, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 62.

Tabelle 3.5: Global-Simulation-Datensätze (2)

- Typ der Erdoberfläche (Format: Binärzahl),
- Höhe der Erdoberfläche (Einheit: m),
- Temperatur der Erdoberfläche (Einheit: K),
- Höhe der Oberkante
der Vulkanascheschicht (Einheit: m),
- Dicke der Vulkanascheschicht (Einheit: m),
- Massenkonzentration der Vulkanasche (Einheit: kg m^{-3}),
- Bedeckungsgrad
für alle Atmosphärenschichten (Format: Dezimalzahl),
- Eispartikelform (Format: Dezimalzahl),
- Sonnenzenitwinkel (Einheit: $^\circ$),
- Kosinus des Satellitenzenitwinkels (Einheit: 1),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal WV 6.2 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal WV 7.3 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal IR 8.7 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal IR 9.7 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal IR 10.8 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal IR 12.0 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur
für den Kanal IR 13.4 (Einheit: K),
- ...

Sämtliche Helligkeitstemperaturen der Einträge mit den Nummern 15 bis 21 wurden für die gewählte Atmosphäre ohne Wolken und ohne Vulkanascheschicht berechnet. Fortgesetzt wird diese Liste durch weitere Helligkeitstemperaturen für die bereits genannten Kanäle in gleicher Reihenfolge und verschiedene Atmosphärenparameter. Die nächsten sieben Werte sind die Resultate von Simulationen ohne Wolken, aber mit Vulkanasche; danach folgen sieben Werte für den gleichen Fall mit Wolken und ohne Vulkanasche sowie die letzten sieben Werte für die Atmosphäre sowohl mit Wolken als auch Vulkanasche.

Den ersten Wert nimmt die Nummer der Simulationsreihe ein. Alle Werte einer Simulationsreihe sind das Ergebnis von Simulationen mit identischen Umweltparametern, besitzen also die gleichen, in Abschnitt 3.1.2 ab Seite 35 beschriebenen Ausgangsdaten und die gleichen daraus abgeleiteten und zufällig bestimmten Größen.

Für manche Zeitpunkte und geographische Koordinaten beinhalten die gewählten ECMWF-Daten keine Schichten mit einem Bedeckungsgrad größer als eins. Ergebnis der Erzeugung zufälliger Bedeckungsgradinformation, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 50, sind in solchen Fällen immer ausschließlich wolkenfreie Schichten; alle Spalten mit Helligkeitstemperaturwerten für eine Atmosphäre mit Wolken, also die Einträge mit den Nummern 22 bis 28 sowie 36 bis 42 der aktuellen Datenreihen, erhalten dann den Wert minus eins.

Variablenwerte werden in verschiedenen Formaten gespeichert. Der Zeitpunkt, den die verwendeten Daten wiedergeben, ist entsprechend des internationalen Standards ISO 8601 (Internationale Organisation für Normung (ISO), 2004) als sechsstellige Dezimalzahl, bestehend aus Jahres- und Monatszahl, formatiert.

Eine Binärzahl repräsentiert den ortsabhängigen Typ der Erdoberfläche. Es wird zwischen Landoberflächen mit einem Wert von null und Wasseroberflächen mit einem Wert von eins unterschieden. Für Landoberflächen entspricht die Höhe der Erdoberfläche der Bodenhöhe über Normalnull.

Für den Bedeckungsgrad wird ein spezielles Format verwendet, durch welches die Informationen aller Schichten in einer einzigen Zeichenkette gespeichert wird. Der Bedeckungsgrad einer einzelnen Schicht ist eine binäre Variable: Für einen Wert von null ist die Schicht wolkenfrei, für einen Wert von eins beinhaltet sie Wolken. Um die 91 Werte aller Schichten kompakt zu speichern, werden benachbarte und identische Bedeckungsgradwerte gezählt und die entsprechenden Zahlen zweistellig aneinandergesetzt. Es wird bei der Schicht am Oberrand der Atmosphäre für einen Bedeckungsgrad von null begonnen. Die letzte Zahl wird ausgelassen, da sie aus der bekannten Anzahl der Schichten abgeleitet werden kann. Existieren keine Schichten mit Wolken, das heißt der Bedeckungsgrad ist überall gleich null, entspricht der Wert der Zeichenkette minus eins. So ist eine eindeutige Rekonstruktion der vollständigen Bedeckungsgradinformation möglich, eine Funktion für diesen Zweck ist in dem Programm enthalten. Die entstehende Zeichenkette kann zusätzlich als Dezimalzahl gelesen werden, wodurch eine Erweiterung von Einlesefunktionen auf allgemeine Zeichenketten nicht notwendig ist; des weiteren belegt sie nur eine Spalte, so daß die Spaltenanzahl für jede Datenreihe gleich ist. Zusätzlich zeichnet sich die Methode durch geringen Platzbedarf aus.

Wert	Klasse	Effektivradius in μm	
		Minimum	Maximum
-1	—	—	—
0	Säulen („solid column“)	5,96	84,22
1	Säulen mit Vertiefungen („hollow column“)	4,97	70,24
2	Aggregate („rough aggregate“)	3,55	108,10
3	Rosetten („rosette-6“)	2,85	46,01
4	Platten („plate“)	4,88	48,18

Tabelle 3.6: Verwendete Klassen von Eisparkelformen nach Yang u. a. (2000) und Key u. a. (2002)

Jede Simulation besitzt eine zufällig gewählte Klassen von Eisparkelformen, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 55. Den verfügbaren Eisparkelformen entspricht je eine Dezimalzahl, die in den Ergebnisdaten gespeichert wird; der Wert minus eins steht für Fälle, in denen keine Eisparkelform verwendet wird. Aus Tabelle 3.6 wird die Zuordnung zwischen Dezimalzahlen und Eisparkelformen ersichtlich. Dort zu finden sind ebenfalls die von Key u. a. (2002) angegebenen Grenzen des Effektivradius für die möglichen Parametrisierungen.

Der minimale Satellitenzenitwinkel beträgt 0° , mit einem zugehörigen Kosinuswert von eins, und steht für eine lotrechte Ausbreitung der Strahlung; der maximale Satellitenzenitwinkel von 90° mit einem Kosinuswert von null beschreibt eine zum Lot senkrechte, das heißt, im Falle einer eindimensionalen Geometrie, horizontale Ausbreitungsrichtung.

In Anhang A.1 auf Seite 197 sind Werte interner Größen des Programms Global Simulation für eine Simulationsreihe dokumentiert.

3.2 Simulation von Satellitenbildern

Ein wichtiger Teil dieser Arbeit ist die Simulation möglichst realistischer Satellitenbilder mit einem numerischen Strahlungstransportmodell, unter Berücksichtigung der Variabilität zugrundeliegender Umwelteinflüsse. Die hierfür durchgeführten Strahlungstransportsimulationen sind, anders als die in Abschnitt 3.1 beschriebenen eindimensionalen Strahlungstransportsimulationen für die Erzeugung von Trainingsdaten, dreidimensional und voneinander abhängig, da sie jeweils den Meßwert für einen Bildpunkt eines Satellitenbildes repräsentieren.

Diese Satellitenbilder sind einerseits wichtig, um die Auswirkungen einer Vulkanascheschicht auf die von Satelliten gemessenen Strahldichten zu bestimmen, andererseits, um das Detektionsvermögen des im Abschnitt 3.1 beschriebenen Algorithmus inklusive des künstlichen neuronalen Netzes zu untersuchen und zu validieren.

3.2.1 Arbeitsschritte

Bevor die in Abschnitt 4.3 beschriebene Validierung an Satellitenbildern ausgeführt werden kann, müssen die dazu notwendigen Daten in vier Arbeitsschritten erzeugt werden.

Formatierung

Der erste Schritt besteht in der Konvertierung der Daten mit dem Ziel, diese für das Strahlungstransportmodell lesbar zu machen. Für die verschiedenen Datentypen sind angepasste Methoden der Umwandlung nötig; Einzelheiten dazu finden sich in Abschnitt 3.2.2 ab Seite 72 und in den entsprechenden Absätzen von Abschnitt 3.2.4 ab Seite 75.

Segmentierung

Zur Verminderung der benötigten Rechenzeit durch Parallelisierung der Simulationen folgt im zweiten Schritt die Segmentierung der Daten. Eine genaue Beschreibung zu diesem Vorgehen findet sich in Abschnitt 3.2.2 ab Seite 72.

Simulation

Schritt drei umfaßt die Simulation des Strahlungstransportes mit dem numerischen Modell, wie unter Gliederungspunkt 3.2.3 ab Seite 73 nachzulesen ist.

Zusammenführung

In Schritt vier werden die Ergebnisdaten der einzelnen Segmente zu vollständigen Satellitenbildern kombiniert. Das entspricht einer Umkehrung von Schritt zwei unter Ausschluß der Randbereiche, angewandt auf die Ergebnisdaten; der Simulationsbereich wird so in einem Bild zusammengefaßt. Abschnitt 4.2 ab Seite 109 beschreibt die Resultate.

3.2.2 Ausgangsdaten

In den nachfolgend beschriebenen Simulationen wurden von Kostka u. a. (2014) zur Verfügung gestellte Ausgangsdaten verwendet. Sie umfassen Informationen zu der dreidimensionalen Verteilung und den Eigenschaften von Wolken sowie der Temperatur der Erdoberfläche. Basis dieser

Ausgangsdaten sind wiederum Daten des Atmosphärenmodells COSMO-DE des Consortium for Small-Scale Modeling (COSMO).

Ein Einlesen der erforderlichen Dateien in den Arbeitsspeicher belegt zuviel Kapazität, um parallel laufende Strahlungstransportsimulationen in verlässlicher Weise zu ermöglichen; aus diesem Grund werden eine Größenanpassung auf 420 mal 460 Datenpunkte und eine anschließende Aufteilung sämtlicher Daten in Segmente von 218 auf 238 Bildpunkte vorgenommen.

Abbildung 3.8 auf Seite 74 zeigt die Aufteilung der Ausgangsdaten anhand eines Satellitenbildes in vier Segmente. Die zugehörigen Maße sind als Bildpunktzahlen angegeben. Der Randbereich eines Segmentes ist darin hellgrau schattiert und als Bereich 1 gekennzeichnet. Jedes Segment überschneidet sich mit den anderen drei Segmenten auf einer Fläche von 7.040 Bildpunkten, da je Segment ein Flächenanteil von 3.584 Bildpunkten des Randbereichs in den anderen Teilen des Simulationsgebietes zu liegen kommt. Bei den in Abschnitt 4.2 ab Seite 109 gezeigten Satellitenbildern beträgt die Randbereichsbreite acht Bildpunkte. Versuche mit einer geringeren Breite haben zu unrealistischen Störungen der Helligkeitstemperaturen geführt. Nach Abschluß der Simulationen werden die Resultate zu einem kompletten Satellitenbild zusammengesetzt, indem zuerst die Segmente ohne Randbereiche positionsrichtig aneinandergesetzt und anschließend über alle 14 Teilberechnungen gemittelt wird. Ohne Randbereiche mißt der sichtbare Simulationsbereich eines einzelnen Segmentes 202 Spalten und 222 Zeilen, siehe Bereich 2. Der sichtbare Bereich des Datenrasters besitzt infolgedessen eine Breite von 404 Spalten sowie eine Länge von 444 Zeilen. In der Abbildung entspricht diesem der mit einem Satellitenbild hinterlegte Bereich 3.

3.2.3 Strahlungstransport

Für die numerischen Berechnungen dieser Satellitendaten wurde der Monte-Carlo-Algorithmus Monte Carlo Code for the Physically Correct Tracing of Photons in Cloudy Atmospheres (MYSTIC) (Mayer, 2009; Emde und Mayer, 2007; Emde, Buras u. a., 2010), ein Algorithmus für dreidimensionale Simulationen aus dem Programmpaket Library for Radiative Transfer (libRadtran) (Mayer und Kylling, 2005), genutzt. Ein weiteres, vom Autor der vorliegenden Arbeit für diesen Zweck entworfenes Visualisierungsprogramm, erstellt aus den errechneten Daten automatisch die zugehörigen Bilddateien, welche die Helligkeitstemperaturen aller Bildpunkte in jeweils einem Kanal des simulierten Instruments wiedergeben.

Anders als bei den Simulationen des unter Gliederungspunkt 3.1 beschriebenen Algorithmus handelt es sich hierbei um dreidimensionalen Strahlungstransport durch die Atmosphäre. In Hinblick auf die Validierung des Detektionsalgorithmus lassen sich dadurch Satellitenbilder mit

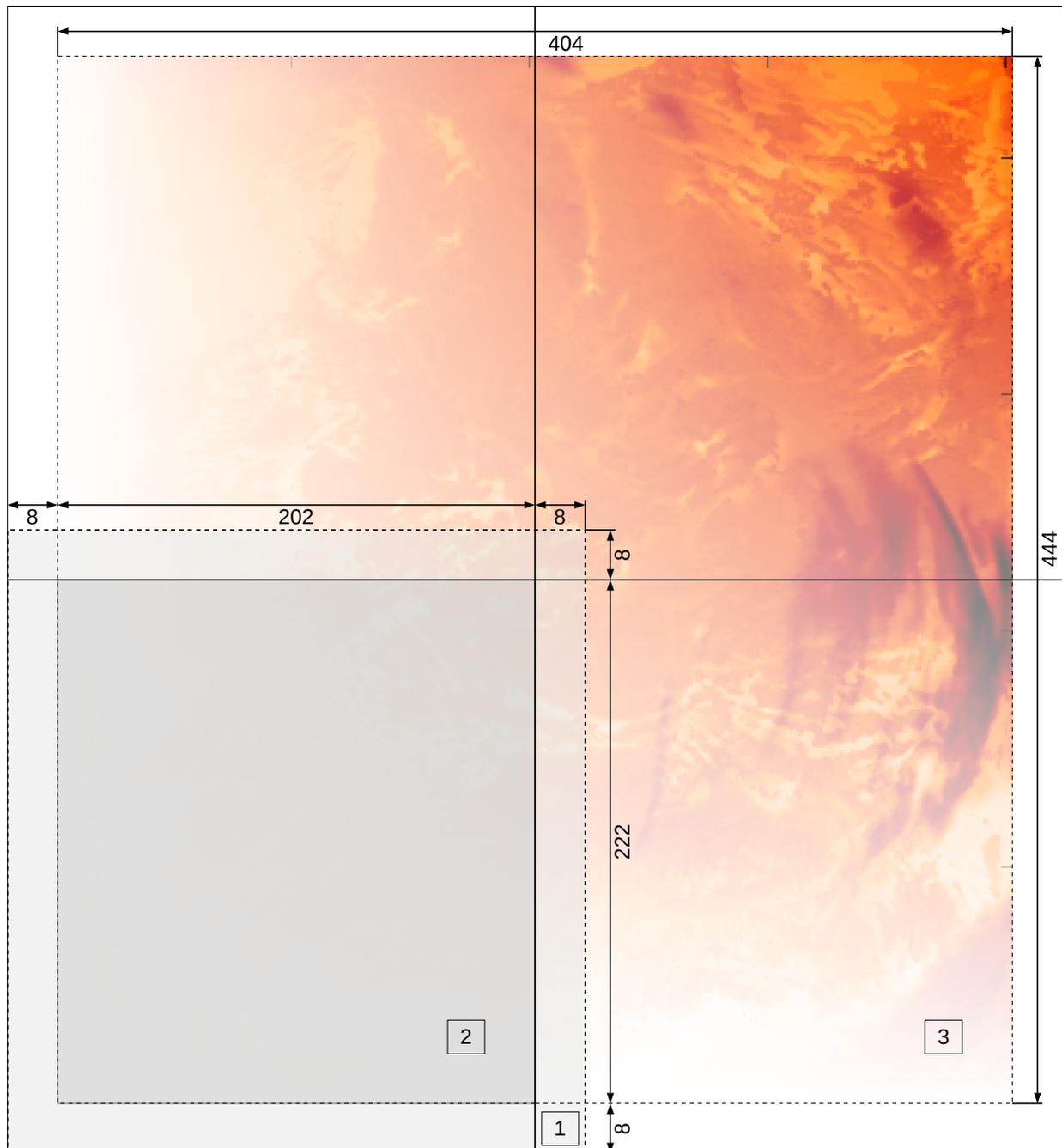


Abbildung 3.8: Aufteilung der Simulationsdaten in Segmente

einem hohen Grad an Realismus simulieren, was eine Abschätzung dessen Erkennungsleistung im operativen Einsatz ermöglicht. Dreidimensionale Effekte wie Abschattung durch Wolken sind in den Simulationsergebnissen berücksichtigt. Ein weiterer Unterschied ist das Auftreten zusammenhängender Bereiche mit korrelierenden Parametern anstatt ausschließlich einzelner Bildpunkte mit zufällig bestimmten – und damit voneinander unabhängigen – Werten.

Das Strahlungstransportprogramm rechnet mit einem Gitter, dessen Zellen eine rechteckige Grundfläche aufweisen. Für jeden Bildpunkt stehen Informationen mit den passenden Blickwinkeln in Form einer separaten Datei bereit, so daß Wolken durch Überdeckungen Einfluß auf die simulierten Helligkeitstemperaturen benachbarter Bildpunkte haben. Geometrische Verzerrungen, die durch die Erdkrümmung und die jeweilige Perspektive zustandekommen, werden nicht beachtet.

Insgesamt sind je Bild 179.376 Bildpunkte berechnet worden; 404 Spalten entlang der West-Ost-Richtung, 444 Zeilen entlang der Süd-Nord-Richtung. Alle Rohdaten liegen in einer Struktur von 193.200 Bildpunkten in 420 Spalten und 460 Zeilen vor. Für jedes Segment wurden 14 Teilberechnungen unter Verwendung 70 Strahlungsteilchen pro Bildpunkt durchgeführt; die Zahl simulierter Strahlungsteilchen je Satellitenbild beträgt 175.788.480, die Gesamtzahl für alle Bilder 4.218.923.520.

Aus den 14 Teilberechnungen wurde die Standardabweichung der simulierten Werte bestimmt, getrennt nach Instrumentenkanal und Ascheart sowie gemittelt über alle Bildpunkte zu jedem Zeitpunkt. Tabelle 3.7 zeigt die entsprechenden Werte. Zeilen mit Angaben zu Simulationen ohne Vulkanasche sind mit einem Geviertstrich als Eintrag für die Ascheart gekennzeichnet. In Abwesenheit von Vulkanwolken liegt die Standardabweichung für den Kanal IR 8.7 über der Rauschschwelle des Satelliteninstrumentes, vergleiche Tabelle 3.1 auf Seite 41; dies trifft auch in geringem Maße auf den Kanal IR 10.8 sowie den nicht für die Detektion verwendeten Kanal IR 3.9 zu. Für die Atmosphären mit Vulkanasche ist die Standardabweichung beinahe identisch, die relativen Abweichungen der entsprechenden Werte sind kleiner als 0,02 K. Hier sind für die Kanäle IR 3.9, IR 8.7 und IR 10.8 Werte zu beobachten, die oberhalb der Rauschschwelle liegen.

3.2.4 Eingabegrößen

Geometrie

Es wurden Satellitenbilder eines Gebiets erstellt, welches mit geringen Abweichungen dem Simulationsbereich des numerischen Wettermodells COSMO-DE entspricht, abgebildet durch das

Kanal	Vulkanascheart	Standardabweichung in K
IR 3.9	—	0,41
IR 3.9	Andesit	0,45
IR 3.9	Eyjafjallajökull-Asche	0,46
WV 6.2	—	0,19
WV 6.2	Andesit	0,19
WV 6.2	Eyjafjallajökull-Asche	0,19
WV 7.3	—	0,31
WV 7.3	Andesit	0,33
WV 7.3	Eyjafjallajökull-Asche	0,33
IR 8.7	—	0,43
IR 8.7	Andesit	0,52
IR 8.7	Eyjafjallajökull-Asche	0,52
IR 9.7	—	1,00
IR 9.7	Andesit	0,94
IR 9.7	Eyjafjallajökull-Asche	0,92
IR 10.8	—	0,27
IR 10.8	Andesit	0,39
IR 10.8	Eyjafjallajökull-Asche	0,40
IR 12.0	—	0,25
IR 12.0	Andesit	0,35
IR 12.0	Eyjafjallajökull-Asche	0,35
IR 13.4	—	0,36
IR 13.4	Andesit	0,40
IR 13.4	Eyjafjallajökull-Asche	0,39

Tabelle 3.7: Standardabweichung der simulierten Helligkeitstemperaturwerte



Abbildung 3.9: Darstellung des Simulationsgebietes in einer Satellitenkarte von Zentraleuropa (GingkoMaps, 2010)

Satelliteninstrument SEVIRI. Geographisch betrachtet umfaßt das Gebiet Deutschland und Teile des benachbarten europäischen Raumes; die Eckpunkte des projizierten Rechtecks liegen in geographischen Koordinaten ausgedrückt bei $44,7653^\circ$ Nord, $2,97569^\circ$ Ost in Frankreich, bei $44,7189^\circ$ Nord, $17,6871^\circ$ Ost in Bosnien und Herzegowina, bei $56,2008^\circ$ Nord, $1,04454^\circ$ Ost in der Nordsee vor Schottland, und bei $56,1166^\circ$ Nord, $19,7906^\circ$ Ost in der Ostsee vor Lettland. Abbildung 3.9 auf Seite 77 zeigt die Grenzen des Simulationsgebietes als weißen Rahmen in einem Satellitenbild, mit geringen Abweichungen aufgrund vernachlässigter Projektionsverzerrung. In Nadirrichtung besitzt ein Bildpunkt eine annähernd quadratische Projektionsfläche mit einer Kantenlänge von 2,8 km auf der Erdoberfläche. Die gesamte Erde wird dabei von SEVIRI unter einem Winkelbereich von $20,52^\circ$ zum Nadir abgebildet, die Horizontlinie liegt bei den 81° -Breiten.

Unabhängig von den simulierten Zeitpunkten wurde für alle Satellitenbilder ein fester Sonnenzenitwinkel von $29,5^\circ$ festgelegt. Ein wichtiger Grund hierfür ist eine einheitliche Größe der errechneten Satellitenbilder, da die Anzahl der Bildpunkte in den Randbereichen, und damit die Gesamtzahl an Bildpunkten je Satellitenbild, von der mittleren horizontalen Weglänge in der Atmosphäre abhängig sind. Für Kanäle im thermischen Spektralbereich wird die mittlere Weglänge durch die gegebenen Umweltbedingungen für Atmosphäre und Erdoberfläche bestimmt, bei Kanälen im solaren Spektralbereich hat zusätzlich der Sonnenzenitwinkel Einfluß. Folgender Zusammenhang entsteht durch die Anwendung periodischer Randbedingungen bei der Berechnung des Strahlungstransportes mit dem verwendeten numerischen Modell: Je flacher der Winkel ist, unter dem sich die Strahlungsteilchen durch die Atmosphäre bewegen, desto größer ist ihre mittlere horizontale Weglänge darin. Unerwünschte Effekte entstehen, wenn simulierte Strahlungsteilchen das Simulationsgebiet an einer Seite verlassen, um auf der achsensymmetrisch entgegengesetzten Seite desselbigen wieder einzutreten; damit kann eine Wolke nahe einer Segmentgrenze Auswirkungen auf die Helligkeitstemperatur eines Bildpunktes auf der spiegelverkehrt gelegenen Seite haben. Störungen solcher Art werden vermieden, indem ein Randbereich bei den Simulationen verwendet wird. In den Ergebnissen fehlen die in Randbereichen liegenden Bildpunkte, wonach sich die Anzahl der genutzten Bildpunkte mit zunehmender Fläche des Randbereichs reduziert. Dennoch sollte der Randbereich deutlich größer als der durchschnittliche horizontale Weg eines Strahlungsteilchens sein, so daß nur sehr wenige Strahlungsteilchen das Simulationsgebiet verlassen können. Beide Anforderungen bestimmen die optimale Breite als gerade groß genug zur Vermeidung unerwünschter Effekte; so läßt sich die Anzahl verlorener Bildpunkte minimieren. Durch den Zusammenhang zwischen Sonnenzenitwinkel und mittlerer

horizontaler Weglänge besteht folglich auch ein Zusammenhang zwischen ersterem und der Bildpunktanzahl in den Satellitenbildern.

Zeitpunkt

Insgesamt erstrecken sich die simulierten Zeitpunkte über alle Monate des Jahres 2012. Jeweils für 12 Uhr des 15. Tages jedes Monats wurden Satellitenbilder mit zeitabhängigen Parametern erzeugt. Damit sind zwölf unterschiedliche Datensätze für die zeitabhängigen Größen der numerischen Simulationen notwendig. Für hierbei verwendete COSMO-Daten liegt der Simulationszeitpunkt bei Mitternacht, der Vorhersagezeitraum beträgt zwölf Stunden. So entspricht der für Simulationen verwendete Atmosphärenzustand der Situation zur Mittagszeit des jeweiligen Tages.

Kanäle

In den beschriebenen Simulationen werden die im infraroten Spektralbereich liegenden Kanäle IR 3.9, WV 6.2, WV 7.3, IR 8.7, IR 9.7, IR 10.8, IR 12.0 und IR 13.4 mit einer Auflösung von 2,8 km mal 2,8 km betrachtet, die Auswahl richtet sich nach den für die Validierung des in Abschnitt 3.1 beschriebenen Detektionsalgorithmus relevanten Kanälen. Die simulierten Kanäle entsprechen damit den unter Gliederungspunkt 3.1.4 ab Seite 40 angeführten SEVIRI-Kanälen, ergänzt um den Kanal IR 3.9, siehe Tabelle 3.1 auf Seite 41, welcher in Bezug auf die Validierung keine Rolle spielt.

Die für die einzelnen Kanäle verwendeten Antwortfunktionen entsprechen den zuvor beschriebenen, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 40. Demzufolge läßt sich negative Beeinflussung des Detektionsalgorithmus durch inkonsistente Kanaleigenschaften ausschließen.

Erdoberfläche

Gewonnen wurden die entsprechenden Albedowerte aus den unter Gliederungspunkt 3.1.2 auf Seite 35 genannten MODIS-Daten, welche unter Anwendung eines für diesen Zweck entworfenen Algorithmus in einem vorab durchgeführten Schritt gemittelt, neu eingeteilt und umgerechnet wurden.

Bei der Simulation der Satellitenbilder wurde die flächenbezogene Gewichtung, näher beschrieben in Abschnitt 3.1, nicht angewandt, da sonst die exakte räumliche Zuordnung der Albedodaten gegenüber den Modelldaten durch eine Glättung bestimmter Grenzen, wie beispielsweise der Küstenlinien, nicht gewährleistet wäre. Bei Anwendung der Gewichtung würde durch die

damit einhergehende Mittelung benachbarter Werte entlang der Küstenlinien eine Zone entstehen, in der die Differenzen benachbarter Datenwerte herabgesetzt würden. Dadurch entstehende Unterschiede können eine Fehlerquelle bei folgenden Arbeitsschritten darstellen. Stattdessen wird jedem simulierten SEVIRI-Bildpunkt der nächstliegende Bildpunkt der MODIS-Daten zugeordnet. Hierbei werden quadratische Bildpunktflächen angenommen, was für alle Bildpunkte innerhalb der simulierten Satellitenbilder aufgrund der steilen Blickrichtung eine sehr gute Näherung darstellt. Zudem ist eine spektrale Interpolation der Daten notwendig, da diese im Falle von dreidimensionalen Simulationen nicht durch das Strahlungstransportprogramm durchgeführt werden, was eine vorab stattfindende Verarbeitung sowie eine andere Datenstruktur erforderlich macht. Es wurde linear auf die spektralen Stützstellen bei $3,8\ \mu\text{m}$, $7,3\ \mu\text{m}$, $8,7\ \mu\text{m}$, $9,7\ \mu\text{m}$, $10,8\ \mu\text{m}$, $12,0\ \mu\text{m}$ und $13,4\ \mu\text{m}$ interpoliert, welche mit einer Abweichung der Wellenlänge von maximal $2,6\ \%$ nahe der zentralen Wellenlängen liegen. Je SEVIRI-Kanal wurde ein Datensatz für die Verwendung in Simulationen erzeugt. Um diese Schritte zu automatisieren, wurden mehrere Programme erstellt, welche die notwendigen Schritte vor dem Aufruf des Strahlungstransportprogrammes ausführen, so daß letzterem die erforderlichen Daten zur Verfügung stehen.

Räumliche Albedoeffekte werden durch die dreidimensionale Simulation des Strahlungstransportes berücksichtigt. Beispielsweise können auch benachbarten Bildpunkte Einfluß auf die gemessene Strahlung für einen bestimmten Bildpunkt haben, wie von Jäkel u. a. (2013) beschrieben.

Um Satellitenmessungen mit einem hohen Grad an Realismus nachbilden zu können, sind weitere Informationen in Bezug auf die Erdoberfläche notwendig. Eine in diesem Zusammenhang sehr wichtige Größe ist die Temperatur der Erdoberfläche, die direkt die Emission thermischer Strahlung beeinflusst, siehe Gleichung 2.2 auf Seite 16. Änderungen der Temperatur der Erdoberfläche führen zu Änderungen der Menge und der spektralen Verteilung transportierter Energie. Das schlägt sich in einer Veränderung der gemessenen Energiemenge, also der Helligkeitstemperatur, eines bestimmten Kanals nieder. Vor dem Hintergrund dieser thermischen Strahlung zeichnen sich die zu detektierenden Vulkanwolken ab, so daß Abstrahlung der Erdoberfläche und Vulkanaschesignale verknüpft sind. Deutlich wird dies beispielsweise bei dicken Wasserwolken, durch welche der spektrale Kontrast von höherliegenden Vulkanwolken gesenkt wird. Realistische Daten sind demnach Voraussetzung für Satellitenbilder hoher Qualität.

Die Temperaturdaten für die Erdoberfläche wurden, wie unter Gliederungspunkt 3.2.2 beschrieben, von Kostka u. a. (2014) zur Verfügung gestellt. Jedem Bildpunkt des simulierten Satellitenbildes wird so ein bestimmter Temperaturwert zugewiesen. Das Strahlungstransportmodell liest diese Temperaturwerte ein, um die Helligkeitstemperatur für jeden Bildpunkt zu berechnen. Je Simulationszeitpunkt ist ein Datensatz vorhanden, so daß die Temperatur innerhalb der durch

Simulationen abgedeckten Zeitspanne mit der Jahreszeit variiert. Nach der unter Gliederungspunkt 3.2.2 auf Seite 73 beschriebenen Aufteilung liegen insgesamt 48 Datensegmente mit je 51.884 Temperaturwerten vor.

Atmosphäre

Als Atmosphärenprofil für sämtliche Simulationen wurde die von Anderson u. a. (1986) definierte US-Standardatmosphäre gewählt, da das verwendete Strahlungstransportmodell Daten zugehöriger Größen nur in eindimensionaler Form verarbeiten kann. In einer entsprechenden Datei mit Werten der US-Standardatmosphäre werden Druck, Temperatur sowie Teilchendichte für Luft, Ozon, Sauerstoff, Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid und Stickstoffdioxid für 50 vertikale Schichten bis zu einer Höhe von 120 km angegeben. In Folge davon existiert keine horizontale Variation oder Abhängigkeit von dem Simulationszeitpunkt für die genannten Größen. Bei der Simulation von Satellitenbildern nutzt das Strahlungstransportprogramm demnach eindimensionale Größen für die Atmosphäre, zweidimensionale Größen für die Erdoberfläche und dreidimensionale Größen für Wolken, beschrieben im nächsten Abschnitt. Eine Untersuchung der Auswirkung einer konstanten Wasserdampfverteilung auf die Detektion von Vulkanasche findet sich unter Gliederungspunkt 4.3.1 auf Seite 140. Da sich die Gasprofile der verschiedenen Simulationen nicht unterscheiden, können andererseits Aerosoleffekte durch den Vergleich verschiedener Resultate isoliert und ausgewertet werden.

Wolken

Daten für die Verteilung und Eigenschaften von Wolken wurden von Kostka u. a. (2014) zur Verfügung gestellt. Wie die Temperaturdaten für die Erdoberfläche wurden diese mit dem Wettermodell COSMO-DE erzeugt; siehe Gliederungspunkt 3.2.4, Seite 80.

Für jeden der zwölf simulierten Zeitpunkte wurden zwei Dateien mit den benötigten Wolkeninformationen erstellt. Je eine Datei beschreibt die Eigenschaften der Wasserwolken, die jeweils andere die Eigenschaften der Eiswolken. Dazu werden auf einem dreidimensionalen Gitter Werte für die Größen

- Wassergehalt (Einheit: g m^{-3}) und
- Effektivradius (Einheit: μm)

definiert. Während die horizontale Aufteilung sich nach den SEVIRI-Bildpunkten richtet, basiert die vertikale Struktur auf 50 Schichten. Dieser Aufbau ist für alle Wolkendateien identisch. Wie auch bei den Daten für die Erdoberfläche mußten die vorliegenden Werte in vier Segmente

umgerechnet werden. Das Vorgehen entspricht dabei exakt dem an der entsprechenden Stelle beschriebenen; die vertikale Struktur bleibt hiervon unberührt. Ein einzelnes Wolkensegment umfaßt somit stets 2.594.200 Werte für jede der genannten Größen.

Die Simulation des Strahlungstransportes behandelt die Streuung von Strahlung an Wasserwolken durch die Bestimmung der anzuwendenden Phasenfunktion über vorberechnete Tabellen. Erstellt wurden die Tabellen durch Mie-Berechnungen, siehe Mayer, Kylling u. a. (2012). Damit wird die Streuung an Tropfen von Wasserwolken adäquat modelliert.

Bei Eiswolken kommt eine verbesserte Version der Parametrisierung von Key u. a. (2002) zur Anwendung. Details hierzu sind in der libRadtran-Dokumentation (Mayer, Kylling u. a., 2012) zu finden.

Vulkanasche

Die durchgeführten Simulationen umfassen Atmosphärenzustände mit zwei verschiedenen Typen von Vulkanasche sowie ohne Vulkanasche. Vulkanwolken werden als homogene Aerosolschichten mit charakteristischen optischen Eigenschaften und einer Dicke von 1 km realisiert. Es handelt sich hierbei strukturbedingt eher um disperse Vulkanwolken, welche nicht im unmittelbaren Nahfeld der Quelle zu beobachten sind. Auf die Annahme homogener Vulkanascheschichten bei Strahlungstransportrechnungen von Lee u. a. (2014) ist bei ähnlichen Betrachtungen bereits hingewiesen worden, siehe Abschnitt 3.1.4. In Arbeiten von A. J. Prata und A. T. Prata (2012) und Kylling u. a. (2014) werden Ascheschichten gleicher Dicke in Simulationen einbezogen. Messungen von Marengo u. a. (2011) legen zusammen mit Ergebnissen von A. J. Prata und A. T. Prata (2012) nahe, daß die es sich dabei um realistische Annahmen handelt.

Je Aschetyp wurden zu jedem Atmosphärenzustand ohne Vulkanasche zehn weitere Atmosphärenzustände simuliert, in welchen sich die Vulkanwolke auf unterschiedlichen Höhen befindet. Der Höhenbereich umfaßt 1 km bis 10 km, bezogen auf die Unterkante der Vulkanwolke, in Schritten von 1 km. Gleiche Höhenwerte finden sich in der Beschreibung der Parameter für die Erstellung eines Datensatzes mittels Strahlungstransportrechnungen bei Lee u. a. (2014). Wichtige Voraussetzung in Bezug auf die Aerosolschichten sind Dateien mit optischen Eigenschaften, welche das Absorptionsspektrum von Vulkanasche naturgetreu wiedergeben; ansonsten wäre eine Validierung anhand der Resultate unrealistisch und nicht aussagekräftig. Entsprechende Dateien wurden von J. Gasteiger (persönliche Mitteilung, 2012) erstellt, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 63. Dabei wurden die in Tabelle 3.2 genannten Vulkanaschetypen Andesit und Eyjafjallajökull-Asche mit der Größenverteilung für akkumulierte Partikel verwendet. Die

Atmosphärenzustände ohne Vulkanasche wurden doppelt simuliert und können zu Vergleichszwecken herangezogen werden. Somit enthält der Gesamtdatensatz 96 redundante Satellitenbilder, welchen physikalische Bedingungen identisch zu einer vorangegangenen Simulation zugrundeliegen.

3.2.5 Datenverarbeitung

Abhängig von den Simulationsparametern wurden die Satellitenbilder in einer fünfdimensionalen Datenbank abgelegt, geordnet nach Massenkonzentration, Zeitpunkt, Aschetyp, Ascheschichthöhe und spektralem Kanal. Es wurden Simulationen mit zwei verschiedenen Massenkonzentrationen durchgeführt, welche den zuvor genannten Grenzwerten $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ und 2 mg m^{-3} der Flugsicherungsbehörde entsprechen. Des Weiteren umfassen die berechneten Fälle die zwei erwähnten Aschetypen in Form einer homogenen Ascheschicht mit einer Dicke von einem Kilometer und jeweils zehn Höhenstufen sowie eine Simulationsreihe ohne Asche, wodurch sich insgesamt 21 Aschezustände ergeben. Es folgt eine Aufteilung in die acht spektralen Kanäle des SEVIRI-Instrumentes, wie in Tabelle 3.1 angegeben. Insgesamt ergibt sich damit eine Anzahl von 4.032 simulierten Satellitenbildern, zusammengesetzt aus 225.792 Segmenten von Teilberechnungen. Die Wege von mehr als 700 Milliarden ($708.779.151.360$) Strahlungsteilchen durch 492 unterschiedliche Atmosphären (504 gesamt) wurden hierfür simuliert.

3.3 Detektionsalgorithmus

Für die Detektion der Vulkanasche wurde von S. Kox in Zusammenarbeit mit dem Autor dieser Arbeit der Algorithmus Volcanic Ash Detection Using Meteorological Satellites (VADUGS) entwickelt, welcher aus Daten des Satelliteninstrumentes SEVIRI Informationen zu Vorkommen und ortsabhängiger Menge von Vulkanasche in der Atmosphäre ableitet. Primäres Ziel der Entwicklungsarbeit ist es, Gebiete mit Massenkonzentrationen von 2 mg m^{-3} und mehr mit großer Sicherheit erkennen zu können. Mit diesem Auswahlkriterium wird einerseits der in Kapitel 1 genannte Grenzwert für die Einteilung des Luftraumes übernommen und andererseits der Fokus auf den Bereich realistischer Massenkonzentrationen über Zentraleuropa gelegt, wie beispielsweise Meßwerte von Gasteiger u. a. (2011) bestätigen. Es folgt eine Beschreibung des Aufbaus des Algorithmus, seiner Komponenten und seiner Arbeitsweise.

3.3.1 Aufbau

VADUGS wurde in der Programmiersprache Interactive Data Language (IDL) implementiert und basiert auf Arbeiten von H. Mannstein. Verschiedene Unterprogramme übernehmen einzelne Funktionen des Algorithmus und sind getrennt ausführbar. Eine solche Funktion ist das Speichern des aktuellen Zustands des neuronalen Netzes. Hierdurch wird ermöglicht, verschiedene Netze oder verschiedene Zustände desselben Netzes zu vergleichen. Es lassen sich dann Aussagen darüber machen, wie die Trainingsmethode die Detektionsleistung beeinflusst und wie einzelne Netze in direktem Vergleich zueinander arbeiten.

Der Algorithmus selbst besteht aus zwei unabhängigen Komponenten: Die Filterstufe übernimmt die Erkennung von Wolken, die Detektionsstufe wird für die Detektion von Vulkanasche eingesetzt. Beide Teile des Algorithmus sind seriell angeordnet, dementsprechend erfolgt die Detektion von Vulkanasche in einem zweistufigen Prozeß: Eingehende Daten werden zunächst durch die Filterstufe untersucht, bevor in einem Zwischenschritt anhand der Ergebnisse entschieden wird, ob die Daten an das nachgeschaltete neuronale Netz des zweiten Teiles weitergeleitet werden. Eine Weiterleitung findet dann statt, wenn in dem ersten Schritt ein Test auf Cirruswolken ein negatives Ergebnis liefert.

3.3.2 Wolkenerkennung

Verschiedene Verfahren zur Detektion von Vulkanasche über Satellitendaten weisen die Eigenschaft auf, unter bestimmten Bedingungen Vulkanasche in der Atmosphäre nicht detektieren zu können, wie beispielsweise die häufig eingesetzte Methode der Detektion von Vulkanasche über die Helligkeitstemperaturen zweier Kanäle bei $10,8\ \mu\text{m}$ und $12\ \mu\text{m}$ (A. J. Prata, 1989b; A. J. Prata, 1989a; A. J. Prata und Barton, 1991; Rose, Delene u. a., 1995). Ausschlaggebend ist dabei häufig die Ambivalenz spektraler Information aufgrund der Anwesenheit von Eiswolken.

Der erste Verarbeitungsschritt des gesamten Algorithmus ist daher die Identifikation von Wolken. Hierzu wird der Algorithmus Cirrus Optical Properties Derived from CALIOP and SEVIRI (COCS), entwickelt von Kox (2012), eingesetzt. Genau wie der zweite Teil des übergeordneten Detektionsalgorithmus verwendet COCS ein neuronales Netz, um Informationen über Cirruswolken aus den Satellitendaten zu extrahieren.

Durch dieses Vorgehen läßt sich das kombinierte Problem, zum einen Vulkanasche in der Atmosphäre zu erkennen, zum anderen die Verschleierung derer durch andere Wolken zu berücksichtigen, als zwei getrennte Probleme behandeln. Unter Verwendung der Ergebnisse der Wolkenerkennung können bei der Verarbeitung von Satellitenaufnahmen daher all diejenigen

Bildpunkte aussortiert werden, in welchen Wolken die zuverlässige Detektion von Vulkanwolken beeinträchtigen. Wie von Mackie und M. Watson (2014) beschrieben, wird durch die vorausgehende Filterung bei der Detektion zusätzliches Gewicht auf die spektralen Unterschiede zwischen Eis- und Vulkanwolken gelegt. In Hinblick auf die Luftraumklassifizierung zur Minimierung des Risikos eines Kontaktes zwischen Flugzeugen und dichten Vulkanwolken ist in gleichem Zuge eine Einstufung entsprechender Gebiete als potentiell unsicher gegeben: Da keine Aussagen über das Vorkommen von Vulkanasche gemacht werden, müssen betroffene Luftraumbereiche von Flugzeugen gemieden werden, da sich dort Vulkanwolken mit hohen Massenkonzentrationen befinden und den Flugverkehr gefährden können.

Der Struktur des neuronalen Netzes, dessen sich COCS bedient, wird durch drei Schichten gebildet; analog zu dem in Abbildung 2.1 auf Seite 21 gezeigten Aufbau. Zehn Einheiten nehmen die zugeführten Daten in der Eingabeschicht entgegen, die innere Schicht umfaßt 600 Einheiten und die Ausgabe erfolgt über zwei Einheiten. Insgesamt werden 7.200 Verbindungen zwischen Einheiten für die Datenverarbeitung genutzt. Weitere Informationen zu COCS sind in der einschlägigen Arbeit von Kox (2012) zu finden.

Bei der Anwendung werden die Größen

- Helligkeitstemperatur für den Kanal WV 7.3 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 9.7 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 12.0 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 13.4 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle WV 6.2 und WV 7.3 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 8.7 und IR 12.0 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 10.8 und IR 12.0 (Einheit: K)
- geographische Breite (Einheit: °),
- Land-Wasser-Verhältnis (Einheit: 1) sowie
- Kosinus des Satellitenzenitwinkels (Einheit: 1)

eingelassen. Sämtliche Helligkeitstemperaturen und deren Differenzen werden den SEVIRI-Daten entnommen, das Land-Wasser-Verhältnis basiert auf Daten der Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) von Minnett u. a. (2011).

Nach der Analyse liefert COCS Werte für

- Höhe (Einheit: m) und

– optische Dicke (Einheit: 1)

von Cirruswolken, welche für die Entscheidung herangezogen werden, ob die zugehörigen Daten an die zweite Stufe des Detektionsalgorithmus weitergereicht und in dieser auf das Vorkommen von Vulkanasche untersucht werden.

Jeder Bildpunkt, dessen errechnete optische Dicke mindestens einen vorab festgelegten Grenzwert erreicht, wird als bewölkt klassifiziert. Der Grenzwert wurde von S. Kox auf 0,3 für simulierte Satellitenbilder und 0,1 für reale Satellitenbilder festgelegt; damit soll einer übermäßigen Detektion von Cirrusbewölkung durch COCS entgegenwirkt werden (S. Kox, persönliche Mitteilung, 2014). Niedrigere Werte haben zur Folge, daß weniger Bildpunkte als wolkenfrei eingestuft werden, höhere Werte bewirken das Gegenteil. Insofern ist die Festlegung eines optimalen Grenzwertes Voraussetzung für die genaue Erkennung von Gebieten mit Vulkanaerosolen. Für die Simulation von Satellitenbildern wurden Daten mit Wolkeninformationen verwendet, welche als Folge der bei der Erstellung eingesetzten Parametrisierung für den Wassergehalt in Wolken häufig dünne Schichten von Eiswolken in großen Höhen aufweisen. Dies beeinflusst die Wahl des entsprechenden Grenzwertes.

3.3.3 Vulkanaschedetektion

Die Detektionsstufe des Algorithmus besteht aus einem neuronalen Netz, das durch Training mit einer Datenbank simulierter Satellitenmessungen darauf spezialisiert wurde, Vulkanasche zu erkennen, indem es Informationen aus den Helligkeitstemperaturen spektraler Instrumentenkanäle extrahiert.

Das neuronale Netz verwendet eine Eingabeschicht mit 17 Einheiten, eine innere Schicht mit 600 Einheiten und eine Ausgangschicht mit zwei Einheiten. Es entstehen damit 10.200 Verbindungen zwischen der Eingangs- und der inneren Schicht und 1.200 Verbindungen zwischen dieser und der Ausgangsschicht. In der Summe besitzt das gesamte neuronale Netz demgemäß eine Topologie mit 11.400 Gewichten.

Vor Verarbeitung der Daten werden diese aufbereitet, indem die Helligkeitstemperaturdifferenzen als zusätzliche Eingangsgrößen aus den vorhandenen Helligkeitstemperaturen der einzelnen Kanäle gebildet werden. Auf diese Weise werden gezielt weitere Größen in das neuronale Netz eingespeist, welche sich bei der Satellitendetektion von Vulkanasche – unter anderem innerhalb anderer Verfahren – bewährt haben. Als Folge davon steigt die Effizienz des Netztrainings durch den Wegfall eines sonst durch das Netz durchzuführenden zusätzlichen Schrittes der Generalisierung. Dieser Schritt ist die Identifikation der verwendeten Helligkeitstemperaturen als informationstragend in Hinblick auf die Diskrimination von Wasser-, Eis- und Vulkanwolken.

Bildpunkte können in diesem Schritt nur dann Eiswolken enthalten, wenn keine Aussortierung durch die vorangegangene Filterstufe stattgefunden hat. Über die zuvor beschriebenen Filterkriterien wird festgelegt, wann ein Bildpunkt aussortiert wird. Zudem findet eine Bestimmung der Eingabewerte ortsabhängiger Größen anhand der geographischen Koordinaten statt.

Bei der Anwendung wird aufeinanderfolgend für jeden Bildpunkt des vorliegenden Satellitenbildes je ein Eingabedatensatz von 17 Werten an das neuronale Netz übergeben. Je Bildpunkt erhält das neuronale Netz Eingabewerte damit die Werte der Größen

- Kosinus des Satellitenzenitwinkels (Einheit: 1),
- Land-Wasser-Verhältnis (Einheit: 1),
- Temperatur der Erdoberfläche (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal WV 6.2 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal WV 7.3 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 8.7 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 9.7 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 10.8 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 12.0 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperatur für den Kanal IR 13.4 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle WV 6.2 und WV 7.3 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 8.7 und IR 9.7 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 8.7 und IR 10.8 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 8.7 und IR 12.0 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 8.7 und IR 13.4 (Einheit: K),
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 9.7 und IR 12.0 (Einheit: K) und
- Helligkeitstemperaturdifferenz
für die Kanäle IR 9.7 und IR 13.4 (Einheit: K).

Die ortsabhängigen Werte für das Land-Wasser-Verhältnis basieren auf einer Datenbank von Minnett u. a. (2011) und wurden von einem Gitter für MODIS-Daten mit einer Auflösung von 0,2 km auf das Simulationskoordinatengitter übertragen. Als Werte für die Temperatur der Erdoberfläche

werden ebenfalls ortsabhängige ECMWF-Daten verwendet. Im operationellen Betrieb ist damit Aktualität gewährleistet.

Über die Meßwerte oder simulierten Werte der genannten Infrarotkanäle erhält das neuronale Netz verschiedene Informationen über die Atmosphäre und die Erdoberfläche: Während die Kanäle IR 6.2 und IR 7.3 Anhaltspunkte über das Vorkommen von Wasserdampf und die Kanäle IR 8.7, IR 10.8 und IR 12.0 zu Temperaturen von Wolken und Erdoberfläche liefern, verbessern die Daten der Kanäle IR 9.7 und IR 13.4 die multispektrale Fernerkundung sowie die Bestimmung von Eigenschaften der Erdoberfläche (Schmid, 2000); darüber hinaus ist Kanal IR 9.7 von der Absorption von Ozon beeinflusst, für Kanal IR 13.4 gilt Gleiches in Bezug auf Kohlenstoffdioxid. Die Kanäle IR 8.7, IR 10.8 und IR 13.4 liefern Informationen, welche unter anderem für die Fernerkundung von Staub verwendet werden, vergleiche Kerkmann (2011) und Banks u. a. (2013). Eine Verwendung bei der Detektion von Vulkanasche ist aufgrund ähnlicher Eigenschaften in Bezug auf den Strahlungstransport in der Atmosphäre naheliegend.

Nach der Verarbeitung der Eingabedaten gibt das neuronale Netz die folgenden beiden Größen aus:

- Massenbelegung für Vulkanasche (Einheit: g m^{-2}) und
- Obergrenze der Vulkanwolken (Einheit: m).

Die Massenbelegung gibt die integrierte Massenkonzentration entlang einer Linie durch die Atmosphäre an. Unter Annahme einer homogenen Vulkanascheschicht mit einer Dicke von 1 km läßt sich die Massenbelegung durch Multiplikation mit dem genannten Größenwert in die entsprechende Massenkonzentration (Einheit: mg m^{-3}) umrechnen, wobei sich nur die Maßeinheit, nicht der Zahlenwert, ändert. Wie in Abschnitt 3.2.4 auf Seite 82 begründet, handelt es sich dabei um realistische Annahmen. Wenn im folgenden Text die Massenkonzentration als Ausgabegröße des Detektionsalgorithmus verwendet wird, setzt dies die beschriebene Umrechnung voraus. Die somit für jeden Bildpunkt erhaltenen Massenkonzentration wird in Abschnitt 4.3 ab Seite 129 im Rahmen der Validierung statistisch untersucht.

3.3.4 Training des neuronalen Netzes

Das Training des neuronalen Netzes findet in Form überwachten Lernens durch Fehlerrückführung, siehe Rumelhart u. a. (1988), statt. Hierbei kommen die in Tabelle 3.3 auf Seite 63 beschriebenen Datensätze zur Anwendung, welche die Referenzdaten für die Lernphase bilden.

Bei der Anwendung von Fehlerrückführung als Lernmethode werden die Trainingsdaten schrittweise durch das neuronale Netz analysiert. Nach jeder Ausgabe der zugehörigen abgeleiteten Größen wird die Differenz zwischen den Ausgabewerten des neuronalen Netzes und den bekannten Referenzwerten berechnet. Anhand der Abweichungen werden die Gewichte des neuronalen Netzes angepaßt, um die Ausgabewerte des neuronalen Netzes möglichst weit den Sollwerten anzunähern. Die Anpassung erfaßt – im Gegensatz zu anderen Lernmethoden – auch die Einheiten der inneren Schicht.

Durch das iterative Training wird die bereits erwähnte Generalisierung angestrebt, was bedeutet, daß das neuronale Netz im ausgebildeten Zustand den allgemeinen Zusammenhang zwischen Eingabe- und Ausgabegrößen erkannt hat. Die Wahl der Trainingsdaten bestimmt die Ausbildung der Verknüpfungen durch Modifikation der Gewichte und damit den Erwerb der gewünschten Fertigkeit. Gleichzeitig beeinflußt die Topologie des neuronalen Netzes die Generalisierung, wie von Göttsche und Olesen (2002) beschrieben; mit einer zu großen Zahl an Neuronen verliert ein Netz diese Fähigkeit. Bei der Entwicklung des neuronalen Netzes der Detektionsstufe wurden zwei verschiedene Trainingsarten untersucht, basierend auf einheitlichen und variablen Wahrscheinlichkeiten bei der Wahl der für das Training herangezogenen Datenreihen.

Im Zuge des Trainings des neuronalen Netzes durch S. Kox wurden für die Ascheart Andesit alle zur Verfügung stehenden Datensätze vereint und in der Lernphase des neuronalen Netzes verwendet. Es existieren demnach keine Datenreihen, die im Training nicht zur Anwendung kommen. Abschnitt 4.3.2 ab Seite 143 dokumentiert die Ergebnisse der Auswertung aller Satellitenbilder durch das so trainierte neuronale Netz.

Kapitel 4

Ergebnisse

Dieses Kapitel behandelt die Ergebnisse der Validierung des entwickelten Algorithmus. Abschnitt 4.3.2 zeigt die Resultate bei Anwendung des Algorithmus auf die in Abschnitt 3.2 ab Seite 71 beschriebenen simulierten Satellitendaten.

Um den Zusammenhang zwischen Umweltbedingungen und den daraufhin gemessenen Helligkeitstemperaturen der einzelnen Kanäle zu untersuchen, wird vor den Ergebnissen der Validierung in Abschnitt 4.1 ein weiterer Datensatz gezeigt. In der Auswertung dieser Daten als Parameterstudie spiegeln sich die Unterschiede in den Meßwerten wieder, welche durch die Änderung einzelner Zustandsparameter hervorgerufen werden. Damit läßt sich im Rückschluß erkennen, welche Informationen über die vorherrschende Umweltsituation bestimmte Instrumentenkanäle liefern.

4.1 Parameterstudie

Jeder Instrumentenkanal von SEVIRI reagiert auf andere Weise auf die vorherrschenden Umweltfaktoren. Aus der Kombination mehrerer Infrarotkanäle lassen sich verschiedene Informationen über den Atmosphärenzustand gewinnen. Dieses Vorgehen basiert auf Reduktion der Anzahl möglicher Ursachen für einen beobachteten Effekt.

Beispielsweise können für einen Abfall der gemessenen Helligkeitstemperatur eines Kanals mehrere Umweltbedingungen verantwortlich sein, so daß ohne zusätzliche Informationen eines anderen Kanals eine eindeutige Bestimmung der tatsächlichen Ursache nicht möglich ist. Hat ausschließlich eine der beiden in Frage kommenden Umweltbedingungen bekannte Auswirkungen auf einen weiteren, dritten Kanal, kann dieser in die Betrachtung aufgenommen werden. Durch die Kombination der drei Kanäle ist dann der für den Effekt auf die Helligkeitstemperaturen

ausschlaggebende Parameter durch logischen Ausschluß eindeutig zu bestimmen, sofern keine störenden Effekte das Signal überlagern.

Das neuronale Netz des Detektionsalgorithmus greift diese inhärenten Informationen auf, um sowohl die Massenkonzentration einer Vulkanascheschicht als auch deren Höhe in der Atmosphäre abzuleiten. Sichtbar werden solche Informationen in Form von charakteristischen Änderungen der Helligkeitstemperaturen nur im insolierten Zustand, das heißt ohne Anwesenheit anderer Effekte. Ansonsten ist eine Zuordnung zwischen Effekten und Ursachen aufgrund von Ambivalenz nicht möglich.

Mit den folgenden Betrachtungen läßt sich der Einfluß atmosphärischer Parameter auf simulierte Helligkeitstemperaturen durch systematische Variation ausmachen und verschiedene Effekte isolieren. Hierdurch läßt sich die Frage beantworten, welche Kanäle bestimmte Informationen beisteuern. Ergänzend sind Helligkeitstemperaturdifferenzen angegeben, da bestimmte Kanalkombinationen eine besondere Rolle bei der Detektion von Vulkanasche spielen.

4.1.1 Simulierte Helligkeitstemperaturen

Abbildung 4.1 und Abbildung 4.2 zeigen 588 simulierte Helligkeitstemperaturen und daraus errechnete Differenzen für die Kanäle WV 6.2, WV 7.3, IR 8.7, IR 9.7, IR 10.8, IR 12.0 und IR 13.4 des Satelliteninstrumentes SEVIRI. Es handelt sich hier um Ergebnisse eindimensionaler Strahlungstransportrechnungen, erzeugt mit dem Lösungsalgorithmus DISORT. Beide Abbildungen besitzen die gleiche Struktur. Die erste der beiden Abbildungen zeigt die Ergebnisse für die Ascheart Andesit, die zweite für Eyjafjallajökull-Asche. In den Simulationen wurden jeweils die optischen Eigenschaften für die feine Größenverteilung verwendet, so daß die Ergebnisse für disperse Vulkanwolken aussagekräftig sind. Zwei verschiedene Werte für den Satellitenzenitwinkel θ , 0° und 60° , geben die Richtung an, aus der einfallende Strahlung vom Satelliteninstrument gemessen wird. Die erste Diagrammreihe zeigt Ergebnisse für eine wolkenfreie Atmosphäre. Für die Ergebnisse der zweiten und dritten Reihe wurden Wolken stets als homogene Schicht mit einer Dicke von 1 km simuliert. Es handelt sich dabei entweder um Wasserwolken mit einer Höhe der Schichtmitte von 2 km, oder um Eiswolken bei 11 km. Mit einem Wassergehalt von $0,2 \text{ g m}^{-3}$ und einem Effektivradius von $10 \text{ }\mu\text{m}$ für Wasserwolken sowie einem Wassergehalt von 2 mg m^{-3} und einem Effektivradius von $20 \text{ }\mu\text{m}$ für Eiswolken sind die Schichten stellvertretend für typische Bewölkung. Die beschriebenen Wolkenparameter gelten unverändert für alle hier diskutierten Simulationen mit Wolken. Im linken Teil der x-Achse jedes Diagrammes sind jeweils die gewählten SEVIRI-Kanäle aufgetragen, rechts daneben die Differenz der Kanäle IR 8.7 und IR 10.8 als auch die Differenz der Kanäle IR 10.8 und IR 12.0. Jedem Kanal und jeder Kanaldifferenz sind Werte

Parameter	Verfügbare Werte
Satellitenzenitwinkel in °	0, 60
Ascheart	—, Andesit, Eyjafjallajökull-Asche
Wolken	—, Wasserwolken (Höhe: 2 km), Eiswolken (Höhe: 11 km)
Massenkonzentration in mg m^{-3}	0, 0,2, 2
Höhenbereich der Ascheschicht in km	1, 6,5, 12

Tabelle 4.1: Parameter der Simulationen zur Untersuchung diverser Effekte

in Form breiter Blöcke, ohne Schattierung und mit dickem Rand, zugeordnet. Sie markieren den simulierten Wert in Abwesenheit von Vulkanasche, das heißt für eine Massenkonzentration von 0 mg m^{-3} , und sind horizontal in drei Bereiche unterteilt. Sie stehen für verschiedene Höhen der Vulkanasche; von links nach rechts sind dies die Höhen 1 km, 6,5 km und 12 km der Mitte einer Ascheschicht mit 1 km Dicke. In jedem Bereich zeigt eine hellgraue Säule die Helligkeitstemperatur für eine Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ innerhalb der Ascheschicht, wohingegen die dunkelgraue Säule den entsprechenden Wert für 2 mg m^{-3} angibt. Tabelle 4.1 faßt die obenstehenden Angaben zu den Parametern zusammen. Allen Simulationen gemein ist eine Albedo der Erdoberfläche von 0,02, eine Diskussion des zugehörigen Effektes folgt unten.

Durch Vergleich der einzelnen Diagramme sind die relativen Größenordnungen der kanalabhängigen Meßwerte gut zu erkennen: Während die Helligkeitstemperaturen der Kanäle IR 8.7, IR 10.8 und IR 12.0 zumeist ähnlich und im Vergleich zu Kanal WV 6.2 mit einem Unterschied von mehr als 30 K deutlich höher sind, liegen die Werte der anderen Kanäle etwa mittig dazwischen. Bei der Differenz der Kanäle IR 8.7 und IR 10.8 finden sich ohne Vulkanasche stets leicht negative Werte, größer als -5 K . Ist Vulkanasche in der Atmosphäre vorhanden, wird die Kanal-differenz mit zunehmender Höhe größer und kann positive Werte von mehreren Kelvin erreichen.

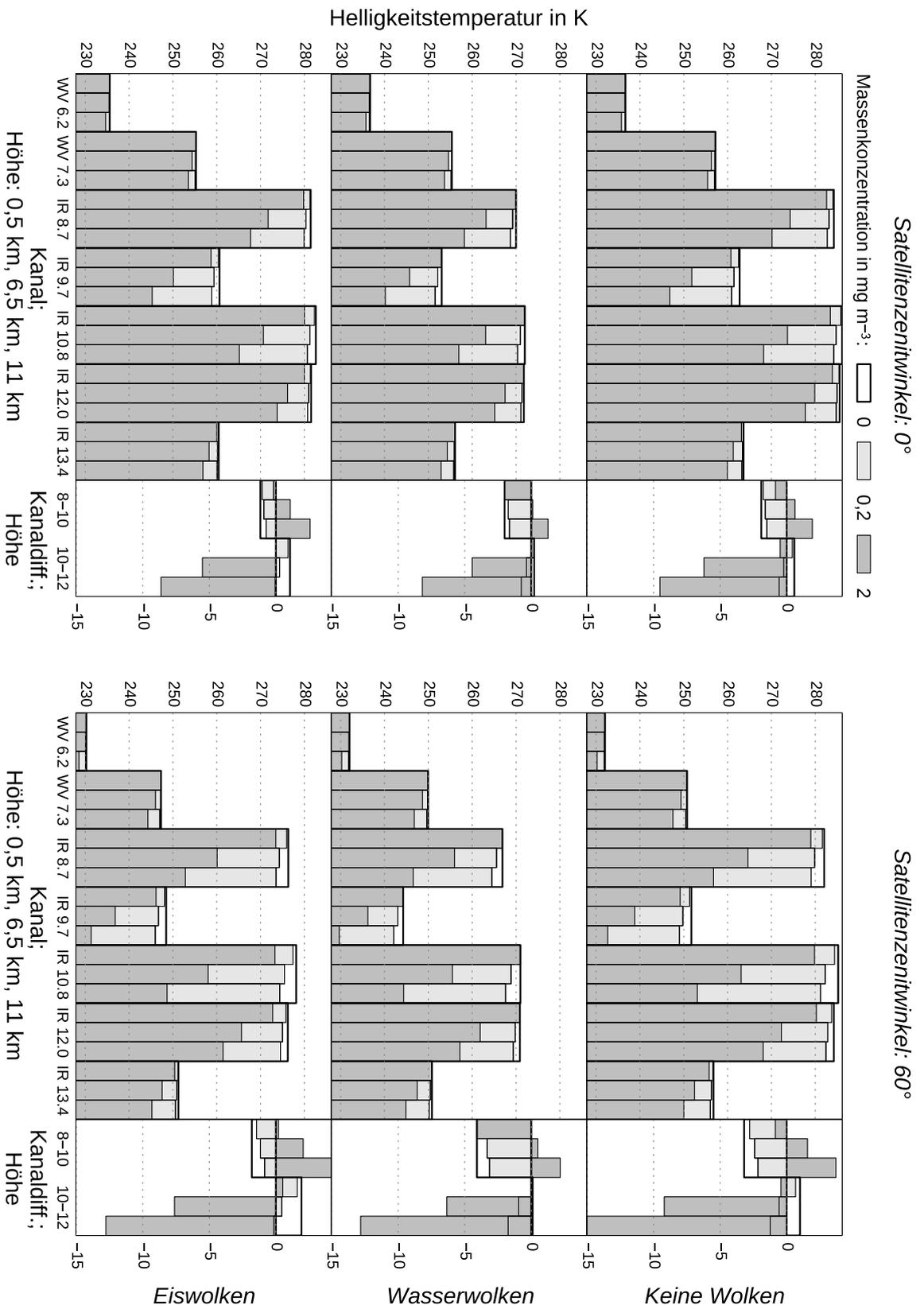


Abbildung 4.1: Helligkeitstemperaturen der SEVIRI-Kanäle für Andesit

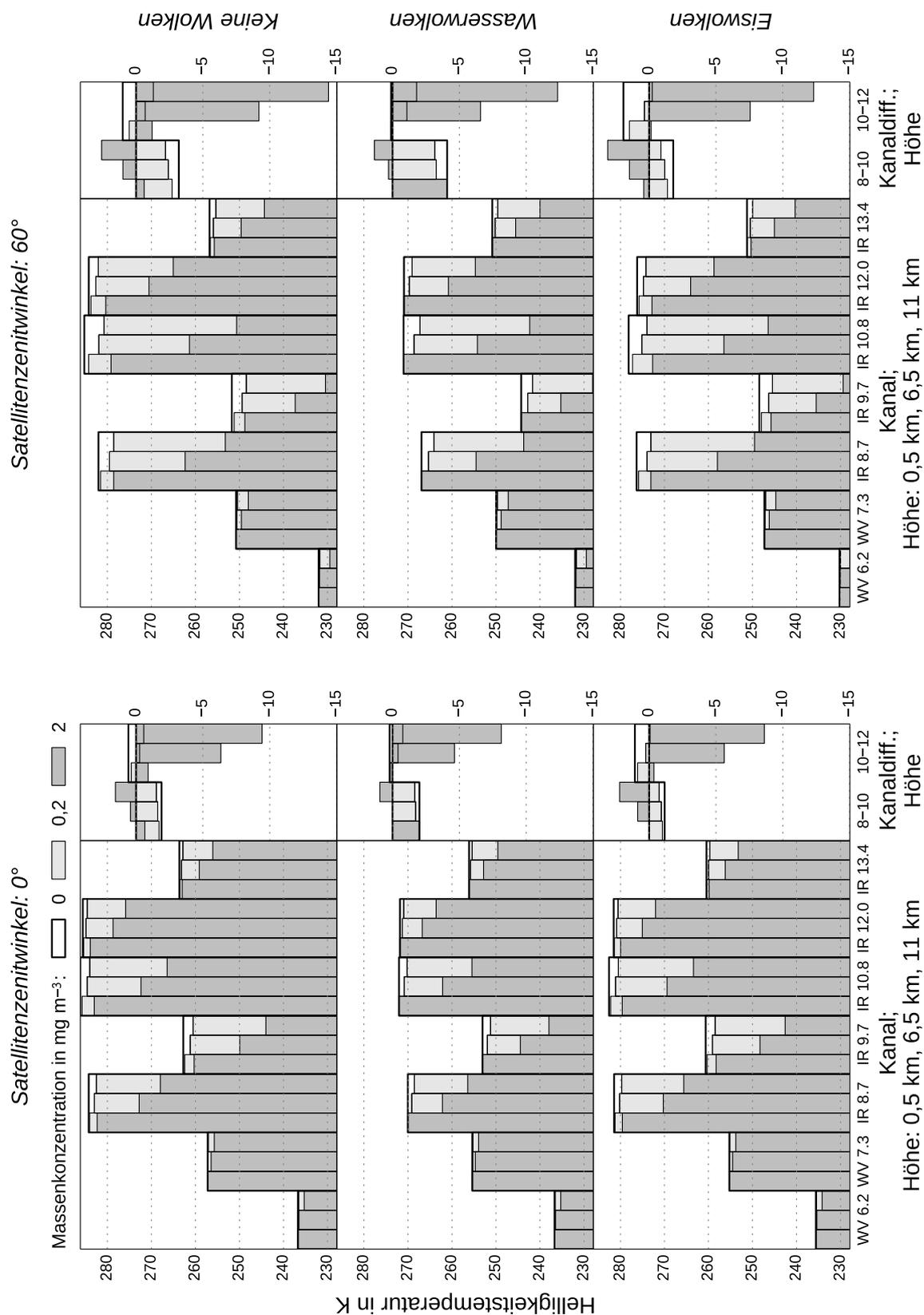


Abbildung 4.2: Helligkeitstemperaturen der SEVIRI-Kanäle für Eyjafjallajökull-Asche

Besonders ausgeprägt erscheint dieser Effekt in Anwesenheit von Eiswolken. Die Sensitivität der Helligkeitstemperaturdifferenz für Kanäle bei den Wellenlängen 8 μm und 10 μm gegenüber Asche (Newman u. a., 2012) tritt hier deutlich zutage. Demgegenüber ist die Differenz der Kanäle IR 10.8 und IR 12.0 durch stark negative Werte mit einem Betrag von teils mehr als 10 K geprägt, wenn eine Ascheschicht in größeren Höhen erfaßt wird. Durch flachere Blickwinkel verstärkt sich der Effekt. Es ist damit essentiell, dem Detektionsalgorithmus beide Kanaldifferenzen als Eingabegrößen zu liefern.

4.1.2 Einfluß einzelner Parameter

Blickwinkel

In Mitteleuropa liegt der Satellitenzenitwinkel von MSG-2 im Bereich um 60°. Die Änderung des Satellitenzenitwinkels von 0° zu 60° bei den Strahlungstransportsimulationen hat generell zur Folge, daß die absoluten Helligkeitstemperaturen sinken, was auf längere Wege durch höhere Atmosphärenschichten zurückzuführen ist. Dabei reduziert sich der Anteil der von der Erdoberfläche kommenden Strahlung stärker. Aus selbigem Grund nehmen die Auswirkungen von durchlässigen Aerosolschichten zu, sofern diese nicht – wie beschrieben – durch eine dichte Schicht nach oben hin verdeckt werden. Das schlägt sich in den errechneten Änderungen für verschiedene Wolkensituationen nieder. Im Mittel beträgt der Unterschied durch die Winkeländerung ohne Wolken –6,69 K, mit Wasserwolken –5,46 K und mit Eiswolken –8,66 K. Strahlung muß die hoch in der Atmosphäre liegenden Eiswolken bei schrägem Auftreffen auf größerer Strecke durchqueren, daher ergibt sich ein starker Winkeleffekt, wohingegen selbiger bei den dichten Wasserwolken weniger ausgeprägt ist. Im Vergleich zu einer wolkenfreien Atmosphäre ist der absolute Weg der Strahlung geringer, wenn diese die Wolke an der Oberkante verläßt.

Wasserwolken

Dichte Wasserwolken liegen in kälteren Höhenbereichen, blockieren von unten kommende Strahlung und emittieren solche, die einer niedrigeren Schwarzkörpertemperatur entspricht. Vulkanasche unterhalb der Wasserwolken hat deshalb keinen Einfluß – die Helligkeitstemperaturen und auch deren Differenzen unterscheiden sich dann für Fälle mit und ohne Ascheschicht nicht. Für alle anderen Atmosphärenzustände verringert die Anwesenheit von Wasserwolken die Helligkeitstemperaturen sowie deren relative Unterschiede deutlich, das heißt der Signalbereich wird gestaucht. Durch die Verringerung der Dynamik reduziert sich auch der Kontrast; die Detektion wird schwieriger. Am stärksten sind hier die bereits erwähnten Kanäle IR 8.7, IR 10.8 und IR 12.0

betroffen, für die die Abnahme stets mehr als 10 K beträgt. Bei den zugehörigen Kanaldifferenzen zeigt sich ebenfalls eine Abschwächung um einige Kelvin. Jene Kanäle liefern wichtige Informationen für die Detektion von Vulkanasche, daher ist unmittelbar ersichtlich, warum Gebiete mit Wolken auf besondere Weise behandelt werden müssen.

Vulkanasche

Die Auswirkung der Höhe der Ascheschicht läßt sich in den dargestellten Daten klar ausmachen. Hoch liegende Wolken bewirken bei sonst gleichen Bedingungen niedrigere Helligkeitstemperaturen als tief liegende Wolken. Besonders ausgeprägt ist dieser Zusammenhang wieder bei den Kanälen IR 8.7, IR 9.7 und IR 10.8 zu sehen. Sehr starke Veränderungen mit der Höhe zeigt die Differenz der Kanäle IR 10.8 und IR 12.0. Während Vulkanasche in 1 km Höhe das Signal gegenüber dem Hintergrund kaum ändert, zeigen sich für die Höhen 6,5 km und 12 km negative Werte mit großen Beträgen von mehreren Kelvin. Aus den vorangegangenen Betrachtungen der Ergebnisse lassen sich folgende Punkte für die Fernerkundung von Vulkanasche ableiten. Vulkanwolken, die sich tief in der Atmosphäre befinden, besitzen nur schwache spektrale Signaturen; das führt dazu, daß eine Detektion stark erschwert oder verhindert wird – insbesondere, wenn sich Eiswolken über der Vulkanasche befinden. Von Highwood u. a. (2003) beschriebene Resultate und Zusammenhänge zwischen Höhe und Abschwächung von Bodenstrahlung stimmen hiermit überein.

Höhere Werte der Massenkonzentration lassen die spektrale Signatur vulkanischer Aschewolken aufgrund stärkerer Absorption besser in den Meßwerten des Satelliteninstrumentes erkennen, vorausgesetzt genügend Strahlung der Erdoberfläche kann diese passieren. Die gezeigten Daten belegen dies durch stärkere Effekte für die dunkelgrauen Säulen mit 2 mg m^{-3} Massenkonzentration gegenüber den hellgrauen Säulen mit einem Zehntel davon oder den transparenten Blöcken für die Fälle ohne Vulkanasche. Im Mittel liegen die Werte mit niedriger Massenkonzentration relativ zu den Werten von Simulationen ohne Asche bei $-0,85 \text{ K}$. Die hohen Massenkonzentrationen hingegen verschieben den relativen Mittelwert auf $-6,91 \text{ K}$.

Wie Wasserwolken schirmen auch Vulkanwolken bei ausreichender Dichte die von der Erdoberfläche kommende Strahlung stark ab. Mit dem zum Satelliteninstrument gelangenden Anteil der Oberflächenstrahlung ist direkt die Stärke der spektralen Signatur verknüpft. Ab einer kritischen Dichte gilt eine Vulkanwolke als opak und absorbiert in einem Maße, welches eine Detektion über spektrale Informationen verhindert. Das Signal der Asche geht dann im Hintergrundrauschen des Satelliteninstrumentes unter. Nahe dem Vulkanschlot am Eruptionort sind stark erhöhte Massenkonzentrationen der Aschewolken zu erwarten. Ablagerungs-, Auswaschungs-

und Verdünnungsprozesse sorgen für kontinuierliche Abnahme der Partikelzahl, wobei die Reduktionsrate durch die lokale Umweltsituation bestimmt ist. Gleichzeitig hängt von den Umweltbedingungen auch der horizontale Transport ab, so daß die Reichweite von Partikeln bestimmter Größe stark variiert. Es genügt folglich nicht, den Detektionsalgorithmus ausschließlich auf niedrige Massenkonzentrationen zu spezialisieren, obwohl hier die sichere Identifikation eine entscheidende Rolle spielt. Demnach enthalten die Trainingsdaten auch Fälle mit sehr hohen Massenkonzentrationen, um die Detektionsgrenze des entwickelten Algorithmus möglichst nahe an die kritische Schwelle zu bringen.

Von Interesse für die Identifizierung von Vulkanasche ist auch die Differenz der Kanäle IR 9.7 und IR 13.4. Wie bei den Kanälen IR 10.8 und IR 12.0 zeichnet sich Vulkanasche mit negativem Einfluß in den Helligkeitstemperaturdifferenzen ab, allerdings läßt sich zudem ein merklicher Einfluß des Satellitenblickwinkels feststellen. Für einen Wert von 60° liefern die Simulationen auch ohne Vulkanasche eine mittlere Helligkeitstemperaturdifferenz von $-8,47$ K. Im Vergleich dazu ergeben sich $-8,49$ K mit Wasserwolken und $-5,93$ K mit Eiswolken. Die jeweils auf den Betrag bezogen kleinsten Helligkeitstemperaturdifferenzen liegen bei $-5,05$ K, $-6,57$ K und $-2,80$ K, die größten bei $-17,37$ K, $-15,20$ K und $-13,87$ K. Prinzipiell läßt sich diese Störung durch einen Zusatzterm ausdrücken, welcher abhängig von Satellitenzenitwinkel und Atmosphärenzustand ist; durch Berechnung und Addition des entsprechenden Wertes kann dann die Störung kompensiert werden. Aufgrund des Trainings mit Einfluß nehmenden Größen kann das neuronale Netz den Einfluß der Störung erkennen, sofern die zur Verfügung stehenden Informationen ausreichen, und ist dann in der Lage, trotz der Winkelabhängigkeit die gewünschten Informationen aus der Kanaldifferenz zu extrahieren.

Die verwendeten Vulkanaschearten sind die in Tabelle 3.3 auf Seite 63 sowie in den Abbildungen 3.6 auf Seite 57 und 3.7 auf Seite 58 wiedergegebenen Typen Andesit (Pollack u. a., 1973) und Eyjafjallajökull-Asche D. Peters (persönliche Mitteilung, 2012). Sie entsprechen damit den Aschearten, für welche dreidimensional simulierte Satellitenbilder erstellt wurden, siehe Abschnitt 4.2 ab Seite 109.

Die Unterschiede zwischen Strahlungstransportsimulationen für die Aschearten Andesit und Eyjafjallajökull-Asche äußern sich in Abweichungen der Helligkeitstemperatur von bis zu $1,06$ K bei der Betrachtung des kompletten Datensatzes mit systematisch variierenden Parametern. Tabelle 4.2 liefert Minima, Maxima und Mittelwerte der simulierten Helligkeitstemperaturen für Andesit und Eyjafjallajökull-Asche in jedem Kanal; des weiteren pro Kanal eine Differenz der vorangegangenen Mittelwerte für beide Aschearten. Im Vergleich mit den Angaben von Tabelle 3.1 auf Seite 41 ergibt sich, daß das Rauschen in den Kanälen WV 6.2, WV 7.3, IR 9.7 und

IR 13.4 den Betrag der Differenzwerte übersteigt. Durch Variationen der optischen Eigenschaften hervorgerufene Änderungen der Helligkeitstemperaturen gehen daher im Rauschen unter. Für die Kanäle IR 8.7, IR 10.8 und IR 12.0 zeigen sich jedoch detektierbare Unterschiede, die bis zu 0,45 K über dem Pegel des Rauschens liegen. Wie bereits erwähnt, sind die betroffenen drei Kanäle für die Detektion von zentraler Bedeutung. Variationen der optischen Eigenschaften von Vulkanasche müssen demzufolge bei der Fernerkundung berücksichtigt werden, wie dies bei der Entwicklung des Algorithmus durch die Verwendung der in Tabelle 3.3 Seite 63 beschriebenen Aschetypen geschieht. Durch die zusätzliche, von der Aerosolzusammensetzung abhängige Information läßt sich die Detektionssicherheit erhöhen, da das neuronale Netz auf die Erkennung verschiedener Spektralsignaturen trainiert wurde.

Albedo

Sämtliche Albedowerte wurden statistisch untersucht, um die Abhängigkeit von Kanal, Zeitpunkt und Blickwinkel zu bestimmen. In den Tabellen 4.3 auf Seite 101, 4.4 auf Seite 102 und 4.5 auf Seite 103 sind die Ergebnisse dargestellt. Jeder Albedowert gehört einem der beiden für Simulationen verwendeten Datensätze an. Der mit „COSMO-DE“ bezeichnete Datensatz ist die Grundlage der simulierten Satellitenbilder, beschrieben in Abschnitt 3.2.4 ab Seite 79. „SEVIRI“ steht für die globalen Albedodaten, die zur Erzeugung der Trainingsdatensätze verwendet wurden, siehe Abschnitt 3.1.4 ab Seite 43. Beide Datensätze unterscheiden sich hinsichtlich des ihnen zugrundeliegenden Gebietes. Tabelle 4.3 zeigt das Minimum, das Maximum und der Mittelwert für jeden Datensatz und alle Kanäle. In den Tabellen 4.4 auf Seite 102 und 4.5 auf Seite 103 sind Informationen zur Verteilung der einzelnen Werte zu finden. Dort und in weiteren Tabellen werden Intervallanteile aufgelistet. Die Prozentangaben für die einzelnen Tabellenspalten geben dabei die obere Grenze eines Intervalles an, welches zehn Prozent der maximalen Spanne aller Werte umfaßt. So sagt der Wert 20,08 % in der ersten Spalte der Intervallanteile von Tabelle 4.4 für Kanal IR 12.0 und COSMO-DE-Daten aus, daß etwa ein Fünftel der zugehörigen Albedowerte um bis zu zehn Prozent der Differenz zwischen Maximum und Minimum über dem Minimum liegen.

Die 168 Minima der Werte pro Datensatz, pro Zeitpunkt und pro Kanal reichen von 0,001 bis 0,014, die Maxima von 0,027 bis 0,348. Alle Mittelwerte liegen im Intervall von 0,018 bis 0,045. Alle von wechselnden Zeitpunkten stammenden Schwankungen der Albedo sind mit einem der Werte identisch oder liegen dazwischen.

Um die Frage beantworten zu können, welchen Einfluß die Wahl des Zeitpunktes der Albedodaten auf den simulierten Strahlungstransport hat, wurde die zugehörige Schwankung berechnet.

Kanal	Vulkanascheart	Helligkeitstemperatur in K			
		Minimum	Maximum	Mittelwert	Differenz der Mittelwerte
WV 6.2	Andesit	228,57	236,70	233,65	0,11
WV 6.2	Eyjafallajökull-Asche	227,87	236,70	233,54	
WV 7.3	Andesit	244,30	257,22	252,09	-0,08
WV 7.3	Eyjafallajökull-Asche	244,71	257,22	252,17	
IR 8.7	Andesit	246,55	284,24	271,80	0,73
IR 8.7	Eyjafallajökull-Asche	243,70	284,24	271,07	
IR 9.7	Andesit	229,69	262,75	249,03	0,68
IR 9.7	Eyjafallajökull-Asche	228,07	262,75	248,35	
IR 10.8	Andesit	244,37	286,15	272,63	0,61
IR 10.8	Eyjafallajökull-Asche	242,34	286,15	272,02	
IR 12.0	Andesit	257,19	285,57	275,09	0,56
IR 12.0	Eyjafallajökull-Asche	254,69	285,57	274,53	
IR 13.4	Andesit	244,89	263,65	255,20	1,06
IR 13.4	Eyjafallajökull-Asche	240,01	263,65	254,14	

Tabelle 4.2: Auswertung simulierter Helligkeitstemperaturen für Andesit und Eyjafallajökull-Asche

Datensatz	Kanal	Albedo		
		Minimum	Maximum	Mittelwert
COSMO-DE	WV 6.2	0,0010	0,0580	0,0244
COSMO-DE	WV 7.3	0,0010	0,0490	0,0228
COSMO-DE	IR 8.7	0,0040	0,1820	0,0295
COSMO-DE	IR 9.7	0,0040	0,1700	0,0288
COSMO-DE	IR 10.8	0,0010	0,1370	0,0268
COSMO-DE	IR 12.0	0,0040	0,1340	0,0240
COSMO-DE	IR 13.4	0,0010	0,1300	0,0205
SEVIRI	WV 6.2	0,0106	0,0427	0,0195
SEVIRI	WV 7.3	0,0096	0,0280	0,0181
SEVIRI	IR 8.7	0,0079	0,3479	0,0440
SEVIRI	IR 9.7	0,0076	0,2716	0,0394
SEVIRI	IR 10.8	0,0049	0,1042	0,0267
SEVIRI	IR 12.0	0,0098	0,1037	0,0228
SEVIRI	IR 13.4	0,0062	0,1018	0,0211

Tabelle 4.3: Extrema und Mittelwerte der Albedo für SEVIRI-Kanäle

Datensatz	Kanal	Intervallanteile der Albedowerte in %									
		10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
COSMO-DE	WV 6.2	0,00	0,02	19,35	1,64	77,73	1,25	0,01	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	WV 7.3	0,00	0,01	19,21	0,65	9,88	70,06	0,18	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 8.7	22,32	61,27	15,27	1,04	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 9.7	20,79	63,78	14,63	0,72	0,06	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 10.8	19,56	31,19	47,17	1,98	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 12.0	20,08	65,11	14,07	0,69	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 13.4	2,17	83,37	13,71	0,69	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
SEVIRI	WV 6.2	0,00	62,10	0,17	0,09	5,49	23,59	7,15	1,23	0,17	0,01
SEVIRI	WV 7.3	0,00	0,01	62,03	0,11	0,10	0,03	0,06	1,65	35,23	0,77
SEVIRI	IR 8.7	75,00	12,03	2,92	1,89	1,54	1,21	1,34	1,79	1,79	0,47
SEVIRI	IR 9.7	67,59	17,36	4,20	2,20	1,73	1,28	1,37	1,82	1,94	0,52
SEVIRI	IR 10.8	62,26	0,48	5,06	10,71	9,46	9,45	2,33	0,22	0,03	0,00
SEVIRI	IR 12.0	62,22	9,34	14,64	7,04	3,72	1,87	0,84	0,29	0,06	0,00
SEVIRI	IR 13.4	62,34	12,49	12,67	6,23	3,42	1,74	0,78	0,27	0,05	0,00

Tabelle 4.4: Intervallanteile der Albedo für SEVIRI-Kanäle

Datensatz	Kanal	Quantile der Albedowerte									
		0,01	0,05	0,1	0,25	0,5	0,75	0,9	0,95	0,99	
COSMO-DE	WV 6.2	0,014	0,014	0,014	0,026	0,026	0,0270	0,0290	0,0290	0,0300	
COSMO-DE	WV 7.3	0,014	0,014	0,014	0,024	0,025	0,0250	0,0250	0,0250	0,0270	
COSMO-DE	IR 8.7	0,014	0,014	0,014	0,022	0,030	0,0360	0,0420	0,0480	0,0580	
COSMO-DE	IR 9.7	0,014	0,014	0,014	0,023	0,030	0,0350	0,0400	0,0440	0,0520	
COSMO-DE	IR 10.8	0,014	0,014	0,014	0,022	0,028	0,0320	0,0360	0,0380	0,0450	
COSMO-DE	IR 12.0	0,014	0,014	0,014	0,019	0,024	0,0290	0,0320	0,0350	0,0420	
COSMO-DE	IR 13.4	0,012	0,014	0,014	0,014	0,020	0,0240	0,0280	0,0310	0,0380	
SEVIRI	WV 6.2	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0271	0,0295	0,0310	0,0337	
SEVIRI	WV 7.3	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0247	0,0252	0,0255	0,0261	
SEVIRI	IR 8.7	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0419	0,1106	0,2226	0,3018	
SEVIRI	IR 9.7	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0420	0,0961	0,1790	0,2370	
SEVIRI	IR 10.8	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0415	0,0564	0,0612	0,0683	
SEVIRI	IR 12.0	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0304	0,0422	0,0511	0,0676	
SEVIRI	IR 13.4	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,0254	0,0380	0,0473	0,0645	

Tabelle 4.5: Quantile der Albedo für SEVIRI-Kanäle

Datensatz	Kanal	Albedoschwankung		
		Minimum	Maximum	Mittelwert
COSMO-DE	WV 6.2	0	0,0460	0,0036
COSMO-DE	WV 7.3	0	0,0380	0,0019
COSMO-DE	IR 8.7	0	0,1340	0,0173
COSMO-DE	IR 9.7	0	0,1010	0,0143
COSMO-DE	IR 10.8	0	0,0790	0,0127
COSMO-DE	IR 12.0	0	0,0770	0,0121
COSMO-DE	IR 13.4	0	0,0780	0,0127
SEVIRI	WV 6.2	0	0,0154	0,0013
SEVIRI	WV 7.3	0	0,0132	0,0003
SEVIRI	IR 8.7	0	0,1572	0,0103
SEVIRI	IR 9.7	0	0,1162	0,0082
SEVIRI	IR 10.8	0	0,0574	0,0053
SEVIRI	IR 12.0	0	0,0594	0,0062
SEVIRI	IR 13.4	0	0,0612	0,0064

Tabelle 4.6: Extrema und Mittelwerte der zeitbezogenen Albedoschwankung je Bildpunkt für SEVIRI-Kanäle

Beschreibungen der Bedeutungen des Zeitpunktes für die genutzten Datensätze sind in den Abschnitten 3.1.6 ab Seite 66 und 3.2 ab Seite 71 zu finden. In den Tabellen 4.6 auf Seite 104 und 4.7 auf Seite 105 sind Informationen zu Extrema, Mittelwerten und der Verteilung der Schwankung je Datensatz und Kanal dargestellt. Um zeitpunktbezogene Schwankungen innerhalb eines Kanals zu berechnen, wird nacheinander jeder Simulationsort des entsprechenden Datensatzes einzeln gewählt. Anschließend folgt ein Vergleich der Albedowerte aller Zeitpunkte für den jeweiligen Simulationsort und es wird die Differenz aus dem größten und kleinsten derer gebildet. So ergibt sich für jeden Simulationsort genau ein Wert – die höchste zeitpunktbezogene Albedodifferenz. Das Minimum, Maximum und der Mittelwert in Tabelle 4.6 beziehen sich auf die Menge aller Differenzen pro Datensatz und Kanal.

Anhand der Daten von Tabelle 4.6 läßt sich erkennen, daß die Albedo für die Kanäle IR 8.7 und IR 9.7 am stärksten schwankt, unabhängig von der Wahl des Datensatzes. Die absolute Größe der Schwankung unterscheidet sich zwischen den Datensätzen einerseits durch das Maß an Variabilität des Erdbodens als Folge der unterschiedlichen Größe der beschriebenen Erdoberflä-

Datensatz	Kanal	Intervallanteile der Albedoschwankung in %											
		10 %	20 %	30 %	40 %	50 %	60 %	70 %	80 %	90 %	100 %		
COSMO-DE	WV 6.2	71,61	24,45	3,15	0,66	0,11	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	WV 7.3	80,31	15,38	3,55	0,63	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 8.7	29,99	52,95	14,69	2,08	0,21	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
COSMO-DE	IR 9.7	27,40	50,92	18,03	3,05	0,47	0,09	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
COSMO-DE	IR 10.8	20,40	43,14	30,21	5,04	0,93	0,22	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 12.0	21,19	47,60	25,90	4,17	0,89	0,19	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00
COSMO-DE	IR 13.4	20,56	44,21	29,03	5,12	0,78	0,23	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00
SEVIRI	WV 6.2	68,69	13,13	8,96	5,37	2,49	0,95	0,33	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
SEVIRI	WV 7.3	93,53	5,80	0,40	0,15	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
SEVIRI	IR 8.7	72,23	16,49	6,86	2,81	1,06	0,36	0,14	0,04	0,04	0,02	0,01	0,01
SEVIRI	IR 9.7	69,34	17,23	8,44	3,28	1,13	0,38	0,14	0,04	0,04	0,02	0,01	0,01
SEVIRI	IR 10.8	63,25	14,70	12,85	5,54	2,15	0,95	0,39	0,12	0,04	0,04	0,01	0,01
SEVIRI	IR 12.0	64,42	12,98	7,76	6,93	4,73	2,28	0,71	0,16	0,03	0,03	0,01	0,01
SEVIRI	IR 13.4	64,34	13,09	7,74	6,76	4,77	2,36	0,76	0,15	0,03	0,03	0,01	0,01

Tabelle 4.7: Intervallanteile der Albedoschwankung für SEVIRI-Kanäle

che, andererseits durch die Mittelung der Albedo für jeden Simulationsort. Daten des SEVIRI-Bereiches unterscheiden sich hinsichtlich der Verteilung der Werte gegenüber denen des COSMO-DE-Bereiches; stärkere Schwankungen kommen tendenziell häufiger vor. Außerdem beinhaltet das Intervall für Albedoschwankungen von 10 % bis 20 % des Maximums für COSMO-DE-Daten in allen Kanälen, mit Ausnahme der beiden für Messungen des Wasserdampfes eingesetzten Kanäle WV 6.2 und WV 7.3, jeweils den größten Anteil von Werten. Demgegenüber liegt der größte Anteil bei den SEVIRI-Daten im Intervall für 0 % bis 10 % der maximalen Schwankung.

Weitere 1176 Simulationen wurden durchgeführt, um den Einfluß der Albedo auf die vom Satelliteninstrument gemessenen Helligkeitstemperaturen zu untersuchen. Ergebnis dessen sind Datenreihen mit den Differenzen der Ergebnisse je 588 einzelner Strahlungstransportrechnungen für die Bodenalbedowerte 0,001 und 0,182. Der letztgenannte Wert entspricht dem Maximum aller Albedowerte in den verwendeten COSMO-DE-Datensätzen. Die oben beschriebenen Parameterkombinationen kamen auch hier zur Anwendung.

Betrachtet man die errechneten Helligkeitstemperaturen für die beiden Albedowerte, zeigt sich, daß der mittlere Unterschied sinkt, wenn die Blickrichtung gegenüber der Erdoberfläche flacher gewählt wird. Für senkrecht abgegebene Strahlung mit einem Satellitenzenitwinkel von 0° beträgt der mittlere Unterschied für alle Kanäle 2,49 K, für die geneigte Abstrahlrichtung mit einem Blickwinkel von 60° wird ein mittlerer Unterschied von 1,91 K erreicht. Hierbei ist zu beachten, daß für die beiden Fällen etwa die Hälfte (52,38 %, 54,42 %) der Differenzwerte kleiner als 10 % des Maximalwertes sind. Die entsprechenden Maximalwerte aller Differenzwerte betragen 9,22 K und 8,45 K und stammen von Simulationen für eine wolkenfreie Atmosphäre ohne Vulkanasche. Für diese Fälle wird der Einfluß der veränderten Bodenalbedo nicht durch eine darüber liegende Aerosolschicht gemindert. Eine generelle Abnahme der Differenz mit größerem Satellitenzenitwinkel wird durch die Daten von Tabelle 4.8 bestätigt. Dort sind die kanalabhängigen Werte des Minimums, Maximums und Mittelwertes der Helligkeitstemperaturdifferenz für Simulationen mit den Albedowerten 0,001 und 0,182 aufgeführt.

Bei Betrachtung der Daten und Gegenüberstellung mit Tabelle 3.1 auf Seite 41 zeigt sich, daß sich die durch die Änderung der Albedo hervorgerufenen Abweichungen für die Kanäle IR 8.7, IR 10.8 und IR 12.0 deutlich vom Hintergrundrauschen abheben; im Falle von Kanal IR 12.0 übertrifft der mittlere Anstieg der Helligkeitstemperatur für einen Satellitenzenitwinkel von 0° das Hintergrundrauschen um bis zu 4,49 K und für 60° um bis zu 3,54 K. Damit ist nachgewiesen, daß eine Einbeziehung der Bodenalbedo bei den Trainingsdaten bedeutend ist, zumal die Kanäle, in welchen sich die größten Auswirkungen zeigen, erwiesenermaßen informationstragend und

Kanal	Satellitenzenitw. in °	Helligkeitstemperaturdifferenz in K		
		Minimum	Maximum	Mittelwert
WV 6.2	0	0,00	0,00	0,00
WV 6.2	60	0,00	0,00	0,00
WV 7.3	0	0,00	0,06	0,04
WV 7.3	60	0,00	0,02	0,01
IR 8.7	0	0,00	7,27	3,78
IR 8.7	60	0,00	6,73	3,12
IR 9.7	0	0,00	5,08	2,36
IR 9.7	60	0,00	3,54	1,36
IR 10.8	0	0,00	9,22	4,56
IR 10.8	60	0,00	8,45	3,70
IR 12.0	0	0,00	8,72	4,86
IR 12.0	60	0,00	7,61	3,91
IR 13.4	0	0,00	3,22	1,83
IR 13.4	60	0,00	2,41	1,25

Tabelle 4.8: Helligkeitstemperaturdifferenzen für die Albedowerte 0,001 und 0,182

geeignet für die Detektion von Schwefeldioxid, Schwefelsäure und Vulkanasche sind, siehe dazu Ackerman (1997) und A. J. Prata und Grant (2001a).

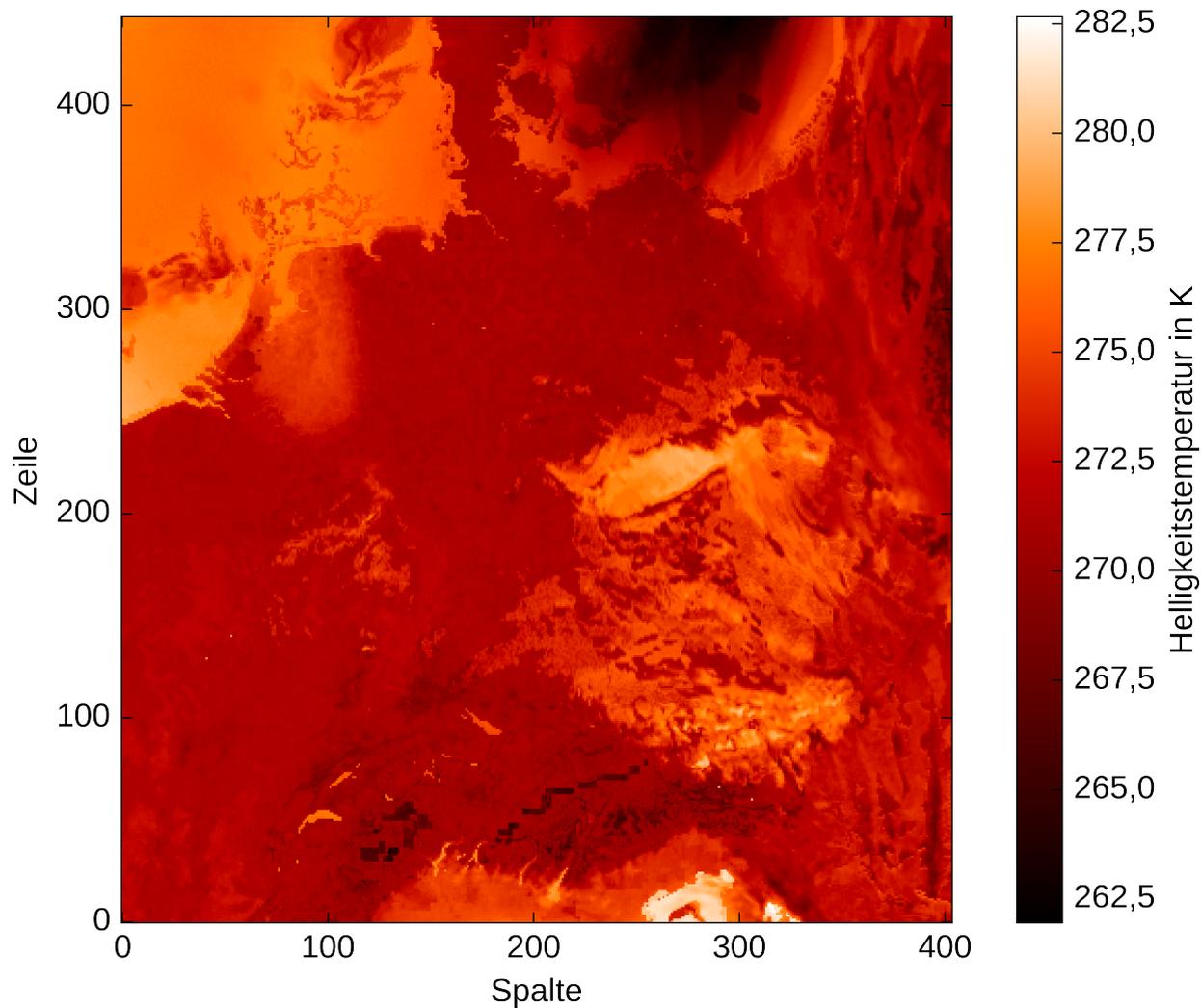
4.2 Simulierte Satellitenbilder

4.2.1 Resultate der Strahlungstransportrechnungen

Im Folgenden sind exemplarisch zwölf simulierte Satellitenbilder für das COSMO-DE-Gebiet dargestellt. Sie stellen einen Teil der Daten dar, welche entsprechend dem in Abschnitt 3.2 beschriebenen Vorgehen erstellt und für die Validierung des entwickelten Algorithmus verwendet wurden. Für jeden verfügbaren Zeitpunkt ist ein Satellitenbild mit einer anderen Kombination von Simulationsparametern gezeigt. Dies umfaßt den simulierten Instrumentenkanal sowie Ascheart, Höhe, Dicke und Massenkonzentration der Vulkanascheschicht. Die wiedergegebene Auswahl spiegelt eine große Variabilität der simulierten Umweltbedingungen wieder. In Anbetracht des enormen Bedarfes an Rechenzeit, beschränken sich die durchgeführten Simulationen auf die beiden Aschearten Andesit und Eyjafjallajökull-Asche. In jedem Bild wurde eine homogene Vulkanascheschicht mit einer Dicke von 1 km simuliert. Die angegebene Höhe der vertikalen Schichtmitte variiert zwischen 1,5 km und 10,5 km. Als mögliche Werte der Massenkonzentration dienen die in Kapitel 1 zitierten Grenzwerte von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ und 2 mg m^{-3} .

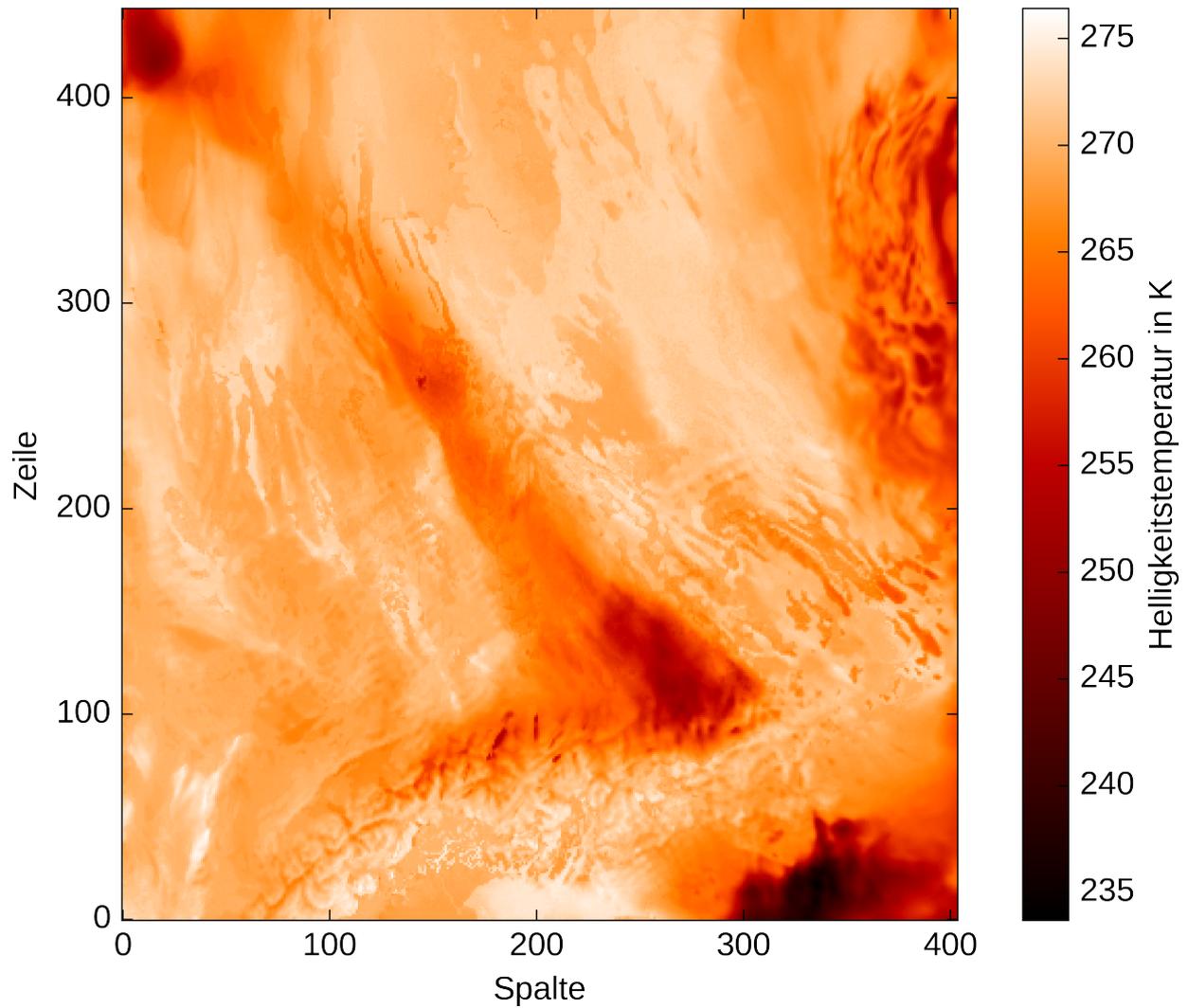
Abbildung 4.3 auf Seite 110 zeigt Simulationsergebnisse für den SEVIRI-Kanal IR 10.8 am 15. Januar 2012 um 12 Uhr als Helligkeitstemperatur in Abhängigkeit des betrachteten Bildpunktes. Im oberen Bildbereich auf der linken Seite ist die Küstenlinie der Nordsee anhand des klaren Unterschiedes der Helligkeitstemperatur zwischen Meer und Land gut zu erkennen. Rechts davon, über dem Süden Schwedens, deutet ein dunkler Bereich mit tiefen Helligkeitstemperaturen auf hoch liegende Cirrusbewölkung hin. Auf selber Höhe sorgen am rechten Bildrand weitere Wolken für heterogene Flächen. Der wärmere Bereich über den Niederlanden rührt von höheren Temperaturwerten der Erdoberfläche her. Eine Reihe von Bildpunkten im Bereich der Alpen heben sich ebenfalls durch einen starken Temperaturkontrast klar von ihrer Umgebung ab. Mittig in der rechten Bildhälfte ist ein stark strukturiertes helleres Gebiet zu sehen. Effekte der Albedo, der Temperatur der Erdoberfläche und verschiedener Wolken überlagern sich hier.

In den Simulationsergebnissen für den SEVIRI-Kanal IR 12.0 und den Zeitpunkt 15. Februar 2012, in Abbildung 4.4 auf Seite 111 gezeigt, ist starke Bewölkung über dem gesamten Simulationsgebiet zu sehen, während sich die Küstenlinien kaum abzeichnen. Besonders in der unteren rechten Ecke des Satellitenbildes ergeben sich niedrige Helligkeitstemperaturen, welche einerseits durch die dort niedrige Temperatur der Erdoberfläche sowie andererseits durch Cirrusbewölkung im Höhenbereich von 6,2 km bis 8,7 km und deren Abschirmung der thermischen Oberflächenstrahlung bedingt sind. Die zugehörige Verteilung der Wolken ist in den Abbildungen 4.17 auf Seite 126 und 4.18 auf Seite 127 wiedergegeben. Im Vergleich mit diesen und den



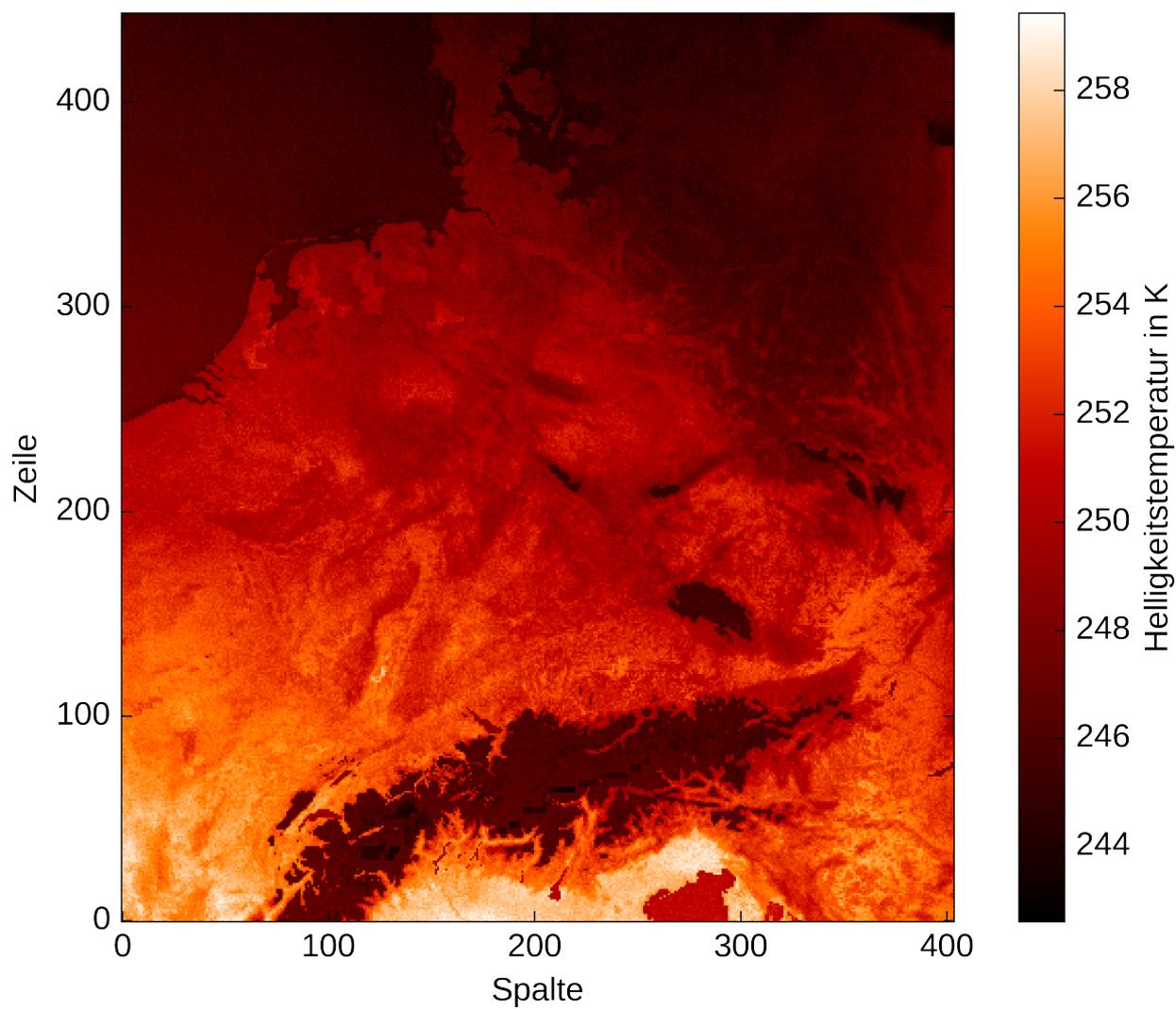
Kanal: IR 10.8
Vulkanascheschicht:
Ascheart: Andesit
Höhe: 4,5 km
Dicke: 1 km
Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$

Abbildung 4.3: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Januar 2012 um 12 Uhr



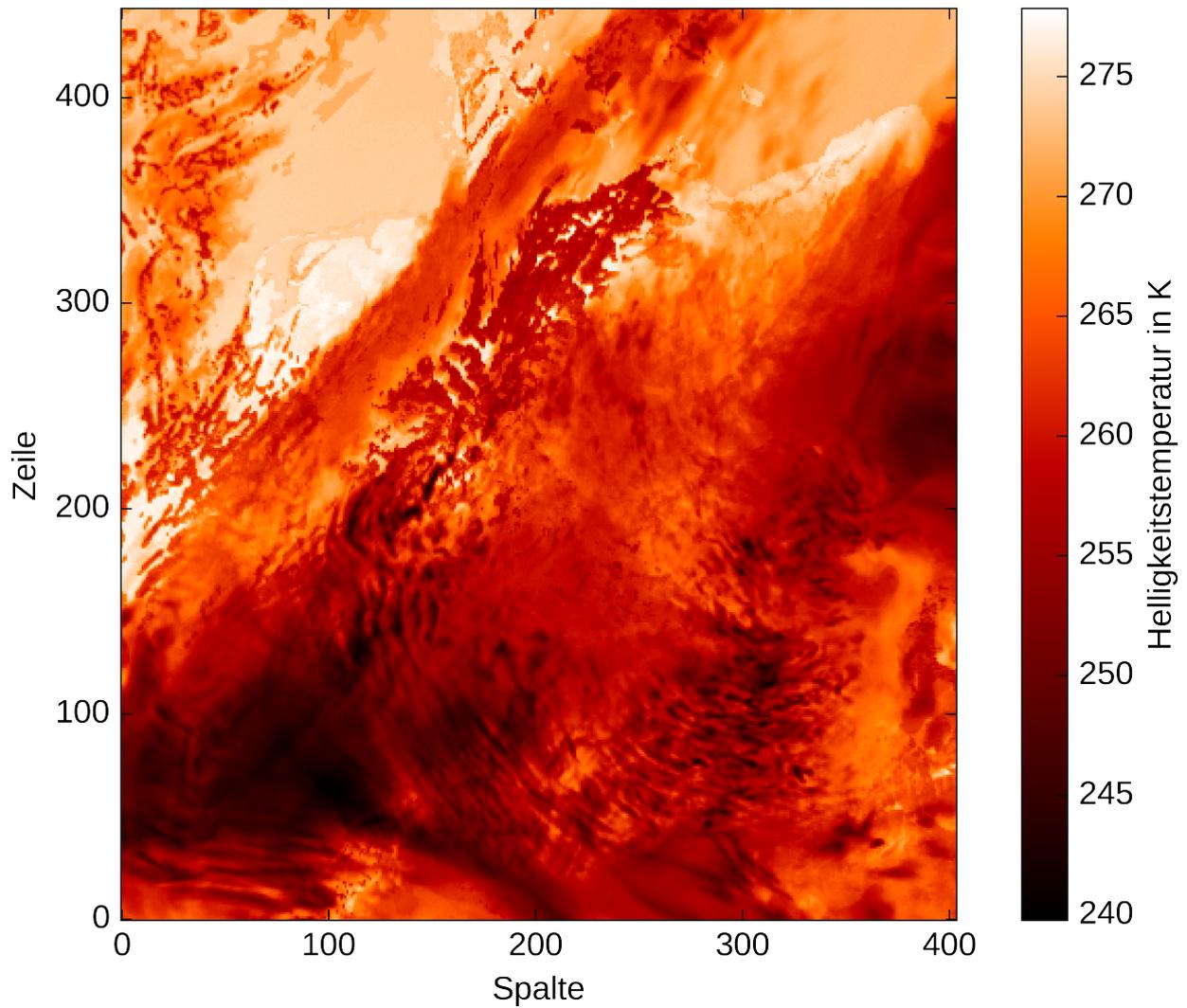
Kanal:	IR 12.0
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Eyjafjallajökull-Asche
Höhe:	2,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	2 mg m^{-3}

Abbildung 4.4: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Februar 2012 um 12 Uhr



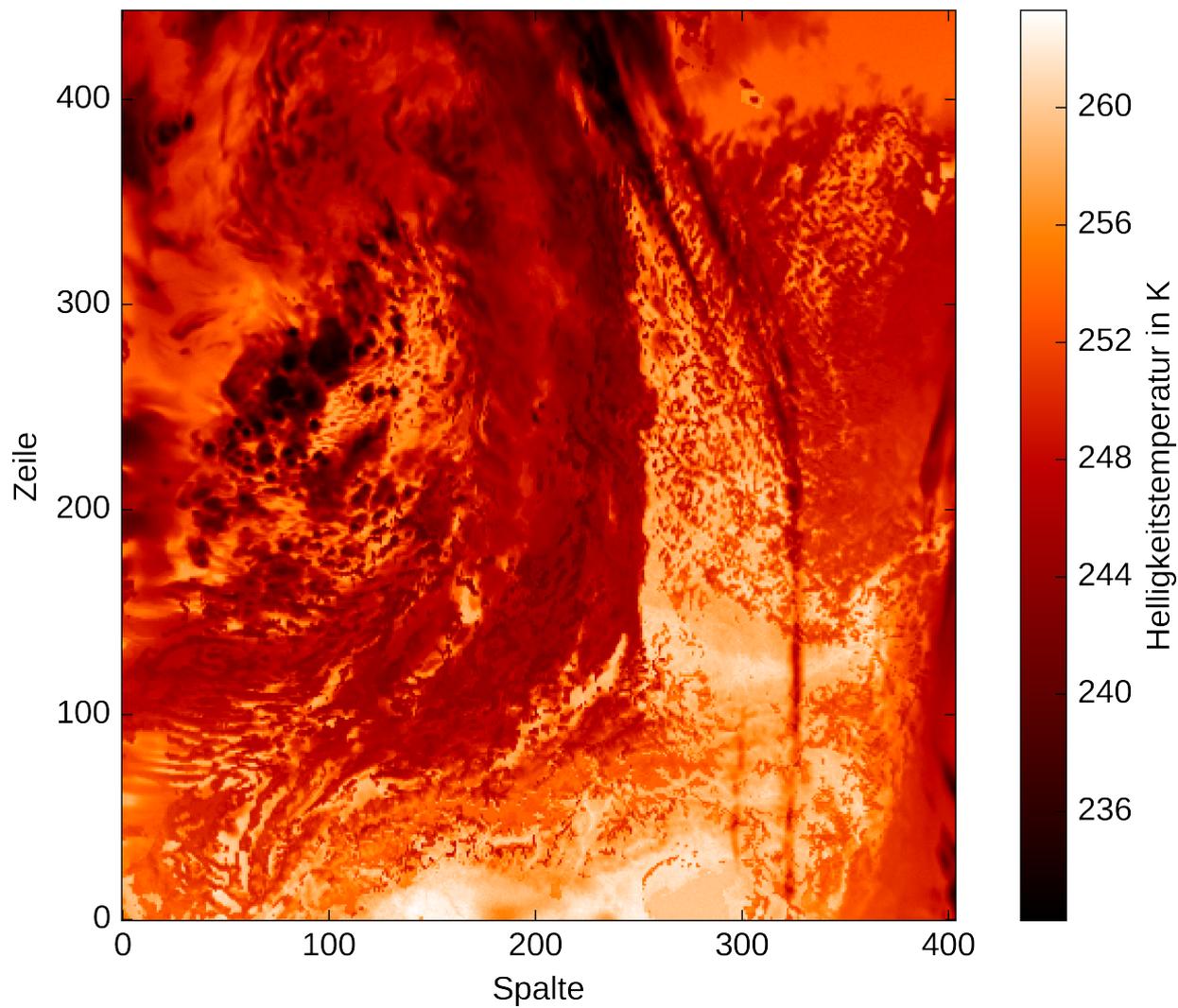
Kanal: IR 9.7
Vulkanascheschicht:
Ascheart: Andesit
Höhe: 5,5 km
Dicke: 1 km
Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$

Abbildung 4.5: Simuliertes Satellitenbild für den 15. März 2012 um 12 Uhr



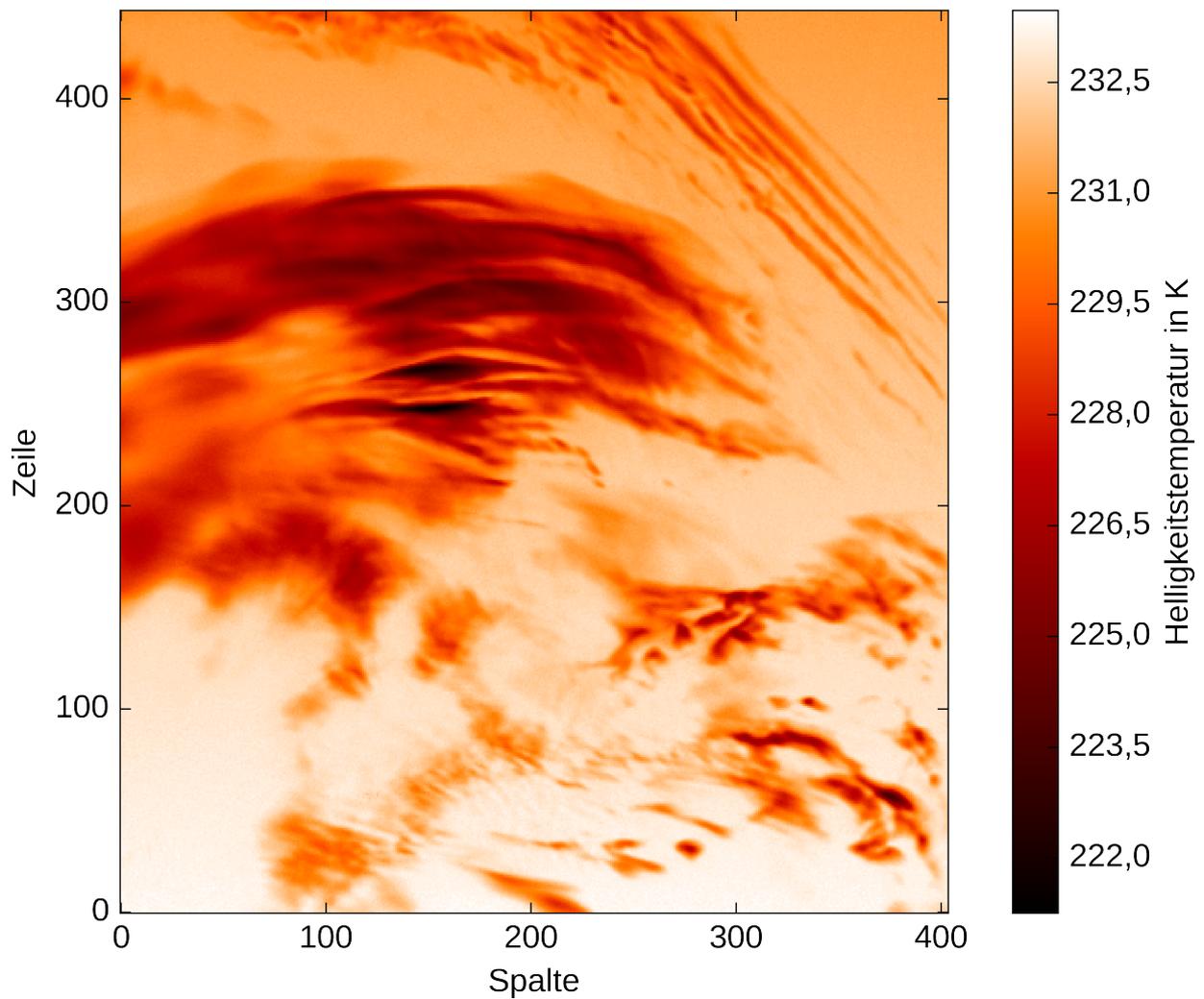
Kanal:	IR 8.7
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Eyjafjallajökull-Asche
Höhe:	1,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	2 mg m^{-3}

Abbildung 4.6: Simuliertes Satellitenbild für den 15. April 2012 um 12 Uhr



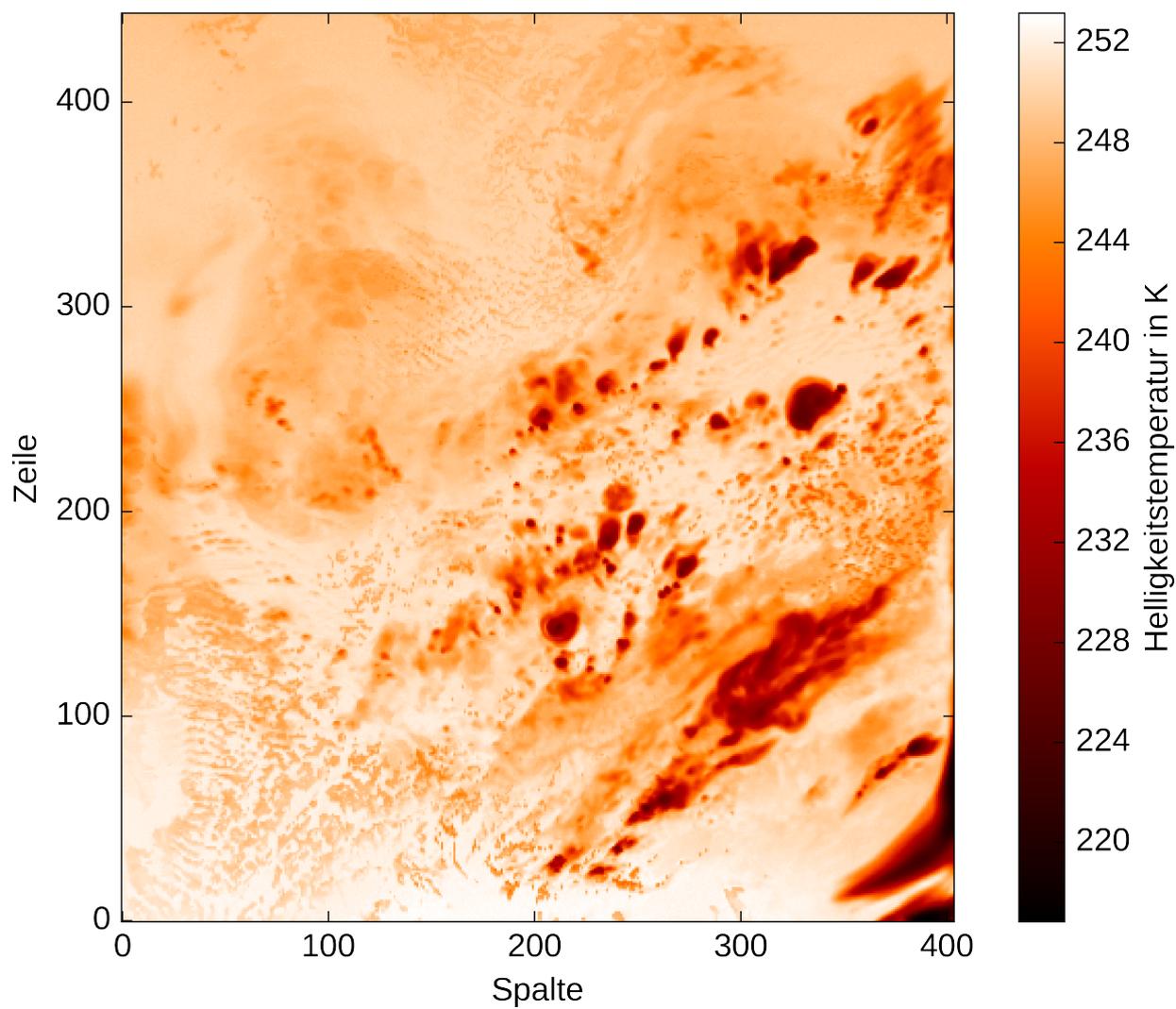
Kanal:	IR 13.4
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Eyjafjallajökull-Asche
Höhe:	3,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	$0,2 \text{ mg m}^{-3}$

Abbildung 4.7: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Mai 2012 um 12 Uhr



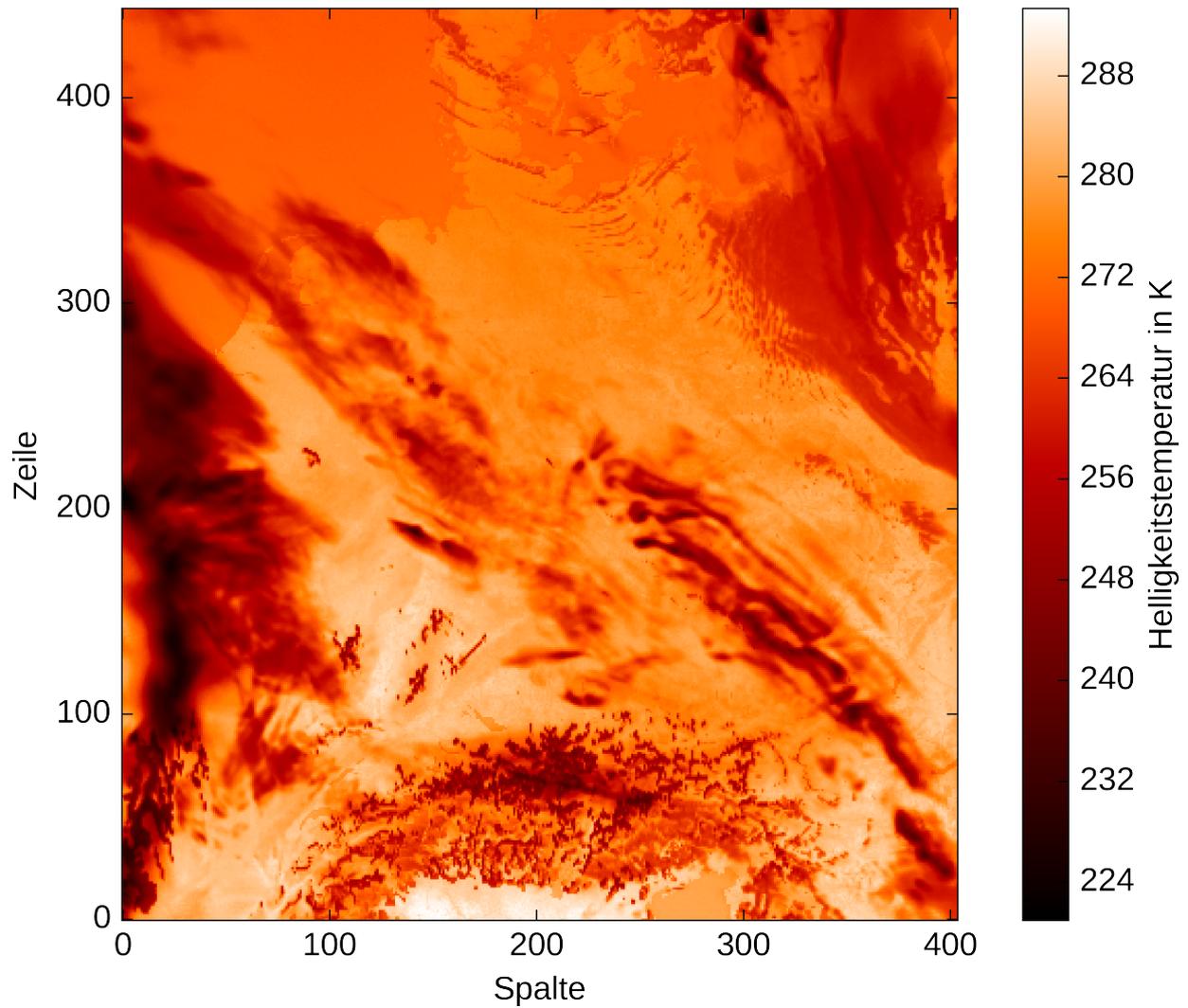
Kanal:	WV 6.2
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Andesit
Höhe:	1,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	2 mg m^{-3}

Abbildung 4.8: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Juni 2012 um 12 Uhr



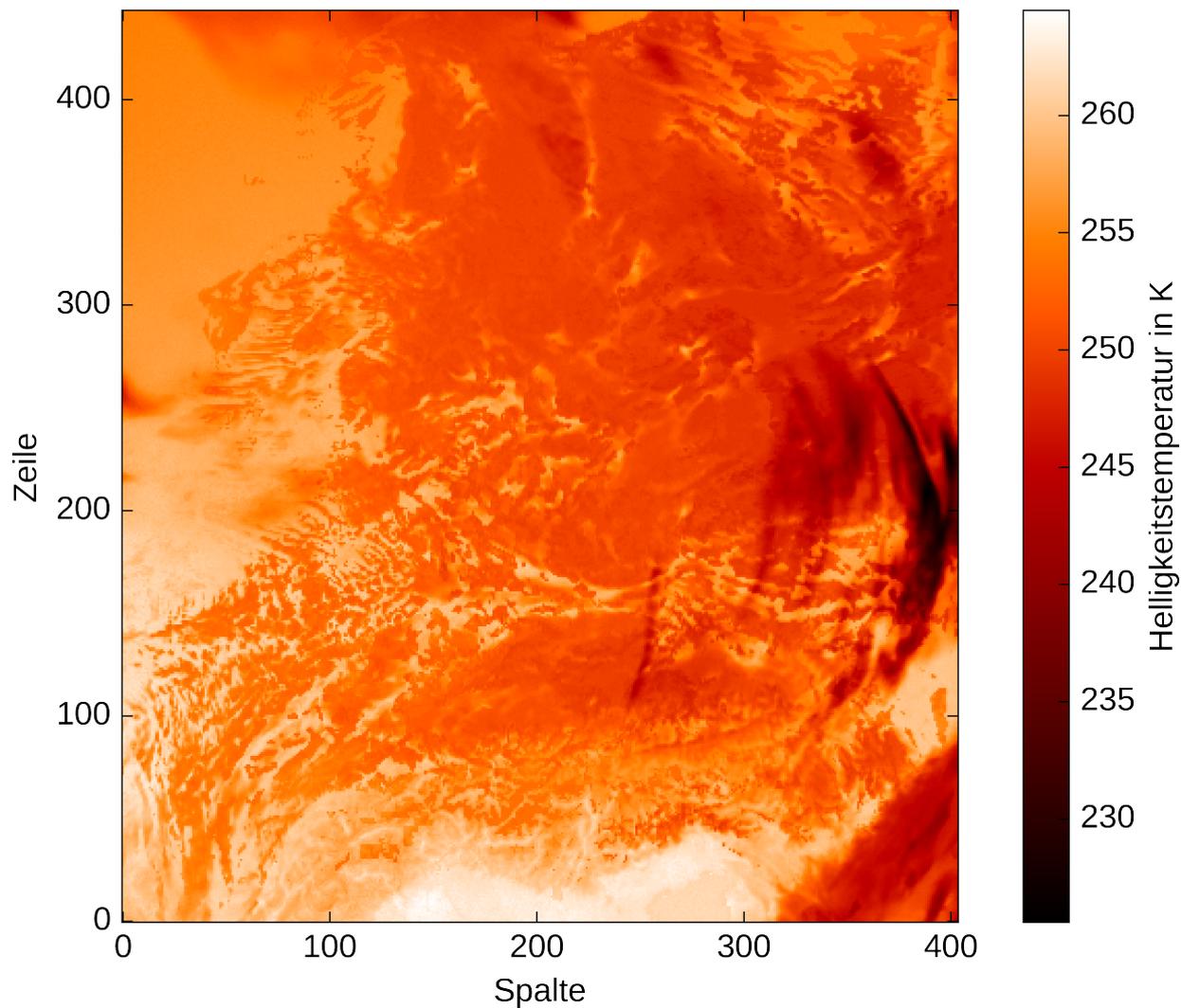
Kanal:	WV 7.3
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Eyjafjallajökull-Asche
Höhe:	10,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	$0,2 \text{ mg m}^{-3}$

Abbildung 4.9: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Juli 2012 um 12 Uhr



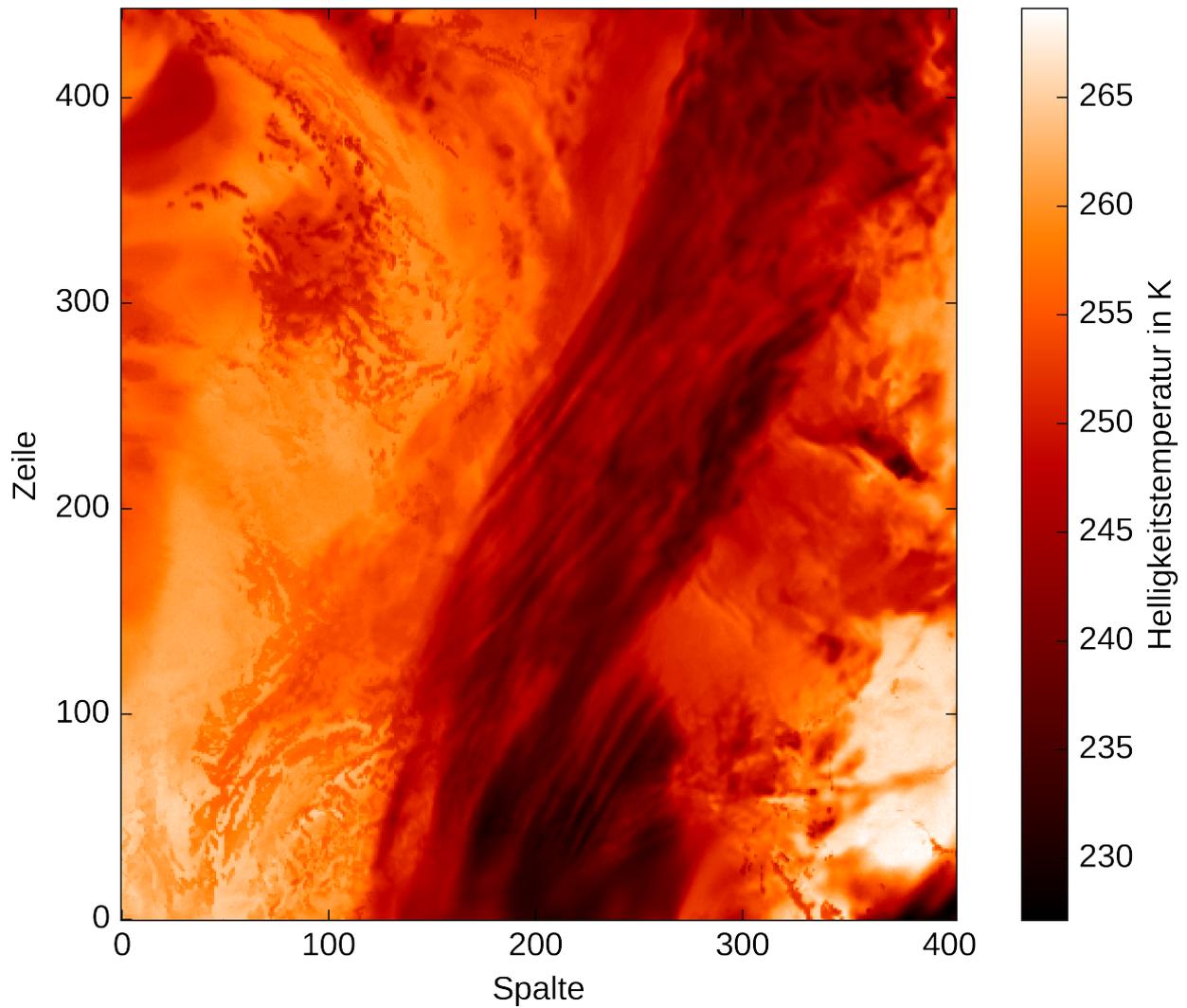
Kanal:	IR 12.0
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Andesit
Höhe:	8,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	2 mg m^{-3}

Abbildung 4.10: Simuliertes Satellitenbild für den 15. August 2012 um 12 Uhr



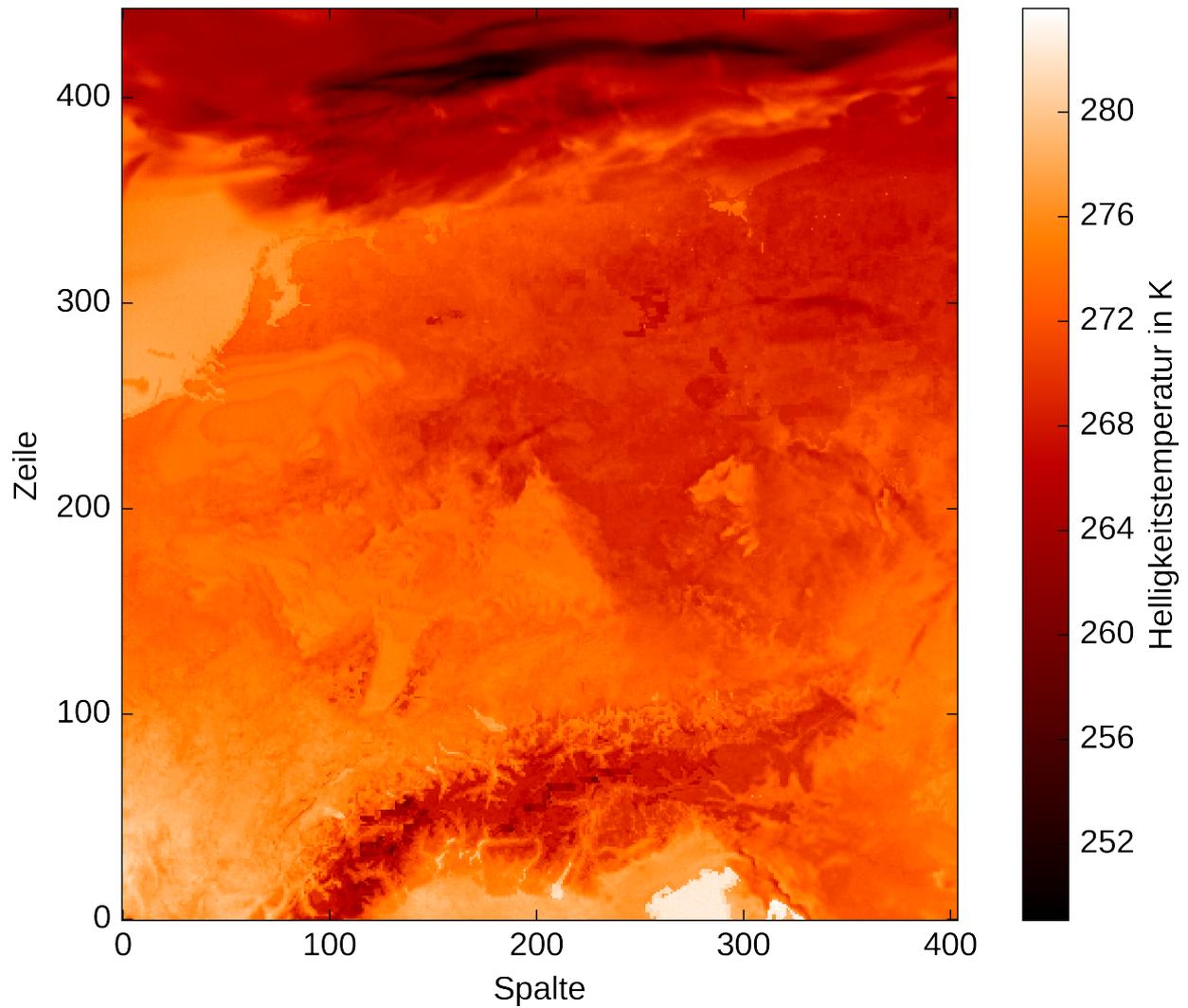
Kanal: IR 13.4
Vulkanascheschicht:
Ascheart: Andesit
Höhe: 10,5 km
Dicke: 1 km
Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$

Abbildung 4.11: Simuliertes Satellitenbild für den 15. September 2012 um 12 Uhr



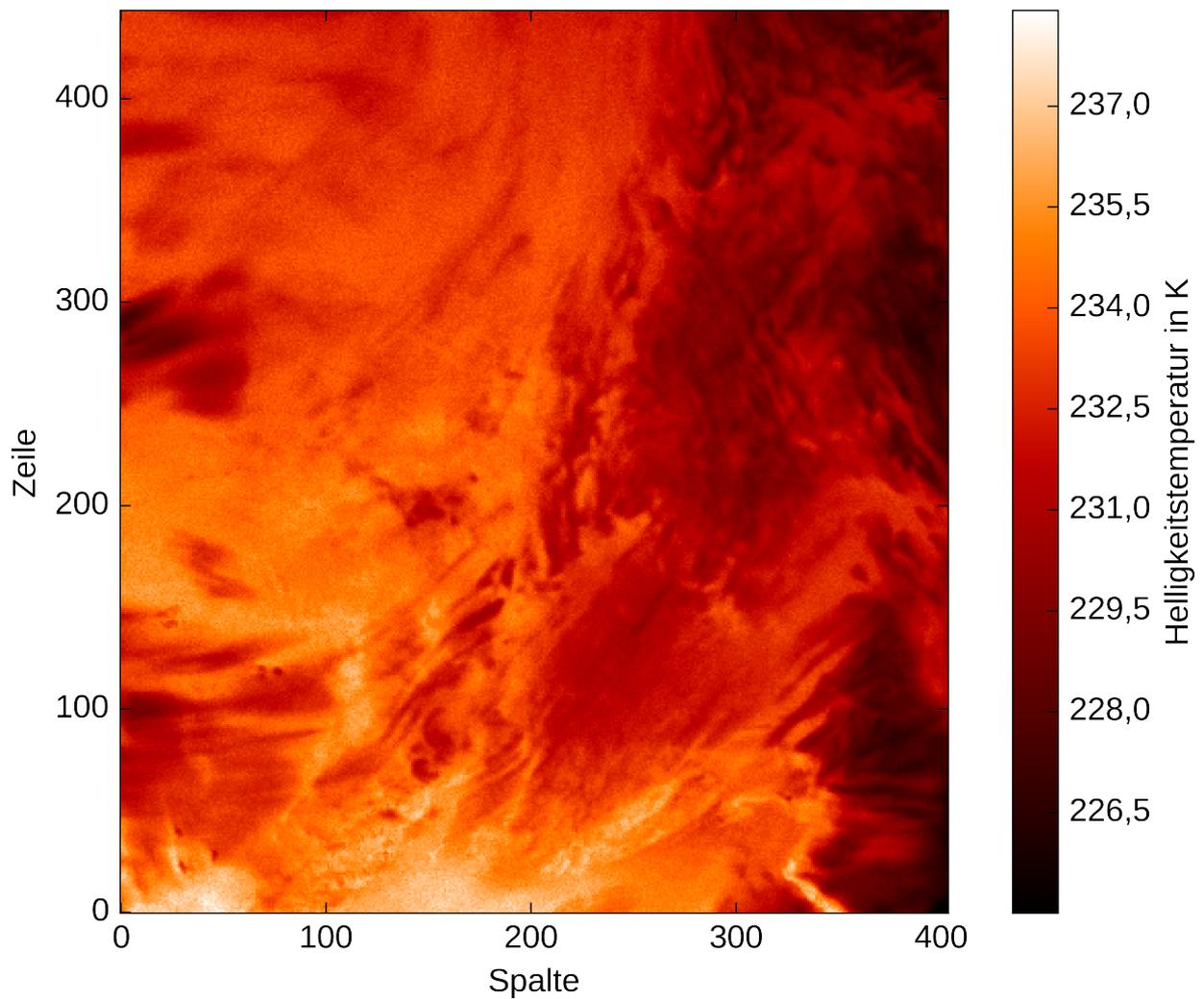
Kanal:	IR 10.8
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Eyjafjallajökull-Asche
Höhe:	6,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	2 mg m^{-3}

Abbildung 4.12: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Oktober 2012 um 12 Uhr



Kanal: IR 8.7
Vulkanascheschicht:
Ascheart: Andesit
Höhe: 9,5 km
Dicke: 1 km
Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$

Abbildung 4.13: Simuliertes Satellitenbild für den 15. November 2012 um 12 Uhr



Kanal:	IR 9.7
Vulkanascheschicht:	
Ascheart:	Eyjafjallajökull-Asche
Höhe:	7,5 km
Dicke:	1 km
Massenkonzentration:	2 mg m^{-3}

Abbildung 4.14: Simuliertes Satellitenbild für den 15. Dezember 2012 um 12 Uhr

Abbildungen 4.15 auf Seite 124 und 4.16 auf Seite 125 wird ersichtlich, daß der Einfluß der Wolken die Helligkeitstemperaturen dominiert. Eine Beschreibung der dargestellten Wolkenverteilung folgt unten.

Die dritte Abbildung 4.5 auf Seite 112 zeigt die Helligkeitstemperatur für den 15. März 2012, simuliert wurde der Kanal IR 9.7. Durch die nach Norden hin zunehmende mittlere Weglänge durch die Atmosphäre steigt auch die durch Ozon und Kohlenstoffdioxid hervorgerufene Absorption (Sobrino und Romaguera, 2004) der von der Erdoberfläche ausgehenden Strahlung in gleicher Richtung an. Auf diese Weise kommt die zu beobachtende vertikale Schattierung zustande. In den Küstengebieten der Nordsee liegen einzelne Bereiche höherer Helligkeitstemperaturen, welche durch die zugrundeliegende Temperatur des Bodens bedingt sind. Bewölkung im Nordosten des Satellitenbildes verringert die dortige Helligkeitstemperatur großflächig.

Stark durchbrochene Wolkenfelder sind in Abbildung 4.6 auf Seite 113, mit der Helligkeitstemperatur für den 15. April 2012, zu sehen. Die klar auszumachenden Wolken in dunkelroter Farbe sind dicht und befinden sich im Falle von Wasserwolken teilweise in Höhen von mehr als 7 km, im Falle von Eiswolken auch über 14 km. Großflächig auftretende Cirrusbewölkung senkt die Helligkeitstemperatur an den Orten des Auftretens deutlich ab.

Beinahe alle Bereiche in Abbildung 4.7 auf Seite 114, in welchen die Helligkeitstemperatur nicht das durch die Abstrahlung der Erdoberfläche bestimmte Niveau erreicht, werden von Eiswolken eingenommen. Wasserwolken sind kaum vorhanden. Einzig im unteren Teil des Bildes sind stellenweise topographische Merkmale der Alpentäler sichtbar, während in den restlichen Teilen des Bildes die von der Erdoberfläche stammenden Signale von Wolkenansammlungen maskiert werden.

Wie im vorangegangenen Bild beinhaltet die Szene für den Juni 2012 beinahe ausschließlich Eiswolken. In Abbildung 4.8 auf Seite 115 sind die simulierten Satellitendaten für den Kanal WV 6.2 zu sehen, mit welchem aufgrund der Absorption durch Wasserdampf Strukturen nur in den oberen Atmosphärenschichten erkannt werden können. Hier vor dem Gradienten im Hintergrund auszumachende Objekte mit tieferer Temperatur sind demnach ausnahmslos Eiswolken.

Gleiches gilt für den Kanal WV 7.3, der ebenfalls im spektralen Bereich starker Absorption durch Wasserdampf liegt, siehe hierzu Clarisse, Coheur u. a. (2008). Ergebnisse einer Simulation für den 15. Juli 2012 sind in Abbildung 4.9 auf Seite 116 gezeigt; es zeigen sich viele kleine geballte Wolken neben dem rechts unten noch sichtbaren Eiswolkenband in großen Höhen, mit Helligkeitstemperaturen von ungefähr 30 K unter dem Wert der Umgebung.

Kanal IR 12.0 detektiert dünne Wasser- und Eiswolken, ein entsprechendes simuliertes Satellitenbild für den August 2012 zeigt Abbildung 4.10 auf Seite 117. Die sehr dünnen Wasserwolken

in tiefen Lagen schlagen sich deutlich in Form niedriger Helligkeitstemperaturen nieder. Feine Strukturen sind über den Alpen sichtbar.

Zahlreiche kleine Gruppen von Wasserwolken und zwei Lagen von Eiswolken in unterschiedlichen Höhen sind für die Strukturen in Abbildung 4.11 auf Seite 118 verantwortlich. Niedrige Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes in den Alpen wirken sich kaum auf die simulierte Helligkeitstemperatur aus.

Abbildung 4.12 auf Seite 119 zeichnet sich durch ein großes Band von Cirrusbewölkung mit niedriger Helligkeitstemperatur aus, das mehr als ein Viertel der Bildfläche einnimmt. Dessen oberer Teil überschreitet teilweise eine Höhe von 14 km, während der untere Teil bei etwa 7 km liegt. Entlang des südlichen und östlichen Bildrandes ist die mittlere Temperatur der Erdoberfläche gegenüber den restlichen Gebieten höher.

Große wolkenfreie Gebiete sind in der Szene für November 2012, dargestellt in Abbildung 4.13 auf Seite 120 gegeben. Eiswolken sind, ebenso wie Wasserwolken in mittleren Höhen, beinahe ausschließlich im nördlichen Viertel zu finden, wohingegen niedrige Wasserwolken links der Bildmitte und der rechten unteren Bildecke vorkommen. In der Bildmitte wird die Helligkeitstemperatur durch die Wasserwolken im Vergleich zum Hintergrund erhöht.

Eiswolken überlagern in der Szene für Dezember 2012 den Großteil der simulierten Erdoberfläche in verschiedenen Höhen. Unter den Eiswolken befinden sich an vielen Stellen zusätzlich dichtere, als auch dünne, flächige Wasserwolken. Letztere sind in Abbildung 4.14 auf Seite 121 für Kanal IR 9.7 kaum auszumachen. In der ortsabhängigen Temperatur der Erdoberfläche spiegelt sich die Verteilung der Eiswolken deutlich wieder.

4.2.2 Umweltbedingungen

Weiterhin sind zum Vergleich mit Abbildung 4.4 die simulierten Umweltbedingungen für den zweiten Simulationszeitpunkt (Februar 2012) in den vier Abbildungen 4.15 bis 4.18 wiedergegeben. In der Gegenüberstellung von Ausgangsdaten und Ergebnissen der Strahlungstransportsimulationen lassen sich die charakteristischen Muster in der räumlich abhängigen Helligkeitstemperatur verschiedenen Ursachen zuordnen. Als Zeitpunkt für dieses Beispiel bietet sich der Februar 2012 an, da hier eine abwechslungsreiche Atmosphärensituation vorherrscht und Gebiete mit vielen Wolken in unterschiedlichsten Höhen sowie mit wenigen Wolken ineinander übergehen. Gezeigt sind die Temperatur der Erdoberfläche in Abbildung 4.15, die Albedo derselben in Abbildung 4.16, die räumliche Verteilung der Wasserwolken in Abbildung 4.17 und der Eiswolken in Abbildung 4.18. In den letzten beiden Darstellungen korreliert die Helligkeit mit dem gesamten Wassergehalt in der Atmosphärensäule über jedem Bildpunkt. Die Färbung ist durch die vertikale

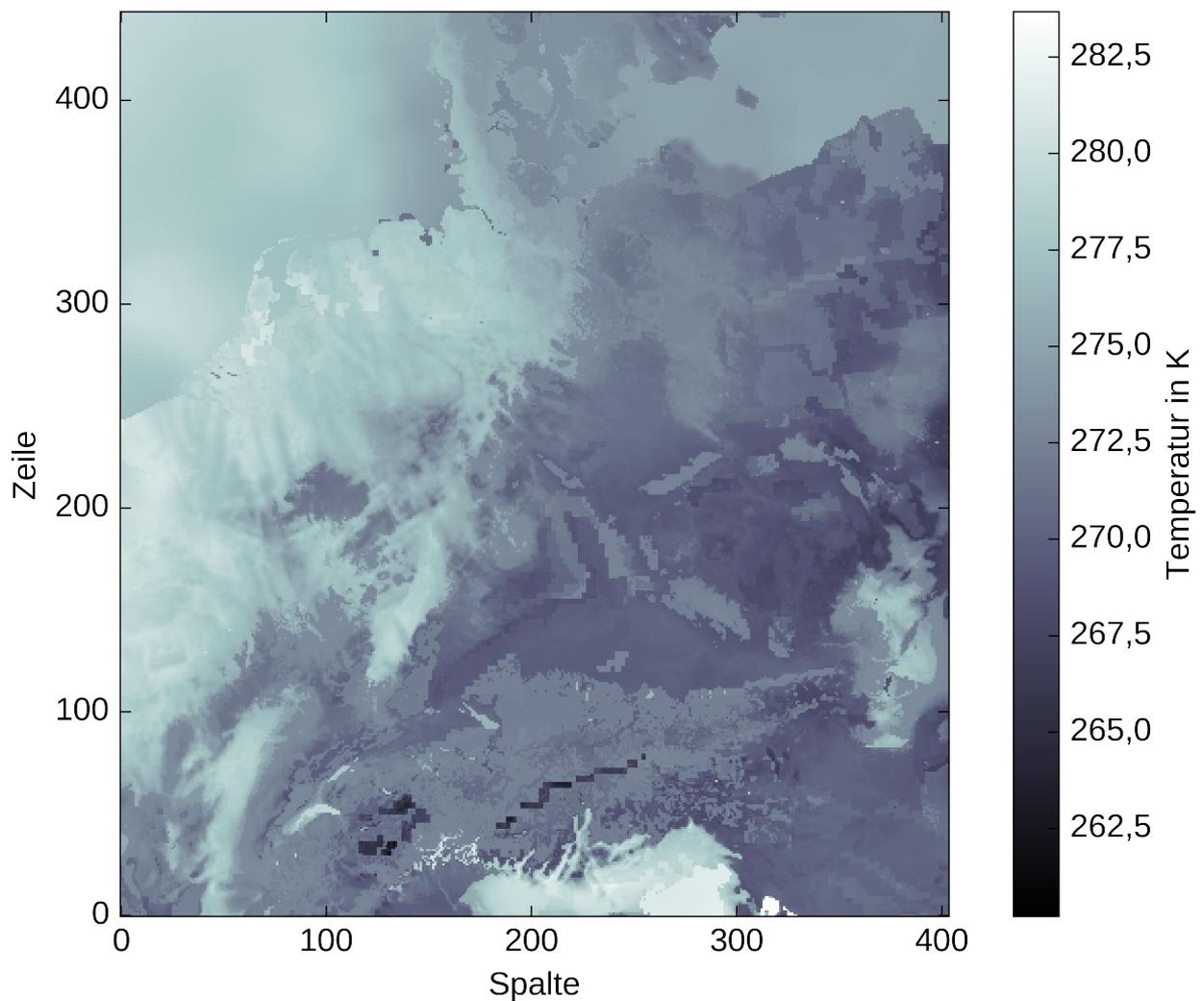


Abbildung 4.15: Temperatur der Erdoberfläche für den 15. Februar 2012

Verteilung der Wolken bedingt: Wolken der niedrigsten Schicht für die jeweilige Wolkenart liefern einen roten Beitrag, der mittleren Schicht gelbe und der höchsten Schicht blaue. Für dazwischen liegende Schichten bestimmt sich der zugehörige Farbwert durch lineare Interpolation. Je größer der Wassergehalt einer bestimmten Schicht, desto größer fällt auch ihr Beitrag zur Farbintensität aus.

Für den 15. Februar 2012 wurde die räumlich abhängige Temperatur der Erdoberfläche in Abbildung 4.15 wiedergegeben. Generell sind im Nordwesten, links einer gedachten Trennlinie von der linken unteren Bildecke zur oberen Bildmitte, höhere Temperaturen als in anderen Bereichen des dargestellten Gebietes zu finden; jedoch erreicht die Temperatur auch südlich der Alpen Werte am oberen Ende der Temperaturskala.

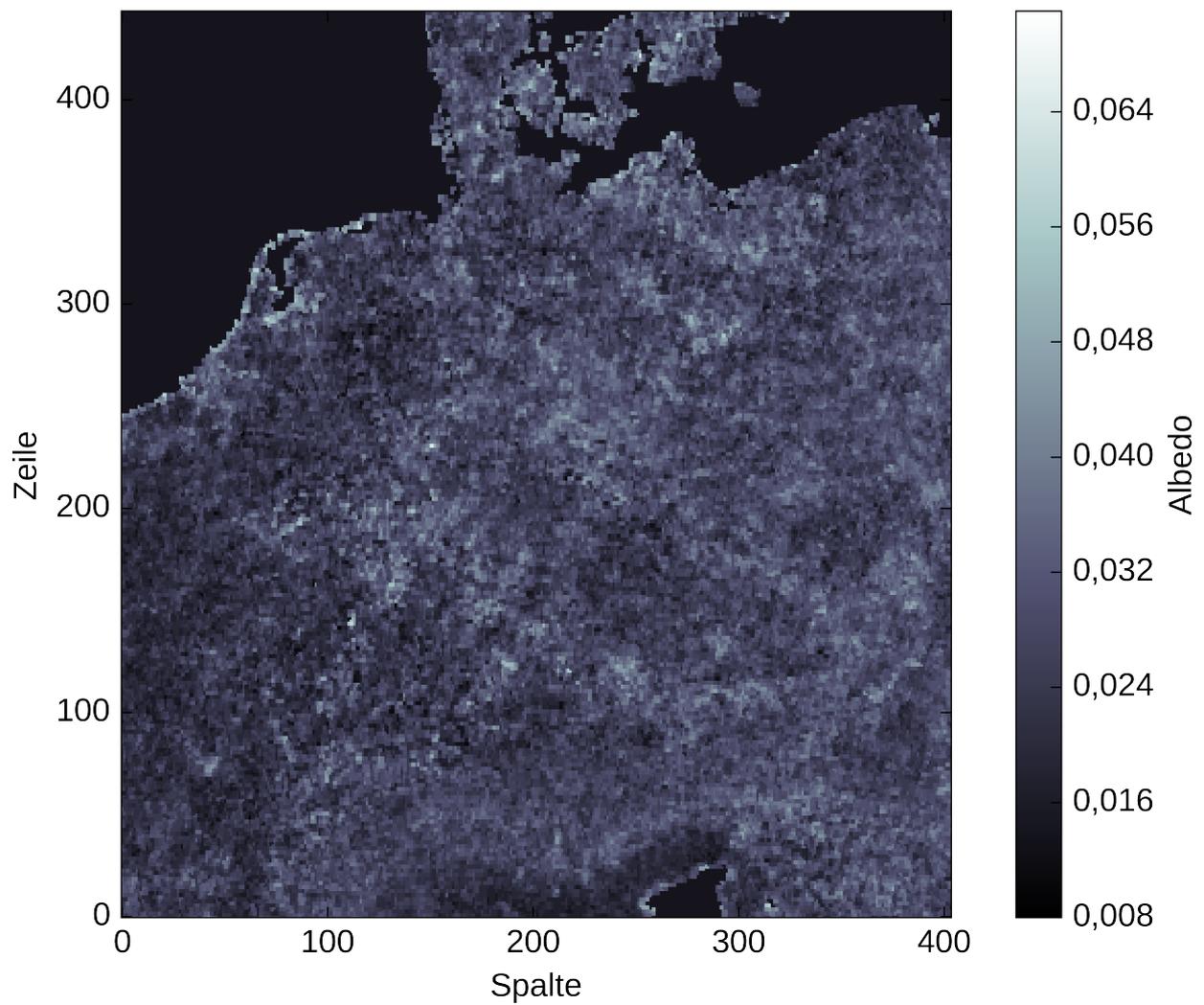


Abbildung 4.16: Albedo der Erdoberfläche für den 15. Februar 2012 und den SEVIRI-Kanal IR 12.0

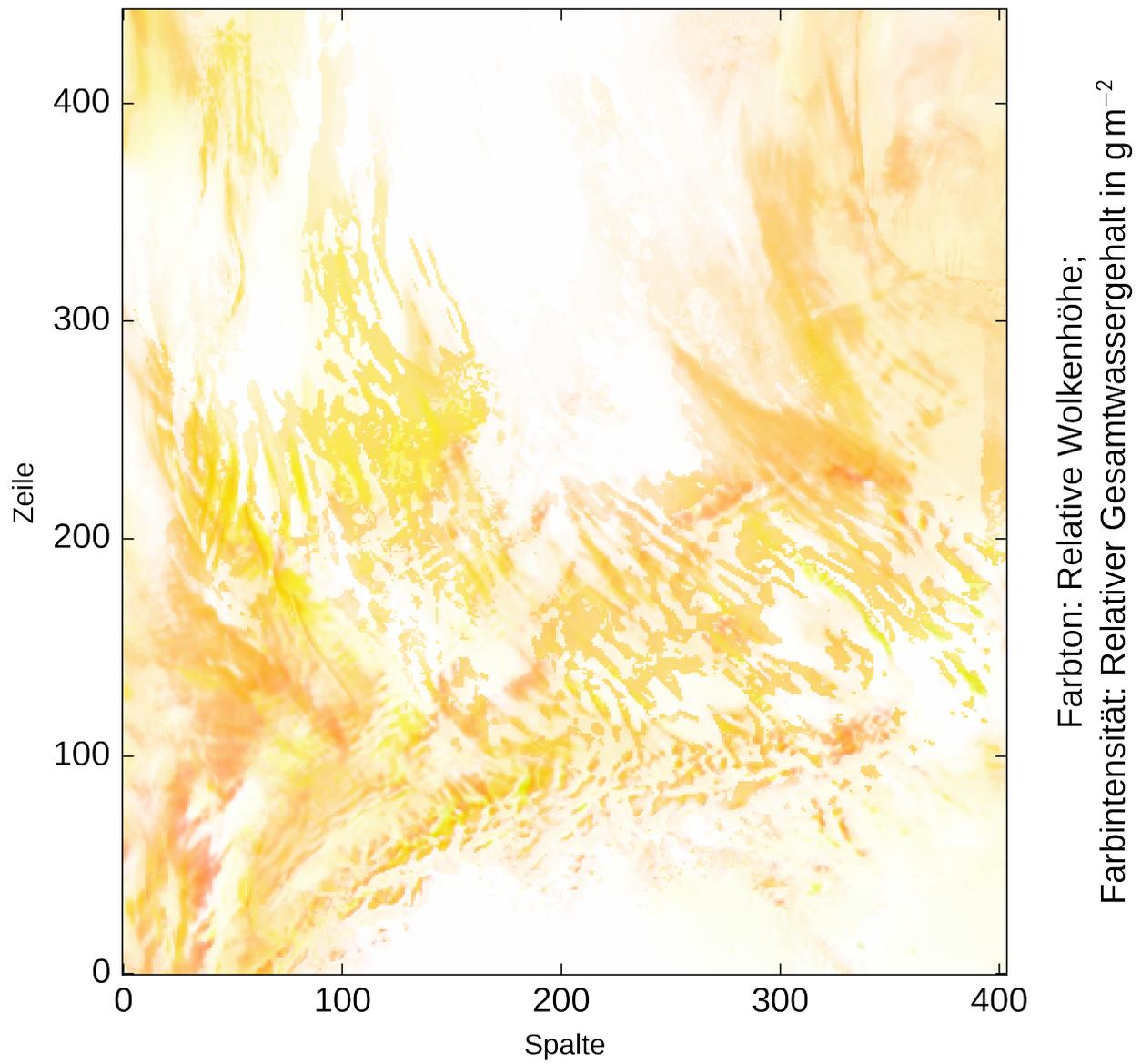


Abbildung 4.17: Verteilung der Wasserwolken für den 15. Februar 2012

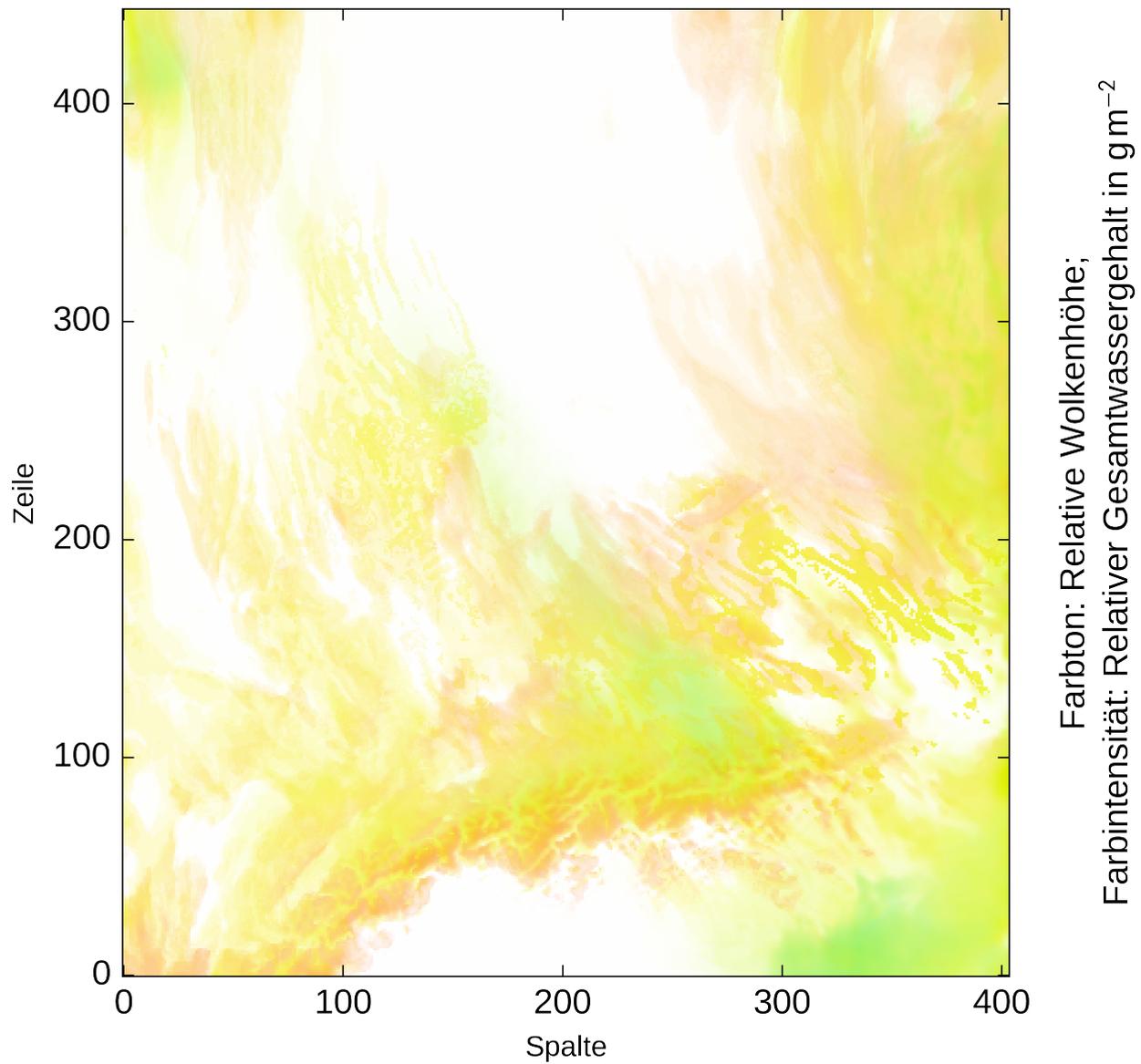


Abbildung 4.18: Verteilung der Eiswolken für den 15. Februar 2012

Ein Blick auf die Albedo der Erdoberfläche, siehe Abbildung 4.16, bestätigt das erwartete Fehlen großer Schwankungen. Mit Ausnahme der Küstenlinien, vor allem entlang der ost- und westfriesischen Inselketten, sind die räumlichen Änderungen an allen Orten gering.

Abbildung 4.17 zeigt die räumliche Verteilung von Wasserwolken für den 15. Februar 2012; Abbildung 4.18 analog dazu die räumliche Verteilung von Eiswolken. Abhängig von ihrem Wassergehalt liefern die einzelnen vertikalen Wolkenschichten Beiträge zur Farbintensität, während über den Farbton Informationen zur Unterscheidung der Schichten und deren Höhe in das Satellitenbild einfließen. Über die relative Nummer innerhalb der N Schichten bestimmt sich der Farbton, mit dem eine Schicht zur Färbung des Satellitenbildes beiträgt. Den Werten $1, \frac{1}{3}N, \frac{2}{3}N$ und N sind die Farben Rot, Gelb, Grün und Blau zugeordnet. Farbwerte für Schichten mit zwischen diesen Werten liegenden Nummern ergeben sich nach linearer Interpolation im Sinne anteilsgemäßer Mischung. Für bessere Erkennbarkeit wurde der über die Farbintensität wiedergegebene Wertebereich komprimiert. Dazu erfolgt zunächst eine Normierung aller Werte bezüglich der Farbintensität und anschließend die Stauchung über einem Schwellwert von $0,1m$, wobei m das Maximum aller Werte des entsprechenden Datensatzes angibt. Zu stauchende Werte werden über eine Normierung der zugeordneten Farbintensität erneut auf den Bereich $[0,1m, m]$ oberhalb des Schwellwertes angepaßt, der Funktion

$$f: [0, 1] \rightarrow [0, t], x \mapsto (ax^k + t)x \quad \text{mit} \quad a = -\frac{8}{9}, k = \frac{1}{8}, t = 1 \quad (4.1)$$

für die Kompression übergeben und anschließend wieder in den ursprünglichen Wertebereich transformiert. $f(x)$ nimmt Werte aus dem Intervall $[0, 1]$ an und bildet diese auf den komprimierten Bereich $[0, 0,1]$ ab. Diese Schritte als Gesamtes bilden die Werte im Intervall $[0,1m, m]$ eindeutig auf den Bereich $[0,1m, 0,2m]$ ab, Werte unterhalb des Schwellwertes von $0,1$ werden nicht verändert und sind durch die relative Vergrößerung ihres Darstellungsraumes deutlich besser zu erkennen. Das Kompressionsverhältnis erreicht bei m den Höchstwert von 50 %. Abschließend sorgt eine auf die einzelnen Farbkanalwerte bezogene Normierung für die Nutzung des gesamten Farbsättigungsbereiches. Auf diese Weise werden auch dünne Wolken sichtbar, die dennoch einen merklichen Einfluß auf die Boden- und Helligkeitstemperatur haben.

In Abbildung 4.17 sind zahlreiche Wolkenstrukturen in tiefen bis mittlere Höhen zu erkennen. Im Vergleich mit Abbildung 4.4 lassen sich diese den Mustern der Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche zuordnen. Im Westen und über dem Süden Deutschlands lassen sich dichte, bandartige Strukturen ausmachen. Weitestgehend frei von Wasserwolken sind der in der oberen Bildmitte und der südlich der Alpen gelegene Bereich.

Einer ähnlichen Verteilung unterliegen die Eiswolken für den gleichen Simulationszeitpunkt. Auf der Diagonalen von Nordwesten nach Südosten befinden sich mehrere Bereiche dichter hoch liegender Wolken. Dies schlägt sich unmittelbar in der Helligkeitstemperatur nieder, da die Bodenstrahlung an diesen Stellen effektiv absorbiert wird. Am rechten Rand der Szene, in der oberen Hälfte des Bildes, befindet sich ein weiterer dichter Wolkenbereich, dessen durchbrochene Struktur in Abbildung 4.4 klar zu erkennen ist. Durch den stark hemmenden Einfluß der hohen Cirrusbewölkung entsteht ein hoher Kontrast. Aus gleichem Grund lassen sich auch die filigranen Wolkenmuster in den anderen Bereichen des Bildes gut in der Darstellung der Helligkeitstemperatur für den 15. Februar 2012 identifizieren.

Wie zu erwarten ist, besteht ein Zusammenhang zwischen der räumlichen Verteilung von Wolken und Temperatur der Erdoberfläche. So erkennt man beispielsweise vertikal mittig am linken Rand in Abbildung 4.15 die streifenartigen Muster der in Abbildung 4.17 gezeigten Wasserwolken in den Schattierungen wieder.

4.3 Validierung

4.3.1 Simulierte Satellitenbilder

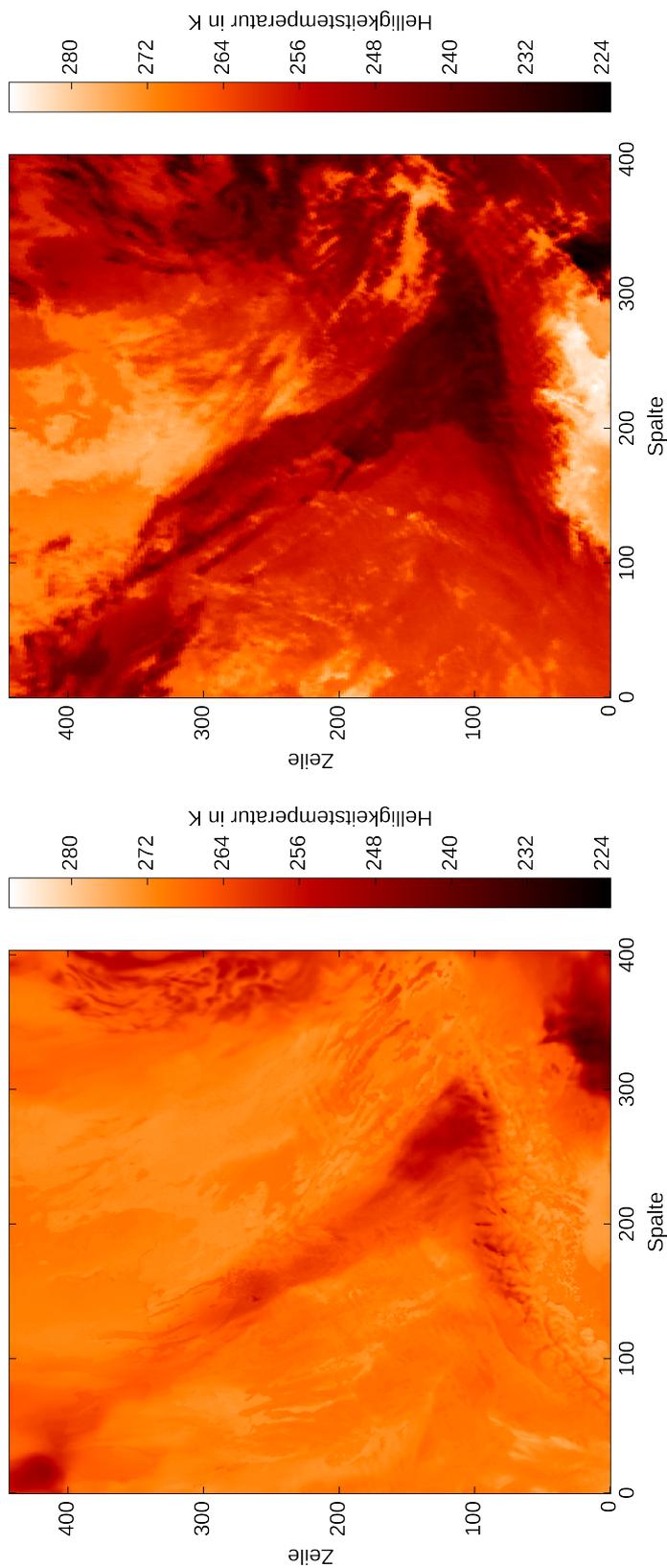
Als erster Teil der Validierung von Ergebnissen der Strahlungstransportrechnungen und des Detektionsalgorithmus behandelt dieser Abschnitt den Vergleich simulierter Satellitenbilder mit realen Aufnahmen von SEVIRI. Die hier diskutierten simulierten Satellitenbilder sind wiederum die Grundlage der nachfolgenden Validierung des Algorithmus für die Detektion von Vulkanasche.

Bei Gegenüberstellung von simulierten und realen Satellitenbildern für eine Atmosphäre ohne Vulkanasche, siehe Tabelle 4.9, zeigt sich eine positive Abweichung des mittleren Helligkeitstemperaturwertes der simulierten Daten relativ zu den SEVIRI-Daten. Ursache dafür ist der Umstand, daß die durch die Modelldaten beschriebene Atmosphäre nur näherungsweise mit der wirklichen Situation übereinstimmt. Die für die Strahlungstransportsimulationen verwendeten Daten unterscheiden sich hinsichtlich der vertikalen Wolkenverteilung dahingehend von der Realität, daß die mittlere und die maximale Höhe geringere Werte besitzen.

Man sieht dies bei einem Vergleich des simulierten Satellitenbildes auf der linken Seite mit dem realen Satellitenbild auf der rechten Seite von Abbildung 4.19. Ersteres stellt die gleichen Daten dar wie Abbildung 4.4 auf Seite 111, jedoch mit einer an den Wertebereich des realen Satellitenbildes angepaßten Farbskala. Anhand der Wolkenmuster ist erkennbar, daß es sich bei den zugrundeliegenden Daten sowohl des simulierten, als auch des realen Satellitenbildes aufgrund

Kanal	Quelle	Helligkeitstemperatur		
		Minimum	Maximum	Mittelwert
Simulation	WV 6,2	216,86	233,50	231,79
SEVIRI	WV 6,2	210,85	245,08	231,71
Simulation	WV 7,3	216,83	253,44	248,52
SEVIRI	WV 7,3	213,20	264,72	247,20
Simulation	IR 8,7	217,07	308,51	269,34
SEVIRI	IR 8,7	213,87	304,03	265,94
Simulation	IR 9,7	221,64	271,39	246,14
SEVIRI	IR 9,7	212,22	268,92	243,56
Simulation	IR 10,8	216,91	311,90	272,16
SEVIRI	IR 10,8	213,49	307,78	267,97
Simulation	IR 12,0	216,54	309,45	270,57
SEVIRI	IR 12,0	211,93	305,91	266,73
Simulation	IR 13,4	217,07	269,49	250,00
SEVIRI	IR 13,4	210,66	271,02	249,11

Tabelle 4.9: Kennwerte der Helligkeitstemperaturen simulierter und realer Satellitenbilder für eine Atmosphäre ohne Vulkanasche



Quelle: Simulation
Kanal: IR 12.0

Quelle: SEVIRI
Kanal: IR 12.0

Abbildung 4.19: Simuliertes und reales Satellitenbild für den 15. Februar 2012 um 12 Uhr

der ähnlichen Atmosphärensituation um den gleichen Zeitpunkt handeln muß, dennoch sind klare Unterschiede zwischen der vom Atmosphärenmodell generierten und der realen Atmosphäre vorhanden. Die Helligkeitstemperaturwerte der realen Daten in Abbildung 4.19 erstrecken sich über ein deutlich größeres Intervall.

Großräumige Verteilungen von Wasserdampf und Wolken sind in den Modelldaten nicht erhalten. Während die Satellitenbilder im realen Fall für die Kanäle WV 6.2 und WV 7.3 oft klare Strukturen zeigen, weisen die simulierten Satellitenbilder in weiten Teilen lediglich einen gleichmäßigen, von den geographischen Koordinaten des Simulationsortes abhängigen Gradienten auf. Gleichzeitig läßt sich diese Gegebenheit in den Histogrammen wiedererkennen, welche für die genannten Kanäle eine andere Verteilung der Helligkeitstemperaturen liefern, siehe Abbildungen 4.20 auf Seite 133 und 4.21 auf Seite 134. Als Folge davon fallen die mittleren Helligkeitstemperaturen von simulierten und realen Satellitenbildern unterschiedlich aus. Verstärkt wird der Unterschied zusätzlich von unterschiedlicher Verteilung der Wolken durch die Abweichung der Modellergebnisse im Vergleich zu der realen Atmosphärensituation des gleichen Zeitpunktes.

Die Abbildungen 4.20 auf Seite 133 bis 4.26 auf Seite 139 zeigen Histogramme für die simulierte und die von SEVIRI gemessene Helligkeitstemperatur. Jedes Histogramm wurde für jeweils einen der Instrumentenkanäle erstellt. Blaue Balken repräsentieren die Verteilung der simulierten Helligkeitstemperatur, graue Balken die realen Meßwerte. Jede Abbildung umfaßt alle verfügbaren Daten für einen Simulationszeitpunkt, beginnend mit Januar 2012, bis Dezember 2012. Insgesamt handelt es sich dabei um einen Meßwert pro Bildpunkt für 24 Satellitenbilder, von denen die Hälfte simuliert, die andere Hälfte real ist. Balken, die weniger als 0,1 % aller Werte des entsprechenden Histogrammes beinhalten, werden aus Gründen der Übersichtlichkeit ausgelassen. Die beiden dargestellten Datensätze pro Histogramm enthalten die gleiche Anzahl Werte (je 2.152.512) und sind daher direkt vergleichbar in Bezug auf die Gesamtfläche ihrer Balken. Besonders bei der Betrachtung der Histogramme für die Kanäle WV 6.2 und WV 7.3 ist dies zu berücksichtigen. Dort fallen die Flanken des Histogramms der simulierten Werte im Vergleich zu den SEVIRI-Daten stärker ab, da sich je ein größerer Anteil in den Spitzen bei etwa 232 K in Abbildung 4.20 und 250 K in Abbildung 4.21 befindet.

Statistisch besitzt ein realer Meßwert ein höheres Gewicht als ein simulierter. Ursache hierfür ist die niedrigere Auflösung des Satelliteninstrumentes im Vergleich mit einer Simulation und damit eine niedrigere Anzahl ausgewerteter Bildpunkte für reale als für simulierte Satellitenbilder. Mittels Interpolation bei der Projektion der realen Meßwerte auf das Gitter der simulierten Daten wird die oben genannte Zahl von Bildpunkten erreicht. Dieser Schritt wurde von L. Bugliaro vor der statistischen Auswertung durchgeführt. Daraus folgt, daß sich eine Änderung eines realen

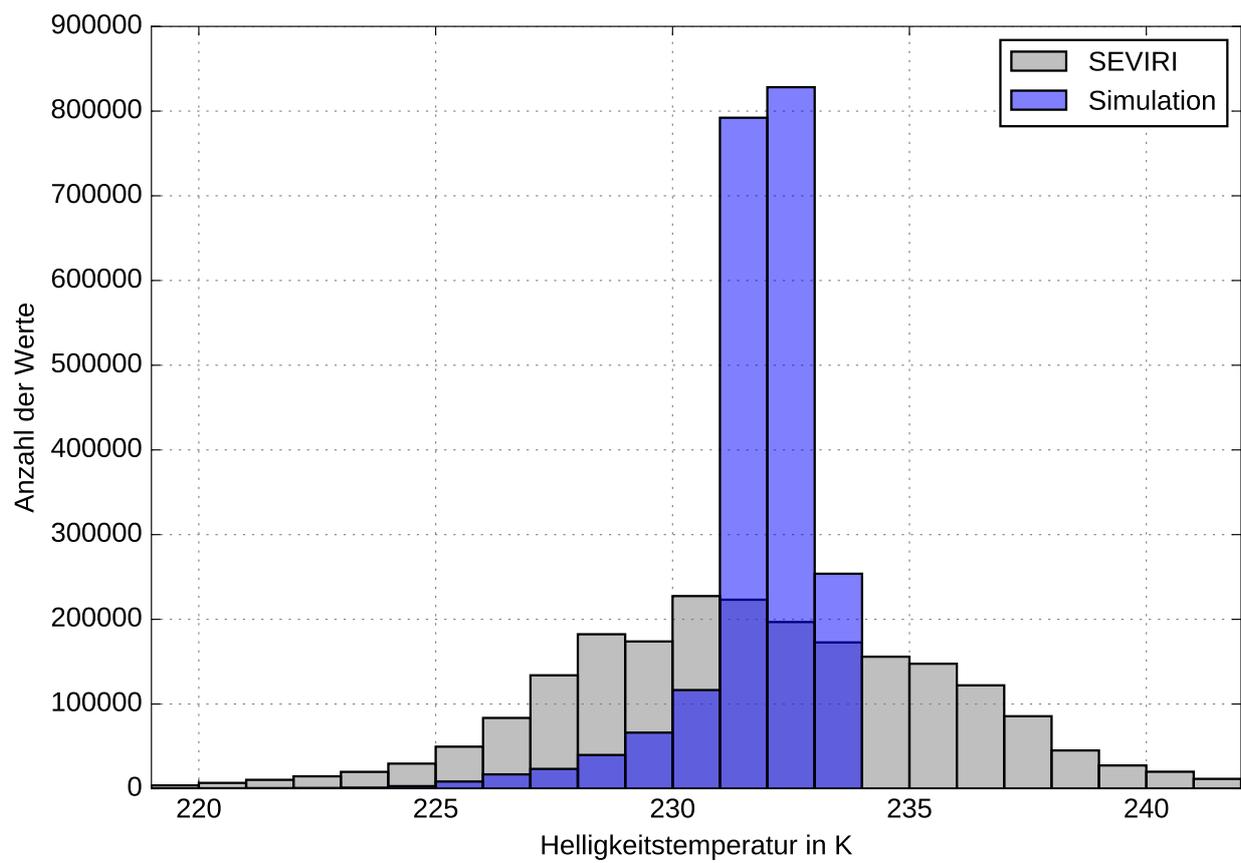


Abbildung 4.20: Histogramm für den Kanal WV 6.2

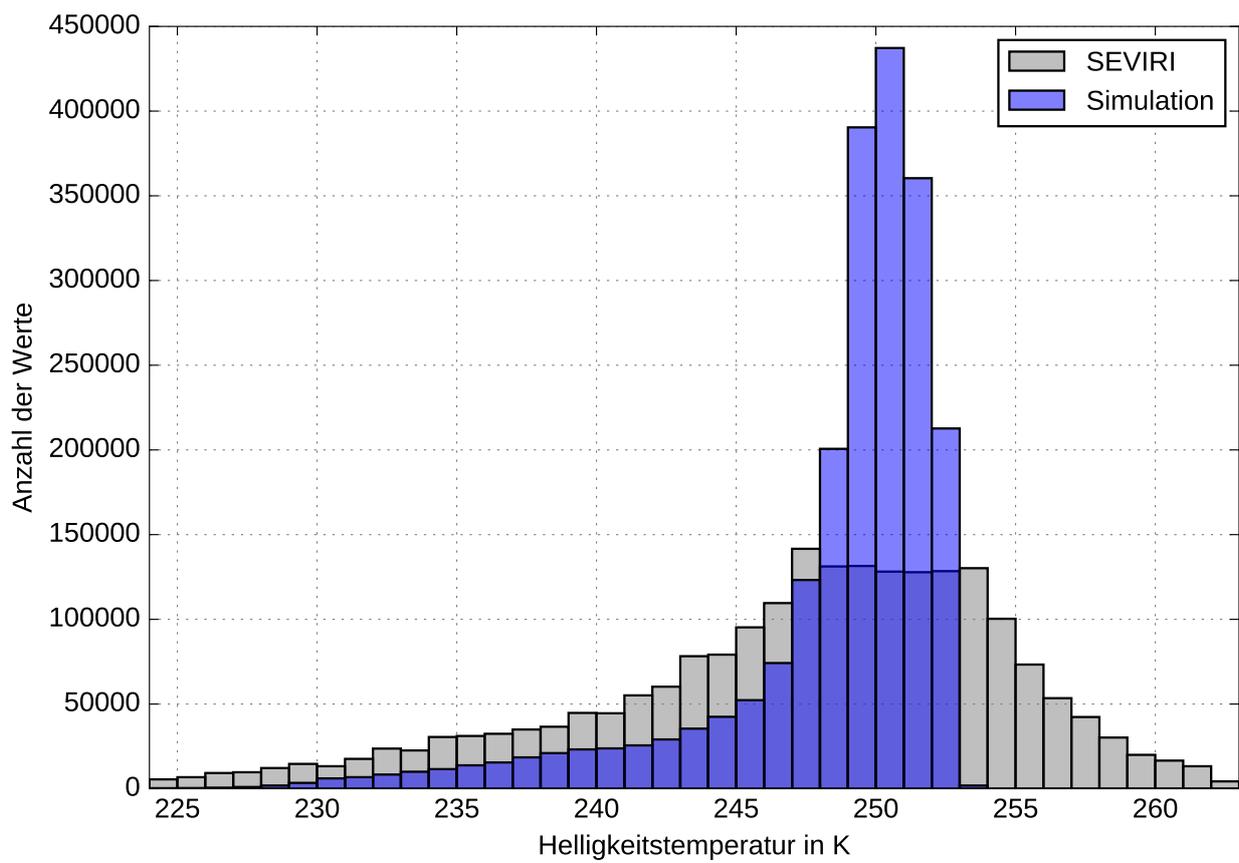


Abbildung 4.21: Histogramm für den Kanal WV 7.3

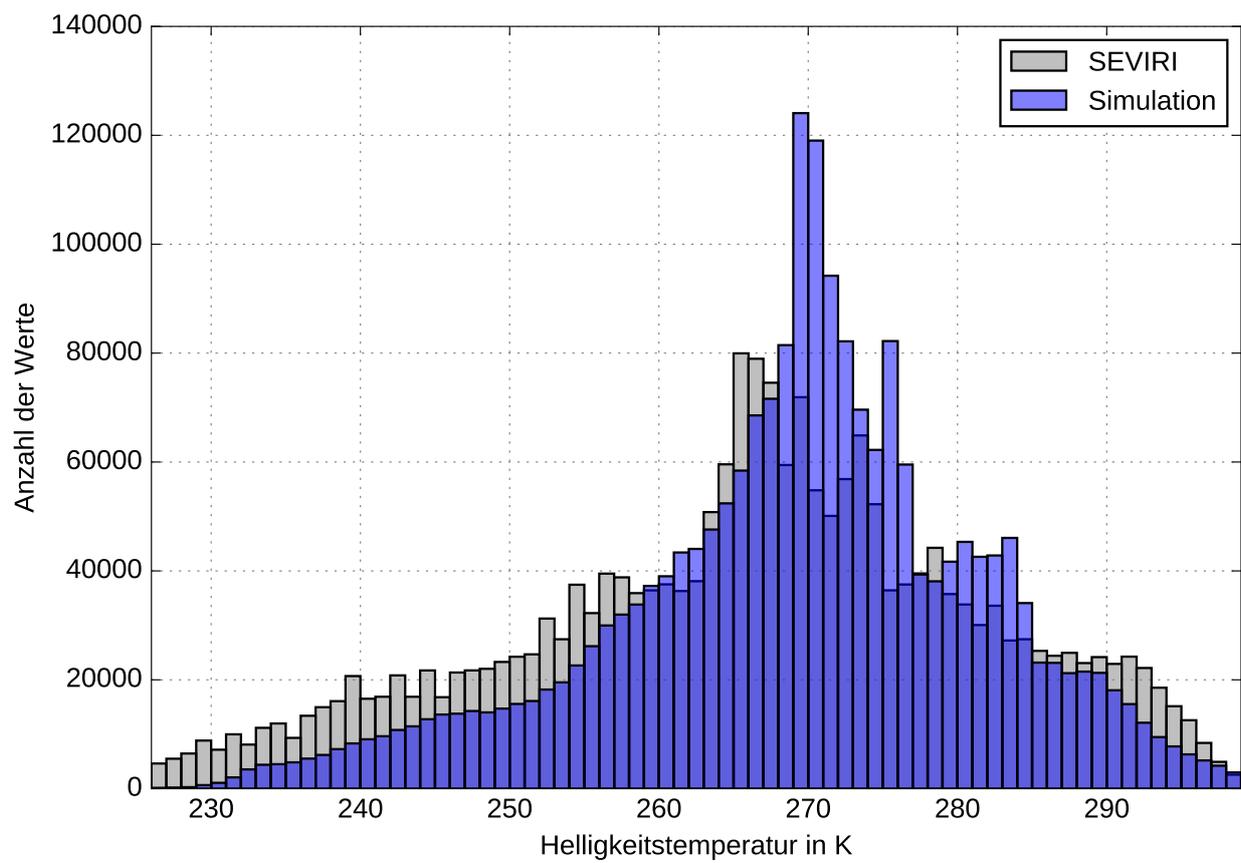


Abbildung 4.22: Histogramm für den Kanal IR 8.7

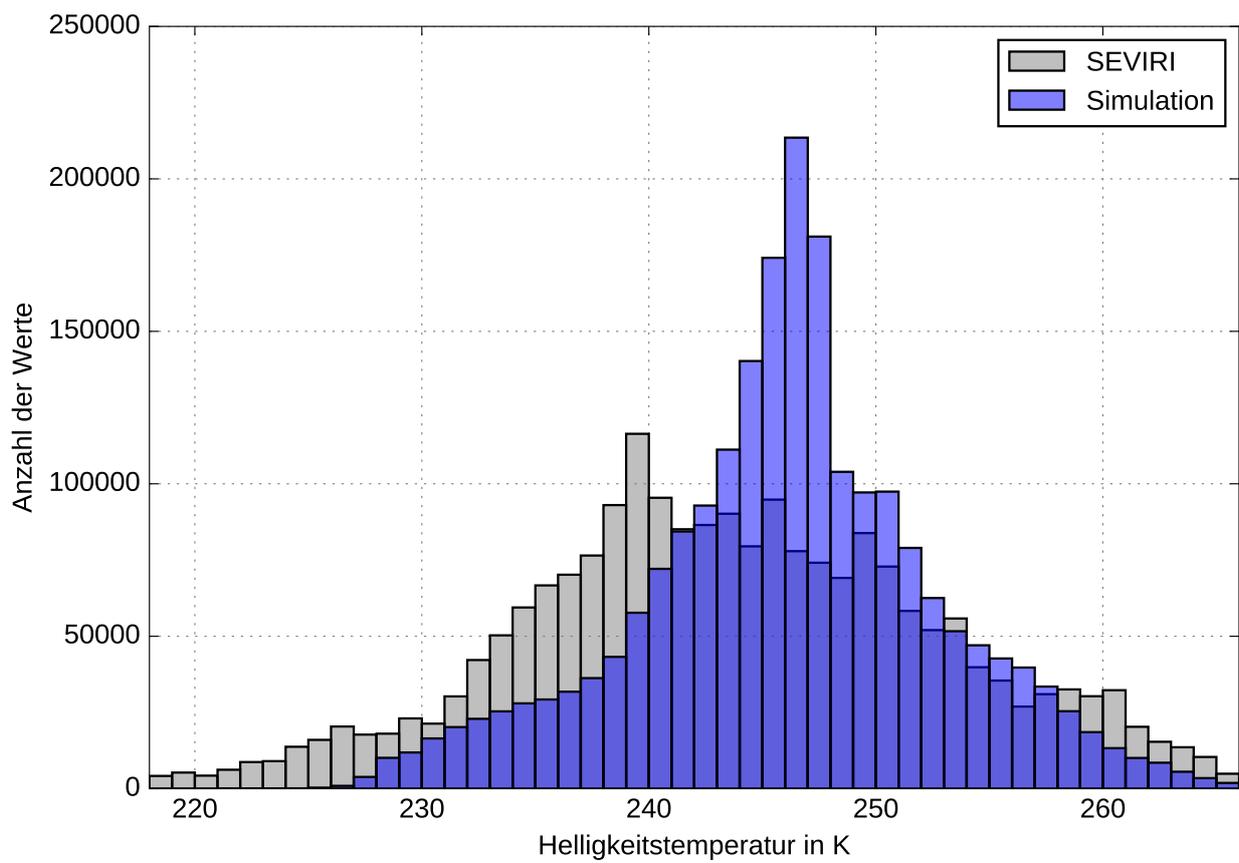


Abbildung 4.23: Histogramm für den Kanal IR 9.7

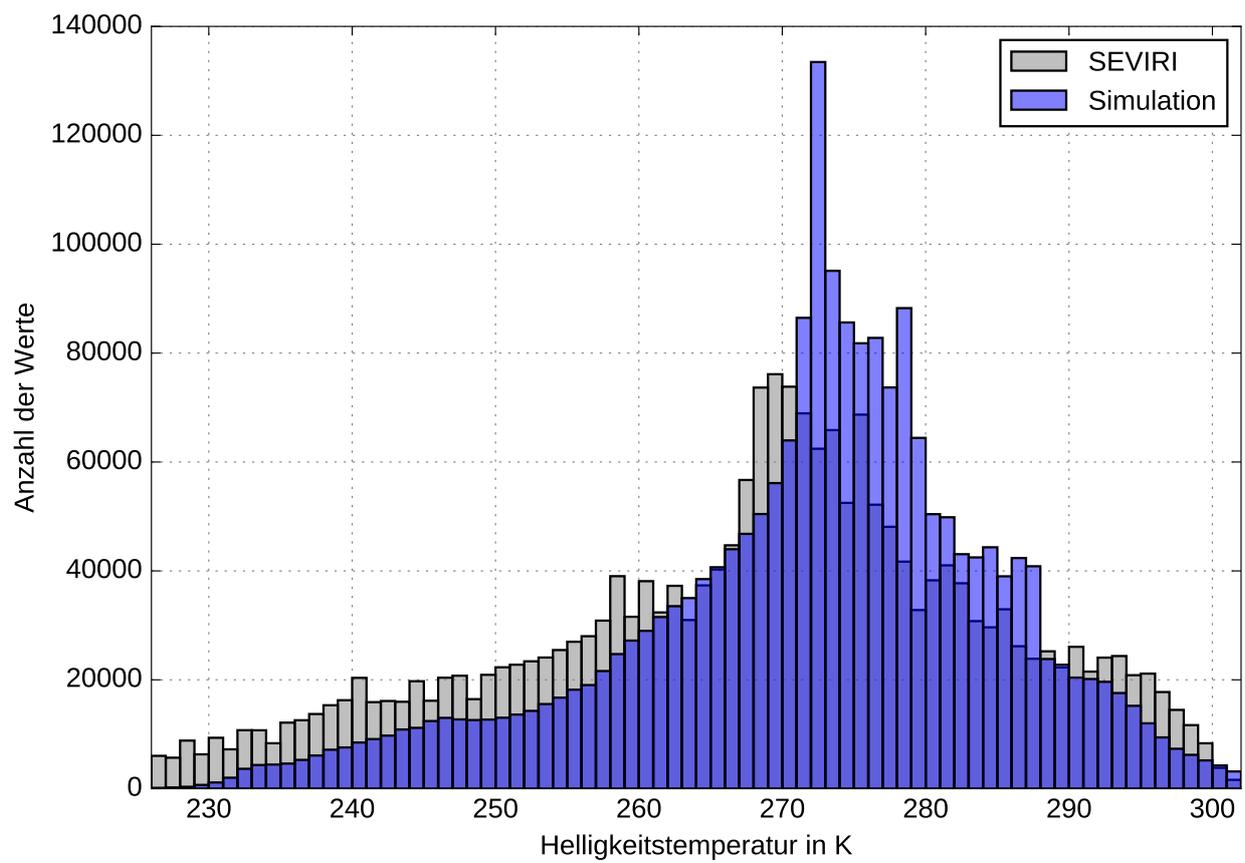


Abbildung 4.24: Histogramm für den Kanal IR 10.8

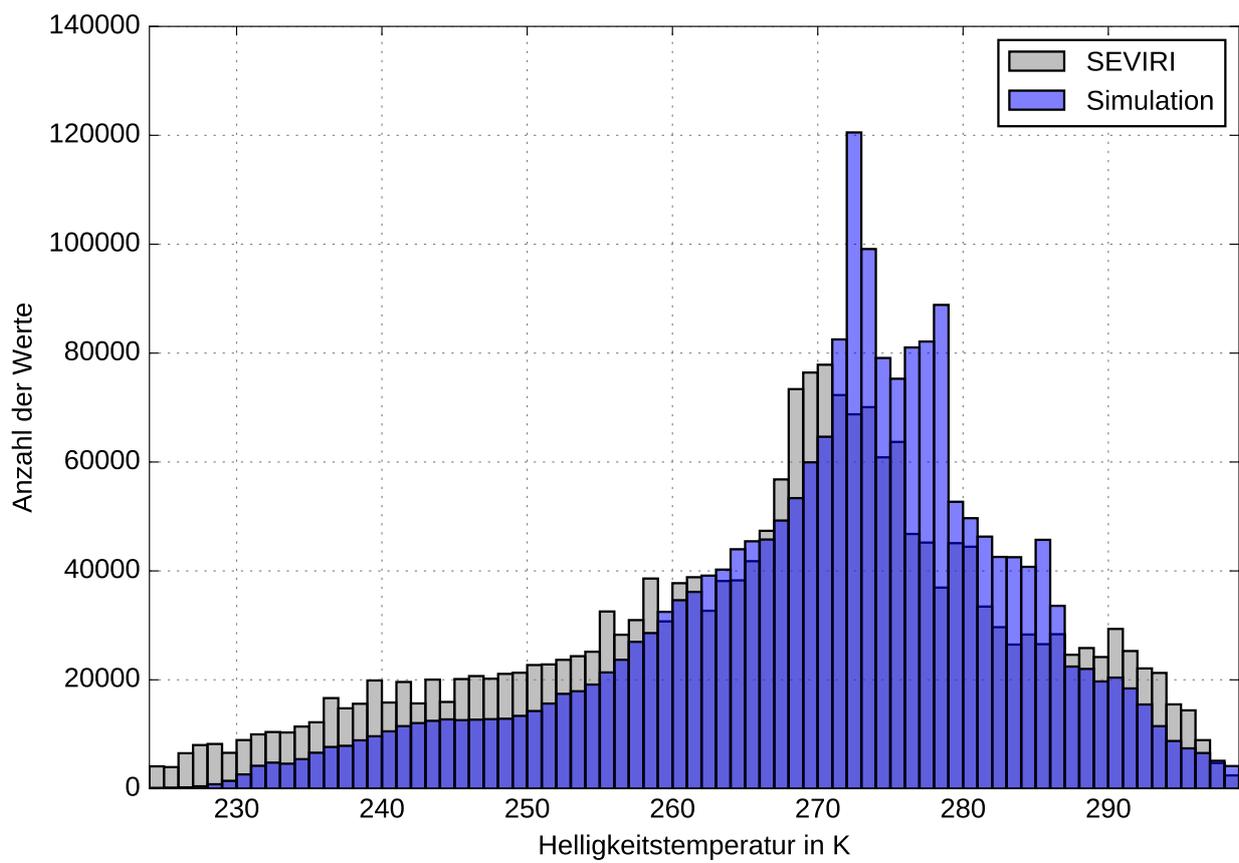


Abbildung 4.25: Histogramm für den Kanal IR 12

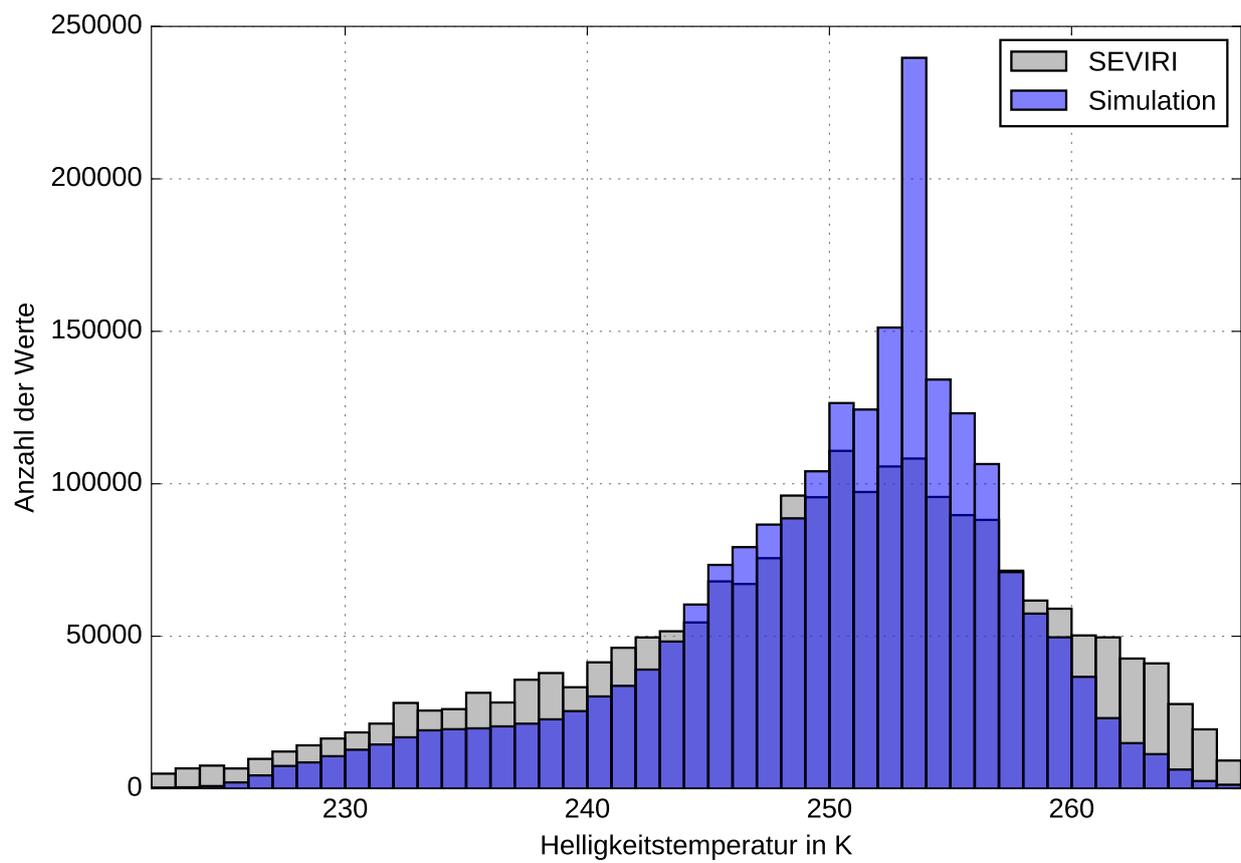


Abbildung 4.26: Histogramm für den Kanal IR 13.4

Meßwertes stärker auf die Auswertungen auswirkt als eine gleichgroße Änderung eines simulierten Meßwertes.

In den Simulationen für die Erstellung von Satellitenbildern wird die dreidimensionale Verteilung von Wasserdampf aufgrund des beschränkten Funktionsumfangs des verwendeten Strahlungstransportprogrammes nicht berücksichtigt, siehe Abschnitt 3.2.4, was eine Quelle für Abweichungen der Histogramme simulierter Satellitendaten gegenüber Histogrammen für reale Meßwerte darstellt. Besonders deutlich beeinflusst dies die Histogramme der Kanäle WV 6.2 und WV 7.3, die im Absorptionsband von Wasserdampf liegen und deren Ergebnisse daher an Realismus verlieren.

Um den Einfluß der Abweichungen auf die Ergebnisse des Detektionsalgorithmus zu bestimmen, ist ein Datensatz mit Ergebnissen einer modifizierten Version des Programmes Global Simulation statistisch untersucht worden. Sein Aufbau basiert auf dem der Trainingsdatensätze, siehe hierzu Abschnitt 3.1.6 ab Seite 66, und ist dafür ausgelegt, auch die Massenbelegung für Wasserdampf und die detektierte Massenbelegung für Vulkanasche zu speichern. Der Datensatz enthält Werte für 400 Simulationsreihen, welche ferner einen gegenüber den Eingabedaten geänderten Wasserdampfgehalt der simulierten Atmosphären wiedergeben, wie auch die zugehörigen Ausgabewerte des Detektionsalgorithmus. Um die Verarbeitung durch Zusatzprogramme zu optimieren, wird jede Datenreihe des ursprünglichen Formates in vier Datenreihen aufgeteilt. Je eine ist den Simulationen ohne und mit Wolken sowie jeweils ohne und mit Vulkanasche zugeordnet, wie die vier Gruppen von Helligkeitstemperaturen zu je sieben Werten des im oben genannten Abschnitt beschriebenen Formates.

Im Zuge der Erstellung der Daten wurden die Strahlungstransportrechnungen jeder Simulationsreihe für elf verschiedene Werte eines Skalierungsfaktors, die sequentiell von 50 % bis 150 % in Schritten von 10 % ansteigen, durchgeführt. Bei der Berechnung der Atmosphärenbedingungen für die Strahlungstransportrechnungen multipliziert das Programm dann die Werte für die unskalierte Teilchendichte von Wasserdampf in allen Schichten jeweils mit dem entsprechenden Wert des Skalierungsfaktors. Auf diese Weise wird gleichzeitig die Massenbelegung für Wasserdampf skaliert, welche die Summe der Produkte aus Teilchendichte für Wasserdampf sowie Schichtdicke für jede Schicht ist und insofern ein Maß für den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre.

Nach Abschluß der Simulationen wurden die entsprechenden Eingabewerte für jeden Atmosphärenzustand von K. Graf an den Detektionsalgorithmus übergeben und die zugehörigen Ausgabewerte abgefragt. Aus der Differenz der Werte für den skalierten und den unskalierten Wasserdampfgehalt läßt sich die Abweichung der Massenbelegung für Vulkanasche jeder Datenreihe errechnen.

Im nächsten Arbeitsschritt folgte die Zusammenführung, Verarbeitung und Speicherung aller Simulationsparameter, Ein- und Ausgabedaten. Neben den in Abschnitt 3.1.6 ab Seite 66 aufgelisteten Größen beinhaltet der erstellte Datensatz die Massenbelegung für Wasserdampf (Einheit: kg m^{-2}) in skaliertes und unskaliertes Form, den Skalierungsfaktor selbst wie auch die durch den Detektionsalgorithmus zurückgegebene Massenbelegung (Einheit: g m^{-2}) und deren Abweichung für jeden Atmosphärenzustand.

Durch Anwendung eines nachgeschalteten Filters werden nur Ergebnisse für einen Satellitenzenitwinkel von ungefähr 53° ($\cos(\theta) = 0,6$) betrachtet, was einem repräsentativen Wert für das Satelliteninstrument SEVIRI mit Blick auf den COSMO-DE-Bereich entspricht. Unter der Annahme, daß sich die Massenbelegung für Wasserdampf in den Atmosphären der simulierten Satellitenbilder etwa im Bereich von dem Wert $8,5 \text{ kg m}^{-2}$ der Standardatmosphäre für mittlere Breitengrade im Winter bis zu dem Wert $29,0 \text{ kg m}^{-2}$ der Standardatmosphäre für mittlere Breitengrade im Sommer (Anderson u. a., 1986) bewegt, können weiterhin alle Simulationen ignoriert werden, deren Atmosphären einen Wasserdampfgehalt außerhalb dieses Bereiches aufweisen. Sämtliche Daten sind in Abfolgen von Gruppen strukturiert, innerhalb welcher der Skalierungsfaktor je einmal alle oben genannten Werte durchläuft. Aus jeder solchen Gruppe werden nur die Ergebnisse betrachtet, für welche die Massenbelegung für Wasserdampf möglichst nahe an dem Wert der US-Standardatmosphäre von $14,1 \text{ kg m}^{-2}$ liegt. Bedingt durch das Vorgehen ergeben sich hieraus Abweichungen von letztgenanntem Wert, die vernachlässigt werden, da deren Mittelwert bei $-0,06 \text{ kg m}^{-2}$ und deren Betrag stets unter $1,4 \text{ kg m}^{-2}$ liegt. 287 von insgesamt 60900 Datenreihen der 400 Simulationsreihen passieren den beschriebenen Filter.

Mit der statistischen Auswertung des erstellten Datensatzes kann nun der bei der Detektion von Vulkanasche entstehende Fehler bei der Analyse der simulierten Satellitenbilder abgeschätzt werden, hervorgerufen durch die Verwendung des konstanten Wasserdampfprofils der US-Standardatmosphäre bei den vorausgegangenen Strahlungstransportrechnungen. Betrachtet wird die Wertemenge der Abweichung der Massenbelegung für Vulkanasche nach Anwendung des mehrstufigen Filters. Alle Daten sind getrennt nach Fällen für Land- und Wasseroberflächen ausgewertet, da das Verhältnis beider Gruppen sowohl bei den untersuchten Fällen als auch bei den im Rahmen der Validierung untersuchten Bildpunkten der simulierten Satellitenbilder nicht ausgeglichen ist.

Für Landoberflächen ergab die Auswertung von 90 Fällen die Extremwerte $-0,171 \text{ g m}^{-2}$ und $0,525 \text{ g m}^{-2}$, die Verteilung besitzt den Mittelwert $0,019 \text{ g m}^{-2}$ und die Standardabweichung beträgt $0,087 \text{ g m}^{-2}$. Im Falle von Wasseroberflächen liefert die Auswertung bei einer Anzahl

von 197 Fällen Extremwerte der Abweichung von $-0,459 \text{ g m}^{-2}$ und $0,508 \text{ g m}^{-2}$ sowie den Mittelwert $0,004 \text{ g m}^{-2}$ bei einer Standardabweichung von $0,074 \text{ g m}^{-2}$.

Die simulierten Satellitenbilder geben künstliche Meßwerte des Satelliteninstrumentes für eine Dicke der Vulkanascheschicht von 1 km an. Rechnet man die erhaltenen Ergebnisse mit dieser Angabe in Werte der Massenkonzentration um, siehe Abschnitt 3.3.3 auf Seite 88, fallen die Abweichungen bei der Detektion von Vulkanasche aufgrund einer unrealistischen Wasserdampfverteilung in der Atmosphäre für den überwiegenden Teil der Fälle gering im Vergleich zu dem Grenzwert 2 mg m^{-3} aus. Bei Detektionswerten in der Größenordnung von $0,1 \text{ mg m}^{-3}$ können die Abweichungen aber nicht vernachlässigt werden. Demzufolge ist bei der Interpretation entsprechender Ergebnisse eine bestehende Unsicherheit zu berücksichtigen, während die mittlere Abweichung jedoch sehr klein ist.

Die beobachtete Gestalt der zu den Kanälen WV 6.2 und WV 7.3 gehörenden Histogramme spiegelt die fehlende Variabilität von Wasserdampf im direkten Vergleich zu Satellitendaten wieder, hervorgerufen durch das konstante Atmosphärenprofil und die damit verbundene Wasserdampfverteilung, siehe Abschnitt 3.2.4 ab Seite 81. Deutlich sammelt sich der Großteil aller Werte nahe des Grenzwertes bei etwa 232 K. Höhere Helligkeitstemperaturen kommen in den simulierten Daten nicht vor, da es keine Orte gibt, an denen weniger absorbierender Wasserdampf vorhanden ist, als durch das Profil festgelegt. Vereinzelt treten Wolken in den relevanten Höhen auf und vermindern die simulierte Helligkeitstemperatur, wodurch das Auftreten von Helligkeitstemperaturen unterhalb des Grenzwertes erklärt wird. Aus gleichem Grund nimmt die Häufigkeit der Werte zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen hin ab. Da das neuronale Netz nicht mit dem gleichen Wertebereich der Helligkeitstemperaturen für beide Kanäle trainiert wurde, wie er in realen Satellitendaten vorkommt, muß das neuronale Netz in manchen Fällen den durch das Training abgedeckten Bereich verlassen und extrapolieren. Inwieweit sich das auf die Detektionssicherheit des Algorithmus auswirkt, muß bei der weiteren Entwicklung des Algorithmus untersucht werden.

Unter Berücksichtigung der oben genannten Unterschiede zu realen Meßwerten liegen die simulierten Daten innerhalb des zu erwartenden Größenbereiches. Damit ist die Richtigkeit der Grundlage weiterer Untersuchungen, beschrieben in den folgenden Absätzen, bestätigt.

4.3.2 Detektionsalgorithmus

Analyse simulierter Satellitenbilder

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der Validierung des Detektionsalgorithmus über eine statistische Auswertung dargestellt und beschrieben. Zu diesem Zweck untersuchte Daten liegen in Form der detektierten Massenkonzentration vor und stellen die Ausgabe des Algorithmus nach Analyse der in Abschnitt 3.2 ab Seite 71 beschriebenen simulierten Satellitenbildern dar.

Die Umrechnung ausgegebener Werte der Massenbelegung, die hier Anwendung findet, ist in Abschnitt 3.3.3 auf Seite 88 beschrieben. Damit erhält man die entsprechende Massenkonzentration, eine Schichtdicke von 1 km vorausgesetzt.

Abschnitt 4.3.1 auf Seite 140 behandelt die durch das konstante Wasserdampfprofil entstehenden Abweichungen, welche hier als Störsignal betrachtet werden können. Bei der Untersuchung von Daten für Atmosphären mit einem variierenden Wasserdampfgehalt für mittlere Breiten ergibt sich eine beinahe verschwindende mittlere Abweichung. Das ist bei der Analyse aller simulierten Satellitenbilder mit zeitlicher Mittelung der Fall. Zwar muß die vorhandene Unsicherheit bei niedrigen Detektionswerten bedacht werden, die Ergebnisse für höhere sind aufgrund ihres Verhältnisses zu dem Störsignal als in geringem Maße beeinflusst zu sehen.

Da zum Zeitpunkt der Auswertung lediglich Ergebniswerte für die Vulkanascheart Andesit und die Massenkonzentrationen $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ und 2 mg m^{-3} vorlagen, umfaßt die Analyse sämtliche verfügbare Daten. Im Weiteren wird daher auf die explizite Angabe der Ascheart verzichtet und stets vorausgesetzt, daß sich die zugehörigen Simulationen auf die Vulkanascheart Andesit beziehen.

Für alle in diesem Abschnitt vorgestellten Daten gilt, daß die Dicke der Vulkanascheschicht in den zugehörigen Simulationen konstant und gleich 1 km ist; damit stimmt letztgenannter Wert mit dem für die Umrechnung der Ausgabewerte verwendeten überein. Alle Höhenangaben beziehen sich auf die vertikale Mitte der Vulkanascheschicht, so daß die Unter- und Oberkante jeweils 0,5 km unter und über dem angegebenen Höhenwert liegen. Es werden immer die Daten aller Zeitpunkte simultan betrachtet. Das bedeutet, daß für jede Kombination der Parameter Massenkonzentration und Höhe der Vulkanascheschicht die simulierten Satellitenbilder aller zwölf Zeitpunkte ausgewertet wurden. Dementsprechend schließen die Anteilswerte eine Mittelung über alle Zeitpunkte ein, wodurch sich im Sinne einer repräsentativen Auswertung der Einfluß verschiedener Wolkensituationen relativiert. Gleichzeitig rückt die Abhängigkeit von den Parametern der Vulkanascheschicht in den Vordergrund. Jedes Satellitenbild liefert 179.376 Bildpunkte,

so daß die Gesamtzahl der Bildpunkte, auf die sich die im Folgenden genannten Anteile beziehen, auf 2.152.512 summiert.

Wie bereits unter Gliederungspunkt 3.2.4 auf Seite 78 erwähnt, ist die für einen Bildpunkt des Satelliteninstrumentes gemessene Strahlung nicht unabhängig von anderen Bildpunkten. Dies ist bei dreidimensionalen Simulationen die beabsichtigte Folge einer mittleren horizontalen Weglänge, deren Wert ungleich null ist und somit den Austausch von Strahlungsenergie über die horizontale Bewegung der Strahlungsteilchen widerspiegelt. In Bezug auf die hier vorgenommene Auswertung entsteht dabei eine Kopplung der Bildpunkte untereinander, wodurch die im Rahmen der Auswertung bestehende Voraussetzung isolierter Bildpunkte nicht mehr gilt. Da dieser Einfluß erstens gering ist und zweitens nicht kompensiert werden kann, liegt der Auswertung die Annahme zugrunde, daß die einzelnen Bildpunkte nach wie vor unabhängig voneinander sind. Der Detektionsalgorithmus arbeitet eindimensional und ignoriert demnach die dreidimensionale Struktur der Eingabedaten, was auch bei anderen Detektionsverfahren der Fall ist, siehe Schneider u. a. (1995), Ackerman (1997), Lee u. a. (2014), Mackie und M. Watson (2014), Guéhenneux u. a. (2015) und A. T. Prata u. a. (2015).

In Abschnitt 3.3.2 auf Seite 86 wurde beschrieben, daß nur die Daten von Bildpunkten die Filterstufe des Detektionsalgorithmus passieren, für welche ein negatives Ergebnis des Tests auf Cirrusbewölkung vorliegt. Tabelle 4.10 liefert zu 20 Kombinationen für Massenkonzentration und Höhe der simulierten Vulkanascheschicht die jeweilige Anzahl der Bildpunkte, welche durch die Detektionsstufe analysiert wurden. Im Falle der restlichen Bildpunkte fand eine Detektion von Vulkanasche deshalb nicht statt.

Tabelle 4.11 gibt in der ersten Spalte die Massenkonzentration der simulierten Vulkanascheschicht an und in der zweiten Spalte deren Höhe. In den Spalten drei bis fünf folgen Minimum, Maximum und der Mittelwert der Ausgabewerte des Algorithmus für die Massenkonzentration. Die letzten drei Spalten beinhalten Minimum, Maximum und Mittelwert der prozentualen Abweichung der vorangegangenen detektierten Werte vom Referenzwert der ersten Spalte.

Zehn Intervallanteile der Massenkonzentration finden sich in den Spalten drei bis zwölf von Tabelle 4.12, jeweils den Werten der Massenkonzentration in Spalte eins und der Höhe in Spalte zwei zugeordnet. Über die Information, welcher Bereich der detektierten Massenkonzentration welchen Anteil der Gesamtzahl an Werten enthält, ist die Verteilung der Werte ersichtlich. So gibt beispielsweise Spalte drei an, wieviel Prozent der Gesamtwerte für die simulierte Vulkanascheschicht mit vorgegebener Massenkonzentration und Höhe zwischen dem Minimum und 10 % des Maximums liegen. Hier verwendete Extrema sind in Spalte drei und vier von Tabelle 4.11

Vulkanascheschicht		Bildpunktanzahl	Anteil in %
Massenk. in mg m^{-3}	Höhe in km		
0,2	1,5	342815	15,93
0,2	2,5	333831	15,51
0,2	3,5	351732	16,34
0,2	4,5	391745	18,20
0,2	5,5	441093	20,49
0,2	6,5	489317	22,73
0,2	7,5	530699	24,65
0,2	8,5	564450	26,22
0,2	9,5	591341	27,47
0,2	10,5	612451	28,45
2	1,5	369311	17,16
2	2,5	281861	13,09
2	3,5	264943	12,31
2	4,5	513096	23,84
2	5,5	913909	42,46
2	6,5	1116620	51,88
2	7,5	1234350	57,34
2	8,5	1334565	62,00
2	9,5	1411782	65,59
2	10,5	1472867	68,43

Tabelle 4.10: Anzahl verwendeter Bildpunkte ohne Cirrusbewölkung

Vulkanascheschicht		Massenk. in mg m^{-3}			Verhältnis zu Referenzwert in %		
Massenk. in mg m^{-3}	Höhe in km	Min.	Max.	Mittelw.	Min.	Max.	Mittelw.
0,2	1,5	0,0001	1,5101	0,1827	0,04	755,06	91,37
0,2	2,5	0,0001	1,5260	0,1686	0,04	763,00	84,30
0,2	3,5	0,0001	1,4063	0,1539	0,04	703,14	76,97
0,2	4,5	0,0001	1,2161	0,1570	0,04	608,06	78,49
0,2	5,5	0,0001	1,2861	0,1436	0,03	643,03	71,78
0,2	6,5	0,0001	0,8192	0,1301	0,03	409,62	65,05
0,2	7,5	0,0001	0,8847	0,1387	0,03	442,34	69,34
0,2	8,5	0,0001	0,9243	0,1460	0,03	462,15	72,99
0,2	9,5	0,0001	0,9456	0,1522	0,03	472,79	76,12
0,2	10,5	0,0001	0,9691	0,1574	0,03	484,53	78,71
2	1,5	0,0002	2,1088	0,4691	0,01	105,44	23,45
2	2,5	0,0002	2,0984	0,4393	0,01	104,92	21,97
2	3,5	0,0002	2,1580	0,4243	0,01	107,90	21,22
2	4,5	0,0002	2,6720	0,5687	0,01	133,60	28,43
2	5,5	0,0002	3,0191	0,7644	0,01	150,95	38,22
2	6,5	0,0002	3,2188	1,0243	0,01	160,94	51,22
2	7,5	0,0002	3,0406	1,3943	0,01	152,03	69,72
2	8,5	0,0087	3,3663	1,6940	0,44	168,32	84,70
2	9,5	0,0408	3,8484	1,9931	2,04	192,42	99,65
2	10,5	0,0807	4,4605	2,2545	4,03	223,03	112,72

Tabelle 4.11: Kennwerte der detektierten Massenkonzentration

Vulkanascheschicht		Intervallanteile der Massenkonzentration in %									
Massenk. in mg m^{-3}	Höhe in km	10 %	20 %	30 %	40 %	50 %	60 %	70 %	80 %	90 %	100 %
0,2	1,5	54,56	24,12	14,70	4,08	1,38	0,63	0,32	0,15	0,04	0,01
0,2	2,5	57,90	24,43	12,54	3,39	1,05	0,37	0,18	0,10	0,03	0,01
0,2	3,5	58,15	25,16	11,77	3,40	1,00	0,29	0,13	0,07	0,02	0,01
0,2	4,5	51,28	26,11	14,72	5,00	1,71	0,65	0,33	0,16	0,05	0,01
0,2	5,5	56,35	28,39	9,81	3,60	1,16	0,39	0,17	0,09	0,03	0,00
0,2	6,5	42,88	27,07	15,73	8,04	3,17	1,76	0,88	0,35	0,11	0,02
0,2	7,5	43,02	27,34	15,82	7,86	3,12	1,65	0,79	0,30	0,09	0,01
0,2	8,5	42,52	27,34	16,07	8,08	3,17	1,62	0,79	0,30	0,09	0,01
0,2	9,5	41,73	27,27	16,17	8,56	3,33	1,67	0,83	0,32	0,11	0,01
0,2	10,5	41,38	27,16	16,23	8,79	3,43	1,72	0,82	0,34	0,11	0,02
2	1,5	31,29	22,89	16,13	12,48	8,24	5,36	2,69	0,77	0,14	0,02
2	2,5	32,59	24,03	16,79	12,03	7,79	4,07	1,87	0,63	0,16	0,02
2	3,5	38,30	24,04	15,16	9,16	5,04	3,01	3,26	1,81	0,23	0,00
2	4,5	34,09	28,05	14,62	7,24	4,35	3,47	5,02	2,92	0,24	0,00
2	5,5	25,08	21,13	19,74	16,54	6,12	3,41	3,28	3,83	0,85	0,02
2	6,5	5,17	19,24	24,40	21,18	17,95	7,85	3,66	0,46	0,08	0,00
2	7,5	0,35	2,42	11,69	22,68	23,18	21,96	12,69	4,23	0,78	0,02
2	8,5	0,02	0,59	4,27	19,27	26,46	25,91	16,21	5,95	1,27	0,05
2	9,5	0,00	0,31	2,75	16,79	27,31	28,37	17,07	6,26	1,08	0,04
2	10,5	0,00	0,26	3,18	19,22	29,53	28,55	14,33	4,34	0,56	0,02

Tabelle 4.12: Intervallanteile der detektierten Massenkonzentration

angegeben. Ergänzende Informationen liefert Tabelle 4.13 durch Auflistung der zugeordneten Quantile.

Bewölkung hat entscheidenden Einfluß auf die durchgeführte Detektion von Vulkanasche. Eine Unterteilung aller Simulationen nach auftretender Bewölkung ermöglicht die Separation der Effekte verschiedener Wolkenarten und die anschließende Beurteilung der zugehörigen Detektionssicherheit. Verschiedene Wolkenarten sind vorhanden, da nicht alle Bildpunkte mit Cirrusbewölkung durch die Filterstufe des Detektionsalgorithmus blockiert werden, siehe Abschnitt 3.3.2 auf Seite 86.

Hierfür wird jeder Bildpunkt zu jedem Zeitpunkt entsprechend seiner Bewölkung klassifiziert. Die Bewölkung eines Bildpunktes wird durch die Werte von insgesamt sechs Statusvariablen wiedergegeben, von denen jede einer Wolkenart und einem Höhenbereich zugeordnet ist. Betrachtet werden sowohl die Wolkenarten Wasser- und Eiswolken als auch drei Höhenbereiche, welche die Werte unter, zwischen und über den zwei Grenzen bei 2,67173 km und 5,35077 km enthalten. Da sich die Wahl der beiden Höhenwerte nach der Schichtstruktur der ECMWF-Daten richtet, fallen die Grenzen der Höhenbereiche exakt mit Schichtgrenzen zusammen, so daß jeder Höhenbereich eine Gruppe von vertikalen Schichten darstellt. Um eine Statusvariable zu setzen, ist für die zugeordnete Wolkenart innerhalb des zugeordneten Höhenbereiches ein Gesamtwassergehalt größer als 1 g m^{-2} notwendig. Der gewählte Wert ist klein gegenüber realistischen Werten für bewölkte Bereiche, aber größer als der Wassergehalt praktisch wolkenfreier und damit zu vernachlässigender Höhenbereiche. Zur Bestimmung des Gesamtwassergehaltes werden die Werte für den Wassergehalt (Einheit: g m^{-3}) der einzelnen Schichten des Höhenbereiches mit der jeweiligen Schichtdicke multipliziert und anschließend summiert. Durch die Anwendung eines Schwellwertes für den Gesamtwassergehalt erfolgt eine Erkennung von Bewölkung in einem Höhenbereich nur dann, wenn sich dichte Wolken darin befinden, welche merklichen Einfluß auf die simulierten Meßwerte des Satelliteninstrumentes nehmen können. Ohne die Entscheidung mittels Schwellwert würden alle nicht ausgefilterten Bildpunkte als komplett, das heißt über alle Höhenbereiche, bewölkt gelten, da jeder Schicht vom Atmosphärenmodell ein Wert größer null zugewiesen wird.

Alle Bildpunkte mit dem gleichen Bewölkungsstatus, also gleichen Werten der Statusvariablen, werden jeweils einer Klasse zugeordnet, alle ausgefilterten Bildpunkte stellen eine zusätzliche Klasse dar. Es existieren somit 37 mögliche Klassen.

In den Tabellen 4.14 bis 4.19 sind die Ergebnisse einer Auswertung mittels Klassifizierung dargestellt. Jede Zeile gibt Informationen zu einer Kombination der Werte für die Parameter

Vulkanascheschicht		Quantile der Massenk. in mg m^{-3}									
Massenk. in mg m^{-3}	Höhe in km	0,01	0,05	0,1	0,25	0,5	0,75	0,9	0,95	0,99	
0,2	1,5	0,0019	0,0097	0,0199	0,0521	0,1288	0,2769	0,4004	0,4945	0,7868	
0,2	2,5	0,0019	0,0092	0,0185	0,0488	0,1175	0,2549	0,3746	0,4610	0,6967	
0,2	3,5	0,0019	0,0092	0,0187	0,0485	0,1115	0,2284	0,3384	0,4199	0,6137	
0,2	4,5	0,0020	0,0100	0,0203	0,0526	0,1176	0,2285	0,3399	0,4169	0,6340	
0,2	5,5	0,0018	0,0091	0,0184	0,0485	0,1090	0,2028	0,3070	0,3966	0,5917	
0,2	6,5	0,0017	0,0085	0,0172	0,0450	0,0987	0,1864	0,2798	0,3550	0,5184	
0,2	7,5	0,0019	0,0091	0,0185	0,0484	0,1061	0,1991	0,2973	0,3746	0,5457	
0,2	8,5	0,0019	0,0095	0,0192	0,0509	0,1123	0,2105	0,3128	0,3922	0,5710	
0,2	9,5	0,0019	0,0097	0,0197	0,0528	0,1179	0,2201	0,3255	0,4069	0,5895	
0,2	10,5	0,0020	0,0098	0,0200	0,0540	0,1221	0,2285	0,3369	0,4199	0,6080	
2	1,5	0,0064	0,0316	0,0638	0,1656	0,3767	0,7050	1,0221	1,1985	1,4664	
2	2,5	0,0058	0,0289	0,0589	0,1566	0,3527	0,6536	0,9493	1,1193	1,4398	
2	3,5	0,0040	0,0208	0,0434	0,1263	0,3078	0,6034	0,9940	1,3171	1,5959	
2	4,5	0,0076	0,0367	0,0736	0,1941	0,3956	0,7593	1,4580	1,7806	2,0141	
2	5,5	0,0135	0,0629	0,1209	0,3009	0,6636	1,0421	1,6165	2,0915	2,3995	
2	6,5	0,1191	0,3165	0,4364	0,6510	0,9844	1,3591	1,6773	1,8905	2,1678	
2	7,5	0,4531	0,7053	0,8343	1,0571	1,3842	1,7209	1,9674	2,1297	2,4055	
2	8,5	0,7584	1,0203	1,1448	1,3625	1,6801	2,0003	2,2799	2,4481	2,7333	
2	9,5	0,9793	1,2726	1,4039	1,6366	1,9827	2,3171	2,6204	2,8050	3,1058	
2	10,5	1,1566	1,4708	1,6148	1,8682	2,2393	2,6034	2,9408	3,1425	3,4904	

Tabelle 4.13: Quantile der detektierten Massenkonzentration

Höhe in km	Bildpunkt- anzahl	Anteil in %	Bewölkung						Abweichung in mg m^{-3}
			Wasser			Eis			
1,5	1809697	84,07	—	—	—	—	—	—	—
1,5	42133	1,96	□	□	□	□	□	□	-0,1235
1,5	131530	6,11	▨	□	□	□	□	□	-0,0088
1,5	28527	1,33	▨	▨	□	□	□	□	0,0431
1,5	26991	1,25	▨	□	□	▨	□	□	-0,0526
1,5	37075	1,72	▨	▨	□	□	▨	□	0,0468
1,5	30579	1,42	▨	▨	□	▨	▨	□	0,0077
2,5	1818681	84,49	—	—	—	—	—	—	—
2,5	49359	2,29	□	□	□	□	□	□	-0,1266
2,5	124112	5,77	▨	□	□	□	□	□	-0,0369
2,5	28371	1,32	▨	▨	□	□	□	□	0,0412
2,5	21682	1,01	▨	□	□	▨	□	□	-0,0606
2,5	37236	1,73	▨	▨	□	□	▨	□	0,0475
2,5	30464	1,42	▨	▨	□	▨	▨	□	0,0078
3,5	1800780	83,66	—	—	—	—	—	—	—
3,5	57850	2,69	□	□	□	□	□	□	-0,1291
3,5	139613	6,49	▨	□	□	□	□	□	-0,0416
3,5	26189	1,22	▨	▨	□	□	□	□	0,0141
3,5	22850	1,06	▨	□	□	▨	□	□	-0,0924
3,5	36022	1,67	▨	▨	□	□	▨	□	0,0354
3,5	27256	1,27	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0173

Tabelle 4.14: Abweichungen der detektierten Massenkonzentration für eine Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, variierender Höhe von 1,5 km bis 3,5 km und einer Dicke von 1 km, in Abhängigkeit von der Bewölkung in den drei Höhenbereichen unter 2,67 km (Spalte 4 und 7), 2,67 km bis 5,35 km (Spalte 5 und 8) und über 5,35 km (Spalte 6 und 9)

Höhe in km	Bildpunkt- anzahl	Anteil in %	Bewölkung						Abweichung in mg m^{-3}
			Wasser			Eis			
4,5	1760767	81,80	—	—	—	—	—	—	—
4,5	67641	3,14	□	□	□	□	□	□	-0,1277
4,5	161626	7,51	▨	□	□	□	□	□	-0,0185
4,5	26301	1,22	▨	▨	□	□	□	□	0,0089
4,5	31089	1,44	▨	□	□	▨	□	□	-0,0817
4,5	33637	1,56	▨	▨	□	□	▨	□	0,0078
4,5	26231	1,22	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0333
5,5	1711419	79,51	—	—	—	—	—	—	—
5,5	78580	3,65	□	□	□	□	□	□	-0,1325
5,5	180989	8,41	▨	□	□	□	□	□	-0,0312
5,5	28137	1,31	▨	▨	□	□	□	□	0,0074
5,5	39357	1,83	▨	□	□	▨	□	□	-0,0961
5,5	34253	1,59	▨	▨	□	□	▨	□	-0,0095
5,5	28978	1,35	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0699
6,5	1663195	77,27	—	—	—	—	—	—	—
6,5	89380	4,15	□	□	□	□	□	□	-0,1300
6,5	197413	9,17	▨	□	□	□	□	□	-0,0624
6,5	29758	1,38	▨	▨	□	□	□	□	0,0243
6,5	47447	2,20	▨	□	□	▨	□	□	-0,1033
6,5	36608	1,70	▨	▨	□	□	▨	□	0,0043
6,5	32416	1,51	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0594

Tabelle 4.15: Abweichungen der detektierten Massenkonzentration für eine Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, variierender Höhe von 4,5 km bis 6,5 km und einer Dicke von 1 km, in Abhängigkeit von der Bewölkung in den drei Höhenbereichen unter 2,67 km (Spalte 4 und 7), 2,67 km bis 5,35 km (Spalte 5 und 8) und über 5,35 km (Spalte 6 und 9)

Höhe in km	Bildpunkt- anzahl	Anteil in %	Bewölkung						Abweichung in mg m^{-3}
			Wasser			Eis			
7,5	1621813	75,35	—	—	—	—	—	—	—
7,5	100295	4,66	□	□	□	□	□	□	-0,1282
7,5	209972	9,75	▨	□	□	□	□	□	-0,0512
7,5	31040	1,44	▨	▨	□	□	□	□	0,0402
7,5	55124	2,56	▨	□	□	▨	□	□	-0,0943
7,5	38396	1,78	▨	▨	□	□	▨	□	0,0213
7,5	35291	1,64	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0473
8,5	1588062	73,78	—	—	—	—	—	—	—
8,5	109933	5,11	□	□	□	□	□	□	-0,1273
8,5	219952	10,22	▨	□	□	□	□	□	-0,0412
8,5	32083	1,49	▨	▨	□	□	□	□	0,0542
8,5	61790	2,87	▨	□	□	▨	□	□	-0,0862
8,5	39740	1,85	▨	▨	□	□	▨	□	0,0353
8,5	37548	1,74	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0371
9,5	1561171	72,53	—	—	—	—	—	—	—
9,5	119270	5,54	□	□	□	□	□	□	-0,1270
9,5	227085	10,55	▨	□	□	□	□	□	-0,0323
9,5	32694	1,52	▨	▨	□	□	□	□	0,0668
9,5	67314	3,13	▨	□	□	▨	□	□	-0,0787
9,5	40426	1,88	▨	▨	□	□	▨	□	0,0484
9,5	39340	1,83	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0279
10,5	1540061	71,55	—	—	—	—	—	—	—
10,5	127092	5,90	□	□	□	□	□	□	-0,1273
10,5	232601	10,81	▨	□	□	□	□	□	-0,0245
10,5	33225	1,54	▨	▨	□	□	□	□	0,0769
10,5	71681	3,33	▨	□	□	▨	□	□	-0,0720
10,5	40685	1,89	▨	▨	□	□	▨	□	0,0594
10,5	40656	1,89	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,0200

Tabelle 4.16: Abweichungen der detektierten Massenkonzentration für eine Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, variierender Höhe von 7,5 km bis 10,5 km und einer Dicke von 1 km, in Abhängigkeit von der Bewölkung in den drei Höhenbereichen unter 2,67 km (Spalte 4 und 7), 2,67 km bis 5,35 km (Spalte 5 und 8) und über 5,35 km (Spalte 6 und 9)

Höhe in km	Bildpunkt- anzahl	Anteil in %	Bewölkung						Abweichung in mg m^{-3}
			Wasser			Eis			
1,5	1783201	82,84	—	—	—	—	—	—	—
1,5	70076	3,26	□	□	□	□	□	□	-1,6370
1,5	120983	5,62	▨	□	□	□	□	□	-1,4465
1,5	33518	1,56	▨	▨	□	□	□	□	-1,3971
1,5	41482	1,93	▨	▨	□	□	▨	□	-1,4626
1,5	31868	1,48	▨	▨	□	▨	▨	□	-1,6202
2,5	1870651	86,91	—	—	—	—	—	—	—
2,5	85865	3,99	□	□	□	□	□	□	-1,6146
2,5	41106	1,91	▨	□	□	□	□	□	-1,5924
2,5	32268	1,50	▨	▨	□	□	□	□	-1,4186
2,5	43343	2,01	▨	▨	□	□	▨	□	-1,4605
2,5	31541	1,47	▨	▨	□	▨	▨	□	-1,6156
3,5	1887569	87,69	—	—	—	—	—	—	—
3,5	146440	6,80	□	□	□	□	□	□	-1,5151
3,5	38165	1,77	▨	□	□	□	□	□	-1,7884
3,5	30506	1,42	▨	▨	□	□	▨	□	-1,5395
4,5	1639416	76,16	—	—	—	—	—	—	—
4,5	263441	12,24	□	□	□	□	□	□	-1,2133
4,5	178361	8,29	▨	□	□	□	□	□	-1,6652
5,5	1238603	57,54	—	—	—	—	—	—	—
5,5	525803	24,43	□	□	□	□	□	□	-1,1547
5,5	220927	10,26	▨	□	□	□	□	□	-1,2444
5,5	74803	3,48	▨	□	□	▨	□	□	-1,5906

Tabelle 4.17: Abweichungen der detektierten Massenkonzentration für eine Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} , variierender Höhe von 1,5 km bis 5,5 km und einer Dicke von 1 km, in Abhängigkeit von der Bewölkung in den drei Höhenbereichen unter 2,67 km (Spalte 4 und 7), 2,67 km bis 5,35 km (Spalte 5 und 8) und über 5,35 km (Spalte 6 und 9)

Höhe in km	Bildpunkt- anzahl	Anteil in %	Bewölkung						Abweichung in mg m^{-3}
			Wasser			Eis			
6,5	1035892	48,12	—	—	—	—	—	—	—
6,5	646266	30,02	□	□	□	□	□	□	-0,9495
6,5	253099	11,76	▨	□	□	□	□	□	-0,8657
6,5	93538	4,35	▨	□	□	▨	□	□	-1,2208
6,5	24729	1,15	▨	▨	□	▨	▨	□	-1,5872
6,5	26214	1,22	□	□	□	□	□	▨	-0,5545
7,5	918162	42,66	—	—	—	—	—	—	—
7,5	664266	30,86	□	□	□	□	□	□	-0,5904
7,5	311721	14,48	▨	□	□	□	□	□	-0,4831
7,5	104032	4,83	▨	□	□	▨	□	□	-0,7490
7,5	28662	1,33	▨	▨	□	▨	▨	□	-1,2328
7,5	33345	1,55	□	□	□	□	□	▨	-0,3433
8,5	817947	38,00	—	—	—	—	—	—	—
8,5	674195	31,32	□	□	□	□	□	□	-0,2857
8,5	340521	15,82	▨	□	□	□	□	□	-0,2135
8,5	25095	1,17	▨	▨	□	□	□	□	-0,4255
8,5	107763	5,01	▨	□	□	▨	□	□	-0,3205
8,5	22702	1,05	▨	□	□	▨	▨	□	-0,8094
8,5	41206	1,91	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,8138
8,5	37954	1,76	□	□	□	□	□	▨	-0,1225
8,5	22433	1,04	▨	□	□	□	□	▨	-0,2698

Tabelle 4.18: Abweichungen der detektierten Massenkonzentration für eine Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} , variierender Höhe von 6,5 km bis 8,5 km und einer Dicke von 1 km, in Abhängigkeit von der Bewölkung in den drei Höhenbereichen unter 2,67 km (Spalte 4 und 7), 2,67 km bis 5,35 km (Spalte 5 und 8) und über 5,35 km (Spalte 6 und 9)

Höhe in km	Bildpunkt- anzahl	Anteil in %	Bewölkung						Abweichung in mg m^{-3}
			Wasser			Eis			
9,5	740730	34,41	—	—	—	—	—	—	—
9,5	679951	31,59	□	□	□	□	□	□	0,0066
9,5	352398	16,37	▨	□	□	□	□	□	0,1079
9,5	32798	1,52	▨	▨	□	□	□	□	-0,1192
9,5	108907	5,06	▨	□	□	▨	□	□	0,0680
9,5	26976	1,25	▨	▨	□	□	▨	□	-0,2234
9,5	25807	1,20	▨	□	□	▨	▨	□	-0,4249
9,5	55878	2,60	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,4679
9,5	40858	1,90	□	□	□	□	□	▨	0,0869
9,5	26709	1,24	▨	□	□	□	□	▨	0,0373
10,5	679645	31,57	—	—	—	—	—	—	—
10,5	683587	31,76	□	□	□	□	□	□	0,2589
10,5	358263	16,64	▨	□	□	□	□	□	0,3926
10,5	38480	1,79	▨	▨	□	□	□	□	0,1402
10,5	109330	5,08	▨	□	□	▨	□	□	0,4071
10,5	37264	1,73	▨	▨	□	□	▨	□	0,0350
10,5	27536	1,28	▨	□	□	▨	▨	□	-0,0925
10,5	68475	3,18	▨	▨	□	▨	▨	□	-0,1614
10,5	42892	1,99	□	□	□	□	□	▨	0,2718
10,5	29914	1,39	▨	□	□	□	□	▨	0,3135

Tabelle 4.19: Abweichungen der detektierten Massenkonzentration für eine Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} , variierender Höhe von 9,5 km bis 10,5 km und einer Dicke von 1 km, in Abhängigkeit von der Bewölkung in den drei Höhenbereichen unter 2,67 km (Spalte 4 und 7), 2,67 km bis 5,35 km (Spalte 5 und 8) und über 5,35 km (Spalte 6 und 9)

der simulierten Vulkanascheschicht und einer Klasse wieder. Als erster Wert einer Zeile ist stets die Höhe der simulierten Vulkanascheschicht angegeben. Spalte zwei liefert die Anzahl der Bildpunkte, welche in der betrachteten Klasse zusammengefaßt werden, gefolgt von dem prozentualen Anteil an der Gesamtzahl von Bildpunkten für die aktuellen Massenkonzentration und Höhe der Vulkanascheschicht. Aufgrund geringer statistischer Relevanz wurden Zeilen, für die der Anteil kleiner als 1 % ist, ausgelassen. Die folgenden sechs Spalten geben die Werte der Statusvariablen für die entsprechende Klasse in Form einer Reihe von sechs Symbolen an: Weiße Quadrate kennzeichnen wolkenfreie Höhenbereiche, schraffierte Quadrate bewölkte. Ersetzen Auslassungsstriche die Quadrate, handelt es sich um die Klasse ausgefilterter Bildpunkte. An die Werte von drei Statusvariablen für Wasserwolken reihen sich die Werte von drei Statusvariablen für Eiswolken. Für jede der beiden Wolkenarten kennzeichnen die drei aufeinanderfolgenden Angaben von links nach rechts den Status der Bewölkung im untereren, mittleren und oberen Höhenbereich. Eine Zeile, in welcher das erste, zweite und fünfte Quadrat schraffiert sind, enthält zum Beispiel im unteren Höhenbereich ausschließlich Wasserwolken und im mittleren zusätzlich Eiswolken. Die letzte Spalte beinhaltet die Abweichung der detektierten Massenkonzentration vom Referenzwert, gemittelt über alle Bildpunkte der Klasse; als Referenzwert dient die Massenkonzentration der simulierten Vulkanascheschicht. Fehlt der Wert an dieser Stelle, handelt es sich um die Klasse ausgefilterter Bildpunkte, für die nur die Bildpunktzahl und der zugehörige Anteil in Abhängigkeit von Massenkonzentration und Höhe verfügbar sind.

Werden die Anteile für eine simulierte Vulkanascheschicht mit einer Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ mit denen für eine Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} verglichen, fallen sofort die deutlich reduzierten Anteilswerte auf. Daraus läßt sich schließen, daß die Massenkonzentration der Vulkanascheschicht direkten Einfluß auf die Filterung nimmt, indem Bildpunkte simulierter Satellitenbilder mit hoher Massenkonzentration eine deutlich geringere Wahrscheinlichkeit besitzen, durch die Filterstufe aussortiert zu werden als Bildpunkte mit niedriger Massenkonzentration.

Bei Betrachtung der Anteilswerte in Tabelle 4.10 läßt sich eine Höhenabhängigkeit ausmachen: Die vertikale Position der Vulkanascheschicht beeinflußt die Erkennung von Cirrusbewölkung durch die Filterstufe. Allgemein passieren mit zunehmender Höhe der Vulkanascheschicht mehr Bildpunkte die Filterstufe. Für die niedrigsten Höhenwerte sind jedoch Abweichungen von dieser Regel zu beobachten. So ergibt sich das Minimum der Anzahl analysierter Bildpunkte nicht für den niedrigsten Höhenwert der Vulkanascheschicht von 1,5 km, sondern für eine von der Massenkonzentration abhängige Höhe von 2,5 km oder 3,5 km; auch sind die Unterschiede zwischen dem Anteil der niedrigsten Schicht und dem Minimum aller Anteile für eine Massenkonzentration

von 2 mg m^{-3} größer. Durch die vorangegangenen Beobachtungen wird die Aussage bestätigt, daß sich die spektralen Signaturen von Eiswolken und Vulkanasche kompensieren können. Des weiteren zeigen die vorliegenden Daten, daß sich der Einfluß der Vulkanasche mit zunehmender Höhe verstärkt.

Für eine Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ bleibt das Minimum der detektierten Werte für alle angegebenen Höhen der simulierten Vulkanascheschicht im Rahmen der angegebenen Genauigkeit bei verschwindender Massenkonzentration konstant, siehe Tabelle 4.11 auf Seite 146. Bei einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} steigt das Minimum ab einer Höhe von 7,5 km stark an und erreicht mit einem Wert von $0,0807 \text{ mg m}^{-3}$ circa 4 % des Referenzwertes. Demgegenüber verläuft die Änderung des Maximums in beiden Fällen anders. Bei der niedrigen vorgegebenen Massenkonzentration sinkt es tendenziell ab, um ab einer Höhe von 4,5 km wieder anzusteigen, ohne jedoch den Anfangswert zu erreichen. Es bewegt sich dabei etwa im Wertebereich des Fünf- bis Siebenfachen in Bezug auf die Vorgabe. Im Falle von 2 mg m^{-3} setzt die Zunahme schon ab dem zweiten Höhenwert von 2,5 km ein, um etwa die doppelte Größe der vorgegebenen Massenkonzentration bei großen Höhen zu erreichen. Hier entspricht der Anfangswert etwa der Vorgabe, der Endwert liegt beim Doppelten jener.

Für die detektierte Massenkonzentration ist die Höhenabhängigkeit komplexer und hängt ebenfalls vom Referenzwert ab, der vorgegebenen Massenkonzentration der simulierten Vulkanascheschicht. Für $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ läßt sich im Verlauf des Mittelwertes bei ansteigender Höhe ebenfalls ein tendenzielles Absinken bis 6,5 km mit folgendem Ansteigen erkennen, wobei der Anfangswert größer als der Endwert ist und ungefähr dem Referenzwert entspricht. Die Resultate der Detektion liegen mit 91,37 % am nächsten am Referenzwert, wenn die Vulkanascheschicht die niedrigste Höhenstufe von 1,5 km einnimmt. Mit zunehmender Höhe entfernt sich der Mittelwert vom Referenzwert und nähert sich diesen in großen Höhen, wenn sich die Vulkanasche über einer Höhe von etwa 8 km befindet, wieder auf ungefähr 80 % an. Eine Ausnahme bildet der Übergang von 3,5 km zu 4,5 km. Beträgt der Referenzwert 2 mg m^{-3} , kehrt sich der anfängliche Abfall der Detektionssicherheit mit der Höhe schon bei einer Höhengrenze von 4 km um. Danach erfolgt ein Anstieg bis auf $2,2545 \text{ mg m}^{-3}$, was 112,72 % der vorgegebenen Massenkonzentration ausmacht. Nur wenn sich die Vulkanasche im Höhenbereich von 10 km bis 11 km befindet, sorgt die Tendenz des Anstiegs für eine Überschätzung der tatsächlich vorhandenen Massenkonzentration und damit zu einer erneuten Abnahme der Detektionssicherheit. Allgemein ist zu erkennen, daß mit steigender Höhe die Unterschätzung der Massenkonzentration der in der Atmosphäre vorhandenen Vulkanasche abnimmt und bei Höhen über 9 km teilweise in eine Überschätzung umschlägt.

In den Daten der Tabellen 4.12 auf Seite 147 und 4.13 auf Seite 149 spiegelt sich die Verteilung der Werte der detektierten Massenkonzentration wieder. Deren Verteilung ist bei niedrigerer Massenkonzentration als auch bei hoher Massenkonzentration und gleichzeitig geringen bis mittleren Höhen der Vulkanascheschicht stark asymmetrisch, wie aus den Tabellen 4.12 und 4.13 zu entnehmen ist. Befindet sich die Vulkanasche über einer Höhe von 6 km, nimmt der Grad an Symmetrie zu. Dann kommen die meisten Werte der detektierten Massenkonzentration nicht mehr im Intervall von 0 % bis 10 % zu liegen, das Maximum verschiebt sich hin zur Mitte des gesamten Wertebereiches.

Im Folgenden wird die Abweichung der detektierten Massenkonzentration für alle Fälle untersucht, für welche nach der oben beschriebenen Klassifizierung keine Bewölkung vorhanden ist. Tabelle 4.14 auf Seite 150 liefert zusammen mit Tabelle 4.15 auf Seite 151 und Tabelle 4.16 auf Seite 152 die Ergebnisse für eine simulierte Massenkonzentration der Vulkanascheschicht von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$. Je nach Höhe beträgt der Anteil der so klassifizierten Bildpunkte 1,96 % bis 5,90 % aller simulierten Bildpunkte der Satellitenbilder. Die Abweichung der detektierten von der simulierten Massenkonzentration beträgt, unabhängig von der Höhe, im Mittel $-0,1279 \text{ mg m}^{-3}$, was einer Unterschätzung mit knapp 64 % des Referenzwertes entspricht. Eine deutliche Höhenabhängigkeit ist nicht auszumachen. Ergebnisse für eine vorgegebene Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} sind in Tabelle 4.17 auf Seite 153, Tabelle 4.18 auf Seite 154 und Tabelle 4.19 auf Seite 155 zusammengestellt. Hier liegt der Mittelwert mit $-0,9226 \text{ mg m}^{-3}$ für alle Höhen bei etwa 46 % des Sollwertes. Daraus ergibt sich ebenfalls eine Unterschätzung, nicht jedoch für Höhen über 9 km. Im Vergleich zu Fällen mit Bewölkung zeigen sich für eine Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ deutlich größere mittlere Abweichungen. Unter solchen Bedingungen kann der Emissionsgrad der Erdoberfläche die Helligkeitstemperaturdifferenzen bestimmter Kanäle in einer Weise beeinflussen, welche die Detektion von Vulkanasche erschwert; A. J. Prata und Grant (2001b) und A. J. Prata und A. T. Prata (2012) beschreiben dies für die Helligkeitstemperaturdifferenz bei Wellenlängen von $11 \mu\text{m}$ und $12 \mu\text{m}$. Auch in den Trainingsdaten sind solche Auswirkungen enthalten und können in der Trainingsphase durch das neuronale Netz erkannt und gelernt werden. Trifft das zu, mag die Genauigkeit der Bestimmung von Massenkonzentrationen in Fällen ohne Wolken beeinträchtigt sein.

Wasserwolken beeinflussen die Abweichung der detektierten Massenkonzentration abhängig von ihrer vertikalen Lage. Sind ausschließlich Wasserwolken in der Atmosphäre zu finden, hat dies bei einer Vulkanascheschicht mit $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ Massenkonzentration einen positiven mittleren Effekt relativ zu den Ergebnissen ohne Bewölkung. Für eine Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} und Höhen über 3 km gilt dies nicht mehr; der zugehörige Anteil von analysierten Bildpunkten

steigt gleichzeitig stark an. Befindet sich Vulkanasche zusammen mit Wasserwolken im unteren Höhenbereich, filtert die erste Stufe des Detektionsalgorithmus einen Großteil der zugehörigen Bildpunkte aus. Sobald die Vulkanascheschicht darüber liegt, passieren deutlich mehr Bildpunkte die Filterstufe. Treten Wasserwolken zusätzlich im mittleren Höhenbereich auf, kann dies den Mittelwert relativ zu dem Referenzwert anheben. Das ist ab einer Höhe von 8 km aus den Daten der Tabellen 4.18 und 4.19 ersichtlich, wobei anzumerken ist, daß das statistische Gewicht bei Bildpunktanteilen zwischen 1,17 % und 1,79 % gering ausfällt.

Klassen für Eiswolken im oberen Höhenbereich mit einem Anteil größer als 1 % zeigen sich ausschließlich für eine simulierte Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} und erst ab Höhen der Vulkanasche von 6 km. Das bedeutet, Cirruswolken werden von der Filterstufe nicht als solche erkannt, wenn sie zusammen mit Vulkanasche auftreten. Voraussetzung hierfür ist eine ausreichend starker spektraler Einfluß der Vulkanasche. Damit direkt verknüpft ist die Gesamtmasse an Vulkanasche in entsprechenden Höhen der Atmosphäre. Aus genanntem Grund erreicht die Klasse mit Eiswolken im oberen Höhenbereich in den Daten für eine Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, siehe Tabellen 4.14, 4.15 und 4.16, bei keiner Höhe der Vulkanascheschicht Anteile über 1 %. Liegt jedoch eine Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} vor, ist das Signal der Vulkanascheschicht in großen Höhen stark genug, um die spektralen Charakteristika der Eiswolken zu mindern. In Folge werden die entsprechenden Bildpunkte von der zweiten Stufe des Detektionsalgorithmus auf Vulkanasche hin untersucht. Höhe und Anteil stehen in linearem Verhältnis. Befindet sich die Vulkanasche in einer Höhe zwischen 10 km und 11 km, liegt ein Anteil der Klasse für hohe Eiswolken von knapp 2 % vor. Dementsprechend steigen für Fälle mit einer dichten Vulkanascheschicht über 8 km auch die Anteile von Klassen mit Eis- und Wasserwolken über den Schwellwert von 21525 Bildpunkten, zu sehen in den Tabellen 4.18 und 4.19.

Abhängig von den angewandten Filterkriterien, erfaßt der Filter einen von diesen bestimmten Anteil der Eiswolken nicht, wie die Angaben in Tabelle 4.11 auf Seite 146 im Detail zeigt. Gleichwohl sind die Eigenschaften, welche Eiswolken aufweisen müssen, um nicht erkannt zu werden, abhängig von der Arbeitsweise der Filterstufe. Folglich werden auch Daten von Bildpunkten durch das neuronale Netz der zweiten Stufe analysiert, die zu einem bestimmten Grad den Effekt von Eiswolken wiedergeben. Durch die Anwendung der Filterstufe wird der Einfluß von Cirrusbewölkung deutlich reduziert, jedoch nicht gänzlich aufgehoben, was bei der Auswertung von Satellitendaten berücksichtigt werden muß. Angesichts der geringen Anteile und des folglich niedrigen statistischen Gewichtes ist eine Vernachlässigung des Effektes von Eiswolken gerechtfertigt.

Es zeigt sich, daß der Detektionsalgorithmus die vorgegebene Massenkonzentration für einen Wert von 2 mg m^{-3} und einen Höhenbereich von 1 km bis 6 km der Vulkanascheschicht schlecht erkennt. Als Auswahlkriterium wurde eine Abweichung von mehr als 50 % gewählt. Ergebnisse, deren Mittelwerte weniger als 25 % von der vorgegebenen Massenkonzentration der Vulkanascheschicht abweichen, werden dann erzielt, wenn die simulierte Vulkanascheschicht eine der folgenden Parameterkombinationen ausweist:

- Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, Höhenbereich: 1 km bis 5 km,
- Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, Höhenbereich: 9 km bis 11 km,
- Massenkonzentration: 2 mg m^{-3} , Höhenbereich: 8 km bis 10 km.

Damit ist gute Detektionssicherheit gewährleistet. Äußerst hohe Genauigkeit mit Abweichungen von weniger als 10 % wird für die folgenden Fälle erreicht:

- Massenkonzentration: $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, Höhenbereich: 1 km bis 2 km,
- Massenkonzentration: 2 mg m^{-3} , Höhenbereich: 9 km bis 11 km.

Letztendlich sollten sich die Beurteilungskriterien für die Leistungsfähigkeit des Detektionsalgorithmus nach der Art der operativen Anwendung richten. In der Praxis muß für den Großteil der Fläche einer dispersen Vulkanwolke in einem Satellitenbild erfolgreich Vulkanasche erkannt werden. Daraus folgt die Anforderung, daß für die Mehrheit der nicht ausgefilterten Bildpunkte, welche tatsächlich Vulkanasche enthalten, ein entsprechend hoher Wert für die Massenkonzentration ausgegeben wird. In den verwendeten Testdaten, den insgesamt 43.050.240 Bildpunkten der simulierten Satellitenbildern, entspricht der Referenzwert der Massenkonzentration für jeden Bildpunkt entweder $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ oder 2 mg m^{-3} . Von der Gesamtzahl an Datenwerten passieren 4.649.474 für die niedrige und 8.913.304 für die hohe Massenkonzentration die Filterstufe. Ein Grenzwert von $0,1 \text{ mg m}^{-3}$ wird für die Unterteilung der Bildpunkte in eine Gruppe mit detektierter Asche und eine Gruppe ohne detektierte Asche angewandt. Er entspricht nach Umrechnung in die entsprechende Massenbelegung damit der Hälfte des von A. J. Prata und A. T. Prata (2012) erwähnten ungefähren Schwellwertes $0,2 \text{ g m}^{-2}$, ab dem eine Detektion mit SEVIRI möglich ist; bei der Umrechnung geltende Voraussetzungen sind aus Abschnitt 3.3.3 auf Seite 88 bekannt. Niedrige Ausgabewerte des neuronalen Netzes, deren Ursache auch Störeinflüsse sein können, werden somit nicht als positives Detektionsergebnis gewertet und von Werten für ein starkes Signal und damit hoher Detektionssicherheit getrennt. Durch den hier beschriebenen Test können auch im operativen Einsatz schnell die Gebiete bestimmt werden, in denen sich wahrscheinlich eine genügend große Menge an Vulkanasche befindet, um den Flugverkehr aus Sicherheitsgründen dort einzustellen. Für eine Massenkonzentration von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ werden 21,60 % der Daten der vorhandenen Bildpunkte analysiert, für eine Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} sind dies

41,41 %. Die jeweiligen Anteile der Bildpunkte, deren detektierter Wert weniger als $0,1 \text{ mg m}^{-3}$ vom Sollwert abweicht, betragen entsprechend 41,56 % und 8,38 %. Wird nun die Erkennung von Bildpunkten mit Vulkanasche anhand des Grenzwertes durchgeführt, liefert der Detektionsalgorithmus für 54,57 % und 96,50 % der analysierten Bildpunkte, getrennt nach niedriger und hoher Massenkonzentration, ein positives Ergebnis.

4.4 Resultate der Vulkanaschedetektion

Ergänzend zu den zuvor gezeigten Ergebnissen der Validierung zeigt dieser Abschnitt Resultate des Algorithmus nach Auswertung realer Satellitendaten für den 17. Mai 2010 von 15.45 Uhr bis 16.32 Uhr. Die Wahl des Zeitpunktes richtet sich nach einem Ausbruch des isländischen Vulkans Eyjafjallajökull, siehe Kapitel 1 und Sigmundsson u. a. (2010), dessen Asche zum genannten Zeitpunkt über die Nordsee Richtung Festland transportiert wurde. Für den angegebenen Tag liegen Daten von Emeis u. a. (2011) vor, zusätzlich wurden zwischen dem 19. April und dem 18. Mai vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt e. V. (DLR) Messungen mit Instrumenten an Bord des Forschungsflugzeuges Falcon durchgeführt (Schumann u. a., 2011), weshalb ein Vergleich der von VADUGS gelieferten Massenkonzentration mit den vor Ort gewonnenen Daten möglich ist. Neben der Gegenüberstellung der Resultate mit simulierten Daten in Abschnitt 4.3 stellt dies einen unabhängigen Schritt der Validierung dar.

In den Abbildungen 4.27 auf Seite 162 bis 4.30 auf Seite 163 ist die mit VADUGS detektierte Massenkonzentration unter Verwendung realer Satellitendaten für den 17. Mai 2010 von 15.45 Uhr bis 16.30 Uhr, in Abständen zu je 15 Minuten, dargestellt. Die Daten werden mittels einer zweigeteilten Farbskala visualisiert: Werte der Massenkonzentration unterhalb eines Grenzwertes von $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ sind durch braune Farbtöne wiedergegeben, Werte darüber durch rote. In beiden Fällen steht eine zunehmende Farbintensität für eine ansteigende Massenkonzentration. Auf diese Weise lassen sich Gebiete mit einer Massenkonzentration über dem Grenzwert sofort ausmachen. In blauer Farbe sind für die Orientierung zusätzlich die Landesgrenzen eingezeichnet. Der Bereich, in dem keine Detektion stattfindet, ist grau schattiert und beinhaltet Bildpunkte, an deren Position die Erdoberfläche nicht sichtbar ist. Violette Linien markieren den Flugweg des Forschungsflugzeuges Falcon, mit dem die Massenkonzentration in einer Vulkanwolke gemessen wurde; für den jeweils dunkel gefärbten Abschnitt gibt ein Satellitenbild die Vulkanascheverteilung am besten wieder. Dieser Abschnitt umfaßt alle Wegpunkte und Meßwerte des Flugzeuges für ein Zeitintervall von 15 Minuten, in dessen Mitte der Zeitpunkt des Satellitenbildes liegt.

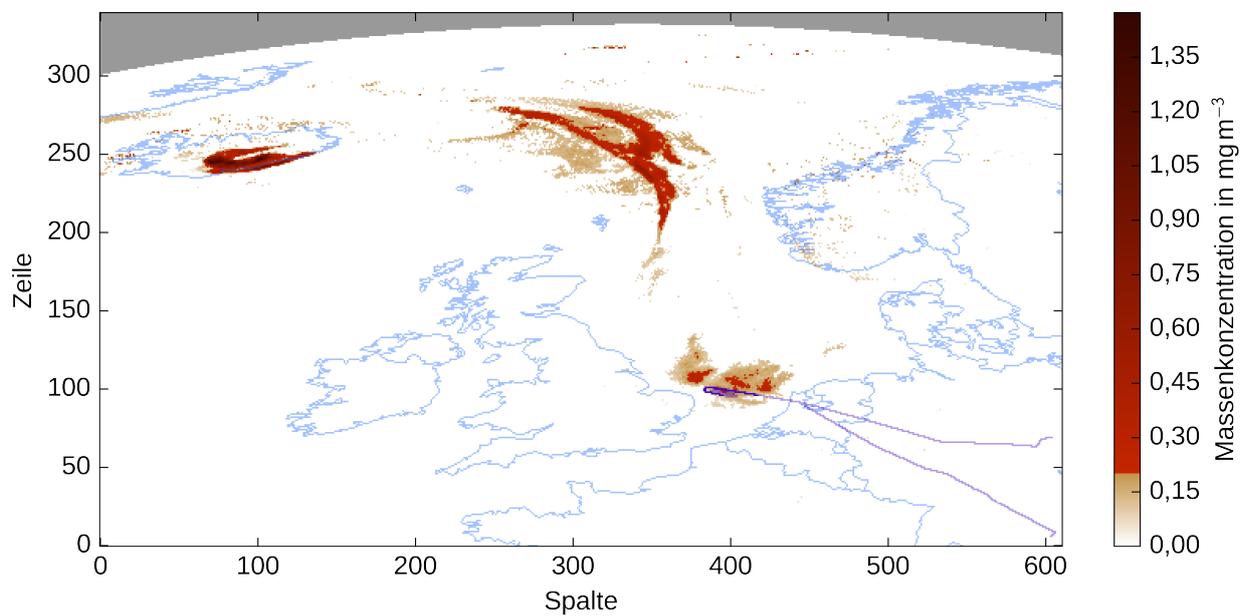


Abbildung 4.27: Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010 um 15.45 Uhr über Westeuropa

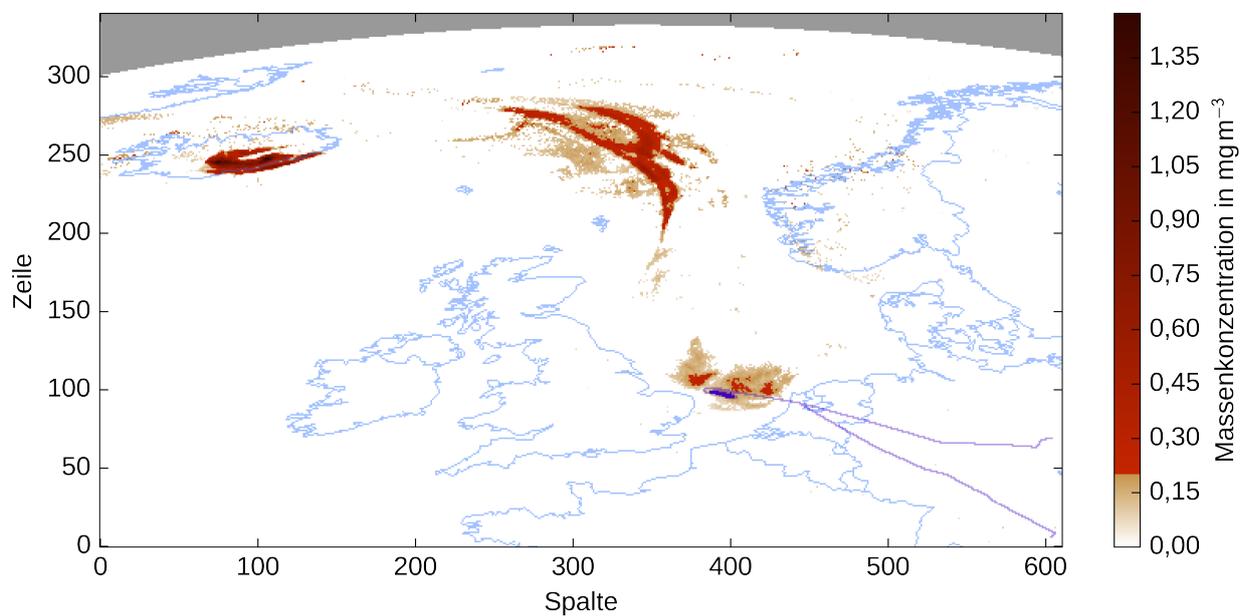


Abbildung 4.28: Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010 um 16 Uhr über Westeuropa

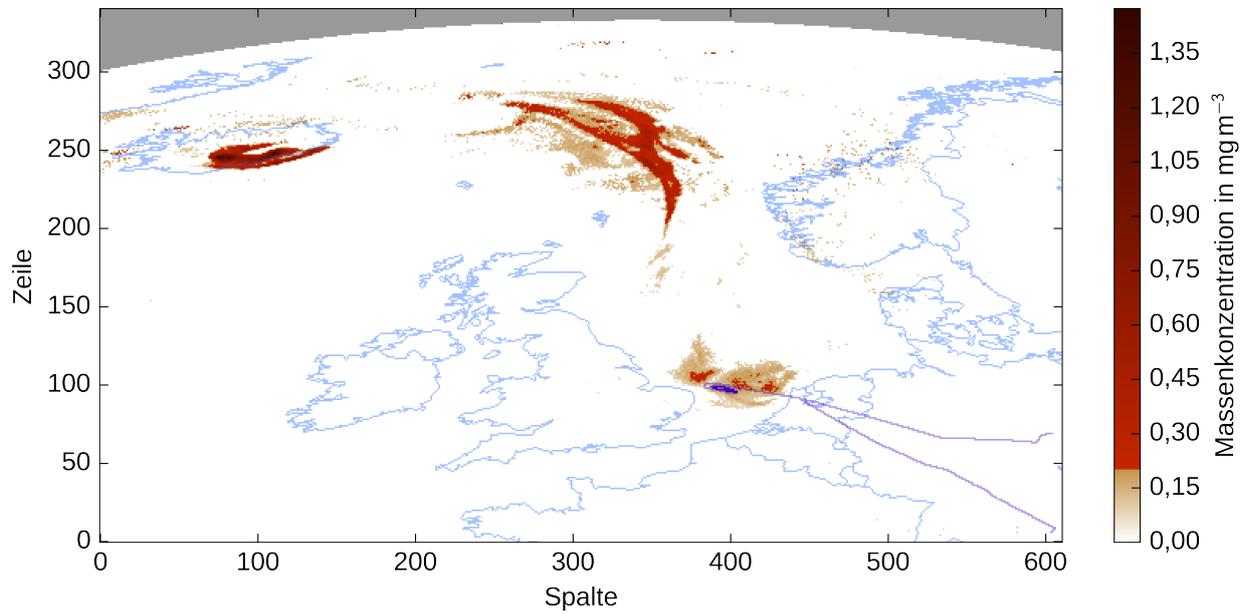


Abbildung 4.29: Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010 um 16.15 Uhr über Westeuropa

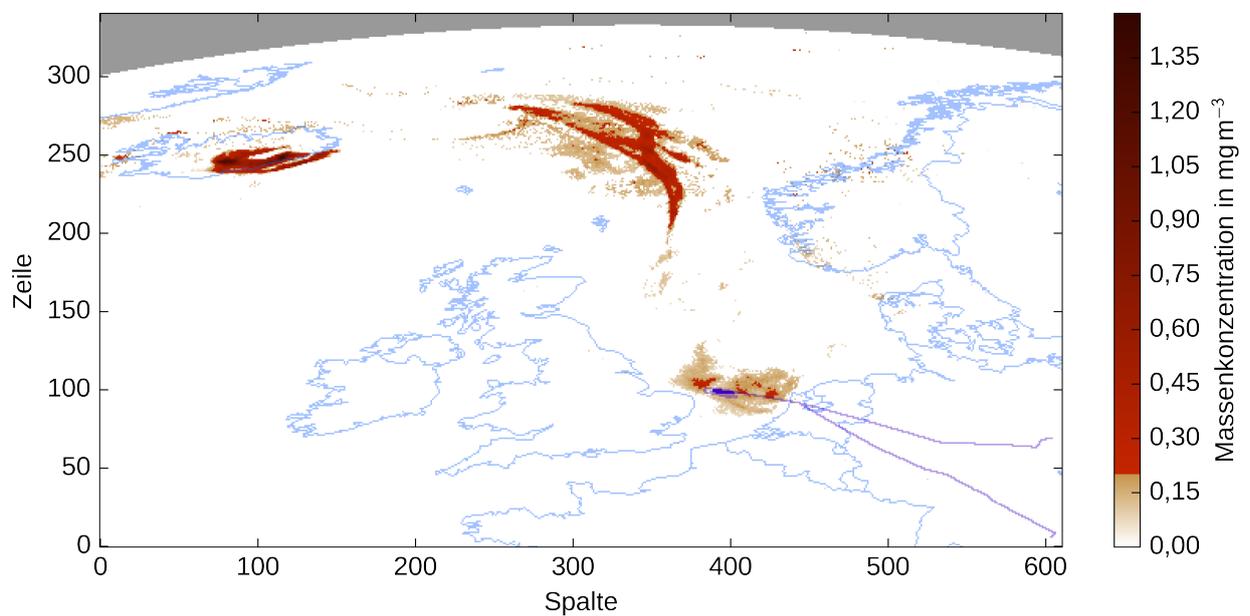


Abbildung 4.30: Detektierte Massenkonzentration für den 17. Mai 2010 um 16.30 Uhr über Westeuropa

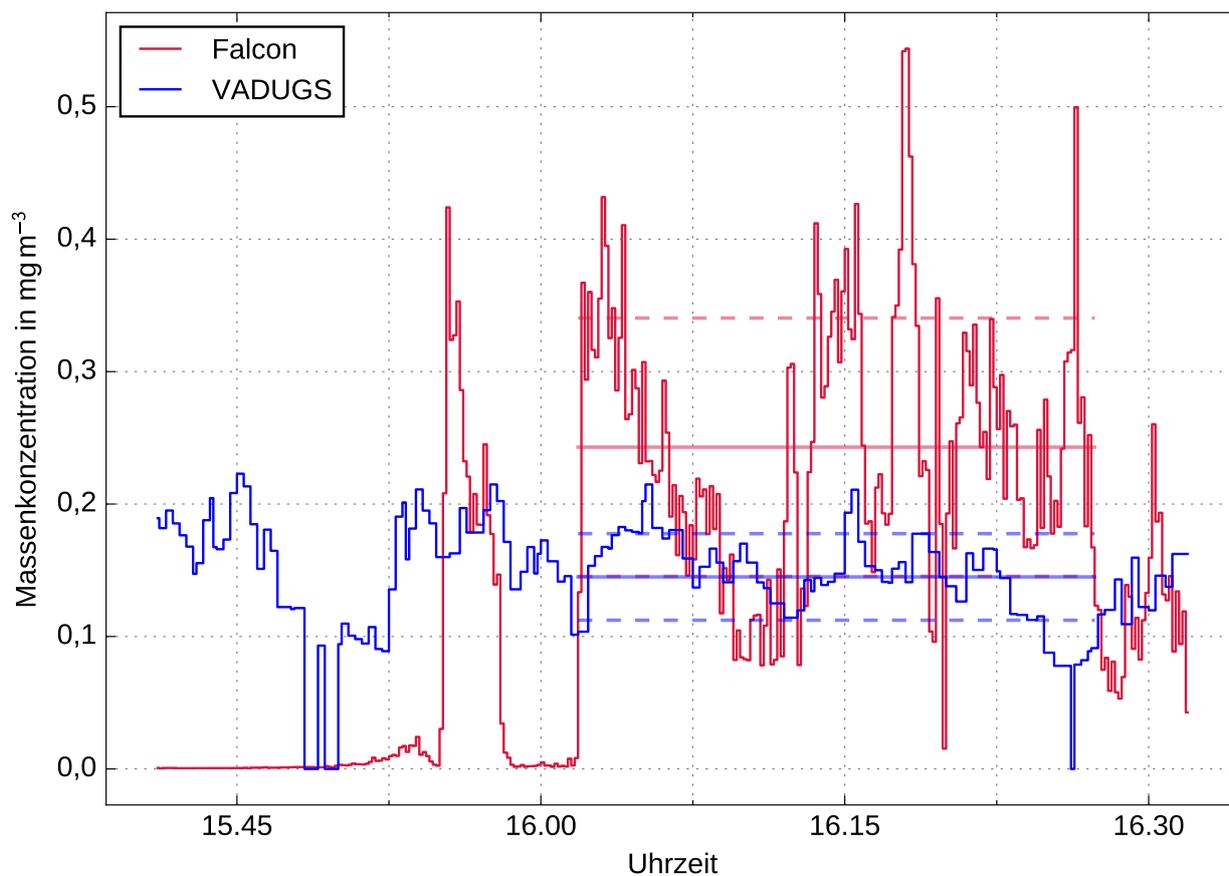


Abbildung 4.31: Vergleich der von Falcon gemessenen und mit VADUGS detektierten Massenkonzentration für den 17. Mai 2010 von 15.41 Uhr bis 16.32 Uhr

In allen vier Abbildungen ist eine Darstellung der detektierten Massenkonzentration über Island, Teilen des Nordatlantiks und Westeuropa zu sehen. Über dem Ausbruchsort auf Island läßt sich ein Bereich hoher Massenkonzentration mit zahlreichen Werten über 1 mg m^{-3} , bis hin zu $1,47 \text{ mg m}^{-3}$, erkennen. Von dort aus wird die Eruptionswolke nach Osten verweht. Östlich von Island, bis zu einem Gebiet über der Nordsee nordöstlich der Färöer-Inseln, detektiert der Algorithmus kaum Vulkanasche. Bei den Shetland-Inseln zeigt sich hingegen eine Vulkanwolke mit einer Massenkonzentration von bis zu $0,71 \text{ mg m}^{-3}$. Der Übergang von Rot zu Braun kennzeichnet die Abnahme der Massenkonzentration durch Sedimentation und Dispersion. Südlich von dieser kann ein weiterer Bereich mit einer erhöhten Massenkonzentration von bis zu $0,34 \text{ mg m}^{-3}$ ausgemacht werden. Hier verläuft der Flugweg des Forschungsflugzeuges innerhalb einer Vulkanwolke.

Am 17. Mai 2010 um 13 Uhr lokaler Zeit, wurde über Deutschland Vulkanasche in Form von Schichten beobachtet, deren Signale auch über Meßwerte von SEVIRI im sichtbaren Spektralbereich nachgewiesen werden konnten (Schumann u. a., 2011). In den Ergebnissen des Detektionsalgorithmus sind diese Vulkanascheschichten nicht auszumachen, da sie nicht vom Hintergrund zu unterscheiden sind. Im Gegensatz dazu stimmt die durch den Detektionsalgorithmus abgeleitete Massenkonzentration der Vulkanaschepartikel gut mit den Resultaten von In-situ-Messungen überein: Bei Flügen mit dem Forschungsflugzeug des DLR in einer Höhe von $5,2 \text{ km} \pm 1,6 \text{ km}$ über der Nordsee wurde am 17. Mai 2010 zwischen 15.50 Uhr und 16.57 Uhr eine Massenkonzentration von durchschnittlich $0,19 \text{ mg m}^{-3}$ und maximal $0,54 \text{ mg m}^{-3}$ gemessen (Schumann u. a., 2011). An dem gleichen Tag führte weiterhin das Forschungsflugzeug BAe-146-301 der englischen Facility for Airborne Atmospheric Measurements (FAAM) über der südlichen Nordsee Meßflüge durch. Neben der großen räumlichen Inhomogenität der dort vermessenen Vulkanwolke wurde mit Höchstwerten von $0,5 \text{ mg m}^{-3}$ bis $0,8 \text{ mg m}^{-3}$ Turnbull u. a. (2012) und vielen Meßwerten bei etwa $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ die Größenordnung der zugehörigen Massenkonzentration bestätigt. Der Detektionsalgorithmus liefert für den hier betrachteten Fall eine plausible Darstellung der Vulkanascheverteilung, wenn der Größenbereich der Massenkonzentration die Basis der Einschätzung bildet: Ein Großteil der Werte liegt im Bereich um $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, wie den Abbildungen zu entnehmen ist. Grob drei Viertel der Fläche mit Vulkanasche zwischen den Küsten Schottlands und der Niederlande weist eine Massenkonzentration unterhalb dieses Wertes auf, während der restliche Anteil Werte darüber zeigt. Im Mittel bewegt sich die detektierte Massenkonzentration daher innerhalb der Spanne der Flugzeugmessungen. Unsicherheiten bei Messungen und Detektion müssen zudem berücksichtigt werden.

Mit dem Forschungsflugzeug Falcon gesammelte Daten (H. Schlager, persönliche Mitteilung, 2015) des oben genannten Meßfluges sind in Abbildung 4.31 den Detektionsergebnissen des Algorithmus gegenübergestellt. Die blaue Kurve gibt zu jeder Zeit die von VADUGS detektierte Massenkonzentration für den Bildpunkt an, in dessen Fläche sich das Flugzeug aufgehalten hat. Damit kommen oft mehrere aufeinanderfolgende Wegpunkte innerhalb des gleichen Bildpunktes zu liegen, wodurch sich breitere Abschnitte der blauen Kurve mit horizontalem Verlauf ergeben. Zudem findet eine räumliche Mittelung statt, bedingt durch die im Vergleich zu den punktgenauen Messungen der flugzeuggetragenen Meßinstrumente grobe Auflösung der Satellitenbilder. Es können Fälle auftreten, in denen das Flugzeug einen nicht mit Vulkanasche kontaminierten Teilbereich eines Bildpunktes durchquert, während andere Teilbereiche des gleichen Bildpunktes Vulkanasche enthalten; in einer solchen Situation kann der Algorithmus bei Analyse der zugehörigen Satellitendaten Vulkanasche erkennen, während sich letztere mit Messungen des Flugzeuges nicht nachweisen läßt. Für die weitere Auswertung wurde ein Bereich ausgewählt, in dem die Flugzeugmessungen viele hohe Werte liefern. Der abrupte Anstieg der Meßwerte kurz nach 16 Uhr läßt auf ein Einfliegen in die Vulkanwolke schließen. Innerhalb dieses Bereiches ist der Mittelwert der eingeschlossenen Datenpunkte jeder Kurve als durchgezogene horizontale Linie gleicher Farbe hinterlegt, während die durchbrochenen Linien den Abstand einer Standardabweichung jeweils über und unter dem Mittelwert markieren. Für die Meßwerte des Flugzeuges beträgt der Mittelwert $0,24 \text{ mg m}^{-3}$ und die Standardabweichung $0,10 \text{ mg m}^{-3}$, für die Ausgabewerte des Detektionsalgorithmus ergibt sich ein Mittelwert von $0,14 \text{ mg m}^{-3}$ und eine Standardabweichung von $0,03 \text{ mg m}^{-3}$. Unter Berücksichtigung der Unsicherheit bei der Bestimmung der Massenkonzentration, welche für die Flugzeugmessungen mit einem Faktor von zwei angegeben werden kann (Schumann u. a., 2011), stimmen die Ergebnisse gut überein.

Kapitel 5

Diskussion

5.1 Vergleich mit etablierten Methoden

Der entwickelte Algorithmus weist mehrere bedeutende Vorteile gegenüber bisher angewandten Detektionsmethoden, angegeben in Abschnitt 2.4 auf Seite 25, auf. Je nach Art der Methode zeigen sich bestimmte Vor- und Nachteile, die im folgenden Text näher dargestellt werden.

Erstens werden die Informationen von vielen Kanälen zusammen mit der Temperatur der Erdoberfläche gleichzeitig verarbeitet, was das Verfahren durch die Redundanz spektraler Signaturen robust gegenüber Störungen macht; als informationstragend identifizierte Kanäle anderer Methoden sind eingeschlossen: Alle SEVIRI-Kanäle im Wellenlängenbereich über 5 μm , welche von A. J. Prata und Grant (2001a) als wahrscheinlich zweckmäßig für die Fernerkundung von Vulkanasche angegeben sind, werden von dem entwickelten Detektionsalgorithmus genutzt. Der gesamte für die Detektion genutzte Spektralbereich umfaßt verschiedene Charakteristika von Vulkanasche, anderen Aerosolen, wie Sand und Staub, sowie Wolken. Eine robustere Erkennung und höhere Zuverlässigkeit gegenüber Verfahren mit einer geringeren Zahl an Kanälen sind demnach zu erwarten. Es ist hervorzuheben, daß das Training des neuronalen Netzes verschiedene Zustände von Atmosphäre und Erdoberfläche einbezieht, so daß die Häufigkeit ambivalenter Signaturen reduziert wird. Solche spektrale Signaturen können gleichzeitig mehreren Ausgangssituationen mit ähnlicher Wahrscheinlichkeit zugeordnet werden und mindern die Detektionssicherheit. Verschiedene Wolkenarten können so unter bestimmten Umständen die gleiche spektrale Signatur aufweisen (Pavolonis, 2010). Vor allem im Vergleich zu Detektionsmethoden basierend auf Helligkeitstemperaturdifferenzen, siehe Ackerman und Strabala (1994), Wen und Rose (1994), Schneider u. a. (1995), Ackerman (1997), A. J. Prata (1989a), A. J. Prata und Grant (2001a) und A. J. Prata und Grant (2001b), erweist sich der erweiterte Spektralbereich als Vorteil, denn oftmals

ist die Kombination mehrerer Instrumentenkanäle notwendig, um komplexen Informationsgehalt aus Satellitendaten zu extrahieren, wie Hillger und Ellrod (2003) für die Fernerkundung von Vulkanasche mittels Daten des Satelliten Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) angeben.

Zweitens liegen sämtliche spektralen Kanäle, welche dem Algorithmus Informationen liefern, im infraroten Spektralbereich; somit ist der Einsatz auch bei Abwesenheit solarer Einstrahlung im beobachteten Gebiet gegeben. Hierdurch wird auch Detektion bei Nacht ermöglicht und komplette zeitliche Abdeckung garantiert. Die so gewährleistete Kontinuität in Überwachung und Verfolgung von Vulkanwolken liefert wichtige Informationen für den Flugverkehr als auch neue Daten für Ausbreitungssimulationen. Genauere Analysen und Vorhersagen der Ausbreitung von Vulkanaerosolen sind bei einer Weiterverarbeitung der Resultate demnach zu erwarten.

Drittens sind keine nachträglichen Korrekturen notwendig, um nachteilige Effekte des Wasserdampfes zu kompensieren, der die spektrale Signatur von Vulkanasche überlagern kann, vergleiche K. Dean u. a. (1994) und A. J. Prata und Grant (2001a). Durch das Training mit simulierten Satellitendaten, in denen besagte Effekte enthalten sind, werden letztere implizit berücksichtigt. Mit zunehmender Menge atmosphärischen Wasserdampfes steigt die Helligkeitstemperaturdifferenz der Kanäle IR 10.8 und IR 12.0 an und die Helligkeitstemperaturdifferenz der Kanäle IR 8.7 und IR 10.8 fällt ab, vergleiche Ackerman (1997). Durch diese Tatsache kann die Fernerkundung von Vulkanasche mit der klassischen Zweikanalmethode gestört werden und stellt eine Beschränkung des Verfahrens dar, so daß eine zusätzliche Korrektur notwendig sein kann, um dem entgegenzuwirken (A. J. Prata und Grant, 2001a).

Viertens geschieht die Analyse der Satellitendaten nahezu in Echtzeit, wodurch operationeller Betrieb bei fortgeschrittenem Entwicklungsstadium möglich ist. Strahlungstransportsimulationen während der Detektion, siehe Francis u. a. (2012) entfallen. Weitere Informationen hierzu sind in Abschnitt 5.2 zu finden.

Als Nachteil gegenüber anderen Detektionsmethoden ist zum einen zusätzlicher Aufwand bei der Vorbereitung und Anpassung des Algorithmus zu nennen. Dies umfaßt die vorab durchzuführenden Strahlungstransportsimulationen und das anschließende Training des neuronalen Netzes für die Detektion von Vulkanasche. Analog zum Finden geeigneter Schwellwerte bei Methoden, welche mit Helligkeitstemperaturdifferenzen arbeiten, stellt die Anpassung der Struktur des neuronalen Netzes ein Optimierungsproblem dar, welches im Vergleich zu ersterem allerdings von größerer Komplexität ist. Aufgrund dieser Voraussetzungen sind Änderungen am neuronalen Netz immer auch mit einer neuen Trainingsphase verbunden. Schnelle Anpassungen sind dementsprechend schwerer umzusetzen.

In Bezug auf den Leistungsumfang unterscheidet sich VADUGS durch die zum Zeitpunkt der Validierung noch fehlende Möglichkeit zur Unterscheidung zwischen Vulkanaerosolen und anderen Aerosolen von manchen etablierten Algorithmen. In welchem Umfang solch eine Differenzierung zwischen Aerosoltypen zu realisieren ist, kann allerdings nur durch weitere Entwicklung und darauf folgendes Testen des Detektionsalgorithmus beantwortet werden.

Während andere Algorithmen, wie beispielsweise auf der Zweikanaltechnik basierende, teilweise oder komplett unabhängig von der Kenntnis der Eigenschaften des zu detektierenden Aerosols sind, benötigt der entwickelte Detektionsalgorithmus Trainingsdaten, in welche Vorwissen zu den optischen Eigenschaften von Vulkanasche einfließt. Ohne die Bestimmung des Imaginärteiles des komplexen Brechungsindex von Vulkanaschepartikeln ist erfolgreiches Training des neuronalen Netzes der Detektionsstufe nicht möglich.

Insgesamt stellt sich die Entwicklung und Anpassung des validierten Algorithmus als aufwendiger im Vergleich zu etablierten Methoden für die Fernerkundung von Vulkanasche dar. Mehr Daten sind notwendig, um den operationellen Betrieb zu ermöglichen. Diesen Nachteilen steht teilweise niedrigerer Aufwand beim Einsatz in Echtzeit gegenüber; manche Algorithmen führen im Zuge der Detektion Strahlungstransportsimulation durch, was bei VADUGS im Vorfeld, bei der Erstellung der Trainingsdatensätze der Fall ist. Damit entfällt eine zeitkritische Komponente bei VADUGS. Sobald das neuronale Netz trainiert wurde, liefert der Algorithmus auf effiziente Weise Resultate, ohne daß weitere Strahlungstransportrechnungen notwendig sind. Durch die in Abschnitt 4.3.2 auf Seite 159 nachgewiesene Detektionssicherheit zeigt sich das Potential der beschriebenen Methode. Weitere Entwicklung und Spezialisierung sind gerechtfertigt und sinnvoll.

5.2 Leistungswerte

Im einsatzbereiten Zustand, das heißt nach Abschluß des Trainings und Bereitstellung aller erforderlichen Daten, kann der Detektionsalgorithmus auf einem herkömmlichen Arbeitsplatzrechner ohne überdurchschnittliche Anforderungen an die Rechenleistung betrieben werden. Bei den Tests kam ein Rechner mit einer Prozessortaktrate von 3,3 GHz zum Einsatz. Laut S. Kox (persönliche Mitteilung, 2014) benötigt die Detektion in diesem Fall pro Durchlauf etwa 580 s Rechenzeit.

Jeder Bildpunkt der eingegebenen Satellitendaten wird als unabhängig von anderen Bildpunkten behandelt und analysiert. Eine Parallelisierung der Verarbeitung ist damit möglich. Durch Nutzung mehrerer Instanzen des Detektionsalgorithmus und Ausbau der zur Verfügung stehenden

Rechenleistung können Verarbeitungszeit und damit auch das Eingabeintervall für Satellitendaten nach Bedarf angepaßt werden.

Die geringen Hardware-Anforderungen und die hohe Verarbeitungsgeschwindigkeit, qualifizieren den entwickelten Algorithmus für den operativen Einsatz. In Hinblick auf das Eingangsintervall aktueller SEVIRI-Daten von 15 min ist dies mit bereits einer Instanz des Algorithmus auf dem oben genannten Rechner möglich. Sich daraus ergebende Vorteile sind verhältnismäßig einfache Wartung und niedrige Betriebskosten, welche bei ausreichender Betriebszeit die im Zuge der Vorbereitung anfallenden Ausgaben nivellieren.

5.3 Detektionssicherheit

Kernpunkt der vorliegenden Arbeit ist die anfangs gestellte Frage, ob sich Vulkanasche mit einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} oder mehr sicher durch den entwickelten Detektionsalgorithmus VADUGS erkennen läßt.

Wie unter Gliederungspunkt 4.3.2 auf Seite 159 behandelt, zeigt die Validierung eine hohe Genauigkeit des Algorithmus bei der Ableitung der entsprechenden Massenkonzentration, wenn sich die Vulkanasche in großen Höhen befindet. Bei Höhen im Bereich von 1 km bis 6 km ist die Detektionssicherheit vermindert, mit Abweichungen von mehr als 50 % des Referenzwertes. Analysiert werden ausschließlich Bildpunkte ohne erkannte Cirrusbewölkung. Durch die zuvor beschriebene zusätzliche Anwendung eines einfachen Grenzwerttests lassen sich mit 96,50 % beinahe alle Bildpunkte identifizieren, in welchen Vulkanasche vorkommt.

Dementsprechend fällt die Beantwortung der Frage unter dem zuvor beschriebenen Rahmen positiv aus: Vulkanascheschichten in der Atmosphäre mit einer Massenkonzentration von 2 mg m^{-3} und einer Dicke von 1 km können in Abwesenheit dichter Bewölkung sicher durch den entwickelten Algorithmus erkannt werden. Die Eignung des Algorithmus für den operativen Einsatz ist damit erwiesen.

Kapitel 6

Ausblick

6.1 Anwendungsbereich des entwickelten Algorithmus

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln gezeigt wurde, daß Vulkanasche unter den gegebenen Umständen erfolgreich detektierbar ist, sollen nachfolgend die Einsatzmöglichkeiten des beschriebenen Algorithmus dargestellt werden.

Wichtigster Anwendungsbereich des neu entwickelten Algorithmus wird die Überwachung des Luftraumes hinsichtlich Vulkanasche sein. Zahlreiche Gründe hierfür sind in Kapitel 1 zu finden. Wie in Kapitel 5 demonstriert wurde, ist der Algorithmus imstande, Massenkonzentrationen von 2 mg m^{-3} für Höhen der Vulkanascheschicht über 6 km unabhängig von der Tageszeit zuverlässig zu erkennen. Zusammen mit der hohen Geschwindigkeit bei der Verarbeitung zu analysierender Satellitendaten, siehe Abschnitt 5.2 ab Seite 169, eröffnet sich die Möglichkeit, Gebiete mit Vulkanasche in Echtzeit von sicherem Luftraum abzugrenzen.

Die Ausgangsdaten des Algorithmus können zusätzlich als Grundlage für andere Forschungsarbeiten genutzt werden. So ist es möglich, die Ausbreitung von Vulkanwolken zu verfolgen, um Vergleiche mit Feldmessungen oder den Ergebnissen von Dispersionsmodellen zu ziehen, wie von R. A. Peterson und K. G. Dean (2008) und Fairlie u. a. (2014) vorgestellt. Eine Gegenüberstellung von Modelldaten und Meßwerten für den Eyjafjallajökull-Ausbruch im April 2010 sind in Arbeiten von Chazette u. a. (2012) und Hervo u. a. (2012) zu finden. Studien zur räumlichen Ablagerung von Vulkanstaub, wie beispielsweise von Sarna-Wojcicki u. a. (1982) durchgeführt, können ebenfalls für Vergleiche herangezogen werden. Ausgehend von den ermittelten Vulkanaschemassenkonzentrationen in der Atmosphäre und Höhe der Vulkanwolke können Aussagen über die in der Atmosphäre vorhandene Menge an Vulkanasche und die ortsabhängige Ablagerungsrate getroffen werden. Über numerische Modelle für Vulkanwolken sind daraus

Rückschlüsse auf die Massenausstoßrate von Vulkanen möglich. Solche Ausbreitungssimulationen können von ein- und dreidimensionalen Modellen (Costa u. a., 2006; Folch u. a., 2009; Suzuki und Koyaguchi, 2013; Mastin, 2014) unter Berücksichtigung der zeitlichen Entwicklung durchgeführt werden. Genauere Ergebnisse sind bei Kombination beider Arten von Modellen zu erwarten, da die Modelle anhand der abgeleiteten Werte auf die vorherrschende Situation bei dem zu untersuchenden Vulkanausbruch abgestimmt werden können. Weitere Verbesserungen können durch Daten erzielt werden, welche durch die Verfolgung von Vulkanaschewolken in Satellitenbildern erhalten werden. Auch können die Daten bei der Planung von In-situ-Messungen der Eigenschaften von Vulkanaerosolen herangezogen werden, beispielsweise um Flugrouten oder die Aufstellungsorte von bodengestützten Meßinstrumenten festzulegen.

Vulkanasche kann nach ihrer Remobilisation auch durch Stürme in der Atmosphäre verbreitet werden (Liu u. a., 2014). Solche aschetragenden Stürme bestehen – ebenso wie Vulkanwolken – aus Luftmassen, in denen sich Vulkanaschepartikel befinden und sollten demnach durch den entwickelten Algorithmus detektiert werden können, sofern die Rahmenbedingungen dies ermöglichen.

6.2 Mögliche Erweiterungen

Dieser Abschnitt befaßt sich mit den bestehenden Möglichkeiten, den Algorithmus zur Detektion von Vulkanasche und Bestimmung der entsprechenden Massenkonzentration weiterzuentwickeln und zu verbessern. Ziel dieser Übersicht ist es, Arbeitsschritte zu identifizieren, welche eine Steigerung der Detektionssicherheit ermöglichen. Abhängig von den Ergebnissen zukünftiger Überprüfungen können passende Verbesserungen ausgewählt und umgesetzt werden.

Eine Optimierung in Form einer Anpassung der Topologie des künstlichen neuronalen Netzes an den Aufgabenbereich steigert die Genauigkeit der Ergebnisse. Das Finden einer spezialisierten Topologie kann automatisiert werden, wie von Göttsche und Olesen (2002) dargestellt. Auf diese Weise lassen sich ideale Bedingungen für eine Generalisierung der in den Trainingsdaten enthaltenen Zusammenhänge anhand objektiver Kriterien schaffen, was sich bei operativem Einsatz durch verbesserte Detektionssicherheit abzeichnen sollte.

Wie das neuronale Netz kann auch die Filterstufe optimiert werden, indem die anzuwendenden Grenzwerte der Cirruswolkendetektion bestmöglich gewählt werden, beschrieben unter Gliederungspunkt 3.3.2 auf Seite 86. Zweck der Filterstufe ist das Aussortieren von Satellitendaten, in welchen der Einfluß von Wolken eine sichere Detektion behindert. Eine gezielte Anpassung ermöglicht daher unter Umständen, daß ein größerer Anteil von Bildpunkten analysiert werden

kann und gezielt die Bildpunkte von der Detektionsstufe ignoriert werden, bei welchen sich eine Detektion schwierig gestaltet. Idealerweise arbeitet die Filterstufe nach erfolgter Optimierung derart, daß nur jene Gebiete mit Bewölkung ignoriert werden, in welchen sichere Detektion von Vulkanasche nicht möglich ist.

Neben Asche enthalten Vulkanwolken auch Stoffe wie Schwefeldioxid und Schwefelwasserstoff (H_2S) (Schmidt u. a., 2014). Das Programm zur Erstellung der Trainingsdatenbank kann durch die Integration von Schwefeldioxid-Schichten in die erzeugten Atmosphären erweitert werden. Die errechneten Ergebnisse der Strahlungstransportsimulationen beinhalten dann den spektralen SO_2 -Effekt, wodurch sich SO_2 unter günstigen Voraussetzung erkennen ließe, was ebenfalls mit Blick auf den Flugverkehr und die damit zusammenhängende Korrosion von Flugzeugbauteilen von Bedeutung ist. SO_2 -Wolken ausreichender Dichte behindern darüber hinaus den Sichtflug. Unabhängig davon stellt Schwefeldioxid eine Gefahr für die Gesundheit dar (United States Environmental Protection Agency, 2013). Zeitlich aufgelöste Daten mit SO_2 -Information können des weiteren zur Bestimmung der Trajektorien von Vulkanwolken und lokaler Windverhältnisse hinzugezogen werden, siehe Loyola u. a. (2008), eine Trennung von Vulkanaschewolken und SO_2 -Wolken ist gleichwohl möglich, wie von Seftor u. a. (1997), H. E. Thomas und A. J. Prata (2011) und Moxnes u. a. (2014) beschrieben. SO_2 -Detektion wird ebenfalls zur Erkennung von Vulkanwolken eingesetzt (A. J. Prata und A. T. Prata, 2012). Bei hinreichend starken Vulkanausbrüchen erreicht das ausgestoßene SO_2 die Stratosphäre und verbreitet sich innerhalb dieser global (Bluth u. a., 1992). Aus atmosphärischem SO_2 entsteht Schwefelsäure (Mateshvili u. a., 2013), die auf Vulkanaschepartikeln zu finden (A. J. Prata, 1989a) und für sauren Regen verantwortlich ist. Chemische und physikalische Prozesse verändern unter bestimmten Bedingungen die Eigenschaften von Vulkanasche, siehe Pinto u. a. (1989), so daß die damit einhergehende Variabilität der optischen Eigenschaften ebenfalls in Betracht gezogen werden muß. Eine Untersuchung der SO_2 -Belastung des europäischen Luftraumes in Folge des Ausbruches des Vulkans Eyjafjallajökull 2010 wurde von Schmidt u. a. (2014) durchgeführt.

Bei den Strahlungstransportsimulationen dieser Arbeit wird für Bildpunkte mit Wasseroberfläche die Auswirkung von Größen wie Blickwinkel oder Windgeschwindigkeit auf die Albedo vernachlässigt. Um derartige Einflüsse in die Berechnung einzuschließen, könnte ein richtungsabhängiger Emissionsgrad im thermischen Spektralbereich für das Strahlungstransportmodell implementiert werden. In den ECMWF-Daten sind darüber hinaus Werte für die Windgeschwindigkeit enthalten, wodurch die Anwendung einer passenden Parametrisierung zur weiteren Modifikation des Emissionsgrades möglich ist.

Mit der Jahreszeit variierende und zusätzlich ortsabhängige Gasprofile würden bei der Erstellung von Datenbanken weitere Verbesserungen im Sinne realistischerer Umweltbedingungen mit sich bringen. In Abschnitt 4.3.1 wurde darauf hingewiesen, daß Abweichungen zwischen Modell- und Satellitendaten die Detektionssicherheit des Algorithmus herabsetzen können. Insbesondere durch die Verwendung dreidimensionaler und vom Simulationszeitpunkt abhängiger Wasserdampfprofile könnten die Unterschiede der Helligkeitstemperatur in den Kanälen WV 6.2 und WV 7.3 reduziert werden, was einen weiteren Schritt bei der Verbesserung der Trainingsdaten für den Detektionsalgorithmus darstellt und im Verlauf der Weiterentwicklung angestrebt werden sollte. Auch für simulierte Satellitenbilder, die bei der weiteren Validierung eingesetzt werden können, wäre dies ein zusätzlicher Fortschritt.

Wie zuvor beschrieben, liegt der Wahl der Eispartikelform für die Strahlungstransportsimulationen, aus deren Resultaten die Trainingsdatensätze für den Detektionsalgorithmus erzeugt werden, die Annahme gleicher Wahrscheinlichkeiten für alle Klassen zugrunde, siehe Abschnitt 3.1.4 auf Seite 55. Annahmen solcher Art spiegeln die natürlichen Gegebenheiten nur zu einem gewissen Grad wider. Bei Verwendung einzelner Klassen an Eispartikelformen wäre eine Anpassung der zugeordneten Wahrscheinlichkeiten gemäß des Anteils entsprechender Partikel in natürlichen Wolken sinnvoll. Im Zuge der beschriebenen Verbesserung sind entsprechende statistische Informationen zu sammeln.

Während die Höhe der Erdoberfläche bei der Erstellung der Datenbanken implizit berücksichtigt wird, rechnet das Strahlungstransportmodell im dreidimensionalen Fall mit einer flachen Erdoberfläche. Die konstante Höhe wirkt sich vor allem bei Regionen aus, in welchen sich im realen Fall Hochgebirge befinden. Dort entsteht eine Diskrepanz mit den ortsabhängigen Parametern, wodurch der Strahlungstransport beeinflusst wird. Für eine korrekte Umsetzung der Höhe der Erdoberfläche ist eine Anpassung des Strahlungstransportmodells erforderlich.

Im Sinne einer kontinuierlichen Weiterentwicklung ist auch die Simulation vertikaler Vulkanascheprofile von Bedeutung, welche mehr als eine Aerosolschicht beinhalten; wie zuvor erwähnt, liegt dem Training des Algorithmus die Annahme zugrunde, daß die Vulkanasche in Form genau einer Schicht auftritt, im Gegensatz zu in der Natur auftretenden vertikalen Verteilungen. Unterscheiden sich die Profile nicht nur in Höhe und Massenkonzentration, sondern auch hinsichtlich der Anzahl von Vulkanascheschichten, deckt das damit durchführbare Training eine größere Spanne möglicher Situationen ab. Das neuronale Netz kann damit auf die atmosphärische Variabilität eventuell besser reagieren. Im gleichen Zug sind Studien zu den Auswirkungen mehrerer übereinanderliegender Vulkanascheschichten auf die Meßwerte des Satelliteninstrumentes realisierbar,

um die bisher erhaltenen Ergebnisse zu erweitern. Das Vorgehen folgt dabei den in Abschnitt 4.3.2 auf Seite 148 beschriebenen Schritten zur Klassifizierung und Auswertung der Resultate.

Einer der wichtigsten Einflußfaktoren bei der Erstellung der Trainingsdaten für das neuronale Netz ist die simulierte Vulkanasche, deren optische Eigenschaften von ihrer Zusammensetzung abhängen. Aufgrund dessen läßt sich eine stark verbesserte Anpassung an natürliche Bedingungen erreichen, indem die vorhandenen Vulkanaschearten dynamisch genutzt und gegebenenfalls um weitere Mischungen ergänzt werden; das heißt, ein erweiterter Algorithmus umfaßt verschiedene künstliche neuronale Netze, welche mit unterschiedlichen Vulkanaschearten trainiert wurden und auf jeweils eine davon spezialisiert sind. Gleichzeitig muß für die Anwendung des richtigen künstlichen neuronalen Netzes eine Datenbank erstellt werden, die den geographischen Regionen der Ausbruchsorte adäquate Materialmischungen zuordnet. Ein solches Vorgehen wird auch von di Biagio u. a. (2014) empfohlen. Mit diesem Wissen kann das am besten geeignete künstliche neuronale Netz ausgewählt und für die Datenanalyse eingesetzt werden. Ist im Zuge dessen keine geeignete Datei vorhanden, um eine bestimmte Vulkanascheart hinreichend zu repräsentieren, lassen sich aus den existierenden Daten angepaßte Materialmischungen erstellen, siehe Gliederungspunkt 3.1.4 auf Seite 63. Richtet sich die Zusammensetzung der Vulkanasche allein nach Ausbruchsort und Bodenbeschaffenheit, kann im Falle von Aschetransport über die Grenzen der Region das falsche künstliche neuronale Netz angewandt werden. Ein weiterer Teil der Erweiterung besteht deshalb aus einer dynamischen Auswahlmethode, die zudem imstande ist, sich ausbreitende Vulkanwolken der passenden Materialmischung zuzuordnen.

Ungeachtet dessen ist es für die Weiterentwicklung des vorgestellten Algorithmus von großer Bedeutung, die Genauigkeit der Brechungsindexdaten zu verbessern. Weitere Materialien müssen untersucht werden, unter Verwendung akkurater Verfahren, vorhandene Daten müssen aktualisiert werden. Je detailtreuer spektrale Eigenschaften in den Daten wiedergegeben werden, desto umfassender ist das neuronale Netz imstande, Aerosole zu unterscheiden und präzise Informationen zu liefern. Der Ausbau dieser Datengrundlage läßt sich durch die Erstellung neuer Mischungen ergänzen. In diesem Zuge läßt sich die Verbesserung der Diskrimination von Vulkanwolken und Sand durch optimierte Trainingsdaten vorantreiben.

Weitere Verbesserungen sind unter Umständen möglich, wenn auch die für die Strahlungs-transportsimulationen verwendete Größenverteilung der Vulkanaschepartikel variabel ist. Damit kann der Detektionsalgorithmus weiter auf bestimmte Arten von Vulkanasche spezialisiert und optimiert werden, indem ein neuronales Netz für die Detektion eingesetzt wird, welches den eventuell durch zusätzliche Messungen bekannten Partikelgrößen Rechnung trägt.

Befindet sich zum Zeitpunkt eines Ausbruches Wasser im Krater eines Vulkans, entstehen unter Umständen vereiste Partikel. Eis kann eine signifikante Komponente in Eruptionswolken bilden (Rose, Gu u. a., 2003). Die optischen Eigenschaften vereister Partikel unterscheiden sich von eisfreien Partikeln, was zur Folge haben kann, daß eine Detektion aufgrund maskierter spektraler Merkmale fehlschlagen kann (Rose, Delene u. a., 1995). In Anbetracht der vorhandenen Gefahr für den Flugverkehr erscheint eine Bestimmung der damit einhergehenden Auswirkungen auf die Detektionssicherheit als sinnvoll. Inwieweit eine Detektion durch Berücksichtigung des spektralen Effektes vereister Partikel und Anpassungen am Detektionsalgorithmus möglich sind, muß durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

Derzeit umfaßt die erstellte Datenbank Resultate für Strahlungstransportsimulationen, die ausschließlich im thermischen Spektralbereich durchgeführt wurden. Die Erschließung des solaren Wellenlängenbereiches ist durch die Hinzunahme dort befindlicher Kanäle möglich, würde die vorhandenen Informationen um Ergebnisse solaren Strahlungstransportes ergänzen und bietet zahlreiche Möglichkeiten, um andere Methoden und neue Algorithmen zu entwickeln oder zu prüfen.

Neben Verbesserungen des Detektionsalgorithmus selbst kann auch der Ablauf bei der Erstellung der nötigen Trainingsdaten angepaßt werden. Speziell bei der Erstellung vieler einzelner Netze vervielfacht sich der notwendige Aufwand. Insofern soll hier noch eine Möglichkeit zur Reduktion letzteren aufgezeigt werden.

Mit den aus den Strahlungstransportsimulationen gewonnenen Informationen zur Standardabweichung der simulierten Meßwerte, siehe Abschnitt 3.2.3, läßt sich abschätzen, in welchem Maße die Anzahl der zur Simulation verwendeten Strahlungsteilchen erhöht werden muß, um die Standardabweichung zu reduzieren. Dies läßt sich bei der Erstellung neuer Validierungsdaten berücksichtigen. Neue Ergebnisse lassen sich des weiteren – bei Verwendung einer passenden Anzahl von Strahlungsteilchen für die Strahlungstransportsimulationen – mit den bereits vorhandenen Daten kombinieren, was eine enorme Ersparnis an Rechenzeit bei der Vorbereitung des Trainings für den Detektionsalgorithmus bedeutet.

Kapitel 7

Literaturverzeichnis

Druckwerke

- Ackerman, S. A., 1989: „Using the Radiative Temperature Difference at 3.7 and 11 μm to Track Dust Outbreaks“, *Remote Sens. Environ.*, 27, 129–133
- , 1997: „Remote Sensing Aerosols Using Satellite Infrared Observations“, *J. Geophys. Res.*, 102, 17069–17079
- Ackerman, S. A. und K. I. Strabala, 1994: „Satellite Remote Sensing of H_2SO_4 Aerosol Using the 8- to 12- μm Window Region: Application to Mount Pinatubo“, *J. Geophys. Res.*, 99, 18639–18649
- Aminou, D. M. A., 4.12.2002: *MSG's SEVIRI Instrument*, tech. Ber., URL: www.esa.int/esapub/bulletin/bullet111/chapter4_bul111.pdf (8.7.2013)
- Anderson, G. P., S. A. Clough, F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd und E. P. Shettle, 1986: „AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km)“, *Air Force Geophys. Lab*
- Aronson, J. R., 1986: „Optical Constants of Monoclinic Anisotropic Crystals: Orthoclase“, *Spectrochim. Acta Mol. Spectrosc.*, 42, 187–190
- Aronson, J. R. und P. F. Strong, 1975: „Optical Constants of Minerals and Rocks“, *Appl. Opt.*, 14, 2914–2920
- Ball, J. G. C., B. E. Reed, R. G. Grainger, D. M. Peters, T. A. Mather und D. M. Pyle, 2015: „Measurements of the Complex Refractive Index of Volcanic Ash at 450, 546.7 and 650 nm“, *J. Geophys. Res.*, im Erscheinen
- Banks, J. R., H. E. Brindley, C. Flamant, M. J. Garay, N. C. Hsu, O. V. Kalashnikova, L. Klüser und A. M. Sayer, 2013: „Intercomparison of Satellite Dust Retrieval Products Over the West

- African Sahara During the Fennec Campaign in June 2011“, *Remote Sens. Environ.*, 136, 99–116
- Barton, I. J., A. J. Prata, I. G. Watterson und S. A. Young, 1992: „Identification of the Mt Hudson Volcanic Cloud Over SE Australia“, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1211–1214
- Becker, F. und Z.-L. Li, 1995: „Surface Temperature and Emissivity at Various Scales: Definition, Measurement and Related Problems“, *Remote Sens. Rev.*, 12, 225–253
- Bluth, G. J. S., S. D. Doiron, C. C. Schnetzler, A. J. Krueger und L. S. Walter, 1992: „Global Tracking of the SO₂ Clouds From the June, 1991 Mount Pinatubo Eruptions“, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 151–154
- Bohren, C. F. und E. E. Clothiaux, 2006: *Fundamentals of Atmospheric Radiation*, Wiley-VCH, Weinheim
- Bonadonna, C. und B. F. Houghton, 2005: „Total Grain-Size Distribution and Volume of Tephra-Fall Deposits“, *Bull. Volcanol.*, 67, 441–456
- Botto, I. L., M. E. Canafoglia, D. Gazzoli und M. J. Gonzalez, 2013: „Spectroscopic and Microscopic Characterization of Volcanic Ash From Puyehue-(Chile) Eruption: Preliminary Approach for the Application in the Arsenic Removal.“, *J. Spectrosc.*, 2013, 254517
- Bugliaro, L., T. Zinner, C. Keil, B. Mayer, R. Hollmann, M. Reuter und W. Thomas, 2011: „Validation of Cloud Property Retrievals with Simulated Satellite Radiances: a Case Study for SEVIRI“, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 5603–5624
- Buras, R. und B. Mayer, 2011: „Efficient Unbiased Variance Reduction Techniques for Monte Carlo Simulations of Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres: the Solution“, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 112, 434–447
- Chazette, P., M. Bocquet, P. Royer, V. Winiarek, J.-C. Raut, P. Labazuy, M. Gouhier, M. Lardier und J.-P. Cariou, 2012: „Eyjafjallajökull Ash Concentrations Derived From Both Lidar and Modeling“, *J. Geophys. Res.*, 117, D00U14
- Chuan, R. L., D. C. Woods und M. P. McCormick, 1981: „Characterizations of Aerosols From Eruptions of Mount St. Helens“, *Science*, 211, 830–832
- Clarisse, L., P. F. Coheur, A. J. Prata, D. Hurtmans, A. Razavi, T. Phulpin, J. Hadji-Lazaro und C. Clerbaux, 2008: „Tracking and Quantifying Volcanic SO₂ with IASI, the September 2007 Eruption at Jebel at Tair“, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7723–7734
- Clarisse, L., F. Prata, J.-L. Lacour, D. Hurtmans, C. Clerbaux und P.-F. Coheur, 2010: „A Correlation Method for Volcanic Ash Detection Using Hyperspectral Infrared Measurements“, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L19806

- Costa, A., G. Macedonio und A. Folch, 2006: „A Three-Dimensional Eulerian Model for Transport and Deposition of Volcanic Ashes“, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 634–647
- Dean, K., S. A. Bowling, G. Shaw und H. Tanaka, 1994: „Satellite Analyses of Movement and Characteristics of the Redoubt Volcano Plume, January 8, 1990“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62, 339–352
- Di Biagio, C., P. Formenti, S. A. Styler, E. Pangui und J.-F. Doussin, 2014: „Laboratory Chamber Measurements of the Longwave Extinction Spectra and Complex Refractive Indices of African and Asian Mineral Dusts“, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 6289–6297
- Dubuisson, P., H. Herbin, F. Minvielle, M. Compiègne, F. Thieuleux, F. Parol und J. Pelon, 2014: „Remote Sensing of Volcanic Ash Plumes From Thermal Infrared: a Case Study Analysis From SEVIRI, MODIS and IASI Instruments“, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 359–371
- Ellrod, G. P., B. H. Connell und D. W. Hillger, 2003: „Improved Detection of Airborne Volcanic Ash Using Multispectral Infrared Satellite Data“, *J. Geophys. Res.*, 108, 4356–4368
- Emde, C., R. Buras, B. Mayer und M. Blumthaler, 2010: „The Impact of Aerosols on Polarized Sky Radiance: Model Development, Validation, and Applications“, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 383–396
- Emde, C. und B. Mayer, 2007: „Simulation of Solar Radiation During a Total Eclipse: a Challenge for Radiative Transfer“, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2259–2270
- Emeis, S., R. Forkel, W. Junkermann, K. Schäfer, H. Flentje, S. Gilge, W. Fricke, M. Wiegner, V. Freudenthaler, S. Groß, L. Ries, F. Meinhardt, W. Birmili, C. Munkel, F. Obleitner und P. Suppan, 2011: „Measurement and Simulation of the 16/17 April 2010 Eyjafjallajökull Volcanic Ash Layer Dispersion in the Northern Alpine Region“, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2689–2701
- European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, 21.10.2005a: *Meteosat-8/MSG 1 - Channel Spectral Bands*, tech. Ber., URL: http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf_ten_052561_msg1_spctrbnds.pdf (6.6.2013)
- , 21.10.2005b: *Meteosat-8/MSG 1 - Spectral Response*, tech. Ber., URL: http://www.eumetsat.int/idcplg?IdcService=GET_FILE%5C&dDocName=PDF_TEN_052562_MSG1_SPCTRSP%5C&RevisionSelectionMethod=LatestReleased (6.6.2013)
- Fairlie, T. D., J.-P. Vernier, M. Natarajan und K. M. Bedka, 2014: „Dispersion of the Nabro Volcanic Plume and Its Relation to the Asian Summer Monsoon“, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 7045–7057

- Farlow, N. H., V. R. Oberbeck, K. G. Snetsinger, G. V. Ferry, G. Polkowski und D. M. Hayes, 1981: „Size Distributions and Mineralogy of Ash Particles in the Stratosphere From Eruptions of Mount St. Helens“, *Science*, 211, 832–834
- Ferrenberg, A. M. und D. P. Landau, 1992: „Monte Carlo Simulations: Hidden Errors From ‘Good’ Random Number Generators“, *Phys. Rev. Lett.*, 69, 3382–3384
- Fisher, R. V., 1964: „Maximum Size, Median Diameter, and Sorting of Tephra“, *J. Geophys. Res.*, 69, 341–355
- Flanner, M. G., A. S. Gardner, S. Eckhardt, A. Stohl und J. Perket, 2014: „Aerosol Radiative Forcing From the 2010 Eyjafjallajökull Volcanic Eruptions“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119
- Folch, A., A. Costa und G. Macedonio, 2009: „FALL3D: a Computational Model for Transport and Deposition of Volcanic Ash“, *Comput. Geosci.*, 35, 1334–1342
- Francis, P. N., M. C. Cooke und R. W. Saunders, 2012: „Retrieval of Physical Properties of Volcanic Ash Using Meteosat: a Case Study From the 2010 Eyjafjallajökull Eruption“, *J. Geophys. Res.*, 117, D00U09
- Frogner Kockum, P. C., R. B. Herbert und S. R. Gislason, 2006: „A Diverse Ecosystem Response to Volcanic Aerosols“, *Chem. Geol.*, 231, 57–66
- Gasteiger, J., S. Groß, V. Freudenthaler und M. Wiegner, 2011: „Volcanic Ash From Iceland Over Munich: Mass Concentration Retrieved From Ground-Based Remote Sensing Measurements“, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2209–2223
- Geleyn, J.-F. und A. Hollingsworth, 1979: „An Economical Analytical Method for the Computation of the Interaction Between Scattering and Line Absorption of Radiation“, *Contrib. Atmos. Phys.*, 52, 1–16
- Glotch, T. D. und G. R. Rossman, 2009: „Mid-Infrared Reflectance Spectra and Optical Constants of Six Iron Oxide/Oxyhydroxide Phases“, *Icarus*, 204, 663–671
- Göttsche, F.-M. und F. S. Olesen, 2002: „Evolution of Neural Networks for Radiative Transfer Calculations in the Terrestrial Infrared“, *Remote Sens. Environ.*, 80, 157–164
- Guéhenneux, Y., M. Gouhier und P. Labazuy, 2015: „Improved Space Borne Detection of Volcanic Ash for Real-Time Monitoring Using 3-Band Method“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 293, 25–45
- Guo, S., W. I. Rose, G. J. S. Bluth und I. M. Watson, 2004: „Particles in the Great Pinatubo Volcanic Cloud of June 1991: the Role of Ice“, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 5
- Hanstrum, B. N. und A. S. Watson, 1983: „A Case Study of Two Eruptions of Mount Galunggung and an Investigation of Volcanic Eruption Cloud Characteristics Using Remote Sensing Techniques“, *Aust. Met. Mag.*, 31, 171–177

- Harris, D. M. und W. I. Rose, 1983: „Estimating Particle Sizes, Concentrations, and Total Mass of Ash in Volcanic Clouds Using Weather Radar“, *J. Geophys. Res.*, 88, 10969–10983
- Heiken, G., 1991: „Volcanic Ash: What It Is and How It Forms“, *Volcanic Ash and Aviation Safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*, hrsg. von T. J. Casadevall, US Geol. Surv. Bull., 2047, 39–45
- Hervo, M., B. Quennehen, N. I. Kristiansen, J. Boulon, A. Stohl, P. Fréville, J.-M. Pichon, D. Picard, P. Labazuy, M. Gouhier, J.-C. Roger, A. Colomb, A. Schwarzenboeck und K. Sellegri, 2012: „Physical and Optical Properties of 2010 Eyjafjallajökull Volcanic Eruption Aerosol: Ground-Based, Lidar and Airborne Measurements in France“, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 1721–1736
- Heue, K.-P., C. A. M. Brenninkmeijer, A. K. Baker, A. Rauthe-Schöch, D. Walter, T. Wagner, C. Hörmann, H. Sihler, B. Dix, U. Frieß, U. Platt, B. G. Martinsson, P. F. J. van Velthoven, A. Zahn und R. Ebinghaus, 2011: „SO₂ and BrO observation in the plume of the Eyjafjallajökull volcano 2010: CARIBIC and GOME-2 retrievals“, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2973–2989
- Highwood, E. J., J. M. Haywood, M. D. Silverstone, S. M. Newman und J. P. Taylor, 2003: „Radiative Properties and Direct Effect of Saharan Dust Measured by the C-130 Aircraft During Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial Spectrum“, *J. Geophys. Res.*, 108
- Hillger, D. W. und J. D. Clark, 2002a: „Principal Component Image Analysis of MODIS for Volcanic Ash. Part I: Most Important Bands and Implications for Future GOES Imagers“, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 985–1001
- , 2002b: „Principal Component Image Analysis of MODIS for Volcanic Ash. Part II: Simulation of Current GOES and GOES-M Imagers“, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 1003–1010
- Hillger, D. W. und G. P. Ellrod, 2003: „Detection of Important Atmospheric and Surface Features by Employing Principal Component Image Transformation of GOES Imagery“, *J. Appl. Meteor.*, 42, 611–629
- Hillman, S. E., C. J. Horwell, A. L. Densmore, D. E. Damby, B. Fubini, Y. Ishimine und M. Tomatis, 2012: „Sakurajima Volcano: a Physico-Chemical Study of the Health Consequences of Long-Term Exposure to Volcanic Ash“, *Bull. Volcanol.*, 74, 913–930
- Hobbs, P. V., L. F. Radke, M. W. Eltgroth und D. A. Hegg, 1981: „Airborne Studies of the Emissions From the Volcanic Eruptions of Mount St. Helens“, *Science*, 211, 816–818
- Hornik, K., M. Stinchcombe und H. White, 1989: „Multilayer Feedforward Networks Are Universal Approximators“, *Neural Networks*, 2, 359–366
- Horwell, C. J. und P. J. Baxter, 2006: „The Respiratory Health Hazards of Volcanic Ash: a Review for Volcanic Risk Mitigation“, *Bull. Volcanol.*, 69, 1–24

- Horwell, C. J., I. Fenoglio, K. Vala Ragnarsdottir, R. S. J. Sparks und B. Fubini, 2003: „Surface Reactivity of Volcanic Ash From the Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies with Implications for Health Hazards“, *Environ. Res.*, 93, 202–215
- Hu, Y. X. und K. Stamnes, 1993: „An Accurate Parameterization of the Radiative Properties of Water Clouds Suitable for Use in Climate Models“, *J. Clim.*, 6, 728–742
- Inoue, T., 1987: „An Instantaneous Delineation of Convective Rainfall Areas Using Split Window Data of NOAA-7 AVHRR“, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 65, 469–481
- Internationale Organisation für Normung (ISO), 3.12.2004: *ISO 8601:2004*, Norm
- Iwabuchi, H., 2006: „Efficient Monte Carlo Methods for Radiative Transfer Modeling“, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2324–2339
- Jäkel, E., M. Wendisch und B. Mayer, 2013: „Influence of Spatial Heterogeneity of Local Surface Albedo on the Area-Averaged Surface Albedo Retrieved From Airborne Irradiance Measurements“, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 527–537
- Johnston, D. M., B. F. Houghton, V. E. Neall, K. R. Ronan und D. Paton, 2000: „Impacts of the 1945 and 1995–1996 Ruapehu Eruptions, New Zealand: an Example of Increasing Societal Vulnerability“, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 720–726
- Kahn, R., P. Banerjee und D. McDonald, 2001: „Sensitivity of Multiangle Imaging to Natural Mixtures of Aerosols Over Ocean“, *J. Geophys. Res.*, 106, 18219–18238
- Kahn, R., P. Banerjee, D. McDonald und D. J. Diner, 1998: „Sensitivity of Multiangle Imaging to Aerosol Optical Depth and to Pure-Particle Size Distribution and Composition Over Ocean“, *J. Geophys. Res.*, 103, 32195–32213
- Kahn, R., R. West, D. McDonald, B. Rheingans und M. I. Mishchenko, 1997: „Sensitivity of Multiangle Remote Sensing Observation to Aerosol Sphericity“, *J. Geophys. Res.*, 102, 16861–16870
- Kandler, K., L. Schütz, C. Deutscher, M. Ebert, H. Hofmann, S. Jäckel, R. Jaenicke, P. Knippertz, K. Lieke, A. Massling, A. Petzold, A. Schladitz, B. Weinzierl, A. Wiedensohler, S. Zorn und S. Weinbruch, 2009: „Size Distribution, Mass Concentration, Chemical and Mineralogical Composition and Derived Optical Parameters of the Boundary Layer Aerosol at Tinfou, Morocco, During SAMUM 2006“, *Tellus B*, 61, 32–50
- Key, J. R., P. Yang, B. A. Baum und S. L. Nasiri, 2002: „Parameterization of Shortwave Ice Cloud Optical Properties for Various Particle Habits“, *J. Geophys. Res.*, 107
- Klüser, L., T. Erbertseder und J. Meyer-Arnek, 2013: „Observation of Volcanic Ash From Puyehue–Cordón Caulle with IASI“, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 35–46

- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, W. O. Gallery, J. H. Chetwynd, L. W. Abreu, J. E. A. Selby, S. A. Clough und R. W. Fenn, 1983: *Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN 6 Supplement: Program Listings*, tech. Ber. AFGL-TR-83-0187 (Ergänzung), Air Force Geophys. Lab
- Koike, C., H. Hasegawa, N. Asada und T. Komatuzaki, 1989: „Optical Constants of Fine Particles for the Infrared Region“, *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 239, 127–137
- Kostka, P. M., M. Weissmann, R. Buras, B. Mayer und O. Stiller, 2014: „Observation Operator for Visible and Near-Infrared Satellite Reflectances“, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 31, 1216–1233
- Kox, Stephan, 2012: „Remote Sensing of the Diurnal Cycle of Optically Thin Cirrus Clouds“, Diss., Ludwig-Maximilians-Universität München
- Küppers, U., C. Cimarelli, K.-U. Hess, J. Taddeucci, F. Wadsworth und D. Dingwell, 2014: „The Thermal Stability of Eyjafjallajökull Ash Versus Turbine Ingestion Test Sands“, *J. Appl. Volcanol.*, 3
- Kylling, A., M. Kahnert, H. Lindqvist und T. Nousiainen, 2014: „Volcanic Ash Infrared Signature: Porous Non-Spherical Ash Particle Shapes Compared to Homogeneous Ash Particles“, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 919–929
- Langmann, B., A. Folch, M. Hensch und V. Matthias, 2012: „Volcanic Ash Over Europe During the Eruption of Eyjafjallajökull on Iceland, April–May 2010“, *Atmos. Environ.*, 48, 1–8
- Lee, K. H., M. S. Wong, S.-R. Chung und E. Sohn, 2014: „Improved Volcanic Ash Detection Based on a Hybrid Reverse Absorption Technique“, *Atmos. Res.*, 143, 31–42
- Lensky, I. M. und D. Rosenfeld, 2008: „Clouds-Aerosols-Precipitation Satellite Analysis Tool (CAPSAT)“, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 6739–6753
- Liu, E. J., K. V. Cashman, F. M. Beckett, C. S. Witham, S. J. Leadbetter, M. C. Hort und S. Guðmundsson, 2014: „Ash Mists and Brown Snow: Remobilization of Volcanic Ash From Recent Icelandic Eruptions“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119
- Loyola, D., J. van Geffen, P. Valks, T. Erbertseder, M. van Roozendaal, W. Thomas, W. Zimmer und K. Wißkirchen, 2008: „Satellite-Based Detection of Volcanic Sulphur Dioxide From Recent Eruptions in Central and South America“, *Adv. Geosci.*, 14, 35–40
- Lurton, T., J.-B. Renard, D. Vignelles, M. Jeannot, R. Akiki, J.-L. Mineau und T. Tonnelier, 2014: „Light Scattering at Small Angles by Atmospheric Irregular Particles: Modelling and Laboratory Measurements“, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 931–939
- Mackie, S. und M. Watson, 2014: „Probabilistic Detection of Volcanic Ash Using a Bayesian Approach“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119

- Marenco, F., B. Johnson, K. Turnbull, S. Newman, J. Haywood, H. Webster und H. Ricketts, 2011: „Airborne Lidar Observations of the 2010 Eyjafjallajökull Volcanic Ash Plume“, *J. Geophys. Res.*, 116, D00U05
- Martin, G. M., D. W. Johnson und A. Spice, 1994: „The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds“, *J. Atmos. Sci.*, 51, 1823–1842
- Mastin, L. G., 2014: „Testing the Accuracy of a 1-D Volcanic Plume Model in Estimating Mass Eruption Rate“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 2474–2495
- Masuda, K., T. Takashima und Y. Takayama, 1988: „Emissivity of Pure and Sea Waters for the Model Sea Surface in the Infrared Window Regions“, *Remote Sens. Environ.*, 24, 313–329
- Mateshvili, N., D. Fussen, G. Mateshvili, I. Mateshvili, F. Vanhellemont, E. Kyrölä, S. Tukiainen, J. Kujanpää, C. Bingen, C. Robert, C. Tétard und E. Dekemper, 2013: „Nabro Volcano Aerosol in the Stratosphere Over Georgia, South Caucasus From Ground-Based Spectrometry of Twilight Sky Brightness“, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2563–2576
- Matsumoto, M. und T. Nishimura, 1998: „Mersenne Twister: a 623-Dimensionally Equidistributed Uniform Pseudo-Random Number Generator“, *ACM Trans. Model. Comp. Simul.*, 8, 3–30
- Mayer, B., 2009: „Radiative Transfer in the Cloudy Atmosphere“, *Eur. Phys. J. Conf.*, 1, 75–99
- Mayer, B. und A. Kylling, 2005: „Technical Note: the libRadtran Software Package for Radiative Transfer Calculations – Description and Examples of Use“, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1855–1877
- Mayer, B., A. Kylling, C. Emde, U. Hamann und R. Buras, 21.9.2012: *libRadtran User's Guide*, tech. Ber., URL: <http://www.libradtran.org/doc/libradtran.pdf> (11.7.2014)
- McFarquhar, G. M., 2003: „SCM Simulations of Tropical Ice Clouds Using Observationally Based Parameterizations of Microphysics“, *J. Clim.*, 16, 1643–1664
- Merikallio, S., O. Muñoz, A.-M. Sundström, T. H. Virtanen, M. Horttanainen, G. de Leeuw und A. Nousiainen, 2015: „Optical Modeling of Volcanic Ash Particles Using Ellipsoids“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120
- Mie, G., 1908: „Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen“, *Ann. Phys.*, 330, 377–445
- Miller, T. P. und T. J. Casadevall, 2000: „Volcanic Ash Hazards to Aviation“, *Encyclopedia of Volcanoes*, hrsg. von H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix und S. McNutt, Academic Press, 915–930

- Mishchenko, M. I. und L. D. Travis, 1998: „Capabilities and Limitations of a Current FORTRAN Implementation of the T-Matrix Method for Randomly Oriented, Rotationally Symmetric Scatterers“, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 60, 309–324
- Moxnes, E. D., N. I. Kristiansen, A. Stohl, L. Clarisse, A. Durant, K. Weber und A. Vogel, 2014: „Separation of Ash and Sulfur Dioxide During the 2011 Grímsvötn Eruption“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119
- Mutschke, H., B. Begemann, J. Dorschner, J. Gürtler, B. Gustafson, T. Henning und R. Stognienko, 1998: „Steps Towards Interstellar Silicate Mineralogy – III. The Role of Aluminium in Circumstellar Amorphous Silicates“, *Astron. Astrophys.*, 333, 188–198
- Newman, S. M., L. Clarisse, D. Hurtmans, F. Marengo, B. Johnson, K. Turnbull, S. Havemann, A. J. Baran, D. O’Sullivan und J. Haywood, 2012: „A Case Study of Observations of Volcanic Ash From the Eyjafjallajökull Eruption: 2. Airborne and Satellite Radiative Measurements“, *J. Geophys. Res.*, 117, D00U13
- Niclòs, R., E. Valor, V. Caselles, C. Coll und J. M. Sánchez, 2005: „In Situ Angular Measurements of Thermal Infrared Sea Surface emissivity—Validation of Models“, *Remote Sens. Environ.*, 94, 83–93
- Pavolonis, M. J., 2010: „Advances in Extracting Cloud Composition Information From Spaceborne Infrared Radiances—a Robust Alternative to Brightness Temperatures. Part I: Theory“, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 49, 1992–2012
- Pavolonis, M. J., W. F. Feltz, A. K. Heidinger und G. M. Gallina, 2006: „A Daytime Complement to the Reverse Absorption Technique for Improved Automated Detection of Volcanic Ash“, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 23, 1422–1444
- Peterson, J. T. und J. A. Weinman, 1969: „Optical Properties of Quartz Dust Particles at Infrared Wavelengths“, *J. Geophys. Res.*, 74, 6947–6952
- Peterson, R. A. und K. G. Dean, 2008: „Forecasting Exposure to Volcanic Ash Based on Ash Dispersion Modeling“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 170, 230–246
- Pfeiffer, T., A. Costa und G. Macedonio, 2005: „A Model for the Numerical Simulation of Tephra Fall Deposits“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 140, 273–294
- Picchiani, M., M. Chini, S. Corradini, L. Merucci, P. Sellitto, D. F. Frate und S. Stramondo, 2011: „Volcanic Ash Detection and Retrievals Using MODIS Data by Means of Neural Networks“, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 2619–2631
- Pierluissi, J. H. und G.-S. Peng, 1985: „New Molecular Transmission Band Models for LOW-TRAN“, *Opt. Eng.*, 24, 243541

- Pinto, J. P., R. P. Turco und O. B. Toon, 1989: „Self-Limiting Physical and Chemical Effects in Volcanic Eruption Clouds“, *J. Geophys. Res.*, 94, 11165–11174
- Piscini, A., M. Picchiani, M. Chini, S. Corradini, L. Merucci, F. Del Frate und S. Stramondo, 2014: „A Neural Network Approach for the Simultaneous Retrieval of Volcanic Ash Parameters and SO₂ Using MODIS Data“, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 4023–4047
- Planck, M., 1901: „Über das Gesetz der Energieverteilung im Normalspectrum“, *Ann. Phys.*, 309, 553–563
- Pollack, J. B., O. B. Toon und B. N. Khare, 1973: „Optical Properties of Some Terrestrial Rocks and Glasses“, *Icarus*, 19, 372–389
- Prata, A. J., 1989a: „Infrared Radiative Transfer Calculations for Volcanic Ash Clouds“, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1293–1296
- , 1989b: „Observations of Volcanic Ash Clouds in the 10-12 μm Window Using AVHRR/2 Data“, *Int. J. Remote Sens.*, 10, 751–761
- , 2009: „Satellite Detection of Hazardous Volcanic Clouds and the Risk to Global Air Traffic“, *Nat. Hazards*, 51, 303–324
- Prata, A. J. und I. J. Barton, 1991: „Detection and Discrimination of Volcanic Ash Clouds by Infrared Radiometry—I: Theory“, *Volcanic Ash and Aviation Safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*, hrsg. von T. J. Casadevall, US Geol. Surv. Bull., 2047, 305–311
- Prata, A. J. und C. Bernardo, 2009: „Retrieval of Volcanic Ash Particle Size, Mass and Optical Depth From a Ground-Based Thermal Infrared Camera“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 186, 91–107
- Prata, A. J. und I. F. Grant, 2001a: *Determination of Mass Loadings and Plume Heights of Volcanic Ash Clouds From Satellite Data*, tech. Ber. 48, CSIRO
- , 2001b: „Retrieval of Microphysical and Morphological Properties of Volcanic Ash Plumes From Satellite Data: Application to Mt Ruapehu, New Zealand“, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 2153–2179
- Prata, A. J. und A. T. Prata, 2012: „Eyjafjallajökull Volcanic Ash Concentrations Determined Using Spin Enhanced Visible and Infrared Imager Measurements“, *J. Geophys. Res.*, 117, D00U23
- Prata, A. T., S. T. Siems und M. J. Manton, 2015: „Quantification of Volcanic Cloud Top Heights and Thicknesses Using A-Train Observations for the 2008 Chaitén Eruption“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120

- Przedpelski, Z. J. und T. J. Casadevall, 1991: „Impact of Volcanic Ash From 15 December 1989 Redoubt Volcano Eruption on GE CF6-80C2 Turbofan Engines“, *Volcanic Ash and Aviation Safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*, hrsg. von T. J. Casadevall, US Geol. Surv. Bull., 2047, 129–135
- Räsänen, P., 1998: „Effective Longwave Cloud Fraction and Maximum-Random Overlap of Clouds: a Problem and a Solution“, *Mon. Weather Rev.*, 126, 3336–3340
- Reed, R. D. und R. J. Marks, 1999: *Neural Smithing: Supervised Learning in Feedforward Artificial Neural Networks*, MIT Press, Cambridge
- Rey, G. D. und K. F. Wender, 2008: *Neuronale Netze*, Hans Huber, Bern
- Riedmiller, M., 1994: „Advanced Supervised Learning in Multi-Layer Perceptrons—From Back-propagation to Adaptive Learning Algorithms.“, *Comput. Stand. & Interfaces*, 16, 265–278
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992: „A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations“, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 303–325
- Ritter, H., 1991: *Neuronale Netze*, Addison-Wesley, München
- Rivas-Perea, P., J. G. Rosiles und J. Cota-Ruiz, 2013: „Statistical and Neural Pattern Recognition Methods for Dust Aerosol Detection“, *Int. J. Remote Sens.*, 21, 7648–7670
- Rocha-Lima, A., J. V. Martins, L. A. Remer, N. A. Krotkov, M. H. Tabacniks, Y. Ben-Ami und P. Artaxo, 2014: „Optical, Microphysical and Compositional Properties of the Eyjafjallajökull Volcanic Ash“, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 10649–10661
- Rose, W. I., R. L. Chuan, R. D. Cadle und D. C. Woods, 1980: „Small Particles in Volcanic Eruption Clouds“, *Am. J. Sci.*, 280, 671–696
- Rose, W. I., D. J. Delene, D. J. Schneider, G. J. S. Bluth, A. J. Krueger, I. Sprod, C. McKnee, H. L. Davies und G. G. J. Ernst, 1995: „Ice in the 1994 Rabaul Eruption Cloud: Implications for Volcano Hazard and Atmospheric Effects“, *Nature*, 375, 477–479
- Rose, W. I. und A. J. Durant, 2009: „Fine Ash Content of Explosive Eruptions“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 186, 32–39
- Rose, W. I., Y. Gu, I. M. Watson, T. Yu, G. J. S. Bluth, A. J. Prata, A. J. Krueger, N. Krotkov, S. Carn, M. D. Fromm, D. E. Hunton, G. G. J. Ernst, A. A. Viggiano, T. M. Miller, J. O. Ballenthin, J. M. Reeves, J. C. Wilson, B. E. Anderson und D. E. Flittner, 2003: „The February–March 2000 Eruption of Hekla, Iceland From a Satellite Perspective“, *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, 107–132

- Rumelhart, D. E., G. E. Hinton und R. J. Williams, 1988: „Learning Representations by Back-Propagating Errors“, *Cognitive Modeling*, hrsg. von T. A. Polk und C. M. Seifert, Massachusetts Institute of Technology, 213–220
- Rusk, A. N. und D. Williams, 1971: „Optical Constants of Water in the Infrared“, *J. Opt. Soc. Am.*, 61
- Salisbury, J. W. und D. M. D’Aria, 1992: „Emissivity of Terrestrial Materials in the 8-14 μm Atmospheric Window“, *Remote Sens. Environ.*, 42, 83–106
- Saponaro, G., P. Kolmonen, J. Karhunen, J. Tamminen und G. de Leeuw, 2013: „A Neural Network Algorithm for Cloud Fraction Estimation Using NASA-Aura OMI VIS Radiance Measurements“, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2301–2309
- Sarna-Wojcicki, A. M., S. Shipley, R. B. Waitt, D. Dzurisin und S. H. Wood, 1982: „Areal Distribution, Thickness, Mass, Volume, and Grain Size of Air-Fall Ash From the Six Major Eruptions of 1980“, *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*, hrsg. von P. W. Lipman und D. R. Mullineaux, US Geol. Surv., 577–600
- Schmid, J., 2000: „The SEVIRI Instrument“, *Proceedings of the 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User’s Conference, Bologna, Italy, 29 May–2 June 2000*
- Schmidt, A., C. S. Witham, N. Theys, N. A. D. Richards, T. Thordarson, K. Szpek, W. Feng, M. C. Hort, A. M. Woolley, A. R. Jones, A. L. Redington, B. T. Johnson, C. L. Hayward und K. S. Carslaw, 2014: „Assessing Hazards to Aviation From Sulfur Dioxide Emitted by Explosive Icelandic Eruptions“, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119
- Schneider, D. J., W. I. Rose und L. Kelley, 1995: „Tracking of 1992 Eruption Clouds From Crater Peak Vent of Mount Spurr Volcano, Alaska, Using AVHRR“, *US Geol. Surv. Bull.*, 2139, 27–36
- Schumann, U., B. Weinzierl, O. Reitebuch, H. Schlager, A. Minikin, C. Forster, R. Baumann, T. Sailer, K. Graf, H. Mannstein, C. Voigt, S. Rahm, R. Simmet, M. Scheibe, M. Lichtenstern, P. Stock, H. Ruba D. Schäuble, A. Tafferter, M. Rautenhaus, T. Gerz, H. Ziereis, M. Krautstrunk, C. Mallaun, J.-F. Gayet, K. Lieke, K. Kandler, M. Ebert, S. Weinbruch, A. Stohl, J. Gasteiger, S. Groß, V. Freudenthaler, M. Wiegner, A. Ansmann, M. Tesche, H. Olafsson und K. Sturm, 2011: „Airborne Observations of the Eyjafjalla Volcano Ash Cloud Over Europe During Air Space Closure in April and May 2010“, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2245–2279
- Seemann, S. W., E. E. Borbas, R. O. Knuteson, G. R. Stephenson und H.-L. Huang, 2008: „Development of a Global Infrared Land Surface Emissivity Database for Application to Clear Sky Sounding Retrievals From Multispectral Satellite Radiance Measurements“, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 108–123

- Seftor, C. J., N. C. Hsu, J. R. Herman, P. K. Bhartia, O. Torres, W. I. Rose, D. J. Schneider und N. Krotkov, 1997: „Detection of Volcanic Ash Clouds From Nimbus 7/Total Ozone Mapping Spectrometer“, *J. Geophys. Res.*, 102, 16749–16759
- Servoin, J. L. und B. Piriou, 1973: „Infrared Reflectivity and Raman Scattering of Mg_2SiO_4 Single Crystal“, *Physica Status Solidi*, 55, 677–686
- Sigmundsson, F., S. Hreinsdóttir, A. Hooper, T. Árnadóttir, R. Pedersen, M. J. Roberts, N. Óskarsson, A. Auriac, J. Decriem, P. Einarsson, H. Geirsson, M. Hensch, B. G. Ófeigsson, E. Sturkell, H. Sveinbjörnsson und K. L. Feigl, 2010: „Intrusion Triggering of the 2010 Eyjafjallajökull Explosive Eruption“, *Nature*, 468, 426–430
- Sobrino, J. A. und M. Romaguera, 2004: „Land Surface Temperature Retrieval From MSG1-SEVIRI Data“, *Remote Sens. Environ.*, 92, 247–254
- Sokolik, I. N. und O. B. Toon, 1999: „Incorporation of Mineralogical Composition Into Models of the Radiative Properties of Mineral Aerosol From UV to IR Wavelengths“, *J. Geophys. Res.*, 104, 9423–9444
- Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe und K. Jayaweera, 1988: „Numerically Stable Algorithm for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Multiple Scattering and Emitting Layered Media“, *Appl. Opt.*, 27, 2502–2509
- Stewart, C., D. M. Johnston, G. S. Leonard, C. J. Horwell, T. Thordarson und S. J. Cronin, 2006: „Contamination of Water Supplies by Volcanic Ashfall: a Literature Review and Simple Impact Modelling“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 158, 296–306
- Stowe, L. L., R. M. Carey und P. P. Pellegrino, 1992: „Monitoring the Mt. Pinatubo Aerosol Layer with NOAA/11 AVHRR Data“, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 159–162
- Suzuki, Y. J. und T. Koyaguchi, 2013: „3D Numerical Simulation of Volcanic Eruption Clouds During the 2011 Shinmoe-Dake Eruptions“, *Earth Planets Space*, 65, 581–589
- Taylor, M., S. Kazadzis, A. Tsekeri, A. Gkikas und V. Amiridis, 2014: „Satellite Retrieval of Aerosol Microphysical and Optical Parameters Using Neural Networks: a New Methodology Applied to the Sahara Desert Dust Peak“, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 3151–3175
- Thomas, G. E., S. F. Bass, R. G. Grainger und A. Lambert, 2005: „Retrieval of Aerosol Refractive Index From Extinction Spectra with a Damped Harmonic-Oscillator Band Model“, *Appl. Opt.*, 44, 1332–1341
- Thomas, H. E. und A. J. Prata, 2011: „Sulphur Dioxide As a Volcanic Ash Proxy During the April–May 2010 Eruption of Eyjafjallajökull Volcano, Iceland“, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 6871–6880
- Turnbull, K., B. Johnson, F. Marengo, J. Haywood, A. Minikin, B. Weinzierl, H. Schlager, U. Schumann, S. Leadbetter und A. Woolley, 2012: „A Case Study of Observations of Volcanic

- Ash From the Eyjafjallajökull Eruption: 1. In Situ Airborne Observations“, *J. Geophys. Res.*, 117, D00U12
- Vandenbussche, S., S. Kochenova, A. C. Vandaele, N. Kumps und M. de Mazière, 2013: „Retrieval of Desert Dust Aerosol Vertical Profiles From IASI Measurements in the TIR Atmospheric Window“, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2577–2591
- Varekamp, J. C., J. F. Luhr und K. L. Prestegard, 1984: „The 1982 Eruptions of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico): Character of the Eruptions, Ash-Fall Deposits, and Gasphase“, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 39–68
- Virtanen, T. H., P. Kolmonen, E. Rodríguez, L. Sogacheva, A.-M. Sundström und G. de Leeuw, 2014: „Ash Plume Top Height Estimation Using AATSR“, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 2437–2456
- Volz, F. E., 1973: „Infrared Optical Constants of Ammonium Sulfate, Saharan Dust, Volcanic Pumice and Flyash“, *Appl. Opt.*, 12, 564–568
- Warren, S. G. und R. E. Brandt, 2008: „Optical Constants of Ice From the Ultraviolet to the Microwave: A Revised Compilation“, *J. Geophys. Res.*, 113
- Weinzierl, B., D. Sauer, A. Minikin, O. Reitebuch, F. Dählkötter, B. Mayer, C. Emde, I. Tegen, J. Gasteiger, A. Petzold, A. Veira, U. Küppers und U. Schumann, 2012: „On the Visibility of Airborne Volcanic Ash and Mineral Dust From the Pilot’s Perspective in Flight“, *Phys. Chem. Earth*, 45, 87–102
- Wen, S. und W. I. Rose, 1994: „Retrieval of Sizes and Total Masses of Particles in Volcanic Clouds Using AVHRR Bands 4 and 5“, *J. Geophys. Res.*, 99, 5421–5431
- Wohletz, K. H., M. F. Sheridan und W. K. Brown, 1989: „Particle Size Distributions and the Sequential Fragmentation/Transport Theory Applied to Volcanic Ash“, *J. Geophys. Res.*, 94, 15703–15721
- Wu, X. und W. L. Smith, 1997: „Emissivity of Rough Sea Surface for 8–13 μm : Modeling and Verification“, *Appl. Opt.*, 36, 2609
- Wyser, K., 1998: „The Effective Radius in Ice Clouds“, *J. Clim.*, 11, 1793–1802
- Yamanouchi, T., K. Suzuki und S. Kawaguchi, 1987: „Detection of Clouds in Antarctica From Infrared Multispectral Data of AVHRR“, *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 949–961
- Yang, P., K. N. Liou, K. Wyser und D. Mitchell, 2000: „Parameterization of the Scattering and Absorption Properties of Individual Ice Crystals“, *J. Geophys. Res.*, 105, 4699–4718

Online-Quellen

- Australian Government – Department of the Environment, 28.11.2012, URL: <http://www.environment.gov.au/resource/state-air-national-ambient-air-quality-status-and-trends-report-1991-2001> (28.11.2012)
- BBC News, 20.4.2010: *Scientists Assess Flight Risks From Iceland Volcano Ash*, URL: <http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/8629609.stm> (3.12.2012)
- Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung, 23.5.2011a: *Deutschland legt verbindliche Grenzwerte für Vulkanasche in der Luft fest*, URL: <http://www.bmvbs.de/SharedDocs/DE/Pressemitteilungen/2011/107-ramsauer-allgemeinverfuegung-vulkanasche.html?linkToOverview=js> (29.11.2012)
- , 24.5.2011b: *Bekanntmachung der Allgemeinverfügung des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung über Regelungen für die Durchführung von Flügen in mit Vulkan aerosol (Vulkanasche) kontaminierten Lufträumen*, URL: http://www.lba.de/SharedDocs/Downloads/T/T2/Stoerungsmeldungen/BMVBS_Allgemeinverf_Vulkan.pdf?__blob=publicationFile (29.11.2012)
- Bundestag, 21.4.2010: *Plenarsitzungsprotokoll 17/36*, URL: <http://dip21.bundestag.de/dip21/btp/17/17036.pdf> (29.11.2012)
- Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC), 28.11.2012: *Atmospheric Measurements of Climate-Relevant Species*, URL: <http://cdiac.ornl.gov/tracegases.html> (28.11.2012)
- Der Spiegel, 25.5.2011: *Kritik an Flugverboten, Asche, Angst und Ärger*, URL: <http://www.spiegel.de/politik/deutschland/kritik-an-flugverboten-asche-angst-und-aerger-a-764868.html> (18.12.2012)
- Die Welt, 4.5.2010: *EU einigt sich auf Grenzwerte für Vulkanasche*, URL: <http://www.welt.de/reise/article7475572/EU-einigt-sich-auf-Grenzwerte-fuer-Vulkanasche.html> (29.11.2012)
- Die Zeit, 21.4.2010: *Wie wir wissen, wissen wir nichts über Aschewolken*, URL: <http://www.zeit.de/wissen/umwelt/2010-04/forschungsflug-vulkan-falcon> (29.11.2012)
- Earth System Research Laboratory (ESRL), 28.11.2012: *GMD Data Archive*, URL: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/ftpdata.html> (28.11.2012)
- Eurocontrol, 15.4.2010: *Update on European Air Traffic Situation*, URL: <http://www.eurocontrol.int/system/files/sites/default/files/20100415-volcanic-ash-statement-final.pdf> (29.11.2012)

- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 8.4.2002: *IFS Documentation*, URL: http://nwmstest.ecmwf.int/research/ifsdocs/DYNAMICS/Chap2_Discretization4.html#961180 (23.7.2014)
- , 27.3.2013: *91 Model Levels*, URL: http://nwmstest.ecmwf.int/products/data/technical/model_levels/model_def_91.html (23.7.2014)
- , 25.2.2014: *IFS Documentation*, URL: <http://old.ecmwf.int/research/ifsdocs> (14.7.2014)
- European Space Agency (ESA), 20.12.2005: *Space in Images – 2005 – 12 – MSG-2 installation on the two shocks attenuators*, URL: http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2005/12/MSG-2_installation_on_the_two_shocks_attenuators (28.7.2015)
- Flight International, 16.4.2010: *Finnish F-18 Engine Check Reveals Effects of Volcanic Dust*, URL: <http://www.flightglobal.com/news/articles/pictures-finnish-f-18-engine-check-reveals-effects-of-volcanic-340727> (4.12.2012)
- GingkoMaps, 4.2.2010: *Europe: Maps of Europe*, URL: http://www.ginggomaps.com/maps_europe.html (28.7.2012)
- Kerkmann, J., 22.11.2011: *Dust & Smoke Detection with MSG SEVIRI RGB Products*, URL: http://www.eumetsat.int/website/wcm/idc/idcplg?IdcService=GET_FILE%5C&dDocName=ZIP_TL_11_11_22%5C&RevisionSelectionMethod=LatestReleased%5C&Rendition=Web (17.12.2014)
- Luftfahrt-Bundesamt, 24.5.2011: *Allgemeinverfügung über Regelungen für die Durchführung von Flügen in mit Vulkanaerosol (Vulkanasche) kontaminierten Lufträumen*, URL: http://www.lba.de/SharedDocs/Downloads/T/T2/Stoerungsmeldungen/BMVBS_Allgemeinverf_Vulkan.pdf?__blob=publicationFile (18.12.2012)
- Mayer, B., C. Emde, R. Buras und A. Kylling, 28.5.2014: *libRadtran*, URL: <http://www.libradtran.org> (23.7.2014)
- Minnett, P., O. Arino, E. Armstrong, V. Banzon, I. Barton, H. Beggs, K. Casey, S. Castro, M. Chin, C. Anne Clayson, P. Cornillon, C. Donlon, S. Eastwood, B. Emery, B. Evans, G. França, C. Gentemann, R. Grumbine, L. Guan, A. Harris, J. Hoeyer, S. Hook, A. Ignatov, S. Ishizaki, M. Kachi, A. Kaplan, P. LeBorgne, T. Liu, M. Martin, E. Maturi, D. May, C. Merchant, J. Mittaz, T. Nightingale, A. O’Carroll, J.-F. Piollé, D. Poulter, N. Rayner, J. Roberts-Jones, I. Robinson, J. Vazquez, C. Peter Whittle, G. Wick und W. Wimmer, 31.10.2011: *Land/Sea/Lake Definition in the NAVOCEANO SST Processing Chain*, URL: <https://www.ghrsst.org/products-and-services/tools/navo-ghrsst-pp-land-sea-mask/> (20.2.2014)

- National Aeronautics and Space Administration (NASA), 23.7.2014: *MODIS Website - Components of MODIS*, URL: <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php> (23.7.2014)
- Python Software Foundation, 27.6.2013: *9.6. Random — Generate Pseudo-Random Numbers*, URL: <http://docs.python.org/2.7/library/random.html#module-random> (27.6.2013)
- Reuters, 19.4.2010: *Glass Build-Up Found in NATO F-16 engine-US Official*, URL: <http://www.reuters.com/article/2010/04/19/europe-air-f-idUSLDE63I18820100419> (4.12.2012)
- Rheinische Post, 21.4.2010a: *Flugzeuge heben trotz Luftraum-Sperre ab*, URL: <http://nachrichten.rp-online.de/politik/flugzeuge-heben-trotz-luftraum-sperre-ab-1.73042> (29.11.2012)
- , 21.4.2010b: *Ramsauer will Meldezentrum einrichten*, URL: <http://www.rp-online.de/politik/deutschland/ramsauer-will-meldezentrum-einrichten-1.2125735> (29.11.2012)
- Tagesschau, 18.4.2010: *Stillstand am Flughafen, Schlangen bei der Bahn*, URL: <http://www.tagesschau.de/inland/flugverbotreisende100.html> (29.11.2012)
- , 31.1.2013a: *Mehr Rechte für Passagiere bei Flugausfällen*, URL: <http://www.tagesschau.de/wirtschaft/eugh-fluggastrechte100.html> (13.2.2013)
- , 23.4.2013b: *Klage gegen Flugverbot wegen Aschewolke abgewiesen*, URL: <http://www.tagesschau.de/inland/flugverbot140.html> (29.4.2013)
- Time, 20.4.2010: *The Cost of Europe's Volcanic-Ash Travel Crisis*, URL: <http://www.time.com/time/business/article/0,8599,1983169,00.html> (4.12.2012)
- United States Environmental Protection Agency, 28.6.2013: *Sulfur Dioxide*, URL: <http://www.epa.gov/airquality/sulfurdioxide> (27.11.2013)
- United States Geological Survey, 13.12.2012: *Properties of Volcanic Ash: Volcanic Ash Hazards and Ways to Minimize Them*, URL: <http://volcanoes.usgs.gov/ash/properties.html> (3.2.2009)
- Wolfram Research, 28.11.2012: *Wolfram Alpha: Computational Knowledge Engine*, URL: <http://www.wolframalpha.com/> (28.11.2012)

Kapitel 8

Danksagung

Für die Möglichkeit zur Durchführung dieser Arbeit und deren Betreuung bedanke ich mich bei

- Prof. Dr. B. Mayer,
- Prof. Dr. U. Schumann und
- Dr. R. Meerkötter,

für die fachliche Unterstützung bei

- Dr. C. Emde,
- Dr. K. Graf,
- Dr. J. Gasteiger,
- Dr. L. Klüser,
- Dr. L. Bugliaro,
- Dr. T. Zinner,
- Dr. H. Mannstein,
- Dr. R. Buras,
- Dr. S. Kox und
- Dr. P. Kostka,

für technische Hilfe bei

- W. Beer und
- H. Lößlein,

für anderweitige Hilfe bei

- Dr. F. Faure,
- Dr. U. Wißmeier,
- Dr. C. Klinger,

- Dr. C. Pause,
- B. Baumann und
- Dr. M. Vázquez Navarro

sowie für allgemeine Unterstützung bei meinen Eltern.

Anhang A

Anhang

A.1 Referenzwerte

Im Folgenden sind alle relevanten Werte aufgeführt, welche im Zuge einer kompletten Simulationsreihe des Programms Global Simulation verwendet wurden. Für schichtabhängige Größen sind die zugehörigen Werte sequentiell von der obersten Schichtmitte beziehungsweise -grenze bis zur untersten angegeben.

Zeitpunkt: 2010-02

Geographische Breite: $-5,16974592209^\circ$

Geographische Länge: $+24,9555473328^\circ$

Sonnenzenitwinkel: $33,1124124571^\circ$

Kosinuswerte des Satellitenzenitwinkels (μ):

0,02, 0,04, 0,06, 0,08, 0,10, 0,12, 0,14, 0,16, 0,18, 0,20, 0,22, 0,24, 0,26, 0,28, 0,30, 0,32,
0,34, 0,36, 0,38, 0,40, 0,42, 0,44, 0,46, 0,48, 0,50, 0,52, 0,54, 0,56, 0,58, 0,60, 0,62, 0,64,
0,66, 0,68, 0,70, 0,72, 0,74, 0,76, 0,78, 0,80, 0,82, 0,84, 0,86, 0,88, 0,90, 0,92, 0,94, 0,96,
0,98, 1,00

Typ der Erdoberfläche: Land

Höhe der Erdoberfläche: 609,601040413 m

Temperatur der Erdoberfläche: 299,218200684 K

Albedo der Erdoberfläche für Land:

<i>Wellenlänge in m</i>	<i>Albedo</i>
$3,60 \times 10^{-6}$	0,03000998
$4,30 \times 10^{-6}$	0,06728995

$5,00 \times 10^{-6}$	0,03873998
$5,80 \times 10^{-6}$	0,02740997
$7,60 \times 10^{-6}$	0,02367997
$8,30 \times 10^{-6}$	0,04181999
$9,30 \times 10^{-6}$	0,04181999
$1,08 \times 10^{-5}$	0,04481000
$1,21 \times 10^{-5}$	0,03911000
$1,43 \times 10^{-5}$	0,03303003

Luftdruck an der Erdoberfläche: 94054,7651607 Pa

Luftdruck für Schichtgrenzen in Pa:

$1,00000000 \times 10^{-02}$, $2,00004005 \times 10^{+00}$, $3,98083210 \times 10^{+00}$, $7,38718605 \times 10^{+00}$,
 $1,29083195 \times 10^{+01}$, $2,14136047 \times 10^{+01}$, $3,39528656 \times 10^{+01}$, $5,17465973 \times 10^{+01}$,
 $7,61676636 \times 10^{+01}$, $1,08715561 \times 10^{+02}$, $1,50986023 \times 10^{+02}$, $2,04637451 \times 10^{+02}$,
 $2,71356445 \times 10^{+02}$, $3,52824463 \times 10^{+02}$, $4,50685791 \times 10^{+02}$, $5,66519287 \times 10^{+02}$,
 $7,01813232 \times 10^{+02}$, $8,57945801 \times 10^{+02}$, $1,03616650 \times 10^{+03}$, $1,23758545 \times 10^{+03}$,
 $1,46316382 \times 10^{+03}$, $1,71370972 \times 10^{+03}$, $1,98987451 \times 10^{+03}$, $2,29215552 \times 10^{+03}$,
 $2,62089844 \times 10^{+03}$, $2,97630225 \times 10^{+03}$, $3,35842578 \times 10^{+03}$, $3,76719604 \times 10^{+03}$,
 $4,20241797 \times 10^{+03}$, $4,66377734 \times 10^{+03}$, $5,15085938 \times 10^{+03}$, $5,66315625 \times 10^{+03}$,
 $6,19983984 \times 10^{+03}$, $6,75972656 \times 10^{+03}$, $7,34149437 \times 10^{+03}$, $7,94423423 \times 10^{+03}$,
 $8,56976671 \times 10^{+03}$, $9,22066011 \times 10^{+03}$, $9,89979294 \times 10^{+03}$, $1,06104610 \times 10^{+04}$,
 $1,13565518 \times 10^{+04}$, $1,21426544 \times 10^{+04}$, $1,29739335 \times 10^{+04}$, $1,38545628 \times 10^{+04}$,
 $1,47866417 \times 10^{+04}$, $1,57724715 \times 10^{+04}$, $1,68145163 \times 10^{+04}$, $1,79152863 \times 10^{+04}$,
 $1,90775728 \times 10^{+04}$, $2,03042209 \times 10^{+04}$, $2,15983447 \times 10^{+04}$, $2,29631778 \times 10^{+04}$,
 $2,44021625 \times 10^{+04}$, $2,59189226 \times 10^{+04}$, $2,75172857 \times 10^{+04}$, $2,92012730 \times 10^{+04}$,
 $3,09751308 \times 10^{+04}$, $3,28432549 \times 10^{+04}$, $3,48103467 \times 10^{+04}$, $3,68812164 \times 10^{+04}$,
 $3,90609612 \times 10^{+04}$, $4,13535150 \times 10^{+04}$, $4,37611098 \times 10^{+04}$, $4,62621986 \times 10^{+04}$,
 $4,88341329 \times 10^{+04}$, $5,14524728 \times 10^{+04}$, $5,40916988 \times 10^{+04}$, $5,67266894 \times 10^{+04}$,
 $5,93432019 \times 10^{+04}$, $6,19296238 \times 10^{+04}$, $6,44756805 \times 10^{+04}$, $6,69712535 \times 10^{+04}$,
 $6,94021627 \times 10^{+04}$, $7,17572856 \times 10^{+04}$, $7,40275098 \times 10^{+04}$, $7,62043024 \times 10^{+04}$,
 $7,82756719 \times 10^{+04}$, $8,02325280 \times 10^{+04}$, $8,20687820 \times 10^{+04}$, $8,37794063 \times 10^{+04}$,
 $8,53568227 \times 10^{+04}$, $8,67954901 \times 10^{+04}$, $8,80942980 \times 10^{+04}$, $8,92536340 \times 10^{+04}$,
 $9,02729738 \times 10^{+04}$, $9,11517201 \times 10^{+04}$, $9,18958921 \times 10^{+04}$, $9,25462186 \times 10^{+04}$,
 $9,30887585 \times 10^{+04}$, $9,35162148 \times 10^{+04}$, $9,38318698 \times 10^{+04}$, $9,40547652 \times 10^{+04}$

Luftdruck für Schichtmitten in Pa:

1,01002003 $\times 10^{+00}$, 2,99043608 $\times 10^{+00}$, 5,68400908 $\times 10^{+00}$, 1,01477528 $\times 10^{+01}$,
1,71609621 $\times 10^{+01}$, 2,76832352 $\times 10^{+01}$, 4,28497314 $\times 10^{+01}$, 6,39571304 $\times 10^{+01}$,
9,24416122 $\times 10^{+01}$, 1,29850792 $\times 10^{+02}$, 1,77811737 $\times 10^{+02}$, 2,37996948 $\times 10^{+02}$,
3,12090454 $\times 10^{+02}$, 4,01755127 $\times 10^{+02}$, 5,08602539 $\times 10^{+02}$, 6,34166260 $\times 10^{+02}$,
7,79879517 $\times 10^{+02}$, 9,47056152 $\times 10^{+02}$, 1,13687598 $\times 10^{+03}$, 1,35037463 $\times 10^{+03}$,
1,58843677 $\times 10^{+03}$, 1,85179211 $\times 10^{+03}$, 2,14101501 $\times 10^{+03}$, 2,45652698 $\times 10^{+03}$,
2,79860034 $\times 10^{+03}$, 3,16736401 $\times 10^{+03}$, 3,56281091 $\times 10^{+03}$, 3,98480701 $\times 10^{+03}$,
4,43309766 $\times 10^{+03}$, 4,90731836 $\times 10^{+03}$, 5,40700781 $\times 10^{+03}$, 5,93149805 $\times 10^{+03}$,
6,47978320 $\times 10^{+03}$, 7,05061047 $\times 10^{+03}$, 7,64286430 $\times 10^{+03}$, 8,25700047 $\times 10^{+03}$,
8,89521341 $\times 10^{+03}$, 9,56022652 $\times 10^{+03}$, 1,02551269 $\times 10^{+04}$, 1,09835064 $\times 10^{+04}$,
1,17496031 $\times 10^{+04}$, 1,25582939 $\times 10^{+04}$, 1,34142481 $\times 10^{+04}$, 1,43206022 $\times 10^{+04}$,
1,52795566 $\times 10^{+04}$, 1,62934939 $\times 10^{+04}$, 1,73649013 $\times 10^{+04}$, 1,84964296 $\times 10^{+04}$,
1,96908968 $\times 10^{+04}$, 2,09512828 $\times 10^{+04}$, 2,22807612 $\times 10^{+04}$, 2,36826701 $\times 10^{+04}$,
2,51605425 $\times 10^{+04}$, 2,67181041 $\times 10^{+04}$, 2,83592793 $\times 10^{+04}$, 3,00882019 $\times 10^{+04}$,
3,19091929 $\times 10^{+04}$, 3,38268008 $\times 10^{+04}$, 3,58457816 $\times 10^{+04}$, 3,79710888 $\times 10^{+04}$,
4,02072381 $\times 10^{+04}$, 4,25573124 $\times 10^{+04}$, 4,50116542 $\times 10^{+04}$, 4,75481657 $\times 10^{+04}$,
5,01433029 $\times 10^{+04}$, 5,27720858 $\times 10^{+04}$, 5,54091941 $\times 10^{+04}$, 5,80349457 $\times 10^{+04}$,
6,06364128 $\times 10^{+04}$, 6,32026521 $\times 10^{+04}$, 6,57234670 $\times 10^{+04}$, 6,81867081 $\times 10^{+04}$,
7,05797241 $\times 10^{+04}$, 7,28923977 $\times 10^{+04}$, 7,51159061 $\times 10^{+04}$, 7,72399872 $\times 10^{+04}$,
7,92541000 $\times 10^{+04}$, 8,11506550 $\times 10^{+04}$, 8,29240941 $\times 10^{+04}$, 8,45681145 $\times 10^{+04}$,
8,60761564 $\times 10^{+04}$, 8,74448940 $\times 10^{+04}$, 8,86739660 $\times 10^{+04}$, 8,97633039 $\times 10^{+04}$,
9,07123470 $\times 10^{+04}$, 9,15238061 $\times 10^{+04}$, 9,22210553 $\times 10^{+04}$, 9,28174885 $\times 10^{+04}$,
9,33024866 $\times 10^{+04}$, 9,36740423 $\times 10^{+04}$, 9,39433175 $\times 10^{+04}$

Temperatur für Schichtgrenzen in K:

199,59001951, 208,47793992, 217,36586034, 230,30082358, 244,74722529,
257,40838045, 265,51246889, 268,03440798, 267,60496546, 265,56816484,
262,59780905, 262,04084930, 259,58522513, 251,68951741, 241,71140353,
235,71042176, 233,06735954, 232,63460117, 231,93013990, 228,13899171,
223,37857850, 219,55479380, 216,76166379, 215,23995951, 213,59991635,
210,32571551, 205,77606946, 202,27756595, 200,04300100, 197,59356982,
195,25179431, 194,48757366, 194,71524918, 194,82823670, 194,27199956,
192,78476525, 190,68065184, 188,87263866, 188,78506577, 190,17578378,
192,36229773, 195,16599406, 198,48991230, 201,97796641, 205,53688099,

209,08260872, 212,63777131, 216,33318968, 219,70830496, 222,68809512,
225,97157691, 229,49419758, 232,95734844, 236,35322978, 239,72062197,
243,05862043, 246,32857811, 249,50157155, 252,62815557, 255,73960841,
258,74717944, 261,55005705, 264,12239968, 266,50623070, 268,76110378,
270,91413471, 272,89962680, 274,76745925, 276,73121935, 278,55890072,
280,04920340, 281,53676033, 283,22652108, 284,91015700, 286,36036264,
287,58509623, 288,65139816, 289,56222187, 290,41953315, 291,40516281,
292,47551889, 293,34274876, 293,82241089, 294,40099312, 295,23013618,
295,97770706, 296,62515834, 297,22252040, 297,73305705, 298,15268302,
298,52223436, 298,8917857

Temperatur für Schichtmitten in K:

202,52618408, 211,98220825, 224,06863403, 237,85072327, 252,90899658,
262,62744141, 268,80139160, 267,17312622, 268,08355713, 262,81243896,
262,36505127, 261,69241333, 257,33853149, 245,70921326, 237,50596619,
233,83236694, 232,27128601, 233,01092529, 230,81532288, 225,38882446,
221,31996155, 217,75280762, 215,75273132, 214,71934509, 212,46607971,
208,16255188, 203,36901855, 201,17874146, 198,90155029, 196,28108215,
194,22045898, 194,75474548, 194,67582703, 194,98005676, 193,56741333,
192,00331116, 189,35466003, 188,38751221, 189,18673706, 191,17910767,
193,56761169, 196,80090332, 200,22116089, 203,77760315, 207,33827209,
210,86811829, 214,44856262, 218,26130676, 221,18838501, 224,22196960,
227,76087952, 231,26676941, 234,68617249, 238,05799866, 241,42086792,
244,73347473, 247,95980835, 251,07832336, 254,21313477, 257,30072021,
260,22558594, 262,90203857, 265,35510254, 267,65795898, 269,85470581,
271,95507812, 273,81994629, 275,68679810, 277,74124146, 279,34729004,
280,72387695, 282,31414795, 284,09533691, 285,68304443, 287,00012207,
288,13403320, 289,13391113, 289,95941162, 290,84356689, 291,91796875,
292,97955322, 293,66806030, 293,95922852, 294,78704834, 295,61010742,
296,28762817, 296,91900635, 297,47491455, 297,93591309, 298,31243896,
298,67016602

Höhe für Schichtgrenzen in m:

$7,89256837 \times 10^{+4}$, $7,45011627 \times 10^{+4}$, $7,03246774 \times 10^{+4}$, $6,63783746 \times 10^{+4}$,
 $6,26045414 \times 10^{+4}$, $5,89684326 \times 10^{+4}$, $5,54899078 \times 10^{+4}$, $5,22119033 \times 10^{+4}$,
 $4,91789441 \times 10^{+4}$, $4,63912157 \times 10^{+4}$, $4,38387099 \times 10^{+4}$, $4,15012737 \times 10^{+4}$,

$3,93365091 \times 10^{+4}$, $3,73418468 \times 10^{+4}$, $3,55392231 \times 10^{+4}$, $3,39212586 \times 10^{+4}$,
 $3,24436877 \times 10^{+4}$, $3,10731522 \times 10^{+4}$, $2,97876571 \times 10^{+4}$, $2,85816015 \times 10^{+4}$,
 $2,74634507 \times 10^{+4}$, $2,64299051 \times 10^{+4}$, $2,54696108 \times 10^{+4}$, $2,45721950 \times 10^{+4}$,
 $2,37276667 \times 10^{+4}$, $2,29324834 \times 10^{+4}$, $2,21887502 \times 10^{+4}$, $2,14968369 \times 10^{+4}$,
 $2,08494104 \times 10^{+4}$, $2,02393728 \times 10^{+4}$, $1,96647305 \times 10^{+4}$, $1,91227327 \times 10^{+4}$,
 $1,86071986 \times 10^{+4}$, $1,81143369 \times 10^{+4}$, $1,76434293 \times 10^{+4}$, $1,71946549 \times 10^{+4}$,
 $1,67668711 \times 10^{+4}$, $1,63582082 \times 10^{+4}$, $1,59652470 \times 10^{+4}$, $1,55820810 \times 10^{+4}$,
 $1,52037219 \times 10^{+4}$, $1,48267769 \times 10^{+4}$, $1,44483914 \times 10^{+4}$, $1,40667263 \times 10^{+4}$,
 $1,36816828 \times 10^{+4}$, $1,32932722 \times 10^{+4}$, $1,29016242 \times 10^{+4}$, $1,25068333 \times 10^{+4}$,
 $1,21086804 \times 10^{+4}$, $1,17078237 \times 10^{+4}$, $1,13049689 \times 10^{+4}$, $1,08995609 \times 10^{+4}$,
 $1,04911635 \times 10^{+4}$, $1,00798666 \times 10^{+4}$, $9,66576159 \times 10^{+3}$, $9,24886753 \times 10^{+3}$,
 $8,82919792 \times 10^{+3}$, $8,40684492 \times 10^{+3}$, $7,98192722 \times 10^{+3}$, $7,55449976 \times 10^{+3}$,
 $7,12455345 \times 10^{+3}$, $6,69248717 \times 10^{+3}$, $6,25915827 \times 10^{+3}$, $5,82937825 \times 10^{+3}$,
 $5,40723990 \times 10^{+3}$, $4,99629324 \times 10^{+3}$, $4,59956359 \times 10^{+3}$, $4,21956875 \times 10^{+3}$,
 $3,85685439 \times 10^{+3}$, $3,51125114 \times 10^{+3}$, $3,18270178 \times 10^{+3}$, $2,87136520 \times 10^{+3}$,
 $2,57750709 \times 10^{+3}$, $2,30081970 \times 10^{+3}$, $2,04103563 \times 10^{+3}$, $1,79808675 \times 10^{+3}$,
 $1,57230154 \times 10^{+3}$, $1,36364999 \times 10^{+3}$, $1,17183050 \times 10^{+3}$, $9,96441216 \times 10^{+2}$,
 $8,37319985 \times 10^{+2}$, $6,94215795 \times 10^{+2}$, $5,66665739 \times 10^{+2}$, $4,54203613 \times 10^{+2}$,
 $3,56336238 \times 10^{+2}$, $2,72616145 \times 10^{+2}$, $2,02167406 \times 10^{+2}$, $1,40933202 \times 10^{+2}$,
 $9,00748379 \times 10^{+1}$, $5,01446893 \times 10^{+1}$, $2,07339499 \times 10^{+1}$, $0,00000000 \times 10^{+0}$

Dichte von Luft für Schichtgrenzen in kg m^{-3} :

$1,74512113 \times 10^{-7}$, $3,34151168 \times 10^{-5}$, $6,37891659 \times 10^{-5}$, $1,11724377 \times 10^{-4}$,
 $1,83703033 \times 10^{-4}$, $2,89755372 \times 10^{-4}$, $4,45405843 \times 10^{-4}$, $6,72443261 \times 10^{-4}$,
 $9,91381621 \times 10^{-4}$, $1,42587054 \times 10^{-3}$, $2,00267301 \times 10^{-3}$, $2,72007273 \times 10^{-3}$,
 $3,64103261 \times 10^{-3}$, $4,88267658 \times 10^{-3}$, $6,49443124 \times 10^{-3}$, $8,37144276 \times 10^{-3}$,
 $1,04882853 \times 10^{-2}$, $1,28454682 \times 10^{-2}$, $1,55609732 \times 10^{-2}$, $1,88947032 \times 10^{-2}$,
 $2,28147559 \times 10^{-2}$, $2,71868401 \times 10^{-2}$, $3,19747833 \times 10^{-2}$, $3,70924548 \times 10^{-2}$,
 $4,27379327 \times 10^{-2}$, $4,92888919 \times 10^{-2}$, $5,68467034 \times 10^{-2}$, $6,48686559 \times 10^{-2}$,
 $7,31712174 \times 10^{-2}$, $8,22108991 \times 10^{-2}$, $9,18859388 \times 10^{-2}$, $1,01421746 \times 10^{-1}$,
 $1,10903411 \times 10^{-1}$, $1,20848601 \times 10^{-1}$, $1,31625083 \times 10^{-1}$, $1,43530344 \times 10^{-1}$,
 $1,56540519 \times 10^{-1}$, $1,70042454 \times 10^{-1}$, $1,82651344 \times 10^{-1}$, $1,94331603 \times 10^{-1}$,
 $2,05632108 \times 10^{-1}$, $2,16707471 \times 10^{-1}$, $2,27665710 \times 10^{-1}$, $2,38920396 \times 10^{-1}$,
 $2,50578720 \times 10^{-1}$, $2,62752125 \times 10^{-1}$, $2,75428175 \times 10^{-1}$, $2,88446316 \times 10^{-1}$,
 $3,02441263 \times 10^{-1}$, $3,17580425 \times 10^{-1}$, $3,32913226 \times 10^{-1}$, $3,48517568 \times 10^{-1}$,

$3,64851635 \times 10^{-1}$, $3,81961685 \times 10^{-1}$, $3,99820073 \times 10^{-1}$, $4,18461158 \times 10^{-1}$,
 $4,37988539 \times 10^{-1}$, $4,58497849 \times 10^{-1}$, $4,79944473 \times 10^{-1}$, $5,02309784 \times 10^{-1}$,
 $5,25813459 \times 10^{-1}$, $5,50708790 \times 10^{-1}$, $5,77095237 \times 10^{-1}$, $6,04621099 \times 10^{-1}$,
 $6,32880132 \times 10^{-1}$, $6,61513915 \times 10^{-1}$, $6,90386159 \times 10^{-1}$, $7,19095445 \times 10^{-1}$,
 $7,46925378 \times 10^{-1}$, $7,74365149 \times 10^{-1}$, $8,01910666 \times 10^{-1}$, $8,28548081 \times 10^{-1}$,
 $8,53499917 \times 10^{-1}$, $8,77248162 \times 10^{-1}$, $9,00418965 \times 10^{-1}$, $9,22948596 \times 10^{-1}$,
 $9,44533870 \times 10^{-1}$, $9,65101462 \times 10^{-1}$, $9,84275244 \times 10^{-1}$, $1,00139273 \times 10^{+0}$,
 $1,01651342 \times 10^{+0}$, $1,03059065 \times 10^{+0}$, $1,04430481 \times 10^{+0}$, $1,05596867 \times 10^{+0}$,
 $1,06502906 \times 10^{+0}$, $1,07268020 \times 10^{+0}$, $1,07907719 \times 10^{+0}$, $1,08452948 \times 10^{+0}$,
 $1,08901680 \times 10^{+0}$, $1,09247774 \times 10^{+0}$, $1,09480831 \times 10^{+0}$, $1,09605216 \times 10^{+0}$

Spezifische Luftfeuchtigkeit für Schichtgrenzen:

$1,74084099 \times 10^{-6}$, $2,41675791 \times 10^{-6}$, $3,09267484 \times 10^{-6}$, $3,81581182 \times 10^{-6}$,
 $4,17998334 \times 10^{-6}$, $4,18934054 \times 10^{-6}$, $4,17775150 \times 10^{-6}$, $4,11034892 \times 10^{-6}$,
 $3,86166803 \times 10^{-6}$, $3,47230351 \times 10^{-6}$, $3,18164418 \times 10^{-6}$, $3,03849828 \times 10^{-6}$,
 $2,97352149 \times 10^{-6}$, $2,95234073 \times 10^{-6}$, $2,94590221 \times 10^{-6}$, $2,93912504 \times 10^{-6}$,
 $2,93529009 \times 10^{-6}$, $2,93369093 \times 10^{-6}$, $2,93565932 \times 10^{-6}$, $2,94586063 \times 10^{-6}$,
 $2,96281609 \times 10^{-6}$, $2,97429327 \times 10^{-6}$, $2,97433972 \times 10^{-6}$, $2,96786090 \times 10^{-6}$,
 $2,95596283 \times 10^{-6}$, $2,92184112 \times 10^{-6}$, $2,85914685 \times 10^{-6}$, $2,78918928 \times 10^{-6}$,
 $2,70855609 \times 10^{-6}$, $2,60276958 \times 10^{-6}$, $2,50227608 \times 10^{-6}$, $2,40416341 \times 10^{-6}$,
 $2,30904874 \times 10^{-6}$, $2,33422765 \times 10^{-6}$, $2,24524464 \times 10^{-6}$, $1,92040332 \times 10^{-6}$,
 $1,53554888 \times 10^{-6}$, $1,34876378 \times 10^{-6}$, $1,54001316 \times 10^{-6}$, $1,97767620 \times 10^{-6}$,
 $2,66402960 \times 10^{-6}$, $3,94588949 \times 10^{-6}$, $6,26524178 \times 10^{-6}$, $1,00936800 \times 10^{-5}$,
 $1,62654826 \times 10^{-5}$, $2,54848817 \times 10^{-5}$, $3,87723672 \times 10^{-5}$, $5,83858773 \times 10^{-5}$,
 $8,48020980 \times 10^{-5}$, $1,18265816 \times 10^{-4}$, $1,66906532 \times 10^{-4}$, $2,36822889 \times 10^{-4}$,
 $3,29151747 \times 10^{-4}$, $4,45254634 \times 10^{-4}$, $5,85727429 \times 10^{-4}$, $7,52198393 \times 10^{-4}$,
 $9,39902796 \times 10^{-4}$, $1,13013209 \times 10^{-3}$, $1,29863731 \times 10^{-3}$, $1,46021413 \times 10^{-3}$,
 $1,67737526 \times 10^{-3}$, $1,99965135 \times 10^{-3}$, $2,43205358 \times 10^{-3}$, $2,97637811 \times 10^{-3}$,
 $3,60686735 \times 10^{-3}$, $4,36431300 \times 10^{-3}$, $5,13665147 \times 10^{-3}$, $5,64070580 \times 10^{-3}$,
 $5,94934766 \times 10^{-3}$, $6,30597018 \times 10^{-3}$, $6,76953990 \times 10^{-3}$, $7,35699170 \times 10^{-3}$,
 $8,21941854 \times 10^{-3}$, $9,48346384 \times 10^{-3}$, $1,09949810 \times 10^{-2}$, $1,24856800 \times 10^{-2}$,
 $1,36673481 \times 10^{-2}$, $1,43986562 \times 10^{-2}$, $1,48520209 \times 10^{-2}$, $1,51780966 \times 10^{-2}$,
 $1,53661244 \times 10^{-2}$, $1,54153556 \times 10^{-2}$, $1,54313984 \times 10^{-2}$, $1,58233759 \times 10^{-2}$,
 $1,63096437 \times 10^{-2}$, $1,64818763 \times 10^{-2}$, $1,65549668 \times 10^{-2}$, $1,66448318 \times 10^{-2}$,
 $1,67565332 \times 10^{-2}$, $1,69228107 \times 10^{-2}$, $1,72242761 \times 10^{-2}$, $1,75257415 \times 10^{-2}$

Massenverhältnis von Ozon und Luft für Schichtgrenzen:

$9,77391121 \times 10^{-08}$, $2,76719885 \times 10^{-07}$, $4,55700657 \times 10^{-07}$, $8,80999987 \times 10^{-07}$,
 $1,46575808 \times 10^{-06}$, $2,01818828 \times 10^{-06}$, $2,56219000 \times 10^{-06}$, $3,26153942 \times 10^{-06}$,
 $4,06239682 \times 10^{-06}$, $5,03172405 \times 10^{-06}$, $6,22490680 \times 10^{-06}$, $7,59609552 \times 10^{-06}$,
 $9,36628383 \times 10^{-06}$, $1,16098743 \times 10^{-05}$, $1,36546691 \times 10^{-05}$, $1,47730993 \times 10^{-05}$,
 $1,51920445 \times 10^{-05}$, $1,53059618 \times 10^{-05}$, $1,53694977 \times 10^{-05}$, $1,53395627 \times 10^{-05}$,
 $1,49193683 \times 10^{-05}$, $1,39243783 \times 10^{-05}$, $1,25804529 \times 10^{-05}$, $1,11595634 \times 10^{-05}$,
 $9,52114027 \times 10^{-06}$, $7,53144393 \times 10^{-06}$, $5,63775648 \times 10^{-06}$, $4,20047447 \times 10^{-06}$,
 $2,99375640 \times 10^{-06}$, $1,87874371 \times 10^{-06}$, $1,11780240 \times 10^{-06}$, $7,89072751 \times 10^{-07}$,
 $6,32624987 \times 10^{-07}$, $5,37599832 \times 10^{-07}$, $4,76437300 \times 10^{-07}$, $3,86659315 \times 10^{-07}$,
 $2,66015706 \times 10^{-07}$, $1,67836239 \times 10^{-07}$, $1,08605280 \times 10^{-07}$, $7,81878447 \times 10^{-08}$,
 $8,21561904 \times 10^{-08}$, $9,65691220 \times 10^{-08}$, $1,03295847 \times 10^{-07}$, $1,04241429 \times 10^{-07}$,
 $1,03637914 \times 10^{-07}$, $1,05236972 \times 10^{-07}$, $1,07480904 \times 10^{-07}$, $9,83450371 \times 10^{-08}$,
 $7,72618824 \times 10^{-08}$, $6,44485314 \times 10^{-08}$, $5,92268192 \times 10^{-08}$, $5,12158625 \times 10^{-08}$,
 $4,50631131 \times 10^{-08}$, $4,16512137 \times 10^{-08}$, $3,90285387 \times 10^{-08}$, $3,67008845 \times 10^{-08}$,
 $3,57335039 \times 10^{-08}$, $3,71403247 \times 10^{-08}$, $4,01890189 \times 10^{-08}$, $4,10840643 \times 10^{-08}$,
 $3,70777333 \times 10^{-08}$, $3,10499109 \times 10^{-08}$, $2,66469789 \times 10^{-08}$, $2,44241240 \times 10^{-08}$,
 $2,39228585 \times 10^{-08}$, $2,43439706 \times 10^{-08}$, $2,49341920 \times 10^{-08}$, $2,53924966 \times 10^{-08}$,
 $2,56389343 \times 10^{-08}$, $2,56098467 \times 10^{-08}$, $2,53287537 \times 10^{-08}$, $2,50890525 \times 10^{-08}$,
 $2,50033193 \times 10^{-08}$, $2,47746296 \times 10^{-08}$, $2,43906718 \times 10^{-08}$, $2,41402482 \times 10^{-08}$,
 $2,40673222 \times 10^{-08}$, $2,41119925 \times 10^{-08}$, $2,43509018 \times 10^{-08}$, $2,48872660 \times 10^{-08}$,
 $2,56515722 \times 10^{-08}$, $2,63870647 \times 10^{-08}$, $2,69380615 \times 10^{-08}$, $2,73163585 \times 10^{-08}$,
 $2,75612572 \times 10^{-08}$, $2,77019299 \times 10^{-08}$, $2,77518585 \times 10^{-08}$, $2,76911123 \times 10^{-08}$,
 $2,74452913 \times 10^{-08}$, $2,69960498 \times 10^{-08}$, $2,67097208 \times 10^{-08}$, $2,64233918 \times 10^{-08}$

Teilchendichte von Luft für Schichtgrenzen in m^{-3} :

$3,62892472 \times 10^{+18}$, $6,94856887 \times 10^{+20}$, $1,32647572 \times 10^{+21}$, $2,32327343 \times 10^{+21}$,
 $3,82004702 \times 10^{+21}$, $6,02537221 \times 10^{+21}$, $9,26207500 \times 10^{+21}$, $1,39832470 \times 10^{+22}$,
 $2,06154703 \times 10^{+22}$, $2,96505312 \times 10^{+22}$, $4,16449579 \times 10^{+22}$, $5,65630605 \times 10^{+22}$,
 $7,57141327 \times 10^{+22}$, $1,01533730 \times 10^{+23}$, $1,35049663 \times 10^{+23}$, $1,74081530 \times 10^{+23}$,
 $2,18100608 \times 10^{+23}$, $2,67117488 \times 10^{+23}$, $3,23585565 \times 10^{+23}$, $3,92909434 \times 10^{+23}$,
 $4,74425704 \times 10^{+23}$, $5,65341824 \times 10^{+23}$, $6,64905604 \times 10^{+23}$, $7,71325978 \times 10^{+23}$,
 $8,88721924 \times 10^{+23}$, $1,02494707 \times 10^{+24}$, $1,18210939 \times 10^{+24}$, $1,34892338 \times 10^{+24}$,
 $1,52157255 \times 10^{+24}$, $1,70954990 \times 10^{+24}$, $1,91073932 \times 10^{+24}$, $2,10903344 \times 10^{+24}$,
 $2,30620169 \times 10^{+24}$, $2,51300880 \times 10^{+24}$, $2,73710237 \times 10^{+24}$, $2,98466855 \times 10^{+24}$,

$3,25521106 \times 10^{+24}$, $3,53597956 \times 10^{+24}$, $3,79817749 \times 10^{+24}$, $4,04106482 \times 10^{+24}$,
 $4,27605527 \times 10^{+24}$, $4,50636398 \times 10^{+24}$, $4,73423712 \times 10^{+24}$, $4,96827481 \times 10^{+24}$,
 $5,21070598 \times 10^{+24}$, $5,46384815 \times 10^{+24}$, $5,72744263 \times 10^{+24}$, $5,99815080 \times 10^{+24}$,
 $6,28917133 \times 10^{+24}$, $6,60398547 \times 10^{+24}$, $6,92282626 \times 10^{+24}$, $7,24731367 \times 10^{+24}$,
 $7,58697547 \times 10^{+24}$, $7,94277360 \times 10^{+24}$, $8,31413318 \times 10^{+24}$, $8,70176872 \times 10^{+24}$,
 $9,10783448 \times 10^{+24}$, $9,53431916 \times 10^{+24}$, $9,98029500 \times 10^{+24}$, $1,04453746 \times 10^{+25}$,
 $1,09341262 \times 10^{+25}$, $1,14518168 \times 10^{+25}$, $1,20005147 \times 10^{+25}$, $1,25729064 \times 10^{+25}$,
 $1,31605441 \times 10^{+25}$, $1,37559747 \times 10^{+25}$, $1,43563639 \times 10^{+25}$, $1,49533645 \times 10^{+25}$,
 $1,55320793 \times 10^{+25}$, $1,61026807 \times 10^{+25}$, $1,66754811 \times 10^{+25}$, $1,72293978 \times 10^{+25}$,
 $1,77482634 \times 10^{+25}$, $1,82421008 \times 10^{+25}$, $1,87239303 \times 10^{+25}$, $1,91924270 \times 10^{+25}$,
 $1,96412860 \times 10^{+25}$, $2,00689826 \times 10^{+25}$, $2,04676954 \times 10^{+25}$, $2,08236481 \times 10^{+25}$,
 $2,11380782 \times 10^{+25}$, $2,14308098 \times 10^{+25}$, $2,17159914 \times 10^{+25}$, $2,19585378 \times 10^{+25}$,
 $2,21469458 \times 10^{+25}$, $2,23060488 \times 10^{+25}$, $2,24390722 \times 10^{+25}$, $2,25524509 \times 10^{+25}$,
 $2,26457632 \times 10^{+25}$, $2,27177323 \times 10^{+25}$, $2,27661958 \times 10^{+25}$, $2,27920613 \times 10^{+25}$

Teilchendichte von Wasserdampf für Schichtgrenzen in m^{-3} :

$1,01553319 \times 10^{+13}$, $2,69951394 \times 10^{+15}$, $6,59463292 \times 10^{+15}$, $1,42509670 \times 10^{+16}$,
 $2,56684898 \times 10^{+16}$, $4,05776231 \times 10^{+16}$, $6,22025167 \times 10^{+16}$, $9,23940018 \times 10^{+16}$,
 $1,27975031 \times 10^{+17}$, $1,65503513 \times 10^{+17}$, $2,12995827 \times 10^{+17}$, $2,76279686 \times 10^{+17}$,
 $3,61913758 \times 10^{+17}$, $4,81874427 \times 10^{+17}$, $6,39541736 \times 10^{+17}$, $8,22484680 \times 10^{+17}$,
 $1,02911750 \times 10^{+18}$, $1,25971918 \times 10^{+18}$, $1,52704506 \times 10^{+18}$, $1,86063725 \times 10^{+18}$,
 $2,25959166 \times 10^{+18}$, $2,70303683 \times 10^{+18}$, $3,17912513 \times 10^{+18}$, $3,67992154 \times 10^{+18}$,
 $4,22300818 \times 10^{+18}$, $4,81409984 \times 10^{+18}$, $5,43314367 \times 10^{+18}$, $6,04814686 \times 10^{+18}$,
 $6,62502553 \times 10^{+18}$, $7,15277496 \times 10^{+18}$, $7,68588220 \times 10^{+18}$, $8,15088015 \times 10^{+18}$,
 $8,56026966 \times 10^{+18}$, $9,42962187 \times 10^{+18}$, $9,87897230 \times 10^{+18}$, $9,21394502 \times 10^{+18}$,
 $8,03525854 \times 10^{+18}$, $7,66659815 \times 10^{+18}$, $9,40279021 \times 10^{+18}$, $1,28471875 \times 10^{+19}$,
 $1,83121533 \times 10^{+19}$, $2,85843450 \times 10^{+19}$, $4,76809502 \times 10^{+19}$, $8,06143207 \times 10^{+19}$,
 $1,36245003 \times 10^{+20}$, $2,23840311 \times 10^{+20}$, $3,56976908 \times 10^{+20}$, $5,62966107 \times 10^{+20}$,
 $8,57347886 \times 10^{+20}$, $1,25551643 \times 10^{+21}$, $1,85743586 \times 10^{+21}$, $2,75903870 \times 10^{+21}$,
 $4,01441164 \times 10^{+21}$, $5,68509453 \times 10^{+21}$, $7,82833852 \times 10^{+21}$, $1,05219685 \times 10^{+22}$,
 $1,37611627 \times 10^{+22}$, $1,73211192 \times 10^{+22}$, $2,08347510 \times 10^{+22}$, $2,45187106 \times 10^{+22}$,
 $2,94829796 \times 10^{+22}$, $3,68116879 \times 10^{+22}$, $4,69169823 \times 10^{+22}$, $6,01562621 \times 10^{+22}$,
 $7,63064193 \times 10^{+22}$, $9,65082223 \times 10^{+22}$, $1,18544557 \times 10^{+23}$, $1,35590552 \times 10^{+23}$,
 $1,48544305 \times 10^{+23}$, $1,63232696 \times 10^{+23}$, $1,81465715 \times 10^{+23}$, $2,03763984 \times 10^{+23}$,
 $2,34506033 \times 10^{+23}$, $2,78098663 \times 10^{+23}$, $3,30939465 \times 10^{+23}$, $3,85211422 \times 10^{+23}$,

$4,31530237 \times 10^{+23}$, $4,64519956 \times 10^{+23}$, $4,88665361 \times 10^{+23}$, $5,08078934 \times 10^{+23}$,
 $5,22139926 \times 10^{+23}$, $5,31066847 \times 10^{+23}$, $5,38693834 \times 10^{+23}$, $5,58546868 \times 10^{+23}$,
 $5,80651265 \times 10^{+23}$, $5,90998470 \times 10^{+23}$, $5,97159394 \times 10^{+23}$, $6,03434610 \times 10^{+23}$,
 $6,09997692 \times 10^{+23}$, $6,18008622 \times 10^{+23}$, $6,30359793 \times 10^{+23}$, $6,42121281 \times 10^{+23}$

Teilchendichte von Kohlenstoffdioxid für Schichtgrenzen in m^{-3} :

$1,19857157 \times 10^{15}$, $2,29499306 \times 10^{17}$, $4,38112170 \times 10^{17}$, $7,67337348 \times 10^{17}$,
 $1,26169598 \times 10^{18}$, $1,99007705 \times 10^{18}$, $3,05910444 \times 10^{18}$, $4,61842653 \times 10^{18}$,
 $6,80893608 \times 10^{18}$, $9,79306167 \times 10^{18}$, $1,37546150 \times 10^{19}$, $1,86818083 \times 10^{19}$,
 $2,50070788 \times 10^{19}$, $3,35348488 \times 10^{19}$, $4,46045864 \times 10^{19}$, $5,74961422 \times 10^{19}$,
 $7,20348884 \times 10^{19}$, $8,82243228 \times 10^{19}$, $1,06874759 \times 10^{20}$, $1,29771244 \times 10^{20}$,
 $1,56694669 \times 10^{20}$, $1,86722703 \times 10^{20}$, $2,19606912 \times 10^{20}$, $2,54755735 \times 10^{20}$,
 $2,93529601 \times 10^{20}$, $3,38522429 \times 10^{20}$, $3,90430448 \times 10^{20}$, $4,45526246 \times 10^{20}$,
 $5,02549303 \times 10^{20}$, $5,64634996 \times 10^{20}$, $6,31084408 \times 10^{20}$, $6,96577556 \times 10^{20}$,
 $7,61698845 \times 10^{20}$, $8,30003683 \times 10^{20}$, $9,04017944 \times 10^{20}$, $9,85784808 \times 10^{20}$,
 $1,07514035 \times 10^{21}$, $1,16787337 \times 10^{21}$, $1,25447285 \times 10^{21}$, $1,33469437 \times 10^{21}$,
 $1,41230768 \times 10^{21}$, $1,48837469 \times 10^{21}$, $1,56363728 \times 10^{21}$, $1,64093591 \times 10^{21}$,
 $1,72100677 \times 10^{21}$, $1,80461529 \times 10^{21}$, $1,89167602 \times 10^{21}$, $1,98108628 \times 10^{21}$,
 $2,07720537 \times 10^{21}$, $2,18118308 \times 10^{21}$, $2,28649072 \times 10^{21}$, $2,39366334 \times 10^{21}$,
 $2,50584781 \times 10^{21}$, $2,62336183 \times 10^{21}$, $2,74601552 \times 10^{21}$, $2,87404489 \times 10^{21}$,
 $3,00816144 \times 10^{21}$, $3,14902201 \times 10^{21}$, $3,29632018 \times 10^{21}$, $3,44992800 \times 10^{21}$,
 $3,61135425 \times 10^{21}$, $3,78233858 \times 10^{21}$, $3,96356408 \times 10^{21}$, $4,15261523 \times 10^{21}$,
 $4,34670189 \times 10^{21}$, $4,54336239 \times 10^{21}$, $4,74166066 \times 10^{21}$, $4,93883971 \times 10^{21}$,
 $5,12997926 \times 10^{21}$, $5,31843913 \times 10^{21}$, $5,50762527 \times 10^{21}$, $5,69057445 \times 10^{21}$,
 $5,86194686 \times 10^{21}$, $6,02505285 \times 10^{21}$, $6,18419290 \times 10^{21}$, $6,33892929 \times 10^{21}$,
 $6,48717972 \times 10^{21}$, $6,62844057 \times 10^{21}$, $6,76012857 \times 10^{21}$, $6,87769365 \times 10^{21}$,
 $6,98154452 \times 10^{21}$, $7,07822875 \times 10^{21}$, $7,17241933 \times 10^{21}$, $7,25252823 \times 10^{21}$,
 $7,31475616 \times 10^{21}$, $7,36730515 \times 10^{21}$, $7,41124049 \times 10^{21}$, $7,44868754 \times 10^{21}$,
 $7,47950699 \times 10^{21}$, $7,50327716 \times 10^{21}$, $7,51928382 \times 10^{21}$, $7,52782674 \times 10^{21}$

Teilchendichte von Stickstoffdioxid für Schichtgrenzen in m^{-3} :

$8,35368061 \times 10^{+07}$, $1,59954062 \times 10^{+10}$, $3,05350906 \times 10^{+10}$, $5,34810879 \times 10^{+10}$,
 $8,79363865 \times 10^{+10}$, $1,38702340 \times 10^{+11}$, $2,13210309 \times 10^{+11}$, $3,21890334 \times 10^{+11}$,
 $4,74562212 \times 10^{+11}$, $6,82546722 \times 10^{+11}$, $9,58654984 \times 10^{+11}$, $1,30206542 \times 10^{+12}$,
 $1,74291761 \times 10^{+12}$, $2,33727734 \times 10^{+12}$, $3,10880451 \times 10^{+12}$, $4,00730688 \times 10^{+12}$,
 $5,02061343 \times 10^{+12}$, $6,14896795 \times 10^{+12}$, $7,44884686 \times 10^{+12}$, $9,04466246 \times 10^{+12}$,

$1,09211436 \times 10^{+13}$, $1,30140066 \times 10^{+13}$, $1,53059363 \times 10^{+13}$, $1,77557027 \times 10^{+13}$,
 $2,04581237 \times 10^{+13}$, $2,35939875 \times 10^{+13}$, $2,72118191 \times 10^{+13}$, $3,10518293 \times 10^{+13}$,
 $3,50261635 \times 10^{+13}$, $3,93533482 \times 10^{+13}$, $4,39846709 \times 10^{+13}$, $4,85493448 \times 10^{+13}$,
 $5,30881013 \times 10^{+13}$, $5,78487416 \times 10^{+13}$, $6,30073112 \times 10^{+13}$, $6,87062139 \times 10^{+13}$,
 $7,49340246 \times 10^{+13}$, $8,13972350 \times 10^{+13}$, $8,74329562 \times 10^{+13}$, $9,30241529 \times 10^{+13}$,
 $9,84335656 \times 10^{+13}$, $1,03735206 \times 10^{+14}$, $1,08980780 \times 10^{+14}$, $1,14368261 \times 10^{+14}$,
 $1,19948957 \times 10^{+14}$, $1,25776217 \times 10^{+14}$, $1,31844086 \times 10^{+14}$, $1,38075711 \times 10^{+14}$,
 $1,44774920 \times 10^{+14}$, $1,52021851 \times 10^{+14}$, $1,59361474 \times 10^{+14}$, $1,66831082 \times 10^{+14}$,
 $1,74649999 \times 10^{+14}$, $1,82840370 \times 10^{+14}$, $1,91388961 \times 10^{+14}$, $2,00312219 \times 10^{+14}$,
 $2,09659737 \times 10^{+14}$, $2,19477292 \times 10^{+14}$, $2,29743528 \times 10^{+14}$, $2,40449527 \times 10^{+14}$,
 $2,51700448 \times 10^{+14}$, $2,63617537 \times 10^{+14}$, $2,76248405 \times 10^{+14}$, $2,89424698 \times 10^{+14}$,
 $3,02951950 \times 10^{+14}$, $3,16658590 \times 10^{+14}$, $3,30479379 \times 10^{+14}$, $3,44222162 \times 10^{+14}$,
 $3,57544009 \times 10^{+14}$, $3,70679091 \times 10^{+14}$, $3,83864791 \times 10^{+14}$, $3,96615795 \times 10^{+14}$,
 $4,08559933 \times 10^{+14}$, $4,19927926 \times 10^{+14}$, $4,31019505 \times 10^{+14}$, $4,41804163 \times 10^{+14}$,
 $4,52136768 \times 10^{+14}$, $4,61982222 \times 10^{+14}$, $4,71160476 \times 10^{+14}$, $4,79354406 \times 10^{+14}$,
 $4,86592497 \times 10^{+14}$, $4,93331094 \times 10^{+14}$, $4,99895892 \times 10^{+14}$, $5,05479240 \times 10^{+14}$,
 $5,09816339 \times 10^{+14}$, $5,13478844 \times 10^{+14}$, $5,16541004 \times 10^{+14}$, $5,19150950 \times 10^{+14}$,
 $5,21298972 \times 10^{+14}$, $5,22955681 \times 10^{+14}$, $5,24071297 \times 10^{+14}$, $5,24666712 \times 10^{+14}$

Teilchendichte von Sauerstoff für Schichtgrenzen in m^{-3} :

$7,59095325 \times 10^{+17}$, $1,45349561 \times 10^{+20}$, $2,77471041 \times 10^{+20}$, $4,85980321 \times 10^{+20}$,
 $7,99074121 \times 10^{+20}$, $1,26038213 \times 10^{+21}$, $1,93743281 \times 10^{+21}$, $2,92500347 \times 10^{+21}$,
 $4,31232618 \times 10^{+21}$, $6,20227239 \times 10^{+21}$, $8,71125616 \times 10^{+21}$, $1,18318119 \times 10^{+22}$,
 $1,58378166 \times 10^{+22}$, $2,12387375 \times 10^{+22}$, $2,82495714 \times 10^{+22}$, $3,64142234 \times 10^{+22}$,
 $4,56220960 \times 10^{+22}$, $5,58754044 \times 10^{+22}$, $6,76873476 \times 10^{+22}$, $8,21884545 \times 10^{+22}$,
 $9,92399570 \times 10^{+22}$, $1,18257712 \times 10^{+23}$, $1,39084377 \times 10^{+23}$, $1,61345299 \times 10^{+23}$,
 $1,85902081 \times 10^{+23}$, $2,14397538 \times 10^{+23}$, $2,47272617 \times 10^{+23}$, $2,82166622 \times 10^{+23}$,
 $3,18281225 \times 10^{+23}$, $3,57602164 \times 10^{+23}$, $3,99686792 \times 10^{+23}$, $4,41165785 \times 10^{+23}$,
 $4,82409268 \times 10^{+23}$, $5,25668999 \times 10^{+23}$, $5,72544698 \times 10^{+23}$, $6,24330378 \times 10^{+23}$,
 $6,80922224 \times 10^{+23}$, $7,39653136 \times 10^{+23}$, $7,94499472 \times 10^{+23}$, $8,45306433 \times 10^{+23}$,
 $8,94461531 \times 10^{+23}$, $9,42637306 \times 10^{+23}$, $9,90303613 \times 10^{+23}$, $1,03925941 \times 10^{+24}$,
 $1,08997096 \times 10^{+24}$, $1,14292301 \times 10^{+24}$, $1,19806148 \times 10^{+24}$, $1,25468798 \times 10^{+24}$,
 $1,31556340 \times 10^{+24}$, $1,38141595 \times 10^{+24}$, $1,44811079 \times 10^{+24}$, $1,51598678 \times 10^{+24}$,
 $1,58703695 \times 10^{+24}$, $1,66146249 \times 10^{+24}$, $1,73914316 \times 10^{+24}$, $1,82022843 \times 10^{+24}$,
 $1,90516891 \times 10^{+24}$, $1,99438061 \times 10^{+24}$, $2,08766945 \times 10^{+24}$, $2,18495440 \times 10^{+24}$,

$2,28719103 \times 10^{+24}$, $2,39548110 \times 10^{+24}$, $2,51025725 \times 10^{+24}$, $2,62998965 \times 10^{+24}$,
 $2,75291120 \times 10^{+24}$, $2,87746284 \times 10^{+24}$, $3,00305175 \times 10^{+24}$, $3,12793182 \times 10^{+24}$,
 $3,24898687 \times 10^{+24}$, $3,36834478 \times 10^{+24}$, $3,48816267 \times 10^{+24}$, $3,60403048 \times 10^{+24}$,
 $3,71256634 \times 10^{+24}$, $3,81586681 \times 10^{+24}$, $3,91665550 \times 10^{+24}$, $4,01465522 \times 10^{+24}$,
 $4,10854715 \times 10^{+24}$, $4,19801236 \times 10^{+24}$, $4,28141476 \times 10^{+24}$, $4,35587264 \times 10^{+24}$,
 $4,42164486 \times 10^{+24}$, $4,48287821 \times 10^{+24}$, $4,54253224 \times 10^{+24}$, $4,59326788 \times 10^{+24}$,
 $4,63267890 \times 10^{+24}$, $4,66595993 \times 10^{+24}$, $4,69378564 \times 10^{+24}$, $4,71750211 \times 10^{+24}$,
 $4,73702109 \times 10^{+24}$, $4,75207553 \times 10^{+24}$, $4,76221309 \times 10^{+24}$, $4,76762360 \times 10^{+24}$

Teilchendichte von Ozon für Schichtgrenzen in m^{-3} :

$2,14003046 \times 10^{+11}$, $1,16013717 \times 10^{+14}$, $3,64714112 \times 10^{+14}$, $1,23495131 \times 10^{+15}$,
 $3,37834977 \times 10^{+15}$, $7,33701095 \times 10^{+15}$, $1,43183585 \times 10^{+16}$, $2,75172017 \times 10^{+16}$,
 $5,05299881 \times 10^{+16}$, $9,00166613 \times 10^{+16}$, $1,56411574 \times 10^{+17}$, $2,59236962 \times 10^{+17}$,
 $4,27875946 \times 10^{+17}$, $7,11232287 \times 10^{+17}$, $1,11262366 \times 10^{+18}$, $1,55166484 \times 10^{+18}$,
 $1,99915611 \times 10^{+18}$, $2,46681485 \times 10^{+18}$, $3,00069891 \times 10^{+18}$, $3,63646191 \times 10^{+18}$,
 $4,27063301 \times 10^{+18}$, $4,74963828 \times 10^{+18}$, $5,04696015 \times 10^{+18}$, $5,19348365 \times 10^{+18}$,
 $5,10538460 \times 10^{+18}$, $4,65750459 \times 10^{+18}$, $4,02103254 \times 10^{+18}$, $3,41868620 \times 10^{+18}$,
 $2,74841765 \times 10^{+18}$, $1,93786236 \times 10^{+18}$, $1,28866515 \times 10^{+18}$, $1,00409341 \times 10^{+18}$,
 $8,80272701 \times 10^{+17}$, $8,15129742 \times 10^{+17}$, $7,86810961 \times 10^{+17}$, $6,96302883 \times 10^{+17}$,
 $5,22468411 \times 10^{+17}$, $3,58070952 \times 10^{+17}$, $2,48885618 \times 10^{+17}$, $1,90637645 \times 10^{+17}$,
 $2,11961610 \times 10^{+17}$, $2,62565799 \times 10^{+17}$, $2,95057376 \times 10^{+17}$, $3,12478091 \times 10^{+17}$,
 $3,25828327 \times 10^{+17}$, $3,46928972 \times 10^{+17}$, $3,71420325 \times 10^{+17}$, $3,55912659 \times 10^{+17}$,
 $2,93178634 \times 10^{+17}$, $2,56798653 \times 10^{+17}$, $2,47386188 \times 10^{+17}$, $2,23952108 \times 10^{+17}$,
 $2,06283018 \times 10^{+17}$, $1,99605936 \times 10^{+17}$, $1,95782051 \times 10^{+17}$, $1,92689333 \times 10^{+17}$,
 $1,96365116 \times 10^{+17}$, $2,13652997 \times 10^{+17}$, $2,42005028 \times 10^{+17}$, $2,58923237 \times 10^{+17}$,
 $2,44608117 \times 10^{+17}$, $2,14540039 \times 10^{+17}$, $1,92939637 \times 10^{+17}$, $1,85279890 \times 10^{+17}$,
 $1,89959284 \times 10^{+17}$, $2,02048853 \times 10^{+17}$, $2,15979915 \times 10^{+17}$, $2,29096223 \times 10^{+17}$,
 $2,40272006 \times 10^{+17}$, $2,48816265 \times 10^{+17}$, $2,54838946 \times 10^{+17}$, $2,60812238 \times 10^{+17}$,
 $2,67748558 \times 10^{+17}$, $2,72681471 \times 10^{+17}$, $2,75546174 \times 10^{+17}$, $2,79540819 \times 10^{+17}$,
 $2,85214301 \times 10^{+17}$, $2,91965854 \times 10^{+17}$, $3,00716738 \times 10^{+17}$, $3,12685407 \times 10^{+17}$,
 $3,27154649 \times 10^{+17}$, $3,41195481 \times 10^{+17}$, $3,52955218 \times 10^{+17}$, $3,61909370 \times 10^{+17}$,
 $3,68287071 \times 10^{+17}$, $3,72826077 \times 10^{+17}$, $3,75725416 \times 10^{+17}$, $3,76797274 \times 10^{+17}$,
 $3,74997535 \times 10^{+17}$, $3,70031593 \times 10^{+17}$, $3,66887928 \times 10^{+17}$, $3,63367244 \times 10^{+17}$

Klasse von Eispartikelformen: Platten

$0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $2,45170822 \times 10^{-10}$, $1,33673050 \times 10^{-09}$,
 $1,16631775 \times 10^{-09}$, $7,60149003 \times 10^{-08}$, $3,31369060 \times 10^{-07}$, $4,53187465 \times 10^{-07}$,
 $6,54197559 \times 10^{-07}$, $1,42407409 \times 10^{-06}$, $3,80975890 \times 10^{-06}$, $4,52144300 \times 10^{-06}$,
 $4,53297146 \times 10^{-06}$, $3,74303806 \times 10^{-06}$, $3,09456653 \times 10^{-06}$, $3,10328961 \times 10^{-06}$,
 $3,89381127 \times 10^{-06}$, $4,97839760 \times 10^{-06}$, $4,94095047 \times 10^{-06}$, $3,94692051 \times 10^{-06}$,
 $2,34866003 \times 10^{-06}$, $1,36600143 \times 10^{-06}$, $1,31071234 \times 10^{-06}$, $1,34688035 \times 10^{-06}$,
 $1,40973217 \times 10^{-06}$, $1,53040168 \times 10^{-06}$, $2,46019511 \times 10^{-06}$, $2,24549972 \times 10^{-06}$,
 $2,14685332 \times 10^{-06}$, $2,90499496 \times 10^{-06}$, $1,25207106 \times 10^{-05}$, $2,31455506 \times 10^{-05}$,
 $1,85123637 \times 10^{-05}$, $1,16612160 \times 10^{-05}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$

Effektivradius für Wassertropfen für Schichtmitten¹ in m:

$0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$

¹Hinweis: Die angegebenen Werte entsprechen den Ergebnissen der zugehörigen Parametrisierung für alle Schichten, unabhängig von dem Auftreten von Wolken sowie ohne Korrektur negativer Werte und solcher außerhalb des gültigen Wertebereiches.

$0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $5,80253932 \times 10^{-07}$, $8,32926757 \times 10^{-07}$,
 $1,07097753 \times 10^{-06}$, $1,46106368 \times 10^{-06}$, $2,87060760 \times 10^{-06}$, $4,26303702 \times 10^{-06}$,
 $4,97844383 \times 10^{-06}$, $6,24631531 \times 10^{-06}$, $6,03266330 \times 10^{-06}$, $4,84349351 \times 10^{-06}$,
 $3,68198105 \times 10^{-06}$, $3,03508229 \times 10^{-06}$, $2,85982559 \times 10^{-06}$, $2,81426885 \times 10^{-06}$,
 $3,23055922 \times 10^{-06}$, $4,78940885 \times 10^{-06}$, $6,89394366 \times 10^{-06}$, $8,52373394 \times 10^{-06}$,
 $9,00654154 \times 10^{-06}$, $8,50141078 \times 10^{-06}$, $7,97750446 \times 10^{-06}$, $4,85175062 \times 10^{-06}$,
 $2,87145149 \times 10^{-06}$, $1,77769583 \times 10^{-06}$, $3,33117596 \times 10^{-07}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$,
 $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$, $0,00000000 \times 10^{+00}$

Effektivradius für Eispartikel für Schichtmitten² in m:

$+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $-2,10640888 \times 10^{-5}$, $-1,06736604 \times 10^{-5}$,
 $-1,96333639 \times 10^{-5}$, $+4,59438390 \times 10^{-6}$, $+7,42246849 \times 10^{-6}$, $+7,94310751 \times 10^{-6}$,
 $+8,26263679 \times 10^{-6}$, $+8,65747837 \times 10^{-6}$, $+9,74996236 \times 10^{-6}$, $+1,08306262 \times 10^{-5}$,
 $+1,20280054 \times 10^{-5}$, $+1,31377124 \times 10^{-5}$, $+1,45214492 \times 10^{-5}$, $+1,67992565 \times 10^{-5}$,
 $+1,94396970 \times 10^{-5}$, $+2,25530879 \times 10^{-5}$, $+2,56601179 \times 10^{-5}$, $+2,83806794 \times 10^{-5}$,
 $+3,04738003 \times 10^{-5}$, $+3,28343536 \times 10^{-5}$, $+3,68113937 \times 10^{-5}$, $+4,10916914 \times 10^{-5}$,
 $+4,54163153 \times 10^{-5}$, $+4,97017984 \times 10^{-5}$, $+5,45698120 \times 10^{-5}$, $+5,82744509 \times 10^{-5}$,
 $+6,17132691 \times 10^{-5}$, $+6,49179802 \times 10^{-5}$, $+6,80540234 \times 10^{-5}$, $+6,99404768 \times 10^{-5}$,
 $+7,11499057 \times 10^{-5}$, $+7,19971363 \times 10^{-5}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$,
 $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$, $+0,00000000 \times 10^{+0}$

²Siehe voriger Hinweis.

+0,00000000×10⁺⁰, +0,00000000×10⁺⁰, +0,00000000×10⁺⁰, +0,00000000×10⁺⁰,
 +0,00000000×10⁺⁰, +0,00000000×10⁺⁰, +0,00000000×10⁺⁰

Wertebereich des Effektivradius von Wassertropfen: [2,5 µm, 60 µm]

Wertebereich des Effektivradius von Eispartikeln: [4,88 µm, 48,17 µm]

Vulkanascheart: Andesit

Höhe der Oberkante der Vulkanascheschicht: 4400,25406042 m

Höhe der Unterkante der Vulkanascheschicht: 3481,53864592 m

Massenkonzentration der Vulkanascheschicht: 1,91656515303 mg m⁻³

Größenverteilung der Vulkanaschepartikel: grobe Körnung

Helligkeitstemperatur für eine Atmosphäre ohne Vulkanasche, ohne Wolken:

μ	<i>Helligkeitstemperatur in K für die Kanäle</i>						
	<i>WV 6.2</i>	<i>WV 7.3</i>	<i>IR 8.7</i>	<i>IR 9.7</i>	<i>IR 10.8</i>	<i>IR 12.0</i>	<i>IR 13.4</i>
0,02	209,642	221,916	255,477	244,237	264,053	261,662	230,743
0,04	213,207	228,193	263,030	238,582	270,118	267,229	233,946
0,06	215,889	232,081	267,262	236,561	273,483	270,369	236,929
0,08	217,927	234,881	270,207	236,855	275,807	272,575	239,473
0,10	219,552	237,060	272,483	238,397	277,580	274,272	241,654
0,12	220,900	238,840	274,337	240,479	279,014	275,651	243,550
0,14	222,049	240,341	275,901	242,722	280,217	276,811	245,222
0,16	223,051	241,636	277,247	244,940	281,253	277,812	246,714
0,18	223,938	242,774	278,423	247,048	282,161	278,693	248,058
0,20	224,734	243,787	279,460	249,015	282,968	279,480	249,281
0,22	225,457	244,700	280,384	250,836	283,692	280,192	250,402
0,24	226,118	245,530	281,214	252,516	284,347	280,841	251,435
0,26	226,728	246,290	281,960	254,066	284,943	281,438	252,393
0,28	227,294	246,991	282,639	255,499	285,484	281,989	253,286
0,30	227,823	247,642	283,259	256,827	285,985	282,502	254,123
0,32	228,318	248,247	283,827	258,061	286,446	282,981	254,909
0,34	228,783	248,814	284,350	259,210	286,873	283,430	255,650
0,36	229,223	249,347	284,833	260,284	287,270	283,852	256,351
0,38	229,641	249,849	285,280	261,290	287,640	284,249	257,015
0,40	230,038	250,324	285,696	262,236	287,984	284,624	257,647
0,42	230,415	250,774	286,084	263,126	288,307	284,979	258,250
0,44	230,775	251,202	286,447	263,968	288,610	285,315	258,827

0,46	231,120	251,611	286,786	264,763	288,894	285,635	259,377
0,48	231,451	252,000	287,106	265,516	289,162	285,939	259,903
0,50	231,768	252,373	287,406	266,232	289,415	286,229	260,409
0,52	232,074	252,731	287,689	266,913	289,653	286,505	260,895
0,54	232,368	253,074	287,957	267,561	289,879	286,769	261,362
0,56	232,652	253,404	288,210	268,180	290,093	287,021	261,812
0,58	232,926	253,722	288,450	268,771	290,296	287,259	262,247
0,60	233,191	254,028	288,678	269,337	290,489	287,490	262,666
0,62	233,448	254,324	288,895	269,879	290,672	287,712	263,072
0,64	233,697	254,610	289,101	270,399	290,847	287,925	263,464
0,66	233,938	254,887	289,298	270,897	291,014	288,129	263,844
0,68	234,173	255,155	289,486	271,377	291,173	288,326	264,212
0,70	234,401	255,415	289,666	271,838	291,325	288,515	264,569
0,72	234,622	255,667	289,838	272,281	291,471	288,697	264,915
0,74	234,838	255,912	290,002	272,709	291,610	288,872	265,251
0,76	235,048	256,150	290,160	273,121	291,743	289,041	265,578
0,78	235,253	256,382	290,312	273,520	291,871	289,205	265,896
0,80	235,452	256,607	290,457	273,902	291,994	289,362	266,206
0,82	235,647	256,826	290,597	274,272	292,113	289,515	266,507
0,84	235,838	257,040	290,732	274,631	292,226	289,662	266,800
0,86	236,023	257,249	290,862	274,978	292,336	289,804	267,086
0,88	236,205	257,453	290,987	275,313	292,441	289,942	267,365
0,90	236,383	257,652	291,107	275,638	292,542	290,076	267,637
0,92	236,557	257,846	291,224	275,953	292,640	290,205	267,902
0,94	236,727	258,036	291,336	276,258	292,734	290,330	268,161
0,96	236,894	258,222	291,445	276,555	292,826	290,452	268,415
0,98	237,058	258,404	291,550	276,842	292,914	290,570	268,662
1,00	237,218	258,582	291,652	277,121	292,999	290,684	268,904

Helligkeitstemperatur für eine Atmosphäre ohne Vulkanasche, mit Wolken:

μ	<i>Helligkeitstemperatur in K für die Kanäle</i>						
	<i>WV 6.2</i>	<i>WV 7.3</i>	<i>IR 8.7</i>	<i>IR 9.7</i>	<i>IR 10.8</i>	<i>IR 12.0</i>	<i>IR 13.4</i>
0,02	200,235	199,147	213,519	244,132	192,964	190,882	211,152
0,04	198,233	198,801	211,410	237,960	194,255	191,880	205,964
0,06	198,162	199,570	211,234	234,114	195,799	193,273	203,823

0,08	198,636	200,583	211,698	231,419	197,258	194,628	202,812
0,10	199,302	201,648	212,452	229,449	198,625	195,894	202,352
0,12	200,039	202,710	213,362	227,983	199,928	197,080	202,202
0,14	200,800	203,754	214,361	226,890	201,199	198,202	202,244
0,16	201,565	204,778	215,420	226,089	202,462	199,279	202,413
0,18	202,327	205,785	216,522	225,522	203,740	200,328	202,673
0,20	203,082	206,780	217,659	225,153	205,047	201,362	203,002
0,22	203,831	207,767	218,828	224,953	206,393	202,394	203,386
0,24	204,573	208,750	220,027	224,903	207,783	203,434	203,818
0,26	205,308	209,732	221,255	224,986	209,214	204,488	204,290
0,28	206,036	210,714	222,510	225,189	210,684	205,563	204,801
0,30	206,756	211,698	223,789	225,499	212,186	206,660	205,346
0,32	207,469	212,681	225,089	225,907	213,712	207,780	205,923
0,34	208,174	213,664	226,408	226,402	215,253	208,924	206,531
0,36	208,868	214,646	227,739	226,972	216,801	210,089	207,166
0,38	209,552	215,623	229,079	227,610	218,348	211,272	207,827
0,40	210,225	216,593	230,423	228,304	219,888	212,470	208,511
0,42	210,886	217,556	231,765	229,048	221,413	213,679	209,216
0,44	211,534	218,507	233,101	229,832	222,918	214,895	209,939
0,46	212,170	219,446	234,427	230,648	224,399	216,115	210,678
0,48	212,792	220,371	235,738	231,490	225,853	217,334	211,431
0,50	213,400	221,280	237,031	232,352	227,276	218,550	212,194
0,52	213,994	222,172	238,302	233,227	228,666	219,759	212,966
0,54	214,574	223,046	239,551	234,111	230,022	220,958	213,744
0,56	215,140	223,901	240,773	234,999	231,344	222,145	214,527
0,58	215,692	224,736	241,970	235,888	232,630	223,317	215,312
0,60	216,230	225,551	243,136	236,774	233,882	224,474	216,099
0,62	216,755	226,347	244,274	237,654	235,097	225,613	216,884
0,64	217,266	227,123	245,381	238,528	236,277	226,733	217,668
0,66	217,764	227,879	246,458	239,391	237,422	227,834	218,448
0,68	218,250	228,615	247,506	240,242	238,534	228,917	219,224
0,70	218,723	229,332	248,523	241,081	239,613	229,976	219,994
0,72	219,184	230,030	249,511	241,906	240,660	231,015	220,758
0,74	219,634	230,710	250,470	242,717	241,676	232,032	221,515

0,76	220,072	231,371	251,400	243,513	242,661	233,027	222,265
0,78	220,500	232,015	252,302	244,293	243,617	234,001	223,008
0,80	220,916	232,641	253,177	245,058	244,544	234,954	223,740
0,82	221,323	233,251	254,024	245,806	245,444	235,885	224,463
0,84	221,719	233,844	254,846	246,539	246,317	236,795	225,176
0,86	222,106	234,422	255,642	247,256	247,164	237,684	225,879
0,88	222,483	234,984	256,414	247,957	247,987	238,553	226,573
0,90	222,851	235,532	257,162	248,642	248,786	239,401	227,257
0,92	223,211	236,065	257,888	249,312	249,562	240,230	227,930
0,94	223,562	236,585	258,591	249,967	250,315	241,039	228,593
0,96	223,906	237,091	259,273	250,606	251,048	241,830	229,246
0,98	224,241	237,584	259,935	251,231	251,760	242,602	229,889
1,00	224,569	238,065	260,576	251,841	252,451	243,356	230,521

Helligkeitstemperatur für eine Atmosphäre mit Vulkanasche, ohne Wolken:

μ	<i>Helligkeitstemperatur in K für die Kanäle</i>						
	<i>WV 6.2</i>	<i>WV 7.3</i>	<i>IR 8.7</i>	<i>IR 9.7</i>	<i>IR 10.8</i>	<i>IR 12.0</i>	<i>IR 13.4</i>
0,02	209,642	221,916	254,027	244,230	261,821	260,446	230,665
0,04	213,207	228,193	259,401	238,508	264,827	263,417	233,460
0,06	215,889	232,081	262,022	236,183	266,172	264,732	236,013
0,08	217,927	234,880	263,801	235,885	267,130	265,794	238,227
0,10	219,552	237,058	265,231	236,655	267,947	266,818	240,177
0,12	220,900	238,836	266,481	237,913	268,702	267,834	241,920
0,14	222,049	240,334	267,623	239,351	269,428	268,836	243,495
0,16	223,051	241,627	268,688	240,825	270,138	269,813	244,930
0,18	223,938	242,763	269,691	242,269	270,837	270,756	246,246
0,20	224,734	243,774	270,640	243,656	271,525	271,661	247,460
0,22	225,457	244,684	271,539	244,979	272,203	272,526	248,586
0,24	226,118	245,512	272,392	246,237	272,867	273,349	249,634
0,26	226,728	246,270	273,201	247,434	273,518	274,131	250,613
0,28	227,294	246,968	273,968	248,575	274,150	274,875	251,532
0,30	227,823	247,617	274,696	249,663	274,766	275,582	252,397
0,32	228,318	248,221	275,387	250,704	275,363	276,253	253,214
0,34	228,783	248,785	276,042	251,701	275,942	276,892	253,986
0,36	229,223	249,316	276,665	252,657	276,502	277,499	254,719

0,38	229,641	249,816	277,256	253,576	277,043	278,077	255,416
0,40	230,038	250,289	277,818	254,459	277,565	278,627	256,080
0,42	230,415	250,738	278,354	255,309	278,068	279,151	256,714
0,44	230,775	251,165	278,863	256,128	278,553	279,651	257,320
0,46	231,120	251,571	279,348	256,918	279,021	280,129	257,901
0,48	231,451	251,960	279,811	257,680	279,471	280,585	258,460
0,50	231,768	252,331	280,253	258,415	279,905	281,021	258,995
0,52	232,074	252,687	280,675	259,126	280,323	281,437	259,508
0,54	232,368	253,029	281,079	259,813	280,726	281,836	260,003
0,56	232,652	253,358	281,465	260,477	281,114	282,219	260,480
0,58	232,926	253,675	281,832	261,119	281,487	282,585	260,940
0,60	233,191	253,980	282,186	261,741	281,848	282,937	261,384
0,62	233,448	254,275	282,525	262,342	282,195	283,274	261,813
0,64	233,697	254,560	282,850	262,925	282,530	283,599	262,228
0,66	233,938	254,835	283,163	263,492	282,853	283,910	262,631
0,68	234,173	255,103	283,463	264,039	283,164	284,210	263,020
0,70	234,401	255,362	283,752	264,570	283,465	284,498	263,398
0,72	234,622	255,613	284,030	265,085	283,755	284,776	263,765
0,74	234,838	255,857	284,297	265,584	284,036	285,044	264,121
0,76	235,048	256,094	284,555	266,069	284,307	285,302	264,467
0,78	235,253	256,325	284,804	266,540	284,569	285,550	264,804
0,80	235,452	256,550	285,044	266,997	284,822	285,791	265,131
0,82	235,647	256,768	285,275	267,441	285,064	286,022	265,450
0,84	235,838	256,982	285,499	267,873	285,301	286,246	265,760
0,86	236,023	257,190	285,715	268,293	285,530	286,463	266,062
0,88	236,205	257,393	285,923	268,702	285,752	286,672	266,356
0,90	236,383	257,591	286,125	269,099	285,967	286,875	266,644
0,92	236,557	257,785	286,321	269,486	286,176	287,067	266,924
0,94	236,727	257,975	286,510	269,862	286,377	287,257	267,198
0,96	236,894	258,160	286,694	270,229	286,573	287,441	267,465
0,98	237,058	258,341	286,872	270,586	286,763	287,619	267,726
1,00	237,218	258,519	287,044	270,934	286,947	287,791	267,980

Helligkeitstemperatur für eine Atmosphäre mit Vulkanasche, mit Wolken:

μ	<i>Helligkeitstemperatur in K für die Kanäle</i>						
	<i>WV 6.2</i>	<i>WV 7.3</i>	<i>IR 8.7</i>	<i>IR 9.7</i>	<i>IR 10.8</i>	<i>IR 12.0</i>	<i>IR 13.4</i>
0,02	200,235	199,143	212,942	244,131	192,754	190,794	211,141
0,04	198,233	198,796	210,650	237,955	194,023	191,785	205,949
0,06	198,162	199,565	210,361	234,090	195,549	193,172	203,806
0,08	198,636	200,577	210,740	231,363	196,989	194,519	202,792
0,10	199,302	201,642	211,424	229,351	198,335	195,779	202,330
0,12	200,039	202,704	212,270	227,835	199,615	196,957	202,178
0,14	200,800	203,747	213,212	226,688	200,859	198,070	202,218
0,16	201,565	204,771	214,216	225,827	202,090	199,138	202,385
0,18	202,327	205,778	215,264	225,196	203,330	200,176	202,642
0,20	203,082	206,773	216,347	224,759	204,592	201,198	202,969
0,22	203,831	207,760	217,461	224,486	205,885	202,216	203,350
0,24	204,573	208,743	218,604	224,358	207,211	203,240	203,779
0,26	205,308	209,724	219,773	224,357	208,570	204,276	204,248
0,28	206,036	210,706	220,967	224,470	209,957	205,329	204,755
0,30	206,756	211,689	222,182	224,685	211,367	206,402	205,295
0,32	207,469	212,672	223,417	224,992	212,793	207,497	205,868
0,34	208,174	213,655	224,667	225,378	214,228	208,612	206,470
0,36	208,868	214,636	225,927	225,837	215,667	209,746	207,100
0,38	209,552	215,613	227,195	226,357	217,101	210,896	207,755
0,40	210,225	216,583	228,466	226,932	218,527	212,059	208,433
0,42	210,886	217,545	229,735	227,552	219,939	213,233	209,130
0,44	211,534	218,496	230,998	228,212	221,332	214,412	209,846
0,46	212,170	219,434	232,252	228,904	222,704	215,595	210,577
0,48	212,792	220,358	233,493	229,622	224,052	216,778	211,322
0,50	213,400	221,267	234,718	230,361	225,374	217,957	212,077
0,52	213,994	222,158	235,925	231,117	226,668	219,129	212,840
0,54	214,574	223,032	237,112	231,885	227,934	220,293	213,610
0,56	215,140	223,885	238,276	232,660	229,169	221,446	214,384
0,58	215,692	224,720	239,416	233,441	230,375	222,585	215,161
0,60	216,230	225,534	240,531	234,223	231,551	223,711	215,938
0,62	216,755	226,329	241,622	235,006	232,697	224,820	216,715
0,64	217,266	227,104	242,687	235,785	233,815	225,912	217,490

0,66	217,764	227,859	243,724	236,560	234,902	226,986	218,262
0,68	218,250	228,594	244,736	237,329	235,960	228,041	219,030
0,70	218,723	229,311	245,721	238,092	236,990	229,080	219,792
0,72	219,184	230,008	246,679	238,845	237,992	230,096	220,549
0,74	219,634	230,687	247,613	239,589	238,968	231,093	221,298
0,76	220,072	231,347	248,520	240,323	239,917	232,069	222,041
0,78	220,500	231,990	249,403	241,046	240,841	233,026	222,777
0,80	220,916	232,616	250,261	241,758	241,740	233,963	223,502
0,82	221,323	233,225	251,095	242,459	242,615	234,879	224,218
0,84	221,719	233,817	251,906	243,148	243,466	235,776	224,925
0,86	222,106	234,394	252,693	243,825	244,295	236,654	225,623
0,88	222,483	234,955	253,459	244,491	245,101	237,512	226,311
0,90	222,851	235,502	254,203	245,144	245,887	238,351	226,989
0,92	223,211	236,035	254,926	245,785	246,651	239,171	227,657
0,94	223,562	236,554	255,629	246,414	247,396	239,974	228,316
0,96	223,906	237,059	256,312	247,032	248,122	240,758	228,964
0,98	224,241	237,552	256,976	247,637	248,829	241,525	229,602
1,00	224,569	238,032	257,622	248,231	249,518	242,274	230,230

Erdradius: 6371001 m

Schwerebeschleunigung: $9,80665 \text{ m s}^{-2}$

Geopotential: $5978,14404297 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$

Avogadro-Konstante: $6,02214129 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$

Boltzmann-Konstante: $1,3806488 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$

Universelle Gaskonstante: $8,31446214547 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$

Dichte von Wasser: 1000 kg m^{-3}

Molare Masse von Luft: $0,02896 \text{ kg mol}^{-1}$

Molare Masse von Wasser: $0,0180153 \text{ kg mol}^{-1}$

Molare Masse von Ozon: $0,0479982 \text{ kg mol}^{-1}$