

## 5. Auswirkungen der Vegetationsbrände auf atmosphärenchemische und klimawirksame Prozesse

Die in den vorhergehenden Abschnitten beschriebenen Feuerregime in tropischen und subtropischen Waldgesellschaften und anderer Vegetation geben Anlass zu vermuten, dass durch die direkten und indirekten Auswirkungen des Feuers auch großräumige, über den Standort hinausgehende ökologische Prozesse beeinflusst werden können. Genannt wurden dabei bereits verstärkte Erosion, Oberflächenabfluss und Sedimentation und damit erhebliche Veränderungen des Oberflächenreliefs von Landschaften, die als Folge des Brandeinflusses in kritischen Wassereinzugsgebieten, vor allem in den montanen und submontanen Lagen, entstehen.

Die Auswirkungen großflächiger Waldbrände, etwa in der erwähnten Größenordnung der zuvor erwähnten Regenwaldbrände in Ost-Kalimantan (auf nahezu  $3,5 \times 10^6$  ha zusammenhängender Fläche) oder Chinas ( $1,3 \times 10^6$  ha), oder auch die gelegentlich großflächigen Gras- und Savannenbrände von zusammenhängenden mehreren hunderttausenden Hektaren, gehen in ihren Auswirkungen sehr deutlich über den engeren direkten Standortbezug hinaus. Dennoch spielt sich das Feuergeschehen zu einem großen Teil auf vergleichsweise kleineren Flächen ab - von der Brandrodungsparcelle von einem halben Hektar bis zur Größenordnung von mehreren tausend Hektaren. Der Frage, inwieweit sich die Auswirkungen einer Vielzahl von kleineren, voneinander unabhängigen Brandflächen summieren oder verstärken können, soll im Folgenden nachgegangen werden. Hierzu soll eine Abschätzung der regelmäßig von Feuer betroffenen Vegetationsflächen vorgenommen werden und der Einfluss der Emissionen aus Biomasseverbrennung auf atmosphärenchemische und klimawirksame Prozesse untersucht werden.

### 5.1 Abschätzung der von Feuer betroffenen Landflächen

Über den Umfang von Wald- und Savannenbränden in den Tropen und Subtropen liegen nur sehr unzureichende Informationen vor. Waldbrandstatistiken, wie sie in der ECE-Region (Europa, Nordamerika, ohne Angaben für die UdSSR) seit 1982 aufgestellt werden (zuletzt für die Periode 1985-90 [ECE/FAO 1990]), gibt es für andere Regionen der Welt nicht. Gelegentlich werden Berichte von Feuern in Aufforstungen bekannt, wie etwa die Brände in Fiji, die während der El Niño-Trocknis von 1987 mit 4500 ha fast die gesamten Aufforstungen des Landes vernichteten. Ähnliche Meldungen konnten während des gleichen Jahres auch der indonesischen Presse entnommen werden (zusammengestellt von Seibert [1988]).

Nahezu zeitgleich mit den ersten Versuchen, den weltweiten Umfang der regelmäßig von Feuer betroffenen Landflächen und damit die Emissionen von Kohlenstoff und Spurengasen aus Biomasseverbrennung zu schätzen (Crutzen *et al.* 1979; Seiler und Crutzen 1980), führte die World Meteorological Organization (Commission for Agricultural Meteorology) im Jahr 1980 eine Umfrage in 98 WMO-Mitgliederstaaten durch (WMO 1982). In dieser Umfrage, die einen Rücklauf von 31 Ländern hatte, wurde auch versucht, Informationen über den Umfang der Vegetationsbrände zu erhalten.

Der Informationswert der ausgewerteten Umfrage wird am Beispiel der wenigen Länder deutlich, die überhaupt eine Stellungnahme zu den jährlichen Brandflächen abgeben konnten. Von den 16 afrikanischen Ländern, die auf die Umfrage antworteten, waren sechs Länder (Gambia, Ghana, Mozambique, Overvolta, Seychellen, Sudan, Zentralafrikanische Republik) nicht in der Lage, Angaben zur Flächengröße der Brände zu machen. Zwei Länder (Mauritius, Zambia) erklärten sogar, daß keine Brände vorkommen (die weiter unten erläuterten eigenen Schätzungen ergeben eine mögliche jährliche Brandfläche für Zambia von ca.  $16 \times 10^6$  ha). Senegal meldet eine jährliche Brandfläche von  $232 \times 10^6$  ha, die gesamte Landesfläche umfasst allerdings nur  $19,6 \times 10^6$  ha.

Auch ein neuerlicher Versuch, eine nationale Feuerstatistik für Brasilien aufzustellen, unterliegt großen Unsicherheiten. So führt Soares (1992) für den Zeitraum 1983-87 insgesamt 1754 Feuer auf einer Fläche

(industrielle Aufforstungen und anderes, unter Schutz stehendes Land) von  $0,134 \times 10^6$  ha auf. Die Beispiele der Brände von 1963 im Bundesstaat Paraná ( $2,0 \times 10^6$  ha) und von 1981 in Paraná, Sao Paulo und Mato Grosso do Sul ( $5,0 \times 10^6$  ha) zeigen aber, dass der Umfang von Feuern auf dem übrigen Wald-, Savannen- und Weideland sehr viel größer sein kann (Goldammer 1983a, 1986f). Auch die in Abschnitt 2.2.1 bereits erwähnten Brandrodungs- und Weidefeuer in Amazônia Legal im Jahr 1987 mit einer Gesamtfläche von ca.  $20 \times 10^6$  ha (Malingreau und Tucker 1988; Setzer und Pereira 1991), zeigen eine Größenordnung auf, die den Umfang der konventionell erfassten Brände in den Aufforstungen als nahezu vernachlässigbar gering erscheinen lässt.

Das Fehlen bzw. die zu erwartende große Unzuverlässigkeit von amtlichen Statistiken und Anfragen machte es bei den bisherigen Versuchen, die regelmäßig verbrannte Biomasse zu berechnen, unabdingbar, über modellhafte Abschätzungen eine Hochrechnung der betroffenen Brandflächen vorzunehmen. Crutzen *et al.* (1979) und Seiler und Crutzen (1980) unternahmen diesen Versuch, um eine Berechnungsgrundlage des aus Biomasseverbrennung emittierten Kohlenstoffes und der wichtigsten, atmosphärenchemisch relevantesten Spurengase aufzustellen. Die in den Tropen regelmäßig überbrannten Flächen wurden seinerzeit in zwei Kategorien eingeteilt: Waldumwandlung im Rahmen der bäuerlichen Brandrodung ( $41 \times 10^6$  ha) und Savannen- und Buschbrände ( $600 \times 10^6$  ha). Von den weltweit auf jährlich  $660 \times 10^6$  ha geschätzten Brandflächen entfielen danach auf den Tropenraum 97% (s.a. Abschn. 5.2.2).

Ein Jahrzehnt später wurde - vor dem gleichen Hintergrund der Abschätzung der Biomasseverbrennung - ein ähnlicher Versuch der Brandflächeneinschätzung unternommen (Hao *et al.* 1990). Auf Grundlage der von der FAO (1982a) und anderen Abschätzungen (Houghton *et al.* 1985; Detwiler *et al.* 1985) ermittelten Rate der Waldumwandlung (**deforestation, forest clearing**), unter Zuhilfenahme der globalen Vegetationskartierung in Gridzellen von  $5 \times 5^\circ$  (Matthews 1985) und aus der Literatur ermittelten Feuerfrequenzen (**fire return intervals**) kommen auf folgende jährlich von Feuer überbrannte Flächen:  $22 \times 10^6$  ha Brandrodung bzw. Waldumwandlung und ca.  $750 \times 10^6$  ha Savannenbrände (weitere Diskussion s.u.). Hinsichtlich der Schätzungen des Umfanges von Savannenbränden sei auch noch die älteste bekannte Schätzung von v. Danckelmann (1884) aufgeführt. Er schätzte die jährlichen Brandflächen in afrikanischen Savannen zwischen dem Äquator und dem Wendekreis des Steinbocks auf ein Sechstel der gesamten Landfläche ( $468 \times 10^6$  ha), auf der nach seinen Berechnungen  $507 \times 10^6$  t Biomasse verbrennen.

Die Technologien und Verfahren der Erfassung und Vermessung von Vegetationsbränden, die die bisherigen Schätzungen ersetzen können, werden im folgenden Abschnitt behandelt. Darüber hinaus wird eine eigene Berechnung vorgestellt, die das derzeit mögliche Potential bzw. die obere Grenze der jährlich regelmäßig bzw. durchschnittlich gebrannten Flächen ermittelt.

### 5.1.1 Fernerkundungsverfahren zur Brandflächenbestimmung

Die Überlegung, Verfahren der Fernerkundung zur Bestimmung von aktiven Feuern und von Brandflächen heranzuziehen, liegt nahe. Bis vor wenigen Jahren wurden wesentliche Erfahrungen in der Entdeckung von Feuern durch Flugzeuge gesammelt.<sup>1</sup> Dabei galt es beispielweise, das Problem der Sichtbehinderung durch die dichte Raumentwicklung von Waldbränden zu überwinden, die Schwierigkeiten bei der Lokalisierung von Feuern und damit für die Waldbrandbekämpfung mit sich brachten. Weitere Problemstellungen ergaben sich bei der Entdeckung von Bodenfeuern unter geschlossenem Kronendach oder bei Schwelbränden in organischen Auflagen (Sümpfe, Moore). Militärische thermale Scanner wurden erfolgreich für derartige Zwecke eingesetzt (Goldammer, unveröffentl.).

---

<sup>1</sup> Eine umfangreiche Bibliographie über Fernerkundung von Feuer und Feuerschäden wurde vom California Department of Forestry (1990) herausgegeben, die zusätzlich eine Auflistung der Institutionen enthält, die sich mit der Fernerkundung von Feuer befassen.

Die Auswertung von Brandschäden aus Luftbildaufnahmen sind ebenfalls eine etablierte Methode. Umfangreiches Fernerkundungsmaterial aus den Waldbränden in der Bundesrepublik Deutschland in den Jahren 1975-76 liegt hierzu - wenn auch noch nicht ausgewertet - vor.

Insgesamt sind die flugzeuggestützten Fernerkundungsverfahren aber nicht für eine großräumige oder auch langfristige Überwachung von Feueraktivitäten oder Brandschäden geeignet, wie sie sich aus vorliegendem Kontext bzw. Problemstellung ergeben.

Bei der bereits um viele Jahre zurückliegenden Entwicklung der sich derzeit im Orbit befindlichen satellitengestützten Sensoren wurden die weltweiten Vegetationsbrände noch nicht als Problem oder als untersuchungswürdig erkannt. Es gibt daher bislang keine operationalen Satellitensensoren speziell für die Feuer- und Brandflächenerkundung. Bei dem sich zunehmend zeigenden Interesse an einer genaueren Quantifizierung von Feuer und Feuerwirkungen kann aber bereits auf einige Plattformen zurückgegriffen werden, die in erster Linie für allgemeine Beobachtung der Erdoberfläche, des Wettergeschehens oder zu anderen Zwecken entwickelt wurden. Das Potential von Satellitendaten für die Erfassung des Umfanges von Bränden wurde von Deshler (1974), Langaas und Muirhead (1988), Kaufman *et al.* (1989), Malingreau (1990), Frederiksen *et al.* (1990) beschrieben, für die Beziehungen zwischen Vegetationstyp und Feuerdynamik von Gregoire (1990) und für die Abschätzung von Spurengasemissionen von Kaufman *et al.* (1990).

Für die Erfassung von Feuern und Brandflächen kommen im Wesentlichen zwei Methoden infrage:

- Registrierung einer Hochtemperaturquelle vor einer niedrigeren "Hintergrundtemperatur", und
- Vergleich von gebrannten und nicht gebrannten Flächen (vegetationsbedeckt gegenüber vegetationsfrei).

Die Erfassung von Wärmestrahlung von aktiven Feuern kann durch Thermal-Infrarot-Sensoren erfolgen. Die Infrarotstrahlung im mittleren Bereich (3-5  $\mu\text{m}$ , besonders 3,5-4,0  $\mu\text{m}$ ) ist dazu besonders geeignet, da sie im Bereich des spektralen Maximums für Strahlungsemissionen von Feuern liegt und gleichzeitig in einem Bereich geringer solarer und terrestrischer Strahlung. Die relativ hohe Temperatur eines Feuers im Vergleich zur nicht brennenden Umgebung erlaubt dabei grundsätzlich die Verwendung von Sensoren mit geringer räumlicher Auflösung. Einen hierfür geeigneten Sensor stellt das **Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)** auf den Satelliten der **NOAA**-Serie dar (AVHRR Kanal 3 [3,55-3,93  $\mu\text{m}$ ], Kanal 4 [10,5-11,5  $\mu\text{m}$ ] und Kanal 5 [11,5-12,5  $\mu\text{m}$ ]). Dieser Satellit kann sowohl in einer Auflösung von 1,1x1,1 km (**Local Area Coverage [LAC]**) als auch in einer Auflösung von 4x4 km (**Global Area Coverage [GAC]**) Feuer bei einer Schwellentemperatur von 47°C erfassen (Saturierung des Pixels). Verschiedene Studien zeigten, daß Feuer auch auf Sub-Pixel-Ebene erfasst werden können (Matson und Dozier 1981; Matson und Schneider 1984; Matson *et al.* 1987). Das Vorkommen von Feuern auf Sub-Pixel-Ebene kann durch die Verwendung der Kanäle 3 und 4 des NOAA AVHRR ab einer Größe von 10x10 m bei aktiven Feuern mit Flammenentwicklung und ab 30x30 m bei Schwelbränden registriert werden (LAC-Auflösung); entscheidend ist hierbei nicht die Fläche, die das Feuer einnimmt (z.B. Feuersaum), sondern die Größe der Wärmestrahlung.

Allerdings stellen tagsüber die hohen Umgebungstemperaturen der sich aufheizenden Bodenoberfläche, insbesondere in den Savannen- und Buschformationen, eine starke Störung dar. Nach Erhebungen von Moureaux (1959) betragen die Temperaturen an der Mineralbodenoberfläche einer überbrannten Grasfläche in Madagaskar um 11 Uhr vormittags bereits 56°C, während gleichzeitig die Bodenoberfläche unter der intakten (nicht gebrannten) Grasschicht 40°C betrug. Bei Nachmittags-Überflügen können die hohen Bodentemperaturen den gesamten Kanal 3 saturieren und damit unbrauchbar für die Entdeckung von Feuern machen (Langaas und Muirhead 1988).

Zwei Satelliten der NOAA-Serie mit AVHRR können aufgrund ihrer Erdumlaufgeschwindigkeit jeden Punkt der Erde täglich bis zu viermal erfassen. Damit stehen die Erfassungen nachts, morgens und ggf. auch abends für eine Feuerentdeckung zur Verfügung. In Brasilien werden beispielsweise die Brandrodungsaktivitäten mit Hilfe des AVHRR systematisch überwacht und damit Möglichkeiten für das

Einschreiten gegen illegale Waldumwandlung geschaffen (Pereira 1988; Kaufman *et al.* 1990; Setzer und Pereira 1991). Diese hohe Häufigkeit der Wiederkehr ermöglicht damit eine vollständigere Erfassung des aktiven Feuergeschehens, als etwa durch **Landsat** oder **SPOT**. Diese Satelliten verfügen wohl über ein besseres räumliches Auflösungsvermögen (30x30 bzw. 10x10 m), sind aber hinsichtlich ihres geringen zeitlichen Auflösungsvermögens (Rückkehrintervall von Landsat: 16 Tage) für eine vollständige Überwachung von Feuern nicht geeignet.

Allerdings können Landsat und SPOT den Umfang der Brandflächen (Veränderung der Vegetation nach dem Feuer) sehr genau wiedergeben. Für großräumige Untersuchungen sind diese Sensoren aber sowohl aufgrund ihrer zu hohen Auflösung als auch der Kosten nicht geeignet. Daher bieten sich die Überprüfung und die Entwicklung von Sensoren mit größerem Auflösungsvermögen an, die in der Lage sind, großräumige und ggf. globale Überwachungen von Brandflächen und daraus entstehende Emissionen durchzuführen.

Von den gegenwärtig zur Verfügung stehenden Sensoren ist hierzu ebenfalls der NOAA AVHRR geeignet. Mit Hilfe des **Normalized Difference Vegetation Index** (NDVI), der aus den Daten der Kanäle 1 und 2 des AVHRR hergeleitet wird und aus dem die saisonale Vegetationsdynamik ermittelt werden kann (Justice *et al.* 1985), können auch die Unterschiede des Reflexionsverhaltens zwischen frisch gebrannter (vegetationsfreier) und ungebrannter Fläche festgestellt werden.

Während auf der einen Seite die LAC-/GAC-Erfassung von Brandflächen großräumig möglich und personell und finanziell vertretbar durchzuführen ist, bedarf ihre grobe Auflösung (1x1-bzw. 4x4 km-Pixel) einer Überprüfung der Zuverlässigkeit. Hierzu wurde eine Pilotstudie über den Vergleich von Landsat-Szenen (**Multispectral Scanner [MSS]**) mit dem NDVI und mit der Temperatur der Bodenoberfläche (über einen **split window algorithm** aus den Kanälen 4 und 5 [Price 1984]) aus NOAA AVHRR-Daten (LAC) durchgeführt (Grob 1991). Die Ergebnisse zeigen, daß die aus der 1x1 km-Auflösung des AVHRR gewonnenen Angaben über Brandflächen eine durchschnittliche Überschätzung gegenüber den aus dem Landsat (MSS) ermittelten Flächen von ca.6% (über den NDVI) und 7% (über Oberflächentemperatur) ergaben (Grob 1991).

Da derartige großräumige Überwachungssysteme bislang nicht operational sind, bleiben die wahren Größenordnungen der Wald- und Savannenbrände bislang unbekannt. Die Schätzungen der regelmäßig (jährlich durchschnittlich) überbrannten Landflächen beruhen auf sehr unterschiedlichen Angaben und Annahmen. Das Potential dieser Brandflächen und die Implikationen auf atmosphärenchemische Prozesse werden in den folgenden Abschnitten erläutert.

### 5.1.2 Potential jährlich brennbarer Wald- und Savannenflächen

Das Fehlen von nationalen bzw. internationalen Feuerstatistiken, der große Fehlerrahmen der globalen Abschätzungen oben genannter Arbeiten und die noch nicht ausreichend entwickelten bzw. angewendeten Fernerkundungsverfahren sind derzeit Ursache für den hohen Grad an Unsicherheit über das tatsächliche Ausmaß der Wald- und Savannenbrände in den Tropen und Subtropen.

Es schien daher sinnvoll, bereits vor der Entwicklung und Anwendung eines globalen satellitengestützten Monitoring-Systems eine Berechnung der potentiell möglichen bzw. der Obergrenzen von Vegetationsflächen vorzunehmen, die jährlich potentiell von Feuern betroffen werden (Weiss 1990; Goldammer und Weiss, unveröff. Daten).

Bei der Berechnung der Brandflächen wurden drei Fallgruppen von Feuern unterschieden:

## Waldumwandlung

Wie bei anderen Abschätzungen der Biomasseverbrennung und Landnutzungsänderungen wurden bei den Waldumwandlungsflächen (**deforestation, forest conversion**) die derzeit letzten verfügbaren Daten aus der Erhebung der Tropenwaldflächen der FAO verwendet (FAO/UNEP 1981a,b,c; FAO 1982a, 1988). Eine neuere Abschätzung von Myers (1989) wurde dabei nicht berücksichtigt, da sie eine eigene Methodik bzw. Klassifizierung von Waldflächen zugrunde legt und die damit eine Integrierung der umfassenderen FAO-Flächenangaben nicht ermöglicht.<sup>2</sup>



**Abb.39.** Bei der Umwandlung von tropischem Regenwald in andere Landnutzungsformen oder aufgrund von Landspekulation wird nur ein geringer Teil der pflanzlichen Biomasse einer Verwendung zugeführt (z.B. durch Holzernte). Der größte Teil der anfallenden oberirdischen Biomasse wird verbrannt und trägt dann zum Nettofluss von Kohlenstoff in die Atmosphäre bei, wenn sich auf dieser Fläche keine neue Waldvegetation gleicher Biomassedichte bildet. Die Abbildung zeigt einen verbrannten Dipterocarpaceenwald in Ost-Kalimantan, bei dem die in den Beständen vorkommenden Palmen belassen werden, die auch die heißen Umgebungstemperaturen beim Brennen überleben (s.a. Abb.16, Abschn.3.3.1).

Die Flächenangaben in der Kategorie "Waldumwandlung", weltweit insgesamt jährlich  $11,3 \times 10^6$  ha, sollen rechnerisch den erstmaligen Feuereinsatz auf einer bislang nicht als Brandfläche registrierten oder durch andere Eingriffe gestörten Fläche repräsentieren. Real ist diese Flächenangabe das Resultat unterschiedlichster Degradationsprozesse, die sich innerhalb eines längeren Zeitraumes und auf sehr unterschiedlichen "Pfadern" abspielen (hierzu u.a. Myers 1980a, 1980b; Houghton *et al.* 1985; Melillo *et al.* 1985). Diese Flächen sind aufgrund ihrer höheren Biomassedichte für die Emissionsbilanzen von besonderer Bedeutung und müssen daher rechnerisch erfasst werden. Insgesamt repräsentiert diese Kategorie den Netto-Waldflächenverlust in den Tropen. Es steht außer Diskussion, daß die jährliche Waldumwandlungsfläche in der 80er Jahren erheblich angestiegen ist; genauere Informationen wird

---

<sup>2</sup> Neuere, bislang nicht veröffentlichte Abschätzungen der FAO über die Waldflächenumwandlung in den Tropen während der Dekade 1980-1990 wurden während der Vorbereitung des Manuskriptes bekannt. Sie belaufen sich nach den vorläufigen Informationen auf ca.  $17 \times 10^6$  ha pro Jahr.

durch die neue Waldinventur der FAO erwartet, die sich besonders auf Verfahren der Fernerkundung stützen wird (FAO 1990).

### **Regelmäßig wiederkehrende Feuer in Waldgesellschaften**

Die regelmäßig in Waldflächen zu verzeichnenden Feuer sind drei Kategorien zuzuordnen. Einmal sind hier die Feuer erfasst, die im Rahmen der periodischen Rodung (*shifting cultivation*) in den bereits degradierten Waldformationen (*forest fallow*) angewendet werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß ein Zehntel des gesamten vorhandenen *forest fallow*-Areal, das insgesamt ca.  $422 \times 10^6$  ha umfaßt, im Brachezyklus des Wanderfeldbaus alle 15 Jahre verbrannt wird. Diese Größenordnung von ca.  $40 \times 10^6$  ha an jährlichen Brandrodungsflächen entspricht den Hochrechnungen von Crutzen *et al.* (1979) und Seiler und Crutzen (1980). Weiterhin sind die Feuer erfasst, die regelmäßig (durchschnittlich alle drei Jahre) die offenen, nichtimmergrünen Waldformationen, die insgesamt durchbrennen (Abschn.3.2). Grundlage für die Berechnung dieser wiederholt brennenden Waldflächen sind die FAO-Erhebungen der *open broadleaved forests* auf einer Gesamtfläche in den Tropen von ca.  $736 \times 10^6$  ha (FAO 1988). Hinzu kommen die Buschformationen, in denen ein Feuerintervall von 10 Jahren auf einem Zehntel der Gesamtfläche von ca.  $674 \times 10^6$  ha angesetzt wurde.

### **Savannenbrände**

Die Savannen stellen weltweit das größte Potential jährlich gebrannter Flächen dar. Weiter oben wurde die Problematik der Definition und Unterscheidung zwischen Savannen und offenen Waldgesellschaften bereits angesprochen. Die Brandflächenberechnung der Savannenformationen weist mit großer Sicherheit eine "Grauzone" der Überlappung mit den als "offene, nichtimmergrüne Wälder" in der FAO-Erhebung zusammengefassten Waldflächen auf.

Im vorliegenden Fall wurde erstmals eine Berechnung der Savannenflächen über kartographische Quellen und in kleinräumiger Form (länderweise) durchgeführt. Grundlage der Vegetationskartierungen waren Einzelkarten und die Vegetationskarten des Weltforstatlas (Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft 1973). Obwohl die ausgewerteten Einzelkarten nicht dem aktuellen Vegetationszustand entsprechen, sei es aus Gründen der bislang ungenauen Kartierung oder aufgrund mittlerweile erfolgter Veränderungen (z.B. durch Degradationsprozesse), kann von realistischen Größenordnungen ausgegangen werden. Die Nicht-Aktualität der Savannenkartierung kann sich darin ausdrücken, daß einerseits Flächen so weit degradiert sind, dass sie in den Prozess der Versteppung oder Verwüstung übergehen und keine kontinuierliche und potentiell flächig brennbare Vegetation mehr aufweisen (Feuerregime VII); das Beispiel der Sahelzone sei für diesen Prozess hier nur stellvertretend genannt.

Andererseits haben die Savannen - pantropisch gesehen - in den letzten Jahren durch die Degradierung von Waldgesellschaften (Savannisierung) erhebliche "Zugewinne" an Flächen erzielt. Dieser Flächenzuwachs dürfte nach eigener Einschätzung größer sein, als der Flächenverlust durch Versteppung.

Die Ergebnisse der Brandflächenabschätzung sind in den Tabellen 22 bis 25 getrennt nach Waldumwandlung (Tab.22), wiederholt gebrannte Waldflächen (Tab.23) und Savannenformationen (Tab.24) und summarisch für alle Brandflächen (Tab.25) zusammengefasst; die Tabellen umfassen weiterhin Informationen zu der auf diesen Flächen jährlich verbrannten oberirdischen pflanzlichen Biomasse (siehe folgender Abschnitt 5.2).

Die Angaben aus Tabelle 25 repräsentieren die **Obergrenze des durchschnittlichen jährlichen Potentials an Brandflächen**. Die Überprüfung der Größenordnung steht aus und kann letztlich nur über die Verbesserung der Fernerkundungssensoren und ihre systematische Anwendung erfolgen (Abschn.5.1.1). Ein kritisches Überdenken mit der "realen Welt" und der Vergleich mit anderen Flächenabschätzungen wird wie folgt zusammengefasst:

Die Ergebnisse der Waldverbrennung wird rechnerisch dem Prozess der von der FAO (1982a) ermittelten **deforestation** zugewiesen. Die Fehlerbehaftung dieser Untersuchung und die Tatsache, dass diese

Erhebungen veraltet sind, wirkt sich voll auf die daraus abgeleiteten Brandflächen und Größenordnungen der dabei verbrannten Biomasse aus.

Bis dann sollte ein kritischer Blick auf die Dimensionen der Brandflächen nach Tabellen 22-25 geworfen werden und in Einklang mit den einer persönlichen und subjektiven Einschätzung gebracht werden. Die aus der FAO-Erhebung stammenden Angaben der offenen Waldgesellschaften und die kartographisch erfassten Savannenflächen stellen mit 15% und respektive 84% den größten Anteil der jährlichen Brandflächen in den niederen Breiten dar; die Flächen, auf denen Wanderfeldbau betrieben wird, und die Flächen, die rechnerisch als Totalverlust (**deforestation**) zu bewerten sind, nehmen sich in ihrer Größenordnung hingegen sehr bescheiden aus.

Über den weltweiten Flächenumfang der tropischen nichtimmergrünen Waldgesellschaften und Savannen liegen überschlägige Angaben vor, die sich mit den eigenen Berechnungen in Einklang bringen lassen. So wird allgemein von einer Gesamtfläche der tropischen Savannen von etwa  $2300-2500 \times 10^6$  ha ausgegangen (z.B. Cole 1986). Die eigenen kartographischen Erhebungen ergeben eine Gesamtfläche von ca.  $2600 \times 10^6$  ha. Für die regengrünen Feuchtwälder liegen Abschätzungen von ca.  $250 \times 10^6$  ha vor, für die regengrünen Trockenwälder die Größenordnung von ca.  $530 \times 10^6$  ha (Abschn. 3.2.1). Diese Angaben sind kompatibel mit der FAO-Klassifizierung und Flächenerfassung der **open broadleaved forests** auf ca.  $737 \times 10^6$  ha.

Unter der Annahme einer durchschnittlichen Feuerfrequenz von drei Jahren auf diesen Waldflächen beträgt die jährliche Brandfläche (Durchbrennen der Wälder, im Wesentlichen Bodenfeuer) ca.  $246 \times 10^6$  ha.

Die Feuerfrequenzen in den Savannen wurden individuell berechnet. Die Einordnung des Savannen-Typs in Feucht- oder Trockensavanne, damit ihre Nettoprimärproduktivität und die Fähigkeit, eine regelmäßig brennbare Auflage oberirdischer Biomasse zu bilden, lässt den Rückschluss auf die Feuerfrequenz zu. Hierbei gingen weitestgehende Einzelinformationen und eigene Erfahrungswerte über die Feuerintervalle ein. Mit einer jährlichen potentiellen Brandfläche von ca.  $1500 \times 10^6$  ha, dies entspricht einem Anteil von knapp 60% am gesamten Savannenareal, liegt diese Einschätzung doppelt so hoch wie die von Hao *et al.* (1990) errechneten  $750 \times 10^6$  ha.

Wie oben bereits angedeutet liegt das Kernproblem der Flächenabschätzungen in den uneinheitlich gehandhabten Definitionen bzw. Abgrenzungen zwischen "offenem Wald" und "Savanne" (Abschn.3.2.1). Das kann bei der vorliegenden Brandflächenberechnung eine nicht unerhebliche "Doppelzählung" mit sich bringen, so dass auch diese globale Berechnung der Obergrenze der potentiell jährlich brennenden Landflächen mit Vorbehalt bewertet werden muss.

## 5.2 Emissionen aus der Biomasseverbrennung in den Tropen

Der Anlass für die ersten Hochrechnungen der weltweiten Brandflächen in den Tropen und der dabei verbrannten pflanzlichen Biomasse basierte auf den Überlegungen der Atmosphären- und Klimaforschung, dass die dabei emittierten Spurengase einen Einfluss auf klimawirksame Prozesse haben könnten (Adams *et al.* 1977; Wong 1978a,b; Crutzen *et al.* 1979; Seiler und Crutzen 1980; Olson 1981).

Im Mittelpunkt verschiedener Untersuchungen stand die Frage des Kohlenstoffkreislaufes. Dabei wurden vor allem Überlegungen über den möglichen Verbleib von Kohlenstoffverbindungen mit der Eigenschaft als "Treibhausgase" angestellt. Wenig Zweifel bestanden darüber, dass der Prozess der Tropenwaldumwandlung (**deforestation**) in andere Arten der Landnutzung mit geringerer Biomassedichte zu einem Netto-Fluss von Kohlenstoff in die Atmosphäre bzw. in die Ozeane führt (z.B. Woodwell *et al.* 1983; Houghton *et al.* 1985; Melillo *et al.* 1985; Detwiler und Hall 1988).

Ein Teil der biogenen Emission von Kohlenstoffverbindungen aus Waldumwandlung entsteht durch den Prozess des biologischen Abbaues von Holz und anderer Biomasse, die nicht einer langlebigen Nutzung zugeführt werden können. Dieser Prozess des biologischen Abbaues kann sich über viele Jahre hinwegziehen. Die unmittelbare Freisetzung von Kohlenstoffverbindungen und anderen Spurengasen erfolgt beim Verbrennen der nicht genutzten Biomasse (verholzte Biomasse, Streu). Die Qualität dieser Emissionen unterscheidet sich beträchtlich von den Emissionen aus biologischem Abbau des gleichen organischen Materials.



**Tab.22.** Jährlich umgewandelte Tropenwaldfläche (*deforestation*) nach FAO (1982a) und die dabei verbrannte Biomasse (Weiss 1990)

Kontinent	Bestehende Fläche in 10 <sup>3</sup> ha	Umgewandelte Fläche in 10 <sup>3</sup> ha	Verbrannte Biomasse in 10 <sup>6</sup> t J <sup>-1</sup>
Afrika	706.407	3.708	140
Südamerika	947.852	5.660	271
Asien	414.653	1.975	130
Pazifische Inseln	38.328	30	4
Summe	2.107.240	11.363	545

**Tab.23.** Obergrenze der potentiell jährlich von Feuer betroffenen Wald- und Buschlandflächen und der dabei verbrannten Biomasse in degradierten und/oder saisonalen Waldformationen, die regelmäßig von Bodenfeuern durchlaufen werden oder einem Brandrodungszyklus (15 Jahre) unterliegen (nach Weiss 1990, verändert)

Kontinent	Bestehende Fläche in 10 <sup>3</sup> ha	Insgesamt zur Verfügung stehende brenn- bare Biomasse in 10 <sup>6</sup> t	Potentiell jährlich verbrannte Biomasse in 10 <sup>6</sup> t	Potentielle jährliche Brandfläche in 10 <sup>3</sup> ha
Afrika	546.351	4.835	905	166.834
Südamerika	269.076	2.693	460	81.023
Asien	68.464	1.256	199	18.559
Pazifische Inseln	4.939	32	7	1.584
Summe	888.830	8.816	1.571	268.000

**Tab.24.** Obergrenze der potentiell jährlich von Feuer überbrannten tropischen/subtropischen Savannenflächen und die dabei verbrannte Biomasse (nach Weiss 1990)

Kontinent	Bestehende Fläche in 10 <sup>3</sup> ha	Insgesamt zur Verfügung stehende brennbare Biomasse in 10 <sup>6</sup> t	Potentiell jährlich verbrannte Biomasse in 10 <sup>6</sup> t	Potentielle jährliche Brandfläche in 10 <sup>3</sup> ha
Afrika	1.092.066	4.251	3.822	837.761
Australien	728.784	1.601	761	300.235
Südamerika	624.179	3.492	1.496	262.181
Asien	198.998	2.074	1.852	123.904
Summe	2.644.027	8 11.41	7.931	1.524.081

**Tab.25.** Obergrenze der potentiell jährlich von Feuer betroffenen Wald- und Savannenformationen der Tropen und Subtropen (Zusammenfassung von Tab.22-24)

	Waldumwandlung (Nettoentwaldungsrate)	Wiederholt gebrannte Waldformationen	Wiederholt gebrannte Savannen	Summe
Bestehende Flächen in 10 <sup>6</sup> ha	2.107,2	888,8	2.644,0	5.640,0
Brandfläche in 10 <sup>6</sup> ha J <sup>-1</sup>	11,3	268,0	1.524,1	1.803,4
Verbrannte Biomasse in 10 <sup>6</sup> t J <sup>-1</sup>	546,0	1.571,0	7.931,0	10.048,0

Die Bedeutung der aus der Verbrennung von Holzpflanzen emittierten Spurengase impliziert das Interesse an weiteren Verbrennungsprozessen von pflanzlicher Biomasse, z.B. den regelmäßig wiederkehrenden Bränden in Savannen, aber auch die Verbrennung von pflanzlicher Biomasse zur Energiegewinnung (Brennholz, Holzkohle) oder in der Landwirtschaft (Verbrennen von nicht nutzbaren Rückständen in der Landwirtschaft); letztere Verbrennungsvorgänge zur Energiegewinnung und in Agrarökosystemen sollen im vorliegenden Kontext weniger berücksichtigt werden, sind aber in einigen Hochrechnungen der Emissionen aus Biomasseverbrennung, die im nächsten Abschnitt herangezogen werden, enthalten.

### 5.2.1 Qualität der Emissionen: Spurengase und Rauchpartikel

Die wichtigsten Emissionen von Spurengasen und Rauchpartikeln aus Biomasseverbrennung, die von besonderer Bedeutung für biogeochemische Kreisläufe, die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre und klimawirksame Prozesse sind, werden hier zusammenfassend charakterisiert.<sup>3</sup>

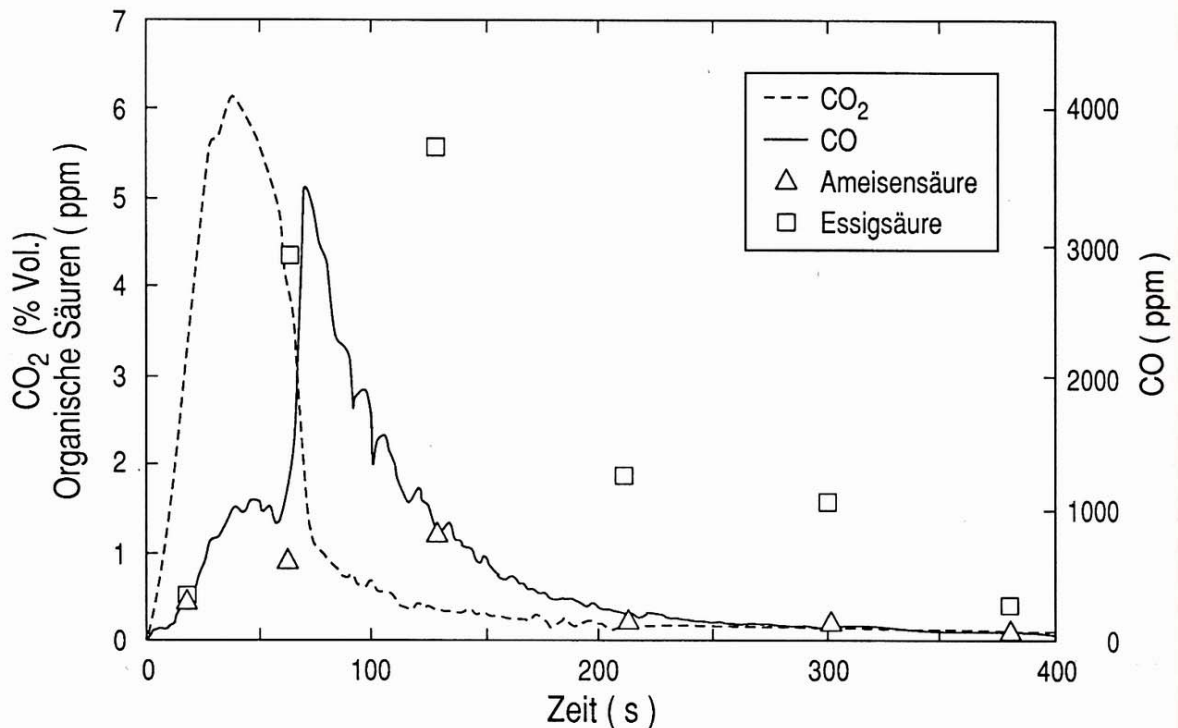
#### Kohlendioxid

Die Verbrennung von pflanzlicher Biomasse (Zusammensetzung weitestgehend  $\text{CH}_2\text{O}$ ) ergibt als wichtigste Produkte Wasser und Kohlendioxid (nach der Reaktion  $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ). Damit ist der Verbrennungsprozess das "abiotische Äquivalent" zum Prozess der Respiration. In einem langfristig stabilen, wenn auch dynamischen Gleichgewicht zwischen Verbrennungsprozessen und Neubildung von Vegetation wird der über  $\text{CO}_2$  und andere Spurengase bei der Verbrennung in die Atmosphäre emittierte Kohlenstoff wieder in pflanzlicher Biomasse gebunden. Dabei tritt dann keine Netto-Verlagerung von  $\text{CO}_2$ -C in der Atmosphäre ein.

Ein pyrogener Netto-Verlust von terrestrisch gebundenem Kohlenstoff durch die Emission von  $\text{CO}_2$  und anderen Spurengasen liegt dann vor, wenn Biomassedichte und Nettoprimärproduktivität eines Standortes durch Feuer nachhaltig verringert werden. Dies liegt vor allem bei der Umwandlung von Wald in eine Landnutzungsform mit geringerer Biomassedichte vor. Dieser Prozess kann abrupt erfolgen oder über einen langwierigen Prozess der feuerbedingten Degradation, der allerdings in den meisten Fällen mit anderen Degradationsfaktoren verbunden ist (Abschn. 3.3). Auch wenn die neuen Landnutzungsformen eine nachhaltige pflanzliche Produktivität aufweisen, so ist der erstmalige Eingriff durch Waldverbrennung mit einer Netto-Fluss von Kohlenstoff in die Atmosphäre bzw. marine Ökosysteme verbunden.

---

<sup>3</sup> Nach Abschluß der Verfassung dieses Manuskripts erschienen die Beiträge der Konferenz "Global Biomass Burning" (AGU, Williamsburg, Virginia, 1990 [Levine 1991]), die neuere und umfassende Untersuchungen zum Umfang und Impakt von Vegetationsbränden und anderer Biomasseverbrennung enthalten. Die hier in Abschnitt 5.2.1 gegebenen Ausführungen sollen die Zusammenfassung und Interpretation einer großen Zahl neuerer Arbeiten durch Crutzen und Andreae (1990), Andreae (1991) und Andreae und Goldammer (1992) nicht wiederholen, auf die hinsichtlich der Quellen und detaillierten Daten verwiesen wird. Die z.Zt. in Vorbereitung befindliche multi- und interdisziplinäre Analyse über die Rolle des Feuers in der Umwelt (Crutzen und Goldammer 1992), gleichzeitig der erste Versuch einer strukturierten globalen Feuerökologie, ist im vorliegenden Kontext auch nur auszugsweise angesprochen.



**Abb.40.** Konzentrationen von CO<sub>2</sub>, CO, Ameisensäure und Essigsäure im Rauch eines experimentellen Feuers. Die Flammphase des Feuers dauerte etwa 60 s. Konzentrationen sind für CO<sub>2</sub> in % Volumen angegeben, in Mischungsverhältnissen (ppm) für die anderen Arten (nach einem Versuch von D. Scharffe, W. Hartmann und M.O. Andreae, unveröffentl., aus Andreae und Goldammer [1992]).

### Andere Spurengase

Etwa 45% des Trockengewichts von pflanzlicher Biomasse besteht aus Kohlenstoff, der Großteil des restlichen Gewichtsanteiles aus Wasserstoff und Sauerstoff. Neben dem insgesamt wichtigsten Spurengas CO<sub>2</sub> ist Kohlenmonoxid (CO) ein weiteres wichtiges Verbrennungsprodukt, das vor allem bei Schwelbränden (unvollständige Verbrennung) entsteht. Die Nährelemente, deren Gewichtsanteil in der organischen Substanz vergleichsweise sehr gering ist (N: 0,3-3,8%, S: 0,1-0,9%, P: 0,01-0,3%, K: 0,5-3,4%), werden in verschiedenen gasförmigen Verbindungen oxidiert. Pyrolyse und unvollständige Verbrennung sind nicht nur für die erhöhte Bildung von CO, sondern auch von Methan (NH<sub>4</sub>) und eine Reihe anderer Kohlenwasserstoffe (NMHC = non-methane hydrocarbons) und teilweise oxidiert organischer Komponenten verantwortlich, z.B. Alkohole, Aldehyde, Ketone und verschiedene organische Säuren (s.a. Andreae 1991; Greenberg *et al.* 1984). Daher werden diese Verbindungen vorzugsweise während der Schwelphase eines Feuers freigelassen (Abb.40).

Stickstoff wird vor allem als Stickoxid (NO) emittiert (10-20% des in der Biomasse anfänglich vorhandenen N), andere N-Verbindungen, wie NO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NH<sub>3</sub> und HCN, stammen von weiteren 20-30% des pflanzlichen Stickstoffes; der Verbleib des restlichen Stickstoffes ist nicht vollständig geklärt und wird möglicherweise zum Teil als elementarer Stickstoff freigelassen (Lobert 1989; Lobert *et al.* 1991; Crutzen *et al.* 1990).

In pflanzlicher Biomasse ist ein Teil des Schwefels in Aminosäuren gebunden und kann bei Verbrennung und Pyrolyse zu Schwefeldioxid (SO<sub>2</sub>) und Carbonylsulfid (COS) oxidieren und sich verflüchtigen. Möglicherweise ist die Bildung von COS besonders hoch bei den Schwelbränden in Reisstrohfeuern. Eigene vorläufige Untersuchungen zeigten, dass das Emissionsverhältnis COS:CO<sub>2</sub> in der Schwelphase

von Reisstroh erheblich höher ist, als in der Flammphase oder bei Bodenfeuern in Kiefern- bzw. Dipterocarpaceenwäldern (Tab.26).

**Tab.26.** Vergleich des Emissionsverhältnisses von Carbonylsulfid (COS) zu CO<sub>2</sub> beim Verbrennen von Reisstroh, von Bodenstreu in einem Kiefernbestand (*Pinus kesiya*) mit assoziiertem Unterstand mit *Dipterocarpus* spp. und einem Lauffeuer in einer Dipterocarpaceensavanne in Vietnam. Pilotmessungen der Arbeitsgruppe Feuerökologie, Max-Planck-Institut für Chemie, mit dem Centre des Faibles Radioactivités, Gif-sur-Yvette (s.a. Nguyen *et al.* 1992)

Probe-Nr.	Brennmaterial	Feuerverhalten	COS (ppbv)	CO <sub>2</sub> (ppmv)	COS/CO <sub>2</sub>
1	Reisstroh	Flammphase	29,0	8.381	0,003
2	Reisstroh	Schwelphase	283,9	2.522	0,113
3	Streu von <i>P. kesiya</i> und <i>Dipterocarpus</i> spp.	Lauffeuer (Bodenfeuer), Flammphase	73,0	14.944	0,005
4	<i>Dipterocarpus</i> -Savanne	Lauffeuer	3,8	3.107	0,001

### Rauchpartikel

Die Sichtbarkeit des Rauches aus Biomasseverbrennung ist auf den Anteil der in die Atmosphäre emittierten Rauchpartikel zurückzuführen. Das Verhältnis der gesamten Rauchpartikel zum emittierten CO<sub>2</sub> beträgt nach neueren Untersuchungen von Andreae *et al.* (1988) und Andreae (1991) etwa 30g/kg C(CO<sub>2</sub>). Ein Teil (etwa ein Viertel) des darin enthaltenen Kohlenstoffes wird als elementarer Kohlenstoff (Ruß) freigesetzt.

An dieser Stelle soll bereits besonders auf die Rolle von elementarem Kohlenstoff in biogeochemischen Kreisläufen hingewiesen werden. Gleichmaßen wie Holzkohle scheint elementarer Kohlenstoff weder pflanzenverfügbar noch mikrobiell abbaubar oder oxidierbar zu sein. Der Transport und die Ablagerung von Kohlenstoff aus Biomasseverbrennung in die Böden oder in die Ozeane kann dann zu einer atmosphärischen Kohlenstoffsene führen, wenn dieser Kohlenstoff aus Verbrennungsprozessen in einem Ökosystem stammt, in dem die Nettoprimärproduktion langfristig unverändert hoch ist; hierauf wird weiter unten nochmals eingegangen (Abschn. 5.3.1).

Rauchpartikel spielen zum Einen eine Rolle in der lokalen bis regionalen Beeinträchtigung der Sicht. Die großräumige Sichtverschlechterung durch Brandwolken kann erheblichen Umfang einnehmen. So musste beispielsweise während der Regenwaldbrände in Borneo in der Trockenzeit von 1982-83 der Flughafen von Singapore zeitweise geschlossen werden, der etwa 1500 km entfernt vom Zentrum des Feuergeschehens lag. Ähnliche Berichte liegen auch aus den Amazonasregionen vor, in denen während des Höhepunktes der Brandrodungsaktivitäten von 1987 und 1988 der Flugverkehr zeitweise stillgelegt werden musste.<sup>4</sup>

<sup>4</sup> Im Spätjahr 1991 verhinderte eine außergewöhnlich lang anhaltende Inversionswetterlage über Südostasien den Abzug des Rauches, der im Wesentlichen durch die Waldverbrennung in Indonesien (Kalimantan) entstanden war. Obwohl 1991 vergleichsweise weniger Waldflächen umgewandelt bzw. durch unkontrollierte Feuer betroffen waren, wurde eine erhebliche Beeinträchtigung der Luftqualität in der gesamten Region Südostasiens verzeichnet.

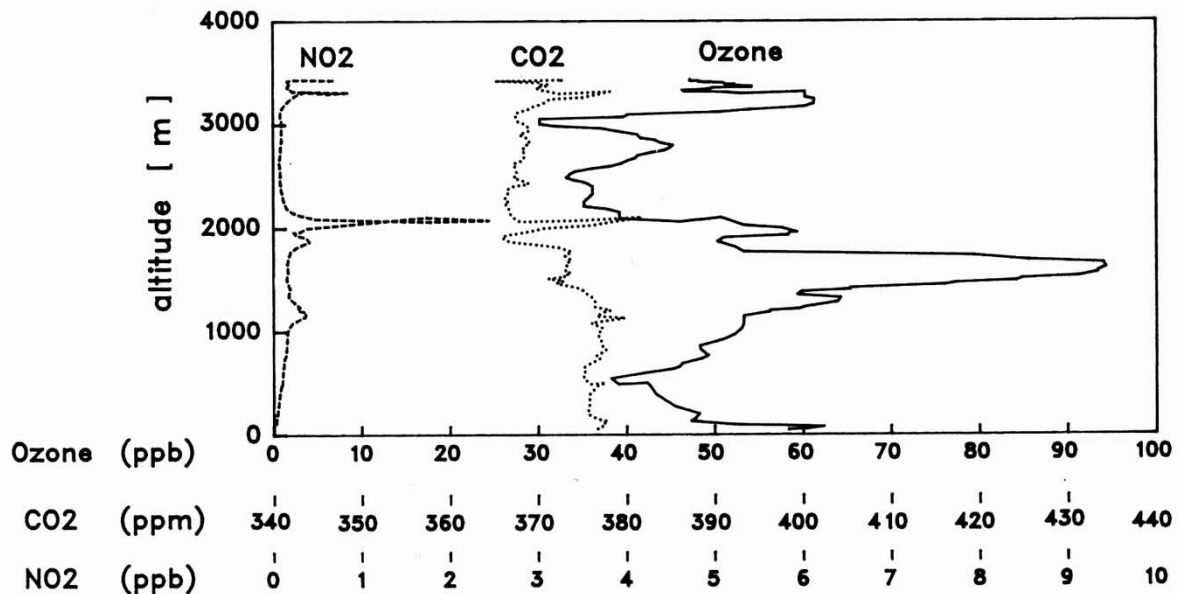
Die aus Biomasseverbrennung stammenden Rauchpartikel spielen zum Anderen eine wichtige Rolle in der Wolkenbildung (Kondensationskerne). Dabei führt die pyrogene Injektion von Wolkenkondensationskernen zu einer Erhöhung der gesamten Anzahl der Kondensationskerne, und dies wiederum zu einer Erhöhung der Anzahl der Tröpfchenbildung. Unter der Voraussetzung einer konstanten Verfügbarkeit von Wasser sind diese Tröpfchen dann insgesamt kleiner und leichter und regnen daher nicht ab. Eine Verminderung von Niederschlag ist daher denkbar.

### **Chemische Reaktionen der Spurengase**

Die Produkte aus Biomasseverbrennung ähneln den Emissionen aus Verbrennung fossiler Brennstoffe. Die Ausgangsprodukte CO, NO<sub>x</sub> und verschiedene Kohlenwasserstoffe sind für die Bildung von photochemischem Smog und Ozon (O<sub>3</sub>) verantwortlich (über eine Reaktionskette photochemischer Oxidation erfolgt die Bildung von CO [zusätzlich zum direkt emittierten CO], das dann in Reaktion mit OH zu CO<sub>2</sub> oxidiert wird; weiterhin reagieren CO und andere Kohlenwasserstoffe mit NO<sub>x</sub> und bilden hohe O<sub>3</sub>-Konzentrationen. Hohe Ozon-Konzentrationen (50-100 ppb) wurden in den Tropen besonders in Höhen zwischen 1 und 5 km gemessen (Andreae *et al.* 1988, zusammenfassend auch bei Crutzen und Andreae 1990); ein Beispiel eines troposphärischen Ozonprofils über einer westafrikanischen Savanne während der Trockenzeit mit einer durchschnittlichen Feuerbelastung wird in Abbildung 41 gegeben.

# Cote d'Ivoire 1991

Bouaké, Flight 2, down2



**Abb.41.** Konzentrationen von O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> und CO<sub>2</sub> in einem Höhenprofil zwischen Bodennähe und ca. 3400 m ü.NN über einer westafrikanischen Savannenlandschaft (Côte d'Ivoire, zwischen Lamto und Bouaké) während der Trockenzeit (Januar 1991). Der Photosmog ist besonders ausgeprägt in Höhen zwischen 1,5 und 4 km (unveröffentl. Ergebnisse der Messkampagne DECAFE 91/FOS, Max-Planck-Institut für Chemie, Arbeitsgruppe Helas und Arbeitsgruppe Feuerökologie. Grafik G.Helas; s.a. Helas *et al.* [1992]).

In Bodennähe variiert die Ozon-Konzentration im Tag-Nacht-Rhythmus; sie kann tagsüber Werte um 40 ppb und möglicherweise über 100 ppb erreichen (Crutzen und Andreae 1990), die durchaus den Größenordnungen entsprechen, wie sie in den stark emissionsbelasteten, hochindustrialisierten Regionen auftreten können.

Großräumiger Transport von Ozon aus Biomasseverbrennung ist ebenfalls möglich. So stellten Fishman *et al.* (1990) mit Hilfe des satellitengestützten **Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS, auf NIMBUS 7)** und den Ozondaten aus dem **Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE)** fest, dass die höchsten troposphärischen Ozonkonzentrationen im östlichen Atlantik anzutreffen sind und die mit großer Wahrscheinlichkeit aus der Biomasseverbrennung der westafrikanischen Savannen stammen (Abb.43 [S.203]).<sup>5</sup>

Überraschend ist festzustellen, dass auch in den von den industriellen Zentren abgelegenen Regionen der Tropen ein nicht unerheblich Eintrag von Säuren stattfindet. Es handelt sich dabei vor allem um organische Säuren (Ameisen- und Essigsäure) (Helas *et al.* 1991), die in gelöster oder trockener Form deponiert werden. Dabei sind pH-Werte unterhalb von 4,0 zu erwarten (Andreae 1991).

Der Beitrag der Biomasseverbrennung als globale Quelle von COS, das als langlebiges Spurengas bis in die Stratosphäre transportiert wird und dort sowohl die Reflexionseigenschaften der sogenannten

<sup>5</sup> Auf das Phänomen des troposphärischen Ozon über der südatlantischen Region wird in Abschnitt 5.4.1 nochmals eingegangen.

Sulfatschicht beeinflusst, als auch beim Ozonabbau katalytisch wirksam werden kann (Crutzen 1976), ist m.E. noch nicht vollständig geklärt.

Aussagen über einige mögliche weitere Reaktionen von Spurengasen sind mit großen Ungewissheiten verbunden. So wird allgemein davon ausgegangen, dass eine Zunahme der Konzentration des troposphärischen O<sub>3</sub>, CO und CH<sub>4</sub> durch die Reaktion mit den Hydroxyl-Radikalen (OH) verhindert wird ("Selbstreinigung" der Atmosphäre). Diese Reaktion, bei der O<sub>3</sub> und OH verbraucht werden und bei der CO<sub>2</sub> gebildet wird, funktioniert bei niedrigen NO<sub>x</sub>-Konzentrationen. Eine Erhöhung der Injektion von CO und CH<sub>4</sub> in die Atmosphäre kann zur Verringerung von Hydroxyl-Radikalen und damit zum Anstieg der CH<sub>4</sub>- und CO-Konzentration und damit zu einer Destabilisierung der Atmosphäre führen (Crutzen 1987). Andererseits kann die Erhöhung der NO<sub>x</sub>-Emissionen aus Biomasseverbrennung zu einer Erhöhung der O<sub>3</sub>- und OH-Bildung führen und damit diesen Prozess umkehren.

## **5.2.2 Umfang der Emissionen aus Biomasseverbrennung**

Um die Bedeutung der Emissionen aus Biomasseverbrennung in den Tropen an großräumig wirksamen atmosphärenchemischen Prozessen beurteilen zu können, ist die Kenntnis des Umfanges der regelmäßig verbrannten Biomasse unabdingbar. Hierbei wirken sich die in Abschnitt 5.1 aufgezeigten Kenntnislücken bzw. Unsicherheiten der Abschätzungen voll aus.

Dennoch sollen an dieser Stelle zwei Versuche wiedergegeben werden, die Emissionen aus Biomasseverbrennung abzuschätzen. In Tabelle 27 liegt eine aktualisierte Fortschreibung der Hochrechnungen von Crutzen und Andreae (1990) und Andreae (1991) über die jährlich weltweit verbrannte Menge pflanzlicher Biomasse vor (aus Andreae und Goldammer 1992). Umfang und Anteil der dabei freigesetzten Spurengase sind in Tabelle 28 zusammengestellt. In beiden Tabellen sind sowohl Brennholzverbrauch und Holzkohleproduktion, als auch die Verbrennung landwirtschaftlicher Ernterückstände enthalten. (Dies muss bei einem Vergleich mit dem folgenden Modell berücksichtigt werden.)

Eine eigene Modellrechnung versucht, die jährlich potentiell brennbaren Landflächen in den Tropen, die dabei verbrannte Biomasse und den dabei emittierten Kohlenstoff zu schätzen. Dieses Modell beruht auf einer überarbeiteten Auswertung von Vegetationskarten und Information über Biomassedichten und Feuerintervalle von Weiss (1990). In den in Abschnitt 5.1.2 (Tab.22-25) unterschiedenen drei "Fallgruppen" von Feuerszenarien (Netto-Waldumwandlungsrate, wiederholt brennende Waldflächen und wiederholt brennende Savannenflächen) können jährlich potentiell jeweils folgende Mengen von oberirdischer Biomasse verbrannt werden:



**Tab.27.** Globale Abschätzung des jährlichen Umfanges an Verbrennung pflanzlicher Biomasse und des dabei in die Atmosphäre emittierten Kohlenstoffes (nach Andreae und Goldammer 1992)

Verbrennungsvorgang bzw. Kategorie der Biomasse	Verbrannte Biomasse in Tg Trockensubstanz J <sup>-1</sup>			Freigesetzter Kohlenstoff in Tg J <sup>-1</sup> <sup>a</sup>
	Tropen	Außertropen	Insgesamt	
Waldumwandlung	1260	1150	2410	1080
Savannenbrände	3690	-	3690	1660
Brennholzverbrauch	1720	220	1940	880
Holzkohleproduktion	20	1	21	82
Landwirtschaftliche Ernterückstände	420	420	850	380
Weltweit insgesamt	7120	1800	8910	4080

<sup>a</sup> Zugrunde gelegt ist ein Anteil von 45% in darrtrockener pflanzlicher Biomasse. Für Holzkohle: siehe Andreae und Goldammer (1992)

### Waldumwandlung

Bei der Errechnung der verbrannten Biomasse über die Netto-Rate des Waldflächenverlustes wurden die in den einzelnen Kontinenten unterschiedlichen Holzvorräte und die übrige Biomasse berücksichtigt (Brown und Lugo 1984, 1990; s.a. Lieth 1975). Wie bereits oben angedeutet, fließen in die Berechnung die voll bestockten Flächen ein. Von der ermittelten oberirdische Biomasse werden dann aber nur 40 % als verbrannt angesehen, da bei der Waldumwandlung der größere Teil des starken Stammholzes nicht vollständig verbrennt, sondern nach dem ersten (ggf. weiteren) Feuerdurchgang verrottet; diese Schätzung wurde mit den Annahmen von Crutzen und Andreae (1990) abgestimmt. Insgesamt verbrennen aufgrund Schätzung, die auf veralteten FAO-Daten beruht und von daher als konservativ anzusehen ist, jährlich  $546 \times 10^6$  t pflanzlicher Biomasse durch Waldumwandlung.

**Tab.28.** Vergleich globaler Emissionen aus Biomasseverbrennung mit den gesamten globalen Emissionen (einschl. Biomasseverbrennung) (Andreae und Goldammer 1992)

Spurengas bzw. Komponente	Emissionsver-hältnis (im Vgl. mit CO <sub>2</sub> )	Emissionen <sup>a</sup>			Anteil	Referenz für die Einschätzung "Alle Quellen"
		Tropen	Weltweit	Alle Quellen		
CO <sub>2</sub> (netto, aus Entwaldung)	---	2400	2400	7600 <sup>b</sup>	32%	Bolin <i>et al.</i> (1986)
Verbrannter Kohlenstoff		3200	4080	---		
CO <sub>2</sub> (brutto, aus Verbrennung)	880	2820	3590	8790 <sup>c</sup>	41%	Bolin <i>et al.</i> (1986)
<b>Gase</b>						
CO	80	220	290	1100	26%	WMO (1985)
CH <sub>4</sub>	8	23	29	380	8%	Cicerone und Oremland (1988)
NMHC <sup>d</sup>	10	28	36	100	36%	Ehhalt <i>et al.</i> (1986)
N <sub>2</sub>	4,7	31	39	150	26%	Rosswall (1981)
N <sub>2</sub> O	0,1	0,7	0,8	≤6	≥16%	Vitousek (1991)
NO <sub>x</sub>	2,3	7,6	9,6	40	24%	Logan (1983)
NH <sub>3</sub>	1,3	4,3	5,5	44	12%	Andreae <i>et al.</i> (1989)
RCN	0,6	2,0	2,5	---	---	
SO <sub>x</sub>	0,25	1,9	2,4	200	1,2%	Andreae (1990)
COS	0,011	0,08	0,11	1,4	8%	Khalil und Rasmussen (1984)
CH <sub>3</sub> Cl	0,12	1,00	1,28	2,3	55%	WMO (1985)
H <sub>2</sub>	27	13	16	36	45%	Schmidt (1974)
<b>Aerosole <sup>e</sup></b>						
TPM <sup>f</sup>	25	70	90	1500	6%	Peterson und Junge (1971)
POC <sup>g</sup>	17	47	59	180	33%	Duce (1978)
EC <sup>h</sup>	2,5	7	9	22	40%	Turco <i>et al.</i> (1983)
Kalium	0,4	1,1	1,4	---	---	
Ozon	30	338	431	1100	39%	Crutzen (1988)

## Erläuterungen zu Tabelle 28 (S. 192):

- <sup>a</sup> Umfang der jährlichen Emissionen in Tg C (für CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub> und NMHC) und in Tg N, S und Cl für N- und S-Verbindungen und CH<sub>3</sub>Cl
  - <sup>b</sup> Entwaldung plus Verbrennung fossiler Energieträger
  - <sup>c</sup> Biomasseverbrennung plus Verbrennung fossiler Energieträger
  - <sup>d</sup> Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe (außer Isopren und Terpenen)
  - <sup>e</sup> Emissionsverhältnisse für Aerosole in g/kg C (CO<sub>2</sub>)
  - <sup>f</sup> Gesamtmenge an Partikeln (**total particulate matter**)
  - <sup>g</sup> Kohlenstoffpartikel einschließlich elementarem Kohlenstoff (**particulate organic carbon**)
  - <sup>h</sup> Elementarer Kohlenstoff (**elemental carbon**)
- 
- 
- =

## Regelmäßig wiederkehrende Feuer in Waldgesellschaften

In dieser Kategorie wurden zwei Typen von Brennvorgängen erfasst. Zum Einen wurde der heute vorherrschende Wanderfeldbau-Zyklus in diejenigen Waldgesellschaften gelegt, die bereits einer anthropogenen Nutzung und/oder Degradation unterlagen. Dabei wurde für die ermittelten Flächen des Wanderfeldbaues ein Zyklus von 15 Jahren und eine dann jeweils wieder nachgewachsene oberirdische Biomassedichte von 60 t ha<sup>-1</sup> angesetzt.

Eine weitere Kategorie sind die regelmäßig durch Bodenfeuer durchbrannten nichtimmergrünen Wälder und Koniferenwälder, bei denen lediglich Bodenstreu und Unterstand verbrannt werden. Es gibt eine große Reihe von Flächen, die auf diese Art jährlich durchbrennen, andere Flächen brennen lediglich alle 3 bis 5 Jahre durch. Bei einer durchschnittlichen Feuerfrequenz von drei Jahren verbrennen in den Laubwäldern dabei durchschnittlich 4 t ha<sup>-1</sup> (akkumuliertes Brennmaterial), in den Kiefernwäldern werden ebenfalls 4 t ha<sup>-1</sup> angesetzt, obwohl im Einzelfall die brennbare Streuauflage bzw. der vom Feuer konsumierte Unterstand erheblich höhere Auflagegewichte erreichen kann. Bei den von Feuern in Abständen von 10 Jahren verbrannten Buschformationen wurde eine Biomassedichte von 40 t ha<sup>-1</sup> angenommen.

Insgesamt können durch diese wiederholten Feuer in den verschiedenen Wald- und Buschformationen potentiell 1571x10<sup>6</sup> t Biomasse jährlich verbrannt werden.

## Savannenbrände

Die in den Savannen verbrannte Menge der Biomasse hängt im Wesentlichen von der Produktivität der Savannen ab. Feuchtsavannen mit hoher oberirdischer Biomasse, etwa in Westafrika, können jährlich zwischen 6 und 12 t ha<sup>-1</sup> produzieren, eine Menge, die eine ausreichende Grundlage für jährliche Feuer darstellt. In den Trockensavannen bietet eine oberirdische Nettoprimärproduktion von 2-3 t ha<sup>-1</sup> keine ausreichende Grundlage für jährliche Feuer, so daß die Feuerintervalle entsprechend länger werden. Die Feuerintervalle und die dabei jeweils verbrannte Biomasse müssen für die einzelnen Regionen der Tropen sorgfältig untersucht werden, da hier große Unterschiede zwischen den einzelnen Savanntypen auftreten. Da Informationen aus Einzeluntersuchungen nur beschränkt vorliegen, müssen Modellrechnungen für die gesamten Tropen ebenfalls auf Schätzungen gestützt werden, die insgesamt mit sehr großen Unsicherheiten behaftet sind.

Die Savannen stellen mit einem Verbrennungspotential von nahezu 8x10<sup>9</sup> t pro Jahr auf einer Fläche von 1,5x10<sup>9</sup> ha den größten Anteil der Verbrennungsvorgänge in den Tropen dar.

Die in Tabelle 25 zusammengefassten Werte stellen die Obergrenze der potentiell jährlich brennbaren

Biomasse dar (eine untere Grenze hat dieses Modell nicht). Bei einer gesamten, dem Feuer ausgesetzten Biomasse ( $10 \times 10^9$  t) können danach jährlich bis zu  $4,5 \times 10^9$  t (= 4,5 Pg) Kohlenstoff emittiert werden (brutto). Hierin sind weder Brennholzverbrauch noch landwirtschaftliche Abfälle enthalten.

Um dieses Modell mit den Obergrenzen anderer Hochrechnungen der Emission Kohlenstoff aus Vegetationsbränden vergleichen zu können, müssen die Anteile der Brandrodung, der Waldumwandlungen und Savannenbrände aus diesen Einschätzungen herausgezogen werden. In den Hochrechnungen von Crutzen und Andreae (1990) belaufen sich diese Emissionen von Kohlenstoff (brutto) auf jährlich 3,3 Pg, nach Tabelle 25 (Andreae und Goldammer 1992) auf 2,7 Pg. Nach dem Modell von Hao *et al.* (1990) werden in Wäldern und Savannen jährlich ca. 2,25 Pg Kohlenstoff aus der Verbrennung von 5,0 Pg Biomasse brutto emittiert. Die Integration von Vegetationsbränden in ein Biomemodell, das **High Resolution Biosphere Model** des Institutes für Angewandte Systemanalyse (IIASA), zeigt zur Zeit der Drucklegung dieser Arbeit eine Emission von 3,2 Pg für alle Biome (Mack 1992).

Die Emissionswerte aller in Tabelle 28 aufgeführten Elemente und Verbindungen, die auf den Abschätzungen der verbrannten Biomasse in Tabelle 27 beruhen, lassen sich auf ihr Emissionsverhältnis zu CO<sub>2</sub> zurückführen (ausführliche Herleitung in Andreae und Goldammer [1992]). Für die Emissionsberechnungen der anderen o.a. Modelle der Biomasseverbrennung sind die gleichen Emissionsverhältnisse analog zugrunde zu legen.

Die Unsicherheiten aller hier aufgeführten Schätzungen sind allerdings derart groß, so daß sie allenfalls Größenordnungen aufzeigen und sich als richtungsweisende Denkansätze verstehen lassen können. Die verschiedenen Einschätzungen der jährliche C-Emission um ca. 3 Pg aus weltweiten, aber vorwiegend tropisch-subtropischen Vegetationsbränden und die Obergrenzen der jährlich potentiell brennbaren Flächen bzw. Biomassen von ca. 4,5 Pg stellen einen Rahmen dar, den es zu verfeinern gilt.

Dennoch bietet sich ein Vergleich dieser vorläufigen Werte mit den Größenordnungen der Emissionen aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe an, die jährlich etwa 5,2 Pg (brutto = netto) Kohlenstoff in die Atmosphäre freisetzen (Bolin *et al.* 1986). Nach den o.a. Modellen ergeben sich damit obere jährliche Brutto-Emissionswerte von Kohlenstoff zwischen 7,45 und 9,7 Pg. Die Vegetationsbrände in den Tropen und Subtropen haben danach einen Anteil von etwa 30 bis 45 % an der gesamten derzeitigen Brutto-C-Emission.

Für eine Reihe von atmosphärenchemisch und klimatisch relevanten Gasverbindungen spielt es keine Rolle, um wie viel kleiner der Netto-Anteil der Kohlenstoffemission aus Biomasseverbrennung im Vergleich zu den Brutto-Werten ist. Der Bindung von atmosphärischem CO<sub>2</sub>-C durch die Vegetation, die nach dem Feuer wieder aufwächst, ist aber derart hoch, so dass die Bilanz des gesamten feuerbedingten Netto-Kohlenstoff-Flusses von terrestrischen Ökosystemen in die Atmosphäre geringer ausfällt. Bei den Modellen, die den Netto-Kohlenstoff-Fluß aus terrestrischen Ökosystemen in die Atmosphäre hochrechnen, wird daher im Wesentlichen die Netto-Entwaldungsrate zugrunde gelegt (z.B. Woodwell *et al.* 1983; Houghton *et al.* 1985; Detwiler und Hall 1988). Diese Vorstellung von Kohlenstoffverlagerung berücksichtigt allerdings nicht die Möglichkeit, daß die Verbrennung pflanzlicher Biomasse mit der Bildung von elementarem Kohlenstoff verbunden ist, der weder in der Atmosphäre verbleibt, noch von Pflanzen aufgenommen oder oxidiert werden kann.

### 5.3 Feuerinduzierte Ökosystemprozesse und mögliche Rückkoppelungseffekte

Aussagen über mögliche Auswirkungen der Biomasseverbrennung auf übergreifende ökosystemare und klimarelevante Prozesse übertreffen die Unsicherheiten über die Abschätzung der Größenordnung von Brandflächen in den Tropen und Subtropen. Bei der Ermittlung der verbrannten Biomasse und der daraus herzuleitenden Emissionen handelt es sich noch um eine relativ einfache, eindimensionale Problemstellung. Heute noch bestehende Unsicherheiten können technisch überwunden werden, z.B. über ein System der weltweiten Überwachung (satellitengestütztes Monitoring) von Bränden und der

terrestrischen Erfassung der betroffenen pflanzlichen Biomasse; eingeschränkte finanzielle Ressourcen sind bislang das wesentliche Hindernis für eine entsprechende Entwicklung. Der Impact der Tropenbrände auf die physikalische und chemische Umwelt, insbesondere auf klimawirksame Veränderungsprozesse in der Biosphäre, ist hingegen weitgehenden Imponderabilien unterworfen. Angesichts erwarteter anthropogener Veränderungen der Atmosphäre stellt sich auch die Frage, inwieweit die dadurch veränderten Klimabedingungen wiederum einen Rückkoppelungseffekt auf das Feuergeschehen in den Tropen haben können. Überlegungen hierzu sollen in den nächsten beiden Abschnitten zusammengefasst werden.

### 5.3.1 Mögliche Klimaveränderungen durch anthropogene Verbrennungsprozesse: Die Rolle des Tropenwaldes und der Tropenwaldverbrennung

Die Veränderung der Atmosphäre durch den anthropogenen Eintrag gasförmiger Verbindungen und Partikel und deren Auswirkungen auf klimawirksame Prozesse ist in den vergangenen Jahren zunehmend Gegenstand verstärkter Grundlagenforschung in der Luftchemie und Klimatologie. Dabei wurde eine Reihe von Modellen entwickelt, in denen der Kenntnisstand über die Auswirkungen der anthropogenen Veränderung verschiedener physikalischer und chemischer Eigenschaften der Biosphäre zusammengefügt wurden, um Aussagen über daraus resultierende Veränderungen des regionalen und globalen Klimas zu gewinnen (Intergovernmental Panel on Climatic Change [IPCC] 1990; Deutscher Bundestag 1990). Eine zentrale Rolle in den globalen Zirkulationsmodellen (**General Circulation Models [GCM]**) spielen die gasförmigen Verbindungen aus Verbrennungsprozessen und die Veränderung der Landoberflächen durch Landnutzungsänderungen.

#### Kohlendioxid und elementarer Kohlenstoff

Die wichtigsten Zirkulationsmodelle gehen davon aus, dass die Atmosphäre durch den modernen anthropogenen Eintrag und Verbleib von CO<sub>2</sub> verändert wird. Dies drückt sich beispielsweise darin aus, daß sich die Klimamodelle auf eine Atmosphäre beziehen, deren Gehalt an CO<sub>2</sub> doppelt so hoch wie zu Beginn der industriellen Revolution (ca. 260 ppm) ist (2xCO<sub>2</sub>-Klima). Trotz genereller Berücksichtigung der globalen Landnutzungsänderungen (vor allem die Entwaldung) in den Modellen des Kohlenstoffkreislaufes stehen damit die CO<sub>2</sub>-Emissionen aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe im Mittelpunkt. Dieser Denkansatz impliziert, dass vor dem Ansteigen des Bevölkerungswachstums und der Industrialisierung im 19. Jahrhundert ein stabiler Gleichgewichtszustand zwischen terrestrischen Ökosystemen, den Ozeanen und der Biosphäre bestanden haben muss, der durch diese neue Quelle von CO<sub>2</sub> gestört wird.

Derartige Annahmen stützen sich unter anderem auf die Rekonstruktion historischer und prähistorischer CO<sub>2</sub>-Gehalte der Atmosphäre. So zeichnet die Analyse der in Gletscher- und Polareis eingeschlossenen Luft ein deutliches Bild des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehaltes. Im Fall des antarktischen Vostock-Eiskerns lassen sich diese Merkmale bis 160.000 Jahre vor Heute zurückverfolgen (Barnola *et al.* 1987, 1991). Die dort festgestellten Schwankungen des atmosphärischen Kohlenstoffgehaltes sind eine Bestätigung der postulierten pleistozänen Klimaschwankungen, die sich durch die Änderungen und Wanderungsbewegungen der Vegetation rekonstruieren lassen.

Prozesse der Verlagerung von Kohlenstoff zwischen terrestrischen Ökosystemen und der Atmosphäre laufen aber selbst während stabiler Klimaperioden ab. Sieht man von der durch die Vegetationsdynamik bedingten und jahreszeitlich insgesamt gleichmäßigen Schwankungsbreite des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre (Keeling 1984; Thoning *et al.* 1989) ab, kann man auch insgesamt nicht von einem Gleichgewichtszustand des Kohlenstoff-Budgets zwischen Atmosphäre und terrestrischen Ökosystemen sprechen. Ein "Gleichgewichtszustand" (**steady state**) ist insofern eine Fiktion, da terrestrische Ökosysteme eine Kohlenstoffsene darstellen. Der Austrag von organischem Kohlenstoff aus den Wäldern und anderen Landökosystemen durch Transport über die Wasserläufe in die Ozeane stellt

beispielsweise eine solche Senke dar, und zwar auf einer sehr kontinuierlichen Basis (Schlesinger und Melack 1981; Lugo 1983; Lugo und Brown 1986). Die Fähigkeit der Böden, deren Gehalt an organischem Kohlenstoff global auf  $1\text{-}3 \times 10^{12}$  t geschätzt wird (Post *et al.* 1982), zusätzlichen Kohlenstoff zu binden, ist weitgehend unbekannt.

Derzeit wird jährlich ein Ansteigen des Kohlenstoffes in der Atmosphäre von ca.  $3 \times 10^9$  t beobachtet. Allein die Verbrennung von fossilen Brennstoffen setzt jährlich aber mindestens  $5,3 \times 10^9$  t in die Atmosphäre frei. Hinzu kommt der bislang nicht genau quantifizierbare Netto-Fluss von Kohlenstoff aus Waldumwandlung und Biomasseverbrennung (s.o.). Tans *et al.* (1990) stellten in der jüngsten kritischen Analyse über den Wissensstand des globalen Kohlenstoff-Flusses fest, dass die Differenz des Partialdrucks von  $\text{CO}_2$  ( $\delta_p \text{CO}_2$ ) zwischen den Ozeanen und der Atmosphäre eine Aufnahme von maximal 26 bis 44 % des derzeit in die Atmosphäre emittierten fossilen  $\text{CO}_2$ -C durch die Ozeane ermöglicht.

Das **missing sink** des heute emittierten Kohlenstoffes beträgt nach Tans *et al.* (1990) demnach ca.  $2,0\text{-}3,4 \times 10^9$  t  $\text{CO}_2$ -C pro Jahr. Eine große Reihe von Erklärungen bietet sich an: Steigende Waldflächen und Holzvorräte in den Ländern der ECE-Region (ECE/FAO 1986), insbesondere auch in der Sowjetunion (Holowacz 1985) und in der Volksrepublik China ( $61 \times 10^6$  ha Aufforstungen in Durchführung und projektiert bis 2050). Sedjo (1990) führt auch noch die Wiederbewaldung aufgelassener landwirtschaftlicher Flächen in den USA an, vor allem in der Folgezeit der Depression in den 30er Jahren.

Eine weitere Erklärung für das **missing sink** kann auch in der Biomasseverbrennung gesucht werden. Diese zunächst abenteuerlich anmutende These, dass Vegetationsverbrennung zu einer atmosphärischen Kohlenstoffsénke führen könnte, wurde erstmals von Seiler und Crutzen (1980) angeführt. Die Verbrennung pflanzlicher Biomasse ist mit der Bildung von elementarem Kohlenstoff verbunden, der weder in der Atmosphäre verbleibt, noch von Pflanzen aufgenommen, mikrobiell abgebaut oder oxidiert werden kann. Die Bildung von Holzkohle, die sich als Zeugen prähistorischer Brände über geologische Zeiträume hinweg erhalten hat, ist ein Vorgang, der die Funktion von Waldbränden als Kohlenstoffsénke verdeutlichen kann. Der elementare Kohlenstoff wird aber auch in schwarzen Rußpartikeln emittiert. Beim Abtransport des elementaren Kohlenstoffes in die Ozeane wird dieser in den Sedimenten praktisch unwiederbringlich abgelagert (Herring 1985), so dass es sich bei diesem Vorgang eindeutig um eine Senke von Kohlenstoff handelt (Fosberg *et al.* 1990).

Über die Größenordnung der weltweiten Bildung elementaren Kohlenstoffes bzw. von Holzkohle aus Biomasseverbrennung herrscht kein klares Bild. Daten von Fearnside *et al.* (unveröffentlicht, in Fearnside 1990) zeigen, dass bei Waldverbrennung in Amazonien etwa 3,6 % des Kohlenstoffes, der dem Feuer ausgesetzt war, als Holzkohle in Form von unvollständig verbrannter Biomasse am Standort verbleibt. Zusammen mit dem emittierten elementaren Kohlenstoff kann sich der gesamte Anteil des bei Biomasseverbrennung gebildeten und für die Neubildung von Vegetation nicht verfügbaren und hinsichtlich des Rückflusses in die Atmosphäre neutralen Kohlenstoffes auf 5-10% des feuerexponierten Kohlenstoffes belaufen (Crutzen und Andreae 1990).

Ob die Rolle derjenigen Vegetationsbrände, die in einer relativ stabilen Feuerklimax ablaufen (beispielsweise in den regelmäßig gebrannten Savannen, den laubabwerfenden und den Koniferen-Wäldern) eine größere Rolle als globale "pyrogene" Kohlenstoffsénke spielen, bleibt zu klären. Immerhin ist denkbar, daß bei gleichbleibender Nettoprimärproduktivität eines regelmäßig gebrannten Savannenstandortes, wie etwa in den afrikanischen Feuchtsavannen, ein erheblicher Teil des Kohlenstoffes in organischer und in elementarer Form durch Wind- und Wassererosion in marine Sedimente ausgetragen wird und rechnerisch durch atmosphärischen Kohlenstoff ersetzt werden muss.

### **Andere klimarelevante Spurengase**

Kohlendioxid, das um die Mitte der 80er Jahre etwa 70% der klimarelevanten, anthropogen emittierten Spurengase ausmachte (globales Erwärmungspotential), steht heute im Mittelpunkt der Diskussion um die anthropogene Klimaänderung. In einer neueren Untersuchung zeigen Lashof und Ahuja (1990) auf,

daß sich die relative Bedeutung für den "zusätzlichen Treibhaus-Schub" in der zweiten Hälfte der 80er Jahre verlagert hat. Danach ist das zusätzliche Erwärmungspotential lediglich zu 57% durch CO<sub>2</sub> bedingt. Neben der relativen Zunahme der Bedeutung von FCKW's (HCFC-22, CFC-11, CFC-12), deren Anteil am zusätzlichen Erwärmungspotential von ca. 9,5 auf 25% anstieg, verzeichneten insbesondere CH<sub>4</sub> und N<sub>2</sub>O einen anteilmäßigen Anstieg von 9 auf 12% bzw. 3 auf 6%. Methan und Stickstoffoxide, die aus Biomasseverbrennung entstehen, wirken sich nicht nur durch das vergleichsweise zu CO<sub>2</sub> höhere Absorptionspotential von Infrarotstrahlung aus, sondern auch durch ihre indirekte Wirkung über weitere Reaktionen. Beispielsweise führt die Anreicherung von O<sub>3</sub> und stratosphärischer Wasserdampfkonzentration durch NH<sub>4</sub> zur Erhöhung der strahlungsrelevanten Wirkung von CH<sub>4</sub> um ca. 70% (Lashof 1989). Hinzu kommt die Erweiterung von Verweilzeiten in der Atmosphäre: die oben erwähnte Koppelung von CH<sub>4</sub>-CO-OH führt zu einer Erhöhung der Verweilzeit von Methan in der Atmosphäre, da jedes emittierte CH<sub>4</sub>-Mol die Verweilzeit eines Moles Methan um 50% erhöht. Insgesamt ist davon auszugehen, dass das globale Erwärmungspotential (auf molarer Basis, relativ zu CO<sub>2</sub> = 1,0) von CO = 1,4, von CH<sub>4</sub> = 3,7 und von N<sub>2</sub>O = 180 ist (Lashof und Ahuja 1990).

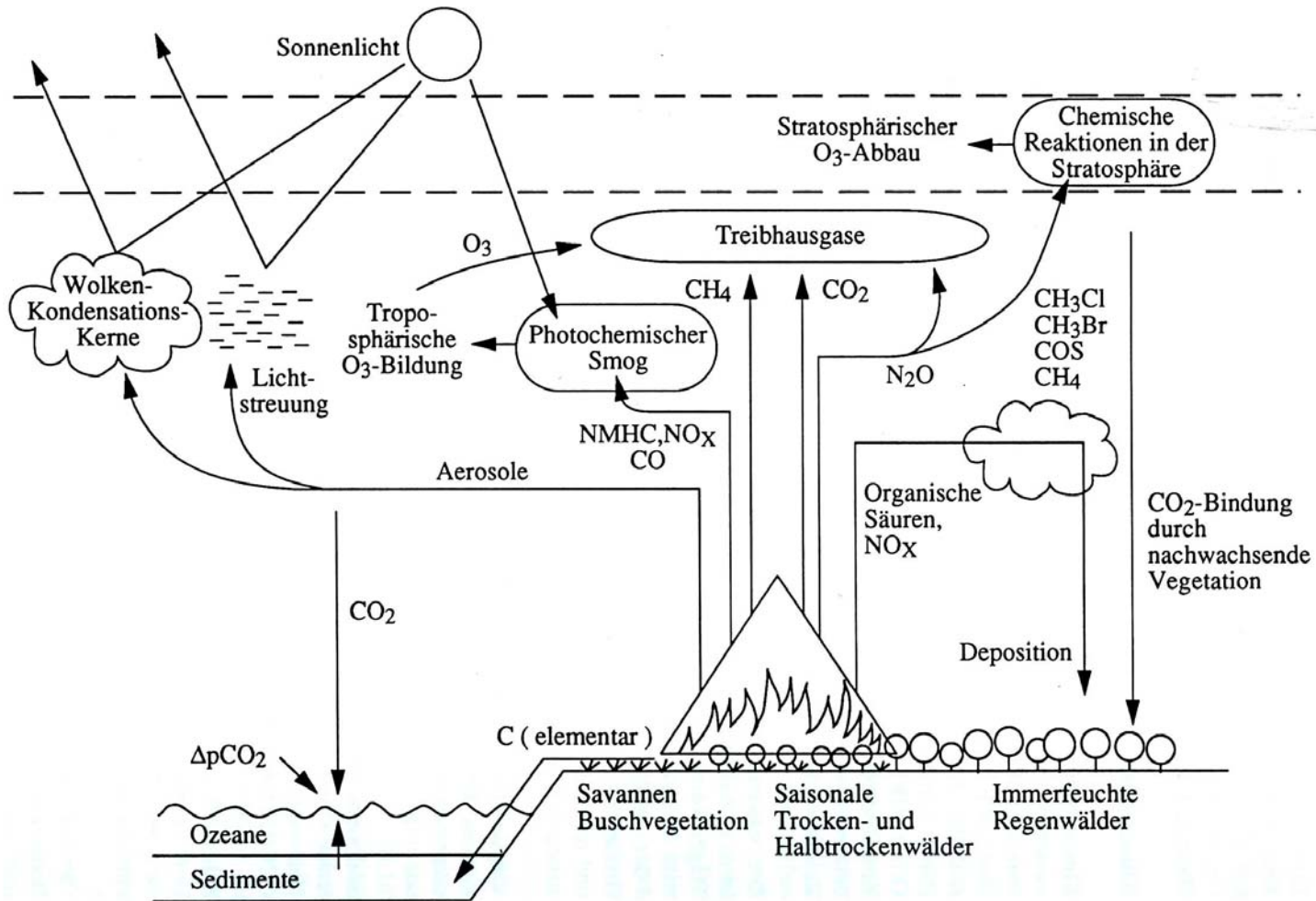
Von besonderer Bedeutung für das Erwärmungspotential ist Ozon. Ramanathan *et al.* (1985) messen dem troposphärischen Ozon einen Anteil am globalen Erwärmungspotential von etwa 15% zu. Die oben beschriebenen Ozonkonzentrationen in der mittleren und oberen tropischen Troposphäre (Abschn.4.2.1), die durch Biomasseverbrennung bedingt sind, können danach einen Anteil bis zur Hälfte des Erwärmungspotentials haben (Andreae 1991).

### **Impakt feuerinduzierter physikalischer Prozesse**

Neben den Spurengasen aus Biomasseverbrennung sind hinsichtlich ihrer strahlungsrelevanten Wirkung auch noch einige feuerinduzierte physikalische Phänomene zu berücksichtigen. Rauchpartikel aus Biomasseverbrennung, die in höhere Luftschichten eingetragen werden, stellen Kondensationskerne dar und verstärken die Wolkenbildung (Hallett *et al.* 1989). Inwieweit derart gebildete Wolkenschichten zu einer Veränderung der Strahlungsbilanz führen können, ist weitgehend ungeklärt.

Indirekte Auswirkungen des Feuers sind auch dann zu erwarten, wenn die einmal geänderten Feuerregime in degradiert Vegetation zur Etablierung von Savannen und Grasländern oder zur völligen Entblößung der Vegetationsbedeckung führen. Die Feuer-Degradation einer baumbedeckten, geschlossenen Vegetation in eine Savanne oder in Grasland führt zu einer Veränderung der Albedo von 0,07-0,13 (tropischer Regenwald) auf 0,15-0,19 (Savanne) bzw. 0,18-0,25 (Grasland)(Potter *et al.* 1975). Die Entfernung des Regenwaldes führt dabei nicht nur zum Rückgang des lokalen und regionalen Niederschlagspotentials (in Amazonien werden mindestens 50% des Niederschlages durch Evapotranspiration in die Atmosphäre zurückgeführt [Salati 1987]). Die Veränderung der vertikalen Zirkulation und die Reduzierung der Evapotranspiration verändert auch die Umverteilung von Sonnenenergie, die über Wasserdampf als latente Wärme abgeführt und über die obere Troposphäre in höhere Breiten neu verteilt werden kann. Hansen *et al.* (1984) kommen in einer Modellstudie zum Schluss, dass diese physikalischen Veränderungen einen starken Einfluss auf eine globale Klimaänderung haben werden.

Abb.42. Schematische Darstellung von Emissionen, Umformung und Verbleib einiger Spurengase aus Bränden in tropischer Vegetation





### 5.3.2 Tropenwald und Feuerszenarien in einem 2xCO<sub>2</sub>-Klima

Eine im Wesentlichen durch anthropogene Verbrennungsprozesse herbeigeführte Klimaänderung hat weitreichende Auswirkungen auf die Vegetation und konsequenterweise auf die Feuerregime selbst. Vorhersagen über die Entwicklung von Vegetation und Feuervorkommen in einem global veränderten Klima lassen sich bislang in begrenztem Umfang aus Klimamodellen ableiten.

#### Klimamodellierung

Klimamodelle sind mathematische Formulierungen von physikalischen Prozessen in und zwischen der Atmosphäre, den Ozeanen und den Landoberflächen (Washington und Parkinson 1986). Eine Reihe von globalen Zirkulationsmodellen wurden u.a. von der NASA, Goddard Institute for Space Studies (GISS), dem National Center for Atmospheric Research (NCAR), der Oregon State University (OSU), dem Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), dem Canadian Climate Center (CCC) und dem United Kingdom Meteorological Office (UKMO) entwickelt. Die Zusammenfassung der wissenschaftlichen Grundlagen zur Klimaänderung durch das Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC) stützen sich bei der Entwicklung von Emissions- und Klimaszenarien auf derartige Modelle (ausführliche Zusammenfassung in IPCC [1990]).

Die pessimistische Variante von vier Szenarien unterstellt, daß in den nächsten Jahrzehnten keine global spürbare Einschränkung der Emissionen von klimawirksamen Spurengasen zum Tragen kommt. Danach dürfte das 2xCO<sub>2</sub>-Klima etwa im Jahr 2025-2050 erreicht sein. Es wird davon ausgegangen, daß sich die globalen Durchschnittstemperaturen bis dann um 1 bis 4-5°C erhöhen werden. In den Tropen wird sich dabei die Temperaturerhöhung in der Größenordnung von etwa der Hälfte des globalen Mittels auswirken. Jahreszeitliche Extreme und regionale Unterschiede lassen diesen jährlichen Mittelwert allerdings als relativ wenig aussagekräftig erscheinen.

Von den fünf regionalen Szenarien, die mit Hilfe hochauflösender Modelle erstellt werden konnten (CCC, GFDL, UKMO), lassen sich im vorliegenden Zusammenhang die tropisch-subtropischen Szenarien Südasien (5-30°N, 70-105°O) und Sahel (10-20°N, 20°W-40°O) wie folgt zusammenfassen:

**Südasien:** In Südasien sind nach den verwendeten drei Modellen die Durchschnittstemperaturen während der Feuersaison (Dezember bis Februar) um 1-2°C erhöht und der Niederschlag um -5% (CCC) und +15% (UKMO) verändert. Für die Bodenfeuchte zeigen CCC/UKMO keine Veränderung, während GFDL eine Abnahme von 5% prognostiziert.

**Sahel:** Für die Sahelzone zeigen die Modelle in der Trockenzeit ebenfalls eine Zunahme von Durchschnittstemperaturen zwischen 1 und 2°C voraus. Die Niederschläge werden sich zwischen 5% (GFDL) und 10% (CCC) verringern (UKMO: unverändert). Die Bodenfeuchte erhöht sich dennoch um 5% (GFDL) bis 10% (UKMO)(CCC: unverändert).

Die für die Einschätzung von Feuerszenarien kritischen Parameter Niederschlag und Bodenfeuchte zeigen in diesen Regionen weniger starke Veränderungen, wie für Südeuropa und das zentrale Nordamerika; in diesen beiden Regionalszenarien sagen alle Modelle einheitlich einen Rückgang von Niederschlag und Bodenfeuchte für den Sommer (Brandsaison) voraus.

Neben den bislang aufgeführten Unsicherheiten bezüglich der Quellen und Senken klimarelevanter Spurengase bestehen auch erhebliche Unwägbarkeiten bezüglich der Wirkung von Wolken auf den Strahlungshaushalt. Die zusätzliche Wolkenbildung erfolgt nicht nur durch Kondensationskerne, u.a. aus Biomasseverbrennung, sondern auch durch höhere Luftfeuchte, wie sie als Folge des "Treibhausklimas" auftreten kann.

## Szenarien der Waldentwicklung und der Feuerregime

Nach dem bisherigen Stand der Klimamodellierung sind dennoch einige Aussagen über Feuerszenarien in einem 2xCO<sub>2</sub>-Klima möglich. Die Veränderung heutiger Feuerregime hängt, wenn man von dem Faktor Mensch zunächst absieht, von der potentiellen Vegetation, dem direkten Einfluß einiger veränderter Klimaparameter und den Witterungsextremen ab.

Die potentielle natürliche Waldvegetation in einem 2xCO<sub>2</sub>-Klima und damit die Veränderung bzw. die Wanderungsbewegungen der derzeitigen Vegetation können mit Hilfe modellierter Entwicklungen von Temperatur, Niederschlag, Bodenfeuchte, etc. ebenfalls modelliert werden. Ausführliche Arbeiten existieren hierzu für nordamerikanische Waldgesellschaften der gemäßigten Zone (Emanuel *et al.* 1985; Pastor und Post 1988, zusammenfassend vor allem in Shands und Hoffman 1987; EPA 1989; Topping 1989) und besonders für die boreale Nadelwaldzone (Kauppi und Posch 1988; s.a. Bolin *et al.* 1980; Duinker 1990). Die Waldentwicklungsszenarien zeigen polwärtige Arealveränderungen gemäßigter und borealer Waldgesellschaften. Sie sind auf günstigere Temperaturbedingungen, vor allem auch Verlängerung der Vegetationsperiode, im Norden (Arealgewinn) und dem Ausweichen vor Trockenstieß im Süden (Arealverlust) zurückzuführen.

Für die Tropen liegen einige Versuche der Modellierung von Arealveränderungen von Wald- und anderen Vegetationstypen vor, die sich auf eine Verschiebung der Holdridge-Lebenszonen (Holdridge 1947) stützen (Emanuel *et al.* 1985; Smith *et al.* 1992). Danach wird sich das Gesamtareal subtropischer Waldgesellschaften um insgesamt 22% verringern (Verlust von ca. 250x10<sup>6</sup>ha, davon 17x10<sup>6</sup> ha subtropischer Trockenwälder). Das Verbreitungsgebiet der tropischen Waldgesellschaften wird sich um 28% erhöhen (+530x10<sup>6</sup> ha). Der Zugewinn tropischen Waldlandes liegt vor allem im Bereich der Trockenwälder (ca.+400x10<sup>6</sup> ha). Die projizierte Zunahme von tropischen Trockensavannen bewegt sich in der Größenordnung von 210x10<sup>6</sup> ha.

Damit erhöhen sich die vegetationsbedeckten Flächen in den Tropen und Subtropen, die regelmäßig und in kurzen Abständen überbrannt werden (Trockenwälder und Savannen), um insgesamt etwa 700x10<sup>6</sup> ha.

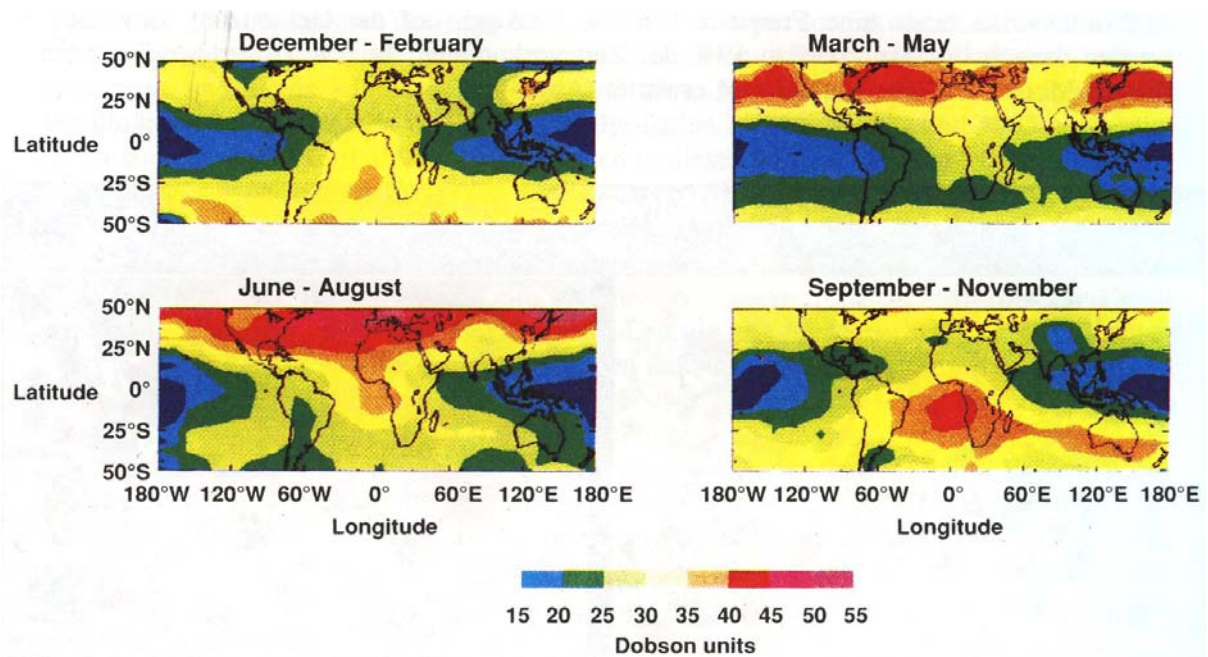
Die Anpassung des Artenspektrums, der Morphologie und der physiologischen Ökologie tropischer und subtropischer Waldgesellschaften an geänderte Klimabedingungen wird in einem langsamen Prozess erfolgen. Dieser Anpassungsprozess wird die Mortalitätsrate der Arten, die die Grenze ihrer ökologischen Amplitude erreichen, erhöhen. Erhöhte Mortalität kann dabei rein ökophysiologisch bedingt sein (Trockenheits-Stress), aber auch durch vermehrtes Auftreten sekundärer Schaderreger beschleunigt werden. Beispielsweise wird die Verlängerung der warm-trockenen Saison in den montanen und submontanen Kiefernwälder der Inner- und Randtropen das Vermehrungs- und Schadpotential rindenbrütender Insekten erhöhen. Gleiches gilt für blattfressende Schadinsekten oder auch Pilzkrankheiten, die sich einem veränderten Niederschlags- und Temperaturregime anpassen und ausbreiten können.

Damit ändert sich zunächst der Komplex des potentiell brennbaren Materials (abgestorbene stehende und liegende Bäume, Totholz) (Fosberg 1989; Joyce *et al.* 1990). Wildfeuer, die in diesem Brennmaterial Nahrung finden, können den Prozess der Transformation von Waldgesellschaften oder deren klimabedingte Degradation in Savannen beschleunigen oder aber auch qualitativ verändern.

Zusammen mit dem zunehmenden Einfluss anthropogener Feuer und der damit verbundenen "unnatürlichen" Feuerregime können bestimmte Regenerationsprozesse und die Neubildung von Wald völlig unterbunden werden. Eine andere denkbare Entwicklung ist die Invasion exotischer feuerangepasster Arten in die gestörten Ökosysteme. Eine Reihe von Beispielen aggressiver Einwanderung feuerangepasster Arten in subtropischen und mediterranen Biomen liegen vor. Im südlichen Florida stellt die eingewanderte *Melaleuca quinquenervia* (**paperbark tree**), die extrem feuerangepasst ist, mittlerweile eine starke Bedrohung der heimischen Vegetation dar (Wade *et al.* 1980). Im südlichen Afrika breitet sich *Hakea sericea*, eine serotine Buschart aus Australien, mittlerweile in über 20% der Wassereinzugsgebiete der Fynbos aus (van Wilgen *et al.* 1990).

In jedem Fall werden das Feuerrisiko und die Brennbereitschaft der Waldvegetation, die sich im Zustand des Überganges zu einem neuen Gleichgewichtszustand mit dem Klima befindet, erhöht. Inwieweit bei einer Geschwindigkeit der Klimaänderung, die nach den bisherigen Modellierungen höher ist, als beispielsweise während der pleistozänen Klimaschwankungen, ein Gleichgewichtszustand eine Fiktion ist, sei dahingestellt.

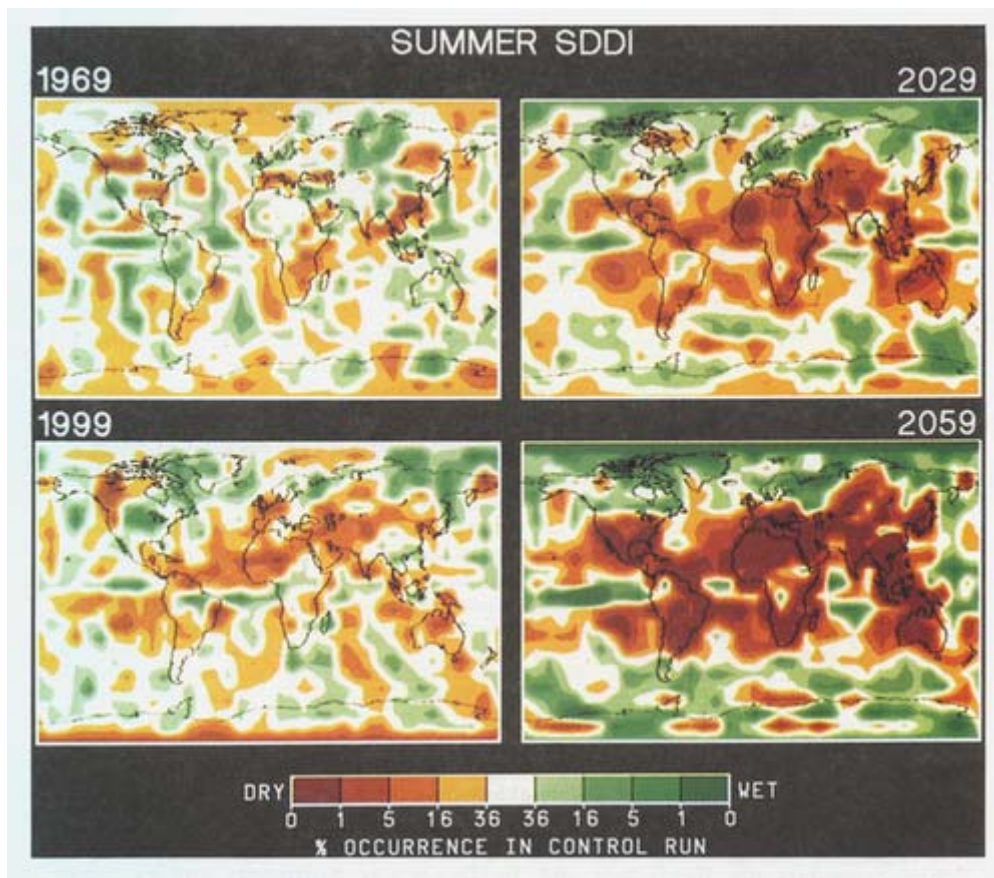
Ein weiteres Phänomen, das Einfluss auf Vegetationsmuster und Feuerregime haben kann, ist die Verschiebung von Vegetationsgürteln entlang von höhenzonalen Gradienten. Die Rekonstruktion pleistozäner Vegetationsgürtel in den tropischen Anden zeigt erhebliche Aufwärtsbewegungen der Waldgürtel und anderer Vegetation seit dem letzten Glazial (van der Hammen 1974; s.a. Flenley 1979a). Diese Tendenz der Höhenmigration von Waldgesellschaften wird sich in einem wärmeren Klima fortsetzen. Zum Einen kann ein Verlust der Arten und Vergesellschaftungen eintreten, die heute bereits die höchsten Höhenlagen besiedeln und dann nicht mehr weiter aufwärts wandern können. Zum Anderen kann die Erwärmung der montanen Lagen auch Einfluss auf Feuerregime haben, indem die Wasserrückhaltefähigkeit beeinflusst wird. Die heute noch schneetragenden Hochlagen der Anden oder der Himalayas können schneefrei werden. Dies wird zur Folge haben, dass die saisonale Verteilung von abfließendem Wasser gestört wird. Dies wird sich vor allem in den Tieflandlagen auswirken, in denen die Wassernachfuhr während der Trockensaison reduziert wird.



**Abb.43.** Saisonale Mittelwerte der Konzentrationen der troposphärischen Ozonsäule aus den TOMS- und SAGE-Daten von 1979-89 (in Dobson-Einheiten; s. Text). Die zweimonatigen Mittel September/Oktober und November/Dezember zeigen erhöhte troposphärische Ozonkonzentrationen in der südlichen Hemisphäre, die wahrscheinlich auf die Waldumwandlung und die Savannenbrände zurückzuführen sind. Die hohen Ozonwerte während der Brandsaison in den nördlichen Tropen Südasiens (März/April) können stärker durch industriell bedingtes Ozon kontaminiert sein. Die hier gezeigte Ozonproblematik ist Gegenstand geplanter Untersuchungen (Abschn.5.4) (Computergrafik: NASA, mit frdl. Genehmigung von J.Fishman; s.a. Fishman *et al.* 1990).

### Extreme Trockenisereignisse und andere abiotische Schäden

Für die Entstehungs- und Ausbreitungsbedingungen des Feuers in einem veränderten Klima sind besonders die Häufigkeit und die Dauer des Auftretens von extremen Trockenisereignissen von Bedeutung. In einer GISS-Modellstudie kommen Rind *et al.* (1990) zum Schluss, daß die Häufigkeit von Trockenisereignissen in Nordamerika in einem  $2xCO_2$ -Klima dramatisch zunehmen wird. Sowohl der **Palmer Drought Severity Index** als auch der neu entwickelte **Supply-Demand Drought Index [SDDI]** (Differenz zwischen Niederschlag und potentieller Evapotranspiration) - beide Indices sind Ausdruck der Differenz zwischen atmosphärischer Wasserversorgung und der benötigten Feuchtigkeit - steigen im global erwärmten Klima erheblich an. Während in höheren Breiten die durchschnittlich relativ kühlere Atmosphäre leichter mit zusätzlicher Feuchtigkeit saturiert werden kann und dort der Niederschlag ansteigt, sind die relativ wärmeren mittleren und niederen Breiten durch erhöhte potentielle Evapotranspiration gekennzeichnet, verbunden mit Defizit an Bodenfeuchte und erhöhtem Wasserstress der Vegetation. Extreme Trockenisereignisse, die in Nordamerika heute eine Frequenz von 5% (bezogen auf die Gesamtzeit) aufweisen, werden danach im Jahr 2050 zu 50% der Zeit vorkommen. In den Tropen werden nach diesem Modell ähnliche Verhältnisse erwartet (Abb.44).



**Abb.44. Supply-Demand Drought Index (SDDI)** für die Monate Juni-August auf Grundlage des GISS-Klimamodells (Emissionsszenario A). Die Farbskala bezieht sich auf die Häufigkeit eines gegebenen Trockenisindexes in einem 100-jährigen Kontrolllauf mit den Bedingungen der Atmosphäre von 1958. Die Ergebnisse zeigen ein starkes Ansteigen der Trockenisextreme bis zum Modelljahr 2059. Dunkelrot bzw. 1% bedeutet hier, dass extreme Trockenereignisse, die im Kontrolllauf weltweit zu weniger als 1% der Zeit vorkamen und zufällig und unregelmäßig verteilt waren, im nächsten Jahrhundert erheblich häufiger vorkommen werden, vor allem in den Tropen (Graphik: mit frdl. Genehmigung der NASA; s.a. Rind *et al.* [1991])

Die Abhängigkeit zwischen extremen Trockenisereignissen und Waldbränden ist evident. Die Synchronie von Tropenwaldbränden und Klimaschwankungen, die durch die El Niño-Southern Oscillation (ENSO) ausgelöst werden, wurde in Abschnitt 3.1.2 beschrieben. Wesentlich genauer konnten derartige Ereignisse in Nordamerika dokumentiert werden. Dort haben die feuerhistorischen Analysen von Koniferen (*Pseudotsuga menziesii*, *Pinus ponderosa* und *Pinus edulis*) in Arizona und New Mexico eine klare Abhängigkeit der Waldbrände von den Phasen der Südlichen Oszillation zwischen 1700 und 1985 aufgezeigt (Swetnam und Betancourt 1990). Danach traten in dieser Periode kleinere Waldbrände nach dem feucht-warmen Frühjahr auf (El Niño-Phase), während die großflächigen Waldbrände nach den trocken-kalten Frühjahren (La Niña-Phase) die Regel waren.

Weitere Störungen können durch ein erhöhtes Auftreten tropischer Stürme (Zyklone) entstehen. Tropische Zyklone beziehen ihre Energie im Wesentlichen aus der latenten Wärme, die im Wasserdampf über den Ozeanen enthalten ist. Die Voraussetzung hierzu ist im derzeitigen Klima, daß die Temperatur der Seewasseroberfläche 27°C oder höher ist. In einem Modell sagt Emanuel (1987) bei Berücksichtigung dieser Voraussetzungen und bei einer Erhöhung der Seewassertemperatur (an der Oberfläche) um 3°C eine Erhöhung der Destruktivität tropischer Stürme um 40% voraus. In der IPCC-Auswertung der Klimaszenarien wird gefolgert, dass die tropischen Stürme in ihrer Intensität im 2xCO<sub>2</sub>-

Klima zunehmen werden, daß aber aufgrund bestehender Unsicherheiten der Änderung der Zirkulation in den Tropen die Häufigkeit und die räumliche Verteilung tropischer Zyklone noch nicht vorhersagbar ist (IPCC 1990).

Für die Störungsprozesse in den tropischen Waldgesellschaften ist die Stärke der Zyklonen kritisch. In Abschnitt 3.1.4 wurde bereits angedeutet, dass die Zyklone für die Dynamik karibischer Wälder eine besondere Bedeutung haben und dass die Verbindung von Hurrikanschäden und Trockenisereignissen zum Auftreten von großen Waldbränden führen kann, die in dieser Region sonst nicht die Norm sind.

### **Gewitter- und Blitzschlagszenarien**

Die wichtigste natürliche Feuerquelle ist der Blitzschlag, dessen Verteilungsmuster und Häufigkeit in engem Zusammenhang mit der Oberhöhe konvektiver Wolken stehen (Williams 1985). Aus dieser Beziehung lässt das GISS-Zirkulationsmodell eine Modellierung von Blitzschlagszenarien zu (Fosberg *et al.* 1990). Danach wird sich im 2xCO<sub>2</sub>-Klima die Blitzschlagdichte (sowohl innerhalb der Wolken als auch vertikale Entladungen zwischen Wolken und Bodenoberfläche) weltweit um 26% erhöhen. Der Anstieg der Blitzschlaghäufigkeit ist nach diesem Modell in den Tropen und Subtropen ähnlich groß, wie in der gemäßigten Zone.

Eine erhöhte Blitzschlagfrequenz wird sich auf das Vorkommen von Bränden in Savannen und saisonalen Wäldern auswirken, insbesondere durch Trockengewitter gegen Ende der Trockenzeiten, in denen die Begleitniederschläge fehlen, die die Feuerausbreitung begrenzen könnten. Die Bedeutung der möglichen Zunahme natürlicher Feuer wird aber angesichts des vorhandenen und mit Sicherheit im kommenden Jahrhundert erhöhten anthropogenen Feuerdrucks vergleichsweise unbedeutend bleiben.

## **5.4 Die Rolle der Feuer der Tropen und Subtropen in der Biosphäre - eine Zusammenfassung**

Nach der zeitlichen und räumlichen Betrachtung der Rolle des Feuers in der Vegetation der Tropen und Subtropen und der Wechselwirkung mit atmosphärenchemischen Prozessen soll abschließend die Rolle des Feuers in der Biosphäre untersucht werden.

Die Beschreibung des Feuers im vorliegenden Kontext umfasste den Zeitraum von ca. 300 Millionen Jahren vor Heute bis zum Jahr 2050. Über geologische und evolutionäre Zeiträume hinweg hat das Feuer den Wald und andere Vegetation zwischen den Wendekreisen geformt und verändert. Darüber hinaus spielen die Wald- und Savannenbrände eine maßgebliche Rolle in biogeochemischen Prozessen, in denen die chemischen Elemente zwischen den biotischen und abiotischen Bestandteilen der Biosphäre transportiert werden und dabei eine Vielzahl von chemischen Reaktionen und physikalischen Veränderungen auslösen.

Der Stand des Wissens um die prähistorische und historische Rolle des Feuers in der Waldentwicklung impliziert die Feststellung, dass die feuerinduzierten ökosystemaren Prozesse einen "festen Platz" in der Biosphäre haben. Besteht dann ein Grund für besondere Aufmerksamkeit ?

Dies ist unbedingt zu bejahen. Denn die globalen Umweltverhältnisse haben sich in der jüngeren Geschichte der Menschheit derart stark geändert, dass hiervon auch die "Natürlichkeit" bzw. "Umweltverträglichkeit" der Rolle des Feuers in Wald- und anderen Vegetationsformationen in der Biosphäre betroffen sind und einem Veränderungsprozess unterliegen. Dieser ist durch folgende Prozesse gekennzeichnet:

- zunehmende Verdrängung bzw. Veränderung natürlicher Feuerregime durch anthropogene Feuerregime;

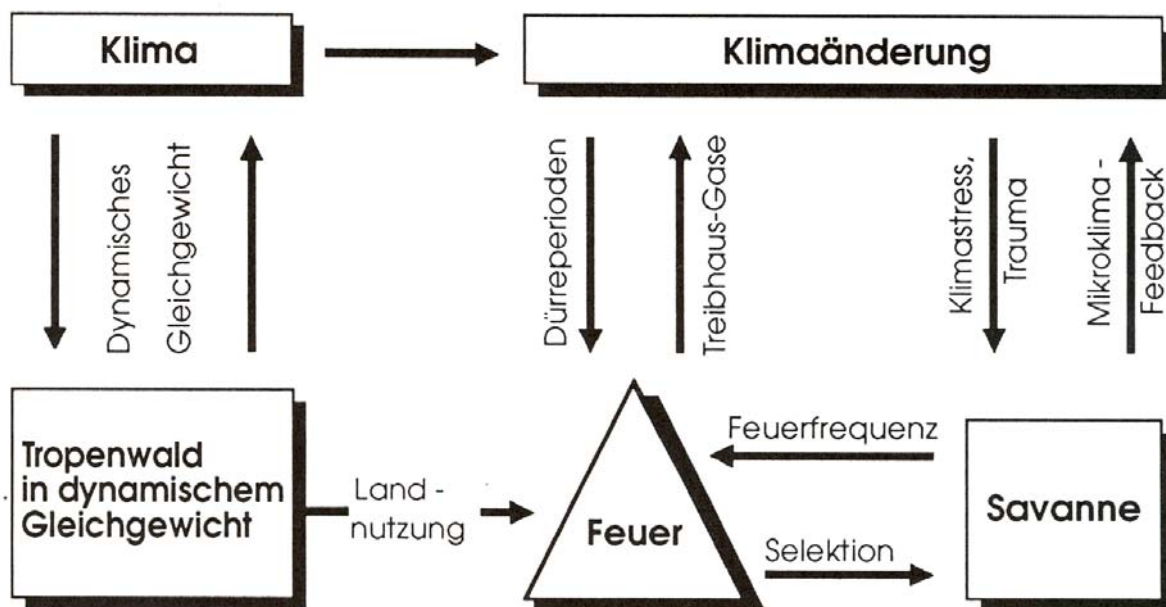


- der seit dem vergangenen Jahrhundert global stark zugenommene Prozess der Umwandlung von Wald in savannisierte Ödländer oder in Landnutzungssysteme mit geringeren oberirdischen Biomassedichten; und

- der Mitte des vergangenen Jahrhunderts einsetzende zusätzliche Eintrag von Treibhausgasen in die Atmosphäre durch Verbrennung fossiler Energieträger.

Die Rolle des Feuers in der Entwicklung tropischer und subtropischer Vegetation, die ursächlichen Zusammenhänge im Kontext von Bevölkerungsentwicklung und Landnutzungsänderung in diesem Raum und die postulierten oder bereits etablierten Rückkoppelungsprozesse zwischen Feuer, Vegetation und Atmosphäre bzw. Klima sind in Abbildung 45 schematisch zusammengefasst.

Durch den gesamten, sich zunehmend verändernden humanökologischen Impact auf die Biosphäre ist es schwer, den Beitrag der Vegetationsbrände auf regionale oder großräumige Rückkoppelungsprozesse "herauszufiltern". Der Grund liegt darin, daß die Emissionen aus natürlichen und halbnatürlichen Prozessen und die technogenen Emissionen in eine "gemeinsame Atmosphäre" hineingetragen werden, sich dort akkumulieren oder miteinander reagieren. Unumstritten ist die Tatsache, daß der Netto-Verlust von pflanzlicher Biomasse durch permanente Waldumwandlung zu einem Nettofluss von Kohlenstoff in die Atmosphäre führt. Umstritten ist aber die Höhe dieses Beitrages, auch wenn die ungefähre Größenordnung bekannt ist. Bereits eine Bewertung der nachhaltigen Auswirkungen der periodischen Feuer in Feuerklimaxwäldern und -savannen auf die chemischen Eigenschaften der Atmosphäre bereitet größere Schwierigkeiten. Hierbei ist wohl theoretisch unumstritten, wenn auch bislang noch nicht ausreichend quantifiziert, dass die Degradation von Feuersavannen auch zu einem Netto-Verlust von pflanzlichen Kohlenstoffvorräten führt.



**Abb.45.** Die Rolle des Feuers in der Degradation des tropischen Regenwaldes und die damit verbundenen Rückkoppelungsmechanismen (nach Goldammer 1990a).

Eine der provozierenden Fragestellungen um die Klimarelevanz der periodischen Feuer in den Ökosystemen, deren Nettoprimärproduktivität nachhaltig durch das Feuer nicht beeinträchtigt wird, liegt im bislang unbekanntem Umfang der Bildung elementaren Kohlenstoffes bei der Verbrennung und dessen Verbleib. Rein theoretisch kann die Bildung des nicht pflanzenverfügbaren und biologisch nicht

abbaubaren elementaren Kohlenstoffes in stabilen Feuerklimax-Gesellschaften zu einer Senke atmosphärischen Kohlenstoffes führen. Hier könnte dann die funktionelle Deutung des Feuers im Sinne eines regulativen Mechanismus der Gaia-Hypothese<sup>6</sup> ansetzen: Die Kohlenstoffbilanz der stabilen Savannen-Feuerklimax-Gesellschaften bewirkt, daß der aus Waldumwandlung über Verbrennungsprozesse in die Atmosphäre injizierte überschüssige Kohlenstoff wieder aus der Atmosphäre entfernt wird.

Theoretisch kann sich das Verhältnis von feuerbedingten Nettoflüssen von Kohlenstoff aus der Vegetation in die Atmosphäre einerseits und aus der Atmosphäre in terrestrische C-Senken andererseits irgendwann einpendeln und ausgleichen. Dieser Zeitpunkt ist dann erreicht, wenn die Waldvorräte in den Tropen weitgehend erschöpft oder geschützt sind und nicht mehr im heutigen Umfang zur Umwandlung zur Verfügung stehen, die Feuerklimax-Landschaften gleichzeitig aber unter unverändert regelmäßiger Feuerbeeinflussung stehen.

Der Stand des Wissens um den Eingriff des Menschen in die Waldökosysteme der Tropen weist trotz aller bestehenden Unsicherheiten auf eine Veränderung der lokalen, regionalen und globalen Umweltbedingungen hin. Da das Feuer in den relevanten Prozessen offensichtlich eine wichtige Rolle spielt, liegt der Gedanke nahe, über die Herausnahme des Feuers aus den Landschaften der Tropen und Subtropen eine Abschwächung oder Umkehrung der Entwicklung einzuleiten.

Über die Möglichkeit, mit Hilfe von Kompensationsaufforstungen, die das überschüssige CO<sub>2</sub> aus Verbrennung von fossilen Energieträgern und Biomasse aus der Atmosphäre zurückführen und langfristig binden können, sind bereits eine große Reihe von Hochrechnungen angestellt worden. Unter der Berücksichtigung der Vielfalt von Wuchszonen, Standortbedingungen und aufzuforstenden Arten ist der Phantasie der Modellierung praktisch keine Grenze gesetzt (vgl. insbesondere die postulierten **IPCC**

---

<sup>6</sup> Die Gaia-Hypothese, die maßgeblich von James **Lovelock** entwickelt wurde, postuliert, daß die Temperatur und Zusammensetzung der Erdoberfläche von der Gesamtheit der Lebensformen auf der Erde reguliert werden. Insbesondere die Atmosphäre, die hinsichtlich ihrer Zusammensetzung reaktiver Gase, des Oxidations-Zustandes, der Temperatur und der Albedo alles andere als in einem chemischen Gleichgewichtszustand ist, wird danach vom Wachstum und den metabolischen Aktivitäten der Summe aller Organismen erhalten (zusammenfassend in Margulis und Lovelock 1989). Die Gaia-Hypothese stützt sich auf die Tatsache, daß sich das Leben auf der Erde trotz extrem in- und extrinsischer Beeinflussungen bzw. Störungen über geologische Zeiträume hinweg erhalten hat. Dabei haben sich beispielsweise sowohl der Kohlendioxidgehalt als auch der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre in einem Zustand relativ enger Schwankungsbreite erhalten, deren Über- oder Unterschreiten das Leben auf dem Planeten unmöglich gemacht hätte. Ohne Leben auf der Erde wäre die Erdoberfläche in einem Zustand, dessen Eigenschaften zwischen denen von Mars und Venus anzusiedeln wären. Diese "gaianische" Betrachtung der Erde brachte viele Anhänger der modernen Evolutionsbiologie und Ökologie zur radikalen Abkehr des Konzeptes, das eine Anpassung des Lebens auf der Erde an eine im Wesentlichen statische Umwelt postulierte.

Die Überlegung liegt nahe, dem Feuer eine Funktion in biosphärischen Regulativmechanismen zuzuweisen, etwa im Sinne der **Gaia**-Hypothese. Eine Erklärung einer **natürlichen** regulativen Biosphärenfunktion des (natürlichen) Feuers könnte in einer möglichen Analogie zur Funktion von Feuer und anderen Störungen in terrestrischen Ökosystemen gesucht werden. Dort kann das Feuer beispielsweise eine Rolle in der Stabilisierung eines Waldökosystems oder einer Landschaft spielen. Derartige Beispiele wurden in den vorherigen Abschnitten beschrieben: Das regelmäßige Auftreten von natürlichen Feuern unterschiedlicher Intensität, Intervalle und Flächenausbreitung (bezogen auf die Ebene der Landschaft) kann langfristig ein Höchstmaß an Stabilität von Waldgesellschaften erzeugen oder zumindest dazu beitragen. Das Gleichgewicht zwischen Feuer und Waldlandschaft ist dabei nicht statisch, sondern eben extrem dynamisch oder "pulsierend".

Eine weitere "gaianische" Rolle des Feuers kann in den Wirkungen der Aerosole aus Biomasseverbrennung gesehen werden. Die Rauchpartikel reflektieren Sonneneinstrahlung direkt bzw. indirekt über ihre wolkenbildende Wirkung (Kondensationskerne). Diese Effekte können sich global soweit aufaddieren, daß sie zu einer Abkühlung der Erdatmosphäre in einer Größenordnung von 2 W m<sup>-2</sup> führen (Dickinson 1992). Der derzeitige Umfang der Biomasseverbrennung hat demnach gegenwärtig einen den zusätzlichen Treibhauseffekt mindernden Einfluß.



**Response Strategies** [IPCC 1990], s.a. Brown *et al.* [1986]; DOE [1988]; BML [1990]; Burschel und Weber [1990]; Mohnen *et al.* [1991]; Goldammer [1992e]).

Eine Hochrechnung von Houghton (1990) über den möglichen Umfang von Kompensationsaufforstungen in den Tropen ergibt, dass auf ca.  $500 \times 10^6$  ha ehemaliger Waldflächen und auf zusätzlich  $365 \times 10^6$  ha in Wald umzuwandelnden SHAG-Flächen bei einer durchschnittlichen C-Bindung von  $1,7 \text{ t C ha}^{-1}$  insgesamt  $1,5 \times 10^9 \text{ g J}^{-1} \text{ C}$  für die Dauer von 100 Jahren gebunden werden könnten. In Tabelle 29 wird eine Hochrechnung über den Umfang von Aufforstungsflächen unter Wuchsbedingungen der gemäßigten Zone, der Subtropen bzw. der Tropen wiedergegeben, die notwendig sind, jährlich  $5 \times 10^9 \text{ g C}$  jährlich zu binden (Goldammer 1992e).

**Tab.29.** Größenordnung der notwendigen Aufforstungen in verschiedenen Regionen und Aufforstungs- bzw. Waldtypen der Erde, die erforderlich sind, jährlich 5 Gt C zu binden (Goldammer 1992e)

Region und Aufforstungstyp	Effizienz der C-Bindung ( $\text{t C ha}^{-1} \text{J}^{-1}$ )	Benötigte zusätzliche Waldfläche (mio ha)
<u>Subtropen</u>		
Plantagen mit schnellwachsenden Baumarten	7,50	670
<u>Tropen</u>		
Plantagen mit schnellwachsenden Baumarten (obere Leistungsgrenze)	9,20	520
<u>Gemäßigte Zone</u>		
Herkömmlicher Waldtyp	1,35	3700
Intensiv bewirtschaftete Nadelholzwälder	2,50	2000

Für die gesamte jährliche C-Emissionsleistung der Bundesrepublik Deutschland bzw. eines mittelgroßen Kraftwerkes (700 MW;  $1,5 \times 10^6$  t C-Emission pro Jahr) ist die Berechnung in Tabelle 30 wiedergegeben (Goldammer 1992e).

**Tab.30.** Umfang der notwendigen Aufforstungsflächen, um die CO<sub>2</sub>-Emissionen aus dem Energiesektor der Bundesrepublik Deutschland bzw. eines mittelgroßen Kraftwerkes (700 MW; 1,5 mio t C-Freisetzung pro Jahr) in der pflanzlichen Biomasse zu binden (Goldammer 1992e)

Zielprojektion	Jährliche Emission (mio t) von CO <sub>2</sub> (bzw. C)	Notwendige Aufforstungsfläche			
		Deutschland		Tropen	
		Niederwald (Kurzumtrieb)	Hochwald (Langumtrieb)	Leistungsschwache Standorte	Leistungsstarke Standorte
Bindung der gesamten CO <sub>2</sub> -Emissionen in der Bundesrepublik	1.067 (291)	54 mio ha	112 mio ha	104 mio ha	30 mio ha
Bindung der CO <sub>2</sub> -Emissionen eines Steinkohlekraftwerkes (700MW)	4,2 (1,15)	442.308 ha	212.963 ha	410.714 ha	119.791 ha

Genauso theoretisch und weit davon entfernt, die Vielfalt von sozioökonomischen und ökologischen Imponderabilien berücksichtigen zu können oder zu wollen, ist folgendes Gedankenexperiment: Der große Teil der tropischen Feuersavannen sind potentiell Wald- oder Buschland. Bei Ausschluss des Feuers ließe sich die Biomassendichte auf diesen Savannenflächen erheblich steigern. Gleiches trifft für die nicht als Savannen definierten offenen und degradierten Waldgesellschaften zu, die eine erheblich höhere oberirdische Biomasse binden können, wenn der Einfluss des regelmäßigen Durchbrennens ausgeschlossen wird. Wenn es beispielsweise gelingen würde, die regelmäßigen unkontrollierten Wildfeuer auf  $1500 \times 10^6$  ha von Feucht- und Trockensavannen und offenen Wäldern auszuschließen oder so zu steuern, daß dadurch über einen Zeitraum von 20-50 Jahren jährlich in der Baum- und Strauchschicht ein zusätzlicher Zuwachs und Vorrat oberirdischer Biomasse von  $2,0 \text{ t ha}^{-1}$  gebildet und damit etwa  $1 \text{ t C ha}^{-1}$  gebunden werden könnte, dann könnten für diesen Zeitraum dabei ebenfalls jährlich  $1,5 \times 10^9$  g C pro Jahr gebunden werden.

Die Zielsetzung einer derartigen **no-fire policy** des Feuer-Managements der savannisierten tropischen Landschaften wäre nur als Teil der Strategie eines integrierten globalen Ökosystem-Managements

denkbar. Dieser müssten alle übrigen lokalen Zielsetzungen des Land-Managements untergeordnet werden. Der Weg zur Implementierung des Schutzes tropischer Vegetation vor Feuer ist beispielsweise über den Aufbau stabiler agroforstlicher Systeme theoretisch denkbar, er besitzt allerdings ebenso wenig Aussicht, realisiert werden zu können, wie die Aufforstung nährstoffarmer Böden.



**Abb.46.** Auf großen Flächen der Tropen kann die von regelmäßigen Feuern geschützte Savannenvegetation sich progressiv weiter zu einer Waldsavanne oder zu einem geschlossenen Wald entwickeln. Die in der rechten Bildhälfte gezeigte feuergeschützte Savannenfläche (rechts des Tal-Einschnitts bzw. der Feuerschutzstreifens) ist ein Zufallsergebnis des Feuerschutzes einer Aufforstung im Jebel Marra Forest Circle (Sudan). Die Dichte der pflanzlichen Biomasse in dieser Fläche bewirkt eine höhere Kohlenstoffbindung als die ungeschützte Feuersavanne. Aus der Sicht des Artenschutzes sind derart geschaffene Habitate von großem Interesse (Photo: Goldammer, 1991).

In Tabelle 31 sind abschließend noch eine Reihe von Varianten wiedergegeben, die die Größenordnung der unter (Feuer-)Schutz zu stellenden oder zu rehabilitierenden Vegetation veranschaulichen, die für die Bindung der jährlichen C-Emission eines mittelgroßen Kraftwerkes notwendig ist (Goldammer 1992e).

**Tab.31.** Umfang der vor Umwandlung oder Degradierung zu schützenden Vegetationsflächen bzw. Umfang der Wiederherstellung der "Biomasse-Tragfähigkeit" degradierter Vegetation, um die jährliche C-Freisetzung eines mittelgroßen Kraftwerkes (700 MW; 1,15 mio t C-Freisetzung/Jahr) kompensieren zu können (Goldammer 1992e)

Ausgangsvegetation (zu schützen bzw. zu rehabilitieren)	Zielbestockung	Erhöhung oder Erhalt der C-Bindung (t ha <sup>-1</sup> ) von → auf	Notwendige Schutzfläche
Tropischer Regenwald	Vermeidung der Degradierung bzw. Umwandlung in einen wiederholt gestörten Sekundärwald	298↔124	6600 ha
Degradierter bzw. sekundärer tropischer Regenwald	Schutz des degradierten Waldes (Sekundärwald) und Überführung in Ausgangszustand	124→298	6600 ha
Tropischer nicht-immergrüner Wald	Vermeidung der Degradierung in eine Baumsavanne	238↔124	10.000 ha
Tropische Baumsavanne	Schutz der Baumsavanne und Überführung in einen höher bestockten Bestand	124→238	10.000 ha
Tropische Baumsavanne	Vermeidung der Degradierung in eine Grassavanne	124↔52	16.000 ha
Tropische Grassavanne	Schutz und Überführung in eine tragfähigere Baumsavanne	52→124	16.000 ha

### 5.4.1 Neue Wege der Forschung

Seit der Einführung des Begriffs "Biosphäre" im vergangenen Jahrhundert durch Süss (1875), der darunter die Gesamtheit des organischen Materie auf der Erde verstand, hat sich dieser Begriff in eine Dimension erweitert, die das gesamte planetarische System umfasst, welches das Leben auf der Erde erhält und enthält. Nach Botkin (1989) subsumiert sich unter diesem Begriff die Gesamtheit aller Lebensformen und die mit ihnen in aktivem Austausch stehenden Ozeane, Sedimente und die Atmosphäre.

Mit zunehmendem Wissensstand um die ökologischen Vorgänge auf der Erde zeigt sich, dass der traditionelle, fragmentierte (disziplinäre) Ansatz der Ökologie mit der Komplexität der wissenschaftlich anzugehenden und zu klärenden Fragestellungen nicht fertig wird. Talbot (1989) hat daher auch den Begriff der holistisch konzipierten Wissenschaft der Biosphäre (**science of the biosphere**) vorgeschlagen; Botkin (1989) hat dieses Ziel als **new science** bezeichnet, und Margulis und Lovelock (1989) die Entwicklung einer integrierenden Wissenschaft der "Geognosie" (**geognosy**, Geognosis) vorgeschlagen.

Die Klärung der Rolle des Feuers in globalen Ökosystemprozessen ist ein geeignetes Beispiel für die Notwendigkeit eines integrativen biosphärenwissenschaftlichen Ansatzes (Abb.47). Denn die indirekten Auswirkungen des Feuers in den terrestrischen Ökosystemen, die Qualität, der Verbleib und die weitere Umformung der Verbrennungsprodukte spielen in Vorgänge der Biosphäre hinein, die sich weit über den unmittelbaren physischen Impact des Feuers hinaus auswirken.

Die Auswirkungen der Biomasseverbrennung in den Tropen und Subtropen zeigen eine große Zahl ungelöster Fragestellungen auf. Die Frage, welche Rolle die Verbrennungsprozesse für eine nachhaltige Veränderung der Atmosphäre eine Rolle spielen, muss sich einer großen Reihe von Unbekannten stellen. Vor allem gilt es zu klären, welchen Stellenwert die heutige Biomasseverbrennung im Vergleich zu den prähistorischen und historischen Feuervorkommen hat.

Die Notwendigkeit, einen multidisziplinären Weg der Klärung feuerinduzierter Prozesse zu gehen, zeigt nicht nur die Relevanz atmosphärenwissenschaftlicher und klimatologischer Überlegungen. Auch die Ozeane und die Sedimente der Ozeane spielen in dem gesamten Komplex des Transportes, des Umbaus und Verbleibes der Elemente der Spurengase und Elemente aus Biomasseverbrennung hinein (Crutzen und Goldammer 1992). Das Beispiel des Kohlenstoffes, der in verschiedenen Spurengasen vorkommt und den "Treibhauseffekt" ermöglicht, steht dabei im Mittelpunkt des Interesses.

Dabei bemüht sich die Klimamodellierung derzeit besonders um die Klärung des weitgehend unsicheren Kenntnisstandes über die Fähigkeit der Ozeane, CO<sub>2</sub> aufzunehmen. Aus dem Blickwinkel der Biomasseverbrennung ist die Menge des emittierten elementaren Kohlenstoffes, dessen Transport und Verbleib von Interesse. Denn die theoretische Möglichkeit, dass Feuer in stabilen Feuerklimaxgesellschaften über die Bildung von elementarem Kohlenstoff, der anschließend langfristig in den Sedimenten der Ozeane deponiert wird, eine atmosphärische Kohlenstoffsänke darstellen können, ist eine kritische und gleichsam faszinierende Fragestellung.

Die geeigneten forschungspolitischen Rahmenbedingungen für eine integrierte multi- und interdisziplinäre Forschung in der Biosphärenwissenschaft sind bereits vorhanden, insbesondere über das Internationale Geosphäre-Biosphäre-Programm (**International Geosphere-Biosphere Program [IGBP]**)(z.B. IGBP 1990). Als eines der IGBP-Kernprojekte ist das **International Global Air Chemistry (IGAC)**-Programm der organisatorische Träger des Projektes **Impact of Biomass Burning on the World Atmosphere (Biomass Burning Experiment [BIBEX])**, in dem die terrestrische Feuerökologie mit der Atmosphärenchemie und der Biogeochemie zusammengeführt wird (IGAC 1990, IGBP 1990).

Das in Abschnitt 5.2.1 und Abbildung 43 aufgezeigte Phänomen der troposphärischen Ozonkonzentration über dem südlichen Atlantik, das als Ergebnis der Biomasseverbrennung bei den Savannenbränden im südlichen Afrika und bei der Waldumwandlung im Amazonasbecken angesehen wird (Fishman *et al.* 1990), ist ein Beispiel für eine multidisziplinäre Fragestellung. Mit der Formulierung von STARE (Andreae

et al. 1992) wird dieses Phänomen in einer internationalen Messkampagne im Jahr 1992 untersucht. Dabei spielt sich das experimentelle Vorgehen in zwei multinationalen Experimenten ab. Die westliche und zentrale Region der Messkampagne (Südamerika, Atlantik) wird durch amerikanisch-brasilianische Untersuchungen der Qualität und des Transportes der Emissionen aus Biomasseverbrennung (im Wesentlichen NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>y</sub>, HNO<sub>3</sub>, PAN, NMHC, CO, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> und O<sub>3</sub>) am Boden, in mittleren Höhen über den Emissionsquellen und in der südatlantischen Troposphäre untersucht (TRACE-A, vgl. Fishman et al. 1991). Der östliche Teil des Experiments (SAFARI) ist die spiegelbildliche Untersuchung im südlichen Afrika, bei der neben den feuerökologischen und meteorologischen Untersuchungen ebenfalls die flugzeug- und sondengestützten Messungen durchgeführt werden. Diese räumlich sehr umfassende Messkampagne ist ein erster Schritt in die Richtung einer integrierten Analyse der Auswirkungen tropischer Feuer auf regional bedeutsame Prozesse, in die sich auch die Feuerökologie bzw. die Forstwissenschaft mit einbringen sollten.

## **6. Zusammenfassung und Ausblick**

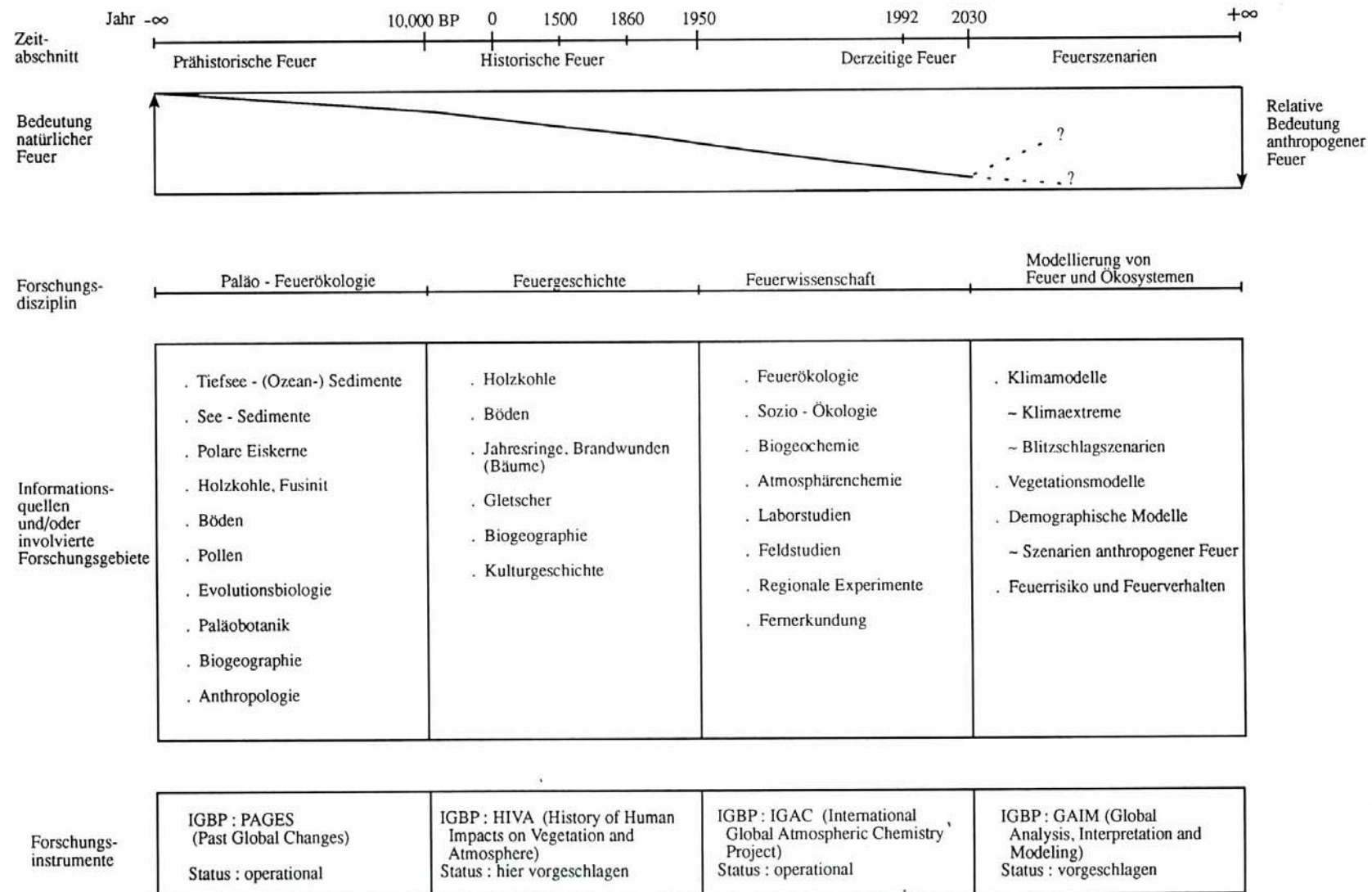
Zielsetzung der vorliegenden Synopse ist die Erarbeitung eines umfassenden Bildes und der systematischen Einordnung der Feuerökologie tropischer und subtropischer Waldformationen und ihrer Degradationsformen. Damit wird der Kenntnisstand der Feuerökologie der Vegetationszonen der Erde, von denen die gemäßigte und die boreale Zone bereits sehr weitgehend aufgearbeitet wurden, ergänzt.

Die wichtigsten Ergebnisse werden wie folgt zusammengefasst:

### **Natürliche und anthropogene Ursachen der Feuer**

Sowohl natürliche als auch anthropogene Feuer lassen sich grundsätzlich, wenn auch örtlich nicht überall belegt, in allen Wald- und Savannenformationen der Tropen und Subtropen bis in das Pleistozän nachweisen.

Abb.47. Übersicht der Forschungsgebiete und Informationsquellen der Feuerökologie im Rahmen einer Wissenschaft der Biosphäre



Mit der ältesten Datierung der Feuernutzung durch Hominide vor ca. 1,5 Millionen Jahren ergibt sich die Obergrenze eines Zeitrahmens, von dem an prähistorische und historische anthropogene Feuerereignisse und Feuerregime sich nicht mehr klar von natürlich entstandenen Feuern abgrenzen lassen. Damit ist der Nachweis über den Grad der "Natürlichkeit" eines Feuerökosystemes nicht eindeutig zu führen.

Mit Beginn des Holozän setzt in den wechselfeuchten Tropen trotz des vorherrschenden waldfreundlichen Klimas eine zunehmende Savannisierung der Waldvegetation durch Feuernutzung ein. Die durch Feuer und andere landeskulturell bedingte Degradationseinflüsse "aufgebrochenen" Waldgesellschaften entwickeln zunehmend Eigenschaften von Feuerökosystemen, die aufgrund ihrer erhöhten Brennbarkeit auch einem steigenden Einfluss natürlicher Feuer unterliegen. Der erhöhte Bevölkerungsdruck im Raum der Tropen während der letzten Jahrzehnte bringt aber einen starken Anstieg der anthropogenen Feuer mit sich, so dass natürliche Feuerklimaxgesellschaften zunehmend durch anthropogene Feuerklimaxgesellschaften verdrängt werden.

### **Feuerregime und Anpassungsformen**

Die Feuerregime der tropischen Vegetation werden durch Gradienten ökologischer und anthropogener Störungsintensität bestimmt. In ungestörten Regenwaldformationen des perhumiden Äquatorialklimas ist das Auftreten von Feuer an anomale Oszillationen oder Schwankungen des Klimas gebunden, die in einer Periodizität von bis zu einigen Hunderten oder Tausenden von Jahren auftreten. Feuer mit derart langen Rückkehrintervallen stellen besonders dann einen "katastrophenartigen" Eingriff in die pflanzlichen und tierischen Lebensgemeinschaften dar, wenn sie großflächig auftreten; ein Zeitraum von Jahrzehnten bis Jahrhunderten ist notwendig, den "Vor-Feuer-Zustand" wieder zu erreichen. Derartige Feuer sind in den heutigen Regenwaldbiomen Südamerikas, Asiens und Australiens nachgewiesen. Eine Arbeitshypothese geht davon aus, daß das Feuer in der savannisierten Vegetation des Pleistozän eine phylogenetische Funktion erfüllt hat, indem es den Genfluss zwischen den Regenwaldrefugien unterbunden und damit die Prozesse isolierter Differenzierung erfüllt hat.

Mit zunehmender Saisonalität und steigendem anthropogenen Druck auf den Tropenwald verkürzen sich die natürlichen bzw. halbnatürlichen Feuerintervalle. In den Feuchtsavannen, die bei Feuerauschluss zum großen Teil potentielle Waldstandorte darstellen, betragen die Feuerintervalle heute meist ein Jahr. In den laubabwerfenden Monsunwäldern treten Flächenfeuer häufig zwei Mal jährlich, in Extremfällen sogar drei Mal jährlich auf.

In diesen Wald- und Savannenformationen ist der Feuereingriff aufgrund der vielfältigen Anpassungsformen weniger einschneidend; das Erreichen des Ausgangszustandes erfolgt in einem Zeitraum, der dem durchschnittlichen Feuerintervall entspricht.

### **Tragfähigkeit der Feuerklimaxgesellschaften**

Der Feuereinfluss ist ein Störfaktor, der, räumlich und zeitlich gesehen, ein hohes Maß an Dynamik in der Vegetationsstruktur und -zusammensetzung bewirkt. Dabei werden eine Vielzahl von potentiellen Habitaten für Wild- und Haustierarten geschaffen, die sich insbesondere durch die offene räumliche Struktur der Feuerklimax (Befriedigung der Raumannsprüche) und durch die Stimulation von Weide- und Verbissgrundlagen (adäquates Nahrungsangebot) auszeichnen. In diesen Feuerklimaxgesellschaften (laubabwerfende Wälder, Koniferenwälder und die Baum-, Strauch- und Grassavannen) ermöglicht der Einsatz des Feuers die Nutzung einer großen Reihe von Nicht-Holzprodukten.

Die Dualität der Rolle des Feuers ist aber besonders in diesen Waldgesellschaften deutlich. Während einerseits die Produktivität und Tragfähigkeit dieser seralen Vegetationsformen besonders hoch sind, kann ein Übermaß an Feuer (Verkürzung der Feuerintervalle) und Nutzungsdruck (insbesondere durch die Weidewirtschaft) zu starker Degradation der Standorte führen.



## **Forstwirtschaftliche Bedeutung der Feuerklimaxwälder**

Die Nutzungsmöglichkeiten von feuerangepassten Baumarten zeigen sich besonders im tropischen Asien. Sowohl die wichtigen Laubbaumvertreter Teak (*Tectona grandis*) und Sal (*Shorea robusta*) als auch die Kiefern (*Pinus kesiya*, *P. merkusii*) setzen sich m.H. des Feuereinflusses gegen die übrigen konkurrierenden Laubholzarten durch bzw. können feuerbedingte Reinbestände bilden. Diese Baumarten sind nicht nur besonders gut vermarktungsfähig, sondern können aufgrund des Feuereinflusses waldbaulich auch besonders einfach behandelt werden.

## **Integriertes Feuer-Management**

Aus den Grundlagen der Feuerökologie tropischer Wald- und Savannengesellschaften lassen sich Maßnahmen für das Feuer-Management ableiten, die mit Hilfe der kontrollierten zeitlichen und räumlichen Steuerung des Feuers ein Höchstmaß des Schutzes und des Produktivitätspotentials dieser Ressourcen ermöglichen. Potentiell kommen dabei silvopastorale Landnutzungssysteme infrage, in denen kontrollierte Beweidung und kontrolliertes Brennen die beiden wichtigsten Faktoren der Vegetationsdegradierung in den Tropen und Subtropen aktiv in Raum und Zeit steuert und gleichzeitig nachhaltige Forstwirtschaft erlaubt.

Die Anwendung von Methoden des Integrierten Feuer-Managements sollte dabei auch besonders in den Industrieaufforstungen mit schnellwüchsigen Baumarten (*Pinus* spp., *Eucalyptus* spp.) erfolgen, da diese Plantagenwälder besonders empfindlich gegen die Folgen des Feuerausschlusses sind. Dabei spielt die Methode des Kontrollierten Brennens eine wichtige Rolle, die sich in den tropischen Kiefernauaufforstungen als operational erwiesen hat.

## **Weitergehender ökologischer Impact der Biomasseverbrennung**

Über den engeren standörtlichen Bezug hinaus wirkt sich die Verbrennung tropischer Vegetation auf großräumige biogeochemische Prozesse aus. Bei der Verbrennung von Biomasse werden Rauchpartikel und ein Bouquet von Spurengasen freigesetzt, deren vorübergehender oder entgültiger Verbleib oder Transformation die chemischen Eigenschaften der Atmosphäre klimawirksam verändern. Der Umfang dieser Emissionen und damit der zusätzliche anthropogene Treibhauseffekt aus Vegetationsverbrennung kann derzeit nur geschätzt werden, da weltweite Grundlagendaten über Brandflächen und die darauf verbrannte Biomasse nicht in erforderlicher Genauigkeit vorhanden sind. Eine Einschätzung der jährlich potentiell brennbaren Wald- und Savannenflächen beläuft sich auf  $1,8 \times 10^9$  ha, auf denen etwa  $10 \times 10^9$  t Biomasse verbrannt und dabei bis zu  $4,5 \times 10^9$  t Kohlenstoff freigesetzt werden können. Nach diesem Modell kann die Bruttoemission von CO<sub>2</sub>-C aus Vegetationsbränden in den Tropen die Größenordnung des aus Verbrennung fossiler Energieträger emittierten Kohlenstoffes erreichen.

Da der Umfang der feuerbedingten Degradation tropischer Wälder und Savannen nicht bekannt ist, kann der Netto-Verbleib von Kohlenstoff in der Atmosphäre, insbesondere in Form von CO<sub>2</sub>, der nicht in der nach den Feuern wieder aufwachsenden Vegetation gebunden wird, ebenfalls noch nicht genau quantifiziert werden.

## **Fragestellungen der Feuerökologie in der Biosphärenforschung**

Die Notwendigkeit eines Beitrages der Feuerökologie in der Erforschung der Ökologie und insbesondere der biogeochemischen Kreisläufe der Biosphäre ergibt sich aus der Bedeutung der Rolle des Feuers in der Ausformung tropischer Vegetation und aus dem darüber hinausgehenden ökologischen Impact.

Um zukunftsweisende Fragestellungen im Kontext der globalen anthropogenen Veränderung der Atmosphäre und des Klimas beantworten zu können, ist das Verständnis der Paläoökologie des Feuers (Wechselbeziehungen zwischen Klima-Feuer-Vegetation) notwendig. Die Rekonstruktion prähistorischer

Feuerregime läßt nicht nur die Klärung des Feuerbeitrages auf die Vegetationsentwicklung in evolutionären Zeiträumen zu, sondern auch der Zusammensetzung und der Veränderungsprozesse der prähistorische Atmosphäre. Unter den vordringlichen Fragestellungen sind beispielsweise die Bildung und der Verbleib von elementarem Kohlenstoff anzusehen, um den Beitrag der Biomasseverbrennung als Kohlenstoffsenke beurteilen zu können.

Zusammen mit den Auswirkungen des Feuers in den tropischen Ökosystemen sind die von der Biomasseverbrennung ausgelösten biogeochemischen und atmosphärenchemischen Prozesse wichtige Eingangsparameter für globale Klimamodelle. Andererseits stellt die Klimamodellierung eine Voraussetzung für die Vorhersage von Feuerszenarien dar, beispielsweise unter den veränderten Umweltbedingungen in einem 2xCO<sub>2</sub>-Klima.

### **Ausblick**

Im pantropischen Raum zeichnet sich eine Uniformierung der Waldvegetation ab, die durch Brandrodung, Überweidung und zunehmend häufig und großflächig auftretende Feuer gekennzeichnet ist. Dieser Trend der Degradation mündet in die Bildung einer Vegetation künstlich-homogener Physiognomie ein (Savannisierung, Versteppung).

Die Zukunft der heutigen tropischen und subtropischen Waldstandorte ist damit vorgezeichnet: Sie werden weitgehend durch pyrophytische und xerophytische Vegetation gekennzeichnet sein, deren räumliche Struktur, zeitliche Entwicklungsdynamik und artenmäßige Zusammensetzung weitgehend durch den Feuereinfluss geformt werden.

Die Erforschung der Feuerökologie der Tropen und Subtropen und der mit diesem Raum in Verbindung zu bringenden Biosphärenprozessen befindet sich derzeit in der Phase der Definition und des Aufbaues. Die räumlich und zeitlich umfassende Synopse, die mit dieser Arbeit vorgelegt wurde, zeigt die Komplexität der Materie auf, die nur über ein Zusammenführen des Wissens und der Kreativität der traditionellen naturwissenschaftlichen Disziplinen der Ökologie, Forstwissenschaft, Atmosphärenwissenschaft und Klimatologie und der Sozialwissenschaften, einschließlich der Anthropologie, in eine Wissenschaft der Biosphäre aufgearbeitet werden kann.