



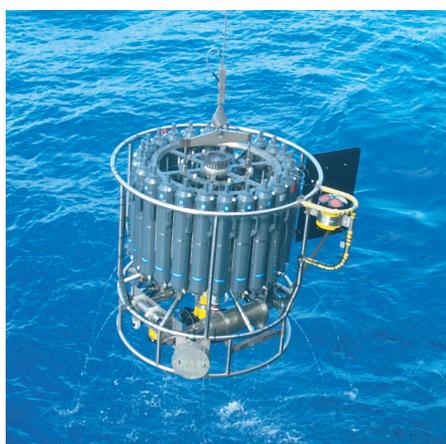
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Max Planck Institute for Meteorology



MAX-PLANCK-GESELLSCHAFT

Rauchpartikel in der Atmosphäre: Modellstudien am Beispiel indonesischer Brände

Bärbel Langmann



Berichte zur Erdsystemforschung

$\frac{18}{2006}$

Reports on Earth System Science

Hinweis

Die Berichte zur Erdsystemforschung werden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg in unregelmäßiger Abfolge herausgegeben.

Sie enthalten wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.

Die Beiträge geben nicht notwendigerweise die Auffassung des Instituts wieder.

Die "Berichte zur Erdsystemforschung" führen die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiter.

Notice

The Reports on Earth System Science are published by the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. They appear in irregular intervals.

They contain scientific and technical contributions, including Ph. D. theses.

The Reports do not necessarily reflect the opinion of the Institute.

The "Reports on Earth System Science" continue the former "Reports" and "Examensarbeiten" of the Max Planck Institute.



Anschrift / Address

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Deutschland

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Fax: +49-(0)40-4 11 73-298
Web: www.mpimet.mpg.de

Layout:

Bettina Diallo, PR & Grafik

Titelfotos:

vorne:

Christian Klepp - Jochem Marotzke - Christian Klepp

hinten:

Clotilde Dubois - Christian Klepp - Katsumasa Tanaka

Rauchpartikel in der Atmosphäre: Modellstudien am Beispiel indonesischer Brände

als Habilitationsschrift angenommen
vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

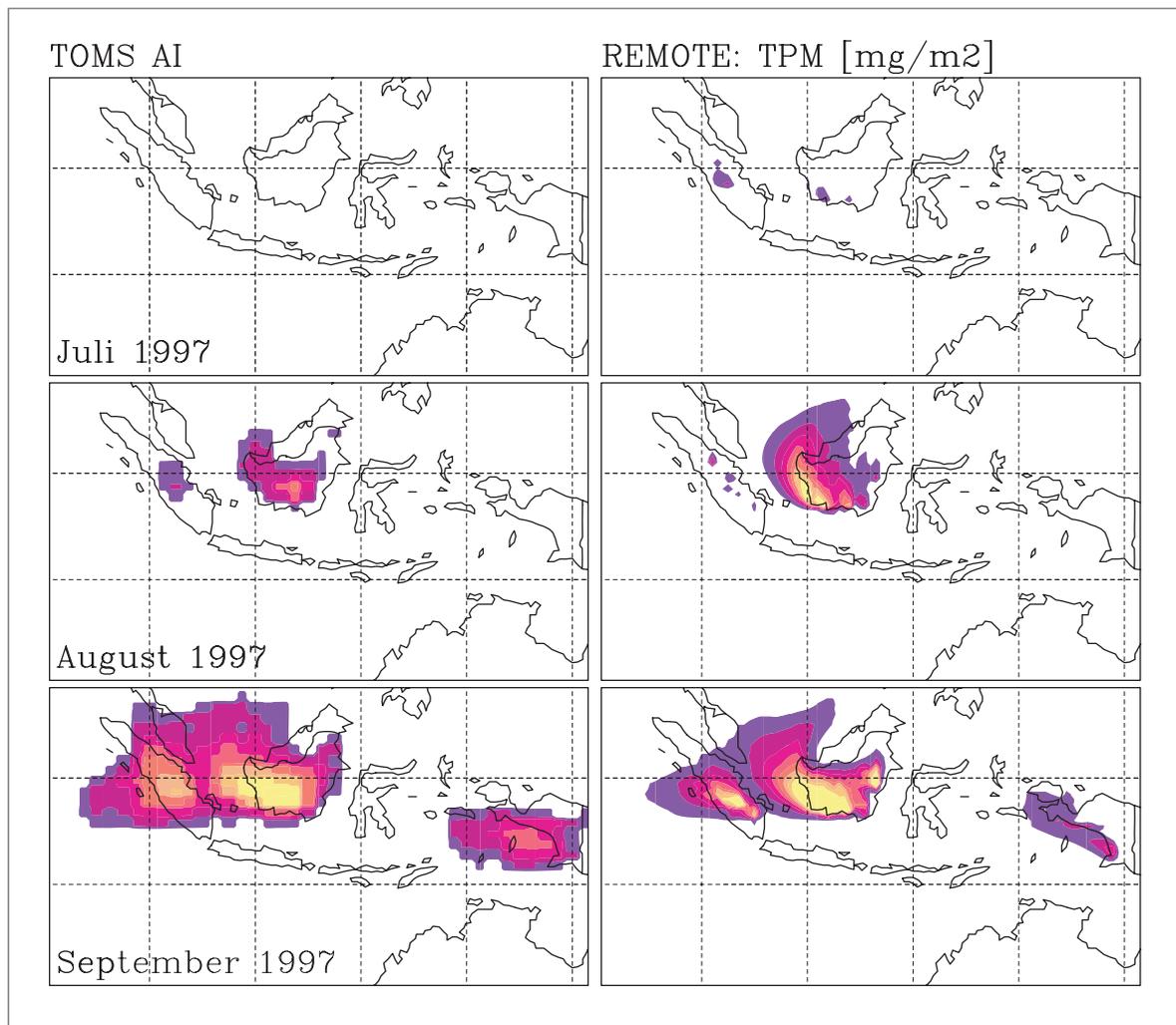
Bärbel Langmann

Hamburg 2006

Bärbel Langmann
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Germany

eingereicht im Januar 2005,
als Habilitationsschrift angenommen vom
Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
im November 2005

Rauchpartikel in der Atmosphäre: Modellstudien am Beispiel indonesischer Brände



Bärbel Langmann

Hamburg 2006

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
1.1 Motivation	3
1.2 Ziel und Aufbau der Arbeit	6
2. Hintergrundinformation zu Indonesien und Stand der Forschung	9
2.1 Geographie	9
2.2 Vulkanismus	10
2.3 Torfmoore	12
2.4 Klimatologie und El Niño Periode 1997/1998	14
2.5 Vegetations- und Torfmoorfeueremissionen	15
2.6 Charakterisierung von Brandprodukten	17
2.7 Ausbreitung von Brandprodukten in der Atmosphäre	19
2.8 Wechselwirkungen zwischen Rauchpartikeln und Wolken	20
3. Regionales Klima-Chemie-Modell	23
3.1 Spurenstofftransport	23
3.2 Betrachtete Spurenstoffe	25
3.3 Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen	26
3.4 Durchführung regionaler Modellsimulationen	28
3.5 Stärken und Grenzen regionaler Klima-Chemie-Modelle	29
4. Vulkanischer Einfluss auf indonesische Torfmoorgebiete	32
4.1 Vulkanischer Schwefel in indonesischen Torfmooren und Torfmoorfeuern ..	32
4.2 Diskussion	35
5. Abschätzung der Emissionen durch Vegetations- und Torfmoorfeuer	37
5.1 Oberflächenvegetation und Torfmoorgebiete	37
5.2 Zeitpunkt und geographische Lage der Feuer	38
5.3 Verbrannte Fläche	40
5.4 Berechnung der Emissionen	41
5.5 Diskussion	44
6. Modellrechnungen zur Ausbreitung der Rauchpartikel in der Atmosphäre .	46
6.1 Niederschlag	47
6.2 Windrichtung und Windgeschwindigkeit	50
6.3 Verteilung des Rauchs in der Atmosphäre	52
6.4 Rauch in bodennaher Luft	55
6.5 Rauchpartikelkonzentrationen an malaysischen Messstationen	57
6.6 Diskussion	60

7. Modellrechnungen zum Einfluss der Rauchpartikel auf Wolken, Strahlung und Niederschlag	62
7.1 Modellergebnisse	63
7.2 Vergleich mit Beobachtungsdaten	71
7.3 Sensitivitätsstudien	75
7.4 Diskussion	79
8. Ausblick	82
9. Zusammenfassung	86
10. Abkürzungsverzeichnis	87
11. Literaturverzeichnis	88

1. Einleitung

1.1 Motivation

Jedes Jahr während der Trockenzeit von Juni bis September werden in Indonesien bewaldete Landflächen zu Landumnutzungszwecken mittels Feuer gerodet (Olsen et al., 1999). Kleinbauern nutzen die sogenannte „slash- and burn“ Methode seit Hunderten von Jahren, um Landflächen freizulegen und landwirtschaftliche Produkte, zum großen Teil für den Eigenbedarf, anzubauen. Ihre Rodungsaktivitäten haben die tropischen Wälder in Indonesien nur zum Teil geschädigt: immerhin war bis 1950 noch mehr als 80 % der indonesischen Landfläche bewaldet (Hannibal, 1950).

Insbesondere in den letzten drei Jahrzehnten hat die Waldrodung in Indonesien drastisch zugenommen (Stibig et al., 2002). Das Bevölkerungswachstum ging mit der Expansion der Landwirtschaft einher. Staatliche Umsiedlungsprogramme, insbesondere von der stark besiedelten Insel Java ins wenig besiedelte Kalimantan, dem indonesischen Teil der Insel Borneo, führten zur Rodung gigantischer Waldflächen. Ein Beispiel ist das sogenannte Mega-Reis-Projekt (Boehm und Siegert, 2001) in Zentral Kalimantan, das 1995 von der indonesischen Regierung initiiert wurde. Dieses ambitionierte Projekt sollte 15000 Quadratkilometer (der Name „Mega“-Reis-Projekt ist auf die Angabe der Gebietsgröße in Hektar zurückzuführen) tropischen Torfmoorwald in eine riesige Reisplantage umwandeln. Nach dem Fällen der Bäume wurde auch hier die verbliebene Vegetation (kleinere Bäume, Sträucher, Baumstümpfe, Geäst) durch Brandrodung entfernt. Zur Drainierung und späteren Bewässerung des Torfmoorgebietes wurde ein Kanalnetz von mehr als 4000 km Länge angelegt. Verglichen mit den fruchtbaren vulkanischen Böden auf Java, ist der bis zu 10 m tiefe und saure Torfboden (Rieley et al., 1997) allerdings äußerst unfruchtbar, so dass das Gebiet des Mega-Reis-Projektes bis heute landwirtschaftlich nicht erfolgreich genutzt werden konnte. Eine weitere Bedrohung der tropischen Wälder Indonesiens geht von privatwirtschaftlichen Unternehmen aus, die großräumig mit der „slash- and burn“ Methode Waldflächen zu Kokosöl-, Aloe vera- und Gummipflanzungen umwandeln. Neben dieser von der Regierung durch Konzessionsvergabe legitimierten Rodung der Wälder wird zunehmend durch illegale Rodung Holz für die Tropenholzvermarktung und die Papierproduktion bereitgestellt (Stibig et al., 2002) – insbesondere aus Wäldern, die durch Straßen- und Kanalbau zugänglich gemacht wurden. Etwa die Hälfte der heute noch vorhandenen Wälder Indonesiens (1997: 1 Millionen Quadratkilometer) wird als anthropogen degradiert eingestuft (FWI/GFW, 2002). Die jährliche Waldverlustrate in Indonesien zählt zu den höchsten in tropischen Regionen (Archard et al., 2002). Damit ist auch die einzigartige Biodiversität dieses Ökosystems, wie z. B. Orang-Utans (Morrogh-Bernarda et al., 2003), ernsthaft bedroht.

In Indonesien ist Feuerlegung das einzige Mittel, um Landflächen mit vorhandener Vegetation anderen Landnutzungsformen zuzuführen (Stolle et al., 2003). Zunehmende Zerstörung der Wälder ist damit logisch verknüpft mit zunehmender Feuerhäufigkeit. Neben

den absichtlich gelegten Rodungsfeuern trägt die zunehmende Anfälligkeit der bereits geschädigten Wälder (Cochrane et al., 1999) zu der gestiegenen Anzahl an Feuerereignissen in Indonesien bei (Siegert et al., 2001). Im ursprünglichen Zustand sind die tropischen Wälder Indonesiens wenig feueranfällig, wohingegen die bereits geschädigten Wälder während der Trockenzeit schneller austrocknen, somit leichter entflammbar sind und die unkontrollierte Ausbreitung von Feuer fördern. Feuer in gerodeten und drainierten Gebieten ehemaliger Torfmoorwälder, wie z. B. dem Gebiet des Mega-Reis-Projektes, sind besonders gefährlich, da der Torf auch unterhalb der Oberfläche brennen kann und solche Feuer sehr schwer, bzw. zum Teil gar nicht gelöscht werden können.

Die in den letzten zwei Jahrzehnten aufgetretene Häufigkeit von El Niño Ereignissen (1982/83, 1987, 1991, 1994, 1997/98, 2002/03) hat in Indonesien zu wiederholten Dürreperioden geführt, die nicht nur durch deutlich weniger Niederschlag gekennzeichnet waren, sondern auch durch deutlich verlängerte Perioden der Trockenheit verglichen zur normalen Trockenzeit. Längere Dürreperioden erhöhen nicht nur die allgemeine Feueranfälligkeit der Vegetation und der Torfmoorböden und damit die Wahrscheinlichkeit des Auftretens unkontrollierter Feuer. Sie ermöglichen auch mehr Landrodungsaktivitäten (Goldammer und Price, 1998).

Die Vegetations- und Torfmoorbrände in Indonesien setzen hohe Konzentrationen an Spurengasen und Partikeln frei, die in der Atmosphäre Rauch bilden. Insbesondere die Gebiete Indonesiens in der Nähe der Torfmoorgebiete in Kalimantan und Sumatra sind fast jedes Jahr betroffen. Die Nachbarländer Singapur, Malaysia, Thailand und Brunei registrieren hohe Schadstoffbelastungen durch Feuer in Indonesien nur, wenn während der Trockenzeit eine großräumige Ausbreitung der Rauchwolken auftritt.

Während des El Niño Ereignisses 1997 dauerte die Periode mit teils extrem hoher Partikelbelastung in Indonesien und den angrenzenden Ländern von August bis November. Die Rauchwolke bedeckte zeitweise eine Fläche von bis zu 10 Millionen Quadratkilometer von der Ostküste Indiens bis in den Pazifik, östlich von Neuguinea (Nakajima et al., 1999). Der ausbleibende Niederschlag und die großräumigen Absinkbewegungen in der Atmosphäre begünstigten die Anreicherung und Ausbreitung der Rauchpartikel in der planetaren Grenzschicht. Als Folge nahm die Luftqualität erheblich ab. In Palankaraya auf Borneo und Jambi auf Sumatra, beide nahe der 1997 brennenden Torfmoorgebiete gelegen, wurden bis zu $4000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ Gesamtpartikel-Konzentrationen gemessen, die den indonesischen Luftqualitätsstandard um einen Faktor 15 übersteigen (Heil und Goldammer, 2001). Auch in Kuching in Sarawak in Lee der Hauptbrandgebiete gelegen, wurden Partikelkonzentrationen vom 5 bis 20fachen der normalen Konzentrationen gemessen.

Die Rauchperiode 1997 stellte eine akute gesundheitliche Gefährdung für die Bevölkerung dar. Die häufigsten Symptome waren Atemwegsbeschwerden bis hin zum Asthma, Augen-

und Hautirritationen (Brauer, 1997). Chronische Atemwegserkrankungen wie Bronchitis können zu den langzeitlichen gesundheitlichen Beschwerden zählen (Schwartz, 1993).

Die hohe Rauchbelastung führte auch zu einer dramatischen Abnahme der Sichtweite mit weitreichenden wirtschaftlichen Folgen für Indonesien, Singapur und Malaysia. Die Mobilität zu Land, zu Luft und per Schiff war stark eingeschränkt und schwerwiegende Unfälle wurden registriert (Simons, 1998). Die industrielle Produktion und der Fischfang gingen drastisch zurück. Der Tourismus blieb aus. Sowohl die Dürre als auch die reduzierte photoaktive Strahlung führte zu erheblichen Ernteaussfällen. In einigen Regionen Indonesiens litt die Bevölkerung unter Hunger. Eine grobe Abschätzung der ökonomischen Verluste aufgrund der indonesischen Feuer- und Rauchsituation 1997 ergab 3,5 Milliarden US Dollar (Tacconi, 2003).

Auch das Absterben von Korallenriffen im indischen Ozean westlich von Sumatra Ende 1997 wurde auf die indonesischen Feuer zurückgeführt (Abram et al., 2003). Ausgelöst durch den Rauchpartikeleintrag mit dem Niederschlag stieg aufgrund der darin enthaltenen Nährstoffe (wie Eisen) die Phytoplanktonproduktion und zog eine starke Reduktion des Sauerstoffgehalts des Wassers nach sich.

Die Spurenstoffe aus den Vegetations- und Torfmoorbränden in Indonesien beeinflussen auch das Klima mit regionalen und globalen Auswirkungen. Page et al. (2002) unterstrichen die Bedeutung von Torfmoorbränden in Indonesien für eine globale Klimaerwärmung. Torfmoore stellen im natürlichen Gleichgewichtszustand einen Speicher für atmosphärisches CO₂ dar. Durch Trockenlegung und insbesondere durch Feuer wird der zum Teil über Tausende von Jahren in den Torfmooren akkumulierte Kohlenstoff in Form von CO₂, CO, CH₄ und Partikeln in die Atmosphäre freigesetzt. Nach der Abschätzung von Page et al. (2002) haben die Brände in den indonesischen Torfmoorgebieten im Jahr 1997 mit 13-40 % zur mittleren jährlichen globalen Kohlenstoffemissionen durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe beigetragen. Neben der Erwärmung der Erdatmosphäre wird durch die Spurengasemissionen der Vegetations- und Torfmoorfeuer die Oxidationskapazität der Atmosphäre beeinflusst (Crutzen und Andreae, 1990). Die Partikelemissionen der Feuer führen insbesondere zu direkten (Streuung und Absorption solarer und terrestrischer Strahlung) (Podgorny et al., 2003, Hoyninen-Huene et al., 1999, Nakajima et al., 1999) und indirekten (Einfluss auf wolkenmikrophysikalische Prozesse) Veränderungen der Strahlungsbilanz der Atmosphäre (Rosenfeld und Lenzky, 1998; Rosenfeld, 1999). Der direkte Aerosoleffekt ist abhängig von der chemischen Zusammensetzung, der Hygroskopizität und der Größenverteilung, die zusammen die optischen Eigenschaften der Partikel bestimmen. Die indirekten Aerosoleffekte führen zu mehr und kleineren Wolkentropfen, wenn mehr Partikel verfügbar sind, die als Wolkenkondensationskerne dienen. Dadurch werden Wolkenalbedo, Wolkenlebensdauer und Niederschlagsbildung beeinflusst. In den Tropen ist die Veränderung der Niederschlagsbildung in hochreichenden konvektiven Wolken von besonderer Bedeutung, da

die Freisetzung latenter Wärme durch Kondensation oder Gefrieren von Wasserdampf bzw. Wolkenwasser die wichtigste Quelle für verfügbare potentielle Energie in der freien Troposphäre darstellt, die die globale Zirkulation treibt (Nobor et al., 2003). Lokal können die indirekten Aerosoleffekte in Feuernähe eine Unterdrückung des Niederschlags bewirken und damit zu einer Verschärfung der Brand- und Rauchsituation führen, da weder die Feuer durch Niederschlag gelöscht werden noch der Rauch mit dem Niederschlag durch nasse Deposition aus der Atmosphäre entfernt wird. Durch die erhöhte in der Atmosphäre verbleibende Feuchte ist das Potential für stärkeren Niederschlag erhöht, was Überflutungen und Erosionen nach sich ziehen kann.

Die Rauchepisode im Jahr 1997 über Südostasien hat weltweit starkes öffentliches Aufsehen erregt. Wiederholt wurde über die katastrophale Lage in den Medien berichtet. Aber schon die Rauchepisode im Frühjahr 1998, die sich auf Borneo beschränkte, dort aber zu einer starken Verringerung der Luftqualität führte, wurde in den Medien nicht thematisiert. Auch in den Jahren seit 1998 bis heute traten jedes Jahr neben den Landrodungsfeuern zum Teil unkontrollierte Wildfeuer in Indonesien auf (Tacconi, 2003), insbesondere in den durch Drainierung und Öffnung sehr feueranfälligen Torfmoorgebieten (Aldhous, 2004). Die Feuerrodung und Rauchentwicklung wird durch die heutige Landnutzungs- und Landumnutzungspolitik Indonesiens nicht vermindert oder gar verhindert. Die existierenden Bestimmungen zum Schutz des Waldes und zur Feuerverhütung werden durch Korruption und die Umgehung von Gesetzen nicht eingehalten (Schindler, 2000). Solange keine fundamentalen Veränderungen der politischen, wirtschaftlichen und sozialen Verhältnisse in Indonesien stattfinden, ist es lediglich der jährlich wiederkehrende nördliche Monsunregen, der die mit der Trockenzeit verbundene Feuer- und Rauchperiode in Indonesien beendet.

1.2 Ziel und Aufbau der Arbeit

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, am Beispiel der Vegetations- und Torfmoorbrände in Indonesien in den Jahren 1997/1998, die Wirkung von Rauchpartikeln in der Atmosphäre zu erfassen und darzustellen. Die Zusammenhänge zwischen Feueremissionen, länderübergreifender Luftverschmutzung und dem Einfluss der Rauchpartikel auf Wetter und Klima werden mit einem numerischen Klima-Chemie-Modell untersucht. Numerische Atmosphären-Chemie-Modellsimulationen produzieren räumlich und zeitlich vollständige Datensätze, beispielsweise der Schadstoffkonzentrationen, die im Vergleich mit räumlich und zeitlich lückenhaften Beobachtungsdatensätzen die Interpretation einzelner Prozesse, z. B. Emission, Transport, Umwandlung und Deposition, und deren Zusammenwirken auch mit physikalischen Prozessen ermöglichen. Ein numerisches Klima-Chemie-Modell stand bisher in Indonesien nicht zu Verfügung, ist dort aber von besonderem Interesse, da kein landesweites und kontinuierlich arbeitendes Messnetzwerk existiert. Informationen über Feuerereignisse, Rauchverteilung und Niederschlag beruhen zum großen Teil auf Satellitendaten. Die in dieser Arbeit vorgestellten Modellrechnungen bilden die Grundlage für

weitere Untersuchungen in Indonesien, die zur Zeit im Rahmen eines Kooperationsprojekts mit Indonesien (INSIDE: Indonesian Smoke induced by Drought Episodes, http://www.mpimet.mpg.de/~langmann.baerbel/INSIDE/index1_web.html) von der Europäischen Union gefördert werden. Im Vergleich zu anderen Abschätzungsmaßnahmen wie z. B. dem Aufbau eines landesweiten Messnetzwerks, stellt ein numerisches Klima-Chemie-Modell 1) ein sehr kostengünstiges Werkzeug dar; 2) es kann vergangene Wettersituationen reproduzieren und das prozessorientierte Verständnis der Situation vertiefen; 3) es kann virtuelle, extreme Ereignisse berechnen, ohne dabei die Umwelt zu schädigen; 4) es kann zur Abschätzung der Auswirkungen zukünftiger Ereignisse eingesetzt werden. Ein numerisches Klima-Chemie-Modell liefert allerdings aufgrund der vielen Vereinfachungen des Modells nicht unbedingt ein perfektes Abbild der realen Atmosphäre. Die Bewertung der Stärken und Schwächen eines solchen Modells muss immer wieder im Vergleich mit Messdaten, z. B. von Feldexperimenten oder von Satelliten, erfolgen. Nur so lassen sich vorhandene Defizite des Modells erkennen und verbessern.

Nach den einleitenden Bemerkungen zur ökologischen, gesellschaftlichen und klimatischen Relevanz der Feuer- und Rauchentwicklung in Indonesien in Kapitel 1.1, werden in den Kapiteln 2.1 bis 2.4 Hintergrundinformationen zu Indonesien gegeben. Der Stand der Forschung bezüglich der Feueremissionen und der Rauchwirkungen wird in den Kapiteln 2.5 bis 2.8 geschildert. In Kapitel 3 wird das für die Modellrechnungen entwickelte und eingesetzte regionale Klima-Chemie-Modell REMOTE vorgestellt. In Kapitel 4 wird die Hypothese der Wiederfreisetzung vulkanischer Spurenstoffe durch Torfmoorbrände in Indonesien überprüft. Die Berechnung der Spurenstoffemissionen aus den Vegetations- und Torfmoorbränden in Indonesien für die El Niño Periode 1997/1998 wird in Kapitel 5 geschildert. Um die Unsicherheiten abschätzen zu können, wird ein Minimal- und Maximalemissionsinventar für die in Kapitel 6 beschriebenen Modellrechnungen bereitgestellt. Die Qualität der Modellergebnisse und der Emissionsinventare wird in Kapitel 6 im Vergleich mit Messdatensätzen bewertet. In Kapitel 7 wird der Einfluss der Rauchpartikel auf Wolken, Strahlung und Niederschlagsbildung, insbesondere in den rauchbelasteten Regionen Indonesiens, untersucht. Die Arbeit schließt mit einem Ausblick in Kapitel 8.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse fassen eine spezielle Untersuchung mit dem Klima-Chemie-Modell REMOTE zusammen, die von der Autorin in den zurückliegenden zweieinhalb Jahren durchgeführt wurde, aufbauend auf den vorangegangenen Arbeiten der Autorin. Die begutachteten Veröffentlichungen der Autorin sind der Habilitationsschrift separat beigelegt. Die hier aufgeführten Publikationen der Autorin, geordnet nach Veröffentlichungsdatum, bilden in weiten Abschnitten die Basis der hier vorgestellten Arbeit:

- Heil, A. B. Langmann und E. Aldrian, Indonesian peat and vegetation fire emissions: Factors influencing large-scale smoke-haze dispersion, accepted for publication in *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 2004.

- Langmann, B. und A. Heil, Release and dispersion of vegetation and peat fire emissions in the atmosphere over Indonesia 1997/1998, *Atmos. Chem. Phys.* 4, 2145-2160, 2004.
- Heil, A. and B. Langmann, Influence of Indonesian vegetation and peat fire emissions on ambient particle concentration in the Southeast Asia region, *J. Aerosol Science* 35, Suppl. 1, 619-620, 2004.
- Langmann, B. and A. Heil, Smoke haze from peat fires in Indonesia, *Proceedings of the 12th International Peat Congress: Wise Use of Peatlands*, Tampere, Finland, 6-11 June 2004, ed. J. Päivänen, 673-678, 2004.
- Heil, A. and B. Langmann, Atmospheric implications of Indonesian peat fires, *IMCG Newsletter* 3, 26-30, 2003.
- Langmann, B., H.-F. Graf and A. Heil, Smoke particles from peat fires in Indonesia 1997/1998: A model study, *J. Aerosol Science* 34, Suppl. 1, 608-610, 2003.
- Langmann, B. und H.-F. Graf, Indonesian smoke aerosols from peat fires and the contribution from volcanic sulfur emissions, *Geophys. Res. Lett.* 30 (11), 1547, doi: 10.1029/2002GL016646, 2003.
- Langmann, B., S. E. Bauer und I. Bey, The influence of the global photochemical composition of the troposphere on European summer smog, Part I: Application of a global to mesoscale model chain, *J. Geophys. Res.* 108 (D4), 4146, doi: 10.1029/2002JD002072, 2003.
- Langmann, B. und S. E. Bauer, On the importance of reliable initial and boundary concentrations of ozone for regional scale air pollution modelling, *J. Atm. Chem.* 42, 71-90, 2002.
- Langmann, B. and S. E. Bauer, Evaluation of photochemical simulations over Europe with the regional atmosphere-chemistry model REMO during the summer season of 1994, *Proceedings of the third GLOREAM workshop*, Ischia (Naples), Italy, September 1999, eds. G. Barone, P. J. Builtjes, G. Giunta, *Annali, Facolta di Scienze Nautiche, Istituto Universitario Navale Napoli*, 55-65, 2000.
- Langmann, B., Numerical modelling of regional scale transport and photochemistry directly together with meteorological processes, *Atmos. Environ.* 34, 3585-3598, 2000.
- Langmann, B., D. Jacob and R. Podzun, Development and application of a global to local model hierarchy for the determination of chemical processes in the troposphere, in: *Air Pollution Modelling and its Application XII*, eds. S.-E. Gryning and N. Chaumerliac, Plenum Press, New York, 489-498, 1998.
- Graf, H.-F., J. Feichter and B. Langmann, Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution, *J. Geophys. Res.* 102, 10727-10738, 1997.
- Langmann, B. and H.-F. Graf, The chemistry of the polluted atmosphere over Europe: Simulations and sensitivity studies with a regional Chemistry-Transport-Model, *Atmos. Environ.* 31, 3239-3257, 1997.
- Langmann, B. and H.-F. Graf, Another meteorological driver (HIRHAM) for the EURAD Chemistry-Transport-Model (CTM): Validation and sensitivity studies with the coupled

system, in: Transport and chemical transformation of pollutants in the troposphere, Vol 7: Tropospheric Modelling and Emission Estimation, eds. A. Ebel, R. Friedrich and H. Rodhe, Springer, Heidelberg, 20-25, 1997.

2. Hintergrundinformationen zu Indonesien und Stand der Forschung

2.1 Geographie

Indonesien erstreckt sich um den Äquator zwischen 10 Grad nördlicher und südlicher Breite und zwischen 90 und 140 Grad östlicher geographischer Länge (Abb. 2.1). Die Landfläche Indonesiens beträgt etwa 1,9 Millionen Quadratkilometer und verteilt sich auf mehr als 13000 Inseln (Eberlein, 1996). Die größten Landflächen sind Kalimantan (540000 km²), Sumatra (480000 km²), Irian Jaya (420000 km²), Sulawesi (190000 km²) und Java (135000 km²). Die Topographie Indonesiens ist äußerst komplex: Gebirgszüge mit über 3000 m hohen Gipfeln erstrecken sich beispielsweise entlang der Westküste Sumatras. Der höchste Berg Indonesiens, Puncak Jaya in Irian Jaya misst über 5000 m. Mehr als 60 % der indonesischen Bevölkerung (Gesamtbevölkerung etwa 200 Millionen Menschen) lebt auf Java, weitere 20 % auf Sumatra, etwa 7 % auf Sulawesi, 5% in Kalimantan und nur 1 % in Irian Jaya (Eberlein, 1996).



Abb. 2.1: Geographische Lage Indonesiens in hellbeige mit den umliegenden Staaten in braun (<http://www.cia.gov/cia/publications/factbook>).

2.2 Vulkanismus

Auf den indonesischen Inseln sind insgesamt 149 Vulkane bekannt. Abbildung 2.2 zeigt die geographische Lage der 65 Vulkane Indonesiens, die seit 1900 aktiv waren (Simkin und Siebert, 1994). Der Vulkanismus des Sundabogens, der sich über 3000 km vom Nordwesten Sumatras bis zur Bandasee erstreckt, wird durch die Subduktion der Australischen Platte unter die Eurasische Platte hervorgerufen (Lee und Lawver, 1995). Hier befinden sich 76 % der Vulkane Indonesiens. Im Nordwesten, auf den Andaman Inseln wird der basaltische Vulkanismus durch kleine Spannungszentren erzeugt. Die Vulkane des Bandabogens werden durch die Verschiebung der pazifischen Ozeanplatte nach Westen unter die Eurasische Platte verursacht. Nördlich des Bandabogens nimmt die tektonische Komplexität zu. Die Subduktionszonen sind hier hauptsächlich in Nord-Süd-Richtung orientiert und bringen die Sulawesi-Sangihe Vulkane im Westen und die Halmahera Vulkane im Osten der Kollisionszone hervor. Insgesamt befinden sich in dieser Region etwa 20 % der Vulkane Indonesiens.

In vielen Statistiken der Vulkanaktivitäten zählt Indonesien weltweit zu den Spitzenreitern (Simkin und Siebert, 1994). Die größte Anzahl historisch aktiver Vulkane befindet sich in Indonesien. Die Anzahl datierter Eruptionen wird nur von Japan überschritten. Weltweit fanden in Indonesien die meisten Eruptionen mit Todesfällen, Schlammlawinen, Tsunamis, Lavaaustritten und pyroklastischen Flüssen statt. Durch ein Seebeben westlich Sumatras wurden am 26.12.2004 Tsunamis ausgelöst, die allein auf Sumatra über 100000 Todesopfer forderten.

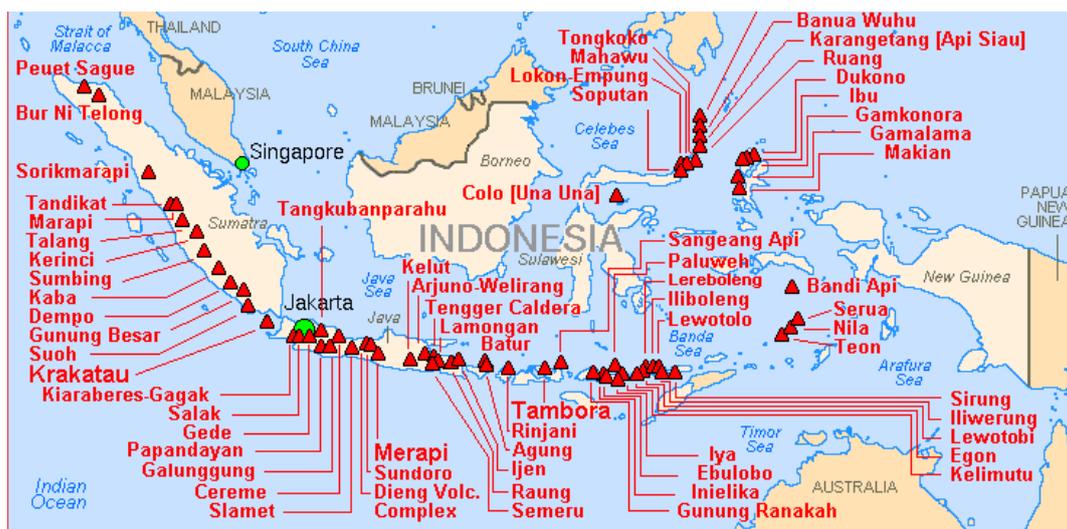


Abb. 2.2: Geographische Lage der seit dem Jahr 1900 aktiven Vulkane in Indonesien nach Simkin und Siebert (1994).

Immer wieder treten in Indonesien explosive Vulkanausbrüche mit hochreichenden Eruptionswolken bestehend aus Magmen, Aschen und Gasen auf, die zum Teil bis in die Stratosphäre reichen. Dramatische Beispiele sind die explosiven Eruptionen des Tambora (1816), des Krakatau (1883) und des Agung (1963). Daneben kommt es jedes Jahr zu vielen schwächeren Eruptionen. Zusätzlich emittieren viele Vulkane seit Jahrtausenden während ihrer nicht-explosiven Phase beständig in die Troposphäre. Schwefel-, Chlor- und Kaliumverbindungen sowie Schwermetalle sind typische Bestandteile der permanenten Entgasung der Inselbogenvulkane in und um Indonesien (Nho et al., 1996). Allerdings stehen nur von wenigen Vulkanen und nur für kurze Zeiträume Beobachtungsdaten der Emissionen zu Verfügung. Ein Beispiel sind die SO₂-Emissionen des Vulkans Merapi auf Java, der zu den aktivsten und am häufigsten untersuchten Vulkanen der Region zählt (Abb. 2.3). Diese Daten zeigen, dass die Entgasung einer einzelnen vulkanischen Quelle starken täglichen Schwankungen unterliegt und von etwa 20 bis zu 400 Mg SO₂/Tag variieren kann. Halmer et al. (2002) schätzen die vulkanischen Schwefelemissionen in Indonesien auf 1,05 bis 1,30 Tg S/Jahr. Verglichen mit der globalen jährlichen vulkanischen Emission von 14 Tg S/Jahr, (Graf et al., 1997) liefern die indonesischen Vulkane einen Beitrag von etwa 10 %.

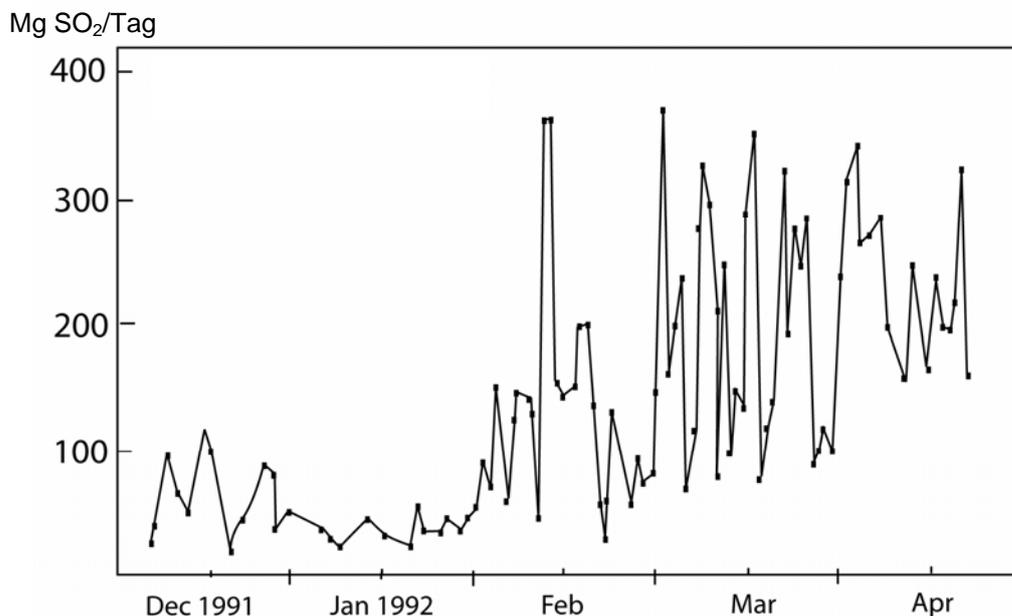


Abb. 2.3: Messungen der SO₂ Emission [Mg/Tag] des Vulkans Merapi auf Java in der Übergangsphase von stiller Entgasung zu erhöhter Aktivität (<http://rathbun.si.edu/gvp/world/region06/java/merapi/var.html>).

2.3 Torfmoore

Torfmoore entstehen durch unvollständige Zersetzung abgestorbener pflanzlicher Bestandteile, die Jahr für Jahr übereinander geschichtet werden. Eine wassergesättigte Umgebung und die Abwesenheit von Sauerstoff (anaerobe Bedingungen) sind Voraussetzungen für die Torfmoorbildung. Man unterscheidet minerogene Moore (Tiefmoore), die durch mineralhaltiges Grundwasser gespeist werden und ombrogene Moore (Hochmoore), die ausschließlich durch Niederschlagswasser versorgt werden, und deshalb einen geringen Nährstoffgehalt aufweisen. Die bei der partiellen Zersetzung pflanzlicher Bestandteile entstehenden organischen Säuren werden in Hochmooren aufgrund des geringen Nährstoffgehalts nicht abgepuffert. Diese sauren Bedingungen tragen zur weiteren Verminderung des Wachstums von Mikroorganismen bei und begünstigen damit zusätzlich die unvollständige Zersetzung pflanzlicher Bestandteile.

Die Bedeutung von Torfmooren beruht auf ihren Speichereigenschaften. Torfmoore besitzen die Fähigkeit, Wasser zu absorbieren und zu speichern und so das Potential für Überflutungen, bedingt durch Niederschlag oder Flusshochwasser, zu verringern. Durch die Akkumulation von organischem Material stellen Torfmoore einen wichtigen terrestrischen Kohlenstoffspeicher mit weltweit etwa 300 – 500 Pg C (Maltby und Immirzi, 1993) dar und damit im ungestörten Zustand eine Senke für atmosphärisches Kohlendioxid. Durch Störung des natürlichen Gleichgewichts, wie Verringerung des Grundwasserspiegels oder im schlimmsten Fall Feuer, wird der im Torf gebundene Kohlenstoff hauptsächlich in Form von CO₂, CO und CH₄ wieder an die Atmosphäre abgegeben. Auch die Torfernte und seine kontrollierte Verbrennung zur Energieproduktion trägt zur Erhöhung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre bei. Zu den Jahr für Jahr von Torfmooren eingelagerten pflanzlichen Bestandteilen zählen auch Pollen. Pollen sind mit einer stark resistenten äußeren Hülle ausgestattet, die sie extrem unanfällig macht z. B. gegenüber hohen Säure- oder Bakterienkonzentrationen, und zum Teil sogar gegenüber Feuer. Das Pollenaufkommen in verschiedenen Tiefen von Torfmooren erlaubt Rückschlüsse auf die historische Vegetation der Region (z. B. Kremenetski et al., 1999). Torfmoore stellen auch ein natürliches Archiv dar, das Rückschlüsse auf atmosphärische Spurenstoffkonzentrationen von z. B. Schwermetallen, radioaktiven Verbindungen oder auch Schwefelverbindungen aus anthropogenen und natürlichen Quellen zulässt. Die Spurenstoffe werden durch trockene und nasse Deposition in die Hochmoore eingebracht und chronologisch abgelagert. Spurenstoffe mit einer geringen Mobilität im Torf wie beispielsweise Blei, Aluminium, Barium und Schwefel (Kempfer, 1996) sind für die Analyse historischer Emissionen und atmosphärischer Konzentrationen besonders geeignet.

Im Gegensatz zu Torfmooren in gemäßigten und hohen Breiten der Nordhemisphäre, sind die Torfmoorgebiete Südasiens im natürlichen Zustand bewaldet (Abb. 2.4) (Rieley et al., 1995). Die primären Torfmoorwälder zählen zu den am wenigsten bekannten Ökosystemen der Welt und aufgrund ihrer Anfälligkeit gegenüber Störungen zu den gefährdeten (Page et

al., 1999). Für die Bildung des tropischen Torfs stehen hauptsächlich abgestorbene Bestandteile der Bäume zu Verfügung. Diese Torfmoore enthalten auch ganze Baumstämme.



Abb. 2.4: Sekundärer Torfmoorwald in Südsumatra. Während der Aufnahme wurde die Entnahme von Torfproben vorbereitet. Diese wurden während der EFEU Labormesskampagne am 25.9.2003 am MPI für Chemie verbrannt, um die dabei freigesetzten Partikel zu analysieren. (Photo: South Sumatra Forest Fire Management Project)

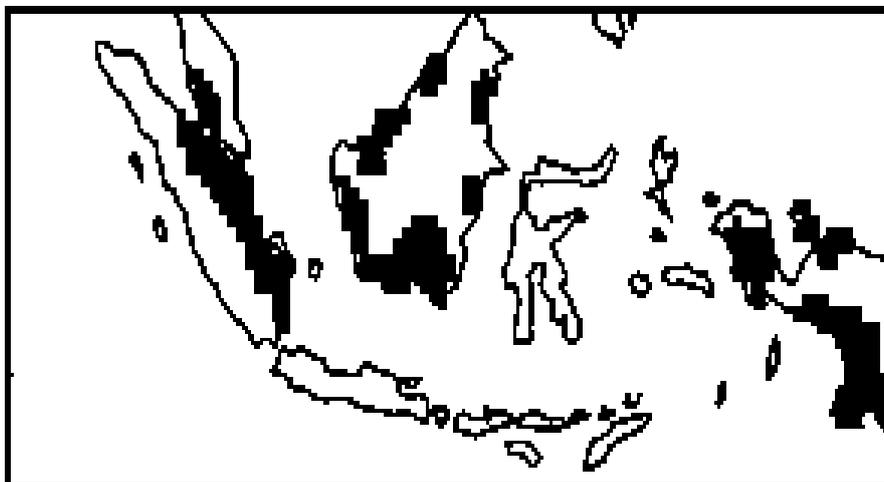


Abb. 2.5: Geographische Lage der Torfmoorgebiete Indonesiens und Malaysias.

Die geographische Lage der Torfmoorgebiete Indonesiens ist in Abbildung 2.5 basierend auf Landkarten von Nichol (1997) und dem Dierke Atlas (1980) schematisch dargestellt. Die gesamte Torfmoorfläche Indonesiens wird auf 170000 bis 270000 Quadratkilometer geschätzt (Maltby und Immirzi, 1993) und trägt damit 4 – 6 % zur weltweiten Fläche von Torfmooren bei. 75 % der indonesischen Torfmoorgebiete befinden sich auf Sumatra und Borneo, die

meisten im küstennahen Tiefland im Bereich von fünf Grad nördlicher und südlicher Breite um den Äquator (Shimada et al., 2001). Die ältesten Torfmoorgebiete Indonesiens sind vor mehr als 9000 Jahren entstanden (Rieley et al., 1997).

2.4 Klimatologie und El Niño Periode 1997/1998

Das tropische und feuchte Klima Indonesiens ist durch hohe Temperaturen, hohe Luftfeuchtigkeit, relativ konstanten Luftdruck und schwache Winde gekennzeichnet. Die Niederschlagsrate ist stark variabel in Raum und Zeit (Aldrian und Susanto, 2003). Im Verlauf eines Jahres erlebt Indonesien eine Regen- und eine Trockenzeit, hervorgerufen durch die vorherrschenden Monsunwindssysteme. In den Übergangphasen (September/Okttober und April/Mai) zwischen den beiden Hauptwindssystemen wehen relativ schwache Winde aus unterschiedlichen Richtungen. Während des Wintermonsuns von etwa November bis März, der Regenzeit, wehen die Nord-Ost-Passatwinde auf der Nordhalbkugel in Richtung des Äquators, wo sie aufgrund der Coriolis-Kraft auf Nord-West-Winde drehen. Der trockene Sommermonsun von etwa Juni bis September ist charakterisiert durch die Süd-Ost-Passatwinde auf der Südhalbkugel, die sich auf der Nordhemisphäre als Süd-West-Winde fortsetzen.

Während eines El Niño Ereignisses kommt es in Indonesien und Malaysia zu zusätzlicher Unterdrückung des Niederschlags. Während des stärksten El Niño Ereignisses des 20. Jahrhunderts in den Jahren 1997/1998 (McPhaden, 1999), war der Niederschlag drastisch vermindert. Das mittlere monatliche Niederschlagsdefizit belief sich auf 120 bis 150 mm (WMO, 1998), das jährliche Niederschlagsdefizit lag zwischen 1000 und 1500 mm (FAO, 1998). Verglichen mit Niederschlagsaufzeichnungen über einen Zeitraum von 48 Jahren, lag der Niederschlag von Juni bis September 1997 in weiten Teilen Indonesien unter der 10 Perzentil-Marke (Kirono et al., 1999).

Die numerische Modellierung des Klimas über Indonesien, insbesondere des Niederschlags, stellt eine hohe Herausforderung dar, da das Gebiet aufgrund der vielen Inseln eine sehr komplexe Land-See-Verteilung aufweist und zudem weltweit das Gebiet mit der höchsten konvektiven Aktivität repräsentiert. Neale und Slingo (2003) analysierten die Fähigkeiten eines globalen Zirkulationsmodells der Atmosphäre über Indonesien und zeigten, dass der berechnete Niederschlag mit abnehmender Gitterauflösung zunahm, weil viele Inseln nicht mehr als Landgitterpunkt auftraten. Aldrian (2003) führte eine erste umfassende Studie mit einem regionalen Klimamodell der Atmosphäre über Indonesien durch. Dieses Modell (REMO) ist auch das Basismodell für die in dieser Arbeit vorgestellten Modellstudien. Während das Modell die räumlichen Muster des monatlichen und saisonalen Niederschlags gut reproduzieren kann, überschätzt es den Niederschlag über dem Ozean. Eine signifikante Verbesserung der Ergebnisse konnte Aldrian (2003) durch die Anwendung eines gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modells mit variabler Meeresoberflächentemperatur erreichen.

2.5 Vegetations- und Torfmoorfeueremissionen

Globale Emissionsinventare von Vegetationsfeuern basierten bis Anfang 2000 auf klimatologischen Datensätzen mit grober räumlicher und zeitlicher Auflösung (z. B. Hao und Liu, 1994). Durch Skalierung mit von Satelliten aufgezeichneten Feuerereignissen wurde eine interannuale Variabilität in die klimatologischen Emissionsinventare eingeführt (z. B. Duncan et al., 2003a). Die heutige und zukünftige Bestimmung globaler Emissionen durch Vegetationsbrände verzichtet ganz auf klimatologische Annahmen, sondern berücksichtigt explizit die verbrannte Fläche und berechnet mit der Information über die Charakteristika der verbrannten Vegetation die Mengen an freigesetzten Spurenstoffen (z. B. Hölzemann et al., 2004). Dazu werden im letzten Schritt im Labor gemessene Emissionsfaktoren und Emissionsverhältnisse benutzt (z. B. Andreae und Merlet, 2001). Globale Emissionsinventare von Torfmoorfeuern stehen bis heute nicht zu Verfügung, da das Bewusstsein über die Bedeutung von Torfmoorfeuern für den globalen Spurenstoffkreislauf in der Atmosphäre erst langsam wächst.

	Verbrannte Gesamtfläche [km ²]	Verbrannte Torfmoorfläche [km ²]
Levine (1999) ¹⁾	45600	9120
ADB/Bappenas (1999)	96555	14580
Tacconi (2003)	116983	21240
Page et al. (2002) ²⁾	-	14500 (untere Abschätzung)
		24410 (mittlere Abschätzung)
		68047 (obere Abschätzung)

¹⁾ August bis Dezember 1997, nur Sumatra und Kalimantan

²⁾ nur 1997

Tab. 2.1: Abschätzungen der 1997/1998 in Indonesien verbrannten Flächen in km².

Für das Feuerereignis 1997/1998 in Indonesien wurden mehrere Abschätzungen der verbrannten Fläche (Tab. 2.1) und der freigesetzten Emissionen (Tab. 2.2) veröffentlicht. Eine erste Abschätzung wurde von Levine (1999) vorgestellt, allerdings nur für die Inseln Sumatra und Kalimantan und den Zeitraum der Hauptbrandperiode von August bis Dezember 1997. Die Studie von ADB/Bappenas (1999) bezieht sich auf eine Zusammenstellung von Abschätzungen indonesischer Behörden und internationaler Organisationen, deren Angaben auf Satellitendaten sowie luft- und bodengestützten Überwachungen für unterschiedliche Regionen Indonesiens und verschiedene Vegetationsklassen beruhen. In ADB/Bappenas (1999) sind im Vergleich zu Levine (1999) auch die 1997er Feuer auf Irian Jaya und die 1998er Feuer auf Kalimantan berücksichtigt, so dass beide Abschätzungen als konsistent angesehen werden können. Eine neuere und höhere Abschätzung von Tacconi (2003) basiert

auf ADB/Bappenas (1999), enthält aber Korrekturen insbesondere für die verbrannten Torfmoorflächen auf Sumatra und Kalimantan. Page et al. (2002) untersuchten das stark drainierte Torfmoorgebiet des Mega-Reis-Projektes in Zentral Kalimantan (siehe Kapitel 1.1), wo 1997 33 % der untersuchten Fläche gebrannt hat. Diese Zahl wurde von Page et al. (2002) auf die gesamte Torfmoorfläche Indonesiens übertragen, was einer prinzipiellen Überschätzung der gesamten verbrannten Torfmoorfläche entspricht, da das Gebiet des Mega-Reis-Projektes als ein Extremfall angesehen werden muss. Duncan et al. (2003b), Rödenbeck et al. (2003) und van der Werf et al. (2004) benutzten indirekte Ansätze zur Emissionsabschätzung, so dass nur die resultierenden Gesamtemissionen verglichen werden können (Tab. 2.2). Die geringsten Emissionen werden von Levine (1999) angegeben, wobei hier allerdings nur ein Teilgebiet Indonesiens berücksichtigt ist. Die obere Abschätzung von Page et al. (2002) liegt um einen Faktor 10 höher.

	Emissionen [Tg C]
Levine (1999) ¹⁾	230
Page et al. (2002) ²⁾	480 - 560 (untere Abschätzung) 810 - 950 (mittlere Abschätzung) 2180 - 2570 (obere Abschätzung)
Duncan et al. (2003b) ³⁾	700
Rödenbeck et al. (2003)	1000 (ungefährer Wert)
van der Werf et al. (2004)	1340 670

¹⁾ August bis Dezember 1997, nur Sumatra und Kalimantan

²⁾ nur Emissionen von Feuern in Torfmoorgebieten

³⁾ September bis November 1997

Tab. 2.2: Abschätzungen der Gesamtkohlenstoffemissionen in Tg C der 1997er Vegetations- und Torfmoorfeuer Indonesiens.

Der Vergleich der Emissionen in Tabelle 2.2 offenbart die großen Unsicherheiten in den Literaturangaben. Im Vergleich zu Vegetationsbränden ist die Unsicherheit bei Torfmoorbränden noch höher, da der Torf wiederholt in verschiedenen Tiefen brennen kann, so dass nicht nur die verbrannte Fläche, sondern auch das verbrannte Volumen bestimmt werden muss. Eine unterschiedliche Charakterisierung des brennenden Torfs kann zu deutlich verschiedenen Emissionen führen, wie Tabelle 2.3 mit den Annahmen von Page et al. (2002) und Levine (1999) verdeutlicht. Diese Unsicherheiten machen sich bei den hohen Emissionen aus Torfmoorfeuern besonders bemerkbar. Die Rechnungen von Levine (1999) beispielsweise zeigen, dass die verbrannten Torfmoorflächen nur etwa 20 % zur gesamten verbrannten Fläche beigetragen haben, aber fast 90 % zu den Gesamtemissionen.

	Dichte Torf [Mg/m ³]	Effektive Brenntiefe [m]	C-Gehalt [%]	Resultierende Emission [Mg C/km ²]
Page et al. (2002)	0,1	0,51	57	29070
Levine (1999)	0,065	0,75	50	24375

Tab. 2.3: Charakterisierung der Eigenschaften brennender Torfmoore in Indonesien.

In der vorliegenden Arbeit werden die Spurenstoffemissionen der 1997/1998er Vegetations- und Torfmoorfeuer Indonesiens mit einer Minimal- und einer Maximalabschätzung der verbrannten Fläche bestimmt. Diese Inventare stellen die erste explizite Berechnung der indonesischen Brandemissionen für die Jahre 1997 und 1998 mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung dar und wurden bereits von der Autorin veröffentlicht (Langmann und Heil, 2004).

2.6 Charakterisierung von Brandprodukten

Neben dem Brennmaterial bestimmen die Verbrennungsbedingungen sehr wesentlich die Zusammensetzung der bei einem Brand freigesetzten Spurenstoffe (Andreae und Merlet, 2001). Die thermische Zersetzung beginnt mit einem Trocknungs- bzw. Destillationsprozess, währenddessen Wasser und flüchtige Bestandteile freigesetzt werden. Anschließend erfolgt die thermische Aufspaltung organischer Moleküle (Pyrolyse). Überschreitet die Temperatur des Brennmaterials 450 K, setzen exotherme Reaktionen ein, bei etwa 800 K beginnt die Glut. Die während des Destillationsschritts und der Pyrolyse freigesetzten und gebildeten Spurenstoffe bilden zusammen mit dem Sauerstoff der Luft ein entflammbares Gemisch. Bei Zündung finden in den Flammen chemische Oxidationsprozesse statt, wobei Kohlendioxid als Hauptoxidationsprodukt entsteht. Wenn nicht mehr genügend flüchtige Bestandteile vom Brennmaterial geliefert werden können, setzt die schwelende Verbrennung ein. Die exothermen Reaktionen in dieser Phase des Brandes finden hauptsächlich zwischen dem Sauerstoff der Luft und den verkohlten Produkten des Brennmaterials statt, wobei insbesondere Kohlenmonoxid freigesetzt wird. Die Temperatur liegt dabei in der Regel unter 850 K. Schwelende Verbrennung tritt auch dann auf, wenn die Sauerstoffzufuhr limitiert ist, z. B. bei dichtgepackter Biomasse wie Torf.

Neben den gasförmigen Emissionen wie CO₂, CO, CH₄, VOC (Volatile Organic Carbon), schwefel- und stickstoffhaltigen Verbindungen, werden durch Vegetations- und Torfmoorfeuer große Mengen Aerosole in die Atmosphäre freigesetzt (Reid et al., 2004a, b). Zu den großen Partikeln, im wesentlichen PM₁₀ (Particulate Matter, Durchmesser < 10 µm), zählen aufgewirbelter Mineralstaub, verkohlte Pflanzenteile und Pollen. Die kleinen Partikel (PM_{2,5}) bestehen hauptsächlich aus organischen Kohlenstoffverbindungen mit nur 4 – 25 %

elementarem Kohlenstoff und einem noch geringeren Anteil anorganischer Spurenstoffe (Novakov et al., 1997). In der Rauchwolke können schwerflüchtige gasförmige Verbindungen an bereits existierende Partikel angelagert werden (Kondensation) und damit die Eigenschaften der primär emittierten Partikel modifizieren oder sie können durch Nukleation neue Partikel bilden (sekundäre Aerosolbildung).

	Palembang	Inderalaya	Teplice	Philadelphia
Schwefel [$\mu\text{g}/\text{m}^3$]	11	6,9	10	3,3
Chlor [$\mu\text{g}/\text{m}^3$]	4,5	4,6	0,4	0,03
Kalium [$\mu\text{g}/\text{m}^3$]	1,4	1,5	0,3	0,06

Tab. 2.4: Mittlere Aerosolzusammensetzung ($\text{PM}_{2.5}$) in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ in Palembang (2,9°S, 104,8°E) und Inderalaya (3,3°S, 104,7°E) auf Sumatra (November 1997) und in industrialisierten Städten der mittleren Breiten (Teplice, Tschechische Republik, 1993; Philadelphia, Pennsylvania, USA, 1994) nach Pinto und Grant (1999).

Die physikalisch-chemischen Untersuchungen der Rauchaerosole aus indonesischen Vegetation- und Torfmoorbränden beschränken sich hauptsächlich auf die 1997er Feuer, wobei unter anderem die Analyse organischer Komponenten (z. B. Fang et al., 1999; Narukawa et al., 1999), anorganischer Bestandteile (z. B. Orlic et al., 1999; Pinto und Grant, 1999) und mikrophysikalischer Eigenschaften (Gras et al., 1999; von Hoyningen-Huene et al., 1999; Nakajima et al., 1999) vorgenommen wurde. Gras et al. (1999) berichten über deutliche Unterschiede zwischen den mikrophysikalischen Eigenschaften von Rauchaerosolen aus Probennahmen bei Flugzeugmessungen über Kalimantan und Nordaustralien im Herbst 1997. Die indonesischen Rauchpartikel weisen ein deutlich höheres Streuungspotential der einfallenden Strahlung und höhere hygroskopische Wachstumsfaktoren auf als die nordaustralischen Rauchpartikel. Nach Nakajima et al. (1999) sind kohlenstoffhaltige Partikel mit hohem Schwefelgehalt repräsentativ für die 1997 in Indonesien auftretenden Rauchpartikel. Die Autoren analysierten Satelliten- und bodengebundene Messdaten und schlussfolgerten, dass die indonesischen Rauchaerosole bezüglich ihrer optischen Eigenschaften städtischen Aerosolen vergleichbar sind. Messdaten der mittleren chemischen Aerosolzusammensetzung in rauchbelasteten Gebieten Sumatras (Pinto und Grant, 1999) zeigen einen Schwefelgehalt der Aerosole, der ähnlich dem Schwefelgehalt in stark verschmutzten Gebieten an der Ostküste der USA und Mitteleuropas (Teplice) ist (Tab. 2.4). In Kuching in Sarawak, Malaysia wurde während der Rauchepisoden im September 1997 ein deutlicher Anstieg der atmosphärischen SO_2 -Konzentration mit Maximalwerten von 50 ppbv SO_2 gemessen (Davis und Unam, 1999). Außerhalb der Rauchperioden betrug die SO_2 -Konzentration nur 5 ppbv. Balasubramania et al. (1999) unterstreichen diese Aussage mit ihren

chemischen Analysen des Regenwassers in Singapur für den Zeitraum Juli bis Dezember 1997. Im Vergleich zu rauchfreien Perioden wurde eine Zunahme um den Faktor 1,7 für Sulfat, 1,47 für Kalium und 2,15 für Chlorid im Regenwasser gemessen. Seesalz trug nicht zu den erhöhten Sulfat- und Chloridkonzentrationen bei. Orlic et al. (1999) beobachteten eine vergleichbare Zunahme der chemischen Komponenten in Partikeln in Singapur während der Rauchperiode 1997 verglichen mit rauchfreien Bedingungen um 1,6 bis 2,5 für Schwefel, 1,8 bis 3,2 für Kalium und 1,8 bis 2,1 für Chlor. Ikegami et al. (2001) berichten von einem ungewöhnlich hohen Schwefel zu Kalium Verhältnis in den indonesischen Rauchpartikeln. Okado et al. (2001) stellten fest, dass die indonesischen Rauchaerosole eine interne Mischung aus wasserlöslichen organischen Verbindungen und anorganischen Salzen, insbesondere Ammoniumsulfat darstellen. Narukawa et al. (1999) und Balasubramanian et al. (2003) fanden deutlich erhöhte Oxalat- und Malonatanteile in den indonesischen Rauchpartikeln.

Insgesamt geben die Messungen deutliche Hinweise auf erhöhte Beiträge von wasserlöslichen organischen und S-, Cl- und K-haltigen Verbindungen zur Zusammensetzung der indonesischen Rauchpartikel von 1997, die im wesentlichen die Hygroskopizität und die optischen Eigenschaften der Aerosole bestimmen. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem erhöhten Schwefelgehalt in den indonesischen Rauchaerosolen. Dazu werden in Kapitel 4 Erklärungsvorschläge aufgestellt und untersucht, die bereits zum Teil von der Autorin veröffentlicht wurden (Langmann und Graf, 2003).

2.7 Ausbreitung von Brandprodukten in der Atmosphäre

Die Ausbreitung von Rauchprodukten in der Atmosphäre wird durch die während des Brandes freigesetzte Energie und die meteorologischen Umgebungsbedingungen bestimmt. Bei starker Flammenentwicklung wird soviel Energie freigesetzt, dass die Brandprodukte durch die feuerinduzierte Konvektion aus der Mischungsschicht in die freie Troposphäre, bisweilen in die Stratosphäre gelangen können (Fromm und Servranckx, 2003). Bei schwelenden Bränden wie Torfmoorfeuern hingegen, steht zu wenig Energie zu Verfügung, um hochreichende Konvektion zu initiieren. In den Tropen kann der Transport der Brandprodukte in die hohe Troposphäre durch die meteorologischen Umgebungsbedingungen erfolgen, wobei Indonesien als die Region mit der weltweit stärksten Konvektion eine besondere Rolle spielt. Die Injektionshöhe bestimmt wesentlich die Aufenthaltsdauer und Ausbreitung der Brandprodukte in der Atmosphäre. In der Regel unterliegen die primär freigesetzten Spurenstoffe und ihre Umwandlungsprodukte mit zunehmender Injektionshöhe dem Transport über weitere Distanzen, bevor sie durch nasse und/oder trockene Deposition wieder aus der Atmosphäre entfernt werden. Ein Beispiel für den Ferntransport von Brandprodukten sind die bei Lidarmessungen über Europa detektierten dünnen Atmosphärenschichten mit erhöhter Partikelkonzentration, die auf Wildfeuer in Kanada zurückgeführt werden konnten (Forster et al., 2001). Satellitendaten von z. B. MODIS (King

et al., 2003) oder TOMS (Herman et al., 1999) erlauben Rückschlüsse auf die großräumige Ausbreitungen von Rauchprodukten in der Atmosphäre.

Der atmosphärische Transport und die Wirkung der Brandprodukte der 1997er Vegetations- und Torfmoorfeuer in Indonesien wurde nur in wenigen numerischen Modellstudien untersucht. Hauglustaine et al. (1999) berechneten mit einem globalen Chemie-Transport-Modell (CTM) eine Zunahme der Ozonsäulenkonzentration von 20 bis 25 DU (Dobson Units) über Indonesien. Eine Schwäche dieser Modellstudie liegt darin, dass die Transportrechnungen auf klimatologischen Daten beruhen und dass konstante Emissionen der Vegetations- und Torfmoorfeuer angesetzt wurden. Taguchi et al. (2002) untersuchten mit einem globalen CTM mit assimilierten meteorologischen Daten und konstanten Emissionsflüssen aus den indonesischen Feuern 1997 die großräumige Ausbreitung von Kohlenmonoxid, insbesondere in der hohen Troposphäre. Duncan et al. (2003b) präsentieren eine umfassende globale Modellstudie der Photochemie und der Hauptexportgebiete der 1997er Feuer Indonesiens, wobei das globale CTM mit meteorologischen Analysen der Periode betrieben und ein sehr detailliertes Emissionsinventar für den betrachteten Zeitraum erstellt wurde. Allerdings sind Aussagen über Prozesse nahe der Quellregionen aufgrund der geringen Modellauflösung von $2^\circ \times 2,5^\circ$ nur bedingt möglich. Das Ziel der bisherigen höheraufgelösten regionalen Modellstudien über die Rauchentwicklung der 1997er Feuer in Indonesien war, den Zusammenhang zwischen Feueremissionen und erhöhten Partikelkonzentrationen in anderen Regionen Südostasiens zu untersuchen (Keywood et al., 2003; Koe et al., 2001; Roswintiarti und Raman, 1999). Die Modellstudien bestätigen alle die großräumige Ausbreitung der Feueremissionen von Indonesien in die Nachbarländer, wie Malaysia und Singapur. Allerdings liegt diesen Modellrechnungen kein quantitatives Emissionsinventar zu Grunde, so dass nur relative Konzentrationen bestimmt wurden.

In dieser Arbeit werden in Kapitel 6 regionale Modellrechnungen (horizontale Auflösung: $0,5^\circ$) zur Ausbreitung der Rauchpartikel aus den 1997/1998er Feuern in Indonesien vorgestellt. Für die Rechnungen wurden meteorologische Analysedaten und die in Kapitel 5 eingeführten Emissionsinventare benutzt. Im Vergleich mit Messdatensätzen wird in Kapitel 6 zusätzlich die Qualität der Modellergebnisse und der Emissionsinventare bewertet. Diese Ergebnisse sind bereits von der Autorin veröffentlicht worden (Langmann und Heil, 2004).

2.8 Wechselwirkungen zwischen Rauchpartikeln und Wolken

Eine der größten Unsicherheiten in heutigen Wettervorhersage- und Klimamodellen ist die Prognose der Wolken- und Niederschlagsbildung; Prozesse, an denen auch atmosphärische Spurenstoffe durch sogenannte indirekte Aerosoleffekte beteiligt sind. Insbesondere neue Methoden zur Behandlung konvektiver Wolken und neue Erkenntnisse über die mit der Eisphase verbundenen Prozesse stellen ein großes Potential für Verbesserungen in den numerischen Modellen dar (Graf, 2004). Bei Vegetations- und Torfmoorbränden wird eine

große Anzahl von Partikeln in die Atmosphäre eingetragen. Die hygrokopischen Teilchen können als Wolkenkondensationskerne dienen und so die Niederschlagsbildung aus Wasser- und Mischwolken verändern. Den hydrophoben Teilchen, z. B. Pollen (Diehl et al., 2001, 2002) oder Ruß (Posfai et al., 2004), kann eine große Bedeutung als Eiskeim beim Phasenübergang von unterkühltem Wasser in Eis zukommen. Sie können somit ebenfalls zu Veränderungen der Niederschlagsbildung beitragen.

Veränderungen der Wolkeneigenschaften ziehen Veränderungen des Strahlungshaushalts der Erde nach sich. Wolken reflektieren kurzwellige Strahlung zurück ins Weltall und reduzieren somit die Einstrahlung an der Erdoberfläche (Albedoeffekt der Wolken). Im langwelligen Spektralbereich absorbieren Wolken die von der Erdoberfläche und von der Atmosphäre emittierte Strahlung und emittieren entsprechend den niedrigeren Temperaturen im Wolkenniveau (Treibhauseffekt der Wolken). Infolgedessen wird sowohl die atmosphärische Gegenstrahlung erhöht als auch die Abstrahlung in den Weltraum reduziert. Welcher der beiden gegenläufigen Effekte lokal überwiegt, hängt von den atmosphärischen Bedingungen und den optischen Eigenschaften der Wolken ab. Bei Eiswolken überwiegt meist der erwärmende Effekt (Liou, 1986). Ihr Treibhauseffekt ist vergleichsweise groß, da sie aufgrund ihrer niedrigen Temperatur in der Regel weniger Strahlung in den Weltraum emittieren als die darunter liegende Erdoberfläche oder Atmosphäre. Tiefe Wolken hingegen reflektieren effizient kurzwellige Strahlung, weisen aber einen geringen Treibhauseffekt auf, da sich ihre Temperatur kaum von derjenigen der Erdoberfläche unterscheidet.

Die indirekten Aerosoleffekte warmer Wolken sind eng verknüpft mit dem Wolkentropfenspektrum. Ist eine erhöhte Konzentration von Aerosolen in der Atmosphäre verfügbar, die als Wolkenkondensationskerne (Cloud Condensation Nuclei, CCN) fungieren können, wie z. B. über großen Städten oder in Rauchwolken von Vegetationsfeuern, enthalten die sich dort bildenden Wolken mehr und kleinere Wolkentropfen als Wolken in Reinluftgebieten. Hohe Wolkentropfenanzahldichten reduzieren das Diffusionswachstum, so dass die Tropfen kleiner bleiben als für ein effizientes Wachstum durch Tropfenkollision nötig wäre. Da das Tropfenwachstum durch Kollision aber der dominierende Wachstumsprozess in warmen Wolken ist, wird die Bildung von warmen Niederschlag, an dem nur die Flüssigphase beteiligt ist, stark reduziert oder sogar unterbunden. Darüber hinaus können hohe Anzahldichten kleiner Wolkentropfen auch die Niederschlagsbildung in der gemischten Phase (Flüssigwasser und Eis) unterdrücken. Das Gefrieren kleiner Tröpfchen ist ein sehr ineffizienter Prozess, und Kollisionsereignisse zwischen Eiskristallen und kleinen Tropfen sind vernachlässigbar (Pruppacher und Klett, 1997). Wenn zudem der Radius der größten Wolkentropfen unterhalb von 12 μm liegt, der Mindestgröße für primäre und sekundäre Eisbildung (Mossop und Hallet, 1974; Rango und Hobbs, 1994), kann der Bergeron-Findeisen-Prozess nicht mehr die entscheidende Rolle bei der Niederschlagsbildung spielen. Durch die beschriebenen Prozesse verändern sich die Wolkenalbedo - erster indirekter Aerosoleffekt (Twomey, 1977; Lohmann und Feichter, 1997; Lohmann et al.,

2000), die Wolkenlebensdauer und die Niederschlagsbildung - zweiter indirekter Aerosoleffekt (Albrecht, 1989; Lohmann und Feichter, 1997; Nöber et al., 2003). Der Anteil der Aerosole, die als CCN dienen können, ist schwer quantifizierbar. Aerosole im Akkumulationsmode, d. h. mit Partikeldurchmessern von 0,1 bis 1 μm , haben die längste atmosphärische Verweilzeit und bilden die Mehrzahl der CCNs (IPCC, 2001). Allerdings ist die Anzahl der CCNs auch abhängig von der chemischen Zusammensetzung der Aerosole, da diese die Hygroskopizität bestimmt. Zur Beziehung zwischen der Anzahl der Wolkenkondensationskerne und Wolkentropfen ist wenig bekannt, ein nichtlinearer Zusammenhang gilt aber als wahrscheinlich (IPCC, 2001).

Die mit der Eisphase verbundenen indirekten Aerosoleffekte sind noch viel weniger untersucht und verstanden als die indirekten Aerosoleffekte in warmen Wolken (IPCC, 2001). Die primären Entstehungsmechanismen für Eisteilchen sind Depositionskeimbildung, heterogenes Gefrieren von Wolkentröpfchen und Kontaktgefrieren von Wolkentröpfchen (Pruppacher und Klett, 1997). Im Gegensatz zu Wolkentröpfchen ist die Keimbildung von Eisteilchen weder theoretisch noch experimentell vollständig geklärt (Beheng und Wacker, 1993).

Der erste indirekte Aerosoleffekt konnte bei Schichtwolken über Schifffahrtsrouten beobachtet werden (Radke et al., 1989). Hier traten gleichzeitig kleinere Wolkentropfen und höhere Wolkenalbedo als in der Umgebung auf. Der zweite indirekte Aerosoleffekt wurde von Rosenfeld (1999) bei konvektiven Wolken während der Feuerepisode 1997/1998 auf Borneo beobachtet und von Andreae et al. (2004) im Jahr 2002 bei Brandereignissen in Brasilien.

Viele Studien mit globalen Klimamodellen der Atmosphäre haben sich hauptsächlich mit dem indirekten Aerosoleffekt warmer Schichtwolken befasst (Lohmann und Feichter, 1997; Roelofs et al., 1998; Lohmann et al., 2000; Rotstayn et al., 2000). Bisher wurden nur wenige globale Modellstudien zum indirekten Aerosoleffekt konvektiver Wolken durchgeführt (Nöber et al., 2003). Untersuchungen mit regionalen Klimamodellen beschränken sich bisher auf den Wolkenalbedoeffekt (Giorgi et al., 2003). Der Aerosoleinfluss auf die Niederschlagsbildung ist mit regionalen Modellen noch nicht untersucht worden.

Die in Kapitel 7 vorgestellte Modellstudie befasst sich mit regionalen Niederschlagsveränderungen, die durch die Unterdrückung des warmen Niederschlags durch Rauchpartikel in Schichtwolken und in konvektiven Wolken ausgelöst werden. Diese Modellstudie stellt die erste interaktive regionale Untersuchung unter Berücksichtigung der miteinander gekoppelten physikalischen und chemischen Prozesse in der Atmosphäre dar.

3. Regionales Klima-Chemie-Modell

Das Basismodell des Klima-Chemie-Modells REMOTE (Regional Modell with Tracer Extension) bildet das regionale, hydrostatische Klimamodell REMO (Version 5.0), welches wiederum auf dem regionalen Wettervorhersagesystem Europamodell/Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (Majewski, 1991) basiert. Die Modellsysteme REMOTE und REMO können in beliebigen Regionen der Erde angewendet werden; sie sind also nicht wie das Europamodell/Deutschlandmodell auf nur eine Region fixiert. Die übliche horizontale Modellauflösung von REMOTE beträgt $1/2^\circ$ bzw. $1/6^\circ$ auf einem sphärischen rotierten Gitter, wobei ein Zeitschritt von fünf bzw. zwei Minuten gewählt wird. In der Vertikalen wird die Atmosphäre typischerweise in 20 Schichten unterschiedlicher Dicke zwischen dem Boden und einem Druckniveau von 10 hPa aufgeteilt, wobei eine der Topographie folgende Druck-Sigma-Koordinate benutzt wird. Bei Modellrechnungen kann zwischen den physikalischen Parametrisierungen des DWD und denen des globalen atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM-4 (Roeckner et al., 1996) gewählt werden (Jacob, 2001). Eine ausführliche Darstellung der DWD- und ECHAM-4-Physikpakete wird in der zitierten Literatur gegeben. Innerhalb dieser Arbeit stehen die Berechnungen der Spurenstoffprozesse im Mittelpunkt, so dass diese im Speziellen beschrieben werden.

3.1 Spurenstofftransport

Die für die Spurenstoffe relevanten Transportprozesse in der Atmosphäre wurden von der Autorin in das REMOTE Modell integriert (Langmann, 2000), wobei ein zuvor entwickeltes Chemie-Transport-Modell als Ausgangsmodell diente (HIRHAM-CTM, Langmann und Graf, 1997). Zu jedem Modellzeitschritt kann so in REMOTE der physikalische und auch der Spurenstoffzustand der Modellatmosphäre bestimmt werden. Die Spurenstoffprozesse lassen sich sowohl zusammen mit dem DWD- als auch dem ECHAM-4-Physikpaket berechnen. Die folgende Gleichung

$$\begin{aligned} \partial C_i / \partial t = & -\nabla(V C_i) + \nabla(k_z \nabla C_i) + \\ & (\partial C_i / \partial t)_{dep} + (\partial C_i / \partial t)_{conv} + P_i - L_i + (\partial C_i / \partial t)_{clouds} + E_i \end{aligned} \quad (\text{Gl. 3.1})$$

mit C_i für das Mischungsverhältnis eines Spurenstoffes i , t für die Zeit und V für den dreidimensionalen Geschwindigkeitsvektor beschreibt horizontale und vertikale Advektion $\nabla(V C_i)$, vertikale Diffusion $\nabla(k_z \nabla C_i)$, trockene Deposition $(\partial C_i / \partial t)_{dep}$, Transportprozesse in konvektiven Wolken $(\partial C_i / \partial t)_{conv}$, Produktion (P_i) und Verlust (L_i) durch chemische Umwandlung in der Gasphase, chemische Umwandlung in der flüssigen Phase und nasse Deposition $(\partial C_i / \partial t)_{clouds}$ und Emission (E_i). Die horizontale Diffusion der Spurenstoffe wird in REMOTE nicht berücksichtigt, insbesondere weil horizontale Advektion immer mit numerischer Diffusion behaftet ist. Die Schnittstelle für den Transport und die chemische Umwandlung der Spurenstoffe wurde in die Hauptzeitschleife von REMOTE eingefügt, an die Stelle, an der die Integration der Gleichungen der Atmosphärenphysik abgeschlossen ist,

so dass die aktuellen Informationen für die Spurenstoffprozesse zu Verfügung stehen. Diese Schnittstelle ist so flexibel gehalten, dass der Austausch von Spurenstoffmodulen leicht erfolgen kann (siehe Kapitel 3.2). Die Zeitdiskretisierung nach dem sogenannten „Leapfrog-Schema“ (Mesinger und Arakawa, 1976), wie sie in REMOTE für die physikalischen Prozesse integriert ist, wurde für die Spurenstoffprozesse nicht übernommen. Die Speicherung von drei Zeitebenen pro Spurenstoff wäre notwendig gewesen, was jedoch die Anzahl der zu prognostizierenden Spurenstoffe in REMOTE stark einschränkt hätte. Statt dessen wird ein „Vorwärts-in-der-Zeit“ Schema für die Spurenstoffe benutzt, wobei lediglich die Speicherung einer Zeitebene pro Spurenstoff benötigt wird. In Analogie zu den prognostischen Gleichungen der physikalischen Größen des Modells (Bodendruck, Temperatur, spezifische Feuchte, Flüssigwasser und horizontale Windkomponenten) sind die prognostischen Gleichungen für die Spurenstoffe auf einem Arakawa-C-Gitter (Mesinger und Arakawa, 1976) formuliert.

Die Advektionsgleichung für Spurenstoffe wird explizit nach dem Algorithmus von Smolarkiewitz (1983) gelöst, aufgespalten in die drei Raumrichtungen, bei geraden Zeitschritten als x-y-z-Sequenz, bei ungeraden Zeitschritten als z-y-x-Sequenz. Es werden jeweils aktualisierte Massenmischungsverhältnisse übergeben. Um Massenerhaltung zu gewährleisten, ist die Advektionsgleichung in Flussform geschrieben. Wenn an den seitlichen Rändern des Modellgebiets Informationen über die Variabilität der Spurenstoffkonzentrationen zu Verfügung stehen, fließen diese nach dem Algorithmus von Pleim et al. (1991) durch sogenanntes „Nesten“ in die Modellrechnungen ein. Ansonsten werden an den seitlichen Modellrändern konstante klimatologische Vertikalprofile der Spurenstoffkonzentrationen vorgeschrieben.

Die vertikale turbulente Diffusion der Spurenstoffe wird analog zum Wärmetransport behandelt. Dabei wird angenommen, dass die vertikalen Diffusionskoeffizienten für den Wärme- und Spurenstofftransport identisch sind. Aus Stabilitätsgründen wird die Gleichung für die vertikale turbulente Diffusion der Spurenstoffe zusammen mit der trockenen Deposition (Wesley, 1989; Walcek et al., 1986) aus der ersten Modellschicht über Grund implizit gelöst. Spurenstofftransportvorgänge in konvektiven Wolken werden mit dem Massenflussschema nach Tiedtke (1989) behandelt, welches hochreichende, mittlere und flache Konvektion berücksichtigt. Dieses Kumulusmodell berechnet auf- und abwärtsgerichtete Flüsse sowie organisierte und turbulente horizontale Vermischung mit der Umgebungsluft. Die entsprechenden Gleichungen für den Spurenstofftransport sind als zentrierte Differenzen formuliert, entsprechend den Transportgleichungen für Flüssigwasser.

3.2 Betrachtete Spurenstoffe

Chemische Umsetzungen in der Gas- und Flüssigphase, Emissions- und Depositionsflüsse sind abhängig von den betrachteten Spurenstoffen. Verschiedene Spurenstoffmodule sind im Modell REMOTE verfügbar.

Zu den aufwendigsten zählt das von der Autorin implementierte photochemische Modul mit zusätzlichen Umwandlungen in der Flüssigphase (Langmann, 2000). Das Hauptinteresse liegt hier auf der Bestimmung sekundärer, d.h. in der Atmosphäre gebildeter Spurenstoffe wie beispielsweise Ozon oder Sulfat. Die photochemischen Umwandlungen in der Gasphase werden durch 158 chemische Reaktionen des RADM-II-Mechanismus (Stockwell et al., 1990) beschrieben. Durch die Annahme der Quasistationarität (Hessvedt et al., 1978) für 20 kurzlebige Spurenstoffe wird die Anzahl der prognostischen Spurenstoffe auf insgesamt 38 reduziert. Die chemischen Umwandlungen in der wässrigen Phase werden nach Walcek und Taylor (1986) mit Mittelwerten von der Wolkenbasis bis zur Wolkenobergrenze berechnet, wobei die Wolkengrenzen durch ein Limit des Flüssigwassergehalts von 0,001 g/kg festgelegt werden. Die nasse Deposition ergibt sich aus dem Produkt der Niederschlagsrate und der gemittelten Wolkenwasserkonzentration. Modellrechnungen und Ergebnisse zur Photochemie über Europa und Deutschland sind in Langmann (2000), Langmann und Bauer (2000, 2002), Bauer und Langmann (2002a, b), Langmann et al. (2003) und Marmer und Langmann (2004) veröffentlicht.

Zur Bewertung des Spurenstofftransportschemas des REMOTE Modells wurde die Verteilung des radioaktiven Spurenstoffs ^{222}Rn simuliert (Chevillard et al., 2002a). Des Weiteren wurde REMOTE für die Berechnung von CO_2 -Flüssen und Verteilungen erweitert und angewendet (Chevillard et al., 2002b). Kürzlich wurde die Physik stabiler Wasserisotope implementiert (Sturm et al., 2003).

Für die Modellstudien, die im Rahmen dieser Arbeit mit REMOTE durchgeführt wurden, ist das indonesische Rauchaerosol durch einen prognostischen Spurenstoff repräsentiert, ohne dabei nach der chemischen Zusammensetzung und Größenverteilung zu differenzieren, d.h. das Modell dient zur Bestimmung der Gesamtpartikelmassenverteilung (Kapitel 6). Sekundäre Aerosolbildung kann unter den extremen Verhältnissen in Indonesien 1997/1998 eine bedeutende Rolle gespielt haben, ist aber in den bisherigen Modellstudien nicht integriert. Aufgrund des erhöhten Schwefelgehalts und der Hygroskopizität der indonesischen Vegetations- und Torfmoorfeueraerosole (Kapitel 2.6) wird die Deposition der Partikel analog zu der der Sulfateilchen behandelt. Trockene Depositionsgeschwindigkeiten werden nach Walcek et al. (1986) berechnet, abhängig von der Reibungsgeschwindigkeit und Stabilität der untersten Modellschicht. Bei der Berechnung der nassen Deposition nach Walcek und Taylor (1986) wird angenommen, dass die Partikel zu 100 % wasserlöslich sind. Im gesamten Modellgebiet wird die Partikelkonzentration mit Null initialisiert und während der Modellsimulation vom 1.7.1997 bis zum 30.6.1998 an den seitlichen Rändern fixiert. Im

Rahmen von weiterführenden Studien werden sowohl photochemische Umsetzungen in der Atmosphäre über Indonesien, sekundäre Aerosolbildung als auch Größenverteilung und chemische Zusammensetzung der Rauchpartikel betrachtet (Kapitel 8).

3.3 Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen

Die Implementierung und Evaluierung der oben beschriebenen Transport- und Umwandlungsroutinen für Spurenstoffe stellt die fundamentale Entwicklung des Modells REMOTE zu einem Klima-Chemie-Modell der dritten Generation dar (Peters et al., 1995). Da chemische und physikalische Prozesse zu jedem Modellzeitschritt berechnet werden, können so auch Wechselwirkungen zwischen diesen Prozessen untersucht werden, wie z. B. der direkte oder indirekte Aerosoleffekt. Letzterer wird in Kapitel 7 behandelt. Diese Modellstudie stellt die erste interaktive Anwendung von REMOTE dar. Dabei liegt der Schwerpunkt auf der Veränderung der Niederschlagsbildung in warmen Wolken. Die zu Grunde liegenden Gleichungen werden hier kurz vorgestellt, wobei aufgrund der Struktur des Modells zwischen Schichtwolken und konvektiven Wolken unterschieden wird. Überschüssiges Wolkenwasser aus konvektiven Wolken geht als Quellterm von Wolkenwasser bei der Berechnung von Schichtwolken ein.

In der Standardformulierung von REMOTE wird die Niederschlagsbildung nur abhängig vom Wolkenflüssigwasser- und Wolkeneisgehalt bestimmt (Kessler, 1969; Sundqvist, 1978). Die simulierten mikrophysikalischen Prozesse sind Kondensationswachstum von Wasserdampf bzw. Verdunstung von Wolkenwasser, Niederschlagsbildung über die flüssige Phase und die Eisphase, Verdunstung von Niederschlag und Schmelzen von Schnee. Es wird angenommen, dass der Niederschlag innerhalb eines Zeitschritts die Erdoberfläche erreicht, er kann aber auf dem Weg dahin verdunsten. REMOTE prognostiziert den Gesamtwolkenwassergehalt Q_T , die Summe aus Flüssigwassergehalt Q_L und Eisgehalt Q_I . Eine temperaturabhängige Diagnose der beiden Einzelkomponenten erfolgt nach Gleichung 3.2 mit T in Kelvin (Rockel et al., 1991). Oberhalb von 273,15 K wird nur die flüssige Phase und unterhalb von 232,15 K nur die Eisphase zugelassen.

$$Q_L = Q_T (0,0059 + 0,9941 \exp[-0,003102 (T - 273,15)]^2) \quad (\text{Gl. 3.2})$$

In Kapitel 7 wird die Wolkentropfenanzahldichte (N) zusätzlich zum Flüssigwassergehalt bei der Berechnung des warmen Niederschlags aus Schichtwolken berücksichtigt. N [m^{-3}] wird mit M_{SULF} [$\mu\text{g}/\text{m}^3$] als Massenmischungsverhältnis von Sulfataerosolen nach einer empirischen Beziehung von Boucher und Lohmann (1995) bestimmt,

$$N = 0,162 \cdot 10^9 \cdot (M_{SULF})^{0,41}, \quad (\text{Gl. 3.3})$$

unter der Annahme, dass diese Beziehung auch auf die hygroskopischen und Sulfat enthaltenen Rauchpartikel in Indonesien (Kapitel 2.6) übertragbar ist. Die Autokonversionsrate von Wolken- zu Regentropfen in Schichtwolken wird in Kapitel 7 nach einer Parametrisierung von Beheng (1994) bestimmt, die zur Lösung der sogenannten stochastischen Koagulationsgleichung abgeleitet wurde. Diese Bilanzgleichung beschreibt die zeitliche Entwicklung eines Tröpfchenspektrums, wobei nur Stoßwechselwirkungen von Hydrometeoren unterschiedlicher Größe berücksichtigt werden. Die Parametrisierung wurde von Lohmann und Roeckner (1996) für Klimasimulationen mit dem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM-4 verwendet und ist in ECHAM-5 (Roeckner et al., 2003) implementiert. Für die Autokonversionsrate Q_{aut} in s^{-1} kann folgender Ausdruck angegeben werden

$$Q_{aut} = [\gamma_l \cdot 6 \cdot 10^{28} \cdot n^{-1.7} \cdot (10^{-6} \cdot N)^{-3.3} \cdot (10^{-3} \cdot \rho_a \cdot Q_L)^{4.7}] / \rho_a \quad (\text{Gl. 3.4})$$

mit $n=10$ als Parameter für die Breite des anfänglich gammaverteilten Tröpfchenspektrums. ρ_a ist die Luftdichte, Q_L das Flüssigwassermischungsverhältnis im bewölkten Teil der Gitterzelle und $\gamma_l=15$ ist eine mikrophysikalische Konstante, die die Effizienz der Regenbildung und damit die Wolkenlebensdauer bestimmt. Der Bereich der Parameter, für die Gleichung 3.4 von Beheng (1994) evaluiert wurde, ist $5 \leq n \leq 15$, $50 \leq N \leq 300 \text{ cm}^{-3}$ und $0,5 \cdot 10^{-6} \leq Q_L \leq 2,0 \cdot 10^{-6} \text{ g cm}^{-3}$. Die Limitierung von N auf 300 cm^{-3} steht im Einklang mit Sättigungs- oder sogar inversen Effekten von Rauchpartikeln auf Wolken, die in Brandregionen Brasiliens beobachtet wurden (Feingold et al., 2001). Abbildung 3.1 zeigt die Autokonversionsrate als Funktion des Flüssigwassergehalts. Die Kurve von Sundqvist (1978) stellt einen guten Kompromiss dar, wenn, wie im Fall der Standardformulierung von REMOTE, keine Aussage über N gemacht werden kann. Nach Beheng (1994) nimmt die Autokonversionsrate mit zunehmenden N ab. Für einen Flüssigwassergehalt von 1 g/m^3 ist sie für Wolken mit $N = 300 \text{ cm}^{-3}$ um einen Faktor 400 kleiner als für Wolken mit $N = 50 \text{ cm}^{-3}$.

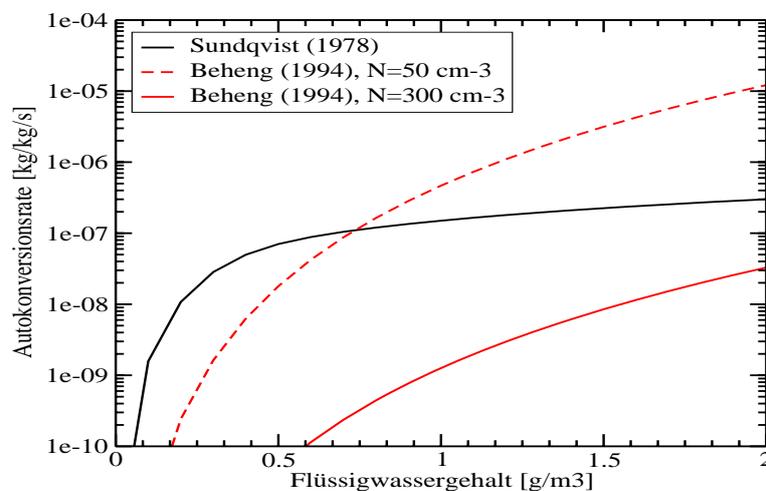


Abb. 3.1: Verschiedene Formulierungen der Autokonversionsrate als Funktion des Flüssigwassergehalts.

Für konvektive Wolken wird in Kapitel 7 eine Modifikation der Autokonversionsrate abhängig von der Temperatur und N an der Wolkenbasis vorgenommen (Nobler et al., 2003), wobei die angegebenen Werte auf Satellitendaten und Flugzeugbeobachtungen von Lahav und Rosenfeld (2000) basieren:

- keine Veränderung: $N < 750 \text{ cm}^{-3}$ oder $T < 263 \text{ K}$
- Reduktion auf $\frac{1}{4}$: $750 \text{ cm}^{-3} < N < 1000 \text{ cm}^{-3}$ und $T > 263 \text{ K}$
- Reduktion auf 0: $1000 \text{ cm}^{-3} < N$ und $T > 263 \text{ K}$.

3.4 Durchführung regionaler Modellsimulationen

Regionale Euler'sche Klimamodelle wie REMOTE stellen mathematisch ein Differentialgleichungssystem mit einem Anfangs- und Randwertproblem dar. Dieses wird für die Berechnung des physikalischen Zustands der Modellatmosphäre durch die Bereitstellung von Antriebsdaten aus globalen oder regionalen Klimamodell- oder Wettervorhersagesimulationen (sog. Analysedaten) gelöst. Bei der Initialisierung eines Regionalmodells werden die Antriebsfelder (Bodendruck, Temperatur, horizontale Windkomponenten, spezifische Feuchte und falls verfügbar Flüssigwassergehalt) an jedem Modellgitterpunkt übernommen und gegebenenfalls räumlich interpoliert. Während der Modellsimulation werden sie nur an den Rändern zu Verfügung gestellt, in der Regel in einem Zeitintervall von mindestens sechs Stunden, dazwischen wird zeitlich interpoliert. Die Modellgleichungen werden unter Berücksichtigung der Randbedingungen an jedem Gitterpunkt und zu jedem Zeitschritt gelöst. In der Regel werden die Antriebsdaten nur an den seitlichen Rändern eines Regionalmodells vorgeschrieben (von Storch et al., 2000). Bei REMOTE wird durch einen „nudging“ Koeffizienten innerhalb einer Randzone von acht Gitterpunkten der Einfluss der Antriebsdaten so gesteuert, dass er am äußeren Rand maximal ist und zum inneren Rand hin abnimmt.

Im sogenannten Klimamodus wird das Regionalmodell einmal initialisiert und kontinuierlich gerechnet, bis das Ende der Simulationsperiode erreicht ist. Bei diesen Modellexperimenten kann sich der Zustand der Modellatmosphäre aufgrund der vorhandenen Freiheitsgrade und auch der Unzulänglichkeiten der physikalischen Parametrisierungen von den Antriebsdaten entfernen (Christensen et al., 1997, Warner et al., 1997). Gerade deshalb sollten Modellstudien zur Untersuchung und Verbesserung physikalischer Parametrisierungen im Klimamodus durchgeführt werden.

Im sogenannten Vorhersagemodus wird das Regionalmodell jeden Tag zu einer bestimmten Zeit, z. B. um 0 UTC neu initialisiert und unter Berücksichtigung der Antriebsdaten an den seitlichen Rändern 30 Stunden integriert. Die ersten sechs Stunden nach der Initialisierung dienen jeweils als Einschwingphase und werden nicht berücksichtigt. Die Gesamtsimulationsperiode wird also aus 24-Stunden Modellsimulationssegmenten

zusammengesetzt, wobei jeweils um 6 UTC eine Diskontinuität auftritt. Der Vorhersagemodus wird gewählt, um mit dem Regionalmodell eine möglichst gute Reproduktion der Antriebsdaten mit höherer räumlicher und zeitlicher Auflösung und/oder mehr Ergebnisfeldern zu erhalten. Ein Anwendungsbeispiel sind Berechnungen von Spurenstoffkreisläufen in der Atmosphäre, wenn keine Wechselwirkungen zwischen chemischen und physikalischen Prozessen berücksichtigt werden, aber z. B. Spurenstoffflüsse und -verteilungen evaluiert oder Transport- und Umwandlungsprozesse untersucht werden sollen (Kapitel 6). Hierbei muss allerdings berücksichtigt werden, dass zur Lösung des Anfangs- und Randwertproblems bezüglich der Spurenstoffe in der Regel sehr viel weniger Antriebsdaten zu Verfügung stehen. Aus diesem Grund werden die Spurenstoffkonzentrationen auch im Vorhersagemodus quasikontinuierlich bestimmt, d.h. mit nur einmaliger Initialisierung zu Beginn der Simulationsperiode.

Eine weitere Option ist die zusätzliche Nutzung der Antriebsdaten auch im Gebietsinneren des Regionalmodells. Durch „spektrales nudgen“ der horizontalen Windkomponenten in Höhenbereichen mit einem Luftdruck kleiner 850 hPa konnte eine bessere Übereinstimmung zwischen Antriebsdaten und Modellergebnissen erzielt werden als nur mit seitlich vorgeschriebenen Antriebsdaten (von Storch et al., 2000). „Spektrales nudgen“ bietet eine erfolgsversprechende Alternative zu den oben beschriebenen Modellsimulationen im Vorhersagemodus, insbesondere für Ausbreitungsrechnungen von Spurenstoffen; bisher wurde es in REMOTE noch nicht genutzt.

3.5 Stärken und Grenzen regionaler Klima-Chemie-Modelle

Klima-Chemie-Modelle wie das beschriebene Modell REMOTE bestimmen zu jedem Modellzeitschritt den physikalischen und chemischen Zustand der Atmosphäre in einer begrenzten Region. Aufgrund der rasanten Entwicklung der Computerkapazitäten können heute auch globale Klima-Chemie-Modelle wie ECHAM-5 (Roeckner et al., 2003, Stier et al., 2004) mit hoher horizontaler Auflösung (bisher bis etwa 1°) für Simulationszeiträume von mehreren Jahren angewendet werden. Daher stellt sich die Frage, ob regionale hydrostatische Klima-Chemie-Modelle mit Auflösungen von $1/2^\circ$ bis $1/6^\circ$ bereits überflüssig geworden sind. Aus diesem Grund werden hier Vor- und Nachteile von Klima-Chemie-Modellen im Allgemeinen und von regionalen Modellen im Speziellen diskutiert.

Ein anderes Modellkonzept als Klima-Chemie-Modelle sind Chemie-Transport-Modelle (CTMs), die Emission, Transport, Umwandlung und Deposition von Spurenstoffen in der Atmosphäre bestimmen, ohne dabei den physikalischen Zustand der Atmosphäre zu berechnen. Für diese dennoch notwendige Information wird auf archivierte Datensätze von Wettervorhersage- oder Klimamodellsimulationen zurückgegriffen. Diese Vorgehensweise war in der Vergangenheit durch begrenzte Rechenzeit- und Speicherkapazitäten begründet, während heutzutage solche Einschränkungen nur noch bedingt existieren. CTMs haben

signifikant zum verbesserten Verständnis der Atmosphärenchemie beigetragen. Globale CTMs wie GEOS-CHEM (Bey et al., 2001), MATCH (Lawrence et al., 2003), MOZART (Horowitz et al., 2003) oder TM3 (Dentener et al., 2003) werden heutzutage mit bis zu etwa 2,5° Auflösung angewendet. Bei regionalen CTMs, wie zum Beispiel dem EURAD-Modell (Hass, 1991) geht die Auflösung bis zu 2 km, wobei mit zunehmender Auflösung das Modellgebiet in der Regel verkleinert wird. Ein globales CTM mit einer variablen horizontalen Gitterauflösung („stretched grid“) von bis zu 1° über der zu untersuchenden Region wurde von Allen et al. (2000) vorgestellt. Die Separierung der Berechnung physikalischer und chemischer Prozesse führt allerdings zu einer Reihe von Nachteilen gegenüber dem Modellkonzept eines globalen oder regionalen Klima-Chemie-Modells (Langmann, 2000):

- Informationen über hochfrequente dynamische Prozesse in der Atmosphäre wie Turbulenz und feuchte Konvektion sind nicht in den archivierten Datensätzen von Wettervorhersage- oder Klimamodellsimulationen enthalten, wenn die Zeitskala dieser Prozesse unterhalb des Archivierungsintervalls liegt (Rasch et al., 1997). Wenn es sich bei den archivierten Daten um instantane Werte handelt, fehlen potentiell wichtige transiente Ereignisse. Handelt es sich um gemittelte Werte, fehlen die Extremereignisse.
- In den archivierten meteorologischen Datensätzen sind in der Regel nicht alle Informationen verfügbar, die ein CTM benötigt, wie z. B. Massenflüsse in konvektiven Wolken. Im Allgemeinen wird die fehlende Information für den subskaligen Spurenstofftransport basierend auf den archivierten Temperatur- und Feuchteprofilen bestimmt. Daraus resultiert für das CTM ein anderer physikalischer Zustand als in den Antriebsdaten.
- Modellrechnungen mit einem CTM sind verbunden mit hohem Speicherbedarf für die archivierten meteorologischen Daten und hohen Datenflussrate durch das Einlesen dieser Daten. Hier muss gewichtet werden zwischen der Notwendigkeit zeitlich hochaufgelöster Antriebsdaten, um beispielsweise den Tagesgang der Temperatur und Feuchte oder den Zeitpunkt und die Lage frontaler Tiefdruckgebiete zu erfassen, und dem Speicher- und Datenflussaufkommen. Normalerweise stehen die Antriebsdaten mindestens alle sechs Stunden und höchstens jede Stunde zu Verfügung. Dazwischen muss zeitlich interpoliert werden.
- Ein CTM bietet keine Möglichkeit, chemisch-physikalische Rückkopplungsprozesse zu betrachten, wie zum Beispiel die Wechselwirkung zwischen Aerosolen und Strahlung oder Aerosolen und Wolken, was die Anwendungen von CTMs stark einschränkt. Solche Fragestellungen können nur mit Klima-Chemie-Modellen untersucht werden, die sowohl den physikalischen als auch den chemischen Zustand der Atmosphäre zu jedem Modellzeitschritt bestimmen.

Regionale dreidimensionale Modelle benötigen an ihren lateralen Rändern Informationen über den physikalischen und chemischen Zustand der Atmosphäre, CTMs benötigen die

physikalische Information für das gesamte Modellgebiet. Diese Daten müssen in möglichst guter Qualität und in hoher zeitlicher Auflösung bereit gestellt werden. Trotzdem ergibt sich für die regionalen Modelle und die globalen CTMs gegenüber den globalen Klima-Chemie-Modellen der Vorteil, dass diese Modelle Feldmesskampagnen begleiten können, um Planungs- und Interpretationshilfen zu bieten. Auch vergangene Wetterperioden können reproduziert werden, um aus den Übereinstimmungen oder Abweichungen der Beobachtungen mit dem Zustand der Modellatmosphäre, Erkenntnisse über die vorherrschenden Prozesse zu gewinnen. Globale Klima-Chemie-Modelle können nur bedingt durch „nudgen“ (Jeuken et al., 1996) an vergangene Wetterepisoden angepasst werden, und damit auch nur bedingt mit Messungen während spezieller Ereignisse verglichen werden.

Ein großer Vorteil regionaler Modelle ist die Möglichkeit, durch „Mehrfachnesten“ die horizontale Auflösung über dem zu untersuchenden Gebiet zu erhöhen (Langmann et al., 2003). Bezüglich der chemischen Randbedingungen leiden regionale Modelle allerdings am Informationsmangel über die Variabilität der Spurenstoffkonzentrationen. Das gilt insbesondere für Spurenstoffe mit relativ langen Aufenthaltszeiten in der Atmosphäre, wie beispielsweise O_3 (Langmann und Bauer, 2002), CO, CO_2 oder SO_2 . Ein globales Messnetz, wie das der meteorologischen Variablen, ist für troposphärische Spurenstoffe bisher nicht vorhanden. In den kommenden Jahren ist aber mit erheblichen Fortschritten bei Satellitendaten zu rechnen, auch bezüglich vertikal aufgelöster Informationen (Singh und Jacob, 2000). Eine heutzutage verfügbare Informationsquelle stellen die Modellergebnisse globaler CTMs dar (Jacobson, 2001; Langmann et al., 2003; Marmer and Langmann, 2004). Regionale Modelle besitzen gegenüber globalen Modellen in der Regel immer noch einen Auflösungs-vorteil, so dass die detailliertere Beschreibung der Topographie, des Land-See-Kontrastes, der Landnutzung und der Spurenstoffemissionen zu einer realitätsnäheren Bestimmung von z. B. Niederschlag, topographisch beeinflussten Windsystemen und chemischen Prozessen in Quellnähe und in der gesamten planetaren Grenzschicht führt. Insbesondere für die Untersuchung von regionalen Einflüssen von im Modellgebiet freigesetzten hohen Emissionen, wie bei den 1997/1998er Feuern in Indonesien, stellt ein regionales Klima-Chemie-Modell heutzutage ein optimales Werkzeug dar. Zudem sind dreidimensionale regionale Klima- und Chemiemodelle bereits heute wichtige Werkzeuge in Entwicklungsländern, die nicht über Großrechner wie beispielsweise am Deutschen Klimarechenzentrum in Hamburg verfügen, aber auf lokalen LINUX Clustern erfolgreich Modellrechnungen durchführen können. Außerdem können regionale Modelle z. B. durch Rotation des geographischen Gitters der Längen- und Breitengrade annähernd äquidistante Gitter auch in Polnähe benutzen, so dass das Problem der konvergierenden Modellauflösung in Polnähe, das bei heutigen globalen Modellen auftritt, vermieden wird.

Trotzdem liegt die Zukunft der Klima-Chemie-Modellierung aufgrund der fortschreitenden Entwicklung der Computertechnologie klar bei den globalen Modellen. Hier sind insbesondere variable Gitter mit hoher Auflösung über ausgewählten Gebieten

wünschenswert, da so sowohl Ferntransport als auch quellnahe Prozesse integriert sind. Ein Beispiel ist das von Majewski et al. (2002) beschriebene Ikosaeder Gitter, das bereits im globalen Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes verwendet wird. Dieses Gitter soll im Projekt ICON (<http://www.mpimet.mpg.de/ICON>), einer Zusammenarbeit zwischen dem Deutschen Wetterdienst und dem Max-Planck-Institut für Meteorologie, den dynamischen Kern des ECHAM-5 Modells ersetzen, wodurch das angesprochene Polproblem gelöst wird und Fokussierungsmöglichkeiten auf ausgewählte Regionen eröffnet werden sollen.

4. Vulkanischer Einfluss auf indonesische Torfmoorgebiete

Während der 1997er Rauchperiode in Indonesien wurde neben anderen Bestandteilen ein ungewöhnlich hoher Schwefelanteil in den indonesischen Rauchpartikeln gemessen (Kapitel 2.6). Da insbesondere schwefelhaltige Emissionen durch kontinuierliche stille Entgasung der indonesischen Vulkane freigesetzt werden (Kapitel 2.2), stellten Langmann und Graf (2003) folgende Hypothese als Erklärungsversuch für die außergewöhnliche chemische Zusammensetzung der Rauchpartikel auf: Vulkanische Schwefel- und Schwermetallverbindungen werden in Indonesien seit Jahrtausenden durch nasse Deposition in Torfmoorgebiete (Kapitel 2.3) eingetragen, dort akkumuliert und durch Torfmoorbrände wieder in die Atmosphäre freigesetzt. Hier wird diese Hypothese durch eine Abschätzung des vulkanischen Schwefelgehalts indonesischer Torfmoore untermauert. Im Anschluss werden die Ergebnisse auch unter dem Aspekt der Wiederfreisetzung vulkanischer Spurenstoffe durch Torfmoorbrände diskutiert.

4.1 Vulkanischer Schwefel in indonesischen Torfmooren und Torfmoorfeuern

Außer im nordwestlichen Sektor sind die indonesischen Torfmoorgebiete von aktiven Vulkanen umgeben (Abb. 4.1). Insbesondere auf Sumatra befinden sich aktive Vulkane und Torfmoore in einem Abstand von nur 200 bis 300 km. Aufgrund dieser räumlichen Nähe scheint es offensichtlich, dass Spurenstoffe vulkanischer Herkunft (insbesondere Sulfat als Oxidationsprodukt von SO_2) in der Atmosphäre zu den Torfmoorgebieten transportiert werden können, um dort durch nasse Deposition abgelagert und angereichert zu werden, wobei der Eintrag im wesentlichen abhängig ist von der Entfernung und der dominierenden Windrichtung (Kapitel 2.4).

Das in Kapitel 3 eingeführte Modell REMOTE wird zur Zeit im Rahmen einer Doktorarbeit zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen vulkanischen Schwefelemissionen und dem Schwefelgehalt der Torfmoore Indonesiens angewendet (M. Pfeffer, MPI Meteorologie, Hamburg). Die hier vorgestellte Abschätzung des vulkanischen Schwefelgehalts indonesischer Torfmoore beruht auf numerischen Modellrechnungen des troposphärischen Schwefelzyklus mit dem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM-4 (Graf et

al., 1997). Nach einer dreimonatigen Einschwingphase wurde eine klimatologische Modellsimulation über fünf Jahre durchgeführt. Die schwefelhaltigen Spurenstoffe SO_2 und SO_4^{2-} wurden markiert, um Aussagen über den Einfluss ihrer Herkunft zu treffen, wobei zwischen anthropogenen Aktivitäten, vulkanischer Entgasung, maritimem und terrestrischem Dimethylsulfid (DMS) und Biomasseverbrennung als Quelle unterschieden wurde. Eine Analyse der ECHAM-4-Modellergebnisse mit Fokus auf Indonesien und der nassen Deposition von Sulfat, der Hauptsenke für atmosphärisches Sulfat in diesem Gebiet, ergibt folgendes Ergebnis: Die gesamte nasse Deposition von Sulfat in den indonesischen Torfmoorgebieten beträgt 200 bis 500 $\text{mg S/m}^2/\text{Jahr}$ (Abbildung 4.2a). Maximalwerte von über 1200 $\text{mg S/m}^2/\text{Jahr}$ werden südlich der Philippinen berechnet. In Europa werden ähnliche Spitzenwerte der nassen Sulfatdeposition bestimmt, während in den stark belasteten Gebieten Chinas etwa doppelt so hohe Werte auftreten. Den Modellrechnungen zu Folge tragen in Indonesien die vulkanischen Quellen zu 50 bis 80% zur nassen Deposition von Sulfat bei (Abb. 4.2b).

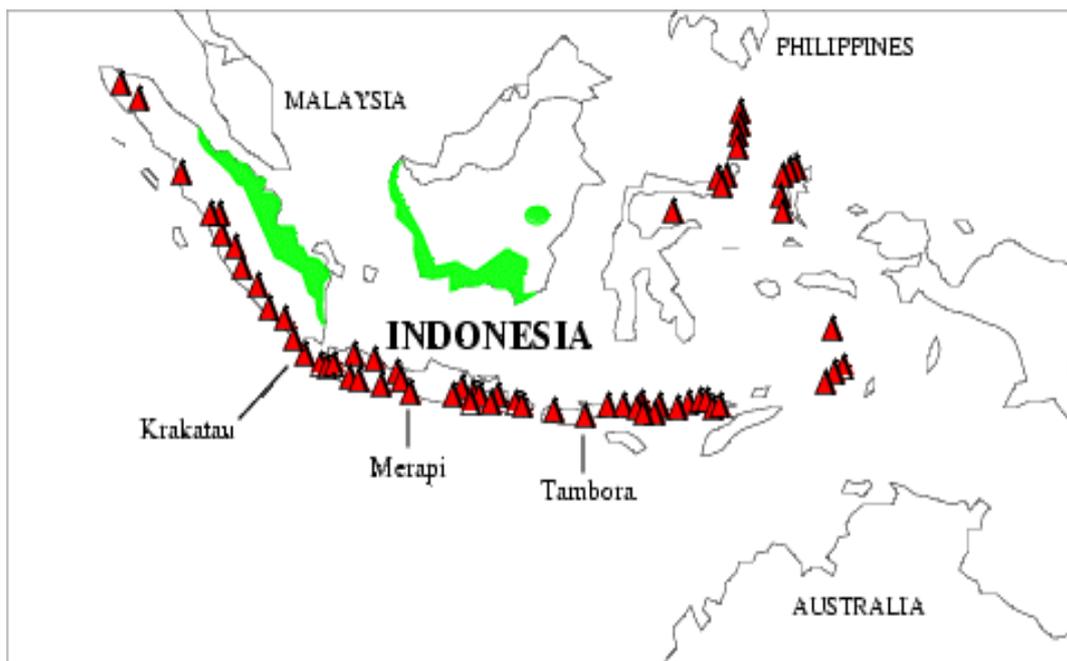


Abb. 4.1: Geographische Lage der Torfmoorgebiete Sumatras und Kalimantanens und der seit 1900 eruptierten Vulkane Indonesiens (Langmann und Graf, 2003).

Aus den Modellrechnungen ergibt sich insgesamt eine Anreicherungsrate des vulkanischen Schwefels in indonesischen Torfmooren von 200 – 500 Mg S/km^2 in 1000 Jahren. Küstennahe bzw. inländische indonesische Torfmoore weisen eine Wachstumsrate von 20 cm in 100 Jahren bzw. 14 – 50 cm in 100 Jahren auf (Rieley et al., 1997). Mit der Annahme einer

mittleren Wachstumsrate von 15 cm in 100 Jahren wird in 1000 Jahren 1,5 m Torf produziert, der nach Supardi et al. (1993) einen trockenen Biomassegehalt von 97500 Mg/km² besitzt. Der resultierende Schwefelgehalt des trockenen Torfs ist demnach 2 – 5 g/kg (200 – 500 Mg S/km² / 97500 Mg/km²).

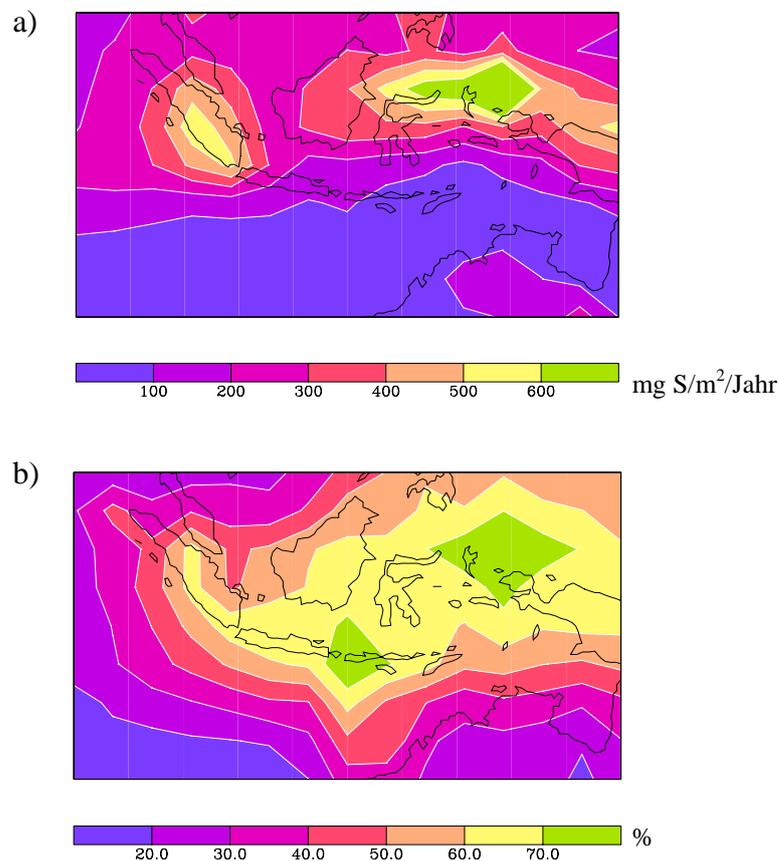


Abb. 4.2: ECHAM-4 Modellergebnisse über Indonesien.

- a) Nasse Deposition von Schwefel (mg S/m²/Jahr) aus anthropogenem Ursprung, Biomasseverbrennung, maritimen und terrestrischen DMS und vulkanischen Quellen.
- b) Prozentualer Beitrag vulkanischer Quellen zur nassen Deposition von Schwefel.

Vegetationsbrände können nach Andreae und Merlet (2001) je nach brennender Vegetation (Savanne, tropischer oder extratropischer Wald) 0,135 bis 0,5 g S/(kg Trockenmasse) in Form von SO₂ freisetzen. Christian et al. (2003) stellten bei Labormessungen Emissionsfaktoren für Schwefel in PM_{2.5} von 0,11 bis 0,14 g S/(kg Trockenmasse) für indonesische Brennstoffe wie Alang-alang oder Semak fest. Ein deutlich niedrigerer Schwefelemissionsfaktor von 0,0075 g S/(kg Trockenmasse) für SO₂ aus indonesischem Torf wurde von Ikegami et al. (2001) im Labor gemessen. Bei den Messungen bleibt insgesamt unklar, wie hoch der Schwefelgehalt des Brennmaterials ist, wie viel Prozent in der Asche verbleiben, und wie viel Prozent insgesamt in die Atmosphäre eingetragen werden, in Form von gasförmigen SO₂ und

in partikulärer Form als Sulfat oder in organische Verbindungen. Trotzdem kann eine Minimalabschätzung des durch Torfmoorbrände freigesetzten Schwefels vorgenommen werden. Mit der Annahme, dass nur 0,1 bis 0,5 g S/(kg Trockenmasse) bei den indonesischen Torfbränden in die Atmosphäre freigesetzt werden (nur 5 – 10 % des hier berechneten Schwefelgehalts des trockenen Torfs), verbleiben 90 – 95 % des Schwefels in der Asche. Mit den weiteren Annahmen, dass Torfmoore im Mittel bis zu einer Tiefe von 0,5 m brennen, ergibt sich ein mittlerer Fluss von 9,75 Mg S/km², was für die 1997 in Indonesien brennenden Torfmoorflächen von 14500 km² bis 68000 km² (Page et al., 2002) eine Freisetzung von 0,1 bis 0,66 Tg S bedeutet.

4.2 Diskussion

Die in Kapitel 4.1 vorgestellte globale Modellsimulation, welche die Grundlage für die Abschätzung des Schwefelgehalts der indonesischen Torfmoore darstellt, enthält ein anthropogenes Emissionsinventar basierend auf dem Jahr 1985 (Graf et al, 1997). Vor dem 19. Jahrhundert waren anthropogene Schwefelemissionen weltweit vernachlässigbar gering. Die permanenten vulkanischen Entgasungen in Indonesien allerdings finden seit Jahrtausenden mit annähernd gleichbleibender Intensität statt, so dass der Beitrag vulkanischen Schwefels in der Atmosphäre und den Depositionsflüssen (Abb. 4.2b) vor dem 19. Jahrhundert als deutlich höher anzunehmen ist.

Um den in Kapitel 4.1 berechneten vulkanischen Schwefelgehalt der Torfmoore Indonesiens bewerten zu können, stehen nur wenige Messungen zu Verfügung. Ein wichtiger Datensatz ist die chemische Analyse eines Torfbohrkerns, der 1995 in Zentral Kalimantan, 20 km südöstlich von Palankaraya gezogen wurde (Weiss et al., 2002). Das dortige Torfmoorgebiet stellt ein Hochmoor dar, dessen Nährstoffversorgung aufgrund der hohen Regenmengen von mehr als 2500 mm/Jahr fast ausschließlich durch nasse Deposition erfolgt. Die Datierung des fast 10 m langen Torfbohrkerns reicht etwa 20000 Jahre zurück. Der Schwefelgehalt wird mit 1 – 2 g S/(kg Trockenmasse) angegeben. Supardi et al. (1993) geben denselben Schwefelgehalt für Torfmoore in Südsumatra an, mit einem Anteil des organisch gebundenen Schwefels von über 80 %. Die hier vorgestellte Abschätzung des Schwefelgehalts der indonesischen Torfmoore liegt mit 2 – 5 g/kg S/(kg Trockenmasse) doppelt so hoch wie die Messungen. Da die Modellrechnung, auf der die Abschätzung der nassen Schwefeldeposition beruht, mit einer horizontalen Auflösung von 3,75° x 3,75° durchgeführt wurden, damit also nicht unbedingt repräsentativ für die Messung an einem Ort ist, wird der Vergleich mit den Messwerten als gute Übereinstimmung betrachtet. Außerdem muss berücksichtigt werden, dass bei der Abschätzung kein Abfluss des Oberflächenwassers in Betracht gezogen wurde, der einen Teil des Schwefels aus den Torfmooren entfernen kann.

Chemische Analysen von Torfbohrkernen aus Schweizer Hochmooren (Jeker und Krähenbühl, 2001) zeigen einen vom Alter des Torfs abhängigen Schwefelgehalt von 1 – 5 g

S/(kg Trockenmasse). Um 1965 und 1980 datiert, wurden Maximalwerte von 4 bzw. 5 g S/(kg Trockenmasse) gemessen, die zeitlich sehr gut mit maximalen SO₂ Emissionen in Europa korreliert sind. Während der Zeiträume deutlich geringerer anthropogener Schwefelemissionen in Europa um 1940 (älteste Datierung der Torfproben) und nach 1995 liegt der Schwefelgehalt der Schweizer Torfmoore bei 1 – 1,5 g S/(kg Trockenmasse). Diese Arbeit verdeutlicht die Fähigkeit von Torfmooren aufgrund ihres stetigen Wachstums, Schwefel und andere Spurenstoffe, die insbesondere durch nasse aber auch trockene Deposition eingetragen werden, abhängig vom Zeitpunkt des Eintrags zu speichern. Der Schwefelgehalt schottischer Torfmoore an der Atlantikküste weist Werte von 7 – 9 g S/(kg Trockenmasse) auf (Shotyk, 1997), die auf den hohen Eintrag von Seesalz und dem darin enthaltenen Schwefel zurückzuführen sind. Obwohl die Eigenschaften von Torfmooren in tropischen und gemäßigten Breiten deutlich verschieden sind, unterstützen die Untersuchungen von Jeker und Krähenbühl (2001) und Shotyk (1997) die von Langmann und Graf (2003) vorgestellte Hypothese der Anreicherung vulkanischen Schwefels in indonesischen Torfmooren. Der berechnete Schwefelgehalt indonesischer Torfmoore zeigt eine gute Übereinstimmung mit den hier vorgestellten Messungen.

Ein anderer Erklärungsversuch für den Schwefelgehalt indonesischer Torfmoore wird in Gras et al. (1999) angesprochen und in Haraguchi et al. (2004) untersucht: Das Sediment unter den Torfmooren in den küstennahen Gebieten Indonesiens ist reich an Pyrit (FeS₂). Bei Kontakt mit Sauerstoff kann Pyrit in einem komplexen biochemischen Prozess, von Mikroorganismen unterstützt, oxidiert werden, wobei dreiwertiges Eisen und Schwefelsäure die Endprodukte darstellen (Biggam und Nordstrom, 2000). Ein teilweise erhöhter Schwefelgehalt im Torf dicht über der Sedimentschicht deutet auf eine solche chemische Umwandlung hin, kann aber nur schwer den Schwefelgehalt in der gesamten Tiefe des Torfs erklären. Dagegen spricht auch eine Untersuchung der säurebildenden Prozesse in Torfmoorgebieten in Zentral Kalimantan während der Regenzeit 2002/2003 (Kurnain et al., 2004). In den obersten 10 – 30 cm des Torfs wird keine chemische oder mikrophysikalische Produktion von Sulfat beobachtet, sondern nur der Eintrag aus der Atmosphäre.

Die in der Literatur verfügbaren Emissionsfaktoren für die Freisetzung von Schwefel durch Vegetationsbrände (Kapitel 4.1) sind im Vergleich zu dem berechneten und gemessenen Schwefelgehalt von Torfmooren sehr gering. Die damit berechnete Freisetzung von bis zu 0,66 Tg S während der Torfmoorbrände in Indonesien im Jahr 1997 entspricht etwa der Hälfte der jährlichen vulkanischen Schwefelemission in Indonesien (Kapitel 2.2). Im Unterschied zu den vulkanischen Emissionen, die meist oberhalb der planetaren Grenzschicht in wenig belasteten Luftmassen freigesetzt werden, gelangen die Schwefelemissionen der Torfmoorbrände zusammen mit hohen Partikel- und Spurengaskonzentrationen in die planetare Grenzschicht, so dass sekundäre Aerosolbildung und Kondensation auf existierenden Partikeln und damit verbundene Veränderungen der mikrophysikalischen Partikeleigenschaften eine große Rolle spielen können. Um die mit den Emissionsfaktoren

verbundenen Unsicherheiten zu vermindern, bietet sich ein Schließungsexperiment mit Messungen des Schwefelgehalts des Torfs, des in der Asche verbleibenden Anteils und des in die Atmosphäre freigesetzten Anteils in Form von gasförmigen SO₂ und in partikulärer Form als Sulfat oder in organischen Verbindungen an. Nach Hegg et al. (1987) sollte sich der Schwefelgehalt des Brennmaterials deutlich bemerkbar machen: Die Autoren führten erhöhte schwefel- und stickstoffhaltige Emissionen eines Feuers nahe bei Los Angeles im Vergleich zu einem Feuer in ländlicher Umgebung auf die zuvor deponierten anthropogenen Spurenstoffe aus Los Angeles zurück.

Neben den Labor- und Feldmessungen sowie den chemischen Analysen der Schwefelemissionen von Torfmoorbränden, sind zusätzliche Messungen der Quellstärke und der chemischen Zusammensetzung der vulkanischen Emissionen in Indonesien nötig, um die Hypothese von Langmann und Graf (2003) zu überprüfen. Durch die Charakterisierung typischer Verbindungen in den vulkanischen Emissionen, wie zum Beispiel Schwermetallverbindungen und Schwefelisotope, könnte sich die chemische Analyse von Regenwasser-, Vegetations- und Torfproben auf diesen „Fingerabdruck“ konzentrieren.

Abschließend sei hier erwähnt, dass die Nachbarschaft von Torfmoorgebieten und aktiven Vulkanismus auch außerhalb Indonesiens zu finden ist, beispielsweise in Patagonien, Kamtschatka, Island und den Aleuten.

5. Abschätzung der Emissionen durch Vegetations- und Torfmoorfeuer

Dieses Kapitel beschreibt die Abschätzung der Emissionen von Partikeln und Spurengasen durch Vegetations- und Torfmoorfeuer in Indonesien während des Zeitraums Juli 1997 bis Juni 1998. Diese Inventare stellen eine erste explizite Berechnung der indonesischen Brandemissionen mit räumlich-zeitlicher Variabilität dar und wurden bereits in Langmann und Heil (2004) veröffentlicht. Die Vorgehensweise ist folgendermaßen: Zunächst erfolgt die Charakterisierung des potentiellen Brennmaterials, die Bestimmung des Zeitpunkts und des Ortes der Feuer sowie der verbrannten Fläche. Diese Informationen gehen dann zusammen mit den in der Literatur verfügbaren Emissionsverhältnissen und -faktoren in die Berechnung der Partikel- und Spurengasemissionen ein.

5.1 Oberflächenvegetation und Torfmoorgebiete

Abb. 5.1 zeigt die räumliche Verteilung der vier Hauptvegetationsarten Indonesiens, Malaysias und Nordaustraliens beruhend auf 1 x 1 km² AVHRR Satellitendaten aufgezeichnet von April 1992 bis März 1993 (Loveland et al., 2000; Hagemann, 2002). Die noch vorhandenen Hauptwaldgebiete Indonesiens befinden sich auf Borneo und Irian Jaya. Der Süden Sumatras, Java und die Halbinsel Malaysias weisen hohe landwirtschaftliche Nutzung auf, während im Norden Australiens Savanne dominiert.

Torfmoorwälder sind nicht als Vegetationsklasse in Loveland et al. (2000) definiert. Ihre räumliche Verteilung wurde in einem ersten Schritt aus publizierten Karten abgeschätzt (Nichol, 1997; Dierke Weltatlas, 1980). Abbildung 5.1c zeigt die Hauptgebiete von Torfmoorwäldern in den küstennahen Tiefebene Ost-Sumatras, Kalimantanans und Südost-Irian Jayas. In diesen Gebieten wurde der Anteil von Torfmoorwäldern pro Modellgitterzelle als 2/3 der Waldbedeckung angenommen.

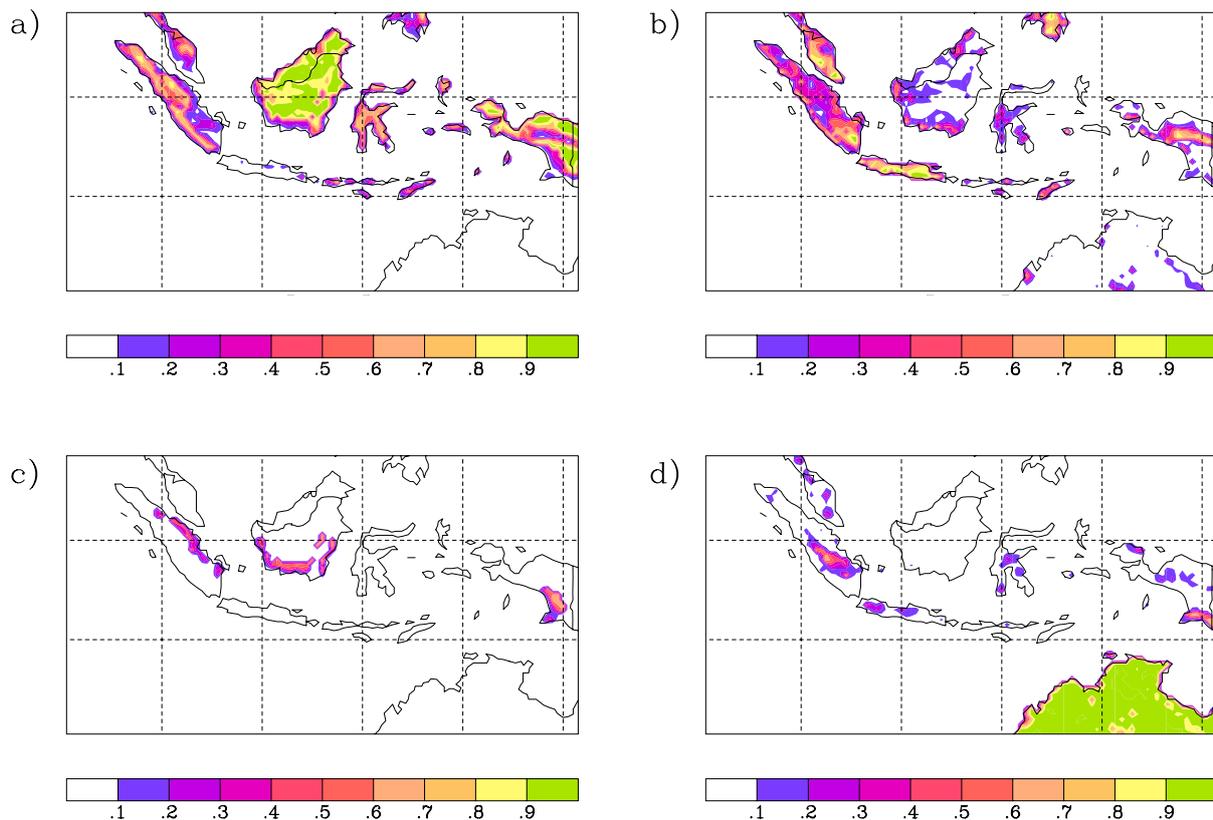


Abb. 5.1: Räumliche Verteilung der Hauptvegetationsarten im REMOTE Modellgebiet dargestellt als Bruchteil [0 – 1] pro Modellgitterzelle ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) für a) Wald, b) Landwirtschaft, c) Torfmoorwald und d) Savanne.

5.2 Zeitpunkt und geographische Lage der Feuer

Zeitpunkt und Ort der Vegetations- und Torfmoorfeuer in Indonesien wurde mit Hilfe der sogenannten „hot spot“- oder auch „fire count“- Satellitendaten bestimmt. Dazu wurden die $1 \times 1 \text{ km}^2$ Daten des ATSR Geräts an Bord des ERS2 Satelliten gewählt (Arino und Rosaz, 1999). Die Detektion der Feuer erfolgt in der Nacht, wenn das Signal der $3,7 \mu\text{m}$ Strahlung einen Schwellwert von 312 K (Algorithmus 1) oder 308 K (Algorithmus 2) überschreitet. Die benutzten Schwellwerte sind aufgrund der schwelenden Torfmoorbrände, die niedriger

Temperaturen als flammende Feuer produzieren (Malingreau, 1990) nicht optimal für die Detektion der Feuer in Indonesien. Auch durch Wolken und Rauch wird die quasikontinuierliche Beobachtung der Feuer vom Satelliten aus behindert (Siegert und Hoffmann, 2000). Außerdem führt die Detektion der Feuer in der Dunkelheit zur Unterschätzung der Feueraktivität, da diese im allgemeinen am Nachmittag ihren Höhepunkt hat. Auch Stolle et al. (2004) betonen die Unterschätzung der Anzahl der Feuerereignisse in den ATSR Daten, finden aber eine hohe zeitliche und räumliche Korrelation der ATSR Daten für Indonesien mit neueren Satellitenbeobachtungen von verbrannten Flächen.

Abbildung 5.2 zeigt die Anzahl der detektierten Feuer pro REMOTE Modellgitterzelle für den Zeitraum 1.7. – 31.12.1997 und 1.1. – 30.6.1998. Die Gebiete mit der höchsten Feuerintensität (mehr als 1000 Feuer pro Gitterzelle) befanden sich 1997 im Süden Kalimantan und im Südosten Sumatras. 1998 wurden die meisten Feuer (mehr als 500 Feuer pro Gitterzelle) in Ostkalimantan gezählt. In diesen Gebieten beträgt der Anteil der Torfmoorwälder an der Gesamtvegetation 20 – 60 % (Abb. 5.1c).

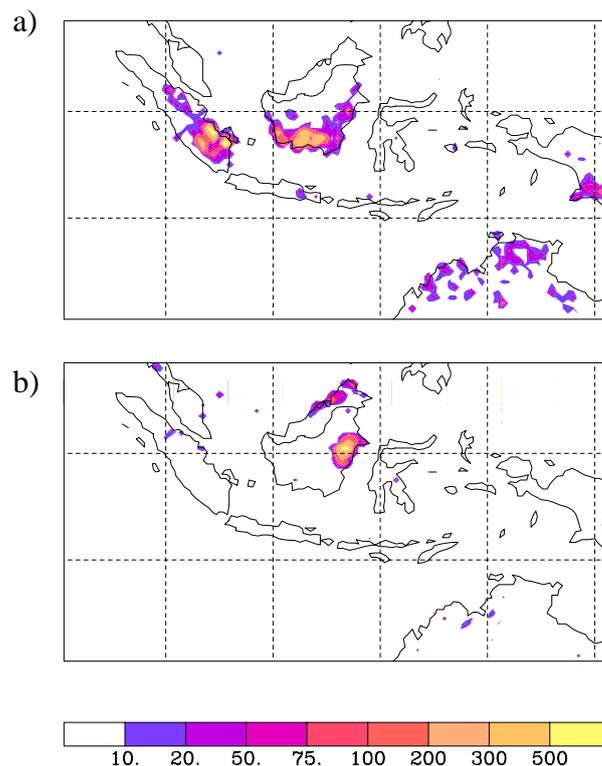


Abb. 5.2: Anzahl der vom ATSR Gerät detektierten Feuer pro REMOTE Modellgitterzelle a) für den Zeitraum 1.7. – 31.12.1997 und b) 1.1. – 30.6.1998.

5.3 Verbrannte Fläche

Die ATSR Daten enthalten detektierte Feuerereignisse mit einer Auflösung von 1 km². Sie enthalten allerdings keine Aussage über Anzahl, Größe und Intensität der Feuer, und damit über die verbrannte Fläche (Malingreau, 1990). Da außerdem die Anzahl der Feuer in den ATSR Daten unterschätzt ist (Stolle et al., 2004), wurden in der Literatur verfügbare Abschätzungen der 1997/1998 gesamten verbrannten Fläche in Indonesien herangezogen (Tab. 2.1, S. 17), wobei die neuere Studie von Tacconi (2003) für die Untersuchungen von Langmann und Heil (2004) noch nicht zu Verfügung stand. Der Zusammenhang zwischen den ATSR Daten, die als Indikatoren für die räumliche und zeitliche Verteilung der Feuer dienen, und der von ADB/Bappenas (1999) angegebenen verbrannten Fläche von 96550 km² wurde durch folgende empirische Gleichung bestimmt

$$A_{B,i} = \text{Minimum}(F/\alpha, 1/\beta) \cdot A \cdot V_i \quad (\text{Gl. 5.1})$$

mit

- $A_{B,i}$: verbrannte Fläche pro Vegetationsklasse i , Modellgitterzelle und Woche [km²],
- F : Anzahl der ATSR Feuerereignisse pro Modellgitterzelle und Woche,
- A : Fläche pro Modellgitterzelle [km²],
- V_i : Anteil der Vegetationsklasse i pro Modellgitterzelle,
- α, β : empirische Parameter.

Die beiden empirischen Parameter α und β stellen Konstanten dar, die zur möglichst optimalen Anpassung der ATSR Daten an die von ADB/Bappenas (1999) angegebene verbrannte Fläche eingeführt wurden. Der Parameter $\alpha = 554$ skaliert dabei die verbrannte Fläche pro Woche auf weniger als die Fläche einer Gitterzelle. Zusätzlich wird die maximal verbrannte Fläche pro Woche und Gitterzelle auf $1/\beta$ mit $\beta = 14$ limitiert. Die wöchentliche Auflösung wurde gewählt, um mindestens zwei Überflüge des ERS2 Satelliten zu gewährleisten und somit eine Glättung der ATSR Daten zu erreichen.

Ein Vergleich der verbrannten Flächen von ADB/Bappenas (1999) (Tabelle 5.1, linke Spalte) und der hier vorgestellten Emissionsabschätzung, im weiteren als „Minimalabschätzung“ bezeichnet (Tabelle 5.1, mittlere Spalte), zeigt sehr ähnliche Werte für die verbrannte Fläche pro Vegetationsklasse. Allerdings unterschätzt die Minimalabschätzung die verbrannte Fläche auf Kalimantan, während diese auf Sumatra überschätzt wird. Die Gründe liegen in den auf Seite 41 angeführten Unzulänglichkeiten der Feuerdetektion vom Satelliten aus, wie gewählter Temperaturschwellwert, Detektion bei Nacht, Wolken und Rauch.

Zusätzlich zur Minimalabschätzung wird im folgenden eine „Maximalabschätzung“ der verbrannten Flächen (Tabelle 5.1, rechte Spalte) betrachtet, bei der für die feuergeschädigten Torfmoorgebiete die obere Abschätzung von Page et al. (2002) mit 68047 km² (Tab. 2.1, S. 17) zu Grunde liegt. Im Vergleich zur Minimalabschätzung sind insbesondere die

feuergeschädigten Torfmoorgebiete auf Sumatra und Kalimantan um etwa einen Faktor 4,8 größer. Die verbrannten Flächen auf Sulawesi und Java bleiben unverändert, da hier keine Torfmoorgebiete vorhanden sind. Während der gesamten betrachteten Periode von Juli 1997 bis Juni 1998 ist die verbrannte Torfmoorfläche pro Modellgitterzelle und Woche bei der Maximalabschätzung kleiner als 25 % (~ 750 km²) und bei der Minimalabschätzung kleiner als 5 % (150 km²).

Verbrannte Fläche [km²]	ADB (1999)	Minimal- abschätzung	Maximal- abschätzung
Indonesien	96 550	97 340	151 290
Kalimantan	65 000	56 940	96 060
Sumatra	17 550	29 080	40 300
Irian Jaya	9 000	8 260	11 870
Sulawesi + Java	5 000	3 060	3 060
Wald	34 710 ¹⁾	39 640	39 640
Landwirtschaft	39 630	35 930	35 930
Torfmoorwald	14 580	14 190	68 140
Savanne	7 630 ²⁾	7 590	7 590

¹⁾ inklusive Forstplantagen

²⁾ trocknes Gestrüpp und Grass

Tab. 5.1: Verbrannte Fläche in Indonesien während der Periode 1997/98. Linke Spalte: ADB/Bappenas (1999), mittlere Spalte: Minimalabschätzung, rechte Spalte: Maximalabschätzung.

5.4 Berechnung der Emissionen

Partikuläre und gasförmige Emissionen der Feuer werden nach dem Ansatz von Levine (1999) wie folgt berechnet. Für die verbrannte Vegetations- und Torfmasse (M in Mg) gilt

$$M = A_B \cdot B \cdot E_B \quad (\text{Gl. 5.2})$$

mit B als Biomassegehalt in Mg/km² und E_B als Brenneffizienz. Für die Partikelemissionen ($E(TPM)$ in Mg) gilt

$$E(TPM) = M \cdot E_F(TPM) \quad (\text{Gl. 5.3})$$

mit $E_F(TPM)$ als Emissionsfaktor für Partikel. Die gasförmigen Emissionen werden unter Berücksichtigung des Kohlenstoffgehalts des Brennmaterials (C als Masseprozent

Kohlenstoff) und der Verbrennungseffizienz C_E bestimmt. Für die Emission von CO_2 ($E(CO_2)$ in Mg Kohlenstoff) gilt

$$E(CO_2) = M \cdot C \cdot C_E. \quad (\text{Gl. 5.4})$$

Die Emissionen anderer Spurengase wie CO oder CH_4 werden durch Multiplikation von $E(CO_2)$ mit einem auf CO_2 bezogenen Spurenstoffabhängigen Emissionsverhältnis (E_R) bestimmt. In Tabelle 5.2 sind die entsprechenden aus Levine (1999) entnommenen Konstanten für Biomassegehalt, Brenneffizienz, Kohlenstoffgehalt, Verbrennungseffizienz, Emissionsfaktoren und Emissionsverhältnisse zusammengefasst. Der Biomassegehalt für Torfmoorwälder basiert auf Supardi et al. (1993) und übersteigt den der anderen tropischen Wälder um einen Faktor 10, da bei Torfmoorwäldern der Boden und nicht die Vegetation das Hauptbrennmaterial darstellt. Zusammen mit den anderen Faktoren, die in die Berechnung der Feueremissionen eingehen, ergeben sich pro verbrannter Fläche 43 bis 85 mal höhere Partikelemissionen aus Feuern in Torfmoorgebieten verglichen zu Wald oder landwirtschaftlich genutzten Gebieten. Dieser Vergleich verdeutlicht die besondere Relevanz der Feuer in Torfmooren als Emissionsquelle.

	B [Mg/km ²]	E_B	C	C_E	$E_F(TPM)$	$E_R(CO)$	$E_R(CH_4)$
Wald	10000	0,2	0,45	0,90	0,020	0,0850	0,0032
Landwirtschaft ¹⁾	5000	0,2	0,45	0,90	0,020	0,0850	0,0032
Torfmoore	97500 ²⁾	0,5	0,5	0,77	0,035	0,1815	0,0104

¹⁾ inklusive Plantagen

²⁾ 1.5 m tiefer Torf

Tab. 5.2: Biomassegehalt (B), Brenneffizienz (E_B), Kohlenstoffgehalt (C), Verbrennungseffizienz (C_E), Emissionsfaktoren (E_F) und auf CO_2 bezogene Emissionsverhältnisse (E_R) für Wald, Landwirtschaft und Torfmoorgebiete in Indonesien basierend auf Levine (1999). Für Savanne werden dieselben Konstanten wie für Landwirtschaft benutzt.

Tabelle 5.3 vergleicht die von Levine (1999) veröffentlichte Abschätzung der verbrannten Fläche auf Sumatra und Kalimantan für den Zeitraum von August bis Dezember 1997 und die Partikelemissionen mit der hier vorgestellten Minimal- und Maximalabschätzung für das selbe Gebiet und den selben Zeitraum. Mit der Minimalabschätzung ist die verbrannte Fläche um 29 % und die Partikelemissionen um 18 % höher als bei Levine (1999). Die in Levine (1999) angegebenen Beiträge zu den unterschiedlichen Vegetationsklassen können mit der Minimalabschätzung mit weniger als 5 % Abweichung reproduziert werden. Die Maximalabschätzung übertrifft die Angaben von Levine (1999) für die verbrannte Fläche um

einen Faktor 2,2, die Partikelemission um einen Faktor 5,3. Levine (1999) gibt eine Unsicherheit von 50 % für seine Emissionsrechnungen an. Im Gegensatz zur Maximalabschätzung liegen die Ergebnisse der Minimalabschätzung in diesem Bereich. Nach Levine (1999) und der Minimalabschätzung tragen Feuer in Torfmoorgebiete nur etwa 20 % zur verbrannten Fläche bei, aber mehr als 90 % zur Emission von Partikeln und gasförmigen Spurenstoffen. In der Maximalabschätzung sind Feuer in Torfmoorgebieten sogar fast ausschließlich für die Freisetzung von Spurenstoffen verantwortlich (98 %), obwohl ihr Anteil an der verbrannten Fläche nur bei 52 % liegt. Diese Zahlen unterstreichen noch einmal die enorme Bedeutung von Feuern in Torfmoorgebieten für die Emission von Spurenstoffen.

Verbrannte Fläche [km²]	Gesamt	Torfmoorwald	Wald	Landwirtschaft
Levine (1999)	45 600	9 120	13 680	22 800
Minimalabschätzung	58 677	10 650	18 658	29 369
Maximalabschätzung	99 147	51 120	18 658	29 369
TPM [Tg]	Gesamt	Torfmoorwald	Wald	Landwirtschaft
Levine (1999)	16,568	15,561	0,547	0,460
Minimalabschätzung	19,506	18,172	0,746	0,588
Maximalabschätzung	88,559	87,225	0,746	0,588

Tab. 5.3: Verbrannte Fläche [km²] und Partikelemissionen [Tg] von August bis Dezember 1997 in Sumatra und Kalimantan nach Levine (1999) und der Minimal- und Maximalabschätzung dieser Arbeit.

Die zeitliche Variabilität der Partikelemissionen aus Vegetations- und Torfmoorfeuern, die im Zeitraum von Juli 1997 bis Juni 1998 im Gebiet Indonesiens nach der Berechnung mit der Minimal- und Maximalabschätzung freigesetzt wurden, ist in Abbildung 5.3 dargestellt. Zwei Perioden mit erhöhten Partikelemissionen traten auf, eine im nordhemisphärischen Herbst 1997 und eine zweite im Frühjahr 1998. Weil 1998 ein deutlich kleineres Gebiet brannte (Abb. 5.2), sind die Emissionen um einen Faktor 4,7 geringer als 1997. Die Emissionen Nordaustraliens tragen nur mit 1,3 % zu den Gesamtemissionen bei und sind somit vernachlässigbar.

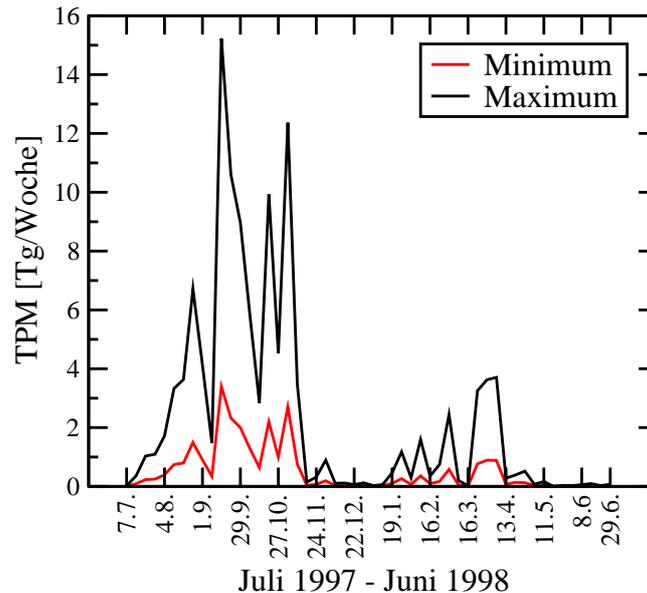


Abb. 5.3: Zeitliche Variabilität der Partikelemissionen aus Vegetations- und Torfmoorbränden in Indonesien und Nordaustralien entsprechend der Minimal- und Maximalabschätzung dieser Arbeit. Die Gesamtpartikelemission beträgt 26,7 Tg/Jahr mit der Minimalabschätzung und 118,7 Tg/Jahr mit der Maximalabschätzung.

5.5 Diskussion

Nach der hier vorgestellten Minimalabschätzung wurden zwischen Juli 1997 und Juni 1998 durch die indonesischen Feuer 380 Tg C freigesetzt, aufgeteilt in 83 % CO₂, 14 % CO, 2 % TPM und 1 % CH₄. Für die Partikel wird dabei ein Kohlenstoffgehalt von 25 % angenommen (Artaxo et al., 2002). Im Vergleich zu anderen veröffentlichten Abschätzungen der indonesischen Feueremission im Jahr 1997 (Tab. 2.2, S. 18) liegt die hier vorgestellte Minimalabschätzung an der unteren Grenze. Mit der Maximalabschätzung ergibt sich eine Emission von 1600 Tg C, ein Wert der deutlich unter der oberen Abschätzung von Page et al. (2002) von 2570 Tg C liegt, obwohl bei den Berechnungen dieselbe verbrannte Torfmoorfläche zu Grunde liegt. Die Differenzen resultieren zum großen Teil aus der unterschiedlichen Charakterisierung des brennenden Torfs (Tab. 2.3, S. 19) und verdeutlichen die bereits in Kapitel 2.5 angesprochenen großen Unsicherheiten bei der Bestimmung der Emissionen durch Torfmoorfeuer. Diese beziehen sich nicht nur auf die verbrannte Fläche, sondern auch auf das verbrannte Volumen, weil wiederholt Brände im selben Gebiet in unterschiedlicher Tiefe des Torfs auftreten können. Page et al. (2002) berücksichtigen bei den Emissionsabschätzungen auch die Oberflächenvegetation der Torfmoorgebiete. Danach werden durch Feuer 50 % des Kohlenstoffgehalts von 25000 Mg(C)/km², der den ursprünglichen Torfmoorwald charakterisiert, freigesetzt, was einer zusätzlichen Emission von 400 Tg C bei der oberen Abschätzung von Page et al. (2002) entspricht. Da allerdings

hauptsächlich fragmentierte Wälder und gerodete Torfmoorflächen Feuer fangen (siehe Kapitel 1.1), müssen die Emissionen der Oberflächenvegetation bei Page et al. (2002) als deutliche Überschätzung betrachtet werden. Bei den hier vorgestellten Emissionsabschätzungen wird deshalb in Torfmoorgebieten keine zusätzliche Emission der Oberflächenvegetation in Betracht gezogen. Die Beurteilung der hier vorgestellten Minimal- und Maximalmissionsabschätzung erfolgt in Kapitel 6 durch den Vergleich von berechneten atmosphärischen Partikelkonzentrationen mit Beobachtungsdaten.

Weitere Unsicherheiten bei der Bestimmung der Emissionen von Torfmoorbränden treten, wie bei Vegetationsbränden, bei der Charakterisierung des Brennmaterials (z. B. Biomassegehalt) und bei den Emissionsfaktoren auf (Andreae und Merlet, 2001; Christian et al., 2003). Der hier verwendete Partikelemissionsfaktor für indonesische Torfmoorfeuer von 35 g/kg (Levine, 1999) wurde bei der Verbrennung von Brennmaterial aus nicht tropischen Regionen mit 25 % organischem Material bestimmt (Ward, 1990). Ein fast identischer Emissionsfaktor für PM₁₀ von 38 g/kg wurde kürzlich bei der Verbrennung von Torfproben aus Sumatra (Probenahme siehe Abb. 2.4, S. 15) während einer Labormesskampagne des EFEU Projektes bestimmt (<http://www.tropos.de:8088/afo2000g3>) (Persönliche Mitteilung, 16.4.04, O. Schmid, MPI Chemie, Mainz), so dass die Unsicherheiten bezüglich des hier verwendeten Partikelemissionsfaktors ausnahmsweise als klein angesehen werden können.

Die hier vorgestellte Vorgehensweise zur Abschätzung der indonesischen Vegetations- und Torfmoorfeueremissionen in den Jahren 1997/1998 wurde von Heil et al. (2004) überarbeitet. Eine wesentliche Verbesserung ist die Kartierung der indonesischen Torfmoorgebiete (Abb. 5.4) basierend auf der Bodenklassifizierung Histol aus globalen Bodenkarten (FAO/AGL, verfügbar über <http://www.fao.org/ag/agl/agll/wrb/soilres.stm>). Für Indonesien ergibt sich so eine Gesamttorfmoorfläche von 218000 km², verteilt zu je 1/3 auf Sumatra und die Halbinsel Malaysias, Borneo, und Irian Jaya. Im Unterschied zu Abbildung 5.1c erfasst Abbildung 5.4 auch die Torfmoorgebiete Malaysias und die im Nordwesten Irian Jayas. Heil et al. (2004) modifizierten auch die Zuordnung der ATSR Daten zur verbrannten Fläche. Sie benutzten die Abschätzung von Tacconi (2003) und wiesen jedem von ATSR detektiertem Feuerereignis eine von der Vegetation abhängige verbrannte Fläche zu, z. B. 2,25 km² für Wälder und Torfmoorgebiete und 4,5 km² für landwirtschaftliche Gebiete. Aber auch diese Vorgehensweise führt zur Unterschätzung der verbrannten Fläche auf Kalimantan und zur Überschätzung auf Sumatra. Insgesamt belaufen sich die Emissionen auf 1100 Tg C. Das Emissionsinventar von Heil et al. (2004) wird in den folgenden Kapiteln dieser Arbeit in Sensitivitätsstudien genutzt.

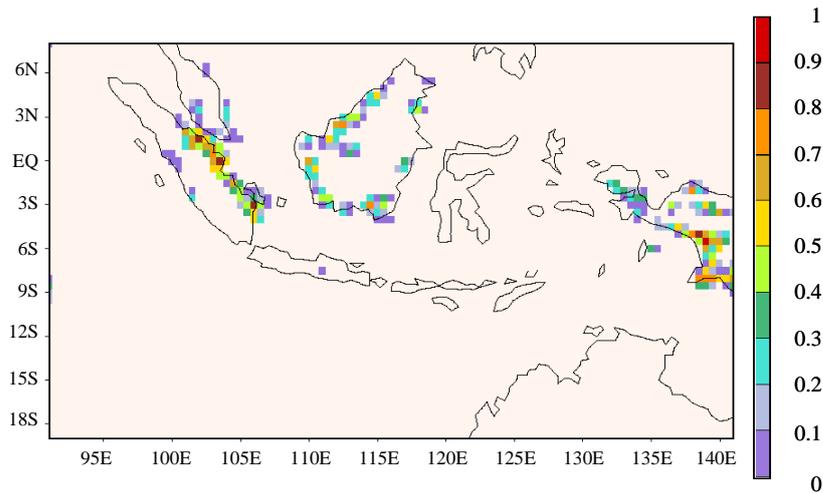


Abb. 5.4: Geographische Lage der Torfmoorgebiete Indonesiens basierend auf FAO/AGL dargestellt als Bruchteil pro REMOTE Gitterzelle ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$)

In den Jahren 1997/1998 wurde der bisher stärkste jährliche atmosphärische CO_2 Anstieg seit Beginn der Aufzeichnungen im Jahr 1957 gemessen (IPCC, 2001), wobei die Diskussion über die Ursachen teilweise kontrovers geführt wird. Nach Page et al. (2002) trugen die indonesischen Torfmoorfeueremissionen im Jahr 1997 bis zu 40 % zur mittleren jährlichen Kohlenstoffemission durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe bei. Ein anderer Erklärungsversuch ist ein Rückgang der Photosynthese der Vegetation in der Amazonasregion, ausgelöst durch Niederschlagsdefizite während der El Niño Periode (Scholze, 2003). Rödenbeck et al. (2003) und van der Werf et al. (2004) bestätigen solche Anomalien der CO_2 -Flüsse im tropischen Südamerika durch inverse Modellierung.

6. Modellrechnungen zur Ausbreitung der Rauchpartikel in der Atmosphäre

Das Ziel dieses Kapitels ist, mittels numerischer Modellierung die räumliche und zeitliche Variabilität des Rauchs, der sich durch die Vegetations- und Torfmoorfeuer 1997/1998 in Indonesien gebildet hat, zu bestimmen. Die atmosphärische Konzentration und Verteilung der Rauchpartikel hängt sowohl von den Emissionen als auch von den durch die meteorologische Situation bedingten Transportprozessen wie Advektion, vertikale Durchmischung durch turbulente Diffusion und konvektive Wolken, von chemischen und mikrophysikalischen Modifikationen (diese werden in der hier vorliegenden Arbeit nicht betrachtet) sowie trockenen und nassen Depositionsflüssen ab. Um die Fähigkeiten und Grenzen des REMOTE Modells bezüglich der Reproduktion des physikalischen Zustandes der Atmosphäre zu beleuchten, wird zunächst der räumlich und zeitlich stark variable Niederschlag in Indonesien (siehe Kapitel 2.4) betrachtet, da mit diesem der Hauptanteil der Rauchpartikel durch nasse Deposition aus der Atmosphäre entfernt wird. Es folgt ein Stationsvergleich berechneter und gemessener Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten, bevor die Ergebnisse zur

Ausbreitung der Rauchpartikel in der Atmosphäre, basierend auf den beiden in Kapitel 5 eingeführten Emissionsinventaren, vorgestellt und diskutiert werden.

6.1 Niederschlag

Das „Global Precipitation Climatology Center“ (GPCC, www.dwd.de/en/Funde/Klima/KLIS/int/GPCC) stellt global Messdaten der monatlichen Regenmengen als Gebietsmittel über Land zu Verfügung. Die Regenmengenmessungen sind auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter interpoliert. GPCP (Huffman et al., 1997) stellt einen kombinierten Datensatz des Niederschlags über Land und Wasser in $2,5^\circ$ Auflösung zu Verfügung. Die Niederschlagsdaten über dem Ozean basieren auf Satellitenbeobachtungen im Spektralbereich der Mikrowellen und der infraroten Strahlung. Aufgrund der wenigen Regenmessungen in Indonesien wird den Daten eine Unsicherheit von 10 % über Land und von 40 % über dem Ozean zugeschrieben (www.mpimet.mpg.de/en/extra/wg/wg5/wg_pr06.htm). In Abbildung 6.1a und b sind die über das Modellgebiet gemittelten monatlichen GPCC und GPCP Regenmengen zusammen mit dem vom Modell REMOTE im Klima- und Vorhersagemodus berechneten Ergebnissen von Juli 1997 bis Juni 1998 dargestellt. Die GPCC und GPCP Daten zeigen deutlich die durch den El Niño bedingten trockenen Bedingungen über Indonesien bis in den November 1997 hinein, als der verspätete nördliche Monsunregen einsetzte. Die beiden Niederschlagsmaxima im Dezember 1997 und April 1998 sind mit der süd- bzw. nordwärtigen Verschiebung der tropischen Interkonvergenzzone verbunden. REMOTE kann die zeitliche Entwicklung des Niederschlags gut reproduzieren, allerdings mit zu hohen Niederschlagsraten. Im Klimamodus ist diese Überschätzung stärker als im Vorhersagemodus, wie in Abbildung 6.1a deutlich sichtbar ist. Ein Vergleich der an malaysischen Stationen (Abb. 6.1d) gemessenen monatlichen Niederschlagsmengen von Juli bis Dezember 1997 zeigt dieselben Tendenzen (Abb. 6.1c).

Die Niederschlagsmengen an einzelnen malaysischen Stationen zeigen starke Variationen, auch im Vergleich mit REMOTE Modellergebnissen (Abb. 6.2). In Petaling Jaya / Kuala Lumpur ($3,1^\circ \text{N}$, $101,4^\circ \text{E}$), steigt der gemessene Niederschlag von August bis November bis zu einem Maximum von 660 mm/Monat, während der berechnete Niederschlag im Oktober ein Maximum von nur 300 mm/Monat aufweist (Abb. 6.2a). In der Halbjahressumme wird der gemessene Niederschlag von 1970 mm/(6 Monate) durch die Modellrechnungen um 820 mm/(6 Monate) im Vorhersagemodus und um 1020 mm/(6 Monate) im Klimamodus unterschätzt. In Kuching ($1,5^\circ \text{N}$, $110,3^\circ \text{E}$) (Abb. 6.2b) überschätzt REMOTE die gemessenen Regenmengen (1010 mm/(6 Monat)) insbesondere im Klimamodus um einen Faktor 2,1, während im Vorhersagemodus lediglich 30 % mehr Niederschlag berechnet wird.

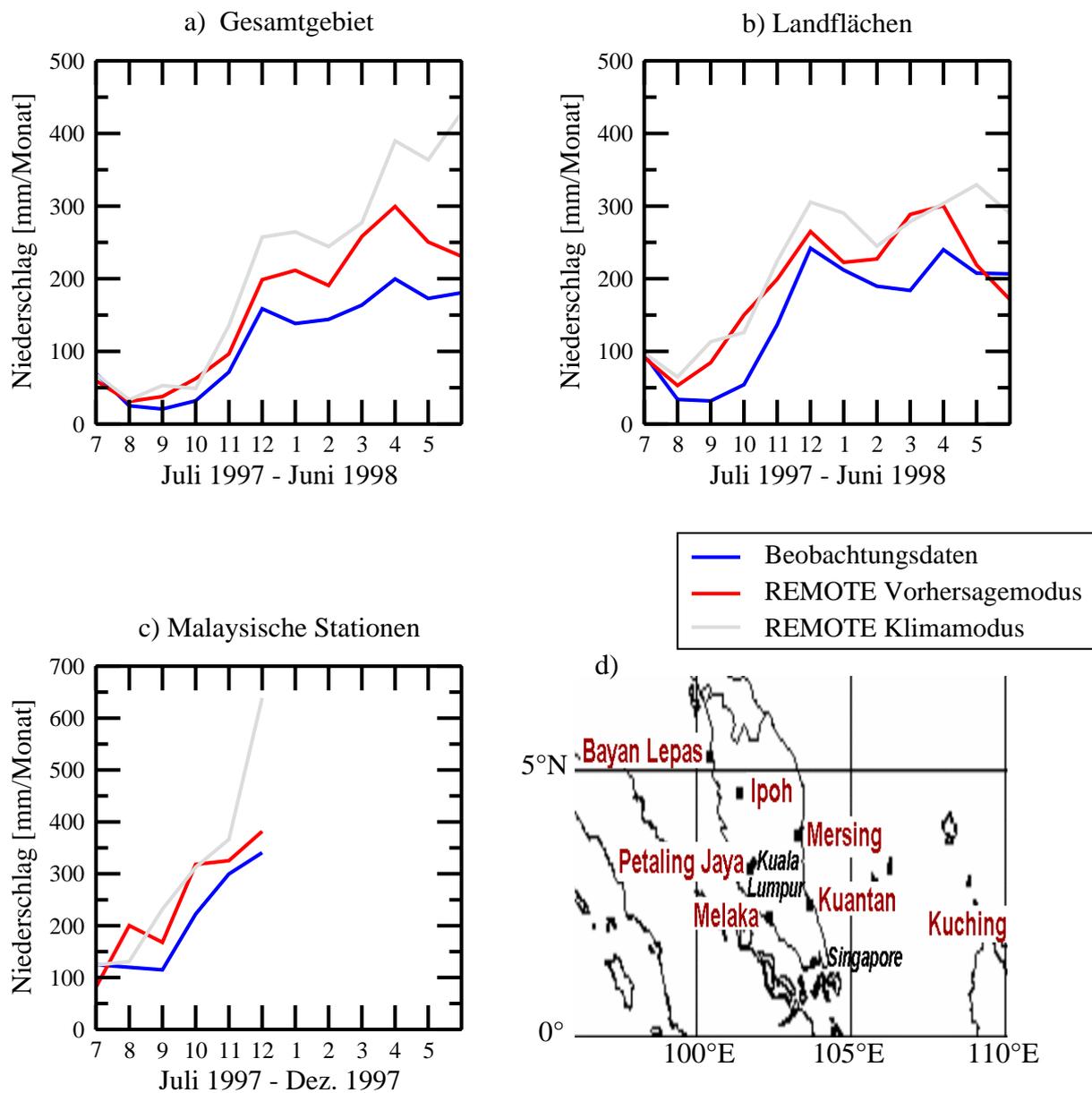


Abb. 6.1: a) Gebietsmittel des monatlichen Gesamtniederschlags über Indonesien (96° - 136° E, 14° S - 3° N) von Juli 1997 bis Juni 1998 über Land und Meer. b) wie a), jedoch nur über Land. c) Monatlicher Niederschlag als Mittelwert über sieben malaysischen Stationen für den Zeitraum Juli bis Dezember 1997. Die Messdaten stammen vom Malaysischen Meteorologischen Dienst. Die REMOTE Ergebnisse sind für den Klima- und Vorhersagemodus dargestellt. d) Geographische Lage der malaysischen Messstationen.

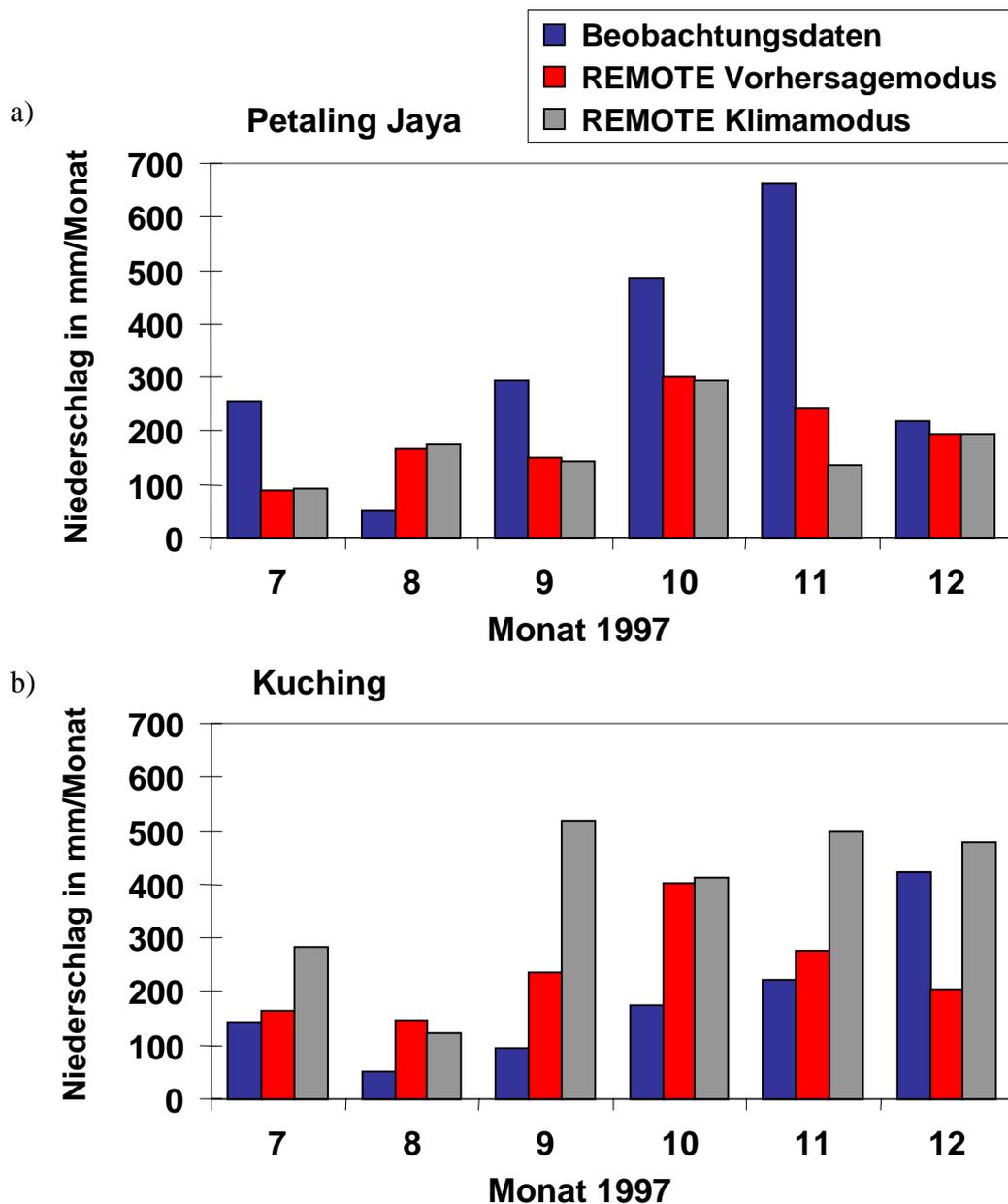


Abb. 6.2: Beobachtungsdaten des monatlichen Niederschlags und Ergebnisse der REMOTE Simulationen im Vorhersage- und Klimamodus für a) Petaling Jaya ($3,1^{\circ}$ N, $101,4^{\circ}$ E) und b) Kuching ($1,5^{\circ}$ N, $110,3^{\circ}$ E).

Zusammenfassend zeigt sich, dass REMOTE die hohe zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlags über Indonesien nur bedingt reproduzieren kann (Abb. 6.1 und 6.2). Dadurch wird insbesondere die Schwierigkeit der numerischen Modellierung der vom Land-See-Wind organisierten Konvektion und dem resultierenden konvektiven Niederschlag in den küstennahen Regionen über Land unterstrichen. Eine Überschätzung des berechneten Niederschlags und der damit verbundenen nassen Deposition der Rauchpartikel führt zu einer Reduktion der Konzentrationen der in der Modellatmosphäre verweilenden Rauchpartikel. Um diese Fehlerfortpflanzung zu minimieren, werden im folgenden die Modellergebnisse der

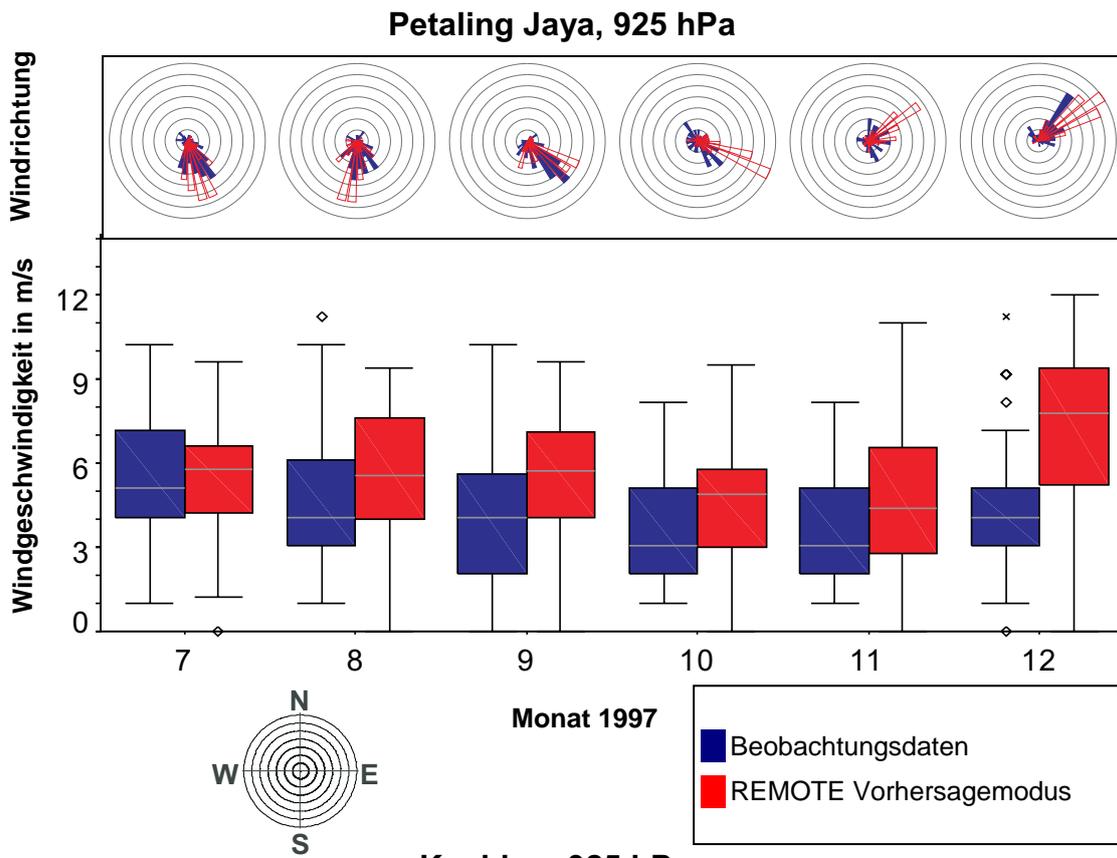
realitätsnäheren Simulation im Vorhersagemodus vorgestellt. Allerdings wird auch im Vorhersagemodus der Gesamtniederschlag im Modellgebiet und damit verbunden die nasse Deposition überschätzt, so dass die berechneten Partikelkonzentrationen in der Atmosphäre auch aus diesem Grund als untere Grenze angesehen werden müssen.

6.2 Windrichtung und Windgeschwindigkeit

Um die Fähigkeiten des REMOTE Modells bezüglich des Partikeltransports zu veranschaulichen, zeigt Abbildung 6.3 einen Vergleich der gemessenen und berechneten monatlichen Winde in Petaling Jaya und Kuching im 925 hPa Niveau. Die Beobachtungen basieren auf Sondendaten des Meteorologischen Dienstes Malaysias, die im zweiten Halbjahr 1997 jeweils um 0 und 12 UTC registriert wurden. Die Windgeschwindigkeiten sind als sogenannter „Box-Plot“ dargestellt. Die untere und obere Kante symbolisieren jeweils den 25 und 75 Perzentil-Wert, die horizontale Linie durch die Box den Median (50 % Perzentil). Ausreißer werden als Rauten dargestellt, Extremwerte als Sternchen. Die Windrose im jeweiligen oberen Bereich der Abbildungen 6.3a und b zeigt die monatliche Verteilung der Windrichtung in 10° Auflösung.

In Petaling Jaya weist der Median der Windgeschwindigkeit ein für die Übergangsphase zwischen den beiden Monsunsystemen (Kapitel 2.4) typisches Minimum im Oktober und November 1997 auf (Abb. 6.3a). Die REMOTE Ergebnisse zeigen ein ähnliches Verhalten, aber grundsätzlich höhere Windgeschwindigkeiten, besonders im Dezember 1997. Die vom Modell berechnete Variabilität der Windgeschwindigkeit (repräsentiert durch die Länge der Box) stimmt gut mit den Beobachtungen überein, mit Ausnahme des Dezembers, hier zeigt das Modell eine höhere Variabilität als die Beobachtungen. Die gemessene Windrichtung in Petaling Jaya dreht von südlichen Winden von Juli bis September 1997 auf nördliche Monsunwinde im Dezember 1997. In der Übergangsphase zwischen den Monsunwindensystemen im Oktober und November 1997 zeigt sich keine dominierende Windrichtung. Die REMOTE Ergebnisse geben die Drehung des Windes wieder, zeigen aber im Gegensatz zu den Beobachtungen keine Übergangsphase mit variablen Windrichtungen. Die vom Modell berechneten höheren Windgeschwindigkeiten können für diesen Unterschied verantwortlich sein, da die Windrichtung mit höherer Windgeschwindigkeit zu mehr Stabilität tendiert. Der monatliche Median der gemessenen Windgeschwindigkeiten in Kuching (Abb. 6.3b) ist von Juli bis Dezember 1997 fast konstant. Im Halbjahresmittel sind die beobachteten und berechneten Windgeschwindigkeiten fast identisch. Auch die gemessene und berechnete Variabilität zeigt gute Übereinstimmung. Sowohl in den Messungen als auch in den REMOTE Ergebnissen dominieren südliche Winde im Juli und August 1997, gefolgt von einer Periode stark variierender Windrichtungen, während im Dezember nördliche Winde vorherrschen.

a)



b)

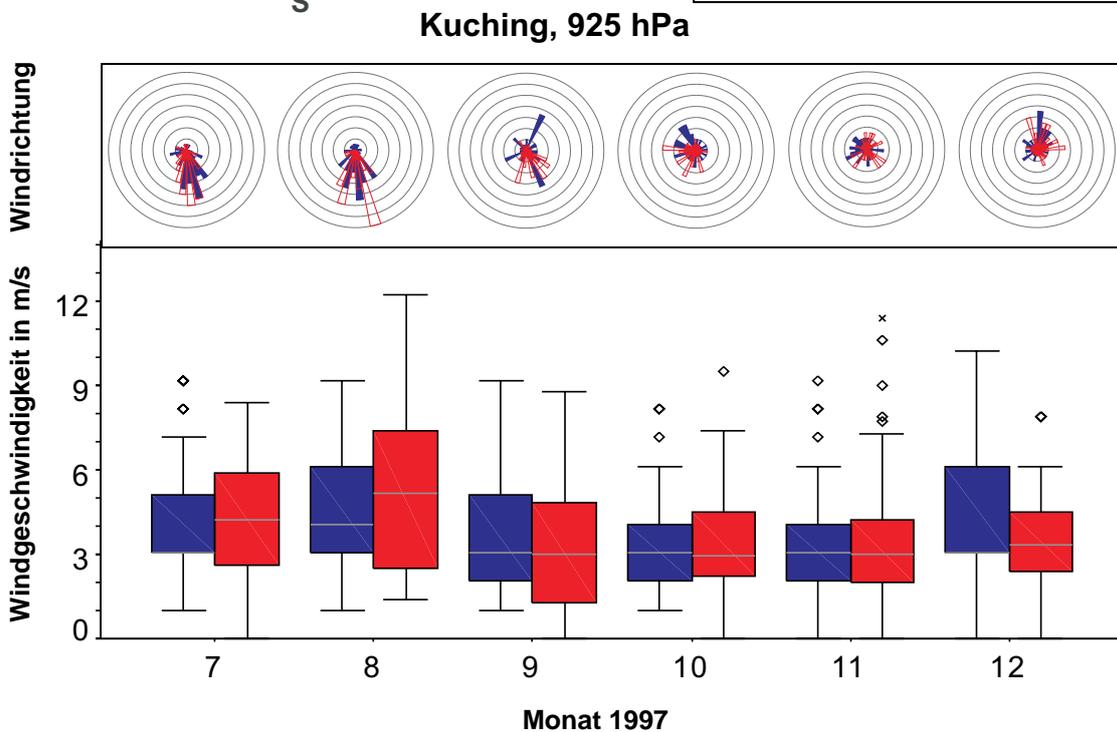


Abb. 6.3: Beobachtungsdaten der monatlich gemittelten Windrichtung und –geschwindigkeit und Ergebnisse der REMOTE Modellrechnungen für a) Petaling Jaya ($3,1^\circ$ N, $101,4^\circ$ E) und b) Kuching ($1,5^\circ$ N, $110,3^\circ$ E) in 925 hPa.

Zusammenfassend kann dem Modell REMOTE eine gute Reproduktion der beobachteten Winde und deren zeitlicher Variabilität zugesprochen werden, was eine gute Voraussetzung für die Berechnung der Transportprozesse der Rauchpartikel in der Atmosphäre darstellt. Hier sei darauf hingewiesen, dass die Modellergebnisse für Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Vorhersage- und Klimamodus sehr ähnlich sind. Auch das zeigt, dass die Unterschiede in der Berechnung des Niederschlags im Vorhersage- und Klimamodus (Kapitel 6.1) durch subskalige Prozesse wie insbesondere die Konvektion hervorgerufen werden.

6.3 Verteilung des Rauchs in der Atmosphäre

Die räumliche Verteilung der Rauchpartikel in der Atmosphäre über Indonesien und Malaysia während des Zeitraums Juli 1997 bis Juni 1998 kann den TOMS Aerosol Index (AI) Daten (Herman et al., 1997) entnommen werden, die in 1° Auflösung als Monatsmittelwerte in der linken Spalte von Abbildung 6.4 dargestellt sind. Die im ultravioletten Spektralbereich absorbierenden Aerosole werden durch positive TOMS AI Werte repräsentiert. Zwei intensive Rauchperioden fanden jeweils zwischen August und November 1997 und Februar und April 1998 statt. Während der ersten Rauchperiode wurden Maximalwerte des TOMS AI südlich des Äquators über weiten Gebieten Sumatras, Kalimantanans und Irian Jayas gemessen, wo sich nach Abbildung 5.2 (S. 41) die Hauptfeuergebiete befanden. Der Rauch zeigte eine starke Ausbreitungstendenz nach Nordwesten mit zunehmend westlicher Richtung. Im September und Oktober 1997 reichte die Rauchwolke bis weit in den Indischen Ozean und bedeckte auch zeitweise die Halbinsel Malaysias. In diesen Monaten waren die Feueraktivitäten und die freigesetzten Emissionen am höchsten (Abb. 5.3, S. 46), begünstigt durch die geringen Niederschlagsraten (Abb. 6.1). Die damit verbundene geringe nasse Deposition führte zu langen Verweilzeiten der Rauchpartikel in der Atmosphäre. Die zweite Rauchperiode beschränkte sich auf Borneo. Die TOMS AI Daten zeigen im März und April 1998 zwei separierte Rauchwolken ausgehend jeweils von Feuern in Ostkalimantan und Borneo-Malaysia (Ost-Sarawak und West-Sabah) einschließlich Brunei. In Ostkalimantan wurde zwischen Januar und April 1998 kein nennenswerter Niederschlag registriert, was eine unkontrollierte Ausbreitung von Feuern begünstigte, während in allen anderen Provinzen Borneos normaler bis starker Niederschlag gemessen wurde (Siegert und Hoffmann, 2000).

Die rechte Spalte von Abbildung 6.4 zeigt die monatlich gemittelten, vertikal integrierten Partikelkonzentrationen, die mit der Minimalemissionsabschätzung (Kapitel 5) berechnet wurden. An dieser Stelle soll betont werden, dass Abbildung 6.4 nur einen qualitativen Vergleich des dimensionslosen TOMS AI mit der von REMOTE berechneten Partikelsäulenkonzentration in mg/m^2 darstellt. Dieser Vergleich erlaubt aber eine Evaluierung der zeitlichen und räumlichen Variabilität der berechneten Verteilung des Rauchs in der Atmosphäre. Die REMOTE Simulation zeichnet sich durch eine gute Reproduktion der räumlichen und zeitlichen Ausbreitung und Intensität der Rauchwolken aus. In den

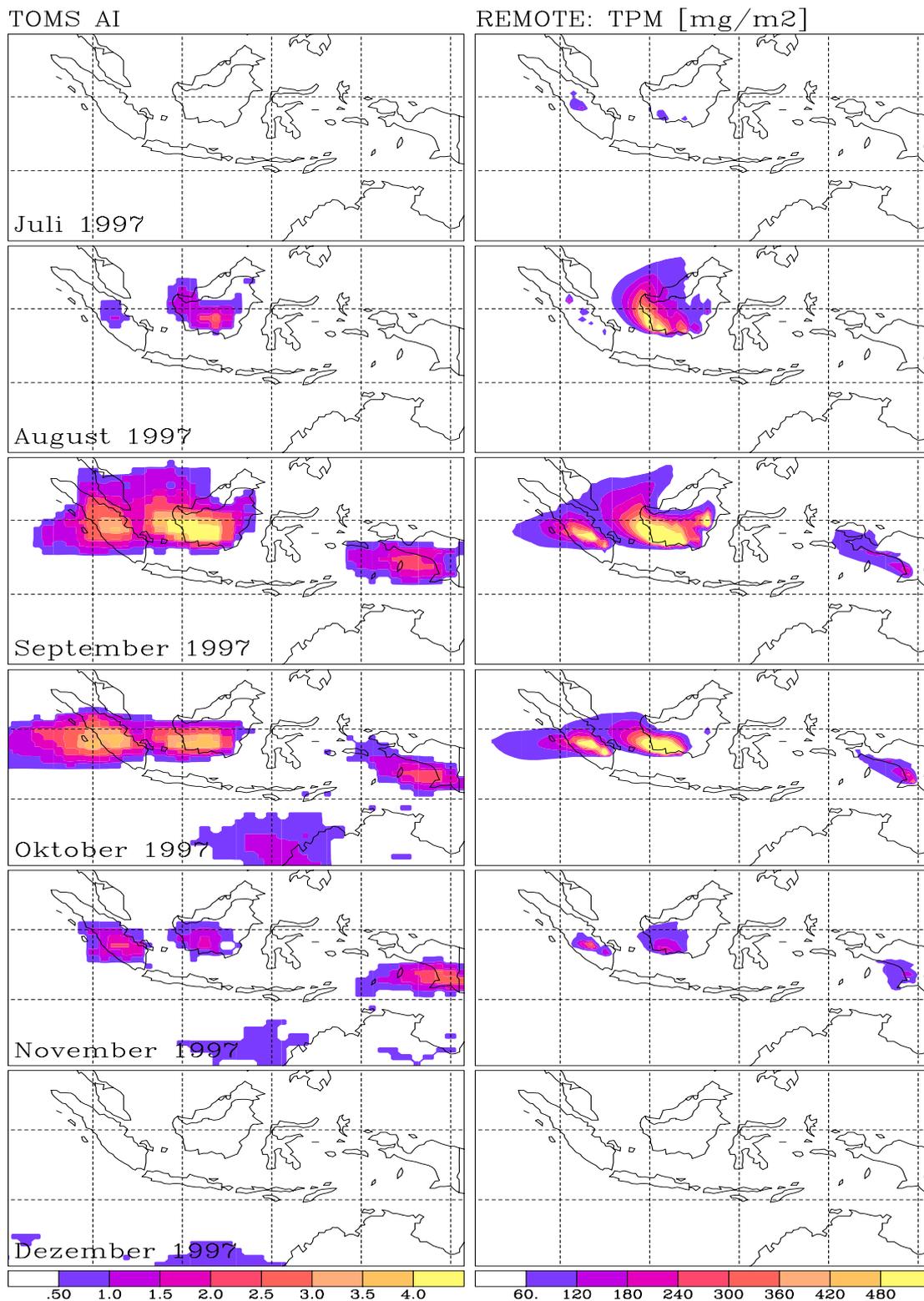


Abb. 6.4: Qualitativer Vergleich des TOMS Aerosol Index in 1° Auflösung (linke Spalte) mit der von REMOTE berechneten Säulenkonzentration der Partikel in mg/m^2 in $0,5^\circ$ Auflösung (rechte Spalte) als Monatsmittel von Juli 1997 bis April 1998. Im Mai und Juni 1998 überschreiten weder der TOMS Aerosol Index noch die Säulenkonzentration der Partikel $0,5$ bzw. $60 \text{ mg}/\text{m}^2$ (erstes Farbintervall). Die dargestellten Modellergebnisse beruhen auf den Rechnungen mit der Minimaemissionsabschätzung.

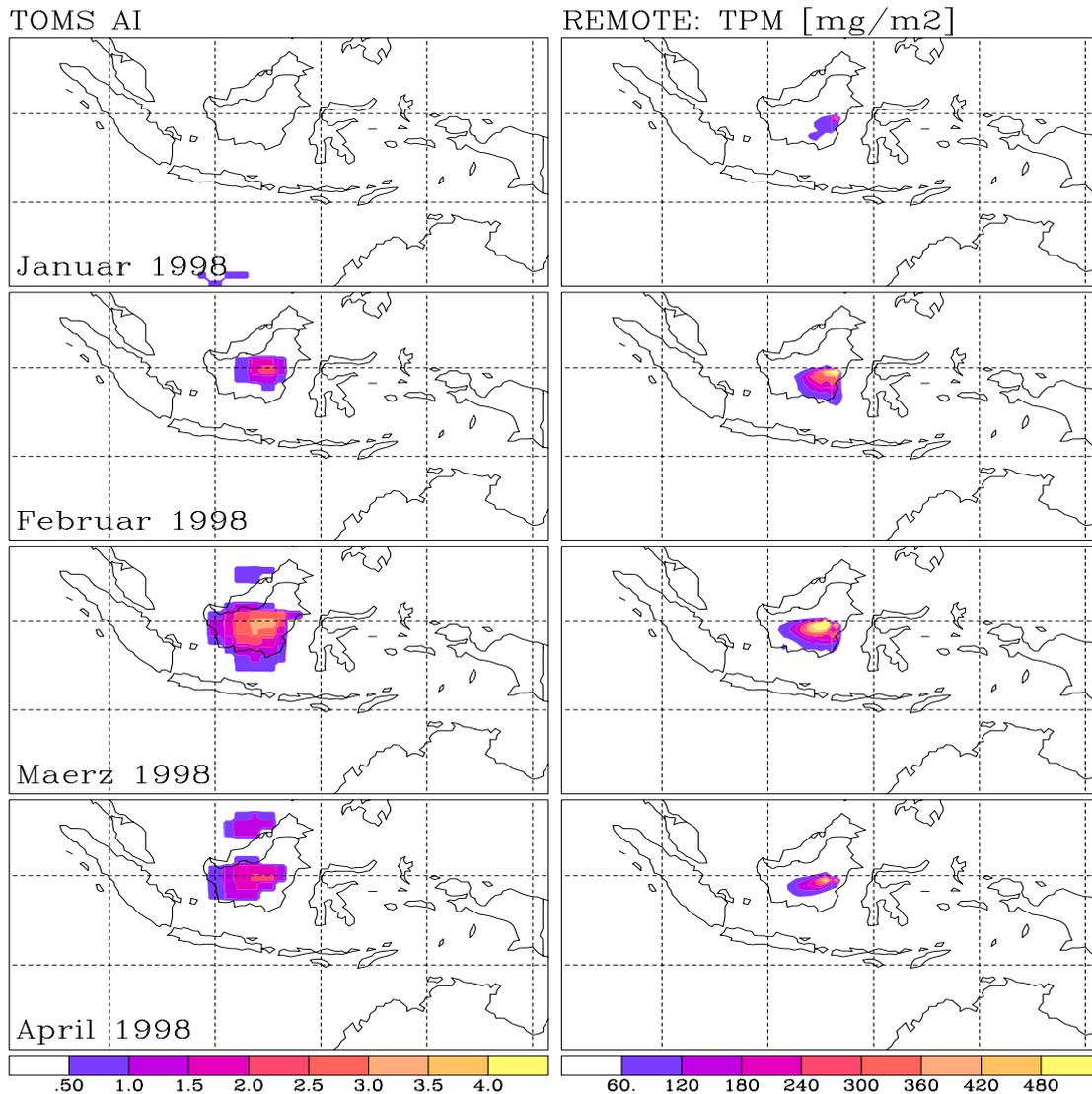


Abb. 6.4: Fortsetzung

Modellergebnissen dominiert, wie auch in den Messungen, im August ein nordwärts gerichteter Transport der Rauchpartikel mit zunehmendem westwärts gerichteten Transport bis Oktober 1997. Unterschiede zum TOMS AI treten in der Ausdehnung und Intensität der Rauchwolke von Feuern auf Irian Jaya auf. Eine naheliegende Erklärung ist eine Unterschätzung der Torfmoorgebiete, damit auch der Emissionen auf Irian Jaya, denn Abbildung 5.4 (S. 48) zeigt im Vergleich zu Abbildungen 5.1c (S. 40) deutlich größere Torfmoorflächen auf Irian Jaya. Außerdem zeigen die Modellergebnisse im Unterschied zum TOMS AI keine von Feuern in Borneo-Malaysia und Brunei ausgehende Rauchwolke. Auch hier wird der Unterschied durch fehlende Torfmoorgebiete bei der Berechnung der Emissionen hervorgerufen (Abb. 5.1c im Vergleich zu Abb. 5.4). Amed-Zainal (2001) berichtet, dass 1998 die Feuer in Borneo-Malaysia hauptsächlich Torfmoorgebiete erfassten.

6.4 Rauch in bodennaher Luft

Monatlich gemittelte Partikelkonzentrationen während der Rauchperiode 1997, berechnet für die erste Modellschicht in etwa 30 m Höhe über Grund, sind in Abbildung 6.5 für die Simulationen mit der Minimal- und Maximalmissionsabschätzung gezeigt. Zusätzlich sind in Abb. 6.6 Ergebnisse einer Modellsimulationen mit dem Emissionsinventar von Heil et al. (2004) gezeigt, sowie eine weitere Modellsimulation, die Vegetationsfeueremissionen berücksichtigt, jedoch keine Torfmoorfeueremissionen zulässt. Das räumliche Ausbreitungsmuster der mit den verschiedenen Emissionsinventaren berechneten Rauchwolken ist vergleichbar, bis auf den Fall der vernachlässigten Torfmoorfeueremissionen. Die berechneten Partikelkonzentrationen unterscheiden sich allerdings beträchtlich. Die höchsten Partikelkonzentrationen treten erwartungsgemäß im Fall der Maximalmissionsabschätzung auf und erreichen im September einen Maximalwert von

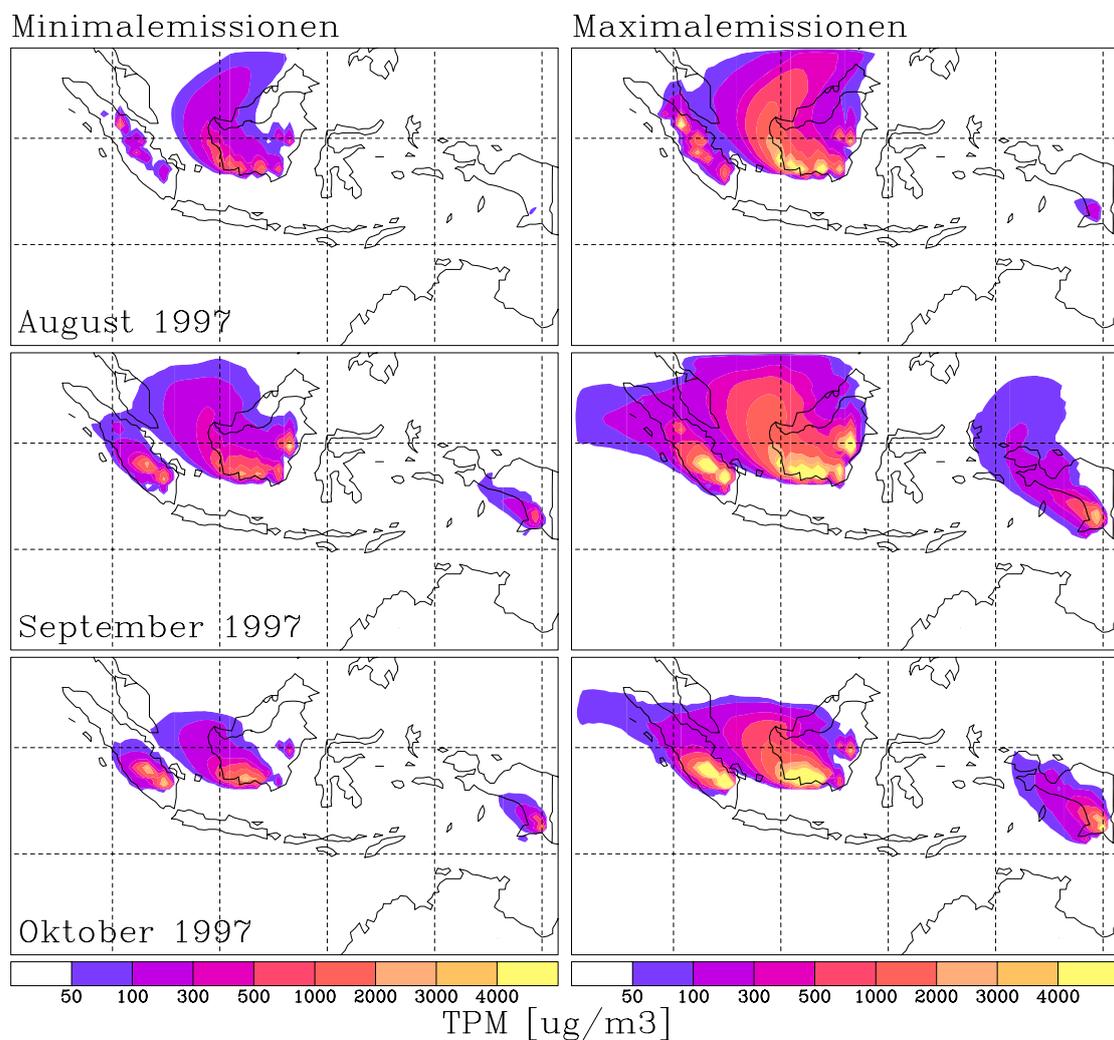


Abb. 6.5: Monatsmittelwerte der Partikelkonzentration in bodennaher Luft in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ während der Rauchperiode vom August bis Oktober 1997 nach Berechnungen von REMOTE mit der Minimal- (linke Spalte) bzw. Maximalmissionsabschätzung (rechte Spalte).

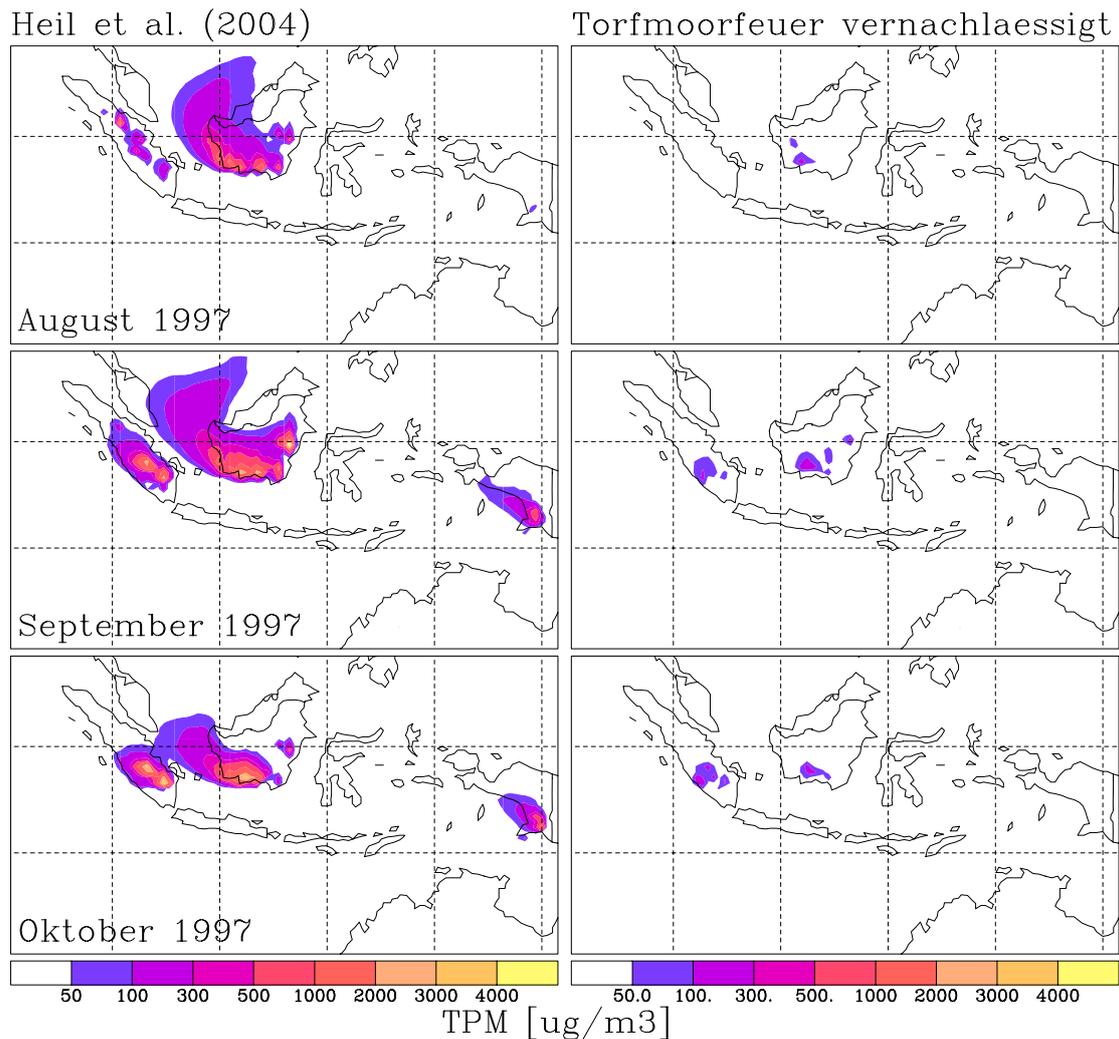


Abb. 6.6: Entsprechend Abb. 6.5, jedoch nach Berechnungen von REMOTE mit der Emissionsabschätzung von Heil et al. (2004) (linke Spalte) bzw. unter Vernachlässigung von Torfmoorfeueremissionen in der Minimalemissionsabschätzung (rechte Spalte).

$23813 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im monatlichen Mittel. Zum direkten Vergleich: die mit der Minimalemissionsabschätzung berechneten Ergebnisse erreichen im Monatsmittel $5017 \mu\text{g}/\text{m}^3$, mit dem Emissionsinventar von Heil et al. (2004) wird im Monatsmittel ein Maximalwert von $9045 \mu\text{g}/\text{m}^3$ berechnet, während ohne Torfmoorfeueremissionen eine Partikelkonzentration von $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ nicht überschritten wird. Bei Vernachlässigung von Torfmoorfeueremissionen findet kein nennenswerter länderübergreifender Transport der nur durch Vegetationsfeuer freigesetzten Partikel statt. In den stark besiedelten Regionen im Norden Sumatras, in Singapur und auf der Halbinsel Malaysias treten so lediglich zeitweise im September 1997 Partikelkonzentrationen bis zu $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf (unterhalb der ersten Farbmarkierung in Abb. 6.6). Zwischen August und Oktober 1997 übersteigen die monatlich gemittelten Partikelkonzentrationen im Fall der Minimalemissionsabschätzung den Wert von $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ an insgesamt 15 Gitterpunkten, die sich alle in den Gebieten mit hoher

Feueraktivität befinden. Mit dem Emissionsinventar von Heil et al. (2004) liegen insgesamt 24 Gitterpunkte oberhalb von $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Mit der Maximalemissionsabschätzung wird dieser Schwellwert in einem weit größeren Gebiet in Lee der Feuer überschritten (insgesamt 159 Gitterpunkte). Im September beispielsweise werden monatlich gemittelte Partikelkonzentrationen zwischen 1000 und $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Süden und Westen Kalimantan bis hin zum Südchinesischen Meer berechnet. Mit der Minimalemissionsabschätzung beträgt die monatlich gemittelte Partikelkonzentration im September 1997 im Westen Borneos nur 200 bis $800 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Die wenigen und nicht kontinuierlichen Messungen der Partikelbelastung an indonesischen Stationen überschreiten den Wert von $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ an wenigen Tagen im September und Oktober 1997 mit Maximalwerten von $4000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in unmittelbarer Nähe der Feuer (Palankaraya in Kalimantan und Jambi auf Sumatra) (Heil und Goldammer, 2001). Dieser Vergleich deutet im Fall der Berechnung mit der Maximalemissionsabschätzung die Überschätzung der gemessenen Partikelkonzentrationen in Feuernähe an, während die auf der Minimalabschätzung beruhenden Modellergebnisse in Feuernähe im Rahmen der gemessenen Partikelkonzentrationen liegen.

6.5 Rauchpartikelkonzentrationen an malaysischen Messstationen

Um die berechneten atmosphärischen Partikelkonzentrationen in Lee der Feuer zu bewerten, werden diese für den Zeitraum Juli bis Dezember 1997 mit Messungen der Partikelkonzentrationen des Meteorologischen Dienstes Malaysias an sieben Stationen in Malaysia verglichen. Die Partikelmessungen liegen entweder als Tagesmittelwerte von PM_{10} oder TPM vor. Für den Vergleich der Modellergebnisse mit PM_{10} Messungen werden die TPM-Konzentrationen aus den Modellrechnungen unter der Annahme eines $\text{PM}_{10}/\text{TPM}$ Verhältnisses von 80% umgerechnet. Dieses Verhältnis beruht auf Angaben von TPM und PM_{10} Emissionsfaktoren von Peterson und Ward (1993).

Abbildung 6.7 zeigt den Vergleich der Partikelkonzentrationen für Petaling Jaya und Kuching, den beiden malaysischen Messstationen, die am stärksten von der Rauchperiode betroffen waren (Heil und Goldammer, 2001). Kuching wurde durch die etwa 400 km entfernten Feuer in Südkalimantan beeinflusst, während Petaling Jaya im wesentlichen unter dem Einfluss der Feuer in Sumatra stand. Vor und nach der Rauchperiode im frühen Juli und nach Mitte November 1997 liegen die gemessenen Partikelkonzentrationen an beiden Stationen zwischen 40 und $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Diese Hintergrundpartikelkonzentrationen fehlen in den REMOTE Ergebnissen, da bei den Modellrechnungen nur die Partikel betrachtet werden, die direkt durch die Feuer freigesetzt werden. Weder sekundäre Aerosolbildung wird in den Modellrechnungen berücksichtigt, noch gehen andere anthropogene oder natürliche Quellen ein.

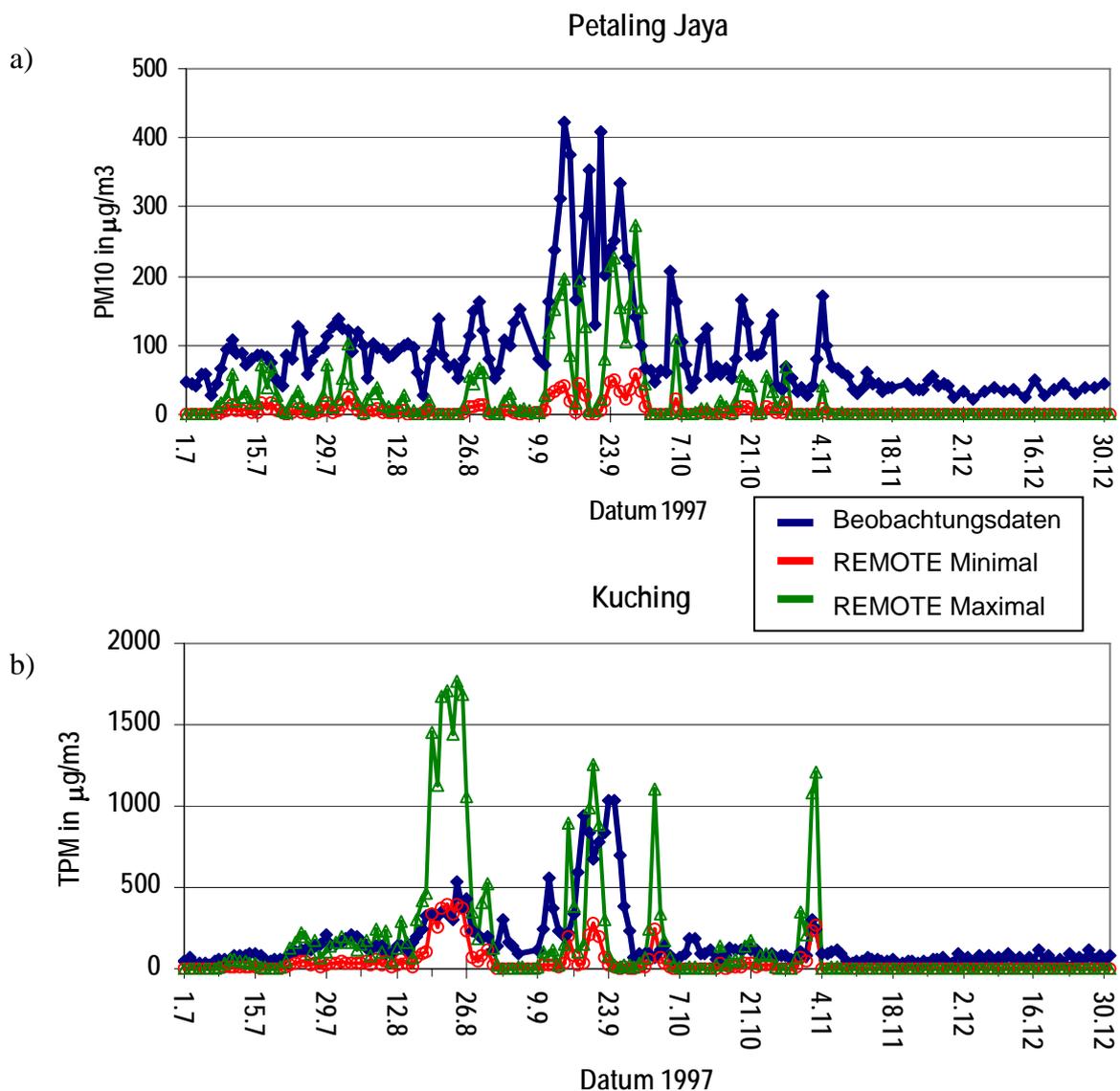


Abb. 6.7: Tagesmittelwerte der Partikelkonzentrationen in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ in a) Petaling Jaya auf der Halbinsel Malaysias und b) Kuching auf Borneo-Malaysia. REMOTE Ergebnisse berechnet mit der Minimal- und Maximalmissionsabschätzung verglichen mit Messdaten.

Die Partikelmessungen in Petaling Jaya zeigen einen allmählichen, aber stark fluktuierenden Anstieg im Juli und August, gefolgt von einer deutlichen Zunahme im September mit Spitzenwerten um $400 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Mitte November erreichen die Partikelkonzentrationen wieder das Hintergrundniveau. Für Petaling Jaya kann REMOTE die zeitliche Entwicklung der Partikelkonzentrationen mit einem linearen Korrelationskoeffizienten zwischen Beobachtungen und Modellergebnissen von $R = 0,66$ einigermaßen wiedergeben. Unter Berücksichtigung einer konstanten Hintergrundkonzentration von $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sind die mit der Maximalabschätzung berechneten Spitzenwerte der Partikelkonzentrationen den Messwerten sehr ähnlich, sie überschreiten diese nur an wenigen Tagen. Mit der

Minimalemissionsabschätzung erreichen die Spitzenkonzentrationen zusammen mit den Hintergrundkonzentrationen $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Maximum in Petaling Jaya und liegen so deutlich unter den gemessenen Werten. Auch in Kuching erreichen die gemessenen Partikelkonzentrationen ihre Spitzenwerte im September, allerdings mit deutlich höheren Maximalwerten von $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Hier überschreiten die Modellrechnungen mit der Maximalabschätzung die Messungen, während mit der Minimalabschätzung eine bessere Übereinstimmung mit den Messungen erreicht werden kann, obwohl die Spitzenkonzentrationen im September unterschätzt werden.

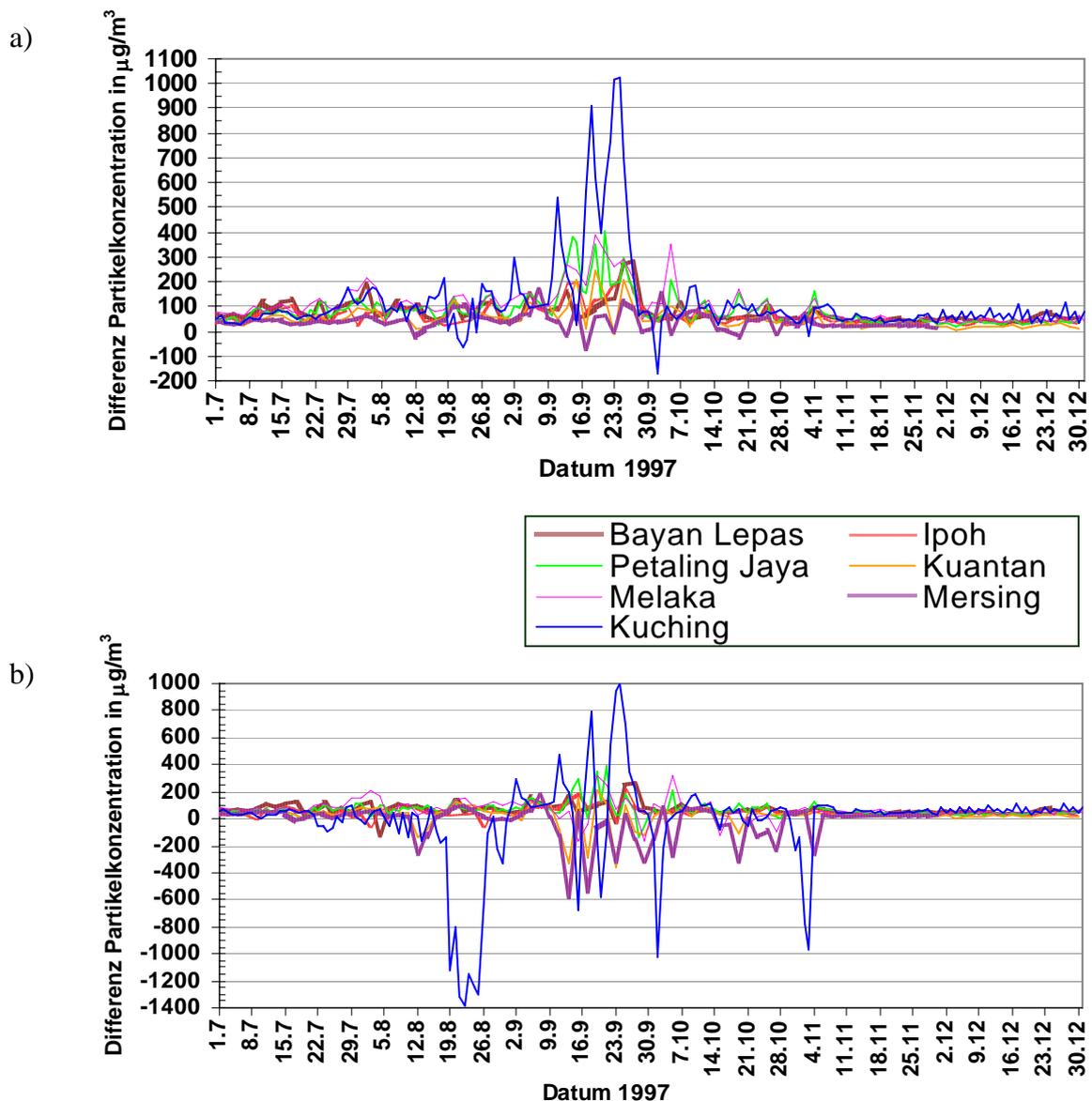


Abb. 6.8: Differenz zwischen gemessenen und mit REMOTE berechneten Partikelkonzentrationen a) basierend auf der Minimalemissionsabschätzung und b) der Maximalemissionsabschätzung.

Zur weiteren Veranschaulichung sind in Abbildung 6.8 die Unterschiede zwischen gemessenen und berechneten Partikelkonzentrationen an allen sieben malaysischen Stationen dargestellt. Negative Werte zeigen eine Überschätzung der berechneten Partikelkonzentrationen, positive Werte eine Unterschätzung. Vor und nach der Rauchperiode ist je nach Station eine Unterschätzung der berechneten Werte um 30 bis 100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ sichtbar, die auf die Vernachlässigung der Hintergrundaerosolkonzentrationen bei den Modellrechnungen zurückzuführen ist. Die höchsten Abweichungen zwischen den Messungen und Modellrechnungen treten in Kuching in Borneo-Malaysia auf. An den Stationen Ipoh, Petaling Jaya, Kuantan und Melaka auf der Halbinsel Malaysias, etwa 800 km in Lee der Feuer, zeigen die gemessenen Partikelkonzentrationen während der Rauchperiode (1.7. – 15.11.1997) eine hohe Korrelation, was auf einen hohen Einfluss derselben Luftmassen schließen lässt. Im Zeitraum nach der Rauchperiode (16.11. – 31.12.1997) ist eine solche Korrelation nicht vorhanden. Die REMOTE Ergebnisse beruhend auf der Minimalemissionsabschätzung unterscheiden sich von den Messungen auf der Halbinsel Malaysias um +400 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ und -100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, während die Modellergebnisse mit der Maximalemissionsabschätzung um +400 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ und -600 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ abweichen. Die unterschätzten Konzentrationen an den malaysischen Stationen zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf mit beiden Emissionsabschätzungen und deuten auf Prozesse, die die Partikelkonzentrationen in der Atmosphäre während des großräumigen Transports in gleicher Weise beeinflussen. Hier ist insbesondere die Überschätzung des Niederschlags und die damit verbundene nasse Deposition in den Modellrechnungen zu nennen.

Zusammenfassend zeigen die REMOTE Ergebnisse mit der Maximalemissionsabschätzung zu hohe Partikelkonzentrationen sowohl für Kuching, als auch für die Stationen an der Ostküste der Halbinsel Malaysias (Mersing und Kuantan), während an den vier weiteren Stationen auf der Halbinsel Malaysias die berechneten Spitzenkonzentrationen im Bereich der Messwerte liegen. Die auf der Minimalemissionsabschätzung beruhenden Modellrechnungen ergeben Maximalkonzentrationen, die für Kuching, Mersing und Kuantan im Bereich der Messwerte liegen, aber tendenziell zu einer Unterschätzung der Partikelkonzentrationen der weiter in Lee der Feuer gelegenen Stationen auf der Halbinsel Malaysias neigen.

6.6 Diskussion

Die in diesem Kapitel vorgestellten Modellergebnisse der numerischen Simulation der Rauchperioden in Indonesien während des El Niños 1997/1998 wurden mit Beobachtungsdaten verglichen. Ein Ziel war dabei die Bewertung der in Kapitel 5 vorgestellten Emissionsinventare. Bei dieser Bewertung ist zu berücksichtigen, dass aufgrund der vernachlässigten Hintergrundaerosolkonzentrationen, der Vernachlässigung der Bildung sekundärer Aerosole, der tendenziellen Überschätzung der nassen Deposition der Rauchpartikel und der Verwendung eher niedriger Faktoren zur Emissionsberechnung (Kapitel 5.5), die Modellrechnungen eine Minimalabschätzung der

atmosphärischen Partikelkonzentrationen darstellen. Deshalb wird für die berechneten atmosphärischen Partikelkonzentrationen prinzipiell immer ein kleinerer Wert als der Messwert erwartet. Trotz der aufgeführten Modelldefizite wird der Vergleich der berechneten und gemessenen atmosphärischen Partikelkonzentrationen als eine sinnvolle Möglichkeit zur Beurteilung der Emissionsinventare betrachtet, da kontinuierliche Messreihen der Aerosolkonzentrationen über ein halbes Jahr zu Verfügung stehen. Solche Datensätze sind für Spurenstoffe wie O₃, CO oder CO₂ in Indonesien und den benachbarten Ländern für den hier betrachteten Zeitraum nicht vorhanden.

Mit der Minimalabschätzung von insgesamt 380 Tg C Emissionen durch die Vegetations- und Torfmoorfeuer in Indonesien zwischen Juli 1997 und Juni 1998 können die beobachteten Partikelkonzentrationen in Feuernähe gut reproduziert werden, während sie an Stationen weit in Lee der Feuer unterschätzt werden. Mit der Maximalabschätzung von insgesamt 1600 Tg C werden die Partikelkonzentrationen in Feuernähe vom Modell überschätzt. Auch in Lee der Feuer liegen sie mit bis zu 600 µg/m³ über den Messwerten. Daraus wird die Schlussfolgerung gezogen, dass eine Freisetzung von 1600 Tg C die Vegetations- und Torfmoorfeueremissionen Indonesiens von 1997 überschätzt. Somit stellt auch die von Page et al. (2002) für 1997 angegebene verbrannte Fläche der Torfmoore Indonesiens von 68047 km² und die damit berechnete Gesamtemission von 2570 Tg C eine erhebliche Überschätzung dar. Die sonstigen in der Literatur vorgestellten Gesamtemissionen der Vegetations- und Torfmoorfeuer Indonesiens im Jahr 1997 (Kapitel 2.5) von 700 Tg C bis etwa 1000 Tg C (Duncan et al., 2003b, Rödenbeck et al., 2003, Heil et al., 2004) liegen prinzipiell im Bereich des Möglichen. Ob die hier vorgestellte Minimaissionsabschätzung aus Langmann und Heil (2004) eine realistische Abschätzung oder eine Unterschätzung der Vegetations- und Torfmoorfeueremissionen darstellt, ist aufgrund der Modelldefizite schwer zu beurteilen. Im Ausblick (Kapitel 8) werden Vorgehensweisen für eine verbesserte Berechnung der atmosphärischen Partikelkonzentrationen während der Rauchperioden in Indonesien vorgestellt, mit denen auch eine detailliertere Beurteilung von Emissionsinventaren vorgenommen werden kann. Zu den zu verbessernden Größen im Modell zählen insbesondere auch die räumlich und zeitlich stark variablen Niederschlagsraten in Indonesien, die für die Bestimmung der Verteilung der Rauchpartikel in der Atmosphäre von großem Interesse sind, da die Entfernung der Partikel aus der Atmosphäre durch nasse Deposition den Hauptverlustprozess darstellt.

Die Bedeutung der Torfmoorfeueremissionen Indonesiens für die lokale und länderübergreifende Luftverschmutzung in Südostasien wurde hier durch eine Modellstudie hervorgehoben, die nur die Emissionen der Vegetationsfeuer berücksichtigt, aber keine Torfmoorfeueremissionen enthält. Hätten 1997/1998 in Indonesien keine Torfmoorgebiete gebrannt, wäre demnach keine nennenswerte Luftbelastung durch Rauchpartikel in Indonesien und den angrenzenden Ländern aufgetreten. Der Schutz der Torfmoorgebiete Indonesiens würde also die großräumige Luftbelastung durch Rauchpartikel verhindern und

hätte zudem den positiven Effekt der Erhaltung der einzigartigen Biodiversität dieses Ökosystems und auch der Erhaltung eines Kohlenstoffspeichers, der atmosphärisches CO₂ zu binden vermag. Allerdings kann auch der Schutz der Torfmoorgebiete Indonesiens das Problem der Brandrodung als eine Hauptbedrohung für die tropischen Wälder Indonesiens nicht lösen.

7. Modellrechnungen zum Einfluss der Rauchpartikel auf Wolken, Strahlung und Niederschlag

In diesem Kapitel wird der Einfluss der bei den Vegetations- und Torfmoorfeuern 1997/1998 in Indonesien freigesetzten Partikel auf Wolkeneigenschaften, Strahlungsbilanz und Niederschlagsbildung über Indonesien untersucht. Die atmosphärischen Partikelkonzentrationen basieren dabei auf der in Kapitel 5 eingeführten und in Kapitel 6 untersuchten Minimalemissionsabschätzung der Brandpartikel. Eine prinzipielle Verbesserung der Prognose des monatlichen Gesamtniederschlags über Indonesien (siehe Kapitel 6.1) durch die Wechselwirkungen der lokal emittierten Aerosole mit den Wolken wird in dieser Studie nicht erwartet. Ziel dieses Kapitels ist vielmehr, die lokalen Veränderungen über Indonesien zu untersuchen, wie beispielsweise eine potentielle Unterdrückung des Niederschlags in rauchbelasteten Gebieten (Rosenfeld, 1999) und damit verbundene verlängerte Rauchperioden, oder eine Verstärkung des Niederschlags in Lee der Feuer (Andreae et al., 2004) mit damit verbundenen potentiellen Starkniederschlagsereignissen.

Das Klima-Chemie-Modell REMOTE wird für die folgenden Untersuchungen im sogenannten Klimamodus (Kapitel 3.4) angewendet. Der Aerosoleinfluss auf die warme Niederschlagsbildung wird durch die zusätzliche Abhängigkeit der Autokonversionsrate von der Wolkentropfenanzahldichte (N) sowohl in Schichtwolken als auch in konvektiven Wolken bestimmt (Kapitel 3.3). Diese Modellsimulation wird im Folgenden mit „*INTERAKTION*“ bezeichnet. N wird nach Gleichung 3.3 (S. 28) berechnet, wobei jedoch immer die Wolkentropfenanzahldichte einer unbelasteten Atmosphäre als Hintergrund angenommen wird. Diese beträgt in den Modellrechnungen in der atmosphärischen Grenzschicht bis 850 hPa Höhe über dem Ozean $N = 100 \text{ cm}^{-3}$, über Land $N = 200 \text{ cm}^{-3}$ und in der freien Troposphäre $N = 50 \text{ cm}^{-3}$ (Roeckner et al., 1996). Um die Veränderungen der Wolken, der Strahlung und des Niederschlags durch die Rauchpartikel angeben zu können, wurde ein Referenzexperiment (im Folgenden mit „*REFERENZ*“ bezeichnet) mit konstanter Wolkentropfenanzahldichte für eine unbelastete Atmosphäre durchgeführt. Die Monate September 1997 und März 1998 stehen aufgrund der erhöhten Emissionen durch die Vegetations- und Torfmoorfeuer (Abb. 5.3, S. 46) und der damit verbundenen erhöhten atmosphärischen Partikelkonzentrationen (Abb. 6.4, S. 55) im Mittelpunkt der folgenden Betrachtungen. Zudem ist das Niederschlagsverhalten während der beiden Monate deutlich verschieden (Kap. 6.1). Im März 1998 betrug der monatliche Gesamtniederschlag über

Indonesien, bedingt durch den Wintermonsun, etwa das fünffache des durch den El Niño stark reduzierten Niederschlags im September 1997.

7.1 Modellergebnisse

Die monatlich gemittelte vertikal integrierte Konzentration der Wolkentropfen (Abb. 7.1a) ist in den Gebieten mit hoher Partikelbelastung (Abb. 6.4, S. 55) in der *INTERAKTION* Modellsimulation deutlich erhöht und erreicht dort bis zu $150 \times 10^6 \text{ cm}^{-2}$. In diesen Regionen und in den Gebieten mit hohen konvektiven Wolkenobergrenzen (Abb. 7.1c) treten die höchsten Säulenkonzentrationen von Flüssigwasser und Eis (TWP, Total Water Path) auf (Abb. 7.1b). Die Strahlungswirksamkeit der Wolken, die nach Ramanathan et al. (1989) als die Differenz der Nettostrahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphären (TOA, Top of Atmosphere) zwischen einer bewölkten Atmosphäre und einer wolkenfreien Referenzatmosphäre definiert wird (Gl. 7.1), beträgt im Gebietsmittel -15 bis -25 W/m^2 . In den Gebieten mit erhöhtem TWP ist die Rückstreuung der einfallenden solaren Strahlung am größten (Abb. 7.1d).

$$F_C = F_{LC} + F_{SC} = (F_l^{clear} - F_l) - (F_s^{clear} - F_s) \quad (\text{Gl. 7.1})$$

mit

F_C : Strahlungswirksamkeit von Wolken (cloud forcing)

F_{LC} : Strahlungswirksamkeit von Wolken im langwelligen Spektralbereich

F_{SC} : Strahlungswirksamkeit von Wolken im kurzwelligen Spektralbereich

F_l^{clear} : langwelliger Strahlungsfluss einer wolkenfreien Referenzatmosphäre

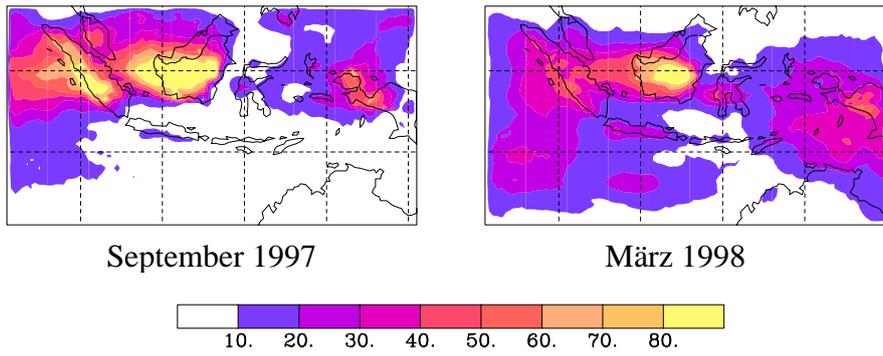
F_l : langwelliger Nettostrahlungsfluss

F_s^{clear} : kurzwelliger Strahlungsfluss einer wolkenfreien Referenzatmosphäre

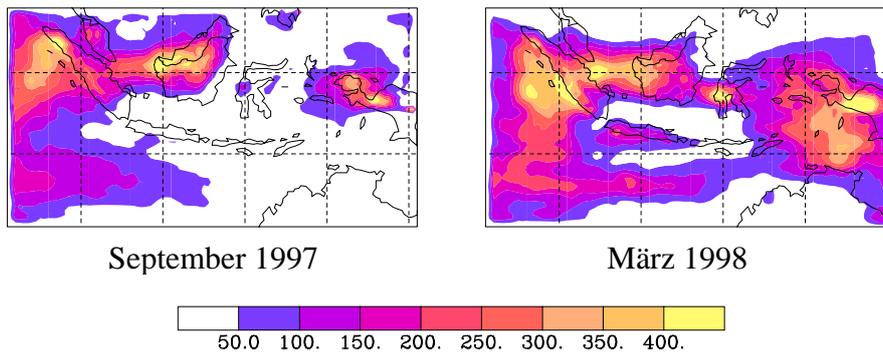
F_s : kurzwelliger Nettostrahlungsfluss

Im Modellexperiment *INTERAKTION* treten im Vergleich zu *REFERENZ* im September 1997 und März 1998 sowohl Gebiete mit erhöhter als auch mit geringerer Partikelsäulenkonzentration auf (Abb. 7.2a). Eine systematische Unterteilung in quellnahe Konzentrationserhöhung und quellfernere Konzentrationsminderung (Abb. 5.2, S. 41) ist mit den betrachteten Monatsmittelwerten nur bedingt möglich. Eine besonders deutliche Konzentrationsverringerung um lokal bis zu 100 mg/m^2 tritt in *INTERAKTION* im September 1997 einige hundert Kilometer entfernt von den Hauptfeuergebieten über dem Südchinesischen Meer auf. Im März 1998 zeigt sich quellnah eine geringe Konzentrationserhöhung in Kalimantan. In Regionen mit hohen Partikelsäulenkonzentrationen (Abb. 6.4, S. 55) nimmt die Säulenkonzentration des Wolkenwassers deutlich zu (Abb. 7.2b). Insbesondere über Land steigt sie in *INTERAKTION* sowohl im September 1997 als auch im März 1998 um über 100 g/m^2 . Daneben treten auch Regionen mit deutlich geringeren Säulenkonzentrationen des Wolkenwassers auf. Die

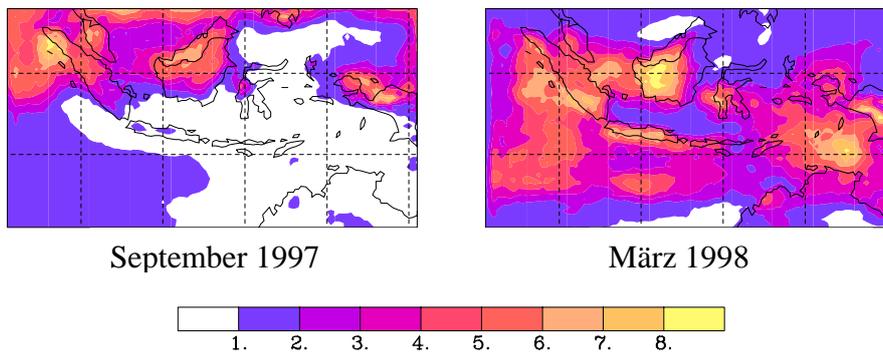
a) Säulenkonzentration der Wolkentropfen [$10^6/\text{cm}^2$]



b) TWP [g/m^2]



c) CCTH [km]



d) TOA F_C [W/m^2]

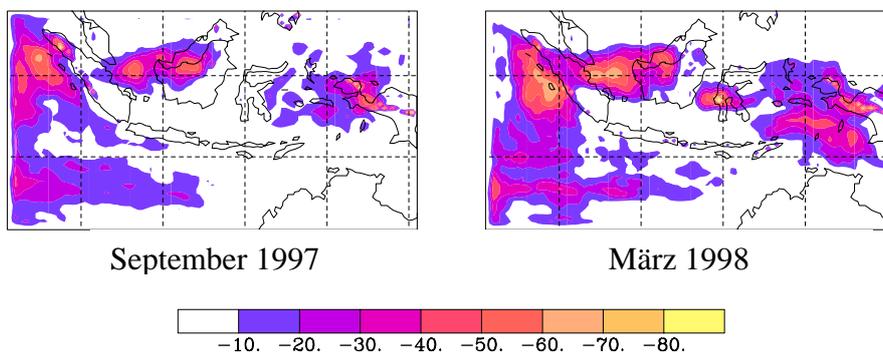
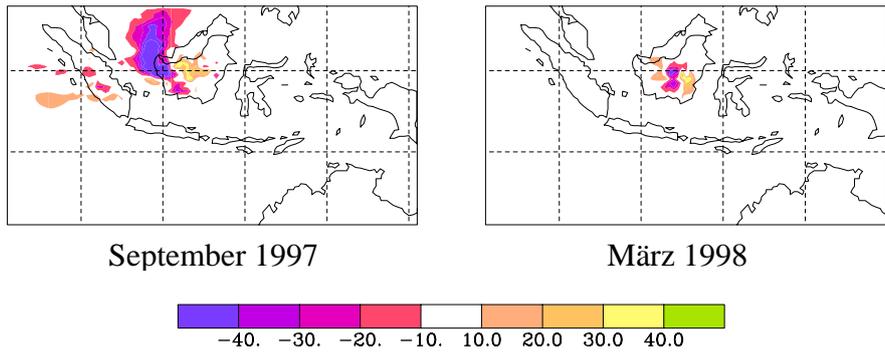


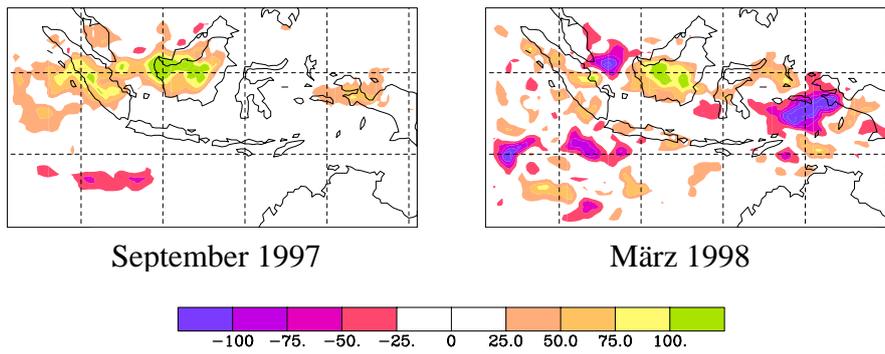
Abb. 7.1: Monatsmittelwerte (*INTERAKTION*) für September 1997 und März 1998

- a) der Säulenkonzentration der Wolkentropfen [$10^6/\text{cm}^2$],
- b) der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers TWP [g/m^2],
- c) der Wolkenobergrenze konvektiver Wolken CCTH [km] und
- d) der Strahlungswirksamkeit von Wolken am Oberrand der Atmosphäre TOA F_C [W/m^2].

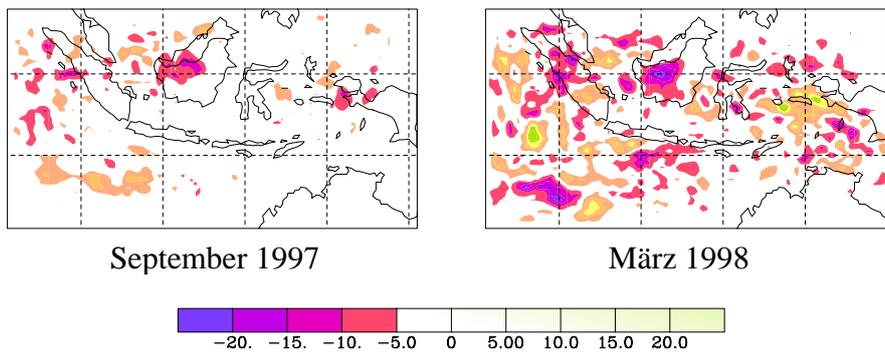
a) Differenz TPM [mg/m^2]



b) Differenz TWP [g/m^2]



c) Differenz TOA F_c [W/m^2]



d) Differenz Niederschlag [mm/Monat]

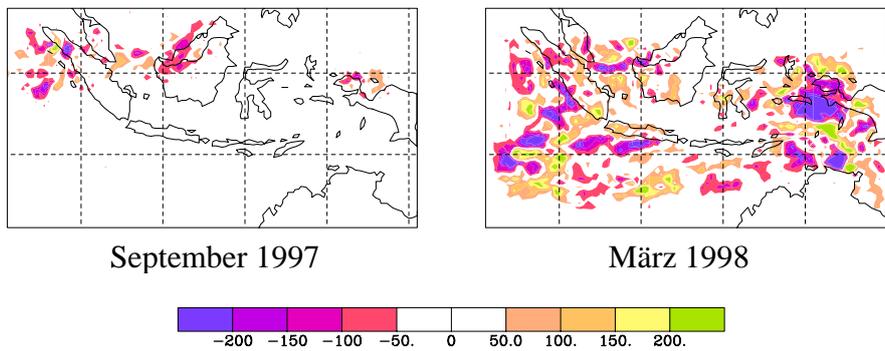


Abb. 7.2: Differenz *INTERAKTION* - *REFERENZ* der Monatsmittelwerte für September 1997 und März 1998 a) der Partikelsäulenkonzentrationen TPM [mg/m^2], b) der Säulenkonzentrationen des Gesamtwolkenwassers TWP [g/m^2], c) der Strahlungswirksamkeit von Wolken am Oberrand der Atmosphäre TOA F_c [W/m^2] und d) des Gesamtniederschlags [mm/Monat].

Veränderungen der Strahlungswirksamkeit der Wolken in *INTERAKTION* gegenüber *REFERENZ* sind eng verknüpft mit den Veränderungen der Säulenkonzentration des Wolkenwassers. In den Gebieten mit erhöhter Säulenkonzentration des Wolkenwassers beträgt die erhöhte Rückstreuung der einfallenden solaren Strahlung lokal bis -20 W/m^2 (Abb. 7.2c). Die Höhe der konvektiven Wolkenobergrenze (CCTH, Convective Cloud Top Height) wird in *INTERAKTION* im Monatsmittel um lokal bis zu 2 km verändert, wobei im März 1998 stärkere Veränderungen auftreten als im September 1997.

Der monatliche Gesamtniederschlag über Indonesien zeigt in *INTERAKTION* nur geringfügige Abweichungen von *REFERENZ*. Räumlich und zeitlich tritt jedoch eine deutliche Umverteilung des Niederschlags auf. Die räumliche Umverteilung des Niederschlags wird in Abbildung 7.2d gezeigt. Die zeitliche Umverteilung des Niederschlags ist in Abbildung 7.3 exemplarisch für den Monat März 1998 für die Insel Borneo dargestellt. Der Niederschlag aus konvektiven Wolken in Abbildung 7.3 ergibt sich aus der Differenz zwischen dem Gesamtniederschlag und dem Niederschlag aus Schichtwolken und beträgt im Mittel etwa $2/3$ des Gesamtniederschlags. Im Modellexperiment *INTERAKTION* treten im Vergleich zu *REFERENZ* Tage mit reduziertem sowie erhöhtem Niederschlag aus Schichtwolken sowie aus konvektiven Wolken auf. Insgesamt überlagern sich die Effekte von Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung, die einerseits durch die zeitlich und räumlich variablen Partikelemissionen (siehe Abb. 5.2, S. 41 und Abb. 5.3, S. 46) und andererseits, zeitlich und räumlich verschoben, durch die Transport- und Umwandlungsprozesse in der Atmosphäre hervorgerufen werden. Ein klarer Zusammenhang zwischen Ursache und

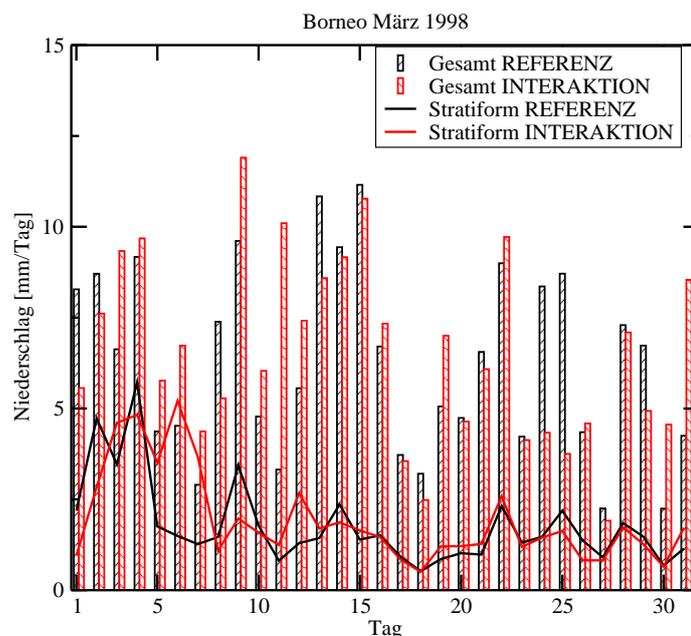


Abb. 7.3: Berechneter Gesamtniederschlag und Niederschlag aus Schichtwolken [mm/Tag] im März 1998 über der Insel Borneo.

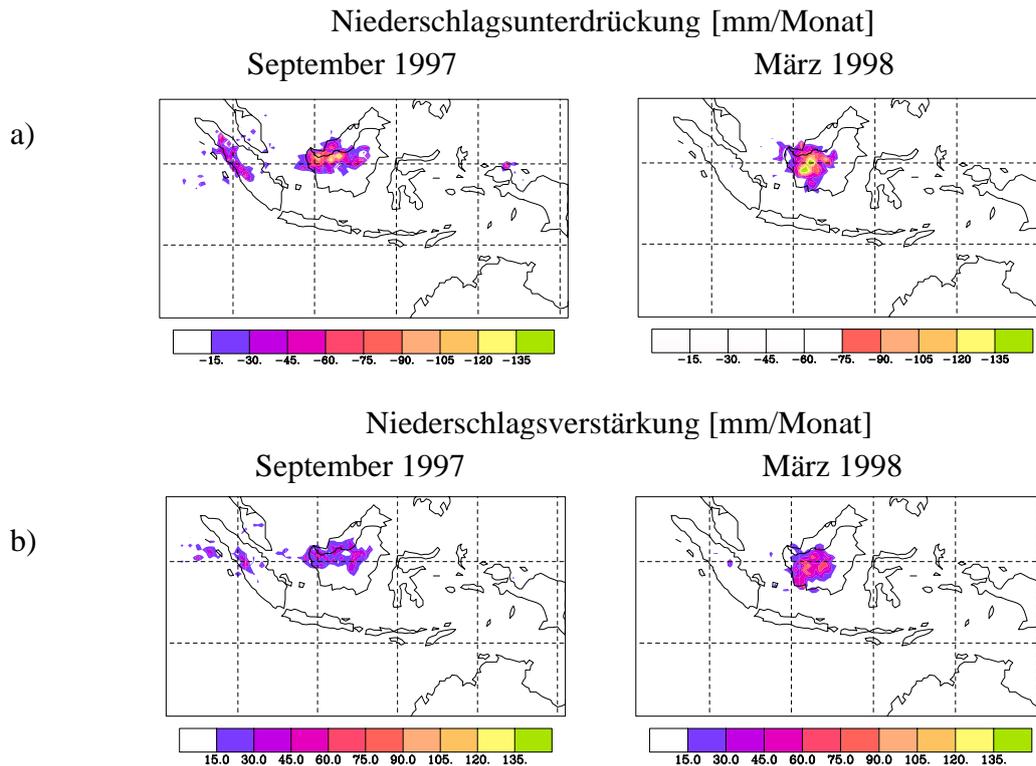


Abb. 7.4: a) Unterdrückung und b) Verstärkung des Niederschlags [mm/Monat] in rauchbelasteten Gebieten im September 1997 und März 1998 im Modellexperiment *INTERAKTION* verglichen mit *REFERENZ*.

Wirkung ist durch die Überlagerung der verschiedenen Effekte schwer erkennbar. Deshalb wurde eine separate Analyse von Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung basierend auf sechsstündigen Modelldaten durchgeführt. Dabei wurden nur die Regionen mit einer Partikelsäulenkonzentration größer 20 mg/m^2 berücksichtigt, um die Veränderungen in rauchbelasteten Gebieten zu untersuchen. Außerdem wurden nur die Ereignisse mit einer Niederschlagsdifferenz größer $0,5 \text{ mm/6h}$ betrachtet, die im September 1997 über 75 % der Niederschlagsänderungen erfassen, im März 1998 sogar über 90 %. Die so räumlich und zeitlich separierte Ereignismenge ist in Abbildung 7.4 dargestellt. Über jeweils einen Monat betrachtet, finden Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung im selben Gebiet statt, so dass in der Summe zum Teil eine Kompensation der Effekte eintritt. Insgesamt überwiegt in den rauchbelasteten Gebieten die Niederschlagsunterdrückung, sowohl bezüglich der Anzahl der Ereignisse (Tab. 7.1) als auch im Betrag des Effekts (Faktor 2,5). Im September 1997 war bedingt durch den El Niño sehr wenig Niederschlag über Indonesien zu verzeichnen. In den Modellsimulationen ist eine zusätzliche Unterdrückung des Niederschlags in den rauchbelasteten Gebieten insbesondere in Lee der Feuer über Borneo erkennbar (Abb. 7.2d). Im März 1998 ist die Anzahl der Ereignisse aufgrund der geringeren räumlichen Ausdehnung der Rauchwolke deutlich kleiner als im September 1997, es findet aber aufgrund der erhöhten

konvektiven Aktivität und bedingt durch den Wintermonsun eine stärkere Umverteilung des Niederschlags statt. Interessanterweise tritt im März 1998 in Lee der Feuer tendenziell eine Verstärkung des Niederschlags auf. Nur etwa 5 % der Ereignisse, die mit Niederschlagsunterdrückung oder -verstärkung verknüpft sind, treten bei Partikelsäulenkonzentrationen größer 500 mg/m² auf, die hier quellnahe Gebiete, also Feuer, charakterisieren sollen. In diesen niederschlagsarmen Brandregionen tritt keine signifikante Veränderung des Niederschlags auf.

Die Ereignisse der Niederschlagsunterdrückung bzw. Verstärkung zeigen einen deutlichen Zusammenhang mit der jeweiligen Veränderung der Höhe der konvektiven Wolkenobergrenze (Tab. 7.1): Niederschlagsunterdrückung (Verstärkung) ist in über 50 % der Ereignisse mit geringerer (zunehmender) Höhe der konvektiven Wolkenobergrenze gekoppelt, die sich im Mittel um etwa 4 km ändert. 10 – 15 % der restlichen Ereignisse führen zu entgegengesetzten Veränderungen, während 20 – 30 % keine Veränderung zeigen. Bei Niederschlagsverstärkung tritt in 80 – 90 % der Ereignisse eine Zunahme der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers um im Mittel etwa 200 g/m² auf, im Fall der Niederschlagsunterdrückung ist kein Zusammenhang erkennbar. Wenn bei Niederschlagsunterdrückung allerdings eine Zunahme des Wolkenbedeckungsgrads auftritt, nimmt auch die Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers in 70 % der Fälle zu. Niederschlagsunterdrückung (Verstärkung) ist aber nur schwach – jeweils 60 % der Ereignisse – mit Abnahme (Zunahme) des Wolkenbedeckungsgrads verknüpft, die verbleibenden 40 % zeigen den entgegengesetzten Effekt. Bei Niederschlagsunterdrückung (Verstärkung) nimmt die Strahlungswirksamkeit der Wolken im langwelligen Spektralbereich in 60 % der Fälle ab (zu), in 40 % tritt das Gegenteil ein.

September 1997	mm/Monat (Mittelwert)	Ereignisse/ Monat	Änderung CCTH in % der Ereignisse	Änderung TWP in % der Ereignisse
			0 / + /	0 / + /
Unterdrückung	3,0	5644	33 / 16 / 51	- / 52 / 48
Verstärkung	2,3	2852	33 / 54 / 13	- / 91 / 9
März 1998	mm/Monat (Mittelwert)	Ereignisse/ Monat	Änderung CCTH in % der Ereignisse	Änderung TWP in % der Ereignisse
			0 / + /	0 / + /
Unterdrückung	4,2	2498	22 / 10 / 67	- / 49 / 51
Verstärkung	3,1	1449	25 / 64 / 11	- / 81 / 19

Tab. 7.1: Ereignisse der Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung im Vergleich *INTERAKTION* – *REFERENZ* in rauchbelasteten Gebieten und damit verbundene Veränderungen der Höhe der konvektiven Wolkenobergrenze CCTH und der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers TWP als Trefferquote.

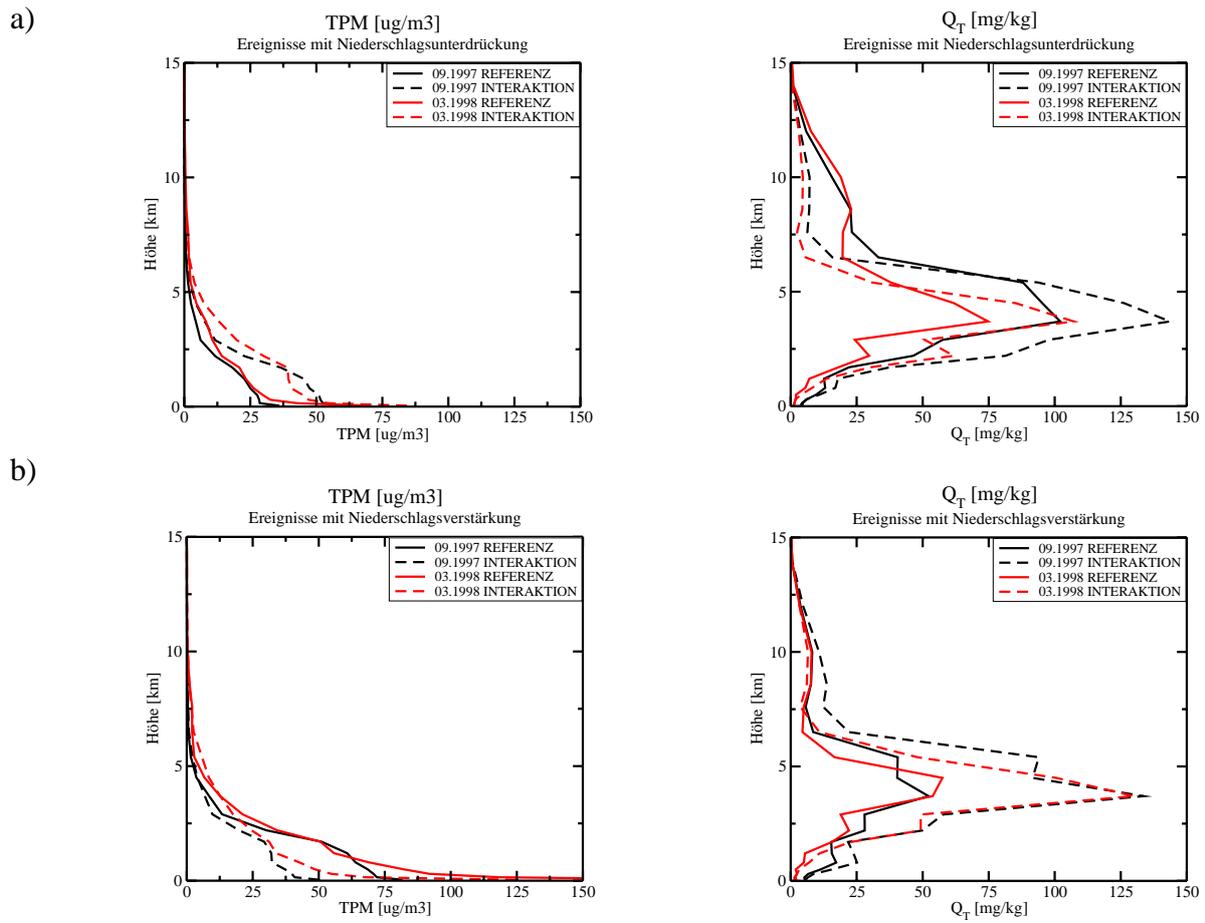


Abb. 7.5: Vertikalprofile der Partikelkonzentration TPM [$\mu\text{g}/\text{m}^3$] und des Gesamtwolkenwassergehalts Q_T [mg/kg] als Mittelwert der Ereignisse mit a) Niederschlagsunterdrückung und b) Verstärkung in den rauchbelasteten Gebieten in den Modellexperimenten *REFERENZ* und *INTERAKTION* während der Monate September 1997 und März 1998.

Auch die Vertikalprofile der Partikelkonzentration und des Wolkenwassergehalts verdeutlichen die gegenläufigen Veränderungen in der Atmosphäre während der Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung bzw. Verstärkung in den rauchbelasteten Gebieten (Abb. 7.5). Bei Niederschlagsunterdrückung ist die mittlere Partikelkonzentration bis etwa 7 km Höhe im Modellexperiment *INTERAKTION* deutlich höher als in *REFERENZ*, in der Planetaren Grenzschicht (PBL) sogar doppelt so hoch. Hingegen wird bei Niederschlagsverstärkung die mittlere Partikelkonzentration in der PBL halbiert, während sie im Bereich von 4,5 – 7 km Höhe leicht zunimmt. Vermindertes bzw. vermehrtes Auswaschen der Partikel erklärt die Veränderungen in der PBL. Die erhöhten Partikelkonzentrationen in der freien Troposphäre sind eine Folge des Verbleibs der Partikel im Fall der Niederschlagsunterdrückung bzw. des zusätzlichen Vertikaltransports der Partikel durch höhere konvektive Wolken bei Niederschlagsverstärkung. Da in den rauchbelasteten Gebieten insgesamt der Effekt der Niederschlagsunterdrückung überwiegt, weisen die Ergebnisse des

Modellexperiments *INTERAKTION* auf eine Verlängerung der Rauchperioden hin, verbunden mit einer Angleichung der mittleren Partikelkonzentrationen. Der mittlere Wolkenwassergehalt in der PBL und der unteren freien Troposphäre ist im Modellexperiment *INTERAKTION* sowohl bei Niederschlagsunterdrückung als auch bei Niederschlagsverstärkung größer als in *REFERENZ*. Der Grund liegt in der Unterdrückung von Niederschlag und dem daraus resultierenden Verbleib eines höheren Feuchte- und Wolkenwassergehalts in der Atmosphäre. Geringere konvektive Wolkenobergrenzen bei Niederschlagsunterdrückung führen zu deutlich geringerem Wolkenwassergehalt oberhalb von 5 km Höhe. Höhere konvektive Wolkenobergrenzen bei Niederschlagsverstärkung führen im September 1997 erwartungsgemäß zu einer Zunahme des Wolkenwassergehalts oberhalb von 7 km, während im März 1998 in diesem Höhenbereich unerwarteterweise eine leichte Erniedrigung auftritt.

Im Folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse der Modellsimulationen zusammengefasst. Der Vergleich von *INTERAKTION* und *REFERENZ* zeigt eine räumliche und zeitliche Umverteilung der Feuchte, des Niederschlags und der Rauchpartikel ausgelöst durch die Unterdrückung von warmem Niederschlag in rauchbelasteten Gebieten. Wenn Monatsmittelwerte betrachtet werden, können die atmosphärischen Veränderungen durch die Überlagerung der Effekte von Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung nur bedingt klassifiziert werden. Bei getrennter Betrachtung der Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung können die relevanten atmosphärischen Prozesse tendenziell separiert und erklärt werden. Insgesamt überwiegt in den rauchbelasteten Gebieten der Effekt der Niederschlagsunterdrückung gegenüber der Niederschlagsverstärkung. Weniger Niederschlag ist gekoppelt mit einer erhöhten Anzahl von Wolkentropfen, was die Eisbildung und damit die Freisetzung latenter Wärme und die Entwicklung höherer konvektiver Wolken einschränkt. In der Modellformulierung stellt überschüssiges Wolkenwasser konvektiver Wolken an der Wolkenobergrenze eine Quelle für Wolkenwasser von Schichtwolken dar. Deshalb ist die Abnahme der Strahlungswirksamkeit von Wolken im langwelligen Spektralbereich bei Niederschlagsunterdrückung eine logische Konsequenz, da die Strahlungseigenschaften der Wolken im Modell nur durch Schichtwolken bestimmt werden. Die durch die Niederschlagsunterdrückung in der Atmosphäre verbleibende Feuchte bewirkt zeitlich und räumlich verschoben durch Transportprozesse eine Zunahme der verfügbaren konvektiven potentiellen Energie, und damit des Vertikaltransports von Spurenstoffen, der konvektiven Wolkenobergrenze und der Eisbildung. Dadurch wird auch die Strahlungswirksamkeit von Wolken im langwelligen Spektralbereich verstärkt. Außerdem kommt es zu Ereignissen mit erhöhtem Niederschlag. Unter der Berücksichtigung, dass die hier vorgestellte Separierung von Ereignissen mit Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung auf sechsstündigen Daten basiert, die bei dem gewählten Modellzeitschritt von fünf Minuten den Mittelwert bzw. den akkumulierten Wert von 72 Einzelereignissen darstellt, können die beschriebenen entgegengesetzten atmosphärischen Veränderungen bei

Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung als systematische Reaktion der Atmosphäre bewertet werden.

7.2 Vergleich mit Beobachtungsdaten

Rosenfeld (1999) dokumentierte zum ersten Mal die Unterdrückung von warmen Niederschlag durch Rauchpartikel aus Vegetationsbränden in konvektiven Wolken, basierend auf Messdaten des TRMM Satelliten. Die Analyse wurde für den 1.3.1998, 2.50 UTC über Borneo durchgeführt, so dass dieses Ereignis direkt mit den Modellergebnissen verglichen werden kann. Die Überflugzeit während der Aufnahme des Satellitenbildes war 10.50 Uhr Ortszeit. Zu dieser Zeit befinden sich die konvektive Wolken, angetrieben durch die Erwärmung der Landflächen, noch im Entwicklungsstadium. Abbildung 7.6a weist mit TOMS AI auf maximale Aerosolkonzentrationen über Ostkalimantan hin. Diese befinden sich in dem orange gekennzeichneten Gebiet, für das Rosenfeld (1999) eine detaillierte Analyse der TRMM Satellitendaten durchgeführt und zur visuellen Darstellung eingefärbt hat (Abb. 7.6b). Die Feuer sind in Abbildung 7.6b ganz rechts (südöstlich) als orangefarbene Punkte vor blauem Hintergrund markiert. Der sich in südwestliche Richtung ausbreitende Rauch (siehe auch Abbildung 7.6a) ist mit verschwommenen violetten Farben gekennzeichnet. Wolken mit kleinen Tropfen ($r_e < 10 \mu\text{m}$) sind weißlich, bei Temperaturen im unterkühlten Bereich gelblich dargestellt. Große Wolkentropfen ($r_e > 15 \mu\text{m}$) sind rosafarben markiert. Wolkeneis erscheint rot. An den schwarz markierten Punkten wird vom TRMM Radarsensor Niederschlag registriert. Während die Wolken in den rauchbelasteten Gebieten fast keinen Niederschlag bilden, fällt aus den Wolken in den rauchfreien Gebieten aufgrund der großen Wolkentropfen bereits während ihrer Entwicklung Niederschlag, größtenteils noch bevor Eisbildung einsetzt. Dadurch bleibt ihre Wolkenobergrenze niedriger als bei den nicht regnenden, rauchbeeinflussten Wolken.

Zum Vergleich mit den von Rosenfeld (1999) analysierten Daten sind in Abbildung 7.7 die REMOTE Ergebnisse für den 1.3.1998, 6 UTC gezeigt. Zur Orientierung ist das Vergleichsgebiet orange umrandet eingezeichnet. Wie bei TOMS AI (Abb. 7.6a) treten auch in den Modellsimulationen die maximalen Partikelsäulenkonzentrationen in der südlichen Hälfte des Vergleichsgebiets über Ostkalimantan auf. Im Vergleich zu *REFERENZ* nimmt die Partikelsäulenkonzentration in *INTERAKTION* zu. Zu dem hier betrachteten Zeitpunkt fällt hauptsächlich konvektiver Niederschlag über Indonesien, auch im Vergleichsgebiet in Kalimantan. Hier beträgt der Niederschlag in *REFERENZ* über 40 mm/6h. In *INTERAKTION* wird dieser Niederschlag in dem rauchbelasteten Gebiet mit über 30 mm/6h fast vollständig unterdrückt, während weiter in Lee leicht erhöhte Niederschläge auftreten. Der Wolkenbedeckungsgrad in *INTERAKTION* nimmt im Bereich der Niederschlagsunterdrückung im Vergleichsgebiet deutlich ab. Folglich treten in *INTERAKTION* auch geringere Werte der Säulenkonzentration des Wolkenwassers auf, da diese den Mittelwert des bewölkten und unbewölkten Anteils der Gitterbox darstellen. Jeweils

zwei Tage vor bzw. nach dem hier untersuchten Ereignis, tritt über Borneo in *INTERAKTION* im Vergleich zu *REFERENZ* der entgegengesetzte Effekt mit verstärktem konvektivem Niederschlag auf. Berücksichtigt man also, dass die in Abbildung 7.7 gezeigten Modellergebnisse nicht nur das Resultat von Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen während der letzten sechs Stunden darstellen, sondern ebenso von zeitlich vorangegangenen Vorgängen auch in anderen Bereichen des Modellgebiets beeinflusst sind, kann die Fähigkeit des Modells das untersuchte Ereignis zu reproduzieren, trotz leichter räumlicher Verschiebung, als sehr gut bewertet werden.

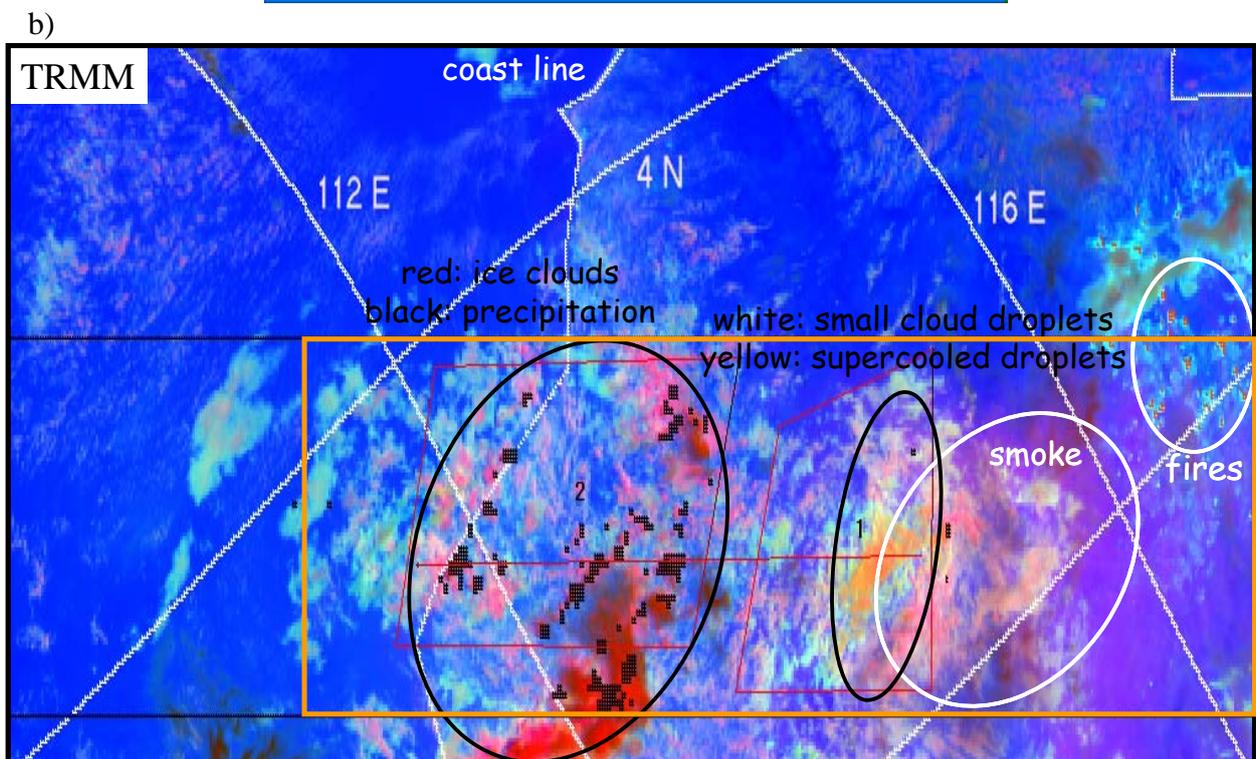
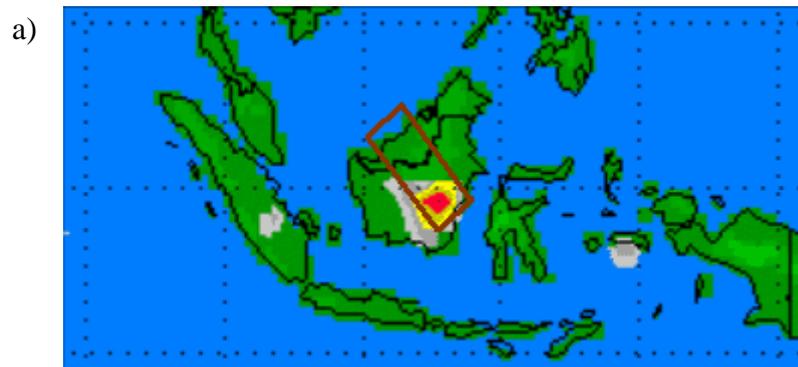
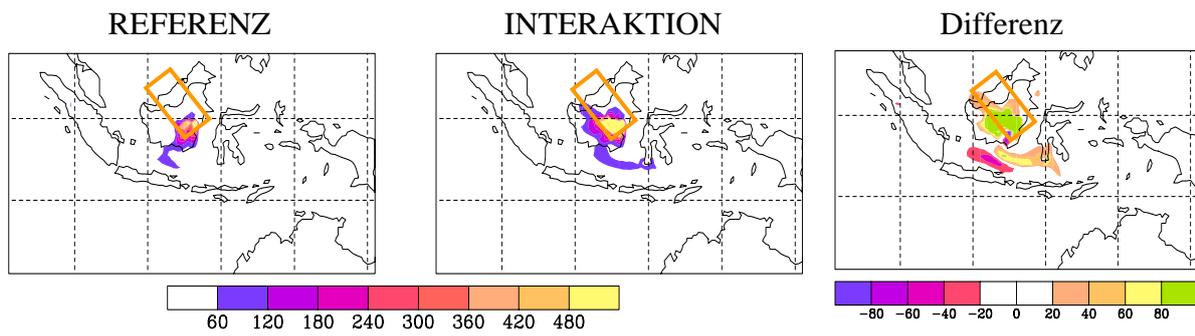
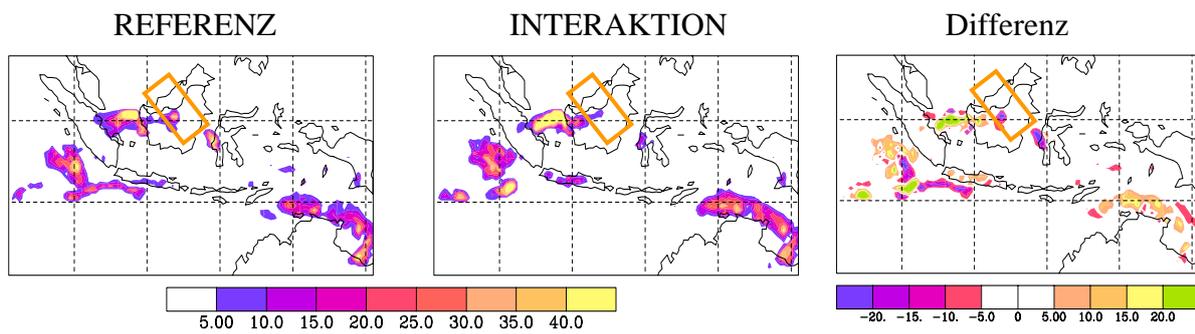


Abb. 7.6: a) TOMS AI und b) TRMM Satellitendaten über Borneo am 1.3.1998 2.50 UTC (Rosenfeld, 1999). Detaillierte Erklärungen zu b) im Text.

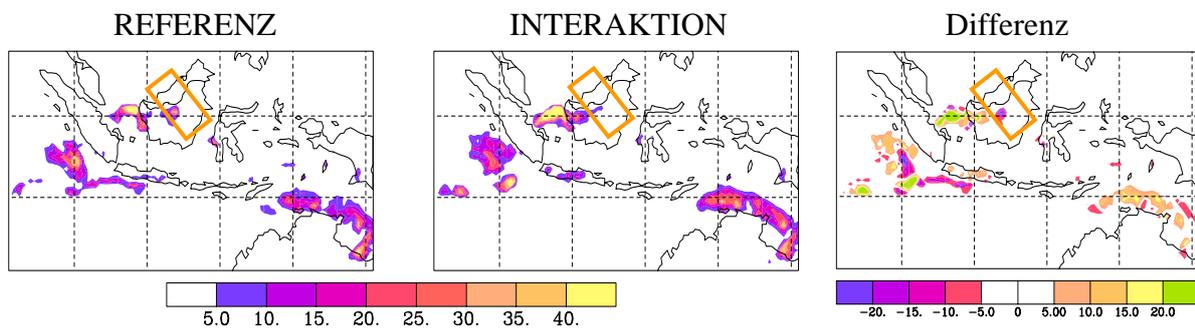
a) TPM [mg/m^2]



b) Gesamtniederschlag [$\text{mm}/6\text{h}$]



c) Konvektiver Niederschlag [$\text{mm}/6\text{h}$]



d) Wolkenbedeckungsgrad [0-1]

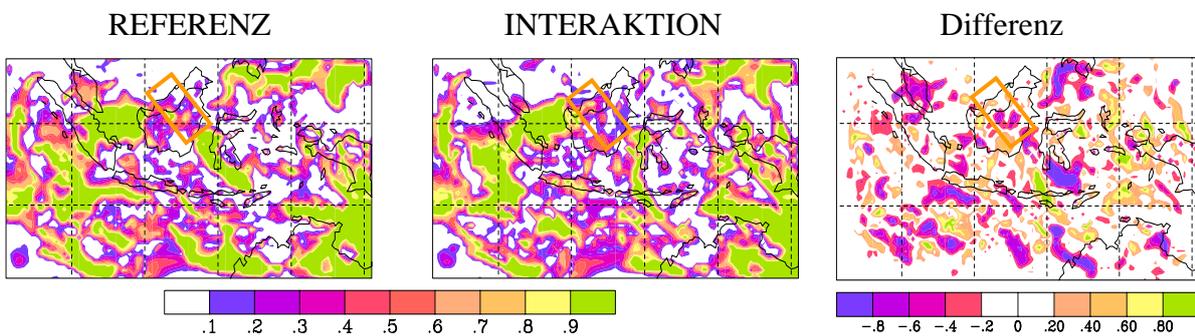
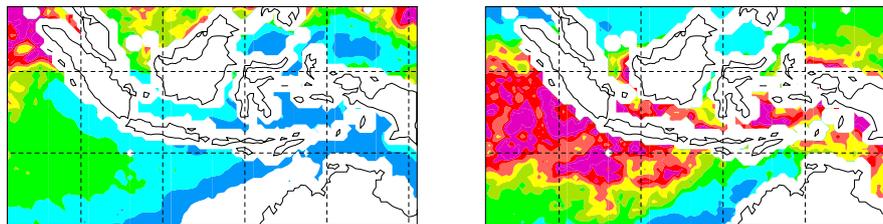


Abb. 7.7: Modellergebnisse *REFERENZ*, *INTERAKTION* und deren Differenz *INTERAKTION - REFERENZ* für den 1.3.1998, 6 UTC a) Partikelkonzentration [mg/m^2], b) Gesamtniederschlag [$\text{mm}/6\text{h}$], c) konvektiver Niederschlag [$\text{mm}/6\text{h}$] und d) Wolkenbedeckungsgrad [0-1].

a) HOAPS-II TWP [g/m^2]



b) *INTERAKTION* TWP [g/m^2]

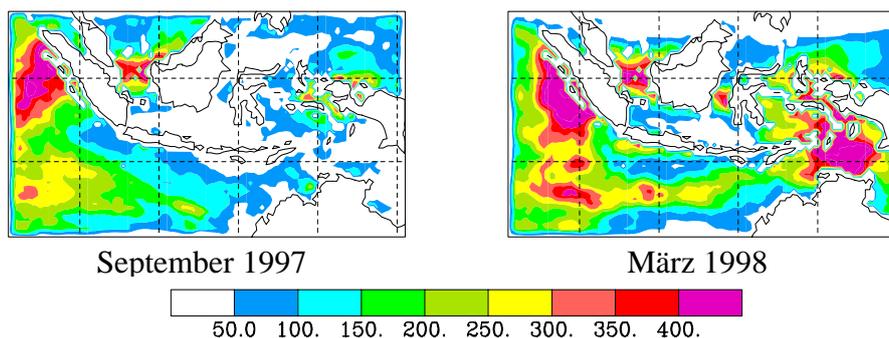


Abb. 7.8: Monatsmittelwerte der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers TWP [g/m^2] für September 1997 und März 1998 a) aus Satellitendaten nach HOAPS-II b) als Ergebnis der Modellsimulation *INTERAKTION*, wobei nur die Werte über dem Ozean dargestellt sind.

Die Evaluierung der Modellergebnisse mit Satellitendaten der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers oder des Flüssigwassers ist nur bedingt möglich, da die unterschiedlichen Algorithmen zur Auswertung der Rohdaten der Satelliten nur über dem Meer anwendbar sind. Zudem weisen diese Algorithmen große Unsicherheiten und deutliche Differenzen auf (Lohmann und Roeckner, 1996). Dennoch werden in Abbildung 7.8a HOAPS-II Daten (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data, Bauer und Schlüssel, 1993) in $0,5^\circ$ Auflösung zum Vergleich mit den Modellergebnissen herangezogen. Im September 1997 treten bedingt durch Sommermonsun und El Niño südlich des Äquators nur geringe Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers auf. Die höchsten Werte mit $\text{TWP} > 400 \text{ g}/\text{m}^2$ sind nördlich des Äquators insbesondere im Indischen Ozean westlich Sumatras zu erkennen. Im März treten insgesamt höhere Werte auf, insbesondere südlich des Äquators im Indischen Ozean. Bei den Modellergebnissen in Abbildung 7.8b darf die durch die Antriebsdaten beeinflusste Randzone von jeweils 8 Gitterpunkten nicht überinterpretiert werden. Da die verwendeten ECMWF-Analysedaten keine Information über den Wolkenwassergehalt enthalten, wird nur die spezifische Feuchte zum Antrieb benutzt, was zu Unterschätzungen der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers in den Randbereichen des Modellgebiets führen kann. Auch in den Modellergebnissen sind hohe Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers nördlich des Äquators im September 1997

und weiter südlich im März 1998 zu erkennen. Die Unterschiede im Betrag und der räumlichen Verteilung der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers zwischen September 1997 und März 1998 werden von der Modellsimulation nur bedingt erfasst. In einzelnen Regionen, z. B. über dem Südchinesischen Meer im September 1997, über der Javasee und südlich von Java im März 1998, treten deutliche Unterschiede zwischen den Satellitendaten und den Modellergebnissen von *INTERAKTION* auf. Diese Unterschiede sind auch im Vergleich mit *REFERENZ* vorhanden (Abb. 7.2b). Da die durch Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen hervorgerufenen Veränderungen der Säulenkonzentration des Gesamtwolkenwassers hauptsächlich über Land auftreten, werden diese Veränderungen in Abbildung 7.8 nicht erfasst.

Insgesamt stehen für eine abschließende Beurteilung der Güte der Modellsimulation der Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen zu wenig Beobachtungsdaten zu Verfügung. Nach 1997/1998 hat sich die Situation, insbesondere durch neue Satellitendaten, deutlich verbessert. Die in diesem Kapitel vorgestellten Vergleiche bestätigen aber trotz der limitierten Vergleichsmöglichkeiten mit Beobachtungsdaten die Plausibilität der Modellergebnisse und unterstreichen die prinzipielle Fähigkeit des Modells REMOTE, Effekte der Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen zu erfassen.

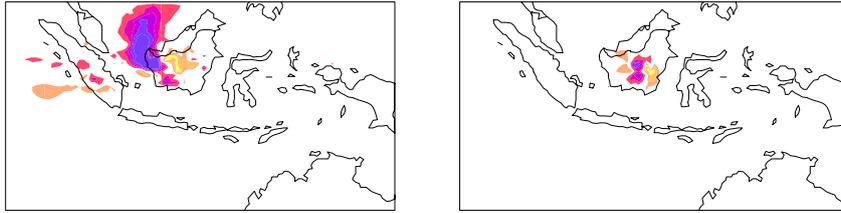
7.3 Sensitivitätsstudien

Die in diesem Abschnitt vorgestellten Sensitivitätsstudien mit einfachen Modifikationen der Modellannahmen sollen zu einem besseren Verständnis der bei den Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen beteiligten Prozesse beitragen. Die Bezeichnung und Kurzbeschreibung der Sensitivitätsexperimente ist in Tabelle 7.2 zusammengefasst. Die Analyse der atmosphärischen Reaktionen in den Sensitivitätsexperimenten folgt der Vorgehensweise von Kapitel 7.1, nach der die Effekte in den rauchbelasteten Gebieten, separiert nach Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung, betrachtet werden. Zusätzlich sind in Abbildung 7.9 die Differenzen der Partikelsäulenkonzentrationen zwischen den einzelnen Sensitivitätsexperimenten und dem *REFERENZ* Modellexperiment dargestellt.

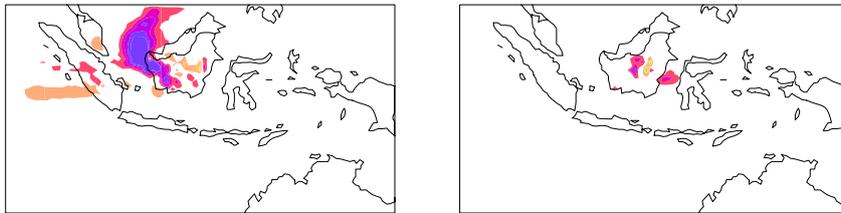
Bezeichnung	Kurzbeschreibung
<i>STRATIFORM</i>	Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen nur in Schichtwolken
<i>KONVEKTION</i>	Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen nur in konvektiven Wolken
<i>TROPFEN</i>	Verdreifachung der Aerosolmasse in Gl. 3.3
<i>EIS_3</i>	Erhöhung des Eisgehalts um einen Faktor 3 in Gl. 3.2
<i>EIS_10</i>	Erhöhung des Eisgehalts um einen Faktor 10 in Gl. 3.2
<i>EMISSION</i>	Emissionsinventar von Heil et al. (2004)

Tab. 7.2: Einführung der Sensitivitätsexperimente.

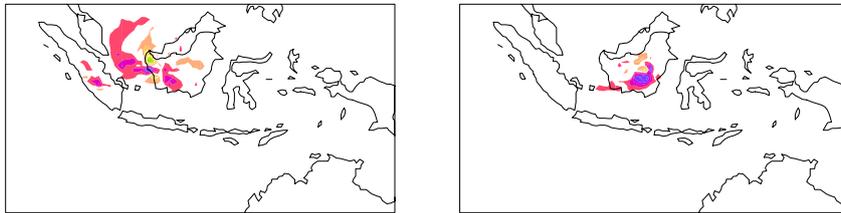
a) *INTERAKTION – REFERENZ*



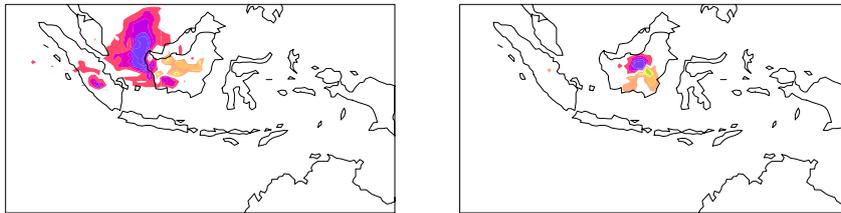
b) *STRATIFORM - REFERENZ*



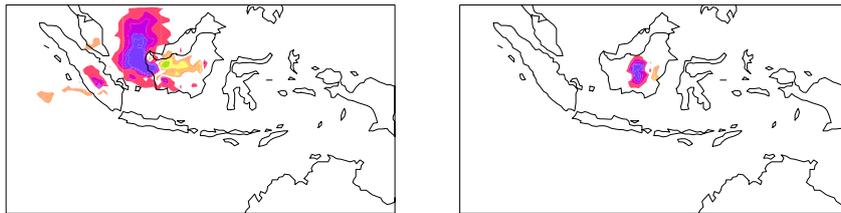
c) *KONVEKTION - REFERENZ*



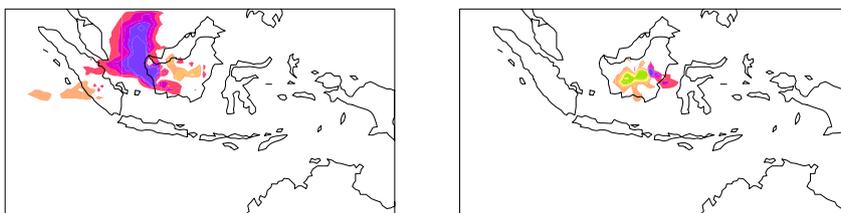
d) *TROPFEN – REFERENZ*



e) *EIS_3 - REFERENZ*



f) *EIS_10 - REFERENZ*



September 1997

März 1998

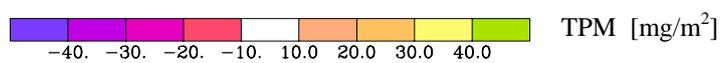


Abb. 7.9: Differenz Sensitivitätsexperiment – *REFERENZ* der Monatsmittelwerte der Partikelsäulenkonzentration [mg/m^2] für September 1997 und März 1998.

Die Ergebnisse des Sensitivitätsexperiments *STRATIFORM*, das nur die Unterdrückung von warmem Niederschlag in Schichtwolken berücksichtigt, zeigen im Vergleich zu *INTERAKTION* 9 % bzw. 14 % weniger Ereignisse der Niederschlagsunterdrückung in rauchbelasteten Gebieten im September 1997 bzw. März 1998. In erster Näherung können diese als die „fehlenden“ konvektiven Ereignisse interpretiert werden, auch wenn diese Interpretation aufgrund der nichtlinearen Reaktionen in der Atmosphäre als Vereinfachung angesehen werden muss. Im März 1998 steigt die Obergrenze konvektiver Wolken bei Niederschlagsverstärkung um im Mittel 0,5 km höher als in *INTERAKTION*. Auch der Niederschlag nimmt um 13 % zu, was mit der erhöhten verfügbaren konvektiven potentiellen Energie an der konvektiven Wolkenbasis erklärbar ist. Im September 1997, der sich durch geringe konvektive Aktivität auszeichnet, zeigen die Modellsimulationen *STRATIFORM* und *INTERAKTION* keine nennenswerten Unterschiede bezüglich der hier betrachteten atmosphärischen Größen (siehe auch Abb. 7.9b). Diese Ergebnisse verdeutlichen, dass nur im Fall erhöhter atmosphärischer Instabilität die Unterdrückung von warmem Niederschlag in konvektiven Wolken und die dadurch ausgelösten Veränderungen in der Atmosphäre relevant sind.

Im Gegensatz zu *STRATIFORM* zeigen die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie *KONVEKTION*, die die Unterdrückung von warmem Niederschlag nur in konvektiven Wolken berücksichtigt, deutliche Unterschiede zu *INTERAKTION*. Diese sind nahezu unabhängig von der vorhandenen Instabilität der Atmosphäre (Abb. 7.9c). Die vereinfacht interpretierten „fehlenden“ stratiformen Ereignisse der Niederschlagsunterdrückung belaufen sich auf 27 % bzw. 19 % im September 1997 bzw. März 1998. Im Vergleich zu *INTERAKTION* vermindert sich der mittlere Niederschlag im Fall der Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung um jeweils etwa 10 %. Die Zunahme der Säulenkonzentration des Wolkenwassers im Vergleich zu *REFERENZ* beträgt bei Niederschlagsverstärkung nur 130 g/m^2 , bei Niederschlagsunterdrückung nimmt TWP im Vergleich zu *REFERENZ* sogar ab. Diese Sensitivitätsstudie zeigt deutlich, dass die Beeinflussung des warmen Niederschlags in konvektiven Wolken nicht unabhängig von den Effekten in Schichtwolken betrachtet werden kann, da die Prozesse in den Schichtwolken die verfügbare konvektive potentielle Energie an der Wolkenbasis der konvektiven Wolken entscheidend mitbestimmen.

Unter der Annahme eines erhöhten Wolkentropfen zu Aerosol Verhältnisses (Sensitivitätsexperiment *TROPFEN*) treten im September 1997 bei den untersuchten Größen nur geringfügige Veränderungen im Vergleich zu *INTERAKTION* auf (siehe auch Abb. 7.9d). Dieses Verhalten deutet auf Sättigungseffekte in den Rauchregionen hin, denn Veränderungen sind nur für $N < 300 \text{ cm}^{-3}$ bei Schichtwolken bzw. $N < 1000 \text{ cm}^{-3}$ bei konvektiven Wolken zu erwarten (Kapitel 3.3). Im März 1998 nimmt die Anzahl der Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung im Vergleich zu *INTERAKTION* um 13 % ab, obwohl eine deutliche Zunahme des Wolkenwassergehalts auch bei Niederschlagsverstärkung in der PBL zu erkennen ist. Die im März 1998 auftretenden Effekte mit hohen Aerosolkonzentrationen in

der PBL verbunden mit hoher konvektiver Aktivität deuten auf Modifikationen insbesondere in der oberen Troposphäre bzw. unteren Stratosphäre hin, die im Detail noch untersucht werden müssen. Insgesamt zeigt dieses Sensitivitätsexperiment, dass eine mäßige Aerosolbelastung in der Atmosphäre, entweder bedingt durch mäßige Emissionen oder durch Verringerung hoher Aerosolkonzentrationen bei Transport- und Durchmischungsprozessen, die größten Veränderungen der Wolken und des Niederschlags bewirkt.

Zwei weitere Sensitivitätsstudien (*EIS_3*, *EIS_10*) widmen sich dem Einfluss des Eisgehalts. Insbesondere wasserunlösliche Partikel wie Ruß, Mineralstaub oder biologisches Material können die Prozesse des heterogenen Gefrierens und des Kontaktgefrierens unterkühlter Wolkentropfen beeinflussen (Diehl et al., 2001, 2002). Um mit einem einfachen Ansatz den Einfluss von Gefrierkeimen zu untersuchen, wurde die Diagnose des Flüssigwassergehalts von Schichtwolken in Gleichung 3.2 wie folgt modifiziert

$$Q_{L,mod} = A \cdot Q_L, \quad \text{für } T < 261,15 \text{ K und } N > 200 \text{ cm}^{-3}, \quad (\text{Gl. 7.2})$$

wobei zwei Sensitivitätsexperimente mit $A=1/3$ und $A=1/10$ durchgeführt wurden. Der Flüssigwassergehalt unterhalb von 261,15 K wird also beim Überschreiten des Grenzwerts der Wolkentropfenzahldichte von 200 cm^{-3} zugunsten des Eisgehalts erniedrigt. Im September 1997 sind bei beiden Sensitivitätsexperimenten nur geringfügige Veränderungen im Vergleich zu *INTERAKTION* zu erkennen, wodurch vernachlässigbare Vorgänge in der Eisphase aufgrund relativ niedriger Wolken und geringer konvektiver Aktivität angedeutet werden. Im März 1998 treten in *EIS_3* 13 % weniger Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung und 9 % mehr Ereignisse mit Niederschlagsverstärkung als in *INTERAKTION* auf. Der höhere Eisgehalt zieht hier eine Erhöhung der Sedimentation von Eisteilchen nach sich, wodurch eine Erhöhung der Niederschlagsbildung über die Eisphase bewirkt wird. In *EIS_10* hingegen werden 9 % mehr Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung gezählt und im Mittel 12 % weniger Niederschlag verzeichnet als in *INTERAKTION*, mit deutlichen Auswirkungen auf die Partikelsäulenkonzentration (Abb. 7.9f). Dieser zu *EIS_3* entgegengesetzte Effekte ist erklärbar mit dem deutlich geringeren Flüssigwassergehalt, der primär zu einer geringeren Autokonversionsrate und damit zu reduzierter Niederschlagsbildung aus der warmen Phase führt. Zusammengefasst veranschaulichen die beiden Sensitivitätsstudien das Potential von Eiskeimen, die Niederschlagsbildung, und damit verbunden auch die Aerosolbelastung, entscheidend zu verändern.

Eine Erhöhung der prinzipiellen Partikelbelastung durch Verwendung des Emissionsinventars von Heil et al. (2004) in der Sensitivitätsstudie *EMISSION* führt zu einer deutlichen Zunahme der Anzahl der Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung bzw. Verstärkung von 30 - 70 %, bedingt durch die Ausweitung der rauchbelasteten Gebiete. Die Trefferquoten und die damit verbundenen Veränderungen der atmosphärischen Größen weisen keine nennenswerten

Unterschiede zur Modellstudie *INTERAKTION* auf, und zeigen damit, dass die eingeführte Unterdrückung von warmen Niederschlag durch Partikel systematische Reaktionen in der Atmosphäre auslösen.

7.4 Diskussion

Die in diesem Kapitel vorgestellte Untersuchung des Einflusses von Aerosolen auf Wolken, Strahlung und Niederschlag während der El Niño Periode 1997/1998 in Indonesien stellt eine erste Studie dieser Art mit einem regionalen Klima-Chemie-Modell dar. Sie untersucht einen Teilaspekt der Wirkung von Aerosolen in der Atmosphäre, nämlich die primäre Unterdrückung von warmen Niederschlag durch die erhöhte Anzahl von Wolkentropfen sowohl in konvektiven Wolken als auch in Schichtwolken. In der realen Atmosphäre ist die primäre Wirkung der Rauchpartikel allerdings vielfältiger als in der hier vorgestellten Modellstudie. So können Partikel durch Rückstreuung der einfallenden solaren Strahlung und Absorption der langwelligen Strahlung der Erdoberfläche den Strahlungshaushalt der Erdatmosphäre und damit die Voraussetzungen zur Wolkenbildung modifizieren. Diese direkten und sogenannten semidirekten Strahlungswirkungen der Partikel wurden hier nicht berücksichtigt. Feuer treten in der hier vorgestellten Modellstudie als Partikelquelle auf. Ihre Eigenschaften als Wärmequelle, die unter den tropischen Bedingungen Indonesiens ausreichend sein kann, um ein konvektives Ereignis zu initiieren, wurde jedoch vernachlässigt. Des Weiteren wurde nur die Wirkung primär emittierter Partikel betrachtet. Sekundäre Aerosolbildung sowie die Variabilität der chemischen Zusammensetzung und der Größenverteilung der Partikel wurde nicht berücksichtigt, obwohl bei veränderter Partikelverteilung und veränderten Partikeleigenschaften räumlich und zeitlich veränderte Auswirkungen in der Atmosphäre zu erwarten sind (siehe Kapitel 7.3). Als weitere Vereinfachung in den REMOTE Simulationen ist die temperaturabhängige Diagnose von Wolkenflüssigwasser und Wolkeneis in Schichtwolken zu nennen. An dieser Stelle muss auch das verwendete Massenflussschema nach Tiedtke (1989) zur Beschreibung konvektiver Wolken erwähnt werden, dass durch einfache Modifikation der Autokonversionsrate auf Aerosole reagiert (Kapitel 3.3), obwohl keine expliziten mikrophysikalischen Umwandlungen enthalten sind. Die Erfassung konvektiver Ereignisse und des Phasenübergangs von unterkühltem Wasser in Eis ist außerdem durch die geringe vertikale Auflösung des Modells in der freien Troposphäre eingeschränkt (Graf, 2004).

Trotz dieser Vereinfachungen liefern die Modellergebnisse des hier vorgestellten Fallbeispiels der El Niño Periode 1997/1998 in Indonesien einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der nichtlinearen atmosphärischen Effekte. Diese werden primär durch Unterdrückung von warmen Niederschlag und dem Verbleib von erhöhter Feuchte in der Atmosphäre hervorgerufen und führen zu bisher wenig verstandenen zeitlichen und räumlichen Verschiebungen und Überlagerungen atmosphärischer Prozesse. Ein von Rosenfeld (1999) aus Satellitendaten analysiertes Ereignis der Unterdrückung von warmen Niederschlag aus

konvektiven Wolken durch Rauchpartikel aus Vegetationsbränden konnte im Modellexperiment reproduziert werden (Kapitel 7.2). Das erhöht das Vertrauen in die Fähigkeiten des Modells, auch wenn es sich nur um ein Einzelereignis handelt. Als ein wichtiges Ergebnis der hier vorgestellten Untersuchung von Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen ist die zeitliche und räumliche Umverteilung des Niederschlags im Modellgebiet mit nur geringfügigen Änderungen des Gesamtniederschlags pro Monat zu nennen. Eine Verbesserung der Prognose des monatlichen Gesamtniederschlags über Indonesien (siehe Kapitel 6.1) durch den Einfluss der lokal emittierten Aerosole auf die Niederschlagsbildung tritt erwartungsgemäß nicht ein. Bisher ist allerdings noch nicht untersucht, wie bei zusätzlichem Import von Spurenstoffen ins betrachtete Gebiet, beispielsweise von verschmutzten Luftmassen aus Asien mit dem Wintermonsun, die Prognose des Wintermonsunniederschlags über Indonesien durch Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen beeinflusst wird. In den rauchbelasteten Gebieten Indonesiens treten bei den Modellsimulationen sowohl Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung als auch -verstärkung auf, wobei der Effekt der Niederschlagsunterdrückung bezüglich der Anzahl der Ereignisse als auch im Betrag des Effekts deutlich überwiegt, was auf eine Verlängerung der Rauchperioden hindeutet. Bei getrennter Betrachtung von Ereignissen mit Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung in rauchbelasteten Gebieten sind atmosphärische Veränderungen tendenziell systematisch separierbar. Niederschlagsunterdrückung und niedrigere konvektive Wolkenobergrenzen bzw. Niederschlagsverstärkung und höhere konvektive Wolkenobergrenzen treten bevorzugt zusammen auf und deuten geringerer konvektive Aktivität gepaart mit wenigen Ereignissen erhöhter konvektiver Aktivität an. Damit verbunden sind Modifikationen der Wasser-, Energie- und Spurenstoffkreisläufe in der Atmosphäre.

Nach Hamid et al. (2001), die die Häufigkeiten des Auftretens von Blitzen in Indonesien während der Jahre 1998 und 1999 untersuchten, nimmt während der El Niño Periode die Anzahl konvektiver Stürme ab, während die Anzahl an Blitzentladungen zunimmt. Das weist auf intensivere konvektive Stürme mit höherer vertikaler Entwicklung und stärkerer Vereisung hin, und steht mit den hier vorgestellten Modellergebnissen im Einklang. Hamid et al. (2001) spekulieren über veränderte Land-Seewind Zirkulation als Erklärungsversuch, während Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen als Ursache der beobachteten Phänomene nicht erwähnt werden. Eine weitere Analyse von Satellitendaten (Kent et al., 1995), die auf mehr Cirrus Wolken in der hohen Troposphäre während der warmen Phase des El Niños über den Tropen einschließlich Indonesien hinweist, bestätigt die vorgestellten Modellergebnisse insofern, als dass durch höhere Konvektion Wolkenwasser in höhere Atmosphärenschichten transportiert wird. Dort steht es dann zur Bildung von Schichtwolken zu Verfügung bzw. kann den Wassergehalt der Stratosphäre erhöhen, worauf in Sherwood (2002) aufmerksam gemacht wird. Grundsätzlich stellen die in diesem Kapitel vorgestellten Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen eine mögliche Erklärung für die während El Niño Perioden beobachteten Veränderungen der Atmosphäre dar. Andreae et al. (2004) beschreiben das miteinander

gekoppelte Auftreten von Niederschlagsunterdrückung und -verstärkung während eines Feldexperiments in rauchbelasteten Gebieten Amazoniens. Die Unterdrückung von Niederschlag führt durch die verbliebene Feuchte in der Atmosphäre zu höheren konvektiven Wolken, die durch das Freisetzen latenter Wärme durch Gefrierprozesse in den kälteren Regionen der Troposphäre zusätzliche Energie für noch höhere vertikale Entwicklung liefern können. Daraus resultierende Niederschlagsereignisse mit Hagelschlag wurden von Andreae et al. (2004) nur in rauchbelasteten Gebieten beobachtet, unter rauchfreien Bedingungen trat kein Hagelschlag auf. Eine Modellstudie mit einem detaillierten zweidimensionalen mikrophysikalischem Modell (Khain et al., 2004) zeigt, dass durch die von Aerosolen hervorgerufene Niederschlagsunterdrückung im weiteren Verlauf der Simulation ein Ereignis mit stärkerer Konvektion eintritt, was in einem Vergleichsexperiment in unbelasteter Umgebungsluft nicht beobachtet wird. Nach Andreae et al. (2004) bleibt der Nettoeffekt der Niederschlagsänderungen unbekannt. Geeignete Werkzeuge zur weiteren Untersuchung veränderter Wasser-, Energie- und Spurenstoffkreisläufe stellen dreidimensionale regionale und globale gekoppelte Klima-Chemie-Modelle dar, wobei die hier vorgestellten Modellexperimente als erste Schritte auf der regionalen Skala betrachtet werden können.

In diesem abschließenden Absatz soll kurz die Wirkung von hydrophoben Partikeln auf die Niederschlagsbildung als ein besonderer Aspekt des Einflusses von Torfmoorfeueremissionen diskutiert werden. Während der EFEU (<http://www.tropos.de:8088/afo2000g3>) Labormesskampagne am 25.9.2003 am MPI für Chemie in Mainz wurden die durch Verbrennung von Torfproben aus Südsumatra und Norddeutschland freigesetzten Partikel untersucht. Dusek et al. (2005) analysierten dabei die Fähigkeit der Partikel, Wolkenkondensationskerne (CCN) zu bilden. Während bei den Partikeln aus der Verbrennung verschiedener Hölzer das CCN/Aerosol-Verhältnis mit zunehmender Partikelgröße steigt, zeigt dieses Verhältnis im Fall der Verbrennung von Torfproben eine deutliche Abnahme für Partikel mit Durchmessern größer als $0,1 \mu\text{m}$. Die Einzelpartikelanalyse mittels Elektronenmikroskopie zeigt kugelförmige Partikel mit Durchmessern von $0,5 - 1 \mu\text{m}$. Die bei Torffeuern mögliche Freisetzung großer Mengen eingelagerter Pollen (siehe auch Kapitel 2.3) stellt nur bedingt einen Erklärungsansatz dar, da Untersuchungen von Pollen, allerdings aus gemäßigten Breiten, zeigen, dass diese mit größeren Partikelradien von $5 \text{ bis } 50 \mu\text{m}$ auftreten (Diehl et al., 2001, 2002). Rußkugeln mit Durchmessern von $0,03 - 0,5 \mu\text{m}$ und hydrophoben Eigenschaften werden in Posfai et al. (2004) als eine spezielle Produktgruppe von insbesondere schwelenden Vegetationsfeuern diskutiert und stellen einen Erklärungsansatz für die während des EFEU Projekts analysierten Partikeleigenschaften der Torffeueraerosole dar. Diesen hydrophoben Partikeln kann eine große Bedeutung als Eiskeim für unterkühlte Wolkentropfen zukommen. Somit können durch solche Partikel Starkniederschlagsereignisse herbeigeführt werden, da im Verlauf des Fallens großer Eispartikel ein hohes Kollisionspotential mit anderen Wolkenpartikeln besteht, was zu einem effizienten Wachstum der Eisteilchen bzw. bei höheren Temperaturen der Regentropfen führt.

8. Ausblick

Die jährlich wieder auftretenden Feuer- und Rauchperioden in Indonesien in den vergangenen Jahren (Tacconi, 2003) stellen eine Bedrohung für die Gesundheit der Bevölkerung, den tropischen Wald und die Ökosysteme Indonesiens dar. Aufgrund eines fehlenden landesweiten Schadstoffmessnetzes in Indonesien sind numerische Modelle, wie das in dieser Arbeit vorgestellte Modell REMOTE, ein wichtiges Werkzeug zur Abschätzung der Quellstärke und Quellverteilung von Schadstoffen, deren Konzentration und Ausbreitung in der Atmosphäre, ihrer Deposition und ihres Einflusses auf Klima und Gesundheit. Aufgrund der voranschreitenden Entwicklung der Computertechnologie können heute auch in Entwicklungsländern mit solchen Modellen erfolgreich Rechnungen durchgeführt werden. Die in dieser Arbeit vorgestellten Modellanwendungen und Ergebnisse bilden die Grundlage für weitere Untersuchungen in Indonesien. Die Notwendigkeit für Verbesserungen im Modell wurde bereits in den Diskussionen der Kapitel 4 bis 7 angesprochen. Zahlreiche Weiterentwicklungen sind im Rahmen des von der Europäischen Union innerhalb des Asia Pro Eco Programms geförderten Projekts INSIDE (Indonesian Smoke induced by Drought Episodes, http://www.mpimet.mpg.de/~langmann.baerbel/INSIDE/index1_web.html) in Kooperation mit indonesischen Wissenschaftlern geplant und werden im Folgenden kurz erläutert.

Organische Partikel bilden einen signifikanten Beitrag zum troposphärischen Aerosol, insbesondere in tropischen Waldgebieten (Andreae und Crutzen, 1997). Die organischen Partikel können in primär und sekundär gebildete Komponenten unterteilt werden. Primäre organische Aerosole werden direkt in die Atmosphäre emittiert, während sekundäre organische Aerosole (SOA) erst in der Atmosphäre gebildet werden, wenn aus gasförmigen organischen Spurenstoffen Oxidationsprodukte mit geringem Dampfdruck entstehen. Zusätzlich zu den primären organischen Partikeln soll in REMOTE die Bildung sekundärer organischer Aerosole nach dem Ansatz von Schell et al. (2001) eingeführt werden. Dazu müssen zunächst die photochemischen Umsetzungen über Indonesien, wie in Langmann (2000) beschrieben, bestimmt werden. Eine erste Simulation wird im Rahmen einer Doktorarbeit (M. Pfeffer, MPI Meteorologie, Hamburg) durchgeführt, wobei die Emissionen der Spurenstoffe NO_x , SO_x , CO und VOC auf dem GEIA-Datensatz (Global Emission Inventory Activity, <http://geiacenter.org>) beruhen. Die Oxidationsreaktionen der VOCs durch OH, NO_3 und O_3 sind in REMOTE integriert. Wenn die berechneten Konzentrationen der schwerflüchtigen Reaktionsprodukte einen Sättigungsdampfdruck überschreiten, wird SOA gebildet. Da die Messung der Beiträge primärer und sekundärer organischer Aerosole nur schwer möglich ist, können die geplanten Modellstudien auch in dieser Frage einen Beitrag leisten.

Atmosphärische Partikel treten mit Radien zwischen $0,001 - 50 \mu\text{m}$ auf, abhängig von den Prozessen ihrer Entstehung und ihrer Alterung. Die chemische Zusammensetzung bestimmt die Hygroskopizität und beeinflusst so auch die mit der Strahlung gekoppelten Eigenschaften

der Partikel. Um die Effekte explizit bestimmen zu können, soll die Berechnung der Aerosolgrößenverteilung, des Mischungszustands und der chemischen Zusammensetzung basierend auf dem im globalen Modell ECHAM-5 (Roeckner et al., 2003) verfügbaren Aerosolmodul HAM (Stier et al., 2004) in REMOTE eingeführt werden. HAM berechnet die Größenverteilung von Sulfat-, Ruß-, Seesalz-, Staub- und organischen Partikeln. Es behandelt die Nukleation neuer Sulfateilchen, die Kondensation von Sulfat auf existierende Partikel, die Koagulation, den Übergang von wasserunlöslichen zu wasserlöslichen Partikeln und das thermodynamische Gleichgewicht mit Wasserdampf. Die geplante Berechnung der mikrophysikalischen Aerosolprozesse in REMOTE erfordert auch eine adäquate Behandlung der Wolkenmikrophysik, die bei der Bestimmung der nassen Depositionsflüsse der Partikel sowie der Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen eingeht. Die notwendigen Erweiterungen sollen weitestgehend von ECHAM-5 und HAM übernommen werden. So ist in REMOTE auch eine Verbesserung der Berechnung des Anteils der Aerosole zu erwarten, die als Wolkenkondensationskerne (CCN) fungieren. Partikel im Akkumulationsmode, d. h. mit Partikeldurchmessern zwischen 0,1 und 1 μm , haben die längste Verweilzeit in der Atmosphäre und bilden den Hauptteil der Wolkenkondensationskerne (IPCC, 2001). Daneben hängt das CCN/Aerosol Verhältnis von der chemischen Zusammensetzung ab, die die hygroskopischen Eigenschaften bestimmt.

Zur Abschätzung der Gesundheitsaspekte durch erhöhte Partikelbelastung kann auf epidemiologische Untersuchungen zurückgegriffen werden, die statistisch signifikante Beziehungen zwischen erhöhter Partikeltagesdosis und Krankheitshäufigkeiten sowie Sterberaten angeben (z. B. Pope et al., 2002). Auch hier spielt die Partikelgrößenverteilung eine wichtige Rolle. Partikel kleiner als 2,5 μm können Atemwegserkrankungen herbeiführen, während die ultrafeinen Partikel mit Radien kleiner 1 μm sogar über die Atemwege in die Lunge gelangen und dort Entzündungen auslösen können.

Die vorgestellten Modellergebnisse bezüglich der Niederschlagsrate über Indonesien sind in Kapitel 6 als verbesserungswürdig eingestuft worden, insbesondere weil dem Niederschlag eine Schlüsselrolle für eine zufriedenstellende Bestimmung der Partikelverteilung in der Atmosphäre zukommt, denn die nasse Deposition stellt den Hauptsinkenprozess der Rauchpartikel dar. Zahlreiche Verbesserungen und Weiterentwicklungen der mit dem Niederschlag gekoppelten Prozesse sind mit REMOTE geplant. Dazu zählt eine Untersuchung der Abhängigkeit des Niederschlags von der vorhandenen Landvegetation. Die Einführung eines dynamischen Vegetationsmodells ist auch bezüglich anderer Fragestellungen wünschenswert, sprengt jedoch den Rahmen der zur Zeit in den unterstützten Projekten vorhandenen Möglichkeiten. So sollen zumindestens Modellstudien mit vorgeschriebener, durch Drainierung, Waldrodung und Feuer veränderter Vegetation durchgeführt werden, um den Einfluss auf die Niederschlagsbildung zu untersuchen.

Eine weitere Möglichkeit zur Verbesserung der Niederschlagsprognose liegt in der Verwendung einer fraktionellen Land-See-Verteilung innerhalb der einzelnen Gitterzellen (Semmler et al., 2003), um die zahlreichen kleinen Inseln Indonesiens, die eine Wärmequelle für lokale Konvektion darstellen, realistischer zu erfassen. Die Erwartung der Verbesserung der Niederschlagsprognose wird durch eine globale Modellstudie von Neale und Slingo (2003) unterstützt, die über Indonesien eine Abnahme des Niederschlags bei verbesserter Berücksichtigung des Landanteils der Inseln mit zunehmender Gitterauflösung festgestellt haben.

Da Indonesien das Gebiet mit der höchsten konvektiven Aktivität auf der Erde darstellt, ist für die Berechnung des Vertikaltransports der Feuchte und der chemischen Spurenstoffe sowie für die Niederschlagsbildung eine zuverlässige Behandlung der Kumulus Konvektion erforderlich. Das Standard Wolkenmodell zur Beschreibung der Kumulus Konvektion in REMOTE basiert auf dem Massenflussschema von Tiedtke (1989), welches den mittleren Massenfluss der Kumuluswolken in einer Gittersäule parametrisiert. Innerhalb des INSIDE Projekts soll das Wolkenfeldmodell von Nuber und Graf (2004) in REMOTE eingeführt werden, welches in jeder Gittersäule, in der Konvektion stattfindet, ein explizites Spektrum möglicher Kumuluswolken in Abhängigkeit von den gegebenen atmosphärischen Bedingungen bestimmt. Heutige regionale und globale Klimamodelle enthalten keine Information über die Variabilität des konvektiven Niederschlags innerhalb eines Gitterelements. Das Wolkenfeldmodell von Nuber und Graf (2004) bestimmt die Verteilung des Niederschlags und der Wolkenbedeckung separat für jeden Wolkentyp, so dass zwischen Starkniederschlägen in einem Bruchteil einer Gitterzelle oder der Verteilung des Niederschlags über weite Bereiche einer Gitterzelle unterschieden werden kann. Bei adäquater Behandlung der Wolkenmikrophysik werden zusammen mit dem Wolkenfeldmodul von Nuber und Graf (2004) auch weiterführende Erkenntnisse über die mit der Eisphase verbundenen Prozesse erwartet.

Des Weiteren stellte Aldrian (2003) die Bedeutung der Meeresoberflächentemperatur (SST) für die Prognose des Niederschlags in Indonesien fest. Mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modell mit variabler SST konnte die Prognose des Niederschlags entscheidend verbessert werden. Diese Modellkopplung ist auch zusammen mit REMOTE innerhalb des INSIDE Projekts vorgesehen.

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellten Modellstudien beschränken sich auf die Jahre 1997/1998. Um Rauchperioden in jüngster Vergangenheit oder naher Zukunft zu untersuchen, bedarf es insbesondere eines an die ausgewählten Jahre angepassten Inventars der Torfmoorfeueremissionen in Indonesien. Im Rahmen einer Doktorarbeit (A. Heil, MPI Meteorologie, Hamburg) soll basierend auf Satelliten- und Modelldaten des Bodentyps, der Bodenfeuchte, der Vegetation, der „hot spots“ und zusätzlicher Größen ein globales Torfmoorfeueremissionsinventar erstellt werden. Da Torfmoorfeuer auch in anderen

Regionen als Indonesien, z. B. im Gebiet der ehemaligen Sowjetunion, zu jährlich wiederkehrenden Rauchbelastungen führen (Kajii et al., 2002), legt das globale Emissionskataster auch die Grundlage für Untersuchungen in diesen Regionen. Eine interessante Anwendung ist die Abschätzung der Bedeutung der CO₂ Emissionen aus sibirischen Torfmoorfeuern mit einer REMOTE-Variante basierend auf Chevillard et al. (2002b), die atmosphärische CO₂-Konzentrationen unter Berücksichtigung anthropogener Emissionen sowie der Photosynthese und Respiration der Vegetation bestimmt. Die Anwendung von REMOTE nach 1997/1998 eröffnet auch die Nutzung neuer Satellitendaten, beispielsweise von MODIS, zur Erstellung von Emissionsinventaren (Justice et al., 2002) und zur Evaluierung berechneter Wolken- und Aerosolgrößen (Platnick et al., 2003; King et al., 2003).

Als abschließende Bemerkung soll hier noch erwähnt werden, dass die Weiterentwicklungen und Verbesserungen von REMOTE nicht ausschließlich über Indonesien anwendbar sind. Innerhalb des DFG-Schwerpunktprogramms „Quantitative Niederschlagsvorhersage“ sind Anwendungen von REMOTE über Europa vorgesehen, in die die vorgestellten Weiterentwicklungen zum Teil einfließen werden. Aber auch andere Regionen, wie beispielsweise Brasilien oder China, leiden unter Perioden starker Luftverschmutzung durch Vegetationsbrände oder industrielle Entwicklung, die zu bisher wenig verstandenen Veränderungen des hydrologischen Zyklus beitragen. Durch seine räumliche Flexibilität ist REMOTE auch in diesen Regionen der Erde anwendbar, wobei insbesondere über China verschiedene Modellstudien in Kooperation mit chinesischen Wissenschaftlern geplant sind.

9. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den indonesischen Vegetations- und Torfmoorfeuern während des stärksten El Niño Ereignisses des 20. Jahrhunderts in den Jahren 1997/1998. Diese haben aufgrund der massiven Rauchbelastung über Südostasien weltweit starkes öffentliches Aufsehen erregt und zahlreiche Untersuchungen angeregt. Die veröffentlichten Abschätzungen der durch die Feuer in die Atmosphäre freigesetzten Spurenstoffemissionen weisen jedoch erhebliche Differenzen auf. Zudem ist über die Ausbreitung und Wirkung der Rauchpartikel in der Atmosphäre nur lückenhaft Information verfügbar.

In der hier vorgestellten Arbeit werden diese Fragestellungen mit einem gekoppelten regionalen Klima-Chemie-Modell (REMOTE) untersucht. Dazu wurde zunächst ein Inventar der Vegetations- und Torfmoorfeueremissionen Indonesiens für 1997/1998 unter Berücksichtigung des Brennmaterials und der verbrannten Fläche in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung erstellt, da kein vergleichbar detailliertes Emissionsinventar veröffentlicht und verfügbar war. Mit diesem Emissionsinventar wurden regionale Modellrechnungen zur Ausbreitung der Rauchpartikel in der Atmosphäre über Indonesien durchgeführt und im Vergleich mit Messdatensätzen bewertet. REMOTE kann die beobachteten Partikelkonzentrationen in Feuernähe gut reproduzieren, unterschätzt diese aber weit in Lee der Feuer. Auch die zeitliche Entwicklung des Niederschlags wird mit REMOTE gut erfasst, allerdings mit zu hohen Niederschlagsraten. Die damit verbundene nasse Deposition, die den Hauptverlustprozess der Rauchpartikel aus der Atmosphäre darstellt, wird so überschätzt und führt zu einer Reduktion der in der Atmosphäre verweilenden Rauchpartikel. Eine Verbesserung der Modellergebnisse bezüglich der atmosphärischen Rauchpartikelkonzentrationen wird durch eine bessere Prognose des Niederschlags sowie bessere Emissionsinventare erwartet.

Rauchpartikel können Wolkenkondensationskerne bilden und zu Veränderungen der Wolkeneigenschaften, Strahlungsbilanz und Niederschlagsraten führen. In einer ersten regionalen interaktiven Modellsimulation wurde die Niederschlagsbildung in Schichtwolken und in konvektiven Wolken in Abhängigkeit von der berechneten Partikelkonzentration bestimmt. In den rauchbelasteten Gebieten Indonesiens treten durch diese Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen sowohl Ereignisse mit Niederschlagsunterdrückung als auch -verstärkung auf, wobei die Effekte der Niederschlagsunterdrückung überwiegen. Niedrigere konvektive Wolkenobergrenzen sind gekoppelt mit Niederschlagsunterdrückung und umgekehrt, wobei den mit der Eisphase gekoppelten mikrophysikalischen Prozessen eine besondere Bedeutung zukommt. Die REMOTE Ergebnisse stellen eine mögliche Erklärung für die während El Niño Perioden beobachteten Veränderungen der Atmosphäre über Indonesien dar. Der berechnete Gesamtniederschlag über Indonesien zeigt allerdings nur geringfügige Veränderungen.

10. Abkürzungsverzeichnis

AI	Aerosol Index
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CAPE	Convective Available Potential Energy
CCN	Cloud Concensation Nuclei
CCTH	Convective Cloud Top Height
CTM	Chemie-Transport-Modell
ECHAM	European Center HAMBURG Model
ERS	European Remote Sensing Satellite
F _C	Cloud Forcing
F _{LC}	Longwave Cloud Forcing
F _{SC}	Shortwave Cloud Forcing
GEIA	Global Emission Inventory Activity
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPCC	Global Precipitation Climatology Center
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HOAPS	Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data
LWP	Liquid Water Path
MODIS	MODERate resolution Imaging Spectroradiometer
N	Cloud Droplet Number Concentration
PBL	Planetary Boundary Layer
PM ₁₀	Particulate Matter, diameter < 10 µm
PM _{2.5}	Particulate Matter, diameter < 2.5 µm
Q _I	Ice Water Content
Q _L	Liquid Water Content
Q _T	Total Water Content
REMOTE	REGional MOdel with Tracer Extension
SOA	Secondary Organic Aerosol
SST	Sea Surface Temperature
TOA	Top of Atmosphere
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TPM	Total Particulate Matter
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TWP	Total Water Path
VOC	Volatile Organic Carbon

11. Literaturverzeichnis

- Abram, N. J., M. K. Gagan, M. T. McCulloch, J. Chappell and W. S. Hantoro, Coral reef death during the 1997 Indian Ocean dipole linked to Indonesian wildfires, *Science* 301, 952-955, 2003.
- ADB (Asian Development Bank)/BAPPENAS (National Development Planning Agency): Causes, Extent, Impact and Costs of 1997/98 Fires and Drought Final Report, Annex 1 and 2, Planning for Fire Prevention and Drought Management Project, Asian Development Bank TA 2999-INO Fortech, Pusat Pengembangan Agribisnis, Margueles Pöyry, Jakarta, Indonesia, 1999. http://www.adb.org/Documents/Reports/Fire_Prevention_Drought_Mgt/default.asp.
- Ahmad-Zainal, M. I., Forest Fire in Malaysia, Its Management and Impact on Biodiversity, *Asean Biodiv.* 1(3), 31-35, 2001.
- Albrecht, B. A., Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness, *Science* 245, 1227-1230, 1989.
- Althous, P., Borneo is burning, *Nature* 432, 144-146, 2004.
- Aldrian, E., Simulations of Indonesian rainfall with a hierarchy of climate models, Ph.D. thesis, Examination Report No.92, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 2003. <http://www.sub.uni-hamburg.de/disse/1090/dissertation.pdf>.
- Aldrian, E. and R. D. Susanto, Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature, *Int. J. Clim.* 23, 1435-1452, 2003.
- Allen, D., K. Pickering, G. Stenchikov, A. Thompson and Y. Kondo, A three-dimensional total odd nitrogen (NO_y) simulation during SONEX using a stretched-grid chemical transport model, *J. Geophys. Res.* 105, 3851-3876, 2000.
- Anderson, I. P., NOAA/GIS Training Expert, 2001. http://mofrinet.cbn.net.id/informasi/PHPA/FFPCP/PDF/NOAA_GIS_Training_Expert_final_report.PDF.
- Andreae, M. O. and J. P. Crutzen, Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry, *Science* 276, 1052-1058, 1997
- Andreae, M. O. and P. Merlet, Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochem. Cycl.* 15, 955-966, 2001.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo and M. A. F. Silva-Dias, Smoking rain clouds over the Amazon, *Science* 303, 1337-1342, 2004.
- Archard, F., H. D. Eva, H. J. Stibig, P. Mayaux, J. Gallego, T. Richards and J. P. Malingreau, Determination of deforestation rates of the World's humid tropical forests, *Science* 297, 999-1002, 2002.
- Arino, O. and J.-M. Rosaz, 1995 to 1999 ATSR World Fire Atlas, Proceeding of the Joint Fire Science Conference, Boise, 15-17 June 1999, 1999.

- Artaxo, P., J. V. Martins, M. A. Yamasoe, A. S. Procópio, T. M. Pauliquevis, M. O. Andreae, P. Guyon, L. V. Gatti, and A. M. C. Leal, Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia, *J. Geophys. Res.* 107(D20), 8081, doi: 10.1029/2001JD000666, 2002.
- Bauer, P. and P. Schlüssel, Rainfall, total water, ice water and water vapor over sea from polarizes microwave simulations and Special Sensor Microwave/Imager data, *J. Geophys. Res.* 98, 20737-20759, 1993.
- Bauer, S. E. and B. Langmann, Analysis of a summer smog episode in the Berlin-Brandenburg region with a nested atmosphere-chemistry model, *Atmos. Chem. Phys.* 2, 259-270, 2002.
- Bauer, S. E. and B. Langmann, An atmosphere-chemistry model on the meso-gamma scale: Model description and evaluation, *Atmos. Environ.* 36, 2187-2199, 2002.
- Balasubramania, R., T. Victor and R. Begum, Impact of biomass burning on rainwater acidity and composition in Singapore, *J. Geophys. Res.* 104, 26,881-26,890, 1999.
- Balasubramania, R., W.-B. Quian, S. Decesari, M. C. Facchini and S. Fuzzi, Comprehensive characterization of PM_{2.5} aerosols in Singapore, *J. Geophys. Res.* 108(D16), 4523, doi: 10.1029/2002JD002517, 2003.
- Beheng, K. D. and U. Wacker, Über die Mikrostruktur der Wolken, *Promet* 23, 10-15, 1993.
- Beheng, K. D., A parameterisation of warm cloud microphysical conversion processes, *Atmos. Res.* 33, 193-206, 1994.
- Bey, I., D. J. Jacob, R. M. Yantosca, J. A. Logan, B. D. Field, A. M. Fiore, Q. Li, H. Y. Liu, L. J. Mickley and M. G. Schultz, Global modelling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation, *J. Geophys. Res.* 106, 23073-23096, 2001.
- Bigham, J. M. and D. K. Nordstrom, Iron and aluminiumhydroxosulfates from acid sulfate water, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 40, 351-403, 2000.
- Boehm, H.-D. V. and F. Siegert, Ecological impact of the one million hectare rice project in Central Kalimantan, Indonesia, using remote sensing and GIS, Paper presented at the 22nd Asian Conference on Remote Sensing, 5 – 9 November, 2001, Sigapore, 2001.
- Boucher, O. and U. Lohmann, The sulfate-CCN-cloud albedo effect, a sensitivity study with two general circulation models, *Tellus* 47 B, 281-300, 1995.
- Brauer, M., Assessment of health implications of haze in Malaysia. Mission Report RS/97/0441 Rev. 1, WHO regional Office for the Western Pacific, Manila, Philippines, Nov 1997.
- Chevillard A., P. Ciais, U. Karstens, M. Heimann, M. Schmidt, I. Levin, D. Jacob , R. Podzun, V. Kazan, H. Sartorius and E. Weingartner, Transport of Rn-222 using the regional

model REMO: a detailed comparison with measurements over Europe, *Tellus B* 54, 850-871, 2002a.

Chevillard, A., U. Karstens, P. Ciais, S. Lafon and M. Heimann, Simulation of atmospheric CO₂ over Europe and western Siberia using the regional scale model REMO, *Tellus B* 54, 872-894, 2002b.

Christensen, J. H., B. Machehauer, R. G. Jones, C. Schaer, P. M. Ruti, M. Castro and G. Visconti, Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions, *Clim. Dyn.* 13, 489-506, 1997.

Christian, T. J., B. Kleiss, R. J. Yokelson, R. Holzinger, P. J. Crutzen, W. M. Hao, B. H. Saharjo and C. J. D. S. Ward, Comprehensive laboratory measurements of biomass-burning emissions: 1. Emissions from Indonesian, African and other fuels, *J. Geophys. Res.* 108(D23), 4719, doi:10.1029/2003JD003704, 2003.

Cochrane, M. A., A. Alencar, M. D. Schulze, C. M. Souza, D. C. Nepstad, P. Lefebvre and E. A. Davidson, Positive feedbacks in the fire dynamics of closed canopy tropical forests, *Science* 284, 1832-1835, 1999.

Crutzen, P. J. and M. O. Andreae, Biomass burning in the Tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles, *Science* 250, 1669-1678, 1990.

Davies, S. J. and L. Unam, Smoke-haze from the 1997 Indonesian forest fires: effects on pollution levels, local climate, atmospheric CO₂ concentrations, and tree photosynthesis, *Forest Ecology and Management* 124, 137-144, 1999.

Dentener, F., M. van Weele, M. Krol, S. Houweling and P. van Velthoven, Trends and interannual variability of methane emissions derived from 1979-1993 global CTM simulations, *Atmos. Chem. Phys.* 3, 73-88, 2003.

Diehl, K., C. Quick, S. Matthias-Maser, S. K. Mitra and R. Jaenicke, The ice nucleating ability of pollen: Part I: Laboratory studies in deposition and condensation freezing modes, *Atmos. Res.* 58, 75-87, 2001.

Diehl, K., S. Matthias-Maser, R. Jaenicke and S. K. Mitra, The ice nucleating ability of pollen: Part II: Laboratory studies in immersion and contact freezing modes, *Atmos. Res.* 61, 125-133, 2002.

Dierke Weltatlas, Georg Westermann Verlag, Braunschweig, Germany, 140-141, 1980.

Duncan, B. N., R. V. Martin, A. C. Staudt, R. Yevich and J. A. Logan, Interannual and seasonal variability of biomass burning emissions constrained by remote-sensed observations, *J. Geophys. Res.* 108(D2), 4100, doi:10.1029/2002JD002378, 2003a.

Duncan, B. N., Bey, I., Chin, M., Mickley, L. J., Fairlie, T. D., Martin, R. V., Matsueda, H., Indonesian Wildfires of 1997: Impact on Tropospheric Chemistry, *J. Geophys. Res.* 108(D15), 4458, doi: 10.1029/2002JD003195, 2003b.

- Dusek, U., G. P. Frank, P. Gwaze, Y. Iinuma, K. Zeromskiene, T. Hennig, A. Massling, G. Helas, H. Herrmann, A. Wiedensohler and M. O. Andreae, 'Missing' cloud condensation nuclei in peat smoke, submitted to *Geophys. Res. Lettr.*, 2005.
- Eberlein, B., *Indonesien : Reiseführer mit Landeskunde*, Mai Verlag, Dreieich, Germany, 1996.
- Fang, M., M. Zheng, F. Wang, K. L. To, A. B. Jaafar and S. L. Tong, The solvent-extractable organic compounds in the Indonesia biomass burning aerosols – characterization studies, *Atmos. Environ.* 33, 783-795, 1999.
- FAO(Food and agriculture organisation of the United Nations): FAO/WFP Crop and food supply assessment mission to Indonesia. Special report, 17th April 1998, FAO Rome, <http://www.fao.org/DOCREP/004/W8458E/W8458E00.HTM>, 1998.
- Feingold, G., L. A. Remer, J. Ramaprasad and Y. J. Kaufman, Analysis of smoke impact on clouds in Brazilian biomass burning regions: An extension of Twomey's approach, *J. Geophys. Res.* 106, 22907-22922, 2001.
- Forster, C., P. James, G. Wotowa, U. Wandinger, I. Mettis, D. Alshausen, P. Simmonds, S. O'Doherty, S. G. Jennings, C. Kleefeld, J. Schneider, T. Trickl, S. Kreipl, H. Jaeger and A. Stohl, Transport of boreal forest fire emissions from Canada to Europe, *J. Geophys. Res.* 106, 22887-22906, 2001.
- Fromm, M. D. and R. Servranckx, Transport of forest fire smoke above the tropopause by supercell convection, *Geophys. Res. Lett.* 30(10), 1542, doi:10.1029/2002GL016820, 2003.
- FWI/GFW, *The state of the forest*, Forest Watch, Bogor, Indonesia and Global Forest Watch, Washington DC, 2002.
- Goldammer, J. G. and C. Price, Potential impacts of climate change in fire regimes in the tropics based on MAGICC and a GISS GCM-Derived lightning model, *Climate Change* 39, 273-296, 1998.
- Graf, H.-F., J. Feichter and B. Langmann, Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution, *J. Geophys. Res.* 102, 10,727-10,738, 1997.
- Graf, H.-F., The complex interaction of aerosols and clouds, *Science* 303, 1309-1311, 2004.
- Giorgi, F., X. Q. Bi and Y. Qian, Indirect versus direct effects of anthropogenic sulfate on the climate of East Asia as simulated with a regional coupled climate-chemistry/aerosol model, *Climate Change* 58, 345-376, 2003.
- Gras, J. L., J. B. Jensen, K. Okada, M. Ikegami, Y. Zaizen and Y. Makino, Some optical properties of smoke aerosol in Indonesia and tropical Australia, *Geophys. Res. Lettr.* 26, 1393-1396, 1999.

- Hagemann, S., An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models, Report 336, Max-Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 2002.
- Halmer, M. M., H.-U. Schmincke and H.-F. Graf, The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years, *J. Volc. Geo. Res.* 115, 511-528, 2002.
- Hamid, E. Y., Z.-I. Kawasaki and R. Mardiana, Impact of the 1997-98 El Niño event on lightning activity over Indonesia, *Geophys. Res. Lettr.* 28, 147-150, 2001.
- Hannibal, L. W., Vegetation map of Indonesia. Planning Department, Jakarta, in: Forest policies in Indonesia: The sustainable development of forest lands, International Institute for Environment and Development and Government of Indonesia, Jakarta, Vol. 3, Ch. 4, 1950.
- Hao, W. and M. Liu, Spatial and temporal distribution of tropical biomass burning, *Glob. Biogeochem. Cycle* 8, 495-503, 1994.
- Haraguchi, A. and T. Iyobe, Factors acidifying peat in Central Kalimantan, Indonesia, Proceedings of the 12th International Peat Congress: Wise Use of Peatlands, Tampere, Finland, 6-11 June 2004, ed. J. Päivänen, 638-643, 2004.
- Hass, H., Description of the EURAD Chemistry-Transport-Model, version 2 (CTM2), eds. A. Ebel, F. M. Neubauer and P. Speth, Report 83, Institute of Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Germany, 1991.
- Hauglustaine, D. A., G. P. Brasseur and J. S. Levine, A sensitivity study of tropospheric ozone changes due to 1997 Indonesian fire emissions, *Geophys. Res. Lettr.* 26, 3305-3308, 1999.
- Hegg, D. A., L. F. Radke, P. V. Hobbs and C. A. Brock, Nitrogen and sulfur emissions from the burning of forest products near large urban areas, *J. Geophys. Res.* 92, 14,701-14,709, 1987.
- Heil, A. and J. G. Goldammer, Smoke-haze pollution: A review of the 1997 episode in South-east Asia, *Regional Environ. Change* 2(1), 24-37, 2001.
- Heil, A., B. Langmann und E. Aldrian, Indonesian peat and vegetation fire emissions: Factors influencing large-scale smoke-haze dispersion, accepted for publication in *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 2004.
- Herman, J. R., N. Krotkov, E. Celarier, D. Larko and G. Labow, Distribution of UV radiation at the Earth's surface from TOMS-measured UV-backscattered radiances, *J. Geophys. Res.* 104(D10), 16911-16922, 1999.
- Hesstvedt, E., O. Hov and I. S. A. Isaksen, Quasi-steady-state approximation in air pollution modelling: comparison of two numerical schemes for oxidant prediction, *Int. J. Chem. Kin.* 10, 971-994, 1978.

- Hoelzemann, J. J., M. G. Schultz, G. P. Brasseur, C. Granier and M. Simon, Global wildland fire emission model (GWEM): Evaluating the use of global area burnt satellite data, *J. Geophys. Res.* 109, D14S04, doi:10.1029/2003JD003666, 2004.
- Horowitz, L. W. S. Walters, D. L. Mauzerall, L. K. Emmons, P. J. Rasch, C. Granier, X. Tie, J.-F. Lamarque, M. G. Schultz, G. S. Tyndall and G. P. Brasseur, A global simulation of tropospheric ozone and related tracers: description and evaluation of MOZART, version 2, *J. Geophys. Res.* 108(D24), 4784, doi:10.1029/2002JD002853, 2003.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf and U. Schneider, The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation data set, *Bull. Am. Meteor. Soc.* 78, 5-20, 1997.
- Ikegami, M., K. Okada, Y. Zaisen, Y. Makino, J. J. Jensen, J. L. Gras and H. Harjanto, Very high weight ratios of S/K in individual haze particles over Kalimantan during the 1997 Indonesian forest fires, *Atmos. Environ.* 35, 4237-4243, 2001.
- IPCC, *Climate Change 2001: The scientific basis*, eds. J. T. Houghton et al., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001.
- Jacob, D., Investigation of the Annual and Interannual Variability of the Water Budget over the Baltic Sea Drainage Basin Using the Regional Climate Model REMO, *Meteorol. Atmos. Phys.* 77(1-4), 61-73, 2001.
- Jacobson, M. Z., GATOR-GCMM : A global through urban scale air pollution and weather forecast model, 1. Model design and treatment of subgrid soil, vegetation, roads, rooftops, water, sea ice and snow, *J. Geophys. Res.* 106, 5383-5401, 2001.
- Jeker, P. and U. Krähenbrühl, Sulfur profiles of the twentieth century in peat bogs of the Swiss midlands measured by ICP-OES and by IC, *Chimia* 55, 1029-1032, 2001.
- Jeuken, A. B. M., P. C. Siegmund, L. C. Heijboer, J. Feichter and L. Bengtsson, On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation, *J. Geophys. Res.* 101, 16939-16950, 1996.
- Justice, C. O., L. Giglio, S. Korontzi, J. Owens, J. T. Morisette, D. Roy, J. Descloitres, S. Alleaume, F. Petitcolin and Y. Kaufman, The MODIS fire products, *Rem. Sens. Environ.* 83, 244-262, 2002.
- Kajii, Y., S. Kato, D. G. Streets, N. Y. Tsai, A. Shvidenko, S. Nilsson, I. McCallum, N. P. Minko, N. Abushenko, D. Altyntsev and T. V. Khodzer, Boreal forest fires in Siberia in 1998: Estimation of area burned and emissions of pollutants by advanced very high resolution radiometer satellite data, *J. Geophys. Res.* 107(D24), 4745, doi:10.1029/2001JD001078, 2002.
- Kempter, H., *Der Verlauf des anthropogenen Elementeintrags in Regenwassermoore des westlichen Mitteleuropas während des jüngeren Holozäns*, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Paläoklimaforschung Band 26, Mainz, Germany, 1996.

- Kent, G. S., E. R. Williams, P. H. Wang, M. P. McCormick and K. M. Skeens, Surface temperature related variations in tropical cirrus cloud as measured by SAGE II, *J. Climate* 8, 2577-2594, 1995.
- Kessler, E., On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Meteor. Mono.* 32, Amer. Meteor. Soc., 1969.
- Keyword, M. D., G. P. Ayers, J. L. Gras, R. Boers and C. P. Leong, Haze in the Klang Valley of Malaysia, *Atmos. Chem. Phys.* 3, 591-605, 2003.
- Khain, A., D. Rosenfeld and A. Pokrovsky, Aerosol impact on the dynamics and microphysics of convective clouds, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, submitted, 2004.
- King, M. D., W. P. Menzel, Y. J. Kaufman, D. Tanre, B.-C. Gao, S. Plantnick, S. A. Ackerman, L. A. Remer, R. Pincus and P. A. Hubanks, Cloud and aerosol properties, precipitable water and profiles of temperature and water vapor from MODIS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 41, 442-458, 2003.
- Kirono, D. C. G., Tapper, N. J., and McBride, J.: Documenting Indonesian rainfall in the 1997-1998 El Niño event, *Phys. Geogr.* 20(5), 422-435, 1999.
- Koe, L. C. C., A. F. Arellano and J. L. McGregor, Investigate the haze transport from 1997 biomass burning in Southeast Asia: its impact upon Singapore, *Atmos. Environ.* 35, 2723-2734, 2001.
- Kremenetski, C. V., T. Böttger, F. W. Junge and A. G. Tarasov, Late- and postglacial environment of the Buzuluk area, middle Volga region, Russia, *Quart. Science Rev.* 18, 1185-1203, 1999.
- Kurnain, A., T. Notohadikusumo, B. Radjagukguk and M. Rasmadi, Acidifying processes in peat on cultivated and fire-damaged tropical peatlands, *Proceedings of the 12th International Peat Congress: Wise Use of Peatlands, Tampere, Finland, 6-11 June 2004*, ed. J. Päivänen, 668-672, 2004.
- Lahav, R. and D. Rosenfeld, Microphysical characterisation of the Israel clouds from aircraft and satellites, *Proceedings of the 13th International Conference on Clouds and Precipitation*, Vol. 2, 732, 2000.
- Langmann, B. and H.-F. Graf, The Chemistry of the polluted Atmosphere over Europe: Simulations and Sensitivity Studies with a regional Chemistry-Transport-Model, *Atmos. Environ.* 31, 3239-3257, 1997.
- Langmann, B., Numerical modelling of regional scale transport and photochemistry directly together with meteorological processes, *Atmos. Environ.* 34, 3585-3598, 2000.
- Langmann, B. and S. E. Bauer, Evaluation of photochemical simulations over Europe with the regional atmosphere-chemistry model REMO during the summer season of 1994, *Proceedings of the third GLOREAM workshop, Ischia (Naples), Italy, September 1999*, eds. G. Barone, P.

- J. Builtjes, G. Giunta, *Annali, Facolta di Scienze Nautiche, Istituto Universitario Navale Napoli*, 55-65, 2000,
- Langmann, B. and S. E. Bauer, On the importance of reliable initial and boundary concentrations of ozone for regional scale air pollution modelling, *J. Atm. Chem.* 42, 71-90, 2002.
- Langmann, B. and H.-F. Graf, Indonesian smoke aerosols from peat fires and the contribution from volcanic sulfur emissions, *Geophys. Res. Lettr.* 30(11), 1547, doi: 10.1029/2002GL016646, 2003.
- Langmann, B., S. E. Bauer, and I. Bey, The influence of the global photochemical composition of the troposphere on European summer smog, Part I: Application of a global to mesoscale model chain, *J. Geophys. Res.* 108(D4), 4146, doi: 10.1029/2002JD002072, 2003.
- Langmann, B. und A. Heil, Release and dispersion of vegetation and peat fire emissions in the atmosphere over Indonesia 1997/1998, *Atmos. Chem. Phys.* 4, 2145-2160, 2004.
- Lawrence, M. G., P. J. Rasch, R. von Kuhlmann, J. Williams, H. Fischer, M. de Reus, J. Lelieveld, P. J. Crutzen, M. Schultz, P. Stier, H. Huntrieser, J. Heland, A. Stohl, C. Forster, H. Elbern, H. Jacobs and R. R. Dickerson, Global chemical weather forecast for field campaign planning: predictions and observations of large-scale features during MINOS, CONTRACE, and INDOEX, *Atmos. Chem. Phys.* 3, 267-289, 2003.
- Lee, T.-Y. and L. A. Lawver, Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia, *Tectonophysics* 251, 85-138, 1995.
- Levine, J. S., The 1997 fires in Kalimantan and Sumatra, Indonesia: Gaseous and particulate emissions, *Geophys. Res. Lett.* 26(7), 815-818, 1999.
- Liou, K. N., Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.* 114, 1167-1199, 1986.
- Lohmann, U. and E. Roeckner, Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model, *Clim. Dyn.* 12, 557-572, 1996.
- Lohmann, U. and J. Feichter, Impact of sulfate aerosols on albedo and lifetime of clouds, *J. Geophys. Res.* 102, 13685-13700, 1997.
- Lohmann, U., J. Feichter, J. E. Penner and R. Leaitel, Indirect effects of sulfate and carbonaceous aerosols: A mechanistic treatment, *J. Geophys. Res.* 105, 12193-12206, 2000.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, J. Zhu, L. Yang and J. W. Merchant, Development of a Global Land Cover Characteristics Database and IGBP DISCover from 1-km AVHRR Data, *Int. J. Remote Sens.* 21(6/7), 1303-1330, 2000.
- Majewski, D., The Europa Modell of the Deutscher Wetterdienst, Seminar proceedings ECMWF 2, 147-191, 1991.

- Majewski, D., D. Liermann, P. Prohl, B. Ritter, M. Buchhold, T. Hanisch, G. Paul and W. Wergen, The operational global icosahedron-hexagonal gridpoint model GME: Description and high-resolution tests, *Mon. Wea. Rev.* 130, 319-338, 2002.
- Malingreau, J. P., The contribution of remote sensing to the global monitoring of fires in tropical and subtropical ecosystems, in: J. G. Goldammer (ed.), *Fires in the tropical biota, Ecosystems process and global change, Ecological studies 84*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 337-370, 1990.
- Maltby, E. and P. Immirzi, Carbon dynamics in peatlands and other wetland soils, regional and global perspectives, *Chemosphere* 27, 999-1023, 1993.
- Marmer, E. and B. Langmann, Impact of ship emissions on the Mediterranean summertime pollution and climate: A regional model study, *Atmos. Environ.*, submitted, 2004.
- McPhaden, M. J., Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño, *Science* 298, 950-954, 1999.
- Mellor, B. and T. Yamada, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.* 31, 1791-1806, 1974.
- Mesinger, F. and A. Arakawa, Numerical methods used in atmospheric models, *GARP Public. Ser.* 17, 1-64, 1976.
- Morrogh-Bernarda, H., S. Hussona, S. E. Page and J. O. Rieley, Population status of the Bornean orang-utan (*Pongo pygmaeus*) in the Sebangau peat swamp forest, Central Kalimantan, Indonesia, *Biol. Conservation* 110, 141-152, 2003.
- Mossop, S. C. and J. Hallet, Ice crystal concentration in cumulus clouds – Influence of droplet spectrum, *Science* 186, 632-634, 1974.
- Nakajima, T., A. Higurashi, N. Takeuchi and J. R. Herman, Satellite and ground-based study of optical properties of 1997 Indonesian forest fire aerosols, *Geophys. Res. Lett.* 26, 2421-2424, 1999.
- Narukawa, M., K. Kawamura, N. Takeuchi and T. Nakajima, Distribution of dicarboxylic acids and carbon isotopic composition in aerosols from 1997 Indonesian forest fires, *Geophys. Res. Lett.* 26, 3101-3104, 1999.
- Neale, R. B. and J. M. Slingo, The Maritime Continent and its role in the global circulation: A GCM study, *J. Clim.* 16(5), 834-848, 2003.
- Nichol, J., Bioclimatic impacts of the 1994 smoke haze event in Southeast Asia, *Atmos. Environ.* 31(8), 1209-1219, 1997.
- Nho, E.-Y., M.-F. Le Cloarec, B. Ardouin and W. S. Tjetjep, Source strength assessment of volcanic trace elements emitted from the Indonesian arc, *J. Volc. Geoth. Res.* 74, 121-129, 1996.

- Nober, F. J., H.-F. Graf and D. Rosenfeld, Sensitivity of the global circulation to the suppression of precipitation by anthropogenic aerosols, *Global Planet. Change* 37, 57-80, 2003.
- Nober, F. J. and H.-F. Graf, A new convective cloud field model based on principles of self organisation, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 4, 3669-3698, 2004.
- Novakov, T., H. Cachier, J. S. Clark, A. Gaudichet, S. Macko and P. Masclet, Characterization of particulate products of biomass combustion, in *Sediment Records of Biomass Burning and Global Change*, ed. Clak, J. S., H. Cachier, J. G. Goldammer and B. Stocks, NATO ASI Series, Springer Verlag, Berlin, Germany, 1997.
- Okada, K., M. Ikegami, Y. Zaizen, Y. Makino, J. J. Jensen and J. L. Gras, The mixture of individual aerosol particles in the 1997 Indonesian haze episode, *J. Aerosol Science* 32, 1269-1279, 2001.
- Orlic, I., X. Wen, T. H. Ng, S. M. Tang, Two years of aerosol pollution monitoring in Singapore: a review, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 150, 457-464, 1999.
- Page, S. E., J. O. Rieley, O. W. Shotyk and D. Weiss, Interdependence of peat and vegetation in a tropical peat swamp forest, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 354, 1885-1897, 1999.
- Page, S. E, F. Siegert, J. O. Rieley, H.-D. V. Böhm, A. Jaya and S. Limin, The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997, *Nature* 420, 61-65, 2002.
- Peters, L. K., C. M. Berkowitz, G. R. Carmichael, R. C. Easter, G. Fairweather, S. J. Ghan, J. M. Hales, L. R. Leung, W. R. Pennee, A. Potra, R. D. Saylor and T. T. Tsang, The current state and future direction of Eulerian models in simulating the tropospheric chemistry and transport of trace species: a review, *Atmos. Environ.* 29, 189-222, 1995.
- Peterson, J. and Ward D., An inventory of particulate matter and air toxic emissions from prescribed fires in the United States for 1989, IAG # DW12934736-01-0-1989, 1993.
- Pinto, J. P. and L. D. Grant, Approaches to monitoring of air pollutants and evaluation of health impacts produced by biomass burning, in: *Health guidelines for vegetation fire events, Background papers*, eds. K.-T. Goh, D. Schwela, J. G. Goldammer and O. Simpson, World Health Organisation, 149-185, 1999.
- Platnick, S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riedi and R. A. Frey, The MODIS cloud product: Algorithms and examples from Terra, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 41, 459-473, 2003.
- Pleim, J. E., J. S. Chang and K. Zhang, A nested grid mesoscale atmospheric chemistry model, *J. Geophys. Res.* 96, 3065-3084, 1991.
- Podgorny, I. A, F. Li and V. Rammanathan, Large aerosol radiative forcing due to the 1997 Indonesian forest fire, *Geophys. Res. Lettr.* 30(1), 1028, doi :10.1029/2002GL015979, 2003.

- Pope, C. A., R. T. Brunett, M. J. Thun, E. E. Calle, D. Krewski, K. Ito and G. D. Thurston, Lung cancer cardiopulmonary mortality and long-term exposure to fine particulate air pollution, *J. Am. Med. Assoc.* 287, 1132-1141, 2002.
- Posfai, M., A. Gelencser, R. Simonics, K. Arato, J. Li, P. V. Hobbs and P. R. Buseck, Atmospheric tar balls: Particles from biomass and biofuel burning, *J. Geophys. Res.* 109, D06213, doi:10.1029/2003JD004169, 2004.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, *Microphysics of clouds and precipitation*, Kluwer Academic Publishers, 2nd ed., 1997.
- Ramage, C. S., *Monsoon meteorology*, Academic Press, New York, 1971.
- Rangno, A. L. and P. V. Hobbs, Ice particle concentrations and precipitation development in small continental cumuliform clouds, *Q. J. R. Met. Soc.* 120, 573-601, 1994.
- Rasch, P. J., N. M. Mahowald and B. E. Eaton, Representations of transport, convection and the hydrological cycle in chemical transport models: implications for the modeling of short-lived and soluble species, *J. Geophys. Res.* 102, 28127-28138, 1997.
- Reid, J. S. , R. Koppmann, T. F. Eck and D. P. Eleuterio, A review of biomass burning emissions part II: Intensive physical properties of biomass burning particles, *Atoms. Chem. Phys. Discuss.* 4, 5135-5200, 2004a.
- Reid, J. S., T. F. Eck, S. A. Christopher, R. Koppmann, O. Dubovik, D. P. Eleuterio, B. N. Holben, E. A. Reid and J. Zhang, A review of biomass burning emissions part III: Intensive optical properties of biomass burning particles, *Atoms. Chem. Phys. Discuss.* 4, 5201-5260, 2004b.
- Rieley, J. O., S. E. Page and G. Sieffermann, Tropical peat swamp forests of Southeast Asia: Ecology and environmental Importance, *Malaysian J. Trop. Geogr.* 26(2), 131-141, 1995.
- Rieley, J. O., S. E. Page and P. A. Shepherd, Tropical Bog Forests of South East Asia, In L. Parkyn, R. E. Stoneman and H. A. P. Ingram (eds.) *Conserving Peatlands*, Wallingford, CAB International, 35-41, 1997.
- Rockel, B., E. Raschke and B. Weyres, A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds, *Beitr. Phys. Atmos.* 64, 1-12, 1991.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese and U. Schulzweida, The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, Report No. 218, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 1996.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida and A. Tompkins, The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part I: Model description, Report No. 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 2003.

- Roedenbeck, C., S. Houwelling, M. Gloor and M. Heimann, CO₂ flux history 1982-2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport, *Atmos. Chem. Phys.* 3, 1919-1964, 2003.
- Roelofs, G. J., J. Lelieveld and L. Ganzeveld, Simulation of global sulfate distribution and the influence of effective cloud drop radii with a coupled photochemistry-sulfur cycle model, *Tellus* 50 B, 224-242, 1998.
- Rosenfeld, D. and M. I. Lensky, Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, *Bull. Am. Meteor. Soc.* 79, 2457-2476, 1998.
- Rosenfeld, D., TRMM Observed First Direct Evidence of Smoke from Forest Fires Inhibiting Rainfall, *Geophys. Res. Lett.* 26(20), 3105-3108, 1999.
- Rosenfeld, D., Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science* 287, 1793-1796, 2000.
- Rosenfeld, D. and W. L. Woodley, Convective clouds with sustained highly super-cooled liquid water down to -37.50C, *Nature* 405, 440-442, 2000.
- Rotstayn, L. D., B. F. Ryan and J. E. Penner, Precipitation changes in a GCM resulting from the indirect effect of anthropogenic aerosols, *Geophys. Res. Lett.* 27, 3045-3048, 2000.
- Roswintarti, O. and S. Raman, Three-dimensional simulation of the mean air transport during the 1997 forest fires in Kalimantan, Indonesia using a mesoscale numerical model, *Pure Appl. Geophys.* 160, 429-438, 2003.
- Schell, B., I. J. Ackermann, H. Hass, F. S. Binkowski and A. Ebel, Modeling the formation of secondary organic aerosol within a comprehensive air quality model system, *J. Geophys. Res.* 106, 28275-28293, 2001.
- Schindler, L., Fire in Indonesia and the Integrated Forest Fire Management Project – IFFM, *IFFN* 23, 12-16, 2000.
- Scholze, M., Model studies on the response of the terrestrial carbon cycle to climate change and variability, Ph.D. thesis, Examination Report No.90, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 2003. <http://www.sub.uni-hamburg.de/disse/1007/dissertation.pdf>.
- Schwartz, J., Particulate air pollution and chronic respiratory disease, *Environ. Res.* 62, 7-13, 1993.
- Semmler, T., D. Jacob, K. H. Schlünzen and R. Podzun, Influence of sea ice treatment in a regional climate model on boundary layer values in the Fram Strait region, *Month. Weath. Rev.* 132, 985-999, 2004.
- Sherwood, S., A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture, *Science* 295, 1272-1275, 2002.

- Shimada, S., Takahashi, H., Haraguchi, A. and Kaneko, M., Carbon content characteristics of tropical peats in Central Kalimantan, Indonesia: Estimating their spatial variability in density, *Biogeochem.* 53, 249-267, 2001.
- Shotyk, W., Atmospheric deposition and geochemical mass balance of major and trace elements in two oceanic blanket bog profiles, northern Scotland and the Shetland Islands, *Chem. Geol.* 138, 55-72, 1997.
- Siegert, F. and A. A. Hoffmann, The 1998 forest fires in East Kalimantan (Indonesia): A quantitative evaluation using high resolution, multitemporal ERS-2 SAR images and NOAA-AVHRR hotspot data, *Remote Sens. Environ.* 72, 64-77, 2000.
- Siegert, F., G. Ruecker, A. Hinrichs and A. A. Hoffmann, Increased damage from fires in logged forests during droughts caused by El Niño, *Nature* 414, 437-440, 2001.
- Simkin, T. and L. Siebert, *Smithonia Institution, Misoula, Montana, Geoscience Press, 1994.*
- Simons, L. M., Indonesia's plague of fire, *National Geographics* 194(2), 100-118, 1998.
- Singh, H. B. and D. J. Jacob, Future directions: Satellite observations of tropospheric chemistry, *Atmos. Environ.* 34, 4399-4401, 2000.
- Smolarkiewitz, P. K., A simple positive definite advection scheme with small implicit diffusion, *Mon. Wea. Rev.* 111, 479-486, 1983.
- Stibig, H.-J., R. Beuchle and F. Archard, Mapping of the tropical forest cover of insular Southeast Asia from SPOT4-Vegetation images, *Int. J. Remote Sens.* 24, 3651-3662, 2003.
- Stier, P., J. Feichter, S. Kinne, S. Kloster, E. Vignati, J. Wilson, L. Ganzeveld, I. Tegen, M. Werner, Y. Balkanski, M. Schulz and O. Boucher, The aerosol-climate model ECHAM5-HAM, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 4, 5551-5623, 2004.
- Stockwell, W. R., P. Middleton, J. S. Chang and X. Tang, The second generation regional acid deposition model: chemical mechanism for regional air quality modelling, *J. Geophys. Res.* 95, 16343-16367, 1990.
- Stolle, F., K. M. Chomitz, E. F. Lambin and T. P. Tomich, Land use and vegetation fires in Jambi Province, Sumatra, Indonesia, *Forest Ecology and Management* 179(1-3), 277-292, 2003.
- Stolle, F., R. A. Dennis, I. Kurniawan and E. F. Lambin, Evaluation of remote sensing-based fire datasets in Indonesia, *Int. J. Remote Sensing* 25, 471-479, 2004.
- Sturm, K., B. Langmann, G. Hoffmann and W. Stichler, Stable water isotopes in precipitation: A regional circulation modelling approach, submitted to *Hydrological Processes*, 2003.
- Sundqvist, H., A parameterisation scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content, *Q. J. R. Met. Soc.* 104, 677-690, 1978.

- Supardi, A., D. Subekty and S. G. Neuzil, General geology and peat resources of the Siak Kanan and Bengkalis Island peat deposits, Sumatra, Indonesia, In: J. C. Cobb and C. B. Cecil (eds.) *Modern and Ancient Coal Forming Environments*. Geological Society of America Special Paper 86, 45-61, 1993.
- Taguchi, S., H. Matsueda, H. Y. Inoue and Y. Sawa, Long-range transport of CO from tropical ground to upper troposphere: A case study for South East Asia in October 1997, *Tellus* 54B, 22-40, 2002.
- Taconi, L., *Fires in Indonesia: Causes, costs and policy implications*, CIFOR Occasional Paper 38, Center of International Forestry Research, Bogor, Indonesia, 2003.
- Tiedtke, M., A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterisation in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.* 117, 1778-1800, 1989.
- Twomey, S., The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.* 34, 1149-1152, 1977.
- van der Werf, G. R., J. T. Randerson, G. J. Collatz, L. Giglio, P. S. Kasibhatla, A. F. Arellano, S. C. Olsen and E. S. Kasischke, Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Nina period, *Science* 303, 73-76, 2004.
- von Hoyningen-Huene, W., T. Schmidt, S. Schienbein, C. A. Kee and L. J. Tick, Climate-relevant aerosol parameters of South-East-Asian forest fire haze, *Atmos. Environ.* 33, 3183-3190, 1999.
- von Storch, H., H. Langenberg and F. Freser, A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes, *Mon. Wea. Rev.* 128, 3664-3673, 2000.
- Walcek, C. J. and G. R. Taylor, A theoretical method for computing vertical distributions of acidity and sulfate production within cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.* 43, 339-355, 1986.
- Walcek, C. J., R. A. Brost, J. S. Chang and M. L. Wesley, SO₂, Sulfate and HNO₃ deposition velocities computed using regional landuse and meteorological data, *Atmos. Environ.* 20, 949-964, 1986.
- Ward, D. E., Factors influencing the emissions of gases and particulate matter from biomass burning, in: *Fire in the Tropical Biota: Ecosystem Processes and Global Challenges*, ed. J. G. Goldammer, Springer Verlag Berlin, Ecological Studies Vol. 84, 418-436, 1990.
- Warner, T. T., R. A. Peterson and R. E. Treadon, A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction, *Bull. Am. Met. Soc.* 78, 2599-2617, 1997.
- Weiss, D., W. Shotyk, J. Rieley, S. Page, M. Gloor, S. Reese, A. Martinez-Cortizas, The geochemistry of major and selected trace elements in a forested peat bog, Kalimantan, SE Asia, and its implications for past atmospheric dust deposition, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2307-2323, 2002.

Wesley, M., Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models, *Atmos. Environ.* 23, 1293-1304, 1989.

WMO (World Meteorological Organisation), Report of the WMO Workshop on Regional Transboundary Smoke and Haze in Southeast Asia, Singapore, 2-5 June 1998, WMO, Geneva, SG/59, 1998.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Hans Graf für die langjährige Zusammenarbeit im „Schlump“ mit immer neuen Herausforderungen und Ideen, viel Freiraum und Vertrauen. Das war eine sehr schöne Zeit.

Den Projektgebern (BMBF, EU) der wissenschaftlichen Projekte TFS, EFEU, CARBOSOL und INSIDE danke ich für die finanzielle Unterstützung, ohne die meine wissenschaftliche Arbeit nach der Promotion in dieser Form nicht möglich gewesen wäre.

Bei den Direktoren des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Klaus Hasselmann, Lennart Bengtsson, Guy Brasseur und Hartmut Graßl möchte ich mich bedanken für die Möglichkeiten und Unterstützungen, die das MPI und auch das DKRZ mir bei meinen wissenschaftlichen Arbeiten geboten hat.

Meinen ehemaligen und jetzigen Kollegen und Kolleginnen, den Doktoranden und Doktorandinnen (in alphabetischer Reihenfolge Edvin Aldrian, Susanne E. Bauer, Irene Fischer-Bruns, Xuefeng Cui, Angelika Heil, Michael Herzog, Ute Karstens, Elina Marmer, Frank Nober, Melissa Pfeffer, Ralf Podzun, Kristof Sturm, Christiane Textor und vielen mehr) danke ich ganz herzlich für alles, insbesondere für die gute Stimmung und Zusammenarbeit, die immer wieder und aufs Neue motivierend war und ist.

Und dann ist da noch Heiko Danke!

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-82 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

MPI-Report-Referenz:

MPI-Report Nr. 1-351 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

Beginn einer neuen Veröffentlichungsreihe des MPIM, welche die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiterführt:

**„Berichte zur Erdsystemforschung“ , „Reports on Earth System Science“, ISSN 1614-1199
Sie enthält wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.**

Berichte zur Erdsystemforschung Nr.1 Juli 2004	Simulation of Low-Frequency Climate Variability in the North Atlantic Ocean and the Arctic Helmuth Haak
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.2 Juli 2004	Satellitenfernerkundung des Emissionsvermögens von Landoberflächen im Mikrowellenbereich Claudia Wunram
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.3 Juli 2004	A Multi-Actor Dynamic Integrated Assessment Model (MADIAM) Michael Weber
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.4 November 2004	The Impact of International Greenhouse Gas Emissions Reduction on Indonesia Armi Susandi
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.5 Januar 2005	Proceedings of the first HyCARE meeting, Hamburg, 16-17 December 2004 Edited by Martin G. Schultz
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.6 Januar 2005	Mechanisms and Predictability of North Atlantic - European Climate Holger Pohlmann
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.7 November 2004	Interannual and Decadal Variability in the Air-Sea Exchange of CO₂ - a Model Study Patrick Wetzel
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.8 Dezember 2004	Interannual Climate Variability in the Tropical Indian Ocean: A Study with a Hierarchy of Coupled General Circulation Models Astrid Baquero Bernal
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.9 Februar 2005	Towards the Assessment of the Aerosol Radiative Effects, A Global Modelling Approach Philip Stier
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.10 März 2005	Validation of the hydrological cycle of ERA40 Stefan Hagemann, Klaus Arpe and Lennart Bengtsson
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.11 Februar 2005	Tropical Pacific/Atlantic Climate Variability and the Subtropical-Tropical Cells Katja Lohmann

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-82 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

MPI-Report-Referenz:

MPI-Report Nr. 1-351 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.12**
Juli 2005

**Sea Ice Export through Fram Strait: Variability and
Interactions with Climate-**
Torben Königk

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.13**
August 2005

**Global oceanic heat and fresh water forcing
datasets based on ERA-40 and ERA-15**
Frank Röske

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.14**
August 2005

**The HAMBURG Ocean Carbon Cycle Model
HAMOCC5.1 - Technical Description Release 1.1**
Ernst Maier-Reimer, Iris Kriest, Joachim Segsneider,
Patrick Wetzel

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.15**
Juli 2005

**Long-range Atmospheric Transport and Total
Environmental Fate of Persistent Organic Pollutants
- A Study using a General Circulation Model**
Semeena Valiyaveetil Shamsudheen

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.16**
Oktober 2005

**Aerosol Indirect Effect in the Thermal Spectral
Range as Seen from Satellites**
Abhay Devasthale

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.17**
Dezember 2005

**Interactions between Climate and Land Cover
Changes**
Xuefeng Cui

