

5.4 Eine künstliche stratosphärische Schwefelschicht: Der einfache Ausweg aus dem Klimaproblem?

ULRIKE NIEMEIER

Künstlich in die Stratosphäre eingetragener Schwefel (stratospheric aerosol intervention, SAI) bildet kleine Schwefelteilchen, die Sonnenlicht streuen und dadurch die Erdoberfläche kühlen. Im Folgenden werden die Auswirkungen von SAI auf Klima und Ozon diskutiert und die Bildung der Schwefelaerosole beschrieben. SAI wird mit Klimamodellen simuliert, mit deutlichen Unterschieden zwischen den Modellen. Daraus resultieren Unsicherheiten in der Klimawirkung, aber auch der in den Modellen benötigten Schwefelmengen, um eine bestimmte Klimawirkung zu erreichen.

An artificial stratospheric sulphur layer: The easy way out of the climate problem?: *Sulfur, artificially introduced into the stratosphere (stratospheric aerosol intervention, SAI), forms small sulfur particles that scatters sunlight and thereby cools the Earth's surface. This chapter discusses the effects of SAI on climate and ozone, as well as the formation of the sulfur aerosols. Climate models simulate the consequences of SAI, with significant differences between models. This results in uncertainties in the climate impact, but also in the amounts of sulfur injection needed in the models to achieve a specific global temperature reduction.*

Una capa artificial de azufre estratosférico: ¿la salida fácil al problema climático? *El azufre introducido artificialmente (intervención de aerosoles estratosféricos, IEA) forma pequeñas partículas de azufre que dispersan la luz solar y enfrían así la superficie de la Tierra. A continuación, se analizan los efectos del SAI sobre el clima y el ozono y se describe la formación de los aerosoles de azufre. SAI se simula con modelos climáticos, con diferencias significativas entre los modelos. Esto da lugar a incertidumbres en el impacto climático, pero también en las cantidades de azufre necesarias en los modelos para lograr un determinado impacto climático.*

Im Jahr 2006 griff der Nobelpreisträger Paul Crutzen (CRUTZEN 2006) die Idee auf, mit Hilfe einer künstlichen Schicht von Sulfataerosolen dem Temperaturanstieg durch höhere CO₂ Konzentrationen in der Atmosphäre entgegenzuwirken. Künstlich in die Stratosphäre eingetragener Schwefel (*stratospheric aerosol intervention*, SAI), z.B. als Gas in Form von Schwefeldioxid (SO₂), wird zu sehr feinen Teilchen chemisch umgewandelt und bildet eine Sulfataerosolschicht. SAI folgt dem natürlichen Beispiel starker Vulkaneruptionen, nach denen eine niedrigere globale Mitteltemperatur der Erde beobachtet wurde. Sulfat streut Sonnenlicht und verringert dadurch die Intensität des Sonnenlichts welches die Erdoberfläche erreicht. Gleichzeitig absorbiert Sulfat die von der Erdoberfläche abgegebene terrestrische Wärmestrahlung, wodurch sich die Sulfatschicht erwärmt. Diese Erwärmung verändert die Strömungsverhältnisse in der Stratosphäre, was dann die Verteilung der Schwefelaerosole beeinflusst. Eine Übersicht gibt *Abb. 5.3-1* (Kap. 5.3).

SAI wurde bisher nicht angewandt und auch nicht in der Realität getestet. Die Aus- und Nebenwirkungen werden ausschließlich mit Erdsystemmodellen simuliert. Diese Simulationen erfolgen auf der Basis von idealisierten Klimaszenarien, in denen z.B. versucht wird, die zunehmende Erwärmung durch CO₂ zwischen den Jahren 2020 und 2070 mit stratosphärischen Schwefelinjektionen auszugleichen. Die Injektionen

haben z.B. das Ziel das mittlere Klima des Zeitraums um 2020 zu halten. Ergebnisse verschiedener Modelle deuten an, dass durch SAI der globale Temperaturanstieg abgemildert und die Häufigkeit von Extremereignissen verringert wird. Die Ergebnisse des Geoengineering-Modellvergleichs (GeoMIP) zeigen aber auch weniger positive Nebenwirkungen auf: Durch die verringerte solare Einstrahlung und die niedrigere Temperatur an der Erdoberfläche reduziert sich die Verdunstung aus den Böden und Ozeanen. Dadurch verringert sich der Niederschlag im globalen Mittel gegenüber dem mittleren Niederschlag des Klimas um 2020.

GeoMIP

Ein Ziel des *Geoengineering Model Intercomparison Projektes* (GeoMIP, KRAVITZ 2015) war es, robuste Antworten des Einflusses von Geoengineering auf verschiedene Geoengineeringszenarien zu bekommen. In vorgesehenen Modellsimulationen wurden verschiedene Geoengineeringszenarien angenommen: Abschwächung der Sonneneinstrahlung, Injektion von Schwefel in die Stratosphäre, Aufhellung mariner Wolken durch Seesalzaerosol und Ausdünnung von Zirruswolken. Die Modellsimulationen helfen, die Bandbreite der potenziellen Klimaauswirkungen, mögliche unbeabsichtigte Nebenwirkungen und die Wirksamkeit von Geoengineering als Reaktion auf den Klimawandel abzuschätzen. Sie zeigen auch grundlegende Reak-

tionen des Klimas auf den Strahlungsantrieb auf und beleuchten verschiedene Rückkopplungsprozesse und Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Komponenten von Klimamodellen.

Das GeoMIP-Experiment G1 basiert auf der Annahme von Spiegeln im All, die einen Teil des auf die Erde fallenden Sonnenlichtes reflektieren könnten und so die solare Einstellung reduzieren - ein sehr teures, technisch undurchdachtes und damit hypothetisches Verfahren. Das G1-Experiment wird aus einem Modellkontrolllauf gestartet, der ein vorindustrielles Klima beschreibt. Aus diesem Grundzustand wird die CO₂-Konzentration vervierfacht und zur gleichen Zeit die solare Einstrahlung verringert. Das Ziel ist es, die mittlere globale Temperatur des Kontrolllaufes beizubehalten. G1 wurde als GeoMIP-Experiment ausgewählt, um ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis der Klimareaktion auf den CO₂-Strahlungsantrieb zu gewährleisten. Zudem ist das Experiment in einer Modellsimulation relativ einfach umzusetzen, indem einfach die am Oberrand der Atmosphäre ankommende Solarstrahlung (»Solar-konstante«) reduziert wird. Es wurde von entsprechend vielen verschiedenen Modellen simuliert.

Das Experiment G3 ist ähnlich wie G1, aber realistischer in dem Sinne, dass es ein Szenario für die mögliche Umsetzung des stratosphärischen Geoengineerings liefert. Es geht von einem RCP4.5-Szenario aus (repräsentativer Konzentrationspfad mit einem Strahlungsantrieb von 4,5 W/m² im Jahr 2100, LEE et

al 2021), wobei jedoch ab dem Jahr 2020 zusätzlich in der Stratosphäre Schwefel hinzugefügt wird. Dieser stratosphärische Schwefel wird kontinuierlich hinzugefügt, um den anthropogenen Treibhauseffekt, bzw. deren Strahlungsantrieb (*radiative forcing*), auszugleichen und die Temperatur des Planeten nahezu konstant zu halten (Abb. 5.4-1). Das Ziel dieses Experiments ist es, ein kontinuierliches Strahlungsgleichgewicht zu erreichen. Dieses erfordert, dass in den verschiedenen Modellen unterschiedliche Mengen an Schwefel in die Stratosphäre eingebracht werden. Im Idealfall beinhalten die Modelle Gleichungen für aerosolmikrophysikalische Prozesse. Diese Gleichungen beschreiben die Entwicklung des Schwefels, indem sich Sulfataerosole aus einer äquatorialen Injektion von SO₂ bilden, anwachsen, transportiert werden und langsam in Richtung Erdboden sedimentieren.

Die GeoMIP-Experimente G6sulfur und G6solar entsprechen G3, nehmen aber einen stärkeren Anstieg der Treibhausgase als G3 an. Dem Modell werden die Treibhausgaskonzentrationen eines Klimaszenarios mit stark erhöhten CO₂ Konzentrationen vorgegeben, das RCP8.5-Szenario (repräsentativer Konzentrationspfad mit einem Strahlungsantrieb von 8,5 W/m² im Jahr 2100). Für dieses Szenario berechnen die Modelle einen entsprechend starken Anstieg der globalen Mitteltemperatur auf ca 20°C bis zum Jahr 2100 (ssp585 in Abb. 5.4-1). Im Experiment G6sulfur wird im Modell gleichzeitig so viel Schwefel in der Stratosphäre emit-

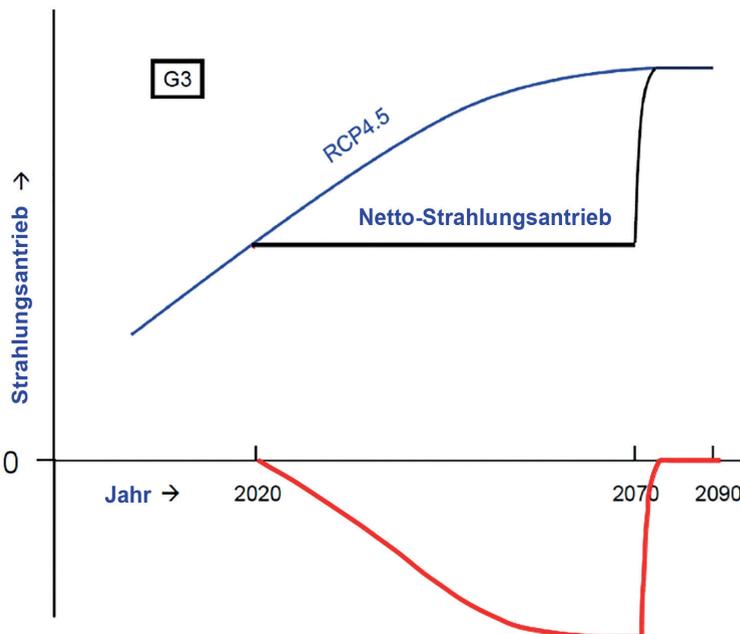


Abb. 5.4-1: Entwicklung des Strahlungsantriebes mit der Zeit unter den Bedingungen eines mittleren Klimaänderungsszenarios (RCP4.5), blaue Kurve, und dem Strahlungsantrieb einer künstlichen Schwefelschicht. Die Schwefelmenge wird so berechnet, dass ab dem Jahr 2020 der Strahlungsantrieb konstant bleibt (schwarze Kurve). Nach KRAVITZ et al. 2015.

tiert, dass die globale Mitteltemperatur eines mittleren Klimaszenarios (ssp245) resultiert. Dieses mittlere Klimaszenario, simuliert ohne SAI, ist für G6sulfur das Vergleichsklima. G6solar entspricht G6sulfur, jedoch wurde die solare Einstrahlung direkt reduziert, also ein niedrigerer Wert der Solarkonstante angenommen. Damit lassen sich Spiegel im All simulieren, welche das Licht der Sonne teilweise reflektieren würden. *Abb. 5.4-2* zeigt die simulierten globalen Mitteltemperaturen der vier Szenarien (nach VISIONI et al. 2021). Die Experimente wurden von sechs verschiedenen Modellen berechnet. Die Kurven zeigen den Mittelwert über alle Modellergebnisse der verschiedenen Modelle. Wie vom Szenario vorgegeben, sind die Temperaturen der zwei G6 Szenarien dem ssp245 Szenario sehr ähnlich.

Auswirkungen auf das Klima

Die Mittelwerte der Temperaturen der zwei Klimaszenarien steigen mit der Zeit an, ebenso wie die der zwei GeoMIP Szenarien (*Abb. 5.4-2*, oben). Letztere weichen aber nur sehr wenig vom Vergleichsklima (ssp245) ab. Das sieht für die Mittelwerte des Niederschlages anders aus (*Abb. 5.4-2*, unten). Der mittlere globale Niederschlag steigt in den zwei Klimaszenarien stetig an, nimmt in den GeoMIP-Szenarien aber ab. Durch die verringerte solare Einstrahlung reduziert sich die Verdunstung und damit der Niederschlag im globalen Mittel gegenüber dem mittleren Niederschlag des Klimas um 2020. Am Ende des Jahrtausends liegt der mittlere globale Niederschlag um ca. 4% (um ca. 0,15 mm/Tag) niedriger in G6sulfur (ca. 2,95 mm/Tag) als in ssp245 (ca. 3,1 mm/Tag) (VISIONI et al. ACP Discussionpaper, 2022). Regional sind die Unterschiede aber

stärker oder schwächer (z.B. Kapitel 4.6.3.3 in LEE et al, 2021).

Die sechs Modelle simulieren übereinstimmend niedrigere Niederschlagsmengen in weiten Teilen Europas, besonders in Zentraleuropa (VISIONI et al. 2021). In einigen Regionen Zentral- und Nordeuropas nehmen die Niederschläge in G6sulfur um -0,15 bis -0,3 mm/Tag gegenüber dem Vergleichsklima (ssp245) ab, bei einer Temperaturzunahme von 0 bis +0,45 K gegenüber dem Vergleichsklima (VISIONI et al. 2021). Bei einer heutigen Regenmenge von ca. 2,2 mm/Tag ist dies eine Verringerung um -6,8 bis -12 %. Als Vergleich, in den Jahren 2010 bis 2021 schwankte die Regenmenge in Hamburg zwischen -33 und +28% in den einzelnen Jahren, im Mittel -5%, gegenüber dem Mittelwert des Zeitraums 1990 bis 2020 (nach www.wetterkontor.de, Zugriff 20.12.2022). Für große Teile Europas ist die Änderung des Niederschlages kleiner als +/- 0,15 mm/Tag und damit kleiner als das angegebene Beispiel.

Gleichzeitig sind Niederschläge regional sehr variabel, wodurch die Gefahr von Überflutungen und Dürren weiterhin gegeben ist. Durch den langsameren hydrologischen Kreislauf verringert sich die Verfügbarkeit von Wasser in vielen Regionen der Welt, auch der insbesondere in Indien und Pakistan sehr wichtige Monsunregen (TILMES et al. 2013). Die großen Überschwemmungen der vergangenen Jahre durch starken Monsunregen in Asien machen diese Problematik sehr deutlich. Die Modellergebnisse zeigen jedoch weniger Extremereignisse, als es in einem Klimaszenario ohne Strahlungsmanagement in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts berechnet wird (CURRY et al. 2014). Dadurch erscheint ein Klima unter SAI gemäßigter als das Kli-

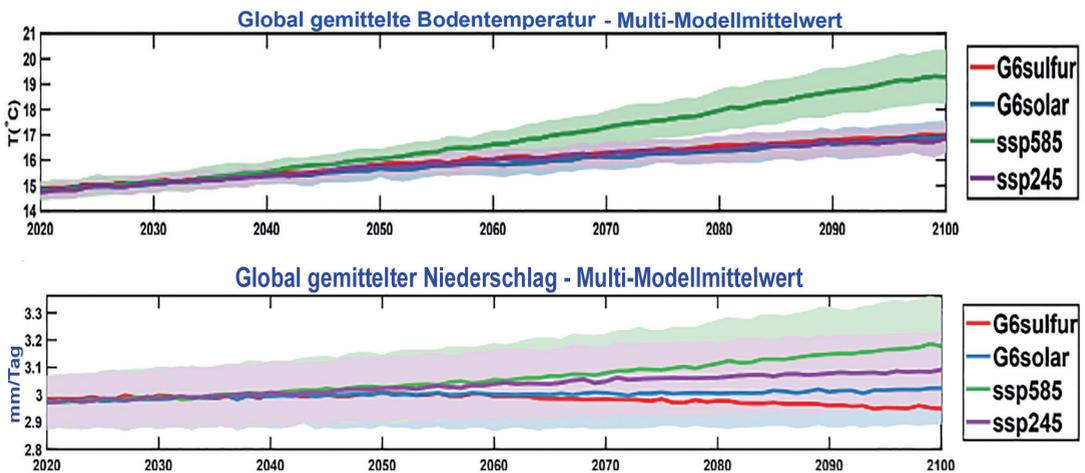


Abb. 5.4-2: Zeitserie der globalen Mitteltemperatur (oben) und des mittleren globalen Niederschlages (unten) verschiedener Klimaszenarien. Die Ergebnisse zeigen den Mittelwert aus den Simulationsergebnissen verschiedener Modelle (nach VISIONI et al. 2021).

ma eines starken Klimawandelszenarios. Dabei überschreitet das hier angenommene Kontrollklima bereits das 2 Gradziel.

Schwefelaerosole

Die klimatischen Auswirkungen von SAI können nur berechnet werden, wenn die Entwicklung des Schwefels zu Sulfataerosolen und dessen globale Verteilung möglichst genau verstanden ist. Die Oxidation von Schwefeldioxid zu Schwefelsäure, Aerosolbildung und Anwachsen des Aerosols wird mit aerosolmikrophysikalischen Modellen berechnet. Diese sind an Zirkulationsmodelle gekoppelt, welche die physikalischen Prozesse in Strato- und Troposphäre berechnen, z.B. Temperatur, Wind, Wolkenbildung und Niederschlag, und so den Transport und die regionale und globale Verteilung des Aerosols ermitteln. In der Stratosphäre verteilen die großen Starkwindssysteme und der meridionale Luftmassenaustausch vom Äquator zum Pol die Aerosole innerhalb weniger Wochen über den ganzen Globus, selbst wenn der Schwefel nur in einem kleinen Gebiet in den Tropen eingebracht wurde. Auch in der Polarregion eingebrachte Aerosole werden zum Teil in Richtung Tropen verteilt. Dadurch wird eine regionale Anwendung von SAI praktisch unmöglich. Die Injektionshöhe ist für die Lebensdauer der Aerosole wichtig. Je höher, desto länger die Lebenszeit, aber desto größer die Auswirkungen auf das Ozon. Aktuell können Flugzeuge auch nur die untere Stratosphäre (bis etwa 19 km) erreichen. Schwefeldioxid muss aber in die Stratosphäre eingebracht werden, denn Sulfate sind gut wasserlöslich und werden in der Troposphäre schnell ausgewaschen.

Die Bandbreite der Ergebnisse von verschiedenen Modellen bei der Berechnung der Schwefelevolution aber auch beim Transport ist sehr hoch (NIEMEIER & TILMES 2017, VISIONI et al. 2021). Wie stark die Aerosole einfallendes Sonnenlicht streuen, hängt von der Größe des Sulfataerosols ab. Aerosole mit einer Größe

von etwa 100 nm streuen solare Strahlung effektiver als größere oder kleinere Aerosole. Wird die Injektionsmenge erhöht, so wachsen die Aerosole stärker. Als Folge streuen sie weniger Sonnenlicht, werden schwerer und sedimentieren schneller. Dadurch nimmt die Effizienz der Injektion ab. Besonders deutlich wird dieser Effekt bei extrem großen Injektionsmengen. Für eine Injektion von 50 Tg(S)/Jahr in die Stratosphäre berechnet das Modell ECHAM-HAM einen Strahlungsantrieb von -6 W/m^2 . Wird die Injektionsmenge verdoppelt, so verstärkt sich der Strahlungsantrieb nur um ein weiteres Viertel auf -8 W/m^2 (NIEMEIER & TIMMRECK 2015). Der erzielte Strahlungsantrieb pro Injektionsmenge nimmt stark ab und damit die Abkühlung am Boden pro Injektionsrate.

Die Wirkung einer Schwefelinjektion hängt auch von der globalen Verteilung des Aerosols ab. Verschiedene Modelle berechnen diesen Transport unterschiedlich. Besonders variiert der Anteil der Aerosole, der aus den Tropen herauftransportiert wird. Starkwindbänder in der tropischen Stratosphäre erschweren den Transport in die mittleren Breiten umso mehr, je stärker der Wind ist. Zusätzlich wird die Windgeschwindigkeit gleichzeitig durch die Aerosole beeinflusst, denn Sulfataerosole streuen nicht nur solares Licht, sie absorbieren auch terrestrische Strahlung. Dadurch erwärmt sich die Sulfatschicht mit Auswirkungen auf dynamische Prozesse und eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in den tropischen Starkwindbändern. Die Modelle unterscheiden sich in der verwendeten Aerosolmikrophysik, Atmosphärenchemie und der horizontalen und vertikalen Auflösung des Modellgitters. Dadurch ergeben gleiche Injektionsmengen verschiedene Teilchengrößen und als Konsequenz verschiedene Strahlungswechselwirkungen. Die Abkühlung wird unterschiedlich berechnet, aber auch die Erwärmung der stratosphärischen Schwefelschicht. Auch ohne SAI unterscheiden sich die Modelle, z.B. im vertikalen Transport in der tropischen Stratosphäre. Letzteres hat

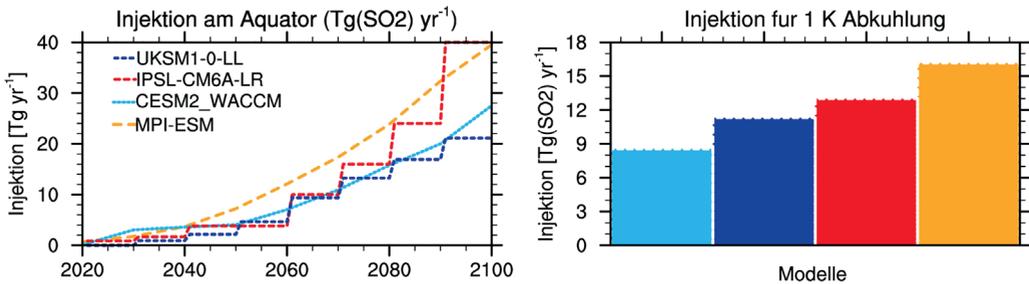


Abb. 5.4-3: Links: Zeitserie der Injektionen von SO₂ [Tg/Jahr], die für die Simulation G6sulfur (siehe Abb. 5.4-1) in den verschiedenen Modellen notwendig waren. Rechts: Menge an SO₂ [Tg/Jahr], die in den verschiedenen Modellen notwendig war, um die mittlere globale Temperatur am Erdboden um 1 Grad abzukühlen (nach VISIONI et al. 2021).

einen deutlichen Einfluss auf die simulierte Größe und Lebenszeit der Aerosole, da es den Transport der Aerosole verändert.

Die nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen Aerosolentwicklung bzw. -größen und deren Transport führen zu relativ großen Unterschieden zwischen den Ergebnissen verschiedener Modelle. Sieht man sich die Menge SO_2 an, welche in den verschiedenen Modellen zum Kühlen der Erde um einen gleichen Temperaturbetrag benötigt würde, so ist diese um den Faktor zwei verschieden. *Abb. 5.4-3* zeigt die Mengen, die in vier verschiedenen Modellen vorgegeben wurden, um das Szenario G6sulfur (*Abb. 5.4-2*) zu simulieren. Zum Ende des Jahrhunderts liegen die Injektionsraten zwischen 20 und 40 Tg (SO_2) pro Jahr. Damit lässt sich abschätzen, wieviel SO_2 benötigt wird, um die Erdoberfläche im globalen Mittel um 1 Grad zu kühlen: je nach Modell 8 bis 16 Tg (SO_2) pro Jahr. Zum Vergleich: die stärkste Vulkaneruption des letzten Jahrhunderts, Mt. Pinatubo 1991, brachte ca. 10 bis 20 Tg (SO_2) in die Stratosphäre. Die großen Unterschiede zwischen den Modellen weisen auf ein Problem hin, das bei einer Umsetzung in der Realität Schwierigkeiten bereiten würde. Danach wäre es sehr ungewiss, welche Abkühlung bei der Injektion von z.B. 10 Tg(SO_2)/Jahr zu erwarten wäre, $-0,5^\circ\text{C}$ oder -1°C ? Wegen der starken internen Variabilität des Klimasystems würde es lange dauern, bis die Abkühlung identifiziert wird und gegebenenfalls nachgesteuert werden könnte.

Ein weiterer wichtiger Aspekt ist die Anwendungsdauer von SAI. Würde SAI einfach abgebrochen werden, so stiege die globale Mitteltemperatur der Erde innerhalb von fünf bis 10 Jahren nahezu auf den Wert an, der ohne SAI erreicht würde. Eine Anpassung an die in der kurzen Zeit erfolgende Klimaänderung wäre für Menschen kaum möglich. Noch schlechter wäre es für die Tier- und Pflanzenwelt. Entsprechend wichtig ist es immer wieder zu betonen, dass SAI ohne Minderung der CO_2 -Emissionen nicht zielführend wäre. In einem hypothetischen Szenario mit deutlich ansteigenden Emissionen bis ins Jahr 2040, nehmen ab 2040 die Emissionen durch die Filterung von CO_2 (*carbon dioxide capture*, CDR) ab und erreichen 2095 negative Werte (Netto-Entnahme von CO_2 aus der Atmosphäre). Ab 2040 wird mit SAI der Temperaturanstieg bei 2°C gehalten. Eine Simulation von TILMES et al. (2016) zeigt, dass dabei Schwefelinjektionen für eine Dauer von 160 Jahren, mit einer in diesem Modell simulierten maximalen Menge von bis zu 16 Tg(SO_2) pro Jahr nötig wären, um einen Anstieg der globalen Mitteltemperatur der Erde auf über 2°C zu verhindern. Die CO_2 Abnahme nach 2040 ist in diesem Szenario sehr stark, so dass

nach ca. 50 Jahren die Schwefelemissionen langsam verringert werden könnten. Die Maßnahmen müssten aber noch mehr als 100 Jahre weiter durchgeführt werden bis die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre ausreichend reduziert wäre, um SAI-Maßnahmen auslaufen lassen zu können (NIEMEIER & TILMES 2017). Ohne SAI würde die Temperatur in der Studie um bis zu 3°C ansteigen. 16 Tg(SO_2)/Jahr entspricht etwa der Schwefelmenge einer Pinatuboeruption pro Jahr. Die Studie lässt offen, ob CDR in dem benötigten Ausmaß machbar wäre. Derzeit ist CDR technisch noch nicht so weit entwickelt, dass größere Mengen CO_2 aus der Atmosphäre herausgeholt werden könnten.

Natürlich wird versucht, die Modelle mit Messdaten zu vergleichen. SAI wird nicht in der Natur getestet, aber das natürliche Analogon, der Vulkanausbruch, ermöglicht es, die Entwicklung und den Transport von Sulfataerosolen zu beobachten (siehe Kap. 5.3). Allerdings gibt es nur wenige Messungen, denn Vulkanausbrüche, die stark genug sind, um größere Mengen Schwefel in die Stratosphäre zu bringen, sind selten. Der letzten große Eruption, die des Pinatubo auf den Philippinen am 15. Juni 1991, folgte eine etwas kleinere des Cerro Hudson in Chile Anfang August 1991. Dadurch lässt sich in Satellitenmessungen die Herkunft des Sulfates in der Südhemisphäre nur schwer auf eine der beiden Eruptionen zurückführen. Diese Situation lässt viel Spielraum für die Interpretation von Modellergebnissen. Viele Modelle simulieren einen sehr viel stärkeren Transport in die Nordhemisphäre als beobachtet wurde. Häufig wird der Unterschied mit der Eruption des Cerro Hudson begründet. QUAGLIA et al (2023) zeigt in ihrer Modellvergleichsstudie jedoch, dass das Schwefelaerosol welches nach der Pinatuboeruption in der Südhemisphäre beobachtet wurde, voraussichtlich vorwiegend vom Pinatubo stammt. Die Gründe für den abweichend simulierten Transport können nur vermutet werden und müssten in einer systematischen Modellstudie genauer untersucht werden. Kleinere Vulkaneruptionen sind etwas häufiger. Dabei wird aber nur eine kleine Menge Schwefel in die untersten Schichten der Stratosphäre eingebracht. Dessen Lebenszeit beträgt nur wenige Monate.

Von kleineren SAI Experimenten in der Natur wären keine Messdaten zu erwarten, anhand derer der Transport der Aerosole und der Klimawirkung in Klimamodellen ausreichend gut evaluiert werden könnte. Um in einem realen SAI Experiment signifikante Ergebnisse zu erhalten, müsste die Injektionsrate quasi einer echten Anwendung entsprechen. Zudem ist die Variabilität des Klimas so groß, dass die Klimaauswirkungen nicht zu erkennen wären. Ein Experiment

mit ausreichender Injektionsrate wäre ethisch allerdings schwer zu begründen, denn es entspräche einem SAI-Einsatz. Der Klimaeinfluss einer Injektion lässt sich daher nur mit Simulationsrechnungen von Erdsystemmodellen ermitteln. Daher ist es wichtig, diese Modelle weiter zu entwickeln, weitere wichtige Prozesse zu integrieren und mit Messungen zu überprüfen. Dieses geht nur mit Beobachtungen der Erdatmosphäre, z.B. mit Satellitenmessungen. Die nötigen Messinstrumente würden auch hochwertige Messungen im Falle einer Vulkaneruption ermöglichen.

Ozon

Den Einfluss von SAI auf die stratosphärische Ozonschicht zu simulieren ist sehr rechenzeitaufwändig, denn es erfordert ein Modell, das zusätzlich zur Aerosolmikrophysik auch Reaktionen der Atmosphärenchemie berechnet. Es gibt weltweit nur wenige globale Zirkulationsmodelle mit der entsprechenden Komplexität. Daher ist die Anzahl der bisher durchgeführten Simulationen und Studien recht begrenzt. Dennoch sind einige robuste Aussagen zu Auswirkungen von SAI auf Ozon möglich, wie sie detailliert in Kap. 6 des Ozonberichtes 2022 der Weltmeteorologieorganisation (HAYWOOD et al. 2022) aufgeführt werden. Die Einflüsse von SAI auf Ozon werden besonders durch drei Prozesse bestimmt (HAYWOOD et al. 2022; WEISENSTEIN et al. 2021): 1) Vergrößerung der in der Stratosphäre vorhandenen Aerosoloberfläche, 2) stratosphärische Halogen- und Stickrogenkonzentrationen und 3) Erwärmung der unteren Stratosphäre durch Absorption terrestrischer Strahlung.

Das künstliche Einbringen von Schwefel in die Stratosphäre vergrößert dort die Aerosoloberfläche der Schwefelaerosole gegenüber einer Stratosphäre ohne SAI-Aerosole. Dadurch ist mehr Aerosoloberfläche für die heterogenen Reaktionen vorhanden, die den Ozonabbau bewirken. Dieses ist ein sehr grundsätzlicher Eingriff in die Ozonchemie durch SAI.

Die Auswirkungen von SAI auf Ozon sind an den Polen und in den Tropen sehr verschieden. Die Sulfataerosole führen im Frühjahr über der Antarktis zu einem Ozonabbau, da an der vergrößerten Aerosoloberfläche mehr Ozon abgebaut werden kann. WEISENSTEIN et al. (2022) zeigen daher besonders über der Antarktis unter SAI niedrigere Ozonwerte. In der unteren Stratosphäre ist der primäre Mechanismus des Ozonabbaus die N_2O_5 -Hydrolyse und die daraus resultierende Bildung von Salpetersäure (HNO_3), was den Ozonabbau durch NO_x -Zyklen verringert und durch ClO_x - und HO_x -Zyklen erhöht. Zudem wird Chlor durch eine heterogene Reaktion auf der Oberfläche von stratosphärischen Sulfataerosolen aktiviert, was zu einem Groß-

teil des Ozonabbaus in den polaren Breiten beiträgt. Beide chemischen Pfade werden durch eine erhöhte Aerosolbelastung und folglich eine größere Aerosoloberfläche verstärkt.

Die Erwärmung der Aerosolschicht durch die Absorption terrestrischer Strahlung verändert die Ozonchemie in der Stratosphäre, aber auch die stratosphärische Dynamik. Diese Erwärmung durch Aerosole verstärkt den vertikalen und horizontalen Transport in der unteren Stratosphäre. Gleichzeitig wird die Dynamik des Polarwirbels verändert und dadurch verstärkt, was die Isolierung der Luftmassen im Inneren des Polarwirbels intensiviert, ein Prozess der zum Ozonabbau beiträgt. Da Ozon im Wesentlichen in der tropischen Stratosphäre gebildet wird, bewirkt der verstärkte vertikale Transport höhere Ozonkonzentrationen in den Tropen und der verstärkte Transport von den Tropen in die hohen Breiten einen allgemeinen Anstieg der Ozonkonzentrationen in mittleren bis hohen Breiten. Dieser stärkere Transport kann im Nordhemisphärenwinter den Ozonabbau ausgleichen. Es wurde daher in SAI-Modellstudien noch kein deutlicher Ozonverlust im winterlichen Polarwirbel der Arktis robust gezeigt.

Gesellschaftliche Konsequenzen von SAI

Neben der wissenschaftlichen Betrachtung möglicher Nebenwirkungen von SAI müssen auch Kosten und technische Machbarkeit bewertet werden. MORIYAMA et al. (2016) berechneten die Transportkosten für Schwefelmengen, die für 1°C Temperaturreduzierung benötigt würden, mit 20 Milliarden USS/Jahr und etwa 6.700 Flügen pro Tag. Dazu wäre die Entwicklung neuer Flugzeuge nötig, welche weiter in die Stratosphäre fliegen könnten als derzeitige Modelle. Mit derzeit vorhandenen Flugzeugen entstünden um den Faktor 10 höhere Transportkosten. Die Kosten für höhere Injektionsraten steigen überproportional, da die Effizienz der Abkühlung mit ansteigender Rate abnimmt (siehe oben). Zudem basiert diese Abschätzung auf sehr optimistischen Annahmen der Effizienz der Abkühlung durch Schwefelaerosole. In den meisten Modellstudien sind größere Mengen Schwefel nötig, um die entsprechende Abkühlung zu erreichen. Hinzu kämen Kosten für ein umfassendes Beobachtungssystem mit Satelliten und Bodenmessungen, um z.B. die Sulfatverteilung, Auswirkungen auf andere chemische Spezies, wie Ozon, und das Klima zu überwachen. Mit intensiven Modellstudien müsste die benötigte Sulfatmenge ermittelt werden. Weitere Kosten entstünden durch Kompensationsleistungen für mögliche Nebenwirkungen. Daher wären die Kosten von SAI erheblich höher als nur die reinen Transportkosten.

Dennoch wäre es derzeit für eine Einzelperson, Firma oder Staat möglich SAM anzuwenden, ohne dass diese sich um die Folgen und Nebenwirkungen Gedanken machen müssten. Ein aktuelles Beispiel wäre die Möglichkeit, SAI als Kompensation für CO₂ Emissionen anzubieten. Durch SAI würde aber nicht ein CO₂-Molekül weniger emittiert. Im Gegenteil, die Ausbringung erzeugt CO₂ Emissionen und gleichzeitig würden die Klima Auswirkungen des CO₂ unkontrolliert überdeckt.

SAI könnte politische Krisen auslösen, bis hin zu möglichen Kriegen, wenn negative Auswirkungen, sei es Dürre oder Überflutung, dem Verursacher zur Last gelegt würden. Dabei wäre der direkte Zusammenhang mit SAI nur extrem schwer nachzuweisen. Daher ist weitere Forschung zu diesem Thema notwendig. Außerdem ist es dringend geboten, internationale Vereinbarungen und Regeln zu einer Anwendung von SAI zu beschließen, wie das Beispiel eines möglichen Start-up-Unternehmens zeigt. Dies ist insbesondere deswegen der Fall, weil die regionalen Präferenzen sehr unterschiedlich sind. So würden sich Länder in niederen Breiten voraussichtlich starke Abkühlung wünschen, solche in hohen Breiten dagegen weniger.

Eingriffe in den Strahlungshaushalt der Erde, wie z.B. SAI, dürfen nur als eine Notmaßnahme zur Absicherung katastrophaler Folgen der Klimaerwärmung gesehen werden. Einen Ersatz für Emissionsreduzierungen oder Anstrengungen, der Atmosphäre CO₂ zu entziehen, dürfen diese Maßnahmen nicht sein. Sie können nur Folgen abmildern, aber die Ursachen nicht bekämpfen, und mit jeder zusätzlichen Tonne Kohlenstoff in der Atmosphäre müsste mehr SAI durchgeführt werden. SAI würde auch nicht anderen Folgen der hohen Kohlenstoffkonzentration entgegenwirken. Die Versauerung der Ozeane und dadurch bedingte Auswirkungen würden weiter zunehmen. Zudem ergäbe ein plötzlicher Abbruch von SAI eine sehr schnelle Temperaturerhöhung. Daher ist SAI ohne Emissionsminderungen der Treibhausgase nicht denkbar. Es ist sehr viel vernünftiger und sicherer CO₂ Emissionen zu verringern, statt zu versuchen die Folgen nachträglich zu beheben.

Literatur

- CRUTZEN, P. J. (2006): Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma?, *Clim Change*, 77, 211-219.
- CURRY, C. L., J. SILLMANN, D. BRONAUGH, K. ALTERSKJÆR et al. (2014): A multi-model examination of climate

- extremes in an idealized geoengineering experiment, *J. Geophys. Res.*, 119, 3900-3923, doi:10.1002/2013JD020648, 2014.
- HAYWOOD, J., S. TILMES, F. KEUTSCH, U. NIEMEIER et al. (2022): Stratospheric Aerosol Injection and its Potential Effect on the Stratospheric Ozone Layer. Chapter 6 in *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022*, GAW Report No. 278, 509 pp., WMO, Geneva.
- KRAVITZ, B., A. ROBOCK, S. TILMES, O. BOUCHER et al. (2015): The Geoengineering Model Intercomparison Project Phase 6 (GeoMIP6): Simulation design and preliminary results, *Geoscientific Model Development*, 8, 3379-3392, doi:10.5194/gmd-8-3379-2015.
- LEE, J.-Y., J. MAROTZKE, G. BALA, L. CAO et al. (2021): Future Global Climate: Scenario-Based Projections and Near-Term Information. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [MASSON-DELMOTTE, V., P. ZHAI, A. PIRANI, S.L. CONNORS et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 553-672, doi:10.1017/9781009157896.00.
- MORIYAMA, R., M. SUGIYAMA, A. KUROSAWA, K. MASUDA et al. (2016): The cost of stratospheric climate engineering revisited, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, pp. 1-22, doi: 10.1007/s11027-016-9723-, 2016.
- NIEMEIER, U. & S. TILMES (2017): Sulfur injections for a cooler planet, *Science*, 357, 246-248, doi: 10.1126/science.aan3317.
- NIEMEIER, U. & C. TIMMRECK (2015): What is the limit of climate engineering by stratospheric injection of SO₂?, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 9129-9141, doi: 10.5194/acp-15-9129-2015.
- QUAGLIA, I., C. TIMMRECK, U. NIEMEIER, D. VISIONI et al. (2023): Interactive stratospheric aerosol models' response to different amounts and altitudes of SO₂ injection during the 1991 Pinatubo eruption, *Atmos. Chem. Phys.*, 23, 921-948, doi.org/10.5194/acp-23-921-2023.
- TILMES, S., J. FASULLO, J.-F. LAMARQUE, D. MARSH et al. (2013): The Hydrologic Impact of Geoengineering in the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP), *J. Geophys. Res.*, 118 (19), 11,036-11,058, doi: 10.1002/jgrd.50868.
- TILMES, S., B. M. SANDERSON & B. C. O'NEILL (2016): Climate impacts of geoengineering in a delayed mitigation scenario, *Geophysical Research Letters*, 43, 8222-8229, doi: 10.1002/2016GL070122.
- VISIONI, D., B. KRAVITZ, A. ROBOCK, S. TILMES et al. (2022): Opinion: The Scientific and Community-Building Roles of the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP) - Past, Present, and Future, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/acp-2022-766>, in review.
- VISIONI, D., D. G. MACMARTIN, B. KRAVITZ, O. BOUCHER et al. (2021): Identifying the sources of uncertainty in climate model simulations of solar radiation modification with the G6sulfur and G6solar Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP) simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 21, 10039-10063, <https://doi.org/10.5194/acp-21-10039-2021>.
- WEISENSTEIN, D. K., D. VISIONI, H. FRANKE, U. NIEMEIER et al. (2022): An interactive stratospheric aerosol model intercomparison of solar geoengineering by stratospheric injection of SO₂ or accumulation-mode sulfuric acid aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 2955-2973, <https://doi.org/10.5194/acp-22-2955-2022>.

Kontakt:

Dr. Ulrike Niemeier
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
ulrike.niemeier@mpimet.mpg.de

NIEMEIER, U. (2023): Eine künstliche stratosphärische Schwefelschicht: Der einfache Ausweg aus dem Klimaproblem?. In: LOZÁN J. L., H. GRAßL, S.-W. BRECKLE, D. KASANG & M. QUANTE (Hrsg.). *Warnsignal Klima. S. 243-249. www.warnsignal-klima.de. DOI: 10.25592/warnsignal.klima.climate.engineering.37*