

Die Auswirkung von Vulkaneruptionen auf die atmosphärische Zirkulation der Südhemisphäre unter besonderer Berücksichtigung der Ausbruchsstärke

Bachelor-Arbeit

im

– **Bachelorstudiengang (B.Sc.), Physik des Erdsystems** –

Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von
Stefanie Zander
Matrikel-Nr. 903686

Erstgutachterin: Prof. Dr. rer. nat. Kirstin Krüger

Zweitgutachter: Dr. rer. nat. Karl Bumke

Kiel im November 2010

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	2
1.1. Zusammenfassung	4
1.2. Abstract	5
2. Einführung	6
2.1. Motivation	6
2.2. Die Zirkulation der Südhemisphäre und „Downward Coupling“	8
2.3. Vulkane, Aerosole und die Atmosphäre	10
2.4. Der Index der Antarktischen Oszillation nach Gong & Wang	13
3. Modelldaten	15
3.1. Das Modell ECHAM5-HAM	15
3.2. Modellszenarien	17
3.3. SAM Index der Modelldaten	20
4. Ergebnisse	23
4.1. SAM Index: LP- und LC-Szenarien	23
4.2. SAM Index: Abhängigkeit von der Ausbruchsstärke	26
4.3. SAM Index: „Downward Coupling“	31
5. Diskussion	34
5.1. Einordnung der Modellergebnisse	34
5.2. Abhängigkeit der Anomalien von der Ausbruchsstärke	35
5.3. Auftreten von „Downward Coupling“	38
6. Abschluss	41
Danksagung	43
Literaturverzeichnis	44
Simulationsdaten- und Bildquellennachweis:	46
Anhang	47

Abbildung I a: Temperaturanomalien im LC1-Szenario	47
Abbildung I b: Temperaturanomalien im LP1-Szenario	48
Abbildung II: Sulfat-Belastung in LP- und LC-Szenarien	49
Abbildung III: Monatlicher SAM Index – LP und LC	50
Abbildung IV: Täglicher SAM Index & Fensterbreite	51
Abbildung V: Täglicher SAM Index (LC1, Zoom) & Fensterbreite	52
Abbildung VI: Täglicher SAM Index (LC1, LC7) in Zoom-Auflösung	53
Abbildung VII: Tägl. SAM Index (LP1/7) - signifikante Anomalien	54
Abbildung VIII: Monatlicher slp-SAM Index des Kontrolllaufes.....	54
Erklärung	55

1.1. Zusammenfassung

Während die Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation der Nordhemisphäre nach großen, bis in die Stratosphäre reichenden Vulkanausbrüchen, wie z.B. dem Ausbruch des Mt. Pinatubo im Jahr 1991, ausgiebig untersucht und beschrieben worden sind, gibt es nur wenige vergleichbare Erkenntnisse über deren Einfluss auf die Zirkulation der Südhemisphäre. Aufgrund der asymmetrischen Landmassenverteilung der Erde ist die Zirkulation der Südhemisphäre deutlich stärker und zonal ausgeprägt als ihr Pendant auf der Nordhemisphäre, sodass sie nicht so leicht wie jene auf externe Störungen reagiert.

In dieser Arbeit werden mit dem atmosphärischen Zirkulations-und-Aerosol-Modell ECHAM5-HAM durchgeführte Simulationen verschieden starker Vulkanausbrüche verwendet, um die in Folge dieser Ausbrüche auftretenden Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation vergleichend zu betrachten; diese Anomalien werden durch den Southern Annular Mode (SAM) Index dargestellt. Die Stärke der simulierten Ausbrüche bemisst sich dabei an der in die Stratosphäre eingebrachten Menge Schwefeldioxid und reicht von 17 Mt SO_2 , was der 1991 vom Pinatubo ausgestoßenen Menge Schwefeldioxid entspricht, bis zu 700 Mt SO_2 , welche etwa für den Ausbruch des Los Chocoyos vor ca. 84 tausend Jahren angenommenen wird.

Die Analyse der Modellsimulationen zeigt, dass auch in der Zirkulation der Südhemisphäre für entsprechend starke vulkanische Störungen signifikant erhöhte Indexwerte auftreten und diese Anomalien, allerdings nicht unbegrenzt, mit der Ausbruchsstärke zunehmen. Signifikante Anomalien treten für die schwächeren Ausbrüche zuerst vorwiegend in den größeren Höhen der Stratosphäre (in Druckniveaus um 30 hPa) auf, erst mit zunehmender Ausbruchsstärke breiten sie sich auch auf die tieferen Schichten der Stratosphäre und Troposphäre aus. Während das Auftreten der Anomalien für die schwächeren Ausbrüche noch sehr an den voll entwickelten winterlichen stratosphärischen Polarwirbel gebunden ist, zeigen sich für stärkere Ausbrüche die maximalen Anomalien insbesondere in der Stratosphäre zunehmend unabhängig von der Saisonalität des stratosphärischen Polarwirbels.

Dass sich besonders große Anomalien in der Stratosphäre mit einem zeitlichen Verzug auch in der Troposphäre wiederfinden, deutet auf „Downward Coupling“ - Prozesse hin.

1.2. Abstract

Although there has been much research into the changes that occur in the atmospheric circulation in the Northern Hemisphere after strong stratospheric volcanic eruptions like Mt. Pinatubo in 1991, there are few comparable findings on their impact on the circulation in the Southern Hemisphere. Due to the asymmetry in the distribution of the Earth's landmasses, the circulation is much stronger and more zonal in the Southern Hemisphere than in the Northern Hemisphere, and so the southern hemispheric circulation is more resistant to external influences.

For this paper, simulations with the atmospheric general circulation and aerosol model ECHAM5-HAM were used to investigate and compare the anomalies in the southern hemispheric circulation occurring after simulated volcanic eruptions of varying magnitude. The anomalies are presented using the Southern Annular Mode (SAM) index, and the strength of the volcanic eruptions is determined by the injected amount of sulfur dioxide, which varies from 17 Mt SO₂, corresponding to the observed stratospheric injection of the Mt. Pinatubo eruption in 1991, up to 700 Mt SO₂, the estimated emission associated with the eruption of the Los Chocoyos volcano 84 thousand years ago.

Analysis of the model simulations shows that, if the volcanic forcing is strong enough, significantly increased SAM index values will occur, and that these SAM index anomalies will increase up to a certain limit with respect to the eruption strength. Significant anomalies develop for the weaker eruptions mainly at stratospheric heights (at pressure levels around 30 hPa), but they spread to the lower levels of the stratosphere and troposphere only after larger eruptions. The occurrence of the anomalies for weaker volcanic eruptions is very dependent on the fully developed winter stratospheric polar vortex. However, for stronger eruptions, the maximal anomalies, especially in the stratosphere, become increasingly independent of the seasonality of the polar vortex.

Particularly large SAM index anomalies in the stratosphere can be found in the troposphere after some delay in time and this is seen as an evidence for "downward coupling" mechanisms taking place.

2. Einführung

2.1. Motivation

Warum wollen wir die Atmosphäre unter Einwirkung eines Vulkanausbruches betrachten?

Vulkanausbrüche sind eine wichtige Ursache für Klimaschwankungen auf unterschiedlichen Zeitskalen. So kann in den Tagen unmittelbar nach einem Ausbruch eine Abschwächung des Tagesganges festgestellt werden, nach großen Vulkanausbrüchen fallen in Nordeuropa, Russland und Teilen der USA und Kanada die Winter der folgenden ein bis zwei Jahre besonders warm aus, wohingegen der auf einen Vulkanausbruch folgende Sommer häufig kälter als üblich ist (Robock, 2000). Das prominenteste Beispiel hierfür ist wohl „das Jahr ohne Sommer“ 1816, dem der besonders explosive Ausbruch des Tambora auf Indonesien im Jahr 1815 vorausgegangen war. Auch über dekadische oder noch längere Zeiträume können Vulkane das Klima der Erde beeinflussen, sofern in dieser Phase besonders viele (oder besonders wenige) Eruptionen stattfinden (Robock, 2000). Die kleine Eiszeit vom 15. bis 19. Jahrhundert ging, neben einer schwächeren Solarstrahlung, mit einer überwiegend hohen Vulkanaktivität einher, die Anpassung des Klimasystems an eine rapide verringerte Vulkanaktivität zu Beginn des 20. Jahrhunderts trug hingegen (neben anderen Antrieben) zu höheren Temperaturen von 1912 bis 1936 bei (Robock, 2000).

Das Kennen und Verstehen dieser Effekte von Vulkaneruptionen auf die Atmosphäre, die offensichtlich auch die Lebensumstände der Menschen beeinträchtigen, sind wichtige Voraussetzungen für das Erstellen von Klima-/Saisonvorhersagen (zumindest für die Jahre unter Einfluss von Vulkaneruptionen). Ergo stellen sie einen allgemeinen Nutzen für die Gesellschaft dar, da sich so ihre verschiedenen Institutionen wie auch der Einzelne auf die zu erwartenden Begebenheiten einstellen können.

Für die Klimaforschung ist das genaue Ausmachen der natürlichen Klimavariabilität und, als ein Teil von ihr, der vulkanisch angetriebenen Variabilität von Interesse. Nur wenn diese natürlichen Schwankungen hinreichend bekannt sind, können sie von anthropogen verursachten Veränderungen unterschieden werden. Dies ist eine existentielle Voraussetzung für die Detektion des anthropogenen Klimawandels.

Des Weiteren kann die Betrachtung eines gestressten Systems, d.h. die Betrachtung der Reaktion der Atmosphäre auf eine Störung, wie sie in diesem Fall die Vulkanemissionen darstellen, helfen, grundlegende Prozesse und Funktionsweisen des Systems zu erkennen bzw. zu verstehen.

Schließlich können durch die Simulation von Vulkaneruptionen als Stress-Ereignisse in Atmosphärenmodellen und den anschließenden Vergleich der Simulationsdaten mit entsprechenden Beobachtungsdaten die Fähigkeiten (und Defizite) eines Modells getestet und dieses daraufhin weiterentwickelt und verbessert werden.

Diese Arbeit konzentriert sich auf die Auswirkungen großer Vulkaneruptionen auf die Zirkulation der Südhemisphäre (SH) und nutzt hierzu Daten von Modellsimulationen. Verglichen mit den zahlreichen Untersuchungen der vulkanischen Einflüsse auf die Zirkulation der Nordhemisphäre, für die sowohl aus Beobachtungs- als auch aus Modelldaten einschlägige Effekte nachgewiesen werden konnten (z.B. Stenchikov et al., 2002; Robock, 2000), gibt es nur wenige entsprechende Betrachtungen für die SH. Robock et al. (2007) untersuchten Modell- und Reanalysedaten des Pinatubo-Ausbruchs vom 15. Juni 1991 hinsichtlich der südhemisphärischen atmosphärischen Zirkulation, konnten jedoch keine eindeutig der Vulkaneruption zuzuordnenden signifikanten Anomalien bzw. Anomalie-Muster vorfinden. Ein Problem stellte hierbei das zeitnah zur Pinatubo-Eruption auftretende El Niño – Ereignis dar, dessen Signal sich in den Reanalysedaten mit denen des Ausbruchs überlagerte. Die Autoren führen die ausbleibende (bzw. nicht signifikante) Reaktion der südhemisphärischen Zirkulation auf den Pinatubo-Ausbruch darauf zurück, dass die normale Zirkulation der mittleren und hohen Breiten¹ auf der SH deutlich stärker und stabiler ausgeprägt ist als auf der Nordhemisphäre² und deswegen eine Störung, wie sie durch den Ausbruch des Pinatubos verursacht wurde, einfach zu schwach sei um hier signifikante Veränderungen der Zirkulation hervorrufen zu können. Insofern bieten die dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten zwei Vorteile: erstens findet in den Simulationen kein zeitgleicher El Niño statt, zum anderen besteht die Möglichkeit, die Stärke der Vulkanausbrüche, d.h. in diesem Fall die Menge der vulkanischen klimarelevanten Emissionen, so weit zu vergrößern, bis auch in der Zirkulation der SH ein klarer Effekt gesehen (oder eine Reaktion der südhemisphärischen Zirkulation auf einen vulkani-

¹ das sind die zirkumpolaren Westwinde der Troposphäre und die zirkumpolaren Winde der Stratosphäre mit dem winterlichen stratosphärischen Polarwirbel

² aufgrund der fehlenden Landmassen in den mittleren und subpolaren Breiten der SH, s.a. Abschnitt 2.2.

schen Antrieb generell ausgeschlossen) werden kann. Hieran anknüpfend soll die Frage betrachtet werden, ob und inwiefern sich die Reaktion der südhemisphärischen Zirkulation auf eine Vulkaneruption mit der Stärke des Ausbruches verändert.

Als reale Vorlagen für die simulierten Ausbrüche dienen zum einen der Ausbruch des Mount Pinatubo auf den Philippinen vom 15. Juni 1991, zum anderen der des Los Chocoyos im heutigen Guatemala vor ca. 84 000 Jahren (Drexler et al., 1980). Der Pinatubo-Ausbruch war einer der explosivsten des 20. Jahrhunderts, aus der ausgestoßenen Menge Schwefeldioxid (17 Mt) (Read et al., 1993; Krueger et al., 1995) entstand die größte globale vulkanische Aerosolwolke des 20. Jahrhunderts (Stenchikov et al., 2002). Der Los Chocoyos-Ausbruch gilt als die größte Vulkaneruption im Zentralamerikanischen Vulkangürtel (Central American Volcanic Arc, CAVA) der letzten 200 000 Jahre, eruptierte mindestens 687 Mt Schwefeldioxid (Metzner et al., 2010) und 420 km³ Tephra³ (Kutterolf et al, 2008 b), deren Ablagerungen sich vom äquatorialen Pazifik bis zum Golf von Mexiko erstrecken (Drexler et al., 1980), und bewirkte die Ausbildung des dritten und jüngsten Teils der Atitlán Caldera (Rose et al., 1999).

In den folgenden Abschnitten von Kapitel 2 wird zunächst auf die wichtigen Charakteristika und Mechanismen der südhemisphärischen Zirkulation und der atmosphärischen Auswirkungen von Vulkanausbrüchen eingegangen. Danach folgt in Kapitel 3 eine Beschreibung der verwendeten Modelldaten und der Berechnung des für die folgenden Analysen genutzten SAM Indexes. In Kapitel 4 werden die Ergebnisse, die aus der Betrachtung des ermittelten SAM Indexes nach den verschiedenen starken Ausbrüchen gewonnen wurden, vorgestellt und in Kapitel 5 diskutiert. Zuletzt werden in Kapitel 6 die wichtigsten Erkenntnisse rekapituliert und ein Ausblick auf mögliche weiterführende Untersuchungen gegeben.

2.2. Die Zirkulation der Südhemisphäre und „Downward Coupling“

Die atmosphärische Zirkulation der SH ist stark zonal ausgeprägt. Große meridionale Temperatur- bzw. Druckgradienten zwischen warmen subtropischen und kalten hohen Breiten rufen eine nach Osten gerichtete geostrophische Strömung hervor.

³ Vulkanische Lockerprodukte (Asche, Lapilli, Blöcke und Bomben) eines explosiven Ausbruchs

Während in der Troposphäre die Westwinde aufgrund des beständigen, stark ausgeprägten Druckgradienten zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel (um 30°S) und der subpolaren Tiefdruckrinne (um 60°S) das ganze Jahr über vorliegen, treten die starken und stärksten Westwinde der Stratosphäre, der sog. stratosphärische Polarwirbel, nur saisonal auf.

Im Frühjahr und Herbst sind die Westwinde in der Stratosphäre nur mäßig ausgeprägt. Mit Einsetzen der Polarnacht (für die SH im März) kühlt die polare Stratosphäre durch thermische Abstrahlung bei fehlender solarer Einstrahlung aus. Der entstehende Temperaturgradient ruft starke Westwinde hervor. Durch die starke zonale Strömung wird ein meridionaler Temperatúraustausch verhindert, weshalb sich innerhalb des Wirbels die Abkühlung der polaren Stratosphäre noch verstärkt und die Westwinde weiter beschleunigt werden. So baut sich bis zum Winter der sog. stratosphärische Polarwirbel auf. Mit dem Ende der Polarnacht (für die SH im September) beginnen die Erwärmung der polaren Stratosphäre und die Schwächung der Geschwindigkeit und Ausdehnung des Wirbels. Der endgültige Zusammenbruch des stratosphärischen Polarwirbels der Südhemisphäre erfolgt im Spätfrühling (im November). In den folgenden Sommermonaten liegen in der südhemisphärischen Stratosphäre nur sehr schwache West- bzw. Ostwinde vor. (Schoeberl und Hartmann, 1991)

Neben den Strahlungsprozessen leisten planetare Wellen einen zusätzlichen Beitrag zur Ausprägung der stratosphärischen Zirkulation. Sie entstehen in der Troposphäre und können sich bis in die polare Stratosphäre ausbreiten, sofern die stratosphärische Strömung von West nach Ost gerichtet ist und eine bestimmte Geschwindigkeit nicht überschreitet (Charney und Drazin, 1960). Treffen die planetaren Wellen in der Stratosphäre auf zu starke West- oder auf Ostwinde, brechen sie und führen zu Welle-Grundstrom-Wechselwirkungen und einer Abbremsung der winterlichen Westwinde. Eine Reduzierung des Flusses an Wellenenergie aus der Troposphäre in die Stratosphäre ginge somit mit einer Verstärkung der stratosphärischen Westwinde einher (Stenchikov et al., 2002). Dies ist u. a. der Fall, wenn die Westwinde in der Stratosphäre die Geschwindigkeitsschwelle überschreiten. Ein solches extremes Starkwindband blockt die polare Stratosphäre gegen die planetaren Wellen ab und reflektiert die Wellen zurück in die Troposphäre.

Durch die Reflektion der planetaren Wellen an einem besonders starken Polarwirbel können die anormal hohen zonalen Windgeschwindigkeiten auch in die tiefer gelegenen Bereiche der unteren Stratosphäre⁴ und der Troposphäre ausgedehnt werden (Baldwin und Dunkerton, 2001). Der Anschein, dass eine starke Anomalie in den Windgeschwindigkeiten oder den geopotentiellen Höhen mit der Zeit aus der Stratosphäre förmlich bis in die Troposphäre (unterhalb von 200 hPa) hinabrutscht, wird als „Downward Coupling“ bezeichnet (Baldwin und Dunkerton, 2001; Thompson und Solomon, 2002).

Aufgrund der auf der SH weitestgehend fehlenden großen Gebirgsmassive in den mittleren Breiten, die als störende Barriere auf die troposphärischen Westwinde wirken könnten und so das Entstehen planetarer Wellen unterstützen würden, ist die zirkumpolare Zirkulation der SH sowohl in der Troposphäre als auch in der Stratosphäre (aufgrund der selteneren planetaren Wellen) generell sehr viel stärker ausgeprägt als die der Nordhemisphäre.

2.3. Vulkane, Aerosole und die Atmosphäre

Vulkaneruptionen stellen neben den Änderungen der Solarstrahlung den bedeutendsten natürlichen externen Antrieb für Klimaschwankungen dar (Latif, 2009; S. 101 ff).

Ausbrechende Vulkane setzen nicht nur Lavaströme frei, sondern stoßen auch große Mengen Tephra, Schwefeldioxid und weitere Gase (H_2S , H_2O , CO_2 , N_2 , HCl , etc.) in die Atmosphäre aus. Die großen Partikel der Tephra fallen sehr schnell (innerhalb weniger Minuten bis zu ein paar Wochen) wieder aus der Atmosphäre aus. Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid und Stickstoff eines einzelnen Ausbruchs haben aufgrund ihres sowieso starken Vorkommens in der Atmosphäre nur vernachlässigbare Auswirkungen. Die bedeutendsten Effekte werden den gasförmigen Schwefelverbindungen zugeschrieben (Robock, 2000).

Gasförmiges Schwefeldioxid (SO_2) wird durch Hydroxylradikale (OH) zu gasförmiger Schwefelsäure (H_2SO_4) oxidiert, daraus bilden sich Wasser-Schwefelsäure-Tröpfchen, die Sulfat-Aerosole (Robock, 2000; Niemeier et al., 2009; Latif, 2009, S. 103). Diese

⁴ Nach Latif (2009, S.18) umfasst die untere Stratosphäre den Bereich oberhalb der Tropopause, in dem noch keine Temperaturzunahme mit der Höhe zu verzeichnen ist; in etwa 20 km Höhe beginnt mit der vertikalen Temperaturzunahme die obere Stratosphäre.

wachsen an, werden mit den Luftströmungen in der Atmosphäre verteilt und irgendwann durch Depositionsprozesse wieder aus ihr entfernt. Insofern ist die Aufenthaltsdauer der Aerosole in der Atmosphäre entscheidend für ihre meteorologische und klimatische Wirksamkeit, da sie nur während ihres Aufenthalts in der Atmosphäre die atmosphärischen Prozesse beeinflussen können.

In der Troposphäre haben die Aerosole eine Lebensdauer von 1 bis 3 Wochen (Robock, 2000, nach Simanski, 1992), da hier die Auswaschung (feuchte und nasse Deposition) sehr effektiv und schnell vonstattengeht. Sind die Aerosole aber erst einmal in die Stratosphäre gelangt, wo die Entfernung hauptsächlich durch die Schwerkraft erfolgt (Latif, 2009, S. 102), so haben die Aerosolpartikel dank ihrer geringen Größe und Masse eine Lebenserwartung von 1 bis 3 Jahren (Robock, 2000, nach Simanski, 1992), wobei ihr Bestand exponentiell abnimmt (die Halbwertszeit beträgt ca. 1 Jahr) (Barnes und Hoffmann, 1997).

Somit ist für ihre Klimawirksamkeit vor allem entscheidend, dass die Vulkaneruption die gasförmigen Emissionen bis in die Stratosphäre befördert. Danach dauert die Entwicklung einer wirksam werdenden Aerosolwolke (chemische Bildung der Sulfat-Aerosole und räumliche Ausdehnung/ Verteilung) etwa ein bis zwei Monate.

Die Partikel der stratosphärischen Aerosolwolke reflektieren, streuen und absorbieren die einfallende solare Strahlung, sodass die globale Albedo sowie die diffuse Strahlung erhöht und die direkte Einstrahlung sowie die solare Gesamtstrahlung in der Troposphäre und am Boden verringert werden. Hierdurch kommt es unter der Aerosolwolke zu einer Abkühlung in der Troposphäre. Gleichzeitig führt die Absorption der an der Oberseite der Wolke einfallenden solaren Strahlung des nahen Infrarot-Bereiches sowie der an der Unterseite ankommenden langwelligen Abstrahlung (im IR) des Erdbodens und der Troposphäre zu einer Erwärmung in der Stratosphäre im Bereich der Aerosolwolke. Die Aerosolwolke emittiert zwar auch langwellige Wärmestrahlung und fördert den heterogenen Ozonabbau, indem sie die hierfür nötigen Oberflächen bietet, jedoch können durch diese Prozesse die Erwärmung in der Stratosphäre und die Abkühlung in der Troposphäre in keiner Weise ausgeglichen, sondern nur etwas abgemildert werden.

Aschestaub hat nur geringe, im Vergleich zu denen der Sulfat-Aerosole vernachlässigbare, eigene Strahlungseffekte (Niemeier et al., 2009), da er aufgrund seiner größeren Teilchenmasse auch in der Stratosphäre nur eine Verweildauer von wenigen Wochen

hat. In dieser Zeit kann er aber die Ausbreitung und Entwicklung der Aerosolwolke beeinflussen und so für die Betrachtung von kurzfristigen und lokalen atmosphärischen Auswirkungen von Vulkaneruptionen interessant werden (Niemeier et al., 2009).

Bei stratosphärischen Vulkanausbrüchen in den tropischen Breiten dehnt sich die Aerosolwolke vor allem über die niederen und mittleren Breiten aus. Während sich in den niederen und mittleren Breiten durch die Strahlungsabsorption der Aerosole die Stratosphäre erwärmt, ist dies aufgrund der geringeren bzw. fehlenden solaren Einstrahlung in den hohen Breiten der Winterhemisphäre nicht in vergleichbarem Maße möglich. Zudem behindert die starke zonale Zirkulation der Winterhemisphäre, insbesondere der stratosphärische Polarwirbel, die Ausdehnung der vulkanischen Aerosole in die hohen Breiten, sodass hier auch kaum eine Absorption der terrestrischen Strahlung stattfinden kann. Infolge der Erwärmung der Stratosphäre in den mittleren und niederen Breiten durch Strahlungsabsorption und des Ausbleibens der stratosphärischen Erwärmung in den hohen Breiten der Winterhemisphäre tritt eine Verschärfung des stratosphärischen meridionalen Temperaturgradienten zwischen den subtropischen und hohen Breiten der Winterhemisphäre auf. Die hiermit einhergehende Verstärkung des Druckgradienten resultiert in einer Beschleunigung des Polarwirbels, das heißt in stärkeren Westwinden in der Stratosphäre der hohen Breiten (Robock, 2000; Stenchikov et al., 2002). Hierdurch überschreiten die Windgeschwindigkeiten der stratosphärischen Westwinde häufiger den Schwellenwert, ab dem troposphärische planetare Wellen am Eindringen in die polare Stratosphäre gehindert werden. Infolge dieses ausbleibenden Energieeintrags kühlt sich die polare Stratosphäre weiter ab, was wiederum den Polarwirbel beschleunigt (Stenchikov et al., 2002).

Gleichzeitig schwächt sich der meridionale Temperaturgradient in der Troposphäre ab, da hier insbesondere die niederen und mittleren Breiten eine Abkühlung infolge der starken Reduzierung der solaren Strahlung durch die Aerosolwolke erfahren. Ein geringerer Temperaturgradient führt dazu, dass weniger planetarische Wellen in der Troposphäre entstehen, also auch weniger planetarische Wellen in die Stratosphäre wandern. Somit reduziert sich die aus der Troposphäre in die polare Stratosphäre transportierte (Wellen-)Energie, was wiederum eine Verstärkung des stratosphärischen Polarwirbels zur Folge hat (Stenchikov et al., 2002).

2.4. Der Index der Antarktischen Oszillation nach Gong & Wang

Die in Folge großer tropischer Vulkanausbrüche auftretenden Veränderungen in der Atmosphäre, wie sie im Abschnitt 2.3. beschrieben wurden, gleichen denen einer positiven Phase der Southern Annular Mode (SAM) (bzw. ihrem Pendant auf der Nordhemisphäre, der Northern Annular Mode). Deswegen eignen sich die zur Beschreibung dieser internen Klimaschwankungen üblichen Index-Größen (und EOF-Analysen) gut, um den Effekt der Vulkanausbrüche auf die troposphärische und stratosphärische Zirkulation darzustellen (vgl. z.B. Robock et al., 2007; Stenchikov et al., 2002).

Die zonale Strömung in der Troposphäre und Stratosphäre der SH unterliegt dem Einfluss einer internen Schwankung des Klimasystems, der SAM. Die Niederschlagung dieser Variabilität im Bodendruck ist auch als Antarktische Oszillation bekannt (Visbeck, 2008). Das räumliche Muster der Anomalien im Bodendruck oder in der geopotentiellen Höhe zeichnet sich bei einer positiven Phase der SAM durch einen kreisförmigen Bereich negativer Anomalien südlich von ca. 60°S, umgeben von einem ringförmigen Band (55°-25°S) positiver Anomalien, aus. Diese resultieren in einer Verstärkung des meridionalen Druckgradienten und der Westwinde sowie in einer Verschiebung des stärksten meridionalen Druckgradienten nach Süden. Hiermit einher geht eine massive Beeinflussung der Wetter- und Klimaverhältnisse in der Antarktis, Neuseeland, Australien, Südafrika und Südamerika.

Aufgrund des zonalen Aufbaus der Druckanomalie-Muster liegt die Definition eines Indexes für diese Oszillation auf Basis der meridionalen Mittelwerte nahe. Gong und Wang (1999) stellen folgende Definition ihres „Antarctic Oscillation Index“ (AOI) vor:

$$AOI(t) = P_{40^{\circ}S}^*(t) - P_{65^{\circ}S}^*(t),$$

wobei es sich bei P^* jeweils um die normierten Anomalien monatlicher Mittelwerte des zonal gemittelten Drucks auf Meeressniveau von 40°S bzw. 65°S handelt:

$$P_{lat}^*(t) = \frac{p_{lat}(t) - \overline{p_{lat, Monat}}}{\sigma_{p_{lat, Monat}}}.$$

Die Anomalie und Normierung bezieht sich hierbei jeweils auf die Klimatologie, i.e. das Langzeitmittel \bar{p} für den entsprechenden Monat und die hierzu gehörende Standardabweichung σ_p .

Die geographischen Breiten 40°S und 65°S wurden gewählt, da sie eine besonders starke negative Korrelation ihrer Zeitreihen der gemessenen Bodendruckwerte aufweisen (Abb. 2-1), was darauf zurückzuführen ist, dass 40°S im „positiven Ring“ und 65°S im „negativen Zentrum“ des Anomalie-Musters der Antarktischen Oszillation liegt.

Der Index nimmt in der Regel Werte zwischen +2 und -2 an. Indexwerte mit einem Betrag größer als 4 sind selten, treten aber auf.

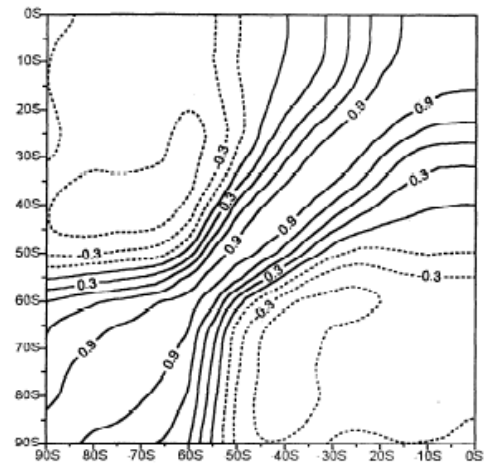


Abbildung 2-1: entnommen aus Gong und Wang (1999): Darstellung der Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitreihen des zonal gemittelten Bodendrucks (aus Beobachtungen).

3. Modelldaten

Bei den betrachteten Daten handelt es sich um Modelldaten, die in verschiedenen Simulationsläufen mit dem Aerosol-Klimamodell ECHAM5-HAM erzeugt wurden. In den folgenden Abschnitten sollen zunächst das Modell und die angesetzten Experimente vorgestellt und danach auf die durchgeführten Analysemethoden eingegangen werden.

3.1. Das Modell ECHAM5-HAM

Das ECHAM (**E**uropean **C**enter **H**amburg **A**tmosphere **M**odel) ist ein Modell der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre (AGCM, **a**tmospheric **g**eneral **c**irculation **m**odel). Es wurde vom Max Planck Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt. Ursprünglich ging dieses Klimamodell aus Wettervorhersagemodellen des **E**uropean **C**entre for **M**edium-**R**ange **W**eather **F**orecasts (ECMWF) hervor. Es wird beständig weiterentwickelt und liegt inzwischen in der fünften Generation, dem ECHAM5 (Roeckner et al, 2003), vor.

Da für die Auswirkungen einer Vulkaneruption auf die atmosphärische Zirkulation die vulkanischen Aerosole und Aschestäube in der Stratosphäre einen entscheidenden Anteil ausmachen sowie auch dem Verhalten planetarer Wellen in der Stratosphäre und an der Stratopause in diesem Zusammenhang eine große Bedeutung zugemessen wird (Graf et al., 2007), wurde die auf die mittlere Atmosphäre erweiterte Konfiguration⁵ des ECHAM5 (Giorgetta et al., 2006) verwendet (Niemeier et al., 2009). Diese stellt die Atmosphäre von der Erdoberfläche bis zu einem Druck von 0.01 hPa in ca. 80 km Höhe dar und umfasst somit neben der Troposphäre auch die gesamte Stratosphäre und die untere Mesosphäre. Bei der Auflösung T42 L39 erfolgt die Simulation im Modell auf 39 Leveln in der Vertikalen über einem horizontalen Gitternetz mit einer Maschengröße von $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ entlang der Längen- und Breitenkreise. Die Integration wird über Zeitschritte von 900 s ausgeführt (Niemeier et al., 2009).

Zusätzlich wurde das AGCM durch das Submodell HAM (**H**amburg **A**erosol **M**odel) (Stier et al, 2005) erweitert. Dieses kalkuliert die Entwicklung einer Gruppe verschiedener Aerosol-Typen und steht in einem interaktiven Datenaustausch mit dem

⁵ Diese Modellversion wird mitunter auch als MAECHAM5 (**m**iddle **a**tmosphere **E**CHAM5) bezeichnet (Giorgetta et al, 2006).

ECHAM5 (Niemeier et al., 2009). Das HAM unterscheidet hierbei die Aerosole bezüglich ihrer Partikelgröße, ihrer Löslichkeitseigenschaften und ihrer chemischen Zusammensetzung.

Das HAM berücksichtigt folgende Prozesse, die bei der Bildung, dem Wachstum und der Entfernung von Aerosolen in bzw. aus der Atmosphäre eine Rolle spielen:

- die (globalen) Emissionen der Aerosol-Vorgängerstoffe:
- die chemische Umsetzung von Schwefeldioxid und Dimethylsulfid (kurz: DMS)
- die Deposition (trockene und nasse Deposition sowie Sedimentation)
- die Mikrophysik der Aerosolpartikel (u.a. Koagulation, Kondensation und Keimbildung); hierfür greift das HAM auf das Aerosol-Mikrophysik-Modul M7 zurück

Darüber hinaus umfasst das Submodell HAM ein Strahlungsmodul, das – in Korrespondenz mit dem Strahlungsmodul des ECHAM5 – die mit der ermittelten Größenverteilung und Zusammensetzung des Aerosolspektrums einhergehenden optischen Eigenschaften und veränderten Strahlungsflüsse ermittelt.

Um den besonderen Anforderungen bei der Simulation von Vulkanausbrüchen mit Schwefeldioxid- und Aschestaubeintrag in der Stratosphäre gerecht zu werden, wurden von Niemeier et al. (2009) einige Modifikationen am Aerosol-Submodell HAM vorgenommen, die auch für die dieser Arbeit zugrunde liegenden Simulationen gelten. Sie umfassen u. a. die Einschränkung der betrachteten Aerosoltypen auf Sulfat-Aerosole und die Anpassung der chemischen Umsetzung von Schwefelverbindungen an die in der Stratosphäre vorherrschenden Prozesse.

Auch die Berücksichtigung des Aschestaubes wird wie bei Niemeier et al. (2009) gehandhabt.

Da dem verwendeten Modell klimatologische Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben werden, stellt es keine El Niño - Ereignisse dar. Auch die 27-monatige Richtungsumkehrung der zonalen Winde in der tropischen Stratosphäre (**Q**uasi-**b**iennial **O**scillation, QBO) wird nicht simuliert. In der tropischen Stratosphäre herrschen im Modell prinzipiell Ostwinde.

3.2. Modellszenarien

In den entwickelten Szenarien konzentriert sich das Interesse und somit die Modellrechnung neben dem Aschestaub ausschließlich auf die Sulfat-Aerosole. Somit werden bei den kontinuierlichen Emissionen im HAM, die die Hintergrundbelastung an Aerosolen bestimmen, generell keine nicht-schwefelhaltigen Verbindungen berücksichtigt. Ebenso werden keine Schwefeldioxid-Emissionen angenommen, da diese, abgesehen von den vulkanischen Emissionen, in der Regel aus anthropogenen Quellen stammen und hier aber eine nicht-anthropogen belastete Atmosphäre im Modell geschaffen werden soll. Die nicht-eruptiven vulkanischen Emissionsquellen (wie z.B. Fumarolen) tragen in der Realität zwar nicht unerhebliche Mengen Schwefelverbindungen in die Troposphäre ein, haben aber, sofern keine abrupten oder langfristigen Veränderungen in ihren Emissionen auftreten, laut Robock (2000) wegen der kurzen Aerosollebensdauer in der Troposphäre keinen Einfluss auf Klimaveränderungen. Einzig die kontinuierlichen Emissionen von DMS (von Stier et al. (2005) übernommen) finden in den Experimenten statt, da sie aus natürlichen Emissionsquellen stammen und so eine natürliche Hintergrundbelastung von Sulfat-Aerosolen im Modell erzeugen. Die Felder der Konzentrationen weiterer Luftkomponenten wie Treibhausgasen oder Ozon werden für die Simulation auf dem Stand von 1990 gehalten. Ein Ozonabbau wird nicht zugelassen.

Auf diesen Grundeinstellungen basiert der Kontrolllauf (ctl), der keinen weiteren Antrieben als dem Jahresgang der solaren Strahlung und den Meeresoberflächentemperaturen unterliegt. Er beginnt mit dem 01.01.1990 und umfasst 20 Jahre.

Des Weiteren sind Szenarien unterschiedlich starker Vulkanausbrüche entworfen worden (siehe hierzu auch Tabelle 3-1). Die Simulation eines Ausbruchs umfasst jeweils die Injektion einer bestimmten Menge Aschestaub und einer bestimmten Menge Schwefeldioxid in die Stratosphäre. Der Anfangszustand der Atmosphäre entspricht hierbei immer der Atmosphäre des Kontrolllaufes zum Zeitpunkt des Eruptionsbeginns. Als Ort des Vulkanausbruchs wird für alle Szenarien die Atitlán Caldera⁶ (15°N, 91°W) im Mittelamerikanischen Vulkangürtel angenommen.

Das Schwefeldioxid wird in die Modellschicht um das 30 hPa-Druckniveau, also etwa in einer Höhe von 24 km (Niemeier et al., 2009) entlassen. Dazu wird in dem Gitter-

⁶ die Stelle, an der einst der Los Chocoyos ausbrach

kästchen dieser Schicht, das die horizontalen Koordinaten des „Vulkans“ umschließt, über einen festgelegten Zeitraum Schwefeldioxid mit einer zeitlich konstanten Emissionsrate freigesetzt. Gleiches geschieht für den Aschestaub, allerdings etwas tiefer (in ca. 21 km Höhe) in der Modellschicht um 50 hPa (Niemeier et al., 2009).

Im Gegensatz zum Schwefeldioxid, dessen freigesetzte Gesamtmenge, Emissionszeit und Emissionsgeschwindigkeit zwischen den Eruptionsszenarien variiert, wird für alle Szenarien eine Aschestaubemission von 100 Mt über 3 Stunden bei einer Emissionsrate von $9.26 \cdot 10^6$ kg/s angenommen. Diese Werte sowie die Teilchenanzahl und Größenverteilung des freigesetzten Aschestaubes (wie bei Niemeier et al., 2009) entsprechen in etwa denen der beobachteten Aschestaubemission beim Ausbruch des Pinatubo 1991 (Read et al., 1993; Krueger et al., 1995; Guo et al., 2004). Auf eine Erhöhung der Aschestaubemission mit zunehmender Eruptionstärke entsprechend des Schwefeldioxid-Ausstoßes wurde hingegen in den vorliegenden Szenarien verzichtet.

Die unterschiedliche Stärke der simulierten Vulkaneruption wird nur durch die jeweils emittierte Menge Schwefeldioxid dargestellt. Die schwächste Eruption der Szenariengruppe ist dem Ausbruch des Pinatubo von 1991 nachempfunden (LP-Szenarien); die in die Stratosphäre eingebrachte Menge Schwefeldioxid beträgt 17 Mt. Die Freisetzung dieser Menge erfolgt über 3 Stunden (Niemeier et al., 2009). Die Szenarien mit der stärksten Eruption (LC-Szenarien) beziehen sich auf den Ausbruch des Los Chocoyos vor 84 000 Jahren. Bei ihnen werden 700 Mt Schwefeldioxid in die Stratosphäre eingebracht. Die Dauer der SO₂-Injektion wurde in den vorliegenden Simulationen auf 24 Stunden veranschlagt.

Für die Pinatubo- und Los-Chocoyos-Stärken liegen jeweils drei Ensembleläufe mit simuliertem Ausbruch am 1. Januar (LC1- und LP1-Szenario) bzw. am 1. Juli (LC7- und LP7-Szenario) vor. Eine Variation der Anfangsbedingungen zwischen den drei Läufen (e1-, e2- und e3-Lauf) eines Szenarios wird hierbei dadurch erreicht, dass der Ausbruch in unterschiedlichen Jahren (1992, 1993, 1994) des Kontrolllaufes simuliert wird (siehe Tabelle 3-2).

Vier weitere Szenarien (LQ, LR, LS und LT) stellen Vulkanausbrüche dar, deren Emissionsmengen an Schwefeldioxid (100, 170, 300 und 400 Mt SO₂) zwischen denen des Pinatubo und des Los Chocoyos liegen. Für sie liegt jeweils nur ein Simulationslauf

vor, der mit der Schwefeldioxid- und Aschestaubinjektion am 1. Januar 1992 beginnt. Die Injektionsdauer beträgt bei ihnen 24 Stunden.

Da die Auswirkungen einzelner Vulkaneruptionen in der Atmosphäre nur in den ersten drei Jahren nach der Eruption zu erwarten sind (Robock, 2000; Robock et al., 2007), beträgt die Dauer der Simulationsläufe 3 bis 5 Jahre ab der Injektion.

Tabelle 3-1: Aufstellung der Eruptionsszenarien und des Kontrolllaufes (ctl)

In der zweiten bis vierten Spalte sind die Kenngrößen der im Zuge eines Ausbruchs im 30hPa-Niveau stattfindenden Schwefeldioxidemission angegeben; bei einem Ausbruch werden im 50hPa-Niveau über drei Stunden 100 Mt Aschestaub freigesetzt (5. Spalte). Für jedes Szenario und den Kontrolllauf ist aufgelistet, an welchem Tag im Jahr ein Ausbruch simuliert wird (6. Spalte), wie viele Einzelläufe das Ensemble umfasst (7. Spalte) und welche Form der Daten in der Analyse verwendet wird (9. Spalte).

Szenario	SO ₂ – Injektion in Stratosphäre			strat. Aschestaubinjekt.	Tag der Eruption	DMS-Emissionen	Anzahl Ens.-Läufe	Daten als ... Mittelwerte
	Gesamtmasse / Mt	Injektionsdauer	Rate / 10 ⁶ kg/s					
LC1	700	24 h	8.10	ja	1. Januar	ja	3	monatliche, tägliche*
LC7	700	24 h	8.10	ja	1. Juli	ja	3	monatliche, tägliche
LP1	17	3 h	1.57	ja	1. Januar	ja	3	monatliche, tägliche
LP7	17	3 h	1.57	ja	1. Juli	ja	3	monatliche, tägliche
LQ1	100	24 h	1.16	ja	1. Januar	ja	1	monatliche
LR1	170	24 h	1.97	ja	1. Januar	ja	1	monatliche
LS1	300	24 h	3.47	ja	1. Januar	ja	1	monatliche
LT1	400	24 h	4.63	ja	1. Januar	ja	1	monatliche
ctl	0	-	-	nein	-	ja	1	monatliche, tägliche

*für einen Simulationslauf („e2“) des LC1-Szenarios fehlen die täglichen Daten des ersten Monats (Januar 1993)

Tabelle 3-2: Aufstellung der Ensemble-Läufe

Für den ersten („e1“), zweiten („e2“) und dritten („e3“) Simulationslauf des Ensembles eines Eruptionsszenarios ist jeweils der erste und letzte Tag der Datensätze angegeben (2. und 3. Spalte) sowie das Datum, an dem der Ausbruch in der Simulation stattfindet und ab dem sich die Daten des Eruptionslaufes von denen des Kontrolllaufes unterscheiden (4. Spalte).

Ensemble-Lauf	Beginn	Ende	Ausbruch
e1	1.1. 1992	31.12. 1996 (bzw. 1994*)	1. Januar bzw. Juli 1992
e2	1.1. 1993	31.12. 1997	1. Januar bzw. Juli 1993
e3	1.1. 1994	31.12. 1998	1. Januar bzw. Juli 1994

*beim LQ1- und LR1-Szenario

3.3. SAM Index der Modelldaten

Als Grundlage für die spätere Analyse der Modelldaten wird zunächst ein passender SAM Index für die Modelldaten definiert und berechnet.

Der Korrelationstest der Anomalien von zonal gemitteltem Bodendruck auf Meeresebene (sea level pressure, slp) und geopotentieller Höhe (geopotential height, gph) zeigt sowohl für die Höhe bis zu den tiefen Schichten der oberen Stratosphäre als auch unter vulkanischem Störungseinfluss, dass die Zeitserien von 40°S und 65°S im Bereich sehr starker negativer Korrelation liegen (Abb. 3-1). Insbesondere für den Bodendruck auf Meeresebene gleichen die erhaltenen Darstellungen (Abb. 3-1, oben) derjenigen von Gong und Wang (1999) (vgl. Abb. 2-1).

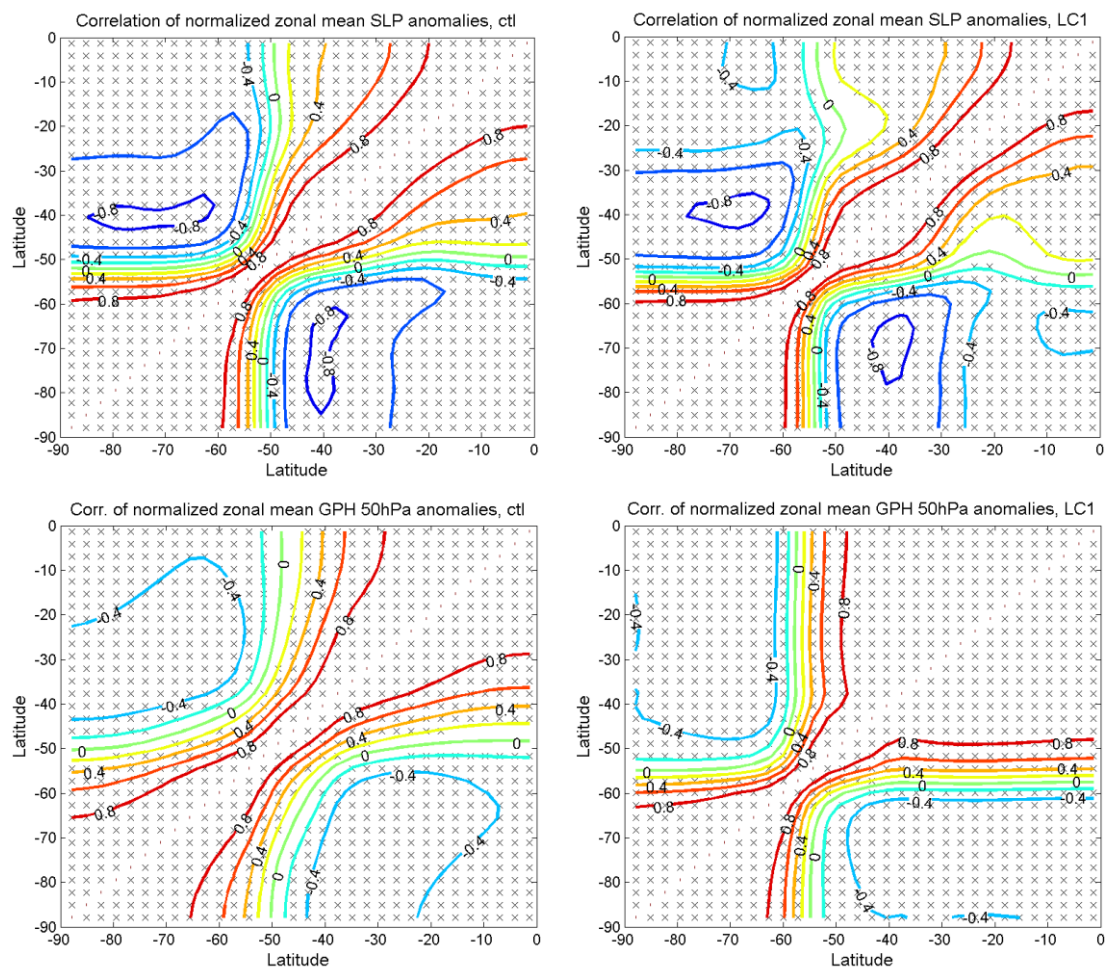


Abbildung 3-1: Korrelationskoeffizienten für alle Paarungen zweier Breiten der Südhemisphäre zwischen ihren Zeitreihen normierter Anomalien zur Klimatologie von zonalen Mitteln des Bodendrucks auf Meeresebene (oben) bzw. der geopotentiellen Höhe des 50hPa-Niveaus (unten) im Kontrolllauf (links) oder im LC1-Ensemble (rechts). Die Breiten-Paarungen, für die die Korrelation auf dem 99%-Sicherheitsniveau signifikant ist, sind durch ein Kreuz (x) gekennzeichnet.

Für die höheren Niveaus (um 50hPa) stellt die Kombination (40°S / 65°S) nicht die optimale Paarung dar; ein auf (30°S / 70°S) basierender Index könnte sich besser für die Stratosphäre eignen (Abb. 3-1, unten). Um den Aufwand in den Berechnungen des Indexes aber in Maßen zu halten, soll, wenn möglich, auf eine für jedes Niveau durchzuführende Anpassung der Indexdefinition verzichtet werden. Insofern wird – auch unter Rücksichtnahme auf die interne (der Niveaus untereinander) und externe (mit in der Literatur üblichen Berechnungsweisen des SAM bzw. AO Indexes) Vergleichbarkeit – die Definition des SAM Index nach Gong & Wang (1999) auf Basis der Breiten 40°S und 65°S auch für die Analyse der vorliegenden Bodendruckdaten und ebenso auf die geopotentiellen Höhen der Druckflächen angewandt.

Der monatliche SAM Index des Kontrolllaufes bewegt sich in den erwarteten Wertebereichen. Sein langfristiger Mittelwert sowie die Monatswerte des mittleren Jahresganges sind – definitionsgemäß – Null. Die Standardabweichung der 240 Monatswerte umfassenden Zeitreihe des slp-basierten SAM Indexes (Anhang, Abbildung VIII) beträgt $\sigma=1.86$, die des auf der geopotentiellen Höhe des 50hPa-Niveaus basierenden SAM Indexes (nicht dargestellt) ist mit $\sigma=1.59$ etwas geringer. Diese dienen als Grundlage für die Feststellung der Signifikanz ungewöhnlich hoher bzw. niedriger Indexwerte im jeweiligen Niveau. Die Anomalien von Einzelläufen werden als (auf 95%-SI-Niveau) signifikant angesehen, sofern sie außerhalb der 2σ -Umgebung liegen. Werte des Ensemblemittels aus drei Einzelläufen sind außerhalb einer $2\sigma/\sqrt{3}$ -Umgebung auf dem 95%-SI-Niveau signifikant (siehe Signifikanz-Linien in Abb. 4-1 und Abb. 4-2).

Für die täglichen Werte wird analog verfahren, allerdings zuvor auf den Jahresverlauf der Mittelwerte und Standardabweichungen ein gleitendes Mittel gelegt. Die Berechnungen des täglichen SAM Indexes werden für verschiedene Fensterbreiten (15, 29, 41 und 61 Tage) durchgeführt, da z.T. auf die Variation der Fensterbreite zurückzuführende Unterschiede zwischen den Ergebnissen auftreten (vgl. Anhang, Abbildung IV und V). Die in Abschnitt 4.3 abgebildeten Grafiken zeigen den täglichen SAM Index bei einer Fensterbreite von 15 Tagen. Für diese kürzeste der vier Fensterbreiten sind die Strukturen der auftretenden Anomalien zugleich am stärksten und am differenziertesten ausgeprägt.

Die gute Übereinstimmung der Korrelationsmuster des Bodendrucks auf Meeresniveau aus den Modelldaten im ungestörten (ctl) und gestörten (LC) Zustand (Abb. 3-1 oben links bzw. rechts) und aus den von Gong und Wang (1999) verwendeten Beobachtungsdaten (Abb. 2-1) sowie das unauffällige Verhalten des SAM Index des Kontrolllaufes (Anhang, Abbildung VIII) legen nahe, dass das ECHAM5-HAM zumindest im ungestörten Zustand die realen Verhältnisse sehr gut nachbildet. Dass sich das Korrelationsmuster auch unter dem vulkanischen Störeinfluss nicht wesentlich verändert und so der SAM Index zur Beschreibung der auftretenden Anomalien genutzt werden kann, spricht dafür, dass die simulierten Zirkulationsveränderungen (sofern sie auftreten) denen der kreisförmigen Mode der SH (SAM) gleichen, wie es nach der einschlägigen Literatur (Robock et al., 2007; Stenchikov et al., 2002; Robock, 2000) zu erwarten wäre.

4. Ergebnisse

4.1. SAM Index: LP- und LC-Szenarien

Für die LP-Szenarien weist der SAM Index des Bodendrucks auf Meeresebene (slp-SAM Index) kaum signifikante Anomalien in Folge des Ausbruchs auf (Abb. 4-1 links). Jedoch treten vor allem nach dem Januar-Ausbruch vermehrt positive Anomalien im SAM Index der geopotentiellen Höhen (GPH-SAM Index), insbesondere im Bereich zwischen 50 und 10 hPa, auf (Abb. 4-1 rechts und Anhang, Abb. III unten). In diesen Niveaus, die im Folgenden als mittlere Stratosphäre⁷ bezeichnet werden, werden die größten und v.a. auch (auf 95% Sicherheitsniveau) signifikanten Anomalien erreicht⁸. Sie treten nach dem Januar-Ausbruch in den folgenden zwei Wintern und im zweiten Herbst auf, für den Juli-Ausbruch im ersten Frühling und im Winter des Folgejahres.

Dies weist auf die existenzielle Bedeutung des winterlichen stratosphärischen Polarwirbels hin, der durch die Wirkung der Vulkanaerosole verstärkt und dessen Zusammenbruch zeitlich verzögert werden kann (positive Anomalie im Oktober bis Dezember nach dem Juli-Ausbruch), ohne den jedoch keine signifikanten Anomalien in den LP-Szenarien auftreten. Auch wenn die Simulationsläufe der LP-Szenarien einige Effekte der Aerosole aufweisen, passt das Gesamtbild doch noch gut zu den Ergebnissen von Robock et al. (2007), die keine signifikanten Anomalien in der EOF-Analyse vorfinden konnten.

Nach der deutlich größeren Eruption der LC-Szenarien treten in den Zeitreihen des SAM Indexes sowohl am Boden (Druck auf Meeresebene, Abb. 4-2 links), noch stärker jedoch in der Stratosphäre (Abb. 4-2 rechts und Anhang, Abb. III oben) sehr große, signifikante Anomalien mit einem recht deutlichen Muster in den ersten 12 Monaten nach dem Ausbruch auf. Besonders in der Höhe zeigt sich ein erstaunlich einheitliches Verhalten der drei Simulationsläufe eines Szenarios (Abb. 4-2 rechts).

In der mittleren Stratosphäre liegen vom ersten Monat nach dem Ausbruch an signifikante Anomalien des SAM Indexes vor (Abb. 4-2 rechts), die ihren Maximalwert

⁷ Es handelt sich hierbei nach Latif (2009, S. 18) etwa um das unterste Drittel der oberen Stratosphäre. In diesem Höhenbereich ist die Temperaturzunahme noch recht gering. Aus dieser Lage nahe des Übergangs von der unteren zur oberen Stratosphäre, leitet sich die Bezeichnung mittlere Stratosphäre ab.

⁸ Siehe auch Anhang, Abbildung VII

im dritten Monat nach der Januar-Eruption bzw. im fünften Monat nach der Juli-Eruption erreichen. Auch nach dem Abklingen der massiven positiven Anomalien etwa 18 Monate nach dem Ausbruch bleibt der SAM Index bis zum 48. Monat nach dem Ausbruch (MnA) noch erhöht, sodass hier neben dem akuten Effekt der Aerosole auch gewisse Nachwirkungen festzustellen sind, die länger anhalten als die eigentliche Lebensdauer stratosphärischer Aerosole.

Im Gegensatz zu den Anomalien in der Stratosphäre kommt im SAM Index des auf Meeresebene reduzierten Bodendrucks (Abb. 4-2 links) die Bindung an den Jahresgang

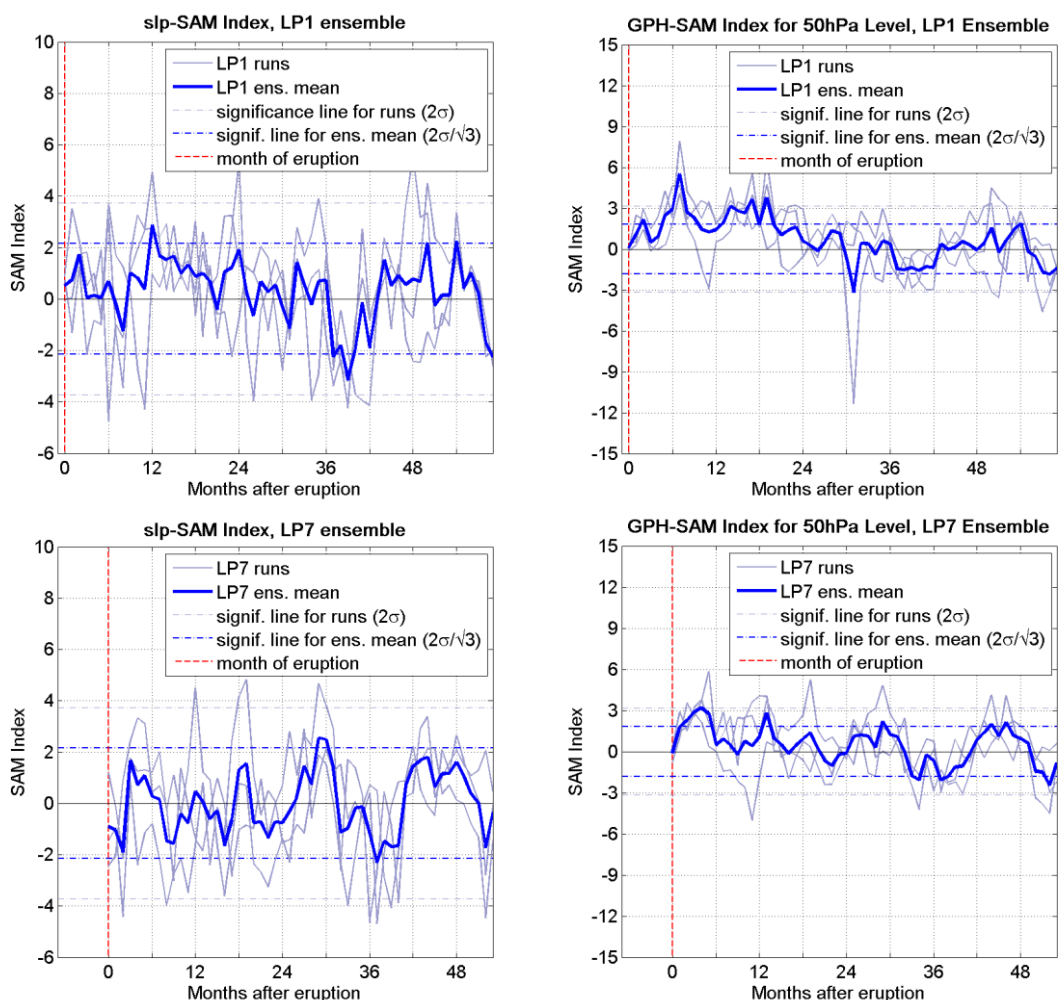


Abbildung 4-1: monatlicher SAM-Index der LP-Szenarien. Oben: LP1-Szenario, unten: LP7-Szenario; links: SAM Index des Bodendrucks auf Meeresebene (drei Läufe und Ensemble-Mittel; σ (slp) = 1.86), rechts: SAM Index der geopotentiellen Höhe des 50hPa-Niveaus (drei Läufe und Ensemble-Mittel; σ (50hPa) = 1.59). Die Darstellung der Zeitserien ist so gewählt, dass die Monate und Jahreszeiten in den Bildern an der gleichen Stelle (übereinander) liegen, der Monat des Ausbruchs ist durch die vertikale rote Linie gekennzeichnet.

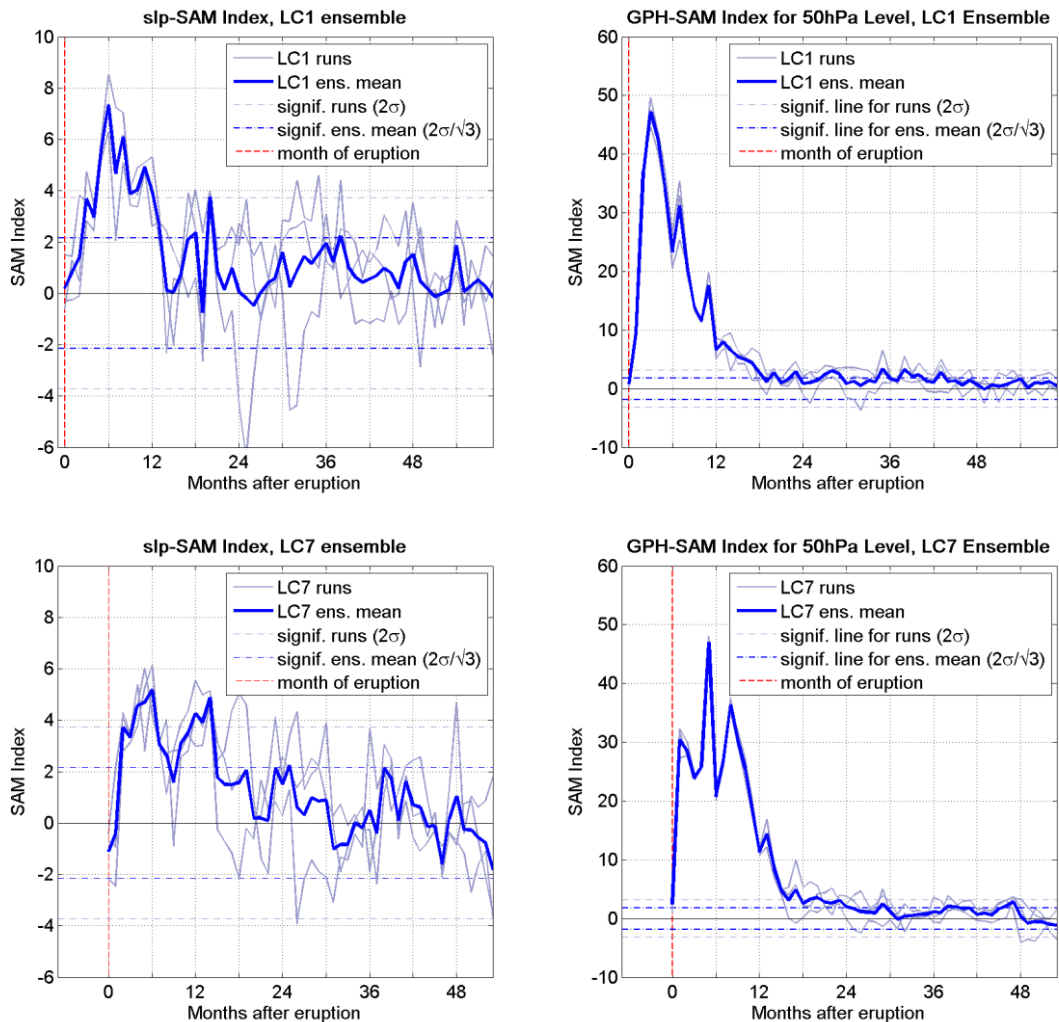


Abbildung 4-2: monatlicher SAM-Index der LC-Szenarien. Oben: LC1-Szenario, unten: LC7-Szenario; links: SAM Index des Bodendrucks auf Meeressniveau (drei Läufe und Ensemble-Mittel; σ (slp) = 1.86), rechts: SAM Index der geopotentiellen Höhe des 50hPa-Niveaus (drei Läufe und Ensemble-Mittel; σ (50hPa) = 1.59). Die Darstellung der Zeitserien ist so gewählt, dass die Monate und Jahreszeiten in den Bildern an der gleichen Stelle (übereinander) liegen, der Monat des Ausbruchs ist durch die vertikale rote Linie gekennzeichnet.

des Polarwirbels und die Abhängigkeit vom Ausbruchdatum sehr deutlich zum Vorschein. Im LC1-Szenario ist die erste Phase signifikant positiver Anomalien (3. – 13. MnA) vom ersten Herbst bis zum ersten Sommer nach dem Ausbruch deutlich länger und weist deutlich größere maximale Anomalien auf (SAM Index von 7 im 6. MnA, d.i. im ersten Winter) als die zweite Phase signifikant positiver Anomalien im zweiten Winter nach dem Ausbruch (17.-20. MnA). Dagegen sind die zwei Phasen signifikant positiver Anomalien in Folge der Juli-Eruption (LC7) eher gleichstark ausgebildet, erreichen jedoch nicht einen so hohen Maximalwert wie im Winter nach der Januar-

Eruption. Die frühere Phase liegt hier im Spätfrühling bis Frühwinter nach dem Ausbruch, die zweite Phase im folgenden Winter.

Die besonders stark ausgeprägten Anomalien der ersten signifikant positiven Phase nach dem Januar-Ausbruch sind auf eine optimale zeitliche Überlagerung der vulkanischen Effekte mit dem Auftreten des Polarwirbels zurückzuführen. Beim Juli-Ausbruch ist diese aufgrund der für die Bildung und Ausbreitung der Aerosole benötigten Zeit nicht mehr gegeben. Im Winter des Jahres nach dem Ausbruch ist dagegen bei der Juli-Eruption die Aerosolbelastung noch höher als für die Januareruption, sodass auch die zweite Phase signifikanter Anomalien im LC7-Szenario recht deutlich ausgeprägt ist.

Die insgesamt deutlich stärkeren Anomalien der geopotentiellen Höhen und des Bodendrucks in den LC-Szenarien gehen mit größeren und räumlich stärker konzentrierten Temperaturanomalien als bei den LP-Szenarien einher (siehe Anhang, Abbildung I a und I b). Dies ist zum einen den sehr viel höheren Absolutwerten der Sulfat-Aerosolbelastung nach den ca. viermal stärkeren LC-Ausbrüchen zuzuschreiben, zum anderen aber auch auf die deutlich stärkeren (meridionalen) Kontraste in der Aerosolbelastung (vgl. Anhang, Abbildung II) zwischen den Gebieten nördlich und südlich von 50°S zurückzuführen. Hierdurch findet - auch bei gleichmäßiger solarer Einstrahlung über die ganze SH - in den hohen Breiten aufgrund der geringeren Anzahl vorhandener Aerosolpartikel weniger Absorption als in den mittleren und niederen Breiten statt, was in einer deutlich höheren Erwärmung der mittleren und niederen Breiten gegenüber der hohen Breiten resultiert.

4.2. SAM Index: Abhängigkeit von der Ausbruchsstärke

Wie im Abschnitt 4.1. bereits gesehen, treten für die sehr starken Ausbrüche der LC-Szenarien deutlich größere positive Anomalien im SAM Index auf als für die schwächeren Ausbrüche der LP-Szenarien. Die Betrachtung des Verhaltens des SAM Indexes in der Troposphäre und der unteren und mittleren Stratosphäre nach den sechs verschiedenen starken Ausbrüchen der angesetzten Szenarien bestärkt die vorherigen und liefert weitere Erkenntnisse. In den Grafiken der Abb. 4-3 wird noch einmal deutlich, dass die Anomalien mit zunehmender Ausbruchsstärke größere Werte erreichen. Gleichzeitig

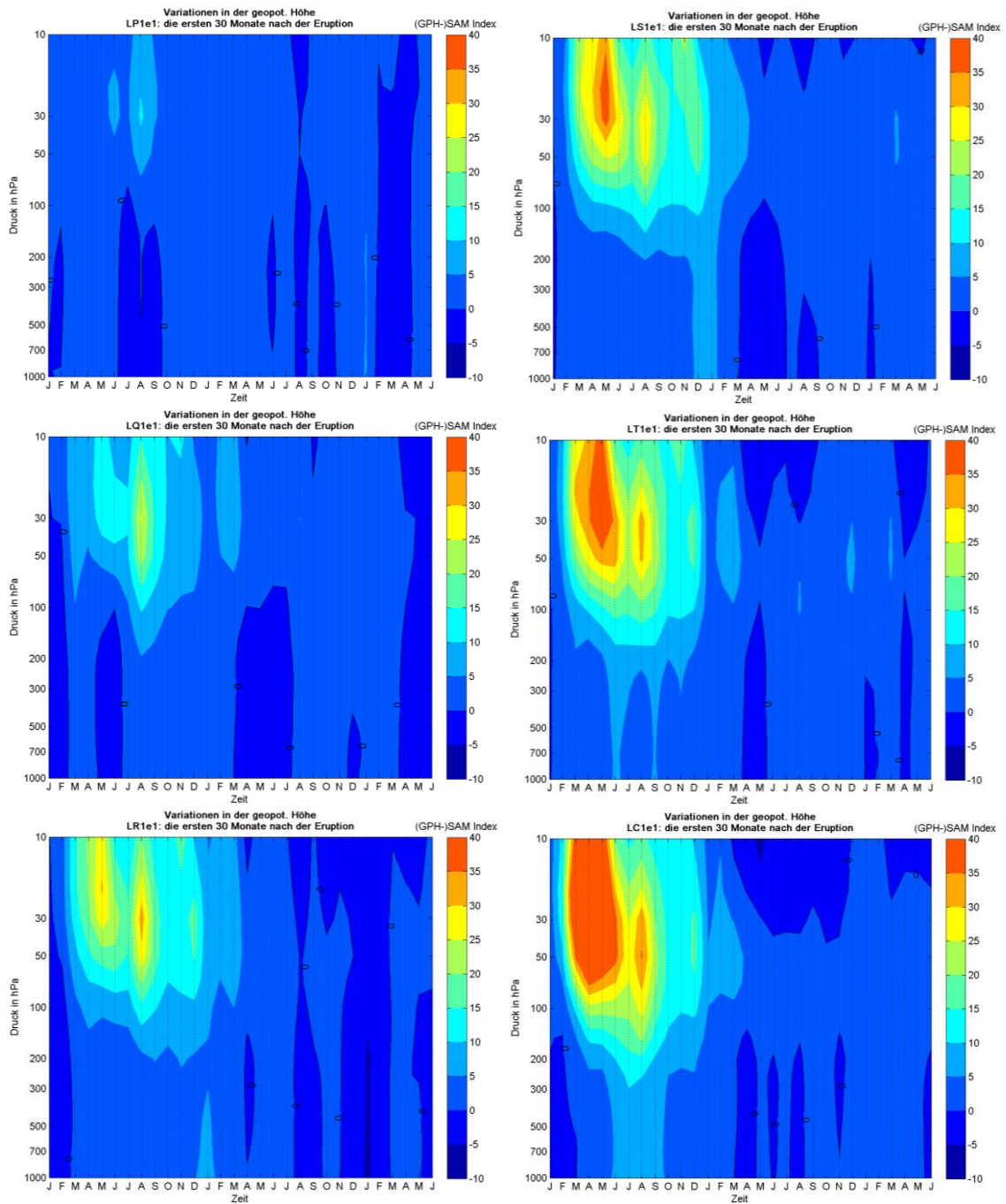


Abbildung 4-3: Die Variationen der geopotentiellen Höhe in den auf den Ausbruch folgenden 2½ Jahren für verschieden starke Ausbrüche (verschieden große SO₂-Emissionen), dargestellt als SAM Index monatlicher Mittelwerte der geopotentiellen Höhe in einem Bereich von 1000 hPa bis 10 hPa. Die Ausbruchsstärke nimmt von oben nach unten zu: linke Spalte – oben: LP1 (17Mt SO₂), - Mitte: LQ1 (100Mt SO₂), - unten: LR1 (170Mt SO₂), rechte Spalte – oben: LS1 (300Mt SO₂), - Mitte: LT1 (400Mt SO₂), - unten: LC1 (700Mt SO₂). Es zeigen sich jeweils innerhalb des ersten Jahres zwei lokale Maxima in den Anomalien der unteren Stratosphäre: das erste im Zeitraum April-Mai-Juni, das zweite im August. In den Simulationen der drei schwächeren Ausbrüche (linke Spalte) ist das August-Maximum das stärker ausgeprägte, für die drei stärkeren Ausbrüche (rechte Spalte) weist hingegen das im Herbst bzw. Frühwinter gelegene Maximum die größeren Anomalien auf.

dehnen sich die Zeitspanne und der Höhenbereich der Atmosphäre, in denen sie auftreten, aus. Die Verteilung der Anomalien zeigt hierbei recht klar die getrennte Reaktion von Stratosphäre und Troposphäre: die vor allem bei den stärkeren Ausbrüchen (Abb. 4-3, rechts) optisch hervortretende Grenze um 250 hPa fällt etwa mit der Höhe der Tropopause (8-12 km) zusammen. Der Effekt der Vulkanausbrüche wird zuerst in der Stratosphäre sichtbar und zeigt sich erst später in der Troposphäre. Ebenso tritt die maximale Anomalie in der Höhe früher auf als in den tieferen Schichten.

Des Weiteren fällt auf, dass sich der Zeitpunkt des Auftretens der maximalen Anomalie in der mittleren Stratosphäre auch mit der Eruptionsstärke ändert: die schwächeren Ausbrüche der LP-, LQ- und LR- Szenarien weisen ihre maximale positive Anomalie im SAM Index im August, sieben Monate nach dem Ausbruch, auf. Zunehmend treten jedoch auch die Anomalien in einem früheren Zeitraum (Mai/Juni) hervor. Für die stärkeren Ausbrüche der LS-, LT- und LC- Szenarien sind die Anomalien des früheren Zeitraums (April/Mai) deutlich größer als diejenigen im August. Dieser Wechsel vom Anomalie-Maximum im August (Winter) zum Anomalie-Maximum im Herbst liegt im unterschiedlichen Wachstumsverhalten der August- und der Herbst-Anomalien bei zunehmender Ausbruchsstärke (freigesetzter SO₂-Menge) begründet. In Abb. 4-4 sind in der linken Grafik die innerhalb des April-bis-Juni-Zeitraums (AMJ) im Bereich zwischen 30 und 50 hPa auftretenden Maximalwerte der einzelnen Simulationsläufe über den entsprechenden SO₂-Mengen aufgetragen, in der rechten Grafik die im August im Bereich zwischen 30 und 50 hPa erreichten Maximalwerte des SAM Indexes. Wie auch in Abb. 4-3 zu erkennen war, wachsen die Anomalien im August-Maximum zuerst mit den Emissionsmengen an, ab etwa 200 Mt emittierten Schwefeldioxids zeigt eine weitere Erhöhung der SO₂-Emission aber keine Auswirkungen auf den SAM Index mehr (Abb. 4-4, oben rechts). Dagegen wächst das AMJ-Maximum stets mit zunehmender Ausbruchsstärke an (Abb. 4-4, oben links). Allerdings nimmt das Wachstum mit der Ausbruchsstärke ab, d.h. eine Erhöhung der SO₂-Emission um 100 Mt zeigt bei größeren Emissionsmengen einen geringeren Effekt als bei kleineren Emissionsmengen. Ein solches Verhalten (positive Steigung bei negativer Krümmung) tritt z.B. bei logarithmischen Funktionen $f(x) = b + a * \ln(x)$ oder beim beschränkten Wachstum $f(x) = S - Ae^{-kx}$ auf (b und S konstant; a, A und k konstant und positiv).

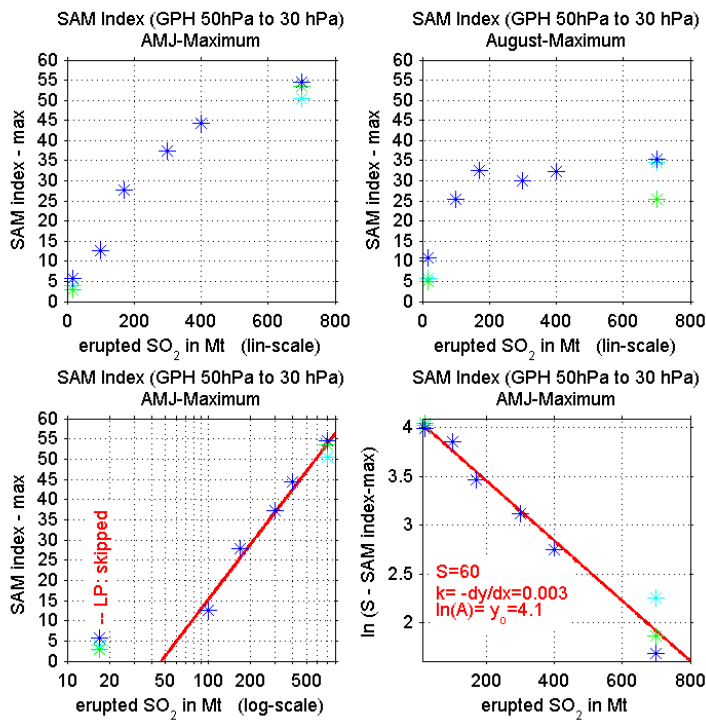


Abbildung 4-4: In den Grafiken oben ist jeweils für jeden Simulationslauf der sechs Szenarien mit Ausbruch im Januar der maximale Wert dargestellt, den der SAM Index im Zeitraum von April bis Juni (oben links) bzw. im August (oben rechts) im Höhenbereich zwischen 30 und 50 hPa erreicht hat. Als Abszisse dient die freigesetzte Menge SO_2 . Die Grafiken unten gehen auf die gleichen Werte des AMJ-Maximums zurück, die die Grafik oben links zeigt, hier allerdings in einer für die Regression günstigen Darstellungsweise über einer logarithmisch skalierten x-Achse (unten links) bzw. als natürlicher Logarithmus des Sättigungsmankos zur Sättigungsgrenze $S=60$ (y-Achse, unten rechts).

Die in der Grafik unten rechts dargestellte Regression weist auf ein beschränktes Wachstum der Form $y = S - A \cdot \exp(-kx)$ hin, wobei hier y für den SAM Index des AMJ-Maximums und x für die freigesetzte Menge SO_2 stünde.⁹

Umfasst das Ensemble eines Szenarios mehr als einen Simulationslauf, so sind die Punkte aus dem zweiten und dritten Lauf grün und hellblau gefärbt.

Ein logarithmischer Zusammenhang ist einfach nachzuprüfen und die entsprechende Regression¹⁰ in Abb. 4-4 (unten links) zeigt, dass – mit Ausnahme der schwachen LP-Ausbrüche – sich die Werte des AMJ-Maximums recht gut über einen logarithmischen Zusammenhang aus den SO_2 -Emissionen darstellen lassen. Die Darstellung einer Regression im Hinblick auf ein beschränktes Wachstum in Abb. 4-4 (unten rechts) zeigt jedoch, dass die Werte auch sehr gut durch diesen funktionalen Zusammenhang erfasst werden¹¹. Zwar streuen die Daten der LC1-Läufe hier etwas stärker um die Regressionsfunktion, dafür können aber auch die LP1-Läufe mit aufgenommen werden. Die Abhängigkeit des im AMJ-Maximum maximal erreichten SAM Indexes von der Masse des freigesetzten Schwefeldioxids lautet für diesen Fall etwa:

⁹ Die graphische Verdeutlichung funktionaler Zusammenhänge durch Regressionsgraden basiert hier auf der entsprechenden Anpassung der Achsenskalierung bzw. der Funktionswerte. Die Sättigungsgrenze wurde nach Augenmaß im Hinblick auf die Optimierung der Regressionsgraden bestimmt. Aufgrund dieses Vorgehens ist kein Signifikanztest der Regressionen erfolgt.

¹⁰ siehe ⁹

¹¹ siehe ⁹

$$SAM\ Index_{\max [AMJ, 30\ bis\ 50\ hPa]} \cong 60 - e^{4.1} \cdot e^{-0.0024 \cdot M(SO_2)/Mt} ,$$

wobei die ermittelten Zahlenwerte der Konstanten aber mit recht großen Unsicherheiten behaftet sind und mehr eine grobe Vorstellung des prinzipiellen Zusammenhangs vermitteln sollen. Wichtig ist festzustellen, dass für den Fall eines beschränkten Wachstums – anders als bei einem logarithmischen Zusammenhang – eine Obergrenze (hier mit 60 vorgeschlagen) existiert, die der SAM Index auch für nochmals sehr viel stärkere Ausbrüche nicht überschreiten würde.

Ganz ähnlich wie das AMJ-Maximum verhält sich der Mittelwert des monatlichen SAM Indexes des 2. bis 13. MnA (März bis Februar) gegenüber den Emissionsmengen der Ausbruchsszenarien (Abb. 4-5). Der 12-Monatszeitraum der Mittelung wurde von März (des Eruptionsjahres) bis Februar (des Folgejahres) gewählt, da diese Zeitspanne die Effekte des Vulkanausbruchs durchschnittlich am besten einfängt: Einerseits brauchen die Sulfat-Aerosole etwa ein bis zwei Monate für ihre Bildung und Verteilung in der Stratosphäre, andererseits liegen sowohl das AMJ- als auch das Augustmaximum in diesem Zeitraum.

Der Vergleich der Verteilungen der 12-Monatsmittel des SAM Index vom 50hPa-Niveau (Abb. 4-5 links) und des Bodendrucks auf Meeresebene (Abb. 4-5 rechts) zeigt beim Bodendruck insbesondere vom LR1-Lauf aber auch von den LC1-Läufen größere Abweichungen von der übrigen Verteilungsform als im 50hPa-Niveau. Dies zeugt

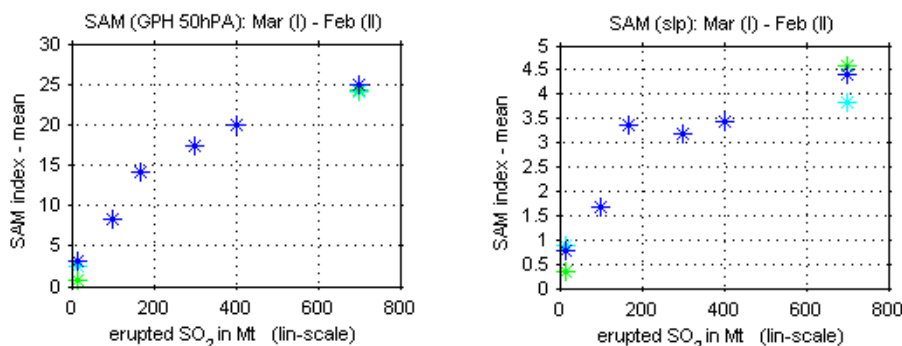


Abbildung 4-5: 12-Monats-Mittelwerte des monatlichen SAM Index in Abhängigkeit von der freigesetzten SO₂-Menge. Die Mittelung erfolgt über den Zeitraum vom März des Eruptionsjahres (Mar(I)) bis zum Februar des Folgejahres (Feb(II)). Die Grafik links zeigt die Mittelwerte des SAM Index der geopotentiellen Höhen des 50 hPa-Niveaus, die Grafik rechts die des SAM Index des Bodendrucks auf Meeresebene. Umfasst das Ensemble eines Szenarios mehr als einen Simulationslauf, so sind die Punkte aus dem zweiten und dritten Lauf grün und hellblau gefärbt.

davon, dass der Bodendruck noch bedeutend von anderen Faktoren und Schwankungen beeinflusst wird. Insofern eignen sich die Anomalien der geopotentiellen Höhe eines Druckniveaus im Bereich um 30 bis 50 hPa aufgrund ihrer größeren und auch bei schwächeren Emissionen signifikanten Werte und des günstigeren Signal-Rausch-Verhältnisses besser für die Detektion einer SO₂-Emission auf Höhe des 30hPa-Niveaus.

4.3. SAM Index: „Downward Coupling“

Bereits bei der Betrachtung der Abbildungen 4-2 und 4-3 konnte ein Zeitversatz zwischen dem Eintreten der größten Anomalie in den der mittleren Stratosphäre (etwa 10 bis 50 hPa), in der unteren Stratosphäre (etwa 50 bis 250 hPa) und in der Troposphäre (unterhalb von 250 hPa) ausgemacht werden. Die (zeitlich) höher aufgelösten Darstellungen der entsprechenden Zeiträume durch Tagesdaten der LC-Szenarien haben zwar im Detail etwas andere Werte als die monatlichen Daten, stimmen im Ganzen aber doch gut mit diesen überein. Auch ist zu erkennen, dass sich die starken positiven Anomalien aus den Niveaus um 30 hPa mit einiger zeitlicher Verzögerung in die tiefer gelegenen Schichten fortsetzten (Abb. 4-6). Diese Ereignisse gleichen dem von Baldwin et al. (2001) beschriebenen „Downward Coupling“-Phänomen für einen anormal starken Wirbel („strong vortex event“).

Wie in dem vergrößerten Ausschnitt der Entwicklung des SAM Indexes vom Ensemble-Mittel des LC1-Szenarios zu sehen ist (Abb. 4-6 rechts), können hier unterschiedliche Verbindungen auf unterschiedlichen Zeitskalen zwischen der mittleren Stratosphäre und der Troposphäre festgestellt werden.

Einerseits wäre ein Zusammenhang zwischen den drei Maxima in der Höhe um 30 hPa Mitte März (a1), Anfang April (a2) und Ende April/Anfang Mai (a3) und den positiven Anomalien in der Troposphäre Ende März/Anfang April, Mitte April und Ende April/Mitte Mai denkbar. Hier betrüge dann der Zeitversatz für das erste Ereignis etwa fünfzehn Tage, für die folgenden weniger, was nur etwas kürzer wäre als die von Baldwin & Dunkerton (2001) wie auch Thompson & Solomon (2002) ermittelten Zeitspannen von drei Wochen. Allerdings lassen sich diese Verbindungen nicht mehr in

so differenzierter Ausprägung in den Darstellungen des SAM Index bei einer längeren Fensterbreite des auf die Klimatologie der geopotentiellen Höhen angewandten gleitenden Mittels wiederfinden (vgl. Anhang, Abbildung V), da hier nur noch ein Maximum in der mittleren Stratosphäre erscheint und dieses zudem nicht mehr vor dem Einsetzen der signifikanten Anomalien in der Troposphäre im April liegt.

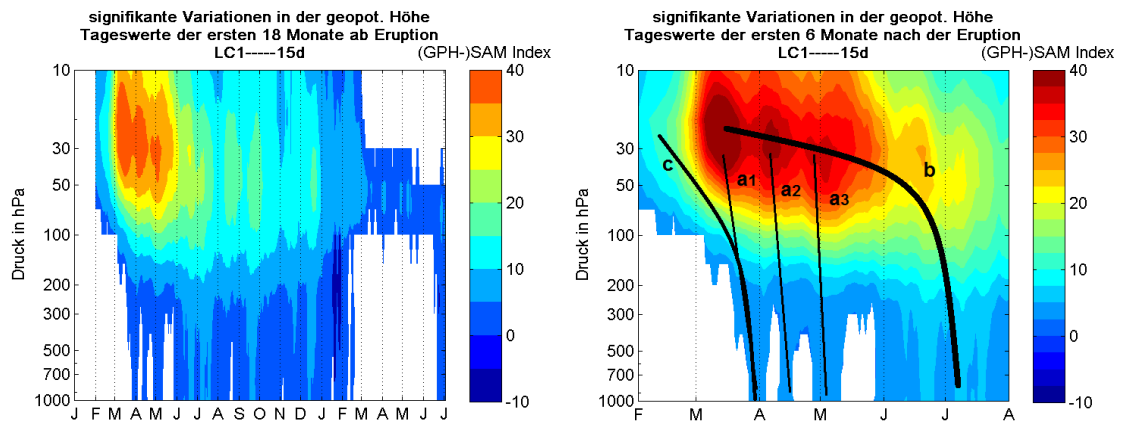


Abbildung 4-6: Dargestellt ist der tägliche SAM Index (aus den täglichen Daten) der geopotentiellen Höhe in Abhängigkeit von der Zeit und des Druckniveaus. Im linken Bild werden die ersten anderthalb Jahre nach dem Ausbruch gezeigt, rechts ein vergrößerter Ausschnitt vom ersten bis siebten Monat nach dem Ausbruch. Der Monatsstrich gibt jeweils den Ersten des Monats an. Es sind jeweils nur die auf 95%-Sicherheitsniveau signifikanten Anomalien dargestellt. Die gezeigten Daten sind die des Ensemble-Mittels des LC1-Szenarios. Die Tageswerte der Klimatologie (Langzeitmittel und Standardabweichung der zonal gemittelten geopotentiellen Höhe eines Druckniveaus für jeden Tag im Jahr) wurden über eine Fensterbreite von 15 Tagen gleitend gemittelt. Die schwarzen Linien im rechten Bild zeigen mögliche „Downward Coupling“-Verbindungen zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre an.

Eine andere Verbindung (b) ließe sich zwischen der langen Phase der stärksten positiven Anomalien in der mittleren Stratosphäre von März bis Mai und in der Troposphäre von Juni bis August formulieren. Der Zeitverzug wäre in diesem Fall mit drei Monaten deutlich länger. Diese Verbindung zeigt sich für alle Fensterbreiten (Anhang, Abbildung IV links und V).

Eine ähnliche Situation tritt auch im Herbst/Winter im Jahr nach den Juli-Ausbrüchen der LC-Stärke auf, wo sich in der Stratosphäre die größten Anomalien im März zeigen und wenige Monate später in der Troposphäre (siehe Anhang, Abbildung IV rechts).

Im zeitlichen Umfeld der ersten großen stratosphärischen Anomalie im Dezember nach dem Ausbruch des LC7-Szenarios unterscheiden sich die einzelnen Simulationsläufe

hinsichtlich des Auftretens großer Anomalien in der Troposphäre jedoch deutlicher voneinander als die LC1-Simulationsläufe (siehe Anhang, Abbildung VI) und klare „Downward Coupling“ – Beziehungen zwischen den maximalen Anomalien der Stratosphäre und der Troposphäre sind nicht auszumachen.

5. Diskussion

5.1. Einordnung der Modellergebnisse

Modelle neigen dazu, die atmosphärischen Effekte von Vulkanausbrüchen zu unterschätzen (Graf et al, 2007). Zudem wird der Ausbruchprozess in den Simulationen sehr vereinfacht nachgestellt. Quantitative Ergebnisse, insbesondere einer Regression zwischen Eruptionsstärke (Menge SO₂) und Auswirkungen (maximaler oder mittlerer SAM Index in Zeitraum nach Ausbruch), sind deswegen wahrscheinlich weder belastbar noch aussagekräftig. Qualitative Ergebnisse können jedoch wichtige grundlegende Erkenntnisse bringen.

So hat sich in diesem Modellversuch gezeigt,

- dass auch die Zirkulation der subtropischen bis polaren Breiten der SH – hier charakterisiert durch den SAM Index – nach dem gleichen Prinzip auf einen vulkanisch verursachten Strahlungsantrieb reagiert wie ihr Pendant auf der Nordhemisphäre – charakterisiert durch entsprechende Indices der Northern Annular Mode wie dem AO Index oder dem NAO Index – (u.a. Stenchikov et al., 2002);
- und dass auf der SH aber aufgrund der an sich deutlich stärker ausgeprägten Zirkulation für eine eindeutig feststellbare Beeinflussung eine dementsprechend größere Störung (größere Vulkaneruption) nötig ist als auf der Nordhemisphäre.

Dies ist wenig überraschend und unterstützt die von Robock et al. (2007) aufgestellte These durch Modellergebnisse.

Anders als in den Auswertungen der Modell- und Reanalysedaten der Jahre nach dem Pinatubo-Ausbruch von Robock et al. (2007) zeigen die hier verwendeten Modellsimulationen aber auch für eine Eruption der Pinatubo-Stärke (LP1 und LP7) durchaus einige 95%-signifikante Anomalien im 50hPa-Niveau der SH ¹². Dies ist wahrscheinlich

¹² Dies stellt nicht unbedingt einen Widerspruch zu der oben zitierten Aussage von Graf et al. (2007) über die Unterschätzung vulkanischer Effekte seitens der Klimamodelle dar, da die Rahmenbedingungen der Modell-Atmosphäre im ECHAM5-HAM und der realen Atmosphäre 1991/1992 unterschiedlich sind. So dürfte die Aerosol-Hintergrundbelastung in den Simulationen geringer sein, zudem werden atmosphärische Prozesse wie z.B. die quasi-biennale Oszillation oder der heterogene Ozonabbau in den Simulationen nicht berücksichtigt. Inwiefern diese Faktoren das Maß der Anomalien beeinflussen, kann hier nicht gesagt werden.

auf günstigere Bedingungen im verwendeten Modell ECHAM5-HAM unter den getroffenen Annahmen des Szenarios (z.B. kein heterogener Ozonabbau) oder auf die genutzte Analysemethode (SAM Index statt EOF-Analyse) zurückzuführen. Insbesondere die höhere horizontale und vertikale Auflösung der genutzten ECHAM5-Konfiguration ($2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 39 Schichten bis 0.01 hPa) gegenüber der Auflösung des von Robock et al. (2007) verwendeten Modells ModelE (Oman et al., 2005) des National Aeronautics and Space Administration Goddard Institut for Space Studies von $4^\circ \text{ lat} \times 5^\circ \text{ lon}$ und nur 18 Schichten in der Vertikalen dürfte hier von entscheidender Bedeutung sein.

5.2. Abhängigkeit der Anomalien von der Ausbruchsstärke

Für die stärkeren Ausbrüche mit Eruptionsmengen deutlich über 100 Mt SO_2 sind die stärksten Auswirkungen nicht mehr auf den folgenden Winter beschränkt, sondern zeigen sich zunehmend auch im (Spät-)Herbst nach dem Januar-Ausbruch bzw. im Spätfrühling nach dem Juli-Ausbruch, also jeweils etwa ein Vierteljahr nach dem Ausbruch.

Bei der näheren Betrachtung der nach verschieden starken Januar-Ausbrüchen auftretenden Anomalien (s. Abschnitt 4.2.) zeigte sich, dass es offensichtlich zwei Zeitspannen (AMJ- und August-Maxima) gibt, in denen in der Stratosphäre zwischen dem 30hPa- und 50hPa-Niveau besonders große Anomalien auftreten und die in unterschiedlicher Weise von der Ausbruchsstärke abhängen. Während das AMJ-Maximum bei schwächeren Ausbrüchen (bis 100 Mt SO_2) kaum in Erscheinung tritt, nimmt seine Ausprägung beständig für jede größere Eruption in der Simulation zu. Dagegen ist der maximale August-Wert des SAM Index zwar für die Eruptionen bis zu 170 Mt SO_2 noch größer als das AMJ-Maximum, wächst aber auch nur bis zu dieser LR1-Eruption mit der Emissionsmenge an. Jede weitere Erhöhung der eruptiven Schwefeldioxidemission schlägt sich nicht in einer weiteren klaren Zunahme des Augustmaximums nieder.

Dieses unterschiedliche Verhalten der AMJ- und der August-Maxima lässt vermuten, dass ihnen zwei verschiedene Mechanismen zugrunde liegen. Der AMJ-Mechanismus scheint den angebotenen Strahlungsantrieb der Vulkanaerosole stärkerer Ausbrüche voll

aufnehmen zu können, dafür aber bei schwächeren Ausbrüchen (Pinatubo-Stärke) noch nicht aktiviert zu werden. Dagegen scheint der August-Mechanismus auch bei schwächeren Ausbrüchen zu wirken, aber nur bis zu einem bestimmten Wert den Effekt der Vulkanemissionen aufnehmen zu können. Möglich wäre hier zum Beispiel, dass der August-Mechanismus auf die Abschirmung der polaren Stratosphäre gegen planetare Wellen durch den winterlichen stratosphärischen Polarwirbel zurückgeht. Ist hier einmal die zonale Windgeschwindigkeit so groß, dass alle Wellen reflektiert werden, würde eine weitere Beschleunigung des Wirbels auch keine Veränderung mehr herbeiführen. Dagegen sind im Herbst die Westwinde der Stratosphäre noch relativ mäßig ausgeprägt, sodass hier noch eine weite Spanne für die Effekte der Vulkanaerosole zur Verfügung stünde.

Ein anderer Erklärungsansatz für das Verhalten der AMJ- und August-Maxima kann in den Verteilungen der Sulfat-Belastung (Anhang, Abbildung II) gefunden werden. Hier passen für das LP1- und das LC1-Szenario die zeitliche Entwicklung der Sulfat-Belastungen in Breiten um 40-60°S gut mit den jeweiligen Ausprägungen der AMJ- und August-Anomalien zusammen. So wird in der LP1-Simulation die maximale Sulfat-Belastung von 15 kg/km² erst im 7. MnA, also im August, zeitgleich mit der maximalen Anomalie im SAM Index zwischen 30 und 50 hPa erreicht. Im 4. MnA (Mai) beträgt die Sulfat-Belastung hingegen unter 5 kg/km², worauf der fehlende deutliche Effekt im SAM Index in der AMJ-Phase zurückzuführen wäre. Dagegen tritt beim LC1-Szenario die maximale Sulfat-Belastung um 40°S im 4./5. MnA (Mai/Juni) und auf 60°S schon im 3. MnA (April) ein, also etwa zeitgleich mit der maximalen Anomalie im SAM Index. Im August hat hingegen die Sulfat-Belastung bereits deutlich abgenommen, ist aber immer noch sehr viel höher als für den LP-Ausbruch.

Um die genauen Ursachen der AMJ- und August-Maxima und ihres unterschiedlichen Verhaltens gegenüber der in der Eruptionssimulation freigesetzten Menge SO₂ zu klären, sind meiner Ansicht nach noch einige weitere Untersuchungen nötig. Die Betrachtung der Sulfat-Belastungen für die mittelstarken Eruptionsszenarien (LQ1, LR1, LS1, LT1) sowie entsprechende Simulationen von Juli-Ausbrüchen mit den mittleren Emissionsmengen (LQ7, LR7, LS7, LT7) wären da wohl nur der Anfang.

Dass sowohl das AMJ-Maximum als auch das 12-Monatsmittel vom 2. bis 13. MnA für Emissionsmengen über 100 Mt SO₂ nicht linear sondern eher logarithmisch anwachsen

oder dem beschränkten Wachstum unterliegen, deutet auf „natürliche“, physikalische Prozesse bzw. Sachverhalte hin, die die Effekte bei sehr großen Vulkaneruptionen abmildern oder sogar begrenzen. (Eine „künstlich“ vorgegebene Deckelung des Systems ist bei den zu Grunde liegenden Simulationen im ECHAM5-HAM nicht angewandt worden.) Entscheidend dürfte in diesem Zusammenhang die Strahlungsabsorption in der Stratosphäre sein, die stark durch die vulkanischen Sulfat-Aerosole modifiziert wird. Hier wäre eine natürliche Begrenzung des vulkanischen Effekts durch die begrenzte Menge für die Absorption zur Verfügung stehender Strahlung gegeben. In nicht streuenden Medien stellt die spektrale Absorption in Abhängigkeit von der optischen Dicke des Mediums ein beschränktes Wachstum dar. Zwar ist die Aerosol optische Dicke (aerosol optical depth, AOD) nur einer der Summanden, aus denen sich die optische Dicke der Atmosphäre zusammensetzt, und es tritt in der Atmosphäre zudem Streuung auf, die wiederum von der optischen Dicke, ergo von der Aerosolbelastung, beeinflusst wird. Die tatsächliche Abhängigkeit der Strahlungsabsorption und der mit ihr einhergehenden Temperaturerhöhung in der Atmosphäre von der AOD wird somit vielleicht schon kein reines beschränktes Wachstum im klassischen Sinne¹³ mehr sein. Trotzdem sprechen diese Verhältnisse für ein nicht-unbeschränktes Wachstum der Anomalien im SAM Index gegenüber den SO₂-Emissionenmengen.

Die physikalischen Hintergründe unterstützen somit die – aufgrund der geringen Datengrundlage unsichere – mathematische Analyse eines beschränkten Wachstums, das die Abhängigkeit des SAM Indexes im AMJ-Maximum von der freigesetzten Menge SO₂ beschreibt. Da es zudem aus mathematischer Sicht auch um die Regression für einen logarithmischen Zusammenhang nicht besser bestellt ist und hierfür außerdem das physikalische Gerüst fehlt, ist an dieser Stelle die Annahme eines beschränkten Wachstums der des logarithmischen meiner Ansicht nach vorzuziehen.

Inwiefern hier – insbesondere auf der längeren Zeitspanne des 12-Monatsmittels des SAM Indexes – weitere Prozesse eine Rolle spielen, lässt sich aus den durchgeführten Analysen heraus nicht beantworten. Um die genaue Rolle der begrenzten Menge der einfallenden und zu absorbierenden Strahlung und der bei größeren Emissionenmengen

¹³ Wachstum proportional zum Sättigungsmanko

schneller greifenden Aerosol-Deposition¹⁴ sowie räumlich kompakteren Aerosol-Verteilung im Geflecht der atmosphärischen Prozesse zu klären und mögliche weitere, eventuell in diesem Zusammenhang noch wichtigere Prozesse und Mechanismen zu erkennen, sind daher noch einige weitere Untersuchungen nötig.

In diesem Zuge sind auch die Durchführung weiterer Simulationsläufe und deren Eingliederung in die Analysen anzustreben. Die Anzahl der Simulationsläufe, die das Ensemble eines Szenarios umfasst, ist mit 3 oder gar 1 sehr gering. Dies tritt besonders augenscheinlich in der Darstellung des SAM Index des August-Maximums über der eruptierten Menge SO₂ hervor, denn die recht stark streuende Verteilung der recht wenigen Werte lässt eine vernünftige, d.h. mathematisch vertretbare Auswertung (Regression) kaum zu. Hier, aber auch für die klareren Bilder des AMJ-Maximums und des 12-Monatsmittels, würde eine Erhöhung der Zahl der Ensembleläufe wie auch eine Erweiterung der Eruptionsszenarien vermutlich die Qualität und möglicherweise auch die Quantität der zu gewinnenden Erkenntnisse steigern. Insbesondere mögliche Grenz- und Schwellenwerte ließen sich so besser austesten.

5.3. Auftreten von „Downward Coupling“

Der sowohl nach den Januar- als auch nach den Juli-Ausbrüchen im folgenden Herbst-Winter-Zeitraum auftretende Durchbruch großer Anomalien im SAM Index aus der Stratosphäre in die Troposphäre (Verbindung „b“ in Abb. 4-5) unterscheidet sich insofern von den von Baldwin et al. (2001) beschriebenen „strong vortex downward coupling events“, als dass der Zeitversatz hierbei mit zwei bis drei Monaten deutlich länger ist als bei Baldwin et al.. Dadurch muss bei dieser längeren Verbindung, anders als bei den schnelleren Kopplungsereignissen, die sich innerhalb einer Jahreszeit vollziehen, neben der Ausprägung der Anomalien auch die Saisonalität des stratosphärischen Polarwirbels bedacht werden, der in diesen Fällen offensichtlich eine entscheidende Rolle zukommt. Während in der mittleren Stratosphäre das Maximum bereits im Herbst in einer Zeit auftritt, in der sich der stratosphärische Polarwirbel naturgemäß noch im Aufbau befindet, erfolgt der Durchbruch der maximalen Anomalien in die Troposphäre dagegen im Winter unter einem voll entwickelten

¹⁴ Bei größeren Mengen freigesetzten Schwefeldioxids bilden sich schneller mehr größere Partikel, die durch die Schwerkraft aus der Stratosphäre entfernt werden.

Polarwirbel. Da hier nur Anomalien in Form des SAM Indexes dargestellt sind, ist jedoch kein Rückschluss auf die absoluten Windgeschwindigkeiten der Stratosphäre in den jeweiligen Monaten möglich. Diese sind aber entscheidend für die Brechung bzw. Reflektion der planetaren Wellen, auf denen der Prozess des „Downward Coupling“ basiert (Baldwin et al., 2001).

Dass in den ersten Monaten nach den LC7-Ausbrüchen keine eindeutige Stratosphären-Troposphären-Kopplung mit klarem Zeitversatz zwischen den maximalen stratosphärischen und troposphärischen Anomalien vorzufinden ist, kann darauf zurückgeführt werden, dass die maximalen positiven Anomalien in der Stratosphäre im Dezember auftreten, also zu einer Zeit, in der einerseits in der sommerlichen Südhemisphäre nur eine geringe Wellenaktivität vorliegt und andererseits der stratosphärische Polarwirbel normalerweise schon zusammengebrochen ist. Somit dürften die mit den maximalen Anomalien einhergehenden Westwinde eher mäßig als extrem stark ausgeprägt sein und nur selten planetare Wellen an der polaren Stratosphäre in die Troposphäre zurückreflektiert werden, sodass kein eindeutiges „strong vortex event“ – „Downward Coupling“ (Baldwin et al., 2001) stattfindet.

Die Fortsetzungen stratosphärischer Anomalien in die tieferen atmosphärischen Schichten, die den von Baldwin et al. beschriebenen Ereignissen am nächsten kommen, dürften diejenigen in den ersten vier Monaten nach dem Januar-Ausbruch sein (Verbindung „a“ in Abb. 4-5; siehe auch Anhang, Abbildung IV im Bereich 31 bis 80 Tage nach dem Ausbruch). Zwar verschiebt sich das Maximum des SAM Indexes in der mittleren Stratosphäre für längere Fensterbreiten des auf die Klimatologie angewandten gleitenden Mittels zeitlich noch etwas weiter nach hinten; so ist ein Zeitversatz zwischen dem Maximum in der Höhe und dem Auftreten signifikanter Anomalien in der Troposphäre kaum noch festzustellen. Jedoch erscheinen auch bei den längeren Fensterbreiten deutlich erhöhte Indexwerte immer noch etwa einen Monat früher in der mittleren Stratosphäre als in der Troposphäre. Insofern könnte hier möglicherweise schon aufgrund der SAM Index Anomalien aus dem mittleren Größenbereich (etwa SAM Index > 10, in den Abbildungen die hellblaue Färbung) ein „Downward Coupling“-Prozess einsetzen (Verbindung „c“ in Abb. 4-5), der mit einem Zeitverzug von ca. drei Wochen zu den erhöhten SAM Indexwerten in der Troposphäre führt, und gleichzeitig der Strahlungsantrieb durch die Sulfat-Aerosole in der mittleren Stratosphäre noch zu einem weiteren Anstieg der stratosphärischen Anomalien führen.

Durch eine solche Überlagerung direkter (Gradientenverschärfung durch Strahlungsabsorption) und indirekter (dynamische Welle-Grundstrom-Wechselwirkungen) Effekte könnte es zu einer deutlichen Verkürzung oder gar Umkehrung des zeitlichen Versatzes zwischen den maximalen stratosphärischen und troposphärischen Anomalien kommen. Dies würde eine sichere Detektion bzw. Isolation von „Downward Coupling“-Prozessen erschweren und weitaus mehr Analysen und vor allem auch speziellere Analysemethoden erfordern, als in dieser Arbeit durchgeführt werden konnten. Hilfreich kann hier z.B. die Betrachtung des Wellenenergieflusses in Abhängigkeit von der Höhe und der Zeit sein.

Aber auch eine erneute, leicht veränderte Berechnung des täglichen SAM Indexes sollte in Betracht gezogen werden, denn bei der Berechnung des SAM Indexes aus den täglichen Mittelwerten des Bodendrucks und der geopotentiellen Höhe wird das Ergebnis mitunter stark von der gewählten Fensterbreite beeinflusst, über die die gleitende Mittelung der Klimatologie der Tagesdaten erfolgt. Besonders ausgeprägt sind diese Veränderungen um das 50hPa-Niveau im Dezember/Januar oder April/Mai. Vorrangig verändert sich hierbei die genaue Ausprägung der im SAM Index auftretenden großen Anomalien (Höhe der Indexwerte, genauer Zeitpunkt, Verschmelzung zweier kurz aufeinander folgender Maxima zu einem, etc.) und es kann nicht ausgeschlossen werden, dass einige lokale Maxima oder auch mit „Downward Coupling“ in Verbindung gebrachte Strukturen kürzerer Zeitskalen nur aufgrund der angewandten Fensterbreite erscheinen oder auch nicht auftreten.

Baldwin et al. (2001) wenden in ihrer Berechnung der täglichen Indexwerte anstatt eines gleitenden Mittels einen Tiefpassfilter mit Grenzfrequenz von $(90 \text{ Tage})^{-1}$ auf die Tagesdaten des Jahresganges an. Für eine weiterführende Betrachtung möglichen „Downward Couplings“ sollte eine entsprechende Tiefpass-Filterung (anstatt der gleitenden Mittelung) an den für diese Arbeit verwendeten Daten vorgenommen werden. Hierdurch könnte zum einen eine bessere Glättung als durch die gleitende Mittelung erreicht werden, zum anderen wären die durch die Auswirkungen der Mittelung entstandenen, scheinbar auftretenden Effekte zu identifizieren.

6. Abschluss

Diese Arbeit wurde durch die Fragen motiviert, ob große tropische Vulkanausbrüche die atmosphärische Zirkulation der Südhemisphäre in ähnlicher Weise beeinflussen wie die der Nordhemisphäre und inwiefern auftretende Anomalien von der Eruptionsstärke abhängen.

Für die auf die mittlere Atmosphäre und um das Aerosol-Modell HAM erweiterte Ausführung des allgemeinen Zirkulationsmodells ECHAM5 lassen sich folgende Aussagen treffen:

1. Eine stratosphärische Schwefeldioxidinjektion von 17 Megatonnen oder mehr verursacht eine signifikante Erhöhung des SAM Indexes in der Stratosphäre zwischen 50 bis 10 hPa.
2. Für höhere Schwefeldioxidinjektionen treten die Anomalien zunehmend auch in tieferen Schichten und über längere Zeiträume signifikant hervor. Zudem werden sie deutlich größer und treten zunehmend auch unabhängig vom winterlichen stratosphärischen Polarwirbel etwa drei bis vier Monate nach dem Ausbruch auf.
3. Nach Schwefeldioxidinjektionen im Januar zeigen sich die markantesten Anomalien zwischen 50 und 30 hPa zum einen im folgenden April und Mai, zum anderen im August. Diese beiden Maxima der SAM Indexwerte zeigen ein unterschiedliches Verhalten gegenüber der freigesetzten Schwefeldioxidmenge: Während die maximalen SAM Indexwerte des Herbst-Zeitraumes ein beschränktes Wachstum zu vollziehen scheinen und zumindest bis zu einer Schwefeldioxidinjektion von 700 Mt noch stetig, jedoch mit einer abnehmenden Wachstumsrate zunehmen, kann ab einer Menge von 200 Mt freigesetzten Schwefeldioxids für die maximalen SAM Indexwerte im August keine klare Zunahme mehr festgestellt werden. Für höhere Schwefeldioxidinjektionen bleiben die stratosphärischen SAM Indexwerte des ersten Winters somit deutlich unter den Maximalwerten des früheren Zeitraumes ein Vierteljahr nach dem Januar-Ausbruch.
4. Zwischen dem ersten Auftreten der hohen SAM Indexwerte im unteren Teil der oberen Stratosphäre, in der unteren Stratosphäre und der Troposphäre vergehen einige Wochen, was auf das Stattfinden von „Downward Coupling“-

Mechanismen hindeutet. Da jedoch erstens für die sehr großen Schwefeldioxidinjektionen ein deutlich erhöhter SAM Index über mehrere Monate (über anderthalb Jahre) in der Stratosphäre vorliegt und zweitens vermutlich zeitliche Überlagerungen mit einem anhaltenden Strahlungsantrieb durch die vulkanischen Aerosole und mit dem saisonalen Aufbau des stratosphärischen Polarwirbels auftreten, sind genauere Identifizierungen von „Downward Coupling“-Ereignissen auf Zeitskalen von wenigen Wochen schwierig.

Um diese Erkenntnisse zu festigen und sichere Aussagen über ihre Hintergründe treffen zu können, wäre es sinnvoll, weitere Modellsimulationen in die Analyse mit einzugliedern und die verwendeten Analysemethoden zu erweitern. Neben einer Erhöhung der Anzahl der Ensembleläufe sind vor allem auch Eruptionsszenarien der mittleren Stärken bei einem Ausbruch im Juli anzustreben, um so den Einfluss der Saisonalität des stratosphärischen Polarwirbels besser gegenüber dem Einfluss der Ausbruchsstärke abgrenzen zu können. Auch die Veränderungen in den Verteilungen der Sulfat-Belastungen nach den verschiedenen großen Schwefeldioxidinjektionen sollten hier insbesondere bezüglich ihrer Übereinstimmung mit dem Auftreten der maximalen stratosphärischen SAM Indexwerte betrachtet werden. Außerdem ist eine Vertiefung der hier begonnenen Regressionsanalyse erstrebenswert. Aufgrund ihres relativ lange währenden Antriebs scheinen stratosphärische Sulfat-Aerosole nicht das optimale Mittel zu sein, um anormal stark ausgeprägte stratosphärische Westwinde für die Analyse von „Downward Coupling“-Prozessen hervorzurufen. Allerdings könnten hier eingehende Analysen des Wellenenergieflusses bessere Erkenntnisse bringen. Zudem sollte für weiterführende Analysen statt bzw. vor einer gleitenden Mittelung der täglichen Daten der Klimatologie der geopotentiellen Höhen und des Bodendruckes (auf NN) für die Berechnung des täglichen SAM Indexes hier eine Tiefpassfilterung probiert werden.

Insgesamt erwies sich der gewählte SAM Index aber als durchaus geeignet, um die Auswirkungen stratosphärischer Schwefeldioxidinjektionen, d.h. sehr großer Vulkan- ausbrüche, auf die südhemisphärische Zirkulation zu untersuchen. So lässt sich schließen, dass auf der Südhemisphäre nach einem bis in die Stratosphäre reichenden tropischen Vulkanausbruch mit Wetter- und Klimabeeinflussungen gerechnet werden müsste, wie sie üblicherweise mit einem positiven SAM Index einhergehen.

Danksagung

Frau Prof. Dr. Kirstin Krüger danke ich für die Bereitstellung des Themas dieser Bachelor-Arbeit, die intensive Betreuung während der Erarbeitung und Fertigstellung der Arbeit und die unmittelbare Einbeziehung in ihre Arbeitsgruppe.

Herrn Dr. Karl Bumke danke ich für die Übernahme der Aufgabe des Zweitgutachters.

Herrn Dr. Matthew Toohey danke ich für die Bereitstellung der Modellsimulationsdaten und vieler Materialien, der freundlichen Erlaubnis zur Verwendung der Abbildungen I a, I b und II sowie nicht zuletzt für die uneingeschränkte Hilfsbereitschaft, mit der er mich immer wieder bei der Beantwortung von Fragen und Lösung von Problemen sowohl fachlicher als auch technischer Art unterstützte.

Des Weiteren danke ich den Mitarbeitern der Arbeitsgruppe von Frau Prof. Dr. Krüger sowie den Mitarbeitern des Rechenzentrums des IFM-GEOMAR, Kiel für ihre stets freundliche Unterstützung.

Literaturverzeichnis

Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science* , 294 , DOI: 10.1126/science.1063315, pp. 581-584.

Barnes, J. E., & Hoffmann, D. J. (1997). Lidar measurements of stratospheric aerosol over Manua Loa Observatory. *Geophysical Research Letters* , 24, pp. 1923-1926.

Charney, J. G., & Drazin, P. G. (1961). Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere. *Journal of Geophysical Research* , 66 (1), p. 83.

Cordero, E., Newman, P. A., Weaver, C., & Fleming, E. Stratospheric Dynamics and the Transport of Ozone and Other Tracer Gases. In R. M. Todaro (Ed.), *Stratospheric Ozone, An Electronic Textbook*.

http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/class/Chap_6/6_cont.htm (28.8.2010).

Drexler, J. W., Rose, W. I., Sparks, R. S., & Ledbetter, M. T. (1980). The Los Chocoyos Ash, Guatemala: a major stratigraphic marker in Middle America and in three ocean basins. *Quaternary Res* , 13, pp. 327-345.

Giorgetta, M. A., Manzini, E., Roeckner, E., Esch, M., & Bendtsson, L. (2006). Climatology and forcing of the quasi-biennial oscillation in the MAECHAM5 model. *J. Climate* , 19, pp. 3882-3901.

Gong, D., & Wang, S. (1999). Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters* , 26 (4), pp. 459-462.

Graf, H.-F., Li, Q., & Giorgetta, M. A. (2007). Volcanic effects on climate: revisiting the mechanisms. *Atmospheric Chemistry and Physics* , 7, pp. 4503-4511.

Guo, S., Rose, W. I., Bluth, G. J., & Watson, I. M. (2004). Particles in the great Pinatubo volcanic cloud of June 1991: The role of ice. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* , 5 , Q05003, DOI: 10.1029/2003GC000655.

Krueger, A. J., Walter, L. S., Bhartia, P. K., Schnetzler, C., Krotokov, N. A., Sprod, I., et al. (1995). Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instrument. *J. Geophys. Res.* , 100, pp. 14057-14076.

Kutterolf, S., Freundt, A., & Pérez, W. (2008 b). Pacific offshore record of plinian arc volcanism in Central America: 2. Tephra volumes and erupted masses. *Geochemistry Geophysics Geosystems* , 9 (2) , Q02S02, DOI: 10.1029/2007GC001791.

Kutterolf, S., Freundt, A., Pérez, W., Mörz, T., Schacht, U., Wehrmann, H., et al. (2008 a). Pacific offshore record of plinian arc volcanism in Central America: 1. Along-arc correlations. *Geochemistry Geophysics Geosystems* , 9 (2) , Q02S01, DOI: 10.1029/2007GC001631.

Latif, M. (2009). *Klimawandel und Klimadynamik*. Stuttgart: Eugen Ulmer Verlag.

Metzner, D., Kutterolf, S., Toohey, M., Timmreck, C., Niemeier, U., Freundt, A., & Krüger, K. (2010, submitted). Radiative forcing and climate impact resulting from SO₂ injections based on a 200,000 year record of Plinian eruptions along the Central American Volcanic Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* .

Niemeier, U., Timmreck, C., Graf, H.-G., Kinne, S., Rast, S., & Self, S. (2009). Initial fate of fine ash and sulfur from large volcanic eruptions. *Atmospheric Chemistry and Physics* , 9, pp. 9043-9057.

Oman, L., Robock, A., Stenchikov, G., Schmidt, G. A., & Ruedy, R. (2005). Climatic response to high-latitude volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, 110 , D13103, DOI: 10.1029/2005JD005487

Read, W. G., Froidevaux, L., & Waters, J. W. (1993). Microwave limb sounder measurements of stratospheric SO₂ from the Mt. Pinatubo volcano. *Geophys. Res. Lett.*, 20, pp. 1299-1302.

Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* , 38, pp. 191-219.

Robock, A., Adams, T., Moore, M., Oman, L., & Stenchikov, G. (2007). Southern Hemisphere atmospheric circulation effects of the 1991 Mount Pinatubo eruption. *Geophysical Research Letters* , 34 , L23710, DOI: 10.1029/GL031403.

Roeckner, E., Baeuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hageman, S., Kirchner, I., Kornblueh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U.,

Schulzweida, U., & Tompkins, A. (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM5 - Part I. *MPI Report No. 349* , p. 127.

Rose, W. I., Conway, F. M., Pullinger, C., Deino, A., & McIntosh, W. C. (1999). An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America. *Bull Volcanol* , *61*, pp. 106-120.

Schoeberl, M. R., & Hartmann, D. L. (1991). The Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex and Its Relation to Springtime Ozone Depletions. *Science* , *251*, pp. 46-52.

Simanski, L. T. (1992). Volcanism and climate change. *AGU special report*, (p. 27). Washington, D.C.

Smithsonian Institution. (n.d.). *Global Volcanism Program*. Retrieved 11. 10, 2010, from <http://www.volcano.si.edu/>

Stenchikov, G., Robock, A., Ramaswamy, V., Schwarzkopf, M. D., Hamilton, K., & Ramachandran, S. (2002). Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *Journal of Geophysical Research* , *107* (D24), DOI: 10.1029/2002JD002090 , p. 4803.

Stier, P., Feichter, J., Kinne, S., Kloster, S., Vignati, E., Wilson, J., et al. (2005). The Aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics* , *5*, pp. 1125-1156.

Thompson, D. W., & Solomon, S. (2002). Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* , *296* , DOI: 10.1126/science.1069270, pp. 895-899.

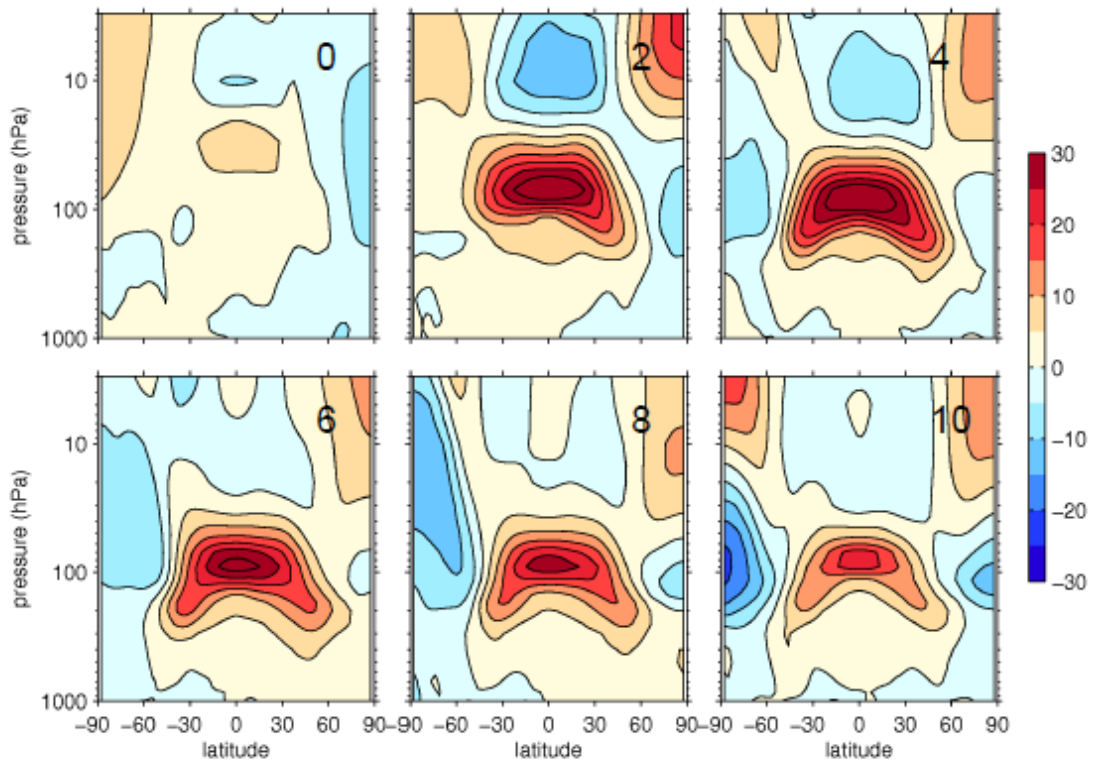
Visbeck, M. (2008). A station-Based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005. *Journal of Climate* , *22* , DOI: 10.1175/2008JCLI2260.1, pp. 940-950.

Simulationsdaten- und Bildquellennachweis:

Matthew Toohey (IFM-GEOMAR, Kiel) stellte mir im Oktober 2010 die Daten der Modellsimulationen sowie die Abbildungen I a, I b und II zur Verfügung.

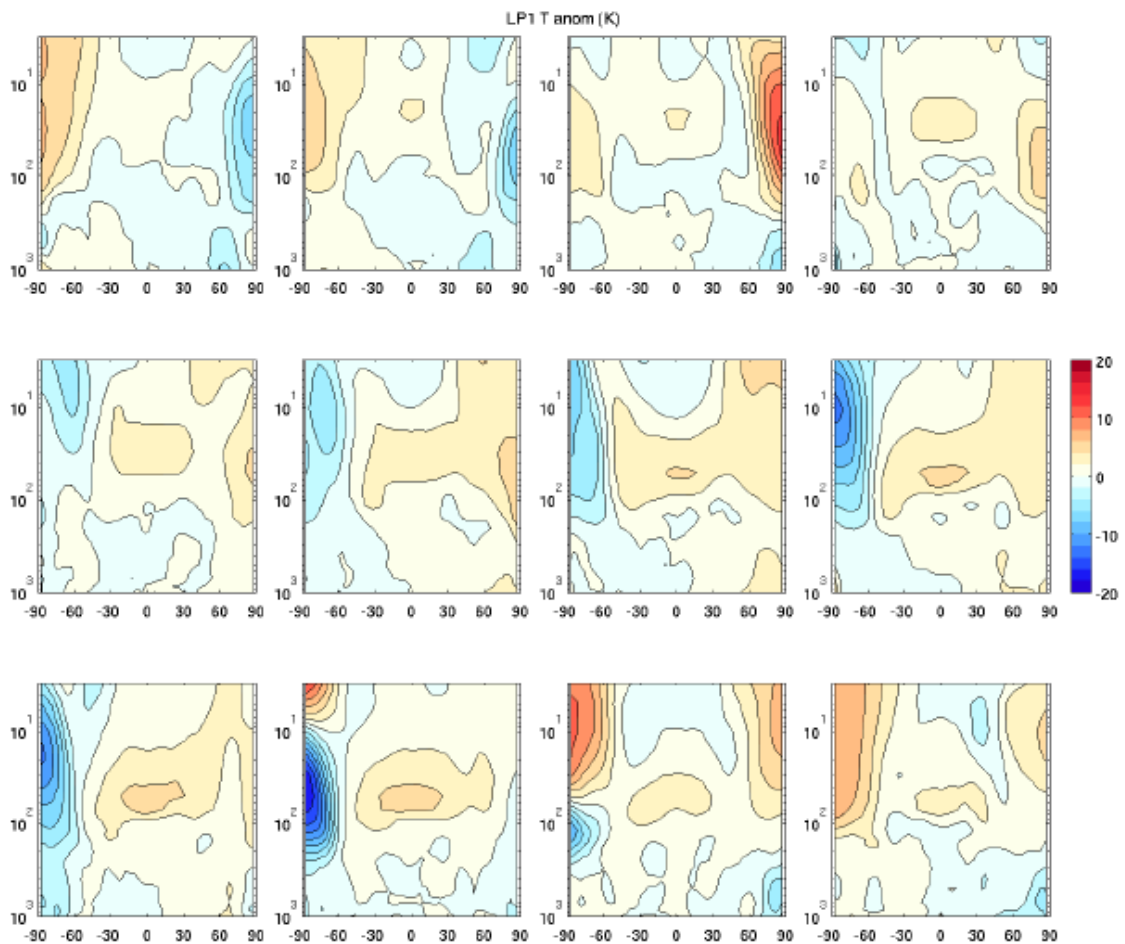
Anhang

Abbildung I a: Temperaturanomalien im LC1-Szenario



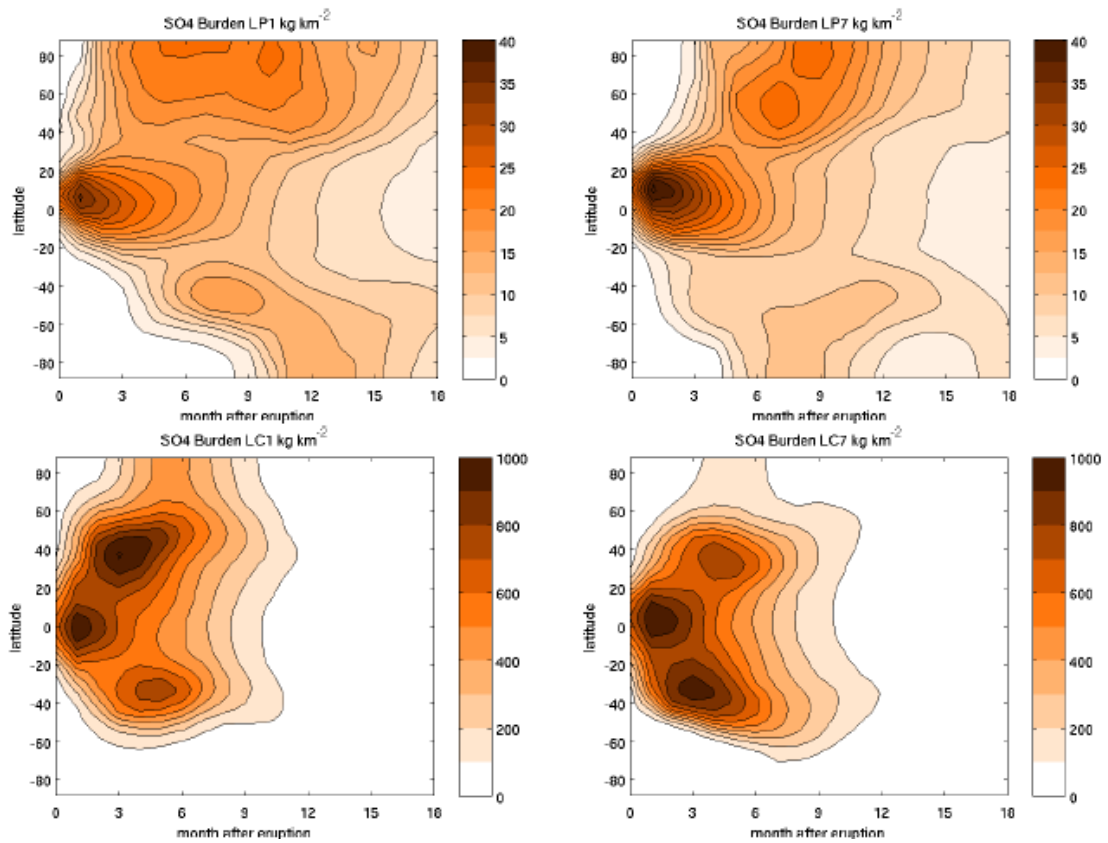
Darstellung von M. Toohey (IFM-Geomar Kiel, 2010): zonal gemittelte Temperaturanomalien (in K) des LC1-Szenarios (700 Mt SO₂ am 1. Januar freigesetzt) als Monatsmittel in Abhängigkeit von der geographischen Breite und dem Druckniveau im Monat des Ausbruchs (Januar, obere Zeile links), im zweiten und vierten Monat nach dem Ausbruch (März und Mai, obere Zeile Mitte und rechts) und im sechsten, achten und zehnten Monat nach dem Ausbruch (Juli, September und November, untere Zeile von links nach rechts).

Abbildung I b: Temperaturanomalien im LP1-Szenario



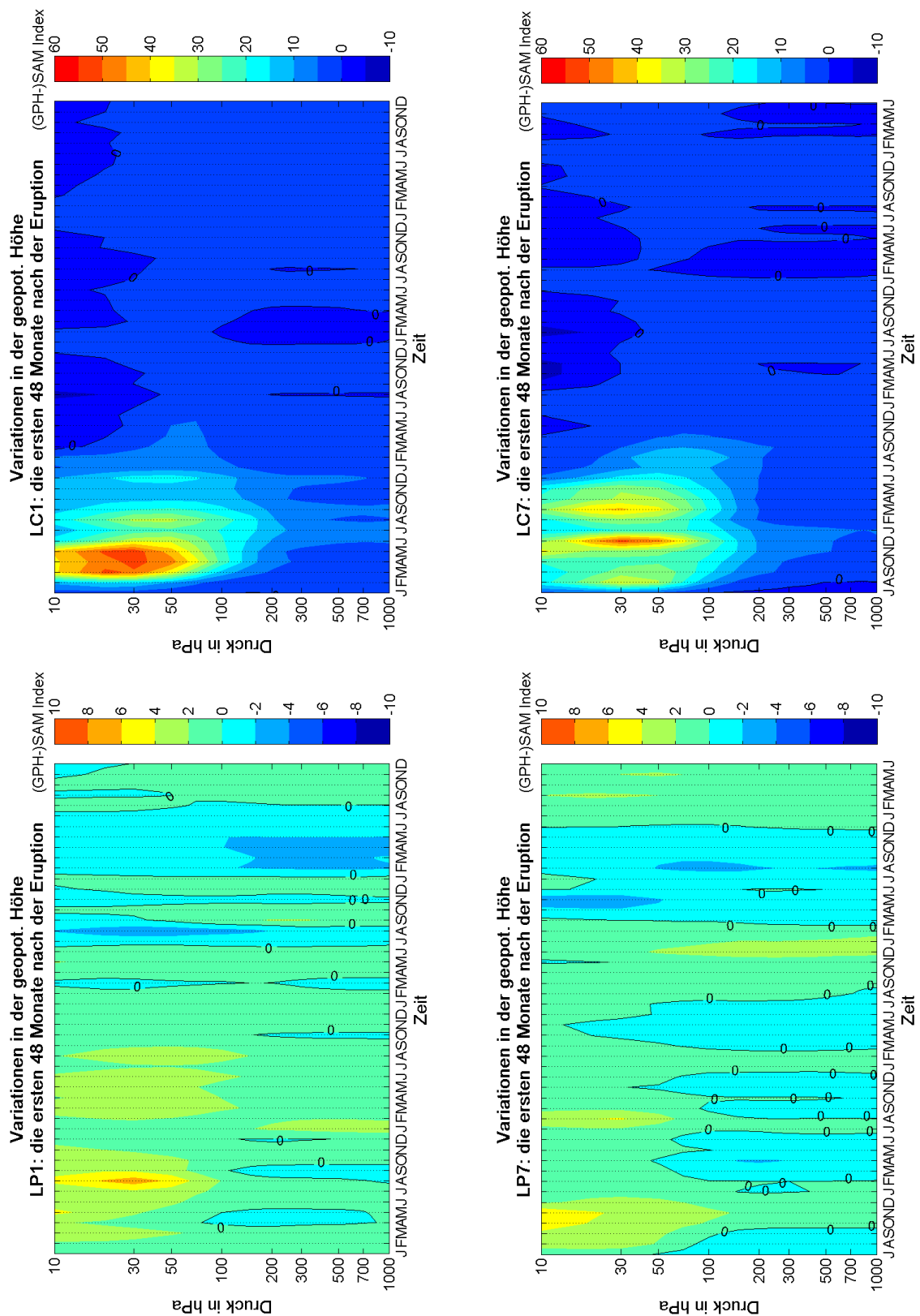
Darstellung von M. Toohey (IFM-Geomar Kiel, 2010): zonal gemittelte Temperaturanomalien (in K) des LP1-Szenarios (17 Mt SO₂ am 1. Januar freigesetzt) als Monatsmittel in Abhängigkeit von der geographischen Breite (x-Achse) und dem Druckniveau (y-Achse, in hPa); erste Zeile von links nach rechts: Januar, Februar, März, April – mittlere Zeile von links nach rechts: Mai bis August – letzte Zeile von links nach rechts: September bis Dezember

Abbildung II: Sulfat-Belastung in LP- und LC-Szenarien



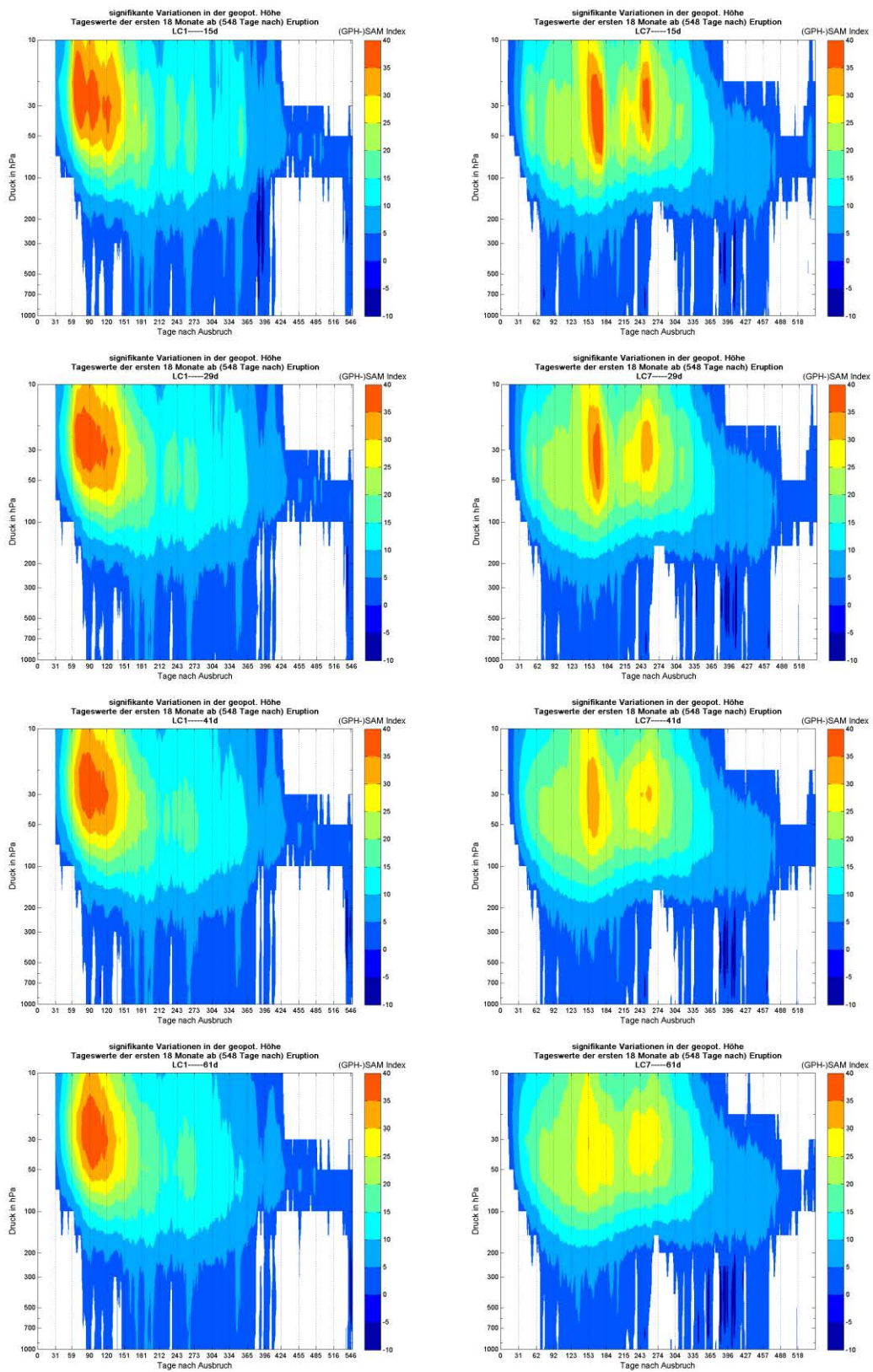
Darstellungen von M. Toohy (IFM-Geomar Kiel, 2010): Entwicklung der zonal gemittelten Sulfat-Belastung in den LP- (oben, 17Mt freigesetztes SO₂) und den LC-Szenarien (unten, 700Mt freigesetztes SO₂) in den 18 Monaten nach einem Ausbruch im Januar (links) bzw. Juli (rechts).

Abbildung III: Monatlicher SAM Index – LP und LC



Monatlicher SAM Index aus den geopotentiellen Höhen der Niveaus zwischen 1000 und 10 hPa in den 4 Jahren nach der Vulkaneruption, beginnend mit dem Monat des Ausbruchs. Man beachte die unterschiedliche Einteilung der Farbskalen.

Abbildung IV: Täglicher SAM Index & Fensterbreite



Linke Spalte: LC1-Ensemblemittel, rechte Spalte: LC7-Ensemblemittel; Zeilen: Fensterbreite des auf die Klimatologie angewandten gleitenden Mittels: 15 Tage (erste Zeile), 29 Tage (zweite Zeile), 41 Tage (dritte Zeile), 61 Tage (vierte Zeile)

Abbildung V: Täglicher SAM Index (LC1, Zoom) & Fensterbreite

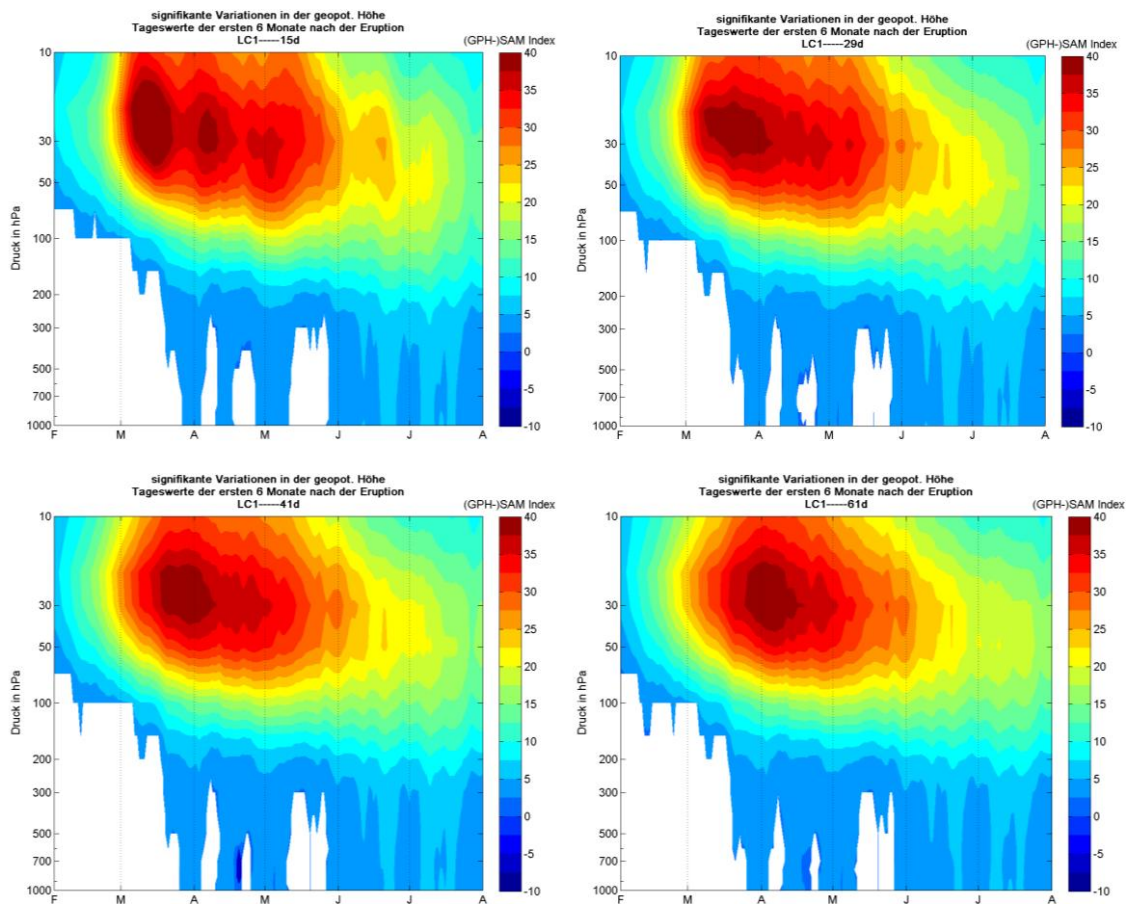
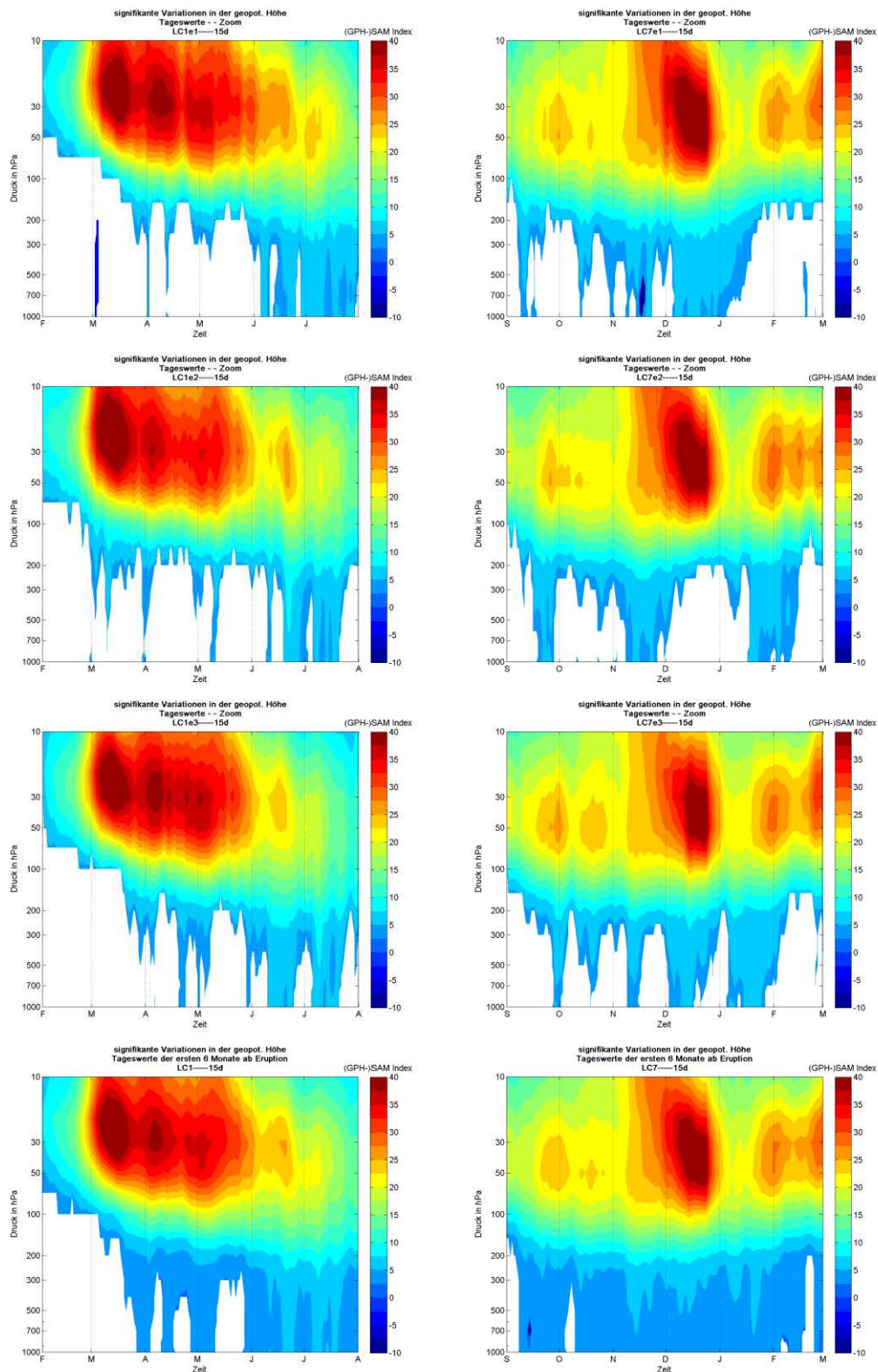


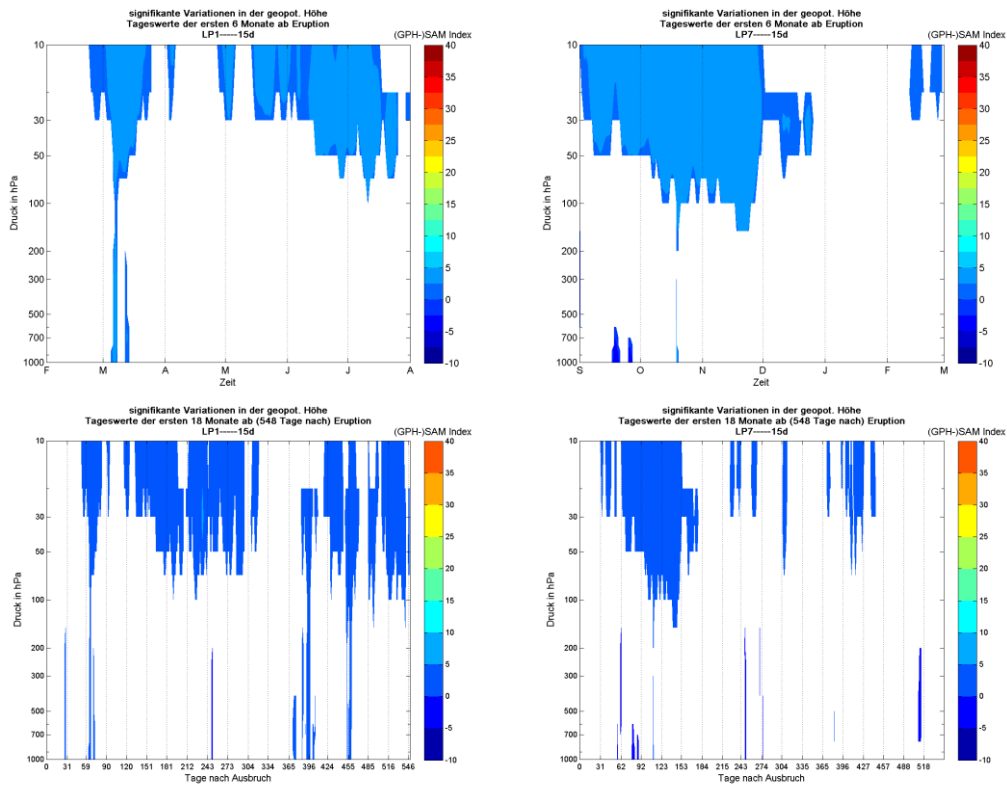
Illustration zur Verschiebung der Maxima im täglichen SAM Index infolge einer Vergrößerung der Fensterbreite des gleitenden Mittels, das auf die täglichen Werte der Klimatologie der geopotentiellen Höhen angewandt wird. Dargestellt ist hier jeweils der tägliche SAM Index im Ensemblemittel des LC1-Szenarios vom ersten bis siebten Monat nach dem Ausbruch bei einer Fensterbreite von 15 Tagen (oben links), 29 Tagen (oben rechts), 41 Tagen (unten links) und 61 Tagen (unten rechts).

Abbildung VI: Täglicher SAM Index (LC1, LC7) in Zoom-Auflösung



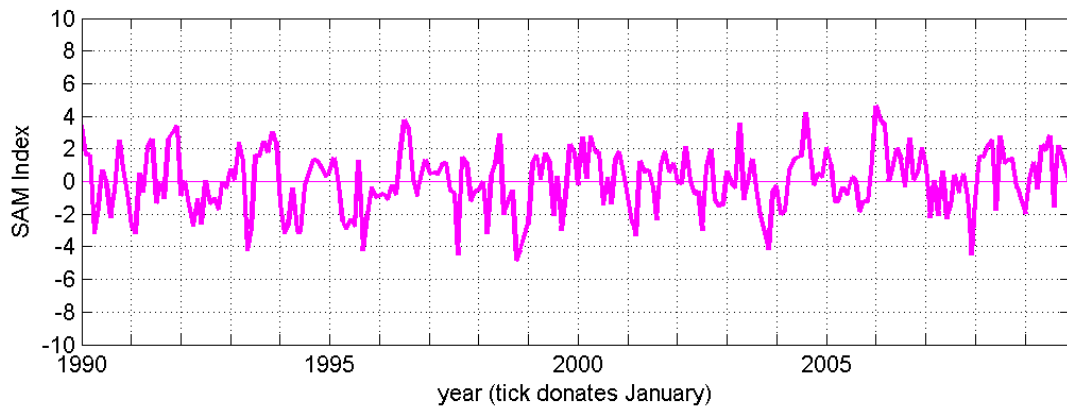
Signifikante Anomalien des täglichen SAM Indexes im LC1-Szenario (links) und LC7-Szenario (rechts) einen bis sieben Monate nach dem Ausbruch; erste bis dritte Zeile: einzelne Simulationsläufe, unterste Zeile: Ensemblemittel

Abbildung VII: Tägl. SAM Index (LP1/7) - signifikante Anomalien



Signifikante Anomalien des täglichen SAM Indexes im Ensemblemittel des LP1-Szenarios (links) bzw. des LP7-Szenarios (rechts) einen bis sieben Monate (oben) bzw. in den anderthalb Jahren (unten) nach dem Ausbruch

Abbildung VIII: Monatlicher slp-SAM Index des Kontrolllaufes



Aus den monatlichen Mittelwerten des auf Meeresniveau reduzierten Bodendrucks berechneter SAM Index des 20 jährigen Kontrolllaufes (dicke Linie). Das Langzeitmittel (dünne horizontale Linie) ist $\mu \approx 0$ und die Standardabweichung $\sigma \approx 1.9$.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. (Name der Datei: *Bachelor-Arbeit-903686.pdf*)

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Datum, Unterschrift