Beitragsserie: Vulkanismus und Klima

Hrgs.: Prof. Dr. R. Eiden, Institut für Geowissenschaften, Universität Bayreuth, Postfach 10 12 51, D-W-8580 Bayreuth

Die Beitragsserie aus der Septemberausgabe 4/92, S. 237 – 245 sowie der Novemberausgabe 5/92, S. 296 – 302 wird hier fortgesetzt.

Globale Klimaeffekte von Vulkanaerosol

– Modellierung der globalen Effekte

Dr. Hans-F. Graf, Dr. Ingrid Schult

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, D-W-2000 Hamburg 13

Zusammenfassung. Die Auswirkungen stratosphärischen Aerosols auf das Klima wurden bisher sowohl mit **Energiebilanzmodellen** (EBM) als auch mit Modellen der **allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre** (GCM) untersucht. Aus den EBMs, die generell nicht in der Lage sind, die Effekte der Zirkulation zu erfassen, ergibt sich eine Abkühlung vor allem über dem Festland, die bei Verwendung realistischer Aerosolparameter im Mittel geringer als 1 °C ist. Durch positive Rückkoppelungen von Schnee, Eis und Albedo kommt es zu besonders starken Anomalien in der kalten Jahreshälfte.

Das Einbeziehen der Zirkulationseffekte in dynamischen GCMs kann durch die Überlagerung advektiver und lokaler (Strahlungs-) Effekte ganz andere Verteilungen der Temperaturanomalien hervorrufen. So wurden z.B. mit einem Aerosoltyp, der dem des El Chichón (1982) oder des Pinatubo (1991) entspricht, sogar winterliche **positive Temperaturanomalien** in mittleren und hohen Breiten Eurasiens modelliert, die den beobachteten Anomaliefeldern sehr ähnlich sind. Eine Modellierung der klimatischen Wirkung starker Vulkanausbrüche über mehrere Jahreszeiten macht einen stabilen Zusammenhang mit dem asiatischen Monsunsystem deutlich. Wegen der Beeinflussung des hydrologischen Systems (Schneedecke und Bodenfeuchte) in Sibirien durch den winterlichen verstärkten zonalen Transport maritimer Luft werden der Wintermonsun verlängert und der Sommermonsun in Indien abgeschwächt.

Die Modellrechnungen zeigen deutlich, daß ein eventuelles **Vulkansignal** nur schwer in zonalen Mitteln, besser dagegen in zonal unsymmetrischen Anomalieverteilungen nachgewiesen werden könnte.

1 Einleitung

Klimaänderungen über Jahrzehnte wie in einzelnen Jahren werden oft Variationen der Vulkanaktivität zugeschrieben. Ein eindeutiger Beweis eines deutlichen Klimaeinflusses von Vulkanaerosol bleibt jedoch immer noch schwierig, da kaum adäquate Daten über den vulkanischen Antrieb (d.h. das Verhalten der stratosphärischen Aerosolschicht) existieren.

Darüber hinaus werden in Datenanalysen zumeist andere, gleichzeitig auftretende Antriebsanomalien des Klimasystems (z.B. Schwankungen der Temperatur der Meeresoberfläche oder der Meereisbedeckung) außer Acht gelassen. Somit bleibt das **Klimasignal von Vulkanen** unklar. Es hängt stark ab von der Datenquelle und der Auswahl von Einzelereignissen. Das Signal-zu-Rausch-Verhältnis scheint wegen der Dominanz anderer Ursachen der Klimavariabilität klein zu sein. In solchen Fällen können Modellrechnungen helfen, ein klareres Signal zu produzieren, seine Struktur zu analysieren und schließlich dementsprechend gezielt Verifikationsdaten zu sammeln, von denen *a priori* erwartet werden kann, daß sie einen großen Anteil des gesuchten Signals enthalten.

Der potentielle Klimaeffekt starker Vulkaneruptionen ist im **Schwefelgehalt** ihrer Emissionen begründet, der die Quelle für die Bildung von zusätzlichem stratosphärischen Aerosol ist. Während der ersten Monate nach einer Eruption wird das Schwefeldioxid in kleine Tröpfchen hydrierter Schwefelsäure umgewandelt. Die Tröpfchen haben Radien im Submikrometerbereich und streuen deshalb besonders effektiv die einfallende Sonnenstrahlung. In dieser Zeit gehen komplexe chemische und mikrophysikalische Prozesse vor sich, die normalerweise nicht in den für sehr vielfältige Anwendungsgebiete konzipierten Modellen der allgemeinen Zirkulation enthalten sind. Die Anwender der Modelle verwenden deshalb Parameterisierungen, um die mikrophysikalischen Prozesse beschreiben zu können, bzw. schreiben deren Effekte in einer vom Modell verwertbaren Form vor. Dieser Beitrag gibt einen Überblick über die Ergebnisse solcher Versuche.

2 Energiebilanzmodelle

In der Vergangenheit wurde vor allem versucht, die Auswirkungen von starken Vulkaneruptionen auf das Klima mit Hilfe von Energiebilanzmodellen zu bestimmen. Sie lösen die Energiebilanzgleichung an der Erdoberfläche mit dem Ziel, die **Empfindlichkeit von Gleichgewichtszuständen** des Klimas hauptsächlich gegenüber Änderungen der *solaren Einstrahlung* zu untersuchen.

Unter Berücksichtigung von Beobachtungsergebnissen der Sonnenstrahlung nach starken Vulkanausbrüchen (z.B. El

UWSF-Z. Umweltchem. Ökotox. 4 (6) 368 – 374 (1992)
© ecomed-Verlag Landsberg · Zürich

Chichón, 1982) ergibt sich aus allen Energiebilanzrechnungen eine mittlere Abkühlung von – 0,5 bis – 1,0 K vor allem über dem Festland und in hohen Breiten (z.B. SCHNEIDER und MASS 1975). Die stärksten Abkühlungseffekte erwartet ROBOCK (1984) dabei im Winter im nördlichen Polarbereich mit einer Zeitverzögerung von zwei Jahren durch die *Rückkopplung mit Meereis* und die *thermische Trägheit* des Ozeans.

In diesen Modellen wird in der Regel nur ein parameterisierter meridionaler Wärmeaustausch berücksichtigt, die Auswirkungen der zonalen Zirkulationskomponente werden dagegen unterdrückt. Wenn dieses Vorgehen auch auf den ersten Blick sinnvoll erscheint (der hauptsächliche Antrieb ist eine meridional unterschiedliche Reduktion der lokalen Sonneneinstrahlung), zeigen **dreidimensionale Zirkulationsmodelle** doch wesentliche Änderungen der Struktur der Anomaliefelder, die den Beobachtungen viel näher kommen als die Ergebnisse der Energiebilanzmodelle. Die Ursache dafür ist, daß die vom Vulkanaerosol ausgelösten Strahlungsanomalien sich auf die dreidimensionale Zirkulationsstruktur auswirken und somit durch den großräumigen Transport von Luftmassen den reinen lokalen Strahlungseffekt stark verändern können.

3 Simulationen mit globalen Zirkulationsmodellen

Zirkulationsmodelle setzen im Gegensatz zu den Energiebilanzmodellen den Antrieb durch die dreidimensionale Energiebilanz in Bewegungsgröße um. Sie sind so in der Lage, die großräumige (globale) atmosphärische Zirkulation und ihre Änderungen zu simulieren.

Frühe Versuche, den Einfluß von Vulkanaerosol mit Hilfe von Zirkulationsmodellen zu untersuchen, stammen von BATTEN (1974), der mit einem globalen 2-Schichten-Modell eine 60tägige Wintersimulation für ein Aerosol vom Krakatau-(1882)-Typ durchführte, sowie von HUNT (1977), der ein hemisphärisches Zirkulationsmodell verwendete und damit eine vorgegebene tropische Aerosolwolke sich interaktiv ausbreiten ließ. Beide beachteten nur den *kurzwelligen Strahlungseffekt.*

Neuere numerische Experimente mit dreidimensionalen Zirkulationsmodellen zum globalen Einfluß von vulkanischem Aerosol liegen von GRAF und SCHULT (1990); GRAF (1992); GRAF et al. (1992); RIND et al. (1992) und HANSEN et al. (1992) vor. In diesen Simulationen (außer RIND et al., 1992) wird das zusätzliche Aerosol nicht interaktiv berücksichtigt, sondern seine Wirkung nur über extern ermittelte Anomalien der kurzwelligen Strahlungsströme an der Obergrenze des Modells (GRAF und SCHULT 1990; GRAF 1992; Hansen et al., 1992) bzw. zusätzlich der Netto-Heizraten-Anomalien in der aerosolführenden Schicht der Stratosphäre (GRAF et al., 1992) parameterisiert.

3.1 Stratosphärische Auswirkungen

Mit Hilfe eines zonal gemittelten stratosphärischen (10 bis 40 km Höhe) Aerosol-Transportmodells und eines aufwendigen Strahlungstransportmodells simulierte SCHULT (1991) die Wirkung des aus den Emissionen des Vulkans El Chichón (1982) gebildeten stratosphärischen Aerosols. Dabei wurden Gas-Teilchen-Umwandlung, höhenabhängige Sedimentation sowie die Koagulation von Teilchen berücksichtigt (vgl. SCHULT und GRAF 1992). Es ergeben sich höhen- und breitenabhängige Erwärmungsraten, die im Bereich der Aerosolschicht gegenüber den ungestörten Bedingungen für ein bis zwei Jahre deutlich erhöht sind *(→ Abb. 1).* Diese Heizratenanomalien hängen stark vom Aerosolspektrum und von seinen optischen Eigenschaften ab.

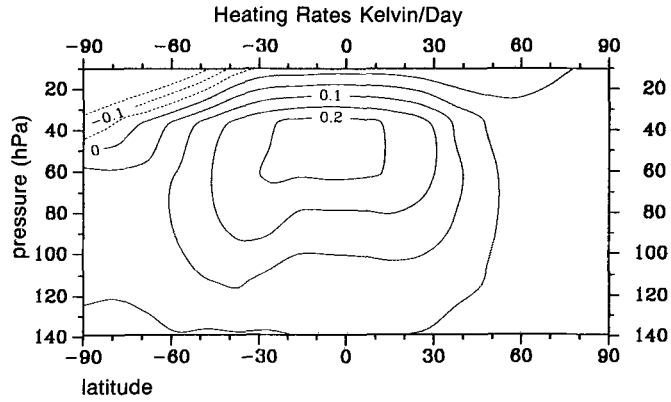

Abb. 1: Zonal gemittelte Anomalien der Heizrate [K/d], wie sie durch starkes Vulkanaerosol hervorgerufen wird.

Mit einem fest vorgegebenen homogenen stratosphärischen Aerosol vom EL Chichón-Typ (optische Dicke im sichtbaren Bereich des Sonnenspektrums τ_{vis} = 0,15) in der Schicht zwischen 149 hPa und 15 hPa trieben RIND et al. (1992) ein dreidimensionales Zirkulationsmodell mit einer horizontalen Auflösung von 8° x 10°an, das mit 23 Schichten von der Erdoberfläche bis in 90 km Höhe reicht. Für den Fall („STRAT" bei RIND et al., 1992), der mit einem einzelnen starken Vulkanausbruch vergleichbar ist und bei dem die Aerosolstörung nach wenigen Jahren verschwindet, erhielten die Autoren folgende Hauptergebnisse: Durch den zusätzlichen Aerosoleintrag erwärmt sich die **untere Stratosphäre** in den *Tropen* und *mittleren Breiten* im zonalen Mittel, während sie in den *polaren Breiten* besonders der Winterhemisphäre abgekühlt wird. Diese Abkühlung reicht in der Nähe des Winterpoles bis an die Erdoberfläche hinab. In der *Troposphäre* entsteht dagegen im Zonalmittel in den *mittleren Breiten* eher eine Erwärmungstendenz als die eigentlich erwartete Abkühlung.

Leider untersuchen RIND et al. (1992) die jahreszeitlichen Unterschiede der Klimawirkung nicht weiter, sondern beschränken sich auf die mittleren jährlichen Verhältnisse, die durch eine leichte **Abkühlung** in der Troposphäre um maximal 0,5 K in den *Tropen* bis in die *mittleren Breiten* sowie eine zonal gemittelte **Erwärmung** in *hohen* und *polaren Breiten* in der Troposphäre gekennzeichnet sind. Für das Jahresmittel finden RIND et al. (1992) außerdem eine Zunahme der Energie der stehenden planetaren Wellen mit abgeschwächtem mittleren Zonalwind in den mittleren Breiten.

3.2 Troposphärische Effekte

GRAF (1992) simulierte die Auswirkungen eines Strahlungsdefizits in höheren nördlichen Breiten, wie sie *sofort* nach Vulkaneruptionen in hohen und etwa *ein halbes Jahr nach* Ausbrüchen in niederen Breiten einsetzen. Dazu wurden drei unabhängige Simulationsläufe unter Einbeziehung des vollen Jahresganges durchgeführt, um auch die transienten Effekte vulkanischen Aerosols zu erfassen. Die antreibenden Anomalien wurden nach Simulationsrechnungen von SCHULT (1991) mit einem komplexen Strahlungstransportmodell für ein Aerosol vom El Chichón-(1982)-Typ angenommen, und der Jahresgang der Ozeantemperatur wurde klimatologisch vorgeschrieben. Die einfallende Solarstrahlung wurde anhaltend um etwa 2 % in tropischen und bis 10 % in nördlichen polaren Breiten für ein ganzes Jahr reduziert.
Ein sehr wichtiges Ergebnis der Rechnungen war, daß keine zonalsymmetrischen Klimaanomalien auftreten und auch deutliche saisonale Unterschiede der Auswirkung von negativen Einstrahlungsanomalien in hohen Breiten zu erwarten sind. Die erzeugten Anomalien sind in der gleichen Größenordnung wie die, die man von El Niño-Ereignissen erwartet. In Anbetracht des häufigen Zusammenfallens stärkerer Vulkaneruptionen mit El Niño (GRAF 1986) ist deshalb eine Untersuchung des Einzelanteils dieser Klimaeinflüsse an der natürlichen Klimavariabilität unbedingt erforderlich.

Die Modellergebnisse zeigten einige Anomalieverteilungen, wie sie durch Analysen von Jahren mit schwachem Indischem Sommermonsun bekannt sind:
- abgeschwächter östlicher Strahlstrom in der oberen Troposphäre über Nordindien,
- schwacher Somalijet im Frühjahr und Sommer des Jahres nach der Eruption,
- verlängerte Wintermonsun-Bedingungen,
- anhaltende antizyklonale Vorticity-Anomalien über dem gesamten indischen Monsungebiet *(→ Abb. 2)*.

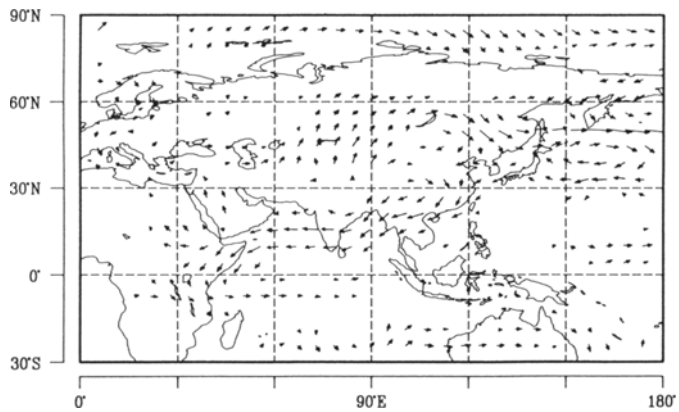

Abb. 2: Anomalievektoren des Windes in der unteren Troposphäre im Mai des Jahres nach einem Vulkanausbruch. Der Vektor in der oberen linken Ecke des Bildes entspricht einer Südwest-Windanomalie von 2 m/s.

Die winterlichen Verhältnisse sind geprägt von verstärkter Westwindzirkulation in höheren Breiten Eurasiens mit verstärkter Advektion von Atlantikluft und damit übernormaler Ablagerung von Schnee, besonders an den westlichen Rändern der asiatischen Gebirge *(→ Abb. 3)*. Mit der Anregung der Westwindzirkulation wird offenbar auch die Struktur der planetaren Wellen beeinflußt. Das wird besonders deutlich über Nordamerika, wo sich der winterliche Trog im Lee der Rocky Mountains verstärkt.

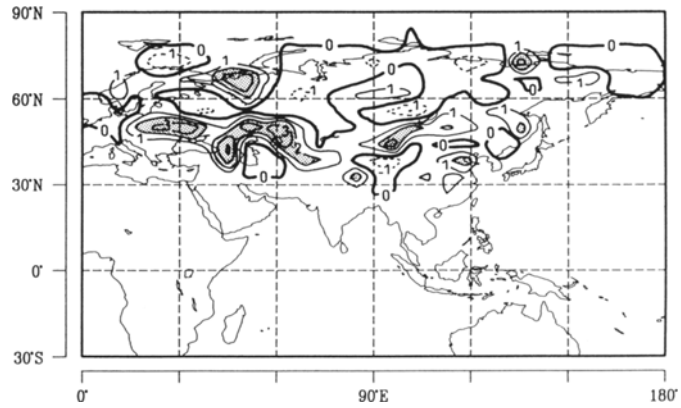

Abb. 3: Anomalie der Schneehöhe im März des Jahres nach einem starken Vulkanausbruch. Die Zahlen geben die Anomalien als Vielfaches der lokalen Standardabweichung des ungestörten Modellklimas an. Schraffierte Bereiche sind statistisch signifikant mit weniger als 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.

HANSEN et al. (1992) berichteten von vorläufigen Experimenten mit dem GISS-Klimamodell (Atmosphärisches Zirkulationsmodell und Mischungsschicht Ozean) zur Auswirkung der Pinatubo-Eruption vom Juni 1991. Das Aerosol wurde als 75%ige Schwefelsäure mit einer Größenverteilung angenommen, wie sie nach der Eruption des El Chichón beobachtet wurde. Das Aerosolspektrum entwickelt sich in den ersten fünf Monaten voll und nimmt in seiner Dichte nach 12 Monaten exponentiell ab. Die optische Dichte wurde als 1,7 mal der des El Chichón-Aerosols angesetzt. Ein Ausbreitungsszenario läßt das Aerosol in den ersten drei Monaten im Gürtel zwischen 20° und 30° N verweilen. Danach breitet es sich bis Januar 1992 global aus, wobei 60 % des Aerosols auf der Nordhemisphäre verbleiben. Es wurden zwei Experimente vor dem Hintergrund der transienten CO_2-Szenarienrechnungen (HANSEN et al., 1988) durchgeführt. Das Maximum des Strahlungsantriebes übersteigt mit etwa -3 W/m^2 im Frühjahr 1992 den positiven Antrieb durch alle Treibhausgase gemeinsam. Erste Anzeichen einer Abkühlung treten im Herbst 1991 auf, die stärkste negative Temperaturanomalie liegt im globalen Mittel im Sommer und Herbst 1992. Die geographische Verteilung der Abweichungen vom ungestörten Klimamittel ist bei der geringen Anzahl der durchgeführten Simulationsrechnungen und wegen der Zunahme der Variabilität mit der Abnahme des Maßstabes schwer zu fassen. Im globalen Mittel erreicht die Temperaturanomalie aber immerhin 3 Standardabweichungen. Im Falle von El Chichón (1982) und Agung (1963) waren es nur 1,5 σ. Zumindest kurzzeitig kann das Vulkansignal sowohl den Treibhauseffekt als auch eventuelle El Niño-Auswirkungen überdecken.

In einer weiteren Sensitivitätsstudie von GRAF et al. (1992) wird vor allem der relativ kurzzeitige Effekt von aus der Stratosphäre in die obere Troposphäre eindringendem Aerosol analysiert. Die Ergebnisse zeigen die Wichtigkeit dieses Einflußfaktors, aber auch die starke Abhängigkeit von der geographischen Position der primären Aerosolquelle relativ zur intertropischen Konvergenzzone. In dieser Simulation, die mit einem Sedimentaerosol entsprechend den Beobachtungen nach der El Chichón-Eruption durchgeführt wurde, zeigt sich eine in den Sommermonaten aufschiebende Wirkung für das schon in Entwicklung befindliche El Niño durch die ausgelösten Ostwindanomalien über dem äquatorialen Pazifik. Ganz ähnliche Beobachtungen wurden im Sommer 1991 nach dem Ausbruch des Pinatubo gemacht.

3.3 Vulkanauswirkungen im Nord-Winter

Die Wirkung von Vulkaneruptionen auf das Klimasystem erfolgt über **Strahlungsprozesse**. Eine klassische Annahme ist dabei, daß durch Streuung und teilweise auch durch Absorption am vulkanischen Aerosol die kurzwellige Sonnenstrahlung geschwächt und so die Atmosphäre abgekühlt wird. Die Schwächung der Einstrahlung ist um so stärker, je tiefer die Sonne über dem Horizont steht, da dann die zu durchstrahlende optische Masse der Aerosolschicht zunimmt. Dies ist auch der einzige Fall, der schon mit zahlreichen Modellen durchgespielt wurde. Die Reduktion kurzwelliger Sonnenstrahlung ist aber auf geographische Breiten und Jahreszeiten beschränkt, in denen die Sonne tatsächlich scheint. Dieser Effekt wirkt also nicht über winterlichen Polargebieten. Gerade dort aber sehen zahlreiche Studien mit Beobachtungsmaterial die stärksten Auswirkungen (z.B. ROBOCK 1984; SCHÖNWIESE 1992; YAMAMOTO et al., 1975). Es stellt sich die Frage, ob andere als ausschließlich kurzwellige Strahlungsprozesse an der Ausbildung solcher Anomalien beteiligt sein können. Als eine Möglichkeit bietet sich dabei eine dynamische Koppelung von Stratosphäre und Troposphäre an, wie sie schon vor einem Jahrzehnt mit einfachen linearen Modellen aufgezeigt wurde (SCHMITZ und GRIEGER (1980) sowie GELLER und ALPERT (1980)). Numerische Experimente von BOVILLE (1986), der im NCAR Climate Community Model CCM1 Änderungen an den Heizraten vornahm und dabei einen Grundzustand erzeugte, wie er für starke stratosphärische Westwindzirkulation typisch ist (kalter Winterpol und warme tropische Stratosphäre), zeigten, daß prinzipiell eine polare Abkühlung in der Troposphäre mit einem solchen Ansatz dynamisch erzeugt werden kann. Deshalb wurde ein Experiment unternommen, in dem durch das Hinzufügen von extern berechneten Netto-Erwärmungsraten, die einem El Chichón-Aerosol entsprechen, eine stratosphärische Temperaturverteilung erzeugt wurde, die der beobachteten nach starken Vulkanausbrüchen sehr nahe kommt. Da das Hauptinteresse auf winterlichen Verhältnissen liegt (Polarnacht), ist der einfache Ansatz eines „Permanenter Januar"-Experimentes gerechtfertigt. Dabei werden hintereinander fortwährend Januarsimulationen gerechnet, indem der ersten Januar des zweiten Jahres mit den Werten des letzten Tages des ersten Jahres initialisiert wird, wobei gleichzeitig die solaren Parameter wieder auf den ersten Januar zurückgestellt werden. Auf diese Weise können mit vertretbarem Rechenaufwand viele (im vorliegenden Falle 60) einzelne Januare simuliert werden.

In Vorbereitung der Rechnungen wurden aus der beobachteten anfänglichen globalen Aerosolverteilung nach dem Ausbruch des Vulkans El Chichón (April 1982) sowohl die breitenabhängige *Strahlungsreduktion*, als auch *Heizratenanomalien* in der Stratosphäre bestimmt (vgl. SCHULT und GRAF 1992). Die entsprechenden Anomalien der kurzwelligen Einstrahlung wurden schon von GRAF (1992) und von GRAF und SCHULT (1990) verwendet. Bisher ist aber, bis auf RIND et al. (1992), noch kein Experiment bekannt, das von realistischen Annahmen der stratosphärischen Heizratenanomalien ausgegangen ist. Gerade diese Anomalien sind es aber, welche die Zirkulation der Stratosphäre maßgeblich beeinflussen. Ihre mögliche Auswirkung auch auf die **Troposphäre** wird im folgenden diskutiert.

Die für das El Chichón-Aerosol ermittelten meridionalen Profile der täglichen Erwärmungsraten zeigen im Bereich der Aerosolschicht höhere Werte. Diese Anomalien halten ein bis zwei Jahre an. In Abb. 1 ist die entsprechende aerosolbedingte zusätzliche Erwärmungsrate dargestellt. Das derart erzeugte zonal gemittelte Temperaturfeld *(→ Abb. 4a)* zeigt eine positive Temperaturanomalie in der unteren Stratosphäre (um 50 hPa) von 3 bis 5 K in den Tropen und Subtropen.
Darüber und in sehr hohen Breiten kommt es zur Abkühlung. Dies entspricht sehr gut den Beobachtungen im Winter 1982/83 nach dem Ausbruch des El Chichón und auch den Verhältnissen nach der Pinatubo-Eruption 1991. Die Anomalien sind hochsignifikant und übersteigen in der unteren Stratosphäre die lokale Standardabweichung um ein Mehrfaches. Mit ihrem hochreichenden, aber schwächer auflösenden Modell fanden RIND et al. (1992) ganz ähnliche Strukturen.

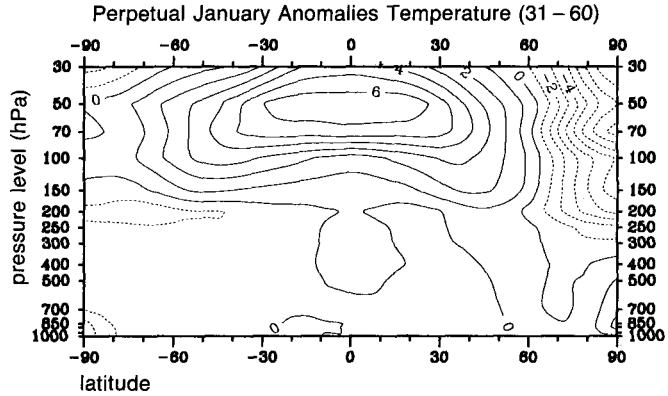

Abb. 4 a: Zonal gemittelte Anomalien der Lufttemperatur [K] nach einer „Permanenter Januar"-Simulation für ein El Chichón- bzw. Pinatubo-Aerosol.

Das Meridionalprofil der Zonalgeschwindigkeit zeigt eine signifikante Verstärkung des Polarnacht-Strahlstromes in der Stratosphäre um bis zu 10 m/s. Ausläufer dieser verstärkten Westwinde dringen in der Troposphäre in hohen Breiten bis zum Boden durch *(→ Abb. 4b)*. In der Nähe der Tropopause nimmt in mittleren Breiten die Westwindge-

schwindigkeit dagegen ab. Das deutet auf eine Verschiebung des Polarnacht-Strahlstromes nach Norden. Über dem Äquator ist der Westwind in der oberen Troposphäre verstärkt.

In der Troposphäre zeigen die Modellergebnisse eine deutlich verminderte Variabilität der Zirkulation und der Temperatur über dem gesamten Nordatlantik. Im Gegensatz dazu ist die Varianz in anderen Gebieten nicht nachweisbar vermindert oder sogar verstärkt. Mit verschiedenen statistischen Testverfahren wurden die Amplituden und Verteilungsfunktionen der simulierten Anomalien gegenüber dem ungestörten Modellklima getestet. Auch dabei zeigte sich, daß besonders der nordatlantische Raum starke und nachweisbare Veränderungen der Zirkulation und damit der vorherrschenden Witterung aufweist, während in anderen Gebieten mehr oder weniger nur Rauschen vorzufinden ist. Durch die Überlagerung von Effekten des verstärkten Polarnacht-Strahlstromes mit orographischen Effekten der Rocky Mountains kommt es zur Veränderung des Musters der stationären planetaren Wellen. Das Islandtief ist westwärts nach Grönland und das Azorenhoch ca. 15 Grad nordwärts verschoben *(→ Abb. 5)*.

Damit entstehen Westwindanomalien bei etwa 60° N und verstärkte Ostwinde bei 30° N *(→ Abb. 6)*.

Aus dieser Veränderung der großräumigen Zirkulationsstruktur ergibt sich, überlagert von dem direkten Einfluß der verminderten solaren Einstrahlung, ein charakteristisches Verteilungsbild der Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre *(→ Abb. 7)*.

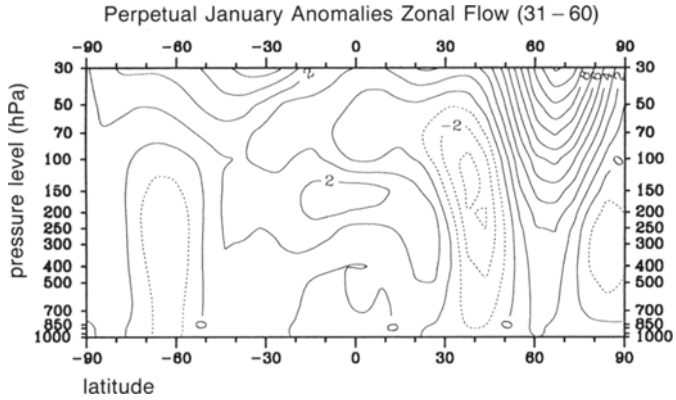

Abb. 4 b: Wie 4a), aber zonale Windkomponente [m/s]

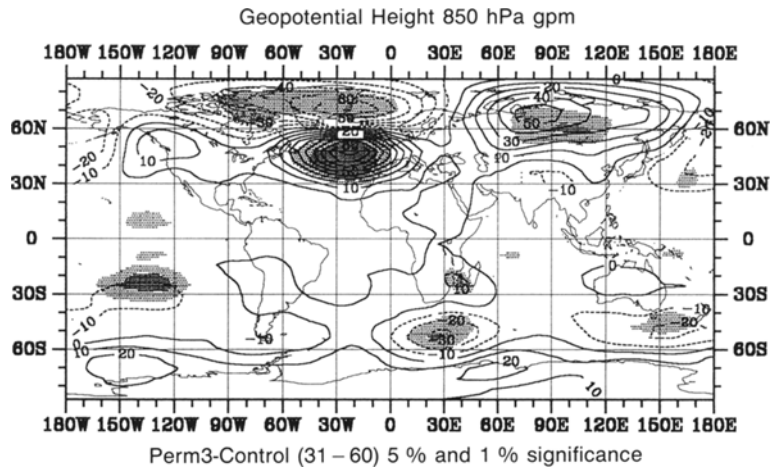

Abb. 5: Anomalien der Höhe [geopotentielle Meter] der 850 hPa-Druckfläche nach einer „Permanenter Januar"-Simulation für ein El Chichón- bzw. Pinatubo-Aerosol. Schraffierte Bereiche sind statistisch signifikant mit weniger als 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit.

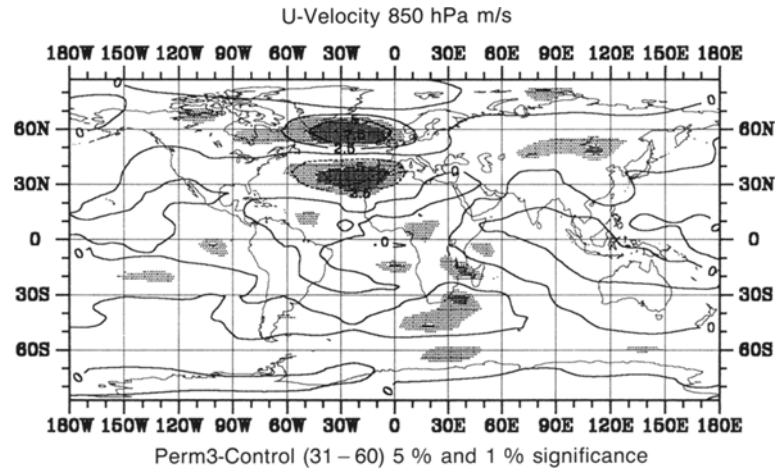

Abb. 6: Wie Abb. 5, aber für die zonale Windkomponente [m/s]

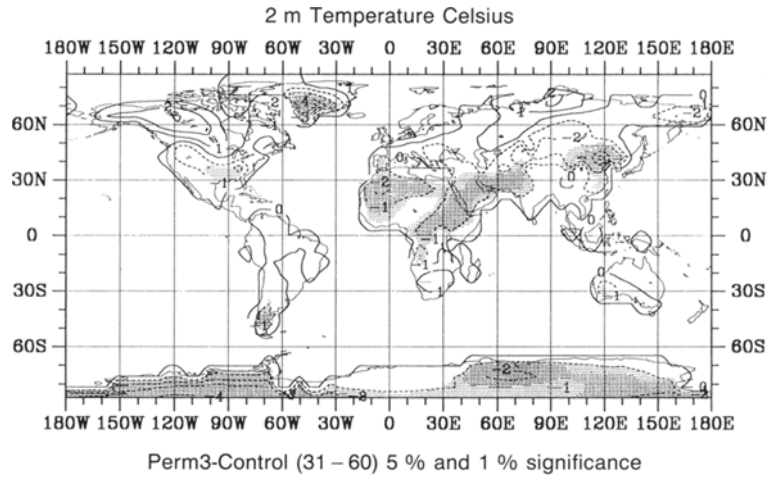

Abb. 7: Wie Abb. 5, aber für die Lufttemperatur in Bodennähe [K]

Mittels des t-Testes lassen sich statistisch signifikante (schraffierte Flächen) Abkühlungsgebiete über Nordafrika und dem Mittleren Osten, Teilen Chinas sowie sehr starke Abkühlung über Grönland und der Davis-Straße nachweisen. Über großen Teilen des Arktischen Ozeans nördlich Sibiriens sowie über den angrenzenden Landgebieten entstehen dagegen warme Anomalien. Diese positiven Temperaturanomalien nach starken Vulkaneruptionen entsprechen sehr gut Beobachtungen (z.B. GROISMAN 1986, 1992; GRAF 1986; ROBOCK und MAO 1992) nach historischen Großeruptionen sowie den Anomalien nach der stärksten Eruption der letzten hundert Jahre (Pinatubo, Juni 1991).

3 Schlußfolgerungen

Verschiedene Versuche, den Effekt von starken Vulkaneruptionen zu simulieren, zeigten deutlich, daß nicht allein eine mögliche lokale Reduktion der Sonnenstrahlung ausreicht, um die beobachteten Anomalien zu reproduzieren. Deshalb sind **Energiebilanzmodelle**, die sich gerade auf diesen Prozeß beschränken, zum Studium des Klimaeffektes von Vulkanen ungeeignet.

Notwendig ist die Behandlung der **dreidimensionalen Zirkulationsstruktur**, wie sie nur von Modellen der allgemeinen Zirkulationsstruktur beschrieben werden kann. Dann werden auch die geographisch ausgeprägten Muster der Anomalien z.B. des Temperaturfeldes richtig wiedergegeben.

Aus der Erkenntnis, daß die Auswirkungen starker Vulkaneruptionen nicht zonal symmetrisch sind, sondern im Gegenteil entlang eines Breitenkreises sehr starke positive und negative Anomalien auftreten können, folgt zugleich, daß eine Analyse beobachteter zonal gemittelter Temperaturanomalien zur Einschätzung nicht ausreicht. Im Gegenteil werden bei einer solchen Verfahrensweise gerade die interessanten Strukturen ausgemittelt. Zumindest im Winter ist auch die **Koppelung von stratosphärischer und troposphärischer Zirkulation** von entscheidender Bedeutung. Vulkanaerosol erzeugt auf der Winterhemisphäre auch bei gleichmäßiger globaler Verteilung meridionale Temperaturunterschiede zwischen niedrigen und polaren Breiten, die zu einer Verstärkung des Polarwirbels führen. Aus dieser Verstärkung der stratosphärischen Westwindzirkulation des winterlichen Polarwirbels resultiert im Zusammenwirken mit orographischen Effekten in der Troposphäre ein typisches Anomaliemuster der Zirkulation in der unteren Atmosphäre mit entsprechenden advektiv erzeugten Temperaturverteilungen. Auf diese Weise sind die erhöhten Temperaturen vor allem über höheren Breiten Eurasiens nach Vulkaneruptionen zu erklären.

Auch die sehr starke Abkühlung im Bereich Grönlands und Neufundlands kann durch das Entstehen eines starken Trogen mit Kaltluftadvektion entlang der nordamerikanischen Atlantikküste erklärt werden.

Moderne globale Zirkulationsmodelle sind heute bereits in der Lage, wenn mit realistischen Aerosolanomalien angetrieben, gut übereinstimmende Anomaliemuster zu erzeugen. Damit wird es in naher Zukunft möglich sein, historische Beobachtungsreihen z.B. der Lufttemperatur, von bekanntermaßen natürlich bedingten Fluktuationen zu befreien und so das vermutete anthropogen verursachte **Treibhaussignal** besser zu analysieren.

4 Literatur

BATTEN, E.S.: The atmospheric response to a stratospheric dust cloud as simulated by a general circulation model. Report R-1324-ARPA. The Rand Corporation 1974, 17pp

BOVILLE, B.A.: The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM. Journ. Atmosph. Sci. 41, 1132 – 1142 (1986)

CRESS, A.; Ch.-D. SCHÖNWIESE: Vulkanische Einflüsse auf die bodennahe und stratosphärische Lufttemperatur der Erde. Ber. Inst. f. Meteorologie und Geophysik Univ. Frankfurt/Main 1990, Nr. 82, 148 S.

GELLER, M.A.; J.C. ALPERT: Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible sun-weather mechanism. J. Atmos. Sci. 37, 1197 – 1215 (1980)

GRAF, H.-F.: On the coincidence of explosive volcanic eruptions with El Niño/Southern Oscillation events. In: Proc. 1st WMO Conference on Long-Range Forecasting. Sofia, Sept. 29-Oct. 3, 1986

GRAF, H.-F.: Forced cooling of the polar T21 atmosphere and tropical climate variability. Report. No. 45, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany 1989, 25 pp.

GRAF, H.-F.: Arctic radiation deficit and climate variability. Climate Dynamics, 7, 19 – 28 (1992)
GRAF, H.-F.; I. SCHULT: The effect of an El Chichón-type stratospheric aerosol on global climate – a permanent July GCM experiment. WMO/TD-No. 396, WMO-WGNE Report No. 14, 1990
GRAF, H.-F.; I. KIRCHNER; R. SAUSEN; S. SCHUBERT: The impact of upper-tropospheric aerosol on global atmospheric circulation. Annales Geophysicae, in press 1992
GRAF, H.-F.; I. KIRCHNER; A. ROBOCK; I. SCHULT: Pinatubo eruption winter climate effects: Model versus observations, MPI-Report No. 94, Hamburg October 1992, 24pp. (submitted to Climate Dynamics)
HANSEN, J.E.; I. FUNG; A. LACIS; S. LEBEDEFF; D. RIND; R. RUEDY; G. RUSSELL: Global climate changes as forecast by the Goddard Institute for Space Studies threedimensional model. J. Geophys. Res. 93, 9341 – 9364 (1988)
HANSEN, J.; A. LACIS; R. RUEDY; M. SATO: Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. Geophys. Res. Lett. 19, 215 – 218 (1992)
HUNT, B.G.: A simulation of the possible consequences of a volcanic eruption on the general circulation of the atmosphere. Mon. Wea. Rev. 105, 247 – 260 (1977)
RIND, D.; N.K. BALACHANDRAN; R. SUOZZO: Climate change and the middle atmosphere. Part II: The impact of volcanic aerosols. J. Climate 5, 189 – 205 (1992)
ROBOCK, A.D.: Climate model simulations of the El Chichón eruption. Geofisica Internacional, 23, 403 – 414 (1984)
SCHMITZ, G.; N. GRIEGER: Model calculations of the structure of planetary waves in the upper troposphere and lower stratosphere as a function of the wind field in the upper stratosphere. Tellus 32, 207 – 214 (1980)
SCHNEIDER, S.H.; C.F. MASS: Volcanic dust, sunspots and temperature trends. Science 190, 741 – 746 (1975)
SCHULT, I: Bildung und Transport von Aerosolteilchen in der Stratosphäre und ihre Bedeutung für den Strahlungshaushalt. Examensarbeit Nr. 11, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg 1991

Kurznachrichten

Erforschung des Grönlandeises

Die Untersuchungen im Rahmen des europäischen Forschungsprogramms „Greenland Icecore Project (GRIP)" und auf Initiative der European Science Foundation (ESF) ergaben bisher keine Anzeichen für klimatisch bedingte Veränderungen im grönländischen Inlandeis.

Wissenschaftler der Universität Münster und der Technischen Universität Braunschweig führen seit mehreren Jahren Messungen zur **Berechnung der aktuellen Massenbilanz** des Inlandeises auf Grönland durch, um exakte Aussagen zu möglichen Reaktionen des grönländischen Inlandeises auf globale Klimaschwankungen abzuleiten. Dazu werden Schneezutrag und Abschmelzen bilanziert. Durch die Schneeakkumulation besonders im Winter erfolgt ein schichtweiser Aufbau des Eiskörpers, in dem das vorherrschende Klimageschehen mit den Schichten „eingefroren" wird. Die Schichtungen des Eises auf Grönland spiegeln die Entwicklungen im Verlauf der letzten 200 000 Jahre wider. Mit Hilfe elektromagnetischer Reflexionsseismik (EMR) werden sowohl die Schichtfolgen als auch die zu den Küsten gerichteten Fließbewegungen des Eisschildes erfaßt. Die Ergebnisse geben Auskunft über die Geschwindigkeit des Eistransportes vom Inland zu den Küsten und sind Voraussetzung für die Bilanzierung der größten Eismasse der Nordhalbkugel.

Rund 28 Millionen km³ Grönlandeis, d.h. über 9 % des weltweiten Süßwasservorkommens (90 % des Süßwasservorkommens lagern in der Antarktis) beeinflussen das Klima und den Meeresspiegel ebenso, wie sie durch Klimaveränderungen beeinflußt werden.

Würde alles Grönlandeis abschmelzen, stiege der Meeresspiegel um 7 m, wozu es in den vergangenen 135 000 Jahren nicht gekommen ist.

Mit dem EMR-Verfahren
- werden Eisschichtungen und ihre Dynamik vermessen, die Reflexionshorizonte den Staubhorizonten im Bohrkern zugeordnet und über 200 000 Jahre Klimageschichte Grönlands aus den im Eis eingeschlossenen Gasblasen und Staubpartikeln abgelesen.
- Übergänge von Warm- zu Kaltzeiten vor 11 000 Jahren innerhalb weniger Jahrzehnte sind exakt zeitlich einzuordnen.
- Vulkanausbrüche, z.B. der Ausbruch des Kraters Santorini um 1645 v. Chr. und der des Eldgje auf Island im Jahre 934 n. Chr. sind im Eiskern lokalisierbar.

In der Tiefe werden die Jahresschichten aufgrund des hohen Druckes immer dichter; oben sind es rund 30 cm pro Jahr, während die letzten 700 Meter einen Zeitraum von über 160 000 Jahren kennzeichnen.

Ein erster Vergleich der Ergebnisse der beiden Methoden Vermessung und Eisbohrung brachte für die jüngste Vergangenheit eine gute Übereinstimmung:
- in den vergangenen Jahren ist der jährliche Schneezutrag im Innern der Insel recht konstant bei 15 – 30 cm;
- es gibt keine Anzeichen für klimatisch bedingte Veränderungen.

Die Redaktion

Quelle: BMFT-Mitteilung vom 07. 07. 1992

Paläoklimatischer Atlas

– Atlas über Klima und Ökologie der Nordhalbkugel für die letzten 130 000 Jahre

Im Rahmen des **Klimaforschungsprogramms** hat der Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) seit 1982 Forschungen auf dem Gebiet der „Terrestrischen Paläoklimatologie" gefördert. Ein Ergebnis dieser Arbeiten ist der **Paläoklimatische Atlas** der letzten 130 000 Jahre vor heute. Die darin kartographisch aufgearbeiteten umfangreichen Datenbestände ermöglichen die Rekonstruktion des Klimas der Nordhalbkugel und der dazugehörigen Vegetation und erlauben auch Rückschlüsse auf Reaktionen der Umwelt auf klimatische Veränderungen.

In den mehrfarbigen Karten werden Klimate und ökologische Bedingungen dargestellt für
- das Klimaoptimum des letzten Interglazials,
- die Zeit des Inlandeisaufbaus vor etwa 35 000 – 25 000 Jahren,
- das Kältemaximum der letzten Eiszeit (um 18 000 vor heute),
- die postglaziale Wärmezeit (vor dem nennenswerten Eingriff des Menschen in seine Umwelt).

Der wesentliche Anteil der Karten bezieht sich auf die Mitteltemperaturen des kältesten und des wärmsten Monats, des Jahres sowie auf die jährlichen Niederschlagssummen, jeweils als Differenz zu den gegenwärtigen Bedingungen berechnet.

Außerdem werden dargestellt
- das Rückstrahlungsvermögen der Erdoberfläche für die einfallende Sonnenstrahlung im Sommer,
- die Vegetation,
- die Ausdehnung des Inlandeises, der Gebirgsvergletscherung, der Dauerfrostgebiete, der landschaftsgestaltenden Prozesse, der früheren Tierwelt und der menschlichen Kulturen.

Der neue Atlas wurde insbesondere in Zusammenarbeit zwischen der Projektgruppe der Terrestrischen Paläoklimatologie des Klimaforschungsprogramms der Bundesregierung, der Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz, der ehemaligen Sowjetischen Akademie der Wissenschaften und der Ungarischen Akademie der Wissenschaften erstellt.

„Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere". **Herausgeber:** B. FRENZEL (Hohenheim), M. PÉCSI (Budapest), A. A. VELICHKO (Moskau). Erschienen im Geographical Research Institute, the Hungarian Academy of Sciences (Budapest) und dem Gustav Fischer Verlag, Stuttgart-Jena-New York.
Preis: DM 240,–.

Weitere Informationen
Prof. Dr. B. Frenzel
Institut für Botanik
Universität Hohenheim
Postfach 70 05 62
7000 Stuttgart 70
Tel.: (07 11) 4 59-21 94