

Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil I: Das Klimasystem der Erde



Zerfall des Larsen B Schelfeises



Savanne in der zentralen Sahara

7 H. GRAF Klimaänderungen durch Vulkane

1 Einleitung

Vulkanische Emissionen haben seit dem Beginn der Erdgeschichte zur Entstehung der Atmosphäre beigetragen. Viele der gasförmigen Bestandteile der Erdatmosphäre und auch der Hydrosphäre wie N_2 , H_2O , CO_2 , Halogenide und seltene Gase sind letztlich vulkanischen Ursprungs. Während zu Beginn der erdgeschichtlichen Entwicklung die vulkanische Aktivität noch sehr viel höher war, brechen heute pro Jahr etwa 50-100 Vulkane aus. Daneben gibt es noch eine Vielzahl fast ständig emittierender vulkanischer Quellen, die wenig spektakulär in der Form von effusiven Eruptionen oder durch diffusive Entgasung vor allem in geologischen Zeitskalen eine wesentliche Quelle von CO_2 und Schwefelspezies darstellen. Die wesentlichen vulkanogenen Gase sind in absteigender Reihenfolge der Emissionsmenge H_2O , CO_2 , SO_2 , H_2S , HCl und HF .

Am häufigsten eruptieren Vulkane in den Tiefen der Ozeane, dort wo aufsteigendes Magma die ozeanischen Platten auseinander treibt. Nur an wenigen Stellen dringt dieses Magma zur Oberfläche der Ozeane vor (z.B. Island, Azoren). Der Einfluss von Variationen in dieser Art vulkanischer Aktivität liegt auf Zeitskalen von 104-106 Jahren und erfolgt vor allem über das Treibhausgas CO_2 (RAMPINO 1991). Dort wo die ozeanischen Platten unter die Kontinentalplatten geschoben werden, entsteht mit dem Subduktionsvulkanismus eine besonders explosive Form, die klimatisch und atmosphären-chemisch relevante Gase direkt in die Atmosphäre gelangen lässt. Kurzzeitige Klimaänderungen, die einige Monate bis wenige Jahre andauern, sind deshalb zumeist auf Subduktionsvulkanismus zurückzuführen.

Große Vulkaneruptionen wurden schon immer mit Klima- und Witterungsanomalien in Verbindung gebracht. Plutarch (FORSYTH 1988) führte Missernten in Rom und Ägypten auf den Ausbruch des Ätna (44 v. Chr.) zurück und Benjamin Franklin, damals amerikanischer Botschafter in Paris, meinte, dass die kalte Witterung im Sommer und Winter 1783/84 durch die Aktivität der Laki-Spalte auf Island hervorgerufen wurde (FRANKLIN 1784). In seinem Buch „Catastrophe“ macht der Historiker D. KEYS (1999) sogar den Versuch, gesellschaftliche und klimatische Ereignisse im 6. Jahrhundert, wie die Völkerwanderung, den Ausbruch der Pest und den Zusammenbruch des Römischen Reiches im Jahre 536, auf ein einzelnes vulkanisches Ereignis zurückzuführen.

Manche Vulkaneruptionen (aber sicherlich nicht alle) führen zu einem Anstieg des Schwefelsäureaerosols in der unteren Stratosphäre um eine bis zwei Größenord-

nungen. Dieses Schwefelsäureaerosol wird durch die Oxidation magmatischer schwefelhaltiger Gase (vor allem SO_2) nach ihrem Transport in die Stratosphäre gebildet. Eine Übersicht der von Vulkanen emittierten Schwefelmenge ist in Tab. 7-1 zusammen mit einem Explosivitäts- und einem Trübungsindex gegeben. Wie man sieht, war das Ende des 19. / Anfang des 20. Jahrhunderts eine Phase besonders hoher vulkanischer Aktivität und nach einer Ruhepause von 50 Jahren, in der keine besonders starken Eruptionen auftraten, setzte mit dem Agung (1963) eine neue Serie ein. In den letzten beiden Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts scheint die vulkanische Aktivität zunehmend stärker geworden zu sein und entsprechend mehr vulkanische Gase sind der Atmosphäre zugeführt worden (HALMER et al. 2002).

Ursprünglich wurde die Klimawirksamkeit von Vulkan- ausbrüchen auf die Beladung der Atmosphäre mit Silikatstaub (den vulkanischen „Aschen“) zurückgeführt. Deshalb heißt der von LAMB (1970) eingeführte Index für die Klimabeeinflussung durch Vulkane auch Staub-Schleier-Index (DVI = **d**ust **v**eil **i**ndex). Erst nachdem Satellitenmessungen, die eigentlich zum Beobachten der Ozonschicht eingesetzt wurden, nach der Eruption des El Chichón (1982) große Mengen von SO_2 entdeckten, wurde klar, dass nicht feste Teilchen, sondern Schwefelsäuretröpfchen mit Radien von 0,1 bis 0,5 μm das vulkanische Aerosol in der unteren Stratosphäre bestimmen. Diese kleinen Tröpfchen können besonders intensiv mit der Strahlung wechselwirken, indem sie sichtbares Licht teilweise zurückstreuen und im nahen Infrarot sowie im langwelligen Bereich des Spektrums Strahlung absorbieren. Das hat zur Folge, dass einerseits weniger Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche vordringt und somit die Atmosphäre abgekühlt wird: Im Falle von Krakatau und Pinatubo etwa um 0,3 °C im globalen Mittel. Andererseits führt die Absorption von Strahlung durch das Vulkanaerosol zu erheblichen (2-5 °C) Erwärmungen in der Stratosphäre. Die sind, wie später beschrieben werden wird, verantwortlich für zunächst ganz unerwartete Klimafolgen tropischer Vulkanausbrüche. Diese Aerosoltröpfchen aus hydrierter Schwefelsäure sind auch chemisch aktiv, indem sie die Aktivierung von Chlorverbindungen ermöglichen, die schließlich ozonzerstörend wirken.

Da die Aerosoltröpfchen sehr klein sind und in der Stratosphäre praktisch nur Gravitationskräfte zum Ausfällen führen, während Ausregnen und Auswaschen, die in der Troposphäre die effektivsten Reinigungsprozesse darstellen, fehlen, klingen vulkanische Störungen nur langsam ab. Die Aerosolmasse reduziert sich mit einer Halbwertszeit von etwa einem Jahr und

deshalb kann man von etwa zwei Jahren deutlicher Klimabeeinflussung nach einem entsprechend starken Ausbruch ausgehen. Sehr gute Übersichten zum Klimaeinfluss von Vulkanen wurden kürzlich von ROBOCK (2000) und ZIELINSKI (2000) publiziert. Mehr vulkanologisch interessierte Leser sollten auf SCHMINCKE (2000) zurückgreifen.

2 Strahlungswirkung

Durch große und hochreichende Vulkaneruptionen können ein großer Anteil der ursprünglich im Magma gelösten Gase sowie feste Teilchen (Silikataschen) in die Stratosphäre eingetragen werden. Der Klimaeffekt von Vulkanen basiert vor allem auf den schwefelhaltigen Gasen (SO₂ und H₂S). Vulkanische Aschen fallen schnell aus der Atmosphäre aus und haben keinen nachhaltigen Einfluss auf Strahlungstransport und Dynamik der Atmosphäre. Lokal tragen die Aschen natürlich einen großen Teil zum Gefährdungspotential von Vulkanausbrüchen bei, da dies durch die Ablagerung auf Pflanzen und Gebäuden, oder durch die Gefahr, die die aus dicken Hangablagerungen von Aschen entstehenden Schlammlawinen (Lahars) mit sich bringen.

Die beiden wichtigsten vulkanischen Gase Wasserdampf, H₂O, und Kohlendioxid, CO₂, sind für die kurzfristigen Klimaauswirkungen unerheblich, da die Emissionsmengen im Vergleich zu ihrer Konzentration in der Atmosphäre vernachlässigbar sind. Der emittierte Wasserdampf kann aber, wenn er zusammen mit den schwefelhaltigen Gasen in die Stratosphäre injiziert wird, ganz erheblich die optischen und chemischen Eigenschaften des sich bildenden stratosphärischen Schwefelsäureaerosols und damit die Strahlungs-, chemischen und klimatischen Wirkungen mitbestimmen (z. B. TEXTOR 1999). Da SO₂ und H₂S nur sehr schwer in Wasser löslich sind, werden sie in Eruptionswolken sehr effektiv in große Höhe transportiert. Sie werden, wenn sie die Stratosphäre erreichen, mit einer Umwandlungsrate 1/e von etwa einem Monat in gas-

förmige Schwefelsäure (H₂SO₄) oxidiert. Die erhöhte Schwefelsäurekonzentration verstärkt das stratosphärische Hintergrundaerosol einerseits durch binäre homogene Nukleation von Schwefelsäure und Wasser, wodurch die Teilchenzahl erhöht wird, andererseits durch Kondensation von H₂SO₄ und H₂O auf vorhandenen Teilchen, deren Radien dadurch anwachsen.

Das vulkanische Aerosol in der Stratosphäre hat typischerweise Radien bis in den Bereich der Wellenlänge sichtbaren Sonnenlichts. Deshalb sind sie wirksame Streuer von Sonnenlicht. Bei großen Eruptionen, wie El Chichón 1982 oder Pinatubo 1991, wird die direkte Sonnenstrahlung in einer Größenordnung von 100 W/m² reduziert. Fast um den gleichen Betrag nimmt die diffuse Strahlung zu, der Himmel erscheint dann am Tage milchig weiß. Die Differenz zwischen reduzierter direkter und erhöhter diffuser Strahlung ist in der Größenordnung von wenigen (1-10) Watt pro Quadratmeter am Erdboden und führt zu einer Abkühlung der Erdoberfläche. Wenn die Sonnenstrahlung nach Sonnenuntergang von der Aerosolschicht gestreut wird, erscheint der Himmel purpurrot. Die Zeit zwischen Sonnenuntergang und Auftreten des Purpurlichts kann zur Bestimmung der Höhe der Aerosolschicht genutzt werden.

Unter Verwendung verschiedener Datenquellen stellten STENCHIKOV et al. (1998) intensive Untersuchungen der Strahlungseigenschaften des Pinatubo-Aerosols an. Sie zeigten u. a., dass neben der Streuung von sichtbarem Sonnenlicht auch Absorption von Strahlungsenergie eine wichtige Rolle spielt. Im oberen Bereich der Aerosolwolke wird solare Strahlung im nahen Infrarot absorbiert. Dieser Effekt überwiegt die erhöhte langwellige Ausstrahlung durch das Aerosol und führt zu einer deutlichen Erwärmung der unteren Stratosphäre. Dazu trägt etwa in gleichem Maße die verstärkte Absorption von langwelliger terrestrischer Strahlung im unteren Bereich der Aerosolwolke bei. Die Beeinflussung dieser Prozesse durch Wolken in der Troposphäre ist gering und bleibt in der Regel eine Größenordnung kleiner als die direkten Aerosoleffekte.

Tab. 7-1:

Die größten Vulkanausbrüche der letzten 250 Jahre, ihre Explosivkraft (1-8), atmosphärische Trübung, genormt auf die Krakatau-Eruption (1885) und gemessene bzw. aus geologischen Befunden geschätzte* SO₂-Emissionen. Vor allem die SO₂-Emissionen sind extrem unsicher.

Vulkan	Jahr	Explosivität	Trübung	SO ₂ Mt
Laki-Spalte, Island	1783	4	2300	100*
Tambora, Indonesien	1815	7	3000	130*
Cosiguina, Nicaragua	1835	5	4000	
Askja, Island	1875	5	1000	
Krakatau, Indonesien	1883	6	1000	32*
Tarawera, Neuseeland	1886	5	800	
Santa Maria, Guatemala	1902	6	600	13*
Ksudach, Kamchatha	1907	5	500	
Katmai, Alaska	1912	6	500	12*
Agung, Indonesien	1963	4	800	5-13*
St. Helens, USA	1980	5	500	1
El Chichón, Mexiko	1982	5	800	7
Pinatubo, Philippinen	1991	6	1000	16-20

Die Erwärmung der stratosphärischen Aerosolschicht ist am stärksten dort, wo die Bodentemperaturen am höchsten und die Sonnenstrahlung am stärksten ist: in den Tropen (Abb. 7-1). Der daraus entstehende Temperaturunterschied zwischen verschiedenen Breiten führt zu Zirkulationsanomalien nicht nur in der Stratosphäre, sondern auch in der Troposphäre, die im Winter der Nordhemisphäre den Strahlungseffekt großer tropischer Vulkaneruptionen völlig überdecken können.

3 Dynamische Effekte

Abkühlung an der Erdoberfläche ist der typische Effekt, nach dem bei Analysen von Beobachtungsmaterial gesucht wurde, wenn die Klimawirkung von Vulkanen gezeigt werden sollte. Schon 1978 modellierten HANSEN et al. mit einem Strahlungskonvektionsmodell die Abkühlung am Boden und die Erwärmung in der Stratosphäre auf der Grundlage der Daten von der AGUNG (1963), Eruption. Mit Energiebilanzmodellen und mit einfachen Modellen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre wurde die Abkühlung ebenfalls bestimmt (z. B. ROBOCK 1978; HANSEN et al. 1992). Allerdings ergaben sich immer wieder Diskrepanzen zu Beobachtungen derart, dass die Modelle die größten Effekte für den Winter ergaben, wenn infolge der Abkühlung mehr Schnee fällt und dieser wegen der erhöhten Albedo die Abkühlung verstärkt. Beobachtungen (z. B. zonale Mitteltemperaturen) konnten dies aber nicht bestätigen (Abb. 7-2, schwarze Kurven), so dass an der Klimawirksamkeit von Vulkanen gezweifelt wurde. Ein Problem bei der Datenanalyse ist, dass häufig El Niños gleichzeitig mit vulkanischen Störungen aufgetreten sind (allerdings *nicht* in ursächlichem Zusammenhang!) und sich so zwei etwa gleichstarke Klimaantriebe überlagerten. Deshalb gab es zahlreiche Versuche, beide Signale in den Beobachtungen voneinander zu separieren (statistisch z. B. MASS und PORTMAN 1989; in Klimamodellen z. B. KIRCHNER und GRAF 1995).

Die statistisch „bereinigten“ Vulkansignale zeigen sehr gut die erwartete Abkühlung in niederen Breiten und Nordamerika; die teilweise erheblichen positiven Temperaturabweichungen im Winter über Europa und Sibirien (GROISMAN 1992) konnten aber immer noch nicht erklärt werden. Das gelang erst durch die Anwendung von Klimamodellen, die die stratosphärische Zirkulation und ihre Veränderung durch die oben genannten Strahlungsprozesse einigermaßen realistisch beschreiben (GRAF et al. 1993) (Abb. 7-2, rote Kurve). Bei ihrer systematischen Untersuchung der Temperatureffekte großer Vulkaneruptionen im Winter fanden ROBOCK und MAO (1992) nach Eliminierung der El Niño-Effekte eine typische Verteilung der Temperaturanomalien im Winter. An der Erdoberfläche erfolgt in mittleren Breiten eine Erwärmung, die besonders stark über Eurasien ist, während über den Ozeanen und im Mittleren Osten im ersten und zweiten Winter nach tropischen Eruptionen Abkühlung beobachtet wird. In niederen Breiten

wird ganzjährig eine Abkühlung gefunden. Das in Abb. 7-3 gezeigte Muster von Temperaturanomalien nach der Pinatubo Eruption im Juni 1991 ist charakteristisch für alle Großeruptionen, die z. B. in die Untersuchung von ROBOCK und MAO (1992) einfließen. Hier sind nicht die üblichen Wetterhütten Daten von meteorologischen Stationen dargestellt, sondern Satellitendaten, die mit Hilfe von Mikrowellen die Temperatur der unteren Troposphäre repräsentieren. Das ermöglicht im Gegensatz zu den konventionellen Daten eine lückenlose Darstellung der Temperaturverhältnisse. Abb. 7-4 enthält Temperaturanomalien aus klassischen Messungen in Bodennähe. Die Strukturen ähneln stark denen in Abb. 7-2, sind aber, besonders über Asien, wo positive Anomalien von mehr als 2,5 °C (im Wintermittel!) auftraten, in den Amplituden stärker. Die positiven Werte im tropischen Pazifik sind auf das gleichzeitig ablaufende El Niño-Ereignis zurückzuführen.

Die Temperatur der unteren Troposphäre war im ersten Winter nach der Pinatubo-Eruption über Nordamerika, Europa und Sibirien viel höher als normal, während sich Kälte über Grönland, dem Mittleren Osten und Südostasien (hier nur in den Satellitendaten sehr deutlich) breit machte. In diesem (und auch im darauffolgenden) Winter schneite es in Jerusalem – ein sehr seltenes Ereignis. Eine *Nature*-Titelgeschichte zeigte, dass das massenhafte Absterben von Korallen im Roten Meer offensichtlich auf die durch Abkühlung und starke Nordwinde hervorgerufene verstärkte Durchmischung des Wassers, dadurch höheres Nährstoffangebot und dramatisches Algenwachstum zurückzuführen ist (GENIN et al. 1995). Derartiges Korallensterben wurde bisher praktisch nur in Wintern nach großen Vulkanausbrüchen nachgewiesen. Die Temperaturanomalien in den Abb. 7-2 und 7-3 zeigen eine deutliche Wellenstruktur und stehen dem eigentlich aus reinen Strahlungsprozessen zu erwartenden Ergebnis entgegen, das im Winter stärkste Abkühlung gerade über den Kontinenten mittlerer und hoher Breiten erfordert. Offenbar gibt es besonders starke dynamische Effekte, die die Zirkulation in mittleren Breiten und die Struktur der planetaren Wellen beeinflussen.

Eine theoretische Erklärung für diese Effekte haben GRAF et al. (1993) und PERLWITZ und GRAF (1995) gegeben. Letztere konnten zeigen, dass es einen direkten Zusammenhang zwischen der Stärke des winterlichen Polarwirbels in der unteren Stratosphäre sowie Phase und Amplitude von planetaren Wellen in der Troposphäre gibt. Wenn der Polarwirbel stark ist, ergibt sich gerade eine solche Wellenstruktur, die zu den nach Vulkanausbrüchen beobachteten Temperaturanomalien gehört. Dieses Muster ist ein natürliches Variabilitätsmuster, das der Atmosphäre innewohnt. Es kann deshalb leicht angeregt werden und ist nicht auf Vulkanausbrüche beschränkt. Auch der zunehmende Treibhauseffekt, die Beeinflussung von Ozon durch die FCKWs und sogar solare Variationen können dieses Muster anregen (GRAF et al. 1995, SHINDELL et al.

1999). Der Mechanismus, der zu diesem Verhalten führt, ist vereinfacht gesagt so, dass in der Troposphäre angeregte (z. B. durch Gebirge oder Land-Meer-Kontraste) planetare Wellen normalerweise in die Stratosphäre vordringen und dort zu Erwärmung führen. Dieses Vordringen wird ab einer bestimmten kritischen zonalen Windgeschwindigkeit verhindert (CHARNEY und DRAZIN 1961). Dann wird die Energie der planetaren Wellen reflektiert, überlagert mit der ursprünglichen Welle in der Troposphäre und erzeugt schließlich ein bestimmtes stationäres Wellenmuster.

Wenn der Polarwirbel extern angetrieben wird (wie z. B. durch die starke Absorption von Wärmestrahlung am vulkanischen Aerosol in den Tropen und den damit

verstärkten Temperaturgradienten zwischen Äquator und Pol) werden die sonst auftretenden plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen unterdrückt und der starke Polarwirbel bleibt den ganzen Winter über erhalten. Dabei wird die untere Stratosphäre innerhalb des isolierten Wirbels kalt gehalten. Wenn äußerer Antrieb fehlt, kommt es häufiger zu plötzlichen Erwärmungen, die den Wirbel abschwächen oder gar aufbrechen. Diese Prozesse werden von Klimamodellen relativ gut wiedergespiegelt und deshalb war es möglich, auch die im Winter beobachteten uneinheitlichen Temperaturanomalien nach der Pinatubo-Eruption in sehr guter Übereinstimmung mit Beobachtungen zu modellieren (Abb. 7-5). Vulkanausbrüche können daher als ein besonders guter Test für Klimamodelle gelten.

Abb. 7-1:

Temperaturabweichungen vom langjährigen (1979-90) Mittel in der unteren Stratosphäre nach dem Ausbruch des Mt. Pinatubo im Juni 1991. Die Daten beruhen auf Mikrowellenmessungen des NOAA-MSU-Gerätes. Man beachte die durchgehende Erwärmung in den Tropen im Vergleich zu niedrigen Temperaturen in hohen Breiten, vor allem im zweiten Winter. Abstand der Isothermen 1 °C.

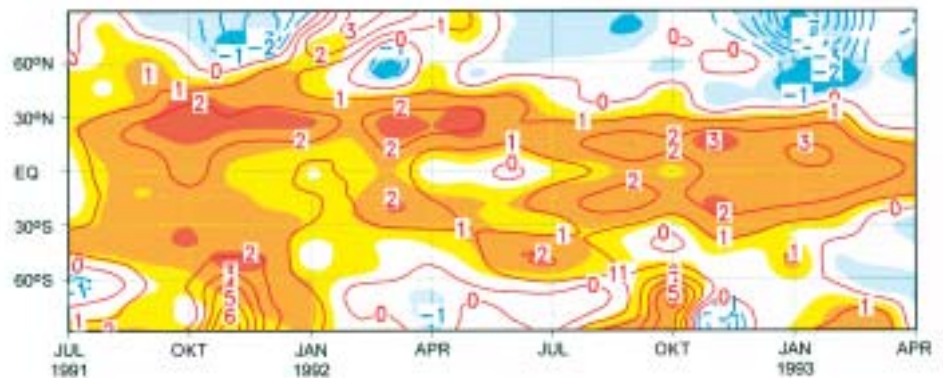


Abb. 7-2:

Beobachtete (oben) nach KELLY et al. (1996) und modellierte (unten) globale Temperaturanomalien nach der Pinatubo-Eruption im Juni 1991 (schwarzes Dreieck). Beobachtungen sind im Mittel um +0,4 °C nach oben verschoben worden. Das Modell von HANSEN (1992) enthält praktisch keine Stratosphäre und kann die „Wintererwärmung“ nicht rekonstruieren. Das Modell von KIRCHNER et al. (1999) kann mit seiner schwach aufgelösten Stratosphäre zumindest ansatzweise den Zeitverlauf der beobachteten Temperatur nachvollziehen.

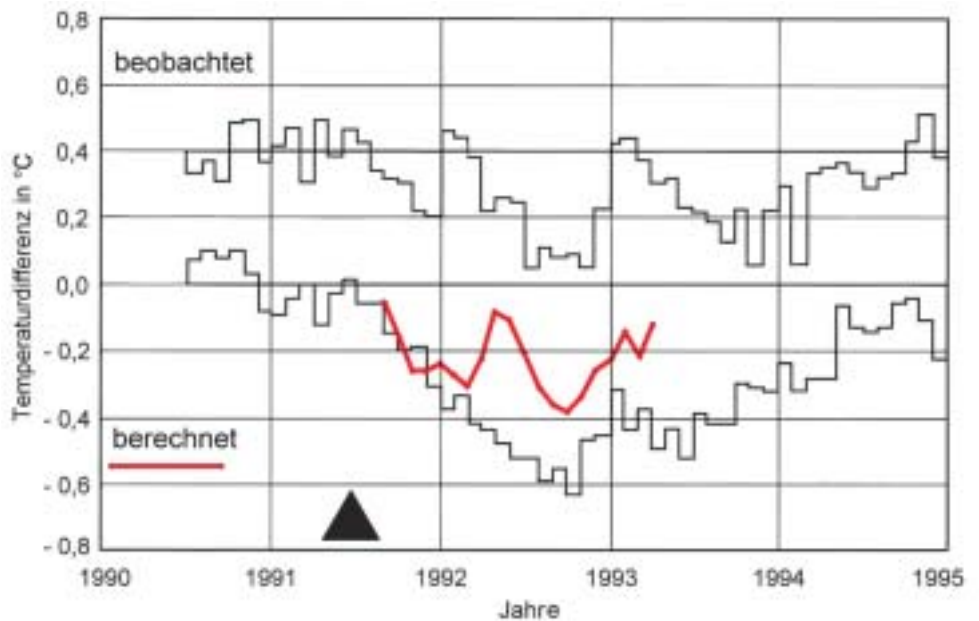
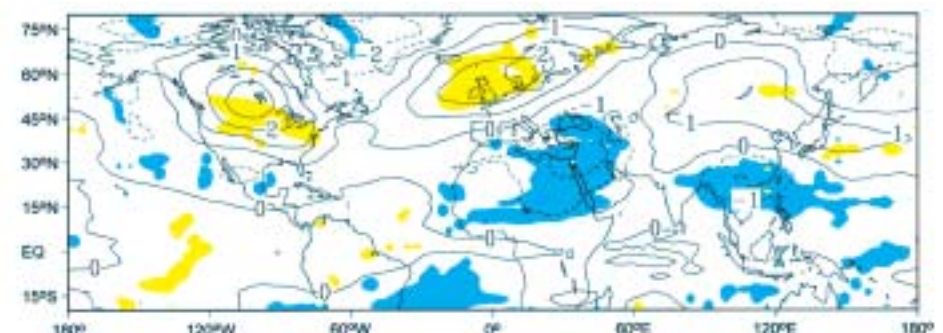


Abb. 7-3:

Temperaturanomalie (bezüglich dem Mittel 1986-1990) in der unteren Troposphäre nach der Pinatubo-Eruption. Satellitendaten von NOAA-MSU, Kanal 2LT. Abstand der Isothermen 1 °C.



4 Chemische Effekte

Vulkanische Aerosole beeinflussen nicht nur die Strahlungsströme in der Stratosphäre, sondern auch chemische Prozesse. Am wichtigsten ist dabei der Einfluss auf das Ozon. Die Reaktionen, die Ozon bilden und zerstören, sind abhängig von ultravioletter Strahlung, Temperatur und dem Vorhandensein von Oberflächen, an denen heterogene chemische Reaktionen stattfinden können. All diese werden durch Vulkane beeinflusst. Durch die Erwärmung der aerosolführenden Schicht der Stratosphäre kommt es zu einer Anhebung der Isentropenflächen und das auf ihnen transportierte Ozon gelangt in höhere Atmosphärenschichten. Dort kommt es wegen der höheren Energiedichte der Solarstrahlung zur vermehrten Photodissoziation von Ozon und damit zur Absenkung der Gleichgewichtskonzentration von Ozon, also zu einem effektiven Ozonabbau. In gleicher Richtung kann auch durch das Aerosol rückgestreutes und mehrfach gestreutes Sonnenlicht wirken.

Heterogene Chemie, die zum plötzlichen Entstehen des antarktischen Ozonlochs in jedem Jahr seit 1979 führt, spielt sich an der Oberfläche von aus Salpetersäure und Wasser bestehenden Elementen der polaren Stratosphären Wolken ab. Diese entstehen nur bei sehr niedrigen Temperaturen und sind über der Arktis entsprechend seltener. Bei diesen heterogenen Reaktionen wird das aus FCKW stammende anthropogene Chlor in der Stratosphäre aktiviert und kann dann nach dem Ende der Polarnacht sehr schnell Ozon zerstören (SOLOMON et al. 1996). Die gleichen Reaktionen können aber auch auf den aus Wasser und Schwefelsäure bestehenden vulkanischen Aerosolen ablaufen. Dann ist dieser Prozess nicht mehr auf die extrem kalten Polargebiete beschränkt und ist ganzjährig global wirksam. So wurde

nach dem Pinatubo-Ausbruch 1991 eine Reduktion des Gesamtozons in den Tropen von 2 % und in mittleren Breiten von 7 % gemessen (ANGELL 1997). Innerhalb der Aerosolwolke war der Ozonabbau noch viel stärker und erreichte -20 % bis -30 % (ANSMANN et al. 1996) in mittleren nördlichen Breiten. Die Folge dieses Ozonabbaus war eine Zunahme der ultravioletten Strahlung am Boden, da die Abnahme der Ozonkonzentration geringere UV-Absorption in der Stratosphäre bedingte, die durch die etwas verstärkte Rückstreuung von UV durch das Aerosol nicht kompensiert wurde.

Die geringere Ozonkonzentration und deshalb geringere UV-Absorption in der Aerosolwolke führte zu einer geringeren Erwärmung im Bereich der Pinatubo Aerosolwolke – die oben besprochenen dynamischen Effekte waren daher reduziert. Modellrechnungen von KIRCHNER et al. (1998, 1999) haben gezeigt, dass dieser Effekt etwa ein Drittel des Gesamteffekts ausmacht. Wenn die Maßnahmen zum Schutze der Ozonschicht weiter greifen, wird ein ähnlich starker Vulkanausbruch wie der des Pinatubo in Zukunft sich wieder stärker auf die Zirkulation und damit auf die winterlichen Klimaanomalien auswirken.

5 Zusammenfassende Wertung

Vulkanische Großeruptionen, bei denen einige Millionen Tonnen von Schwefeldioxid und/oder Schwefelwasserstoff in die Stratosphäre gelangen, sind generell in der Lage, das Klima zumindest über einen Zeitraum von 1 bis 2 Jahren deutlich zu beeinflussen. Initial-effekte werden durch Absorption und Streuung von Sonnenstrahlung bzw. terrestrischer Wärmestrahlung angeregt. Diese können zu Änderungen der Zirkula-

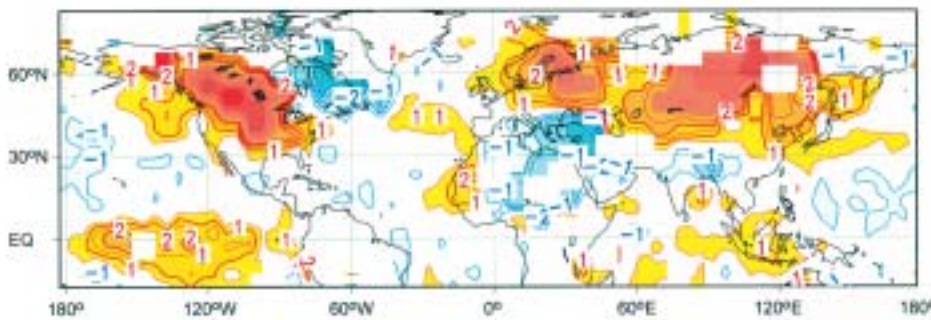


Abb. 7-4: Konventionelle Temperaturanomalien in 2 m über Grund. Daten von JONES und BRIFFA (1992). Abstand der Isothermen 1 °C.

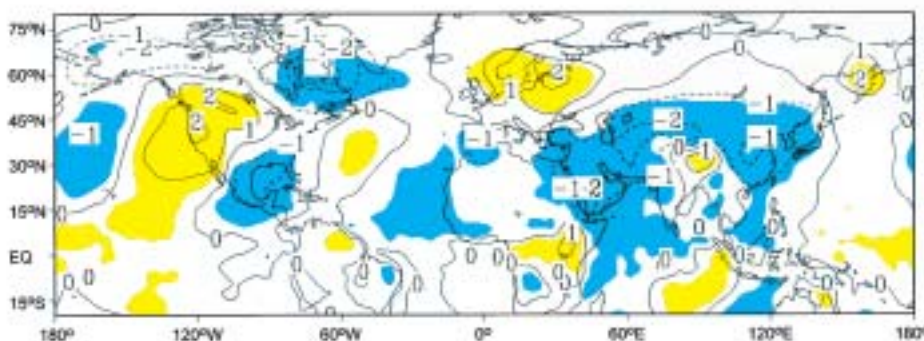


Abb. 7-5: Mit einem Klimamodell (ECHAM4) simulierte Temperaturanomalien der unteren Troposphäre, die der vertikalen Wichtung des MSU 2LT-Kanals entsprechen (vgl. Abb. 7-3). Schattierte Flächen entsprechen signifikanten Anomalien mindestens auf dem 80 %-Niveau. Das Modell wurde mit beobachtetem Pinatubo-Aerosol angetrieben (STENCHIKOV et al. 1998). Abstand der Isothermen 1 °C.

tion der Atmosphäre führen, deren advektiv bedingte Temperatur- und Niederschlagsanomalien die reinen Strahlungseffekte je nach Region verstärken, schwächen oder sogar ins Gegenteil kehren. Die Rolle von Serien von Vulkanausbrüchen für das Entstehen der kleinen Eiszeit wird diskutiert, ist aber, wie auch ein kausaler Zusammenhang zwischen dem Fehlen von Großausbrüchen etwa von 1912 bis 1963 und der im gleichen Zeitraum stattfindenden globalen Erwärmung, nicht nachgewiesen. Nachgewiesen ist jedoch der Einfluss des Menschen auf die Wirkung von Vulkanaerosol vor allem hinsichtlich des stratosphärischen Ozons. Erst nachdem mit dem Freisetzen von FCKWs ein Chlorreservoir in der Stratosphäre geschaffen wurde, wirkt das Schwefelsäureaerosol ozonabbauend. Unter natürlichen Bedingungen war dagegen eine Zunahme von stratosphärischem Ozon zu erwarten. Die menschengemachte Ozonvernichtung durch vulkanisches Aerosol wirkt auch der Aufheizung der Aerosolschicht entgegen und dämpft damit die dynamischen Auswirkungen von Vulkanaerosol auf die stratosphärische und troposphärische Zirkulation.

Literatur

- ANGELL, J. K., 1997: Estimated impact of Agung, El Chichón, and Pinatubo volcanic eruptions on global and regional total ozone after adjustment for the QBO, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 647-650.
- ANSMANN, A., F. WAGNER, U. WANDINGER, I. MATTIS, U. GÖRSDORF, H.-D. DIER, J. REICHHARDT, 1996: Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: Observations over Central Europe, *J. Geophys. Res.* **101** (D13), 18,775-18,785.
- CHARNEY, J. G., P. G. DRAZIN, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* **66**, 83-109.
- FORSYTH, P. Y., 1988: In the wake of Etna, 44 B. C., *Classical Antiquity* **7**, 49-57.
- FRANKLIN, B., 1784: Meteorological imaginations and conjectures, *Manchester Literary and Philosophical Society Memoirs and Proceedings* **2**, 122. [Nachdruck in *Weatherwise* **35**, S. 262, 1982.]
- GENIN, A., B. LAZAR, S. BRENNER, 1995: Vertical mixing and coral death in the Red Sea following the eruption of Mount Pinatubo, *Nature* **377**, 507-510.
- GRAF, H.-F., I. KIRCHNER, A. ROBOCK, I. SCHULT, 1993: Pinatubo eruption winter climate effects: Model versus observations, *Climate Dynamics* **9**, 81-41.
- GRAF, H.-F., J. PERLWITZ, I. KIRCHNER, I. SCHULT, 1995: Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing. *Contrib. Atmos. Phys.* **68**, 233-248.
- GROISMAN, P. Y., 1992: Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: An empirical approach, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 1603-1606.
- HALMER, M. M., H.-U. SCHMINCKE, H.-F. GRAF, 2002: The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **115**, 511-528.
- HANSEN, J. E., W.-C. WANG, A. A. LACIS, 1978: Mount Agung provides a test of a global climatic perturbation, *Science* **199**, 1065-1068.
- HANSEN, J., A. LACIS, R. RUEDY, M. SATO, 1992: Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 215-218.
- JONES, P. D., K. R. BRIFFA, 1992: Global surface air temperature variations during the twentieth century. *Holocene* **2**, 165-179.
- KELLY, P. M., P. D. JONES, J. PENQUIN, 1996: The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions. *Intl. J. Climatol.* **16**, 537-550.
- KEYS, D., 1999: Catastrophe: An Investigation into the Origins of the modern World. Ballantine Books, The Ballantine Publ. Group, New York, 520 S.
- KIRCHNER, I., H.-F. GRAF, 1995: Volcanoes and El Niño: Signal separation in Northern Hemisphere winter, *Climate Dyn.* **11**, 341-358.
- KIRCHNER, I., G. L. STENCHIKOV, H.-F. GRAF, A. ROBOCK, J. C. ANTUÑA, 1998: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, Report 261, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 35 S. und: 1999: *J. Geophys. Res.* **104** (D16), 19,039-19,055.
- LAMB, H. H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Philos. Trans. Royal Soc. London* **A266**, 425-533.
- MASS, C. F., D. A. PORTMAN, 1989: Major volcanic eruptions and climate: A critical evaluation, *J. Climate* **2**, 566-593.
- PERLWITZ, J., H.-F. GRAF, 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the northern hemisphere in winter, *J. Climate* **8**, 2281-2295.
- RAMPINO, M., 1991: Volcanism, climate change, and the geological record. Sedimentation in Volcanic Settings. *Soc. Sed. Geol. Spec. Publ.* **45**, 9-18.
- ROBOCK, A., 1978: Internally and externally caused climate change, *J. Atmos. Sci.* **35**, 1111-1122.
- ROBOCK, A., J. MAO, 1992: Winter warming from large volcanic eruptions, *Geophys. Res. Lett.* **12**, 2405-2408.
- ROBOCK, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.* **38**, 2, 191-219.
- SCHMINCKE, H.-U., 2000: Vulkanismus, 2. überarbeitete Auflage, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 264 S.
- SHINDELL, D. T., D. RIND, N. BALACHANDRAN, J. LEAN, P. LONERGAN, 1999: Solar cycle variability, ozone and climate. *Science* **284**, 305-308.
- SOLOMON, S., R. W. PORTMANN, R. R. GARCIA, L. W. THOMASON, L. R. POOLE, M. P. MCCORMICK, 1996: The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.* **101**, 6713-6727.
- STENCHIKOV, G. L., I. KIRCHNER, A. ROBOCK, H.-F. GRAF, J. C. ANTUÑA, R. G. GRAINGER, A. LAMBERT, L. THOMASON, 1998: Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.* **103**, 13,837-13,857.
- TEXTOR, Ch., 1999: Numerical simulation of scavenging processes in explosive volcanic eruption clouds. Dissertation, Univ. Hamburg, 129 S.
- ZIELINSKI, G. A., 2000: Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quart. Sci. Rev.* **19**, 417-438.