

Klimaprognosemodelle und ihre Aussagekraft für eine Landwirtschaft unter veränderten Klimabedingungen

HANS BRUNNERT

Institut für Produktions- und Ökotoxikologie

1. Einleitung

Die Agrarforschung sieht sich seit einiger Zeit vor die immer dringlicher werdende Aufgabe gestellt Überlegungen anzustellen, wie sich die Landwirtschaft auf die infolge des Treibhauseffekts in naher Zukunft zu erwartenden Veränderungen der Produktionsbedingungen einstellen könnte - auf Veränderungen, die voraussichtlich weit über die gewohnten lokalen Klimaschwankungen während der zurückliegenden Jahrhunderte hinausgehen werden, auf die sich die Landwirtschaft bisher aber immer einzustellen verstand. Die Hauptschwierigkeit bei diesem Unterfangen besteht darin, Aussagen über ein künftiges Klima machen zu müssen, das mit den gegenwärtig verwendeten Klimamodellen nur recht unsicher vorhergesagt werden kann.

Optimale Voraussetzungen für Anpassungs-Empfehlungen an die Landwirtschaft unter einem veränderten Klima wären dann gegeben, wenn man für ein bestimmtes Anbaugelände und für eine bestimmte Jahreszeit die Klimaveränderungen in 30, 50 oder auch 100 Jahren genau vorhersagen könnte.

Da aber alle Vorhersagen durch Simulationen mit Klimamodellen abgeleitet werden, deren Aussagekraft zu wünschen übrig läßt, ist es angebracht, sich mit der Leistungsfähigkeit der derzeit verwendeten Klimamodelle eingehender zu befassen.

2. Klimamodellierung und Klimavorhersagen

Obwohl bei der Klimamodellierung in den letzten Jahren bemerkenswerte Fortschritte erzielt wurden, sind die gegenwärtig benutzten Modelle, wie gesagt, keineswegs perfekt. In einer neueren Arbeit (Idso, 1990) wird sogar bestritten, daß sie die Weltklimasituation auch nur annähernd richtig beschreiben können, von Prognosen für ein in Zukunft zu erwartendes Klima ganz zu schweigen. Ähnliche prinzipielle Bedenken äußert auch Essex (1991). Eine kritische Bewertung der Leistungsfähigkeit der heute verwendeten Modelle geben Gates, Rowntree und Zeng (1990). Aber auch eine relativ schnelle Weiterentwicklung der Klimamodelle bringt Probleme mit sich, weil sich Empfehlungen, die auf der Basis eines gegebenen Entwicklungsstands der Klimamodelle gegeben werden, schon nach kurzer Zeit als obsolet erweisen können. Ein anschauliches Beispiel sind die Prognosen für den klimabedingten Anstieg des Meeresspiegels für die kommenden 100 Jahre. Während noch vor wenigen Jahren ein Anstieg von weit über einem Meter bis etwa 2100 als realistische Annahme angesehen wurde (Zwischenbericht d. Enquetekomm. 1988, S. 424), werden heute für diesen Zeitraum erheblich geringere Werte (etwa 60 ± 30 cm) genannt (Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990; IPCC-Report I, 1990; Meier, 1990; Gornitz, 1991).

Es gibt zwei nur scheinbar gegensätzliche Strategien der Modellentwicklung:

Einerseits wurden Modelle konzipiert, die nur einen kleinen Sektor aus dem Klimageschehen berücksichtigen, diesen je-

doch möglichst detailliert und unter bewußter Vernachlässigung anderer Klimaelemente möglichst genau modellieren. Beispiele hierfür sind die Energiebilanzmodelle (EBM) und die Strahlungskonvektionsmodelle (RCM = radiative convective model), aber auch Stofffluß-Modelle (z.B. für Kohlenstoff) oder Modelle welche beispielsweise die Chemie der Atmosphäre möglichst genau zu beschreiben versuchen.

Diesen kann man die Allgemeinen Zirkulationsmodelle (GCM = General circulation model) gegenüberstellen, die stets dreidimensional angelegt sind und besonders in Form der gekoppelten allgemeinen Zirkulationsmodelle versuchen, das Klimageschehen global und umfassend nachzubilden.¹⁾

Alle genannten Modelltypen können sich in ihren Aussagen gegenseitig ergänzen und haben somit ihre Existenzberechtigung (Dickinson, 1986).

Um eine bessere Vorstellung davon zu bekommen, wo die Schwächen und Unzulänglichkeiten der gegenwärtig verwendeten Klimamodelle liegen, ist es hilfreich sich zu überlegen, wie ein ideales Klimavorhersagemodell beschaffen sein müßte. Ein solches Modell müßte alle wesentlichen klimarelevanten Phänomene dieses Planeten in der Atmosphäre, Hydrosphäre (vor allem Ozeane), Kryosphäre, Lithosphäre sowie in der Biosphäre detailliert beschreiben und dabei alle Wechselwirkungen dieser Klimafaktoren (Feedback-Mechanismen oder Rückkopplungen genannt) innerhalb und zwischen den genannten Sphären berücksichtigen. Es müßte sich um ein dreidimensionales Modell mit eng aufeinanderfolgenden vertikal angeordneten Netzebenen (mehr als 10) und engen Gitterpunktabständen (50 - 100 km Abstand) handeln, um eine möglichst gute räumliche Auflösung zu erzielen. Ohne Frage sind dies derzeit utopische Wünsche. In Wirklichkeit bleiben auch die besten heute verwendeten Modelle weit hinter diesen Forderungen zurück. Die Maschenweite in den heute verwendeten atmosphärischen und ozeanischen GCM's beträgt ca 500 Kilometer²⁾, und es muß schon als großer Fortschritt angesehen werden wenn es gelingt, zwei Sphären (z.B. Atmosphäre und Kryosphäre, oder Atmosphäre und Ozean) miteinander zu kombinieren. Der Rechenaufwand für die gekoppelten Modelle wächst mit steigender Komplexität rapide an und liegt jetzt schon bei ca. 1 Monat Rechenzeit für einen Berechnungszeitraum von einigen Jahrzehnten (Schönwiese et al., 1990).

1) Von einem gekoppelten Modell spricht man dann, wenn etwa ein Atmosphärenmodell mit einem Modell, das z.B. den Ozean oder die Kryosphäre mehr oder minder genau beschreibt so zusammengeführt, daß die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meer, bzw. Atmosphäre und Schnee- / Eisbedeckung für alle Gitterpunkte des erweiterten Modells berechnet werden können.

2) Die stetige Steigerung der Computer-Rechenleistung wird in naher Zukunft eine Verbesserung der horizontalen und vertikalen Auflösung der Modelle gestatten. Allerdings erfordert eine Verbesserung der Auflösung um den Faktor 2 eine um den Faktor 16 verbesserte Rechenleistung (Houghton, 1991). Die Reduktion der Maschenweite von 500 auf 120 km würde, um vergleichbare Rechenzeiten zu erzielen, einen um den Faktor 72 schnelleren Rechner erfordern (Giorgi und Mearns, 1991).

So wird derzeit begonnen, die am weitesten fortgeschrittenen dreidimensionalen Zirkulationsmodelle, die für die Atmosphäre entwickelt wurden, mit fortgeschrittenen Ozeanmodellen zu koppeln. Dabei werden zur Zeit meist sog. Mischungsschicht-Modelle für die Beschreibung des Ozeans benutzt, die allerdings nur eine Wasserschicht bis etwa 50-70 m Tiefe (also keine Tiefenzirkulation) berücksichtigen. Diese Wasserschicht wird aufgrund von Windverwirbelung schnell durchmischt. Erst in jüngster Zeit wurde der Versuch unternommen, den Ozean in seiner gesamten Tiefe einschließlich seiner Strömungen zu erfassen und an ein atmosphärisches Zirkulationsmodell anzukoppeln (Washington und Meehl, 1989; Stouffer, Manabe und Bryan, 1989). Aber gerade die Daten über die Tiefenzirkulation der Ozeane sind noch recht unzureichend. Zu ihrer Erhebung geeignete Messmethoden müssen erst noch entwickelt werden. (Houghton, 1991). In einigen neueren Arbeiten wird begonnen, die Biosphäre, die Vegetation also, stärker in einer GCM-Simulation zu berücksichtigen (Bolin, 1988; Sato et al., 1989; Sud, Sellers et al., 1990; Xue, Sellers et al., 1991; Henderson-Sellers, 1991; Raupach, 1991).

Wenn man einmal von der Tatsache absieht, daß es vielfach noch an wichtigen Meßdaten - besonders in der Südhemisphäre - mangelt (Dickman, 1991), womit man die Modelle füttern kann, dann haben die Klimamodellierer sich besonders mit folgenden Problemen auseinanderzusetzen:

- Wie können die zahlreichen Rückkopplungen (Feedback-Mechanismen) zwischen den verschiedenen Klimafaktoren in die Modelle integriert werden?
- Wie müssen Modelle beschaffen sein, damit sie auch Aussagen über den zeitlichen Verlauf einer Klimaänderung gestatten?

2.1. Feedback zwischen den Klimafaktoren

Dieser Punkt soll am Beispiel der anthropogen bedingten Temperaturerhöhung erläutert werden:

Da die Mengen an treibhausrelevanten Gasen, die vom Menschen bis jetzt in die Atmosphäre emittiert wurden, ziemlich genau bekannt sind, ist es selbst mit relativ einfachen Energiebilanzmodellen prinzipiell möglich, aus der durch die Spurengase verursachten Verschiebung des Strahlungsgleichgewichts zu berechnen, wie groß die Temperaturerhöhung ist, die einem bestimmten Anstieg der Spurengaskonzentration in der Atmosphäre entspricht. Trotzdem ist die derzeit als beste Schätzung für eine Verdoppelung des Gehalts der Atmosphäre an CO₂-Äquivalenten³⁾ (von ca. 350 auf 700 ppm) angesehene Temperatur-Spanne mit einer ziemlich großen Streuung behaftet. Sie wird von einigen wichtigen Organisationen, die sich mit Klimaprognosen befassen, recht ungenau, wie folgt angegeben:

- 1.5 - 4.5°C (WMO, 1986)
 - 2.0 - 5.2°C (US Department of Energy)
 - 1.9 - 5.2°C (IPCC)
- (Zitiert nach Schönwiese et al., 1990).

Daß man diesen Wert nicht genauer beziffern kann, liegt u.a. daran, daß zahlreiche Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Klimafaktoren innerhalb des Klimasystems Erde

³⁾ Da sich die verschiedenen Spurengase in ihrer Wirkung auf den zusätzlichen Treibhauseffekt pro Molekül stark unterscheiden, erscheint es zweckmäßig, den Beitrag aller Spurengase auf Äquivalentwerte eines Bezugsgases (in diesem Fall CO₂) umzurechnen. So entspricht z.B. die Wirksamkeit von einem Molekül FCKW12 15800 CO₂-Äquivalenten, die von einem Molekül Ozon 2000 CO₂-Äquivalenten (Dritter Bericht der Enquetekomm., 1990).

stattfinden, die sich verstärkend oder dämpfend auf die Globaltemperatur auswirken können. So steigert eine Temperaturerhöhung die Wasserverdunstungsrate und damit die Produktion von Wasserdampf. Wasserdampf ist aber bekanntlich ein Treibhausgas (Zwischenbericht d. Enquetekomm. 1988, S. 381 ff; Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990) und verstärkt damit tendenziell den Treibhauseffekt (Taylor und McCracken, 1990).⁴⁾ Der höhere Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre seinerseits hat Einfluß auf die Wolkenbildung. Die Art und Verteilung der Wolken wiederum wirkt sich nachhaltig auf den Strahlungshaushalt der Erde aus.⁵⁾ Eine Temperaturerhöhung hat darüber hinaus vielfältige Rückwirkungen auf die Schnee- und Eisbedeckung und damit auf die Albedo (= Rückstrahlvermögen) der Erde, die Ozeane, und die Biosphäre (Brunnert, 1990).

Feedback-Mechanismen der geschilderten Art gibt es viele und es ist keineswegs sicher, daß man schon alle wichtigen kennt. Außerdem ist auch das Ausmaß der bekannten oft noch umstritten (Siehe Fußnote 5). Man kann aber davon ausgehen, daß jede Änderung eines wesentlichen Klimaelements eine ganze Reihe von miteinander vernetzten Wechselwirkungen nach sich zieht, bis sich ein neues Klimagleichgewicht eingestellt hat. Die wichtigsten der bekannten Feedback-Mechanismen beschreibt LaShof (1989), die er grob in die beiden Kategorien geophysikalische und biogeochemische Rückkopplungen subsummiert. Den ersteren (vor allem Wasserdampf, Wolken, Schnee- und Eis-Albedo) mißt er die größte Bedeutung zu. Über Feedback-Mechanismen des Klimasystems mit der Biosphäre sind die Kenntnisse allerdings noch sehr begrenzt. Die Qualität der Modelle wird umso besser sein, je mehr der erkannten Rückkopplungen in die Berechnungen einbezogen werden können.

Als einen speziellen Aspekt der Rückkopplungsproblematik kann man die Probleme sehen, die bei der Kopplung von Atmosphären- mit Ozeanmodellen auftreten, nämlich die großen Unterschiede in den Zeitkonstanten atmosphärischer, terrestrischer und ozeanischer Prozesse, bedingt durch die unterschiedliche Trägheit, mit der Atmosphäre, Landmassen

⁴⁾ Wasserdampf kommt in der Atmosphäre in wesentlichen Mengen nur in der Troposphäre vor (Durchschnitt 1,3 %, in den Tropen bis 3 %, dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990). Zum natürlichen Treibhauseffekt trägt der Wasserdampf mit über 65 % wesentlich bei. Da der Wasserdampfgehalt der Luft großen räumlichen und jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen ist, läßt sich sein Anteil am zusätzlichen Treibhauseffekt bei Erhöhung der Durchschnittstemperaturen und damit der Verdunstung nur schwer beziffern. Daß sich der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in den letzten 100 Jahren erhöht hat, scheint aber festzustehen (Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990, S. 110-111).

In jüngster Zeit gab es auch eine Diskussion, ob ein erhöhter Wasserdampfgehalt der Atmosphäre nicht sogar einen negativen Feedback auf die Globaltemperatur der Erde ausüben könnte (Lindzen, 1990). Diese Diskussion scheint jetzt aber zugunsten der ursprünglichen Annahme eines positiven Feedbacks beendet zu sein (Cess, 1991, Rind et al., 1991). Siehe auch Cubasch und Cess (1990), S. 84.

⁵⁾ Ob eine durch Temperaturerhöhung bedingte Veränderung der Wolkenbildung netto den Treibhauseffekt stärkt oder abschwächt ist noch immer umstritten (Schlesinger, 1988; Maddox, 1990; Idso, 1990), denn es hängt nicht nur vom Bedeckungsgrad sondern auch sehr von der physikalischen Struktur (Wassergehalt, Tröpfchengröße, Eiskristalle, Schichtdicke) und der chemischen Zusammensetzung (Gase, Aerosole) (Penner, 1991) sowie der Höhe der Wolken über der Erdoberfläche ab, ob sie die Strahlungsbilanz positiv oder negativ beeinflussen (Dickinson, 1986; Idso, 1990; Rosenzweig, 1989). Die starken Streuungen zwischen den Ergebnissen verschiedener GCM's scheint sehr von der unterschiedlichen Behandlung der Wolken in diesen Modellen abzuhängen (Cess, Potter et al., 1989). Aus dem Vergleich der neueren Modellberechnungen kommt Schönwiese (1990) allerdings zu dem Schluß, daß der Nettobeitrag der Bewölkung bei Temperaturerhöhung einen positiven Wert hat und somit den Treibhauseffekt verstärkt. Siehe auch Cubasch und Cess, (1990), S.84 - 85 und Houghton, (1991), sowie Heymsfield und Miloshevich, (1991).

und Ozeane auf eine Verschiebung des Energiegleichgewichts reagieren. In GCM's die ausschließlich die Atmosphäre modellieren, den Ozean also nicht ankoppeln, spielt das Problem unterschiedlicher Zeitkonstanten bei der Einstellung von Gleichgewichten keine allzu große Rolle. Durch die Horizontal- und Vertikalströmungen kommt es in der Atmosphäre zu einer schnellen Durchmischung der Komponenten. Selbst für die langsamsten Reaktionen liegen die Zeitkonstanten hier unter einem Jahr (Dritter Bericht. d. Enquetekomm., 1990).

Schwierigkeiten entstehen dann, wenn man ein Atmosphärenmodell mit einem Ozeanmodell koppelt. Die Trägheit des Ozeans bewirkt, daß die Gleichgewichtseinstellung auf ein Klimasignal, wie etwa eine erhöhte Temperatur, sehr lange Zeit (Jahrhunderte) dauert.⁶⁾ Im Endeffekt wirkt also die Tatsache, daß die Weltmeere CO₂ und Wärme speichern können, als negative Rückkopplung für das Klimatelement Temperatur: die von einem bestimmten Treibhauspotential angestoßene Erwärmung wird verzögert. In gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen ist es schwierig, die unterschiedlichen Zeitkonstanten für Ozean und Atmosphäre rechnerisch in Einklang zu bringen. Es stellt sich eine sog. Klimadrift ein, die man durch Korrekturfaktoren auszugleichen sucht (S a u s e n et al., 1988)

2.2 Voraussagen über das zeitliche Eintreffen einer bestimmten Klimasituation

Die meisten der bisher veröffentlichten GCM's berechnen, ausgehend von einer bestimmten Treibhausbelastung (300-350 CO₂-Äquivalente) wie sich das Klimasystem Erde auf eine Verdoppelung (oder Vervierfachung) dieses Treibhauspotentials einstellt, wobei die bodennahe Lufttemperatur als wesentliche Kenngröße benutzt wird. Diese Verfahrensweise (sog. Gleichgewichtsmodelle) ist übersichtlich in der Konzeption, und da sich der Rechenaufwand noch in erträglichen Grenzen hält, können viele Rückkopplungen berücksichtigt werden. Dabei wird aber bewußt der Umstand vernachlässigt, daß während des gesamten Betrachtungszeitraums (maximal einige Jahrzehnte) das Treibhauspotential weiter ansteigt und sich damit der Ausgangswert der Berechnung ebenfalls kontinuierlich verschiebt. Simulationen der geschilderten Art machen auch keine zeitlichen Aussagen, sondern versuchen nur zu beschreiben, wie das künftige Klima nach Einstellung des thermischen Gleichgewichts aussehen wird.

Den Gleichgewichtsmodellen kann man die zeitabhängigen, auch "transient" genannten Modelle gegenüberstellen, die in ihrer Konzeption sicher realistischer sind als die Gleichgewichtsmodelle, weil sie den zeitlichen Verlauf der thermischen Anpassung an ein dynamisch wachsendes Treibhauspotential berücksichtigen. Da der Rechenaufwand bei diesen Modellen aber besonders groß ist, müssen (zumindest derzeit) Abstriche bezüglich der Komplexität der Rückkopplungen gemacht werden oder es kann nur ein vereinfachtes Ozeanmodell angekoppelt werden. (H a n s e n et al., 1988). Stouffer, Manabe und Bryan (1989) haben auch transiente Berechnungen mit einem "dynamischen Tiefenozean" publiziert. B e r n a l (1991) fasst die Ergebnisse von GCM-Berechnungen zusammen, die die Tiefenzirkulation der Ozeane berücksichtigen. Im Moment bestehen noch große Probleme, die Ergebnisse der Berechnungen mit Gleichgewichtsmodellen, transienten Modellen und den bisher tatsächlich beobachteten Temperaturtrends in Einklang zu bringen (S c h ö n w i e s e et al., 1990, S.80-87). Aus diesen Gründen

⁶⁾ Die Gleichgewichtseinstellung erfolgt allerdings nicht linear. Der größere Teil wird sich über einige Jahrzehnte erstrecken, der Restausgleich geht sehr viel langsamer vonstatten und nähert sich dem Endwert mit einem asymptotischen Kurvenverlauf (IPCC-Report I, 1990).

sind die Aussagen über den zeitlichen Verlauf der Temperaturerhöhung während der nächsten Jahrzehnte fast noch unsicherer, als die Prognosen über den Temperaturanstieg bei Verdoppelung des CO₂-Gehalts der Lufthülle. Sicher ist nur, daß sich die einem bestimmten anthropogenen Treibhauseffekt entsprechende Temperaturerhöhung durch die Trägheit der Weltmeere zeitverzögert einstellen und daß diese Verzögerung nicht linear verlaufen wird (Watts und Morantini, 1991). Nach Tricot und Berger (1987) liegen diese Zeitverzögerungen im Bereich von Jahrzehnten. Bretherton, Bryan und Woods (1990) befassen sich in einem Übersichtsartikel eingehend mit dem Problem der zeitabhängigen Modellrechnungen.

3. Voraussichtliche Rahmenbedingungen für eine durch Klimaveränderung betroffene Landwirtschaft im Licht der Klimamodell-Aussagen

Es gibt einige grundlegende Bedingungen für die landwirtschaftliche Produktion in einem Anbauggebiet, die festlegen, ob und in welchem Umfang Landwirtschaft ohne künstliche Bewässerung möglich ist und welche Sorten angebaut werden können:

- a) Die Höhe der durchschnittlichen Tagestemperatur und die Maximal- und Minimalwerte der jahreszeitlichen Temperaturverteilung.
- b) Das Ausmaß der Niederschläge, wobei die regionale und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge für die Bodenfeuchte von großer Bedeutung sind.
- c) Die statistische Verteilung extremer Witterungsereignisse (Stürme, Kälteperioden, Dürrezeiten).
- d) Die Tageslänge während der Anbauperiode.
- e) Die Qualität der Böden.

Die drei wichtigsten Kriterien für die Beurteilung der Möglichkeiten einer Landwirtschaft unter geänderten Klimabedingungen sind die Punkte a), b) und c). Auf sie wird daher im folgenden unter dem Aspekt näher eingegangen, welche Aussagen die Klimamodelle beim aktuellen Entwicklungszustand hierzu machen können.

3.1 Temperatur

3.1.1 Globale Aussagen

Die derzeit gemachten Prognosen liegen für eine Verdoppelung des äquivalenten CO₂-Gehalts der Erdatmosphäre auf etwa 600 ppm bei etwa 3°C bei einer Streubreite von ± 1.5°C, für eine Vervierfachung zwischen 3 und 9°C (Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990). Welche Temperatur sich zu einem bestimmten Zeitpunkt im 21. Jahrhundert tatsächlich einstellen wird, hängt im wesentlichen von den folgenden drei Faktoren ab:

- a) Umfang und Ausmaß der Rückkopplungen (siehe oben).
- b) Kapazität der Ozeane für die Speicherung von CO₂ und Wärme (wie oben näher ausgeführt, kann dies ebenfalls als ein Rückkopplungsphänomen gesehen werden).
- c) Politische Entscheidungen in Richtung auf eine Reduktion der Emission von Treibhausgasen in die Atmosphäre und deren zügige Umsetzung.

Bezüglich aller drei Punkte bestehen beträchtliche Unsicherheiten. Es ist daher bezeichnend, daß sich die Autoren der jüngst erschienenen IPCC-Studie (IPCC-Report I, 1990) nur über eine Tatsache wirklich sicher sind: die Durchschnittstemperatur auf der Erde wird steigen. Alle weiterführenden Aussagen werden nur unter mehr oder minder großen

Vorbehalten gemacht. Bei einem ungebremsen Anstieg der Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre nehmen die Verfasser der Studie an, daß die Temperatur pro Jahrzehnt um ca. 0.3° C ansteigt. Dies würde, gemessen an der heutigen Durchschnittstemperatur, einen Anstieg um etwa 1°C bis 2025 und um 3°C gegen Ende des 21. Jahrhunderts bedeuten. Nimmt man die Temperatur des vorindustriellen Zeitalters zum Maßstab, sind es 2 bzw 4°C. Bis zum Erreichen der sog. Gleichgewichtstemperatur würde ein weiterer Temperaturanstieg zu erwarten sein.⁷⁾ Zum Vergleich: Für die Zeit seit Mitte des letzten Jahrhunderts bis heute wird ein Temperaturanstieg von 0.5°C angenommen. Aus welchen Einzeleffekten sich dieser Nettobetrag zusammensetzt, ist unklar. Auf jeden Fall dürfte der treibhausbedingte Anteil von einem Betrag natürlicher Klimavariabilität überlagert sein, von dem weder Größe noch Vorzeichen bekannt sind (Jones und Wigley, 1990). Dazu kommt ein Verzögerungsfaktor durch die Wärmespeicherkapazität der Ozeane. Bei Annahme eines vollständigen Temperatureausgleichs (der sich aus den genannten Gründen nur zeitverzögert einstellt) läge der den emittierten Spurengasen entsprechende Temperaturanstieg bei ca. 1°C (Taylor und MacCracken, 1990). Der Vergleich des für die letzten 100 Jahre ermittelten Temperaturanstiegs mit dem für das 21. Jahrhundert prognostizierten, zeigt jedenfalls, daß im nächsten Jahrhundert ein überproportionaler Temperaturanstieg zu erwarten ist.

Um eine bessere Vorstellung über prognostizierte Temperaturveränderung zu bekommen, ist es hilfreich, die Klimaereignisse aus der Erdgeschichte zu kennen.

Die sog. kleine Eiszeit zwischen 1400 und 1850 mit ihrem spürbar kälteren Klima verzeichnete eine Durchschnittstemperatur, die nur um ca. 0.4 - 1° geringer war als heute (Anonym, 1990a, 1990b, Hileman, 1989). Wichtig ist es auch sich die Zeiträume zu vergegenwärtigen in denen eine Temperaturänderung stattfand. Der Temperaturanstieg um 5°C seit der letzten Eiszeit bis heute erfolgte über einen Zeitraum von 18000 Jahren (Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990). Und es ist schon ca. 120000 Jahre her, daß die Durchschnittstemperatur während der letzten größeren Zwischeneiszeit ca. 2°C höher lag als heute (Warrick und Farmer, 1990). Nach den derzeit gemachten Prognosen könnte sich eine Temperaturänderung dieser Größenordnung in etwas mehr als 100 Jahren eingestellt haben. Es ist offensichtlich, daß es in der Menschheitsgeschichte keine Erfahrungen für die hierfür erforderliche, schnelle Umstellung der landwirtschaftlichen Produktionsmethoden gibt. Ob sich die gegenwärtigen Vegetationsformen einer so schnellen Veränderung anpassen und somit überleben können, ist fraglich. Der angenommene Temperaturanstieg von 0.3°C/Jahrzehnt verläuft nach derzeitigen Kenntnissen dreimal so schnell, wie dies die Erdvegetation verkraften kann (Davis, 1989; Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990, S.29) und ist um mindestens eine Größenordnung schneller als die in den paleoklimatischen Daten verzeichneten Temperaturerhöhungen (Hansen et al., 1988; Bowman, 1989; Huntley, 1991; Overpeck et al., 1991).

⁷⁾ Um das Jahr 2025-2030 könnte eine Verdoppelung der äquivalenten CO₂-Anteile erreicht sein, die Streuung liegt allerdings bei ± 1 - 2 Jahrzehnten (Schönwiese et al., 1990). Ab ca. 2080 wird mit einer Vervielfachung des äquivalenten CO₂-Gehalts gerechnet (Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990). Ein spurengasbedingter Temperaturanstieg, der über die natürliche Temperaturvariabilität hinausgeht, wird schon im nächsten Jahrzehnt erwartet (Hansen et al., 1988). Nach einer neuen Berechnung von Schönwiese und Runge (1991) wird das erwartete Temperatursignal in den Jahren 2000-2005 statistisch gesichert nachzuweisen sein.

3.1.2 Regionale Aussagen

Die GCM's sind aufgrund ihrer dreidimensionalen Netzwerkstruktur prinzipiell in der Lage, die Temperaturverteilung in der Lufthülle in horizontaler, wie auch in vertikaler Richtung zu beschreiben. So ist es möglich, neben der globalen Durchschnittstemperatur auch die geographische Verteilung der Oberflächentemperaturen zu berechnen. Halbwegs verlässliche Aussagen können bei der gegebenen Auflösung der Modelle aber nur für große Räume (Zonen entlang der Breitengrade) gemacht werden.

Hier kommen alle Modelle trotz beträchtlicher Unterschiede in Details zu dem Schluß, daß sich die Temperatur in den Tropen relativ am geringsten erhöhen wird (etwa die Hälfte des globalen Durchschnitts). Die größten Temperaturerhöhungen sind auf der Nordhalbkugel bei 60-90°, auf der Südhalbkugel zwischen 60 und 70° (Packeisgrenze) zu erwarten (etwa doppelt soviel wie der globale Durchschnitt) (IPCC-Report II, 1990; Schönwiese et al., 1990; Taylor und MacCracken, 1990). Weiterhin scheint Einigkeit darüber zu bestehen, daß die Temperaturerhöhungen über Land größer sein werden, als über See (Hansen et al., 1988; IPCC-Report I, 1990). In neueren Modellrechnungen, die den "tiefen Ozean" einbeziehen, tritt eine Asymmetrie zwischen der Nord- und der Südhalbkugel zutage. Die Südhalbkugel erwärmt sich danach weniger stark als die Nordhalbkugel. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß die Südhalbkugel einen größeren Meeresanteil und damit auch eine höhere Wärmespeicher-Kapazität aufweist. (Dritter Bericht d. Enquetekomm., 1990; Washington und Meehl, 1989; Stouffer et al., 1989). Schönwiese et al., (1990) warnen allerdings davor, diese noch recht vorläufigen Ergebnisse überzubewerten. Von Modellen abgeleitete Szenarien für ein künftiges Klima auf der Südhalbkugel geben Pittock und Salinger (1991).

Es werden Versuche unternommen, im Rahmen der groben räumlichen Auflösung der Modelle auch für kleinräumigere Gebiete, sowie für die Sommer- und Wintersaison Klimavorausagen zu machen. Diese sind aber vorerst noch mit so großen Unsicherheiten behaftet, daß sie noch wenig geeignet erscheinen daraus Vorschläge über eine in Zukunft veränderte Landwirtschaft abzuleiten (Manabe und Weatherald, 1987; Bultot et al., 1988; Parry, 1989; Rowntree, 1990; Santer und Wigley, 1990; Wigley et al., 1990; Carter et al., 1990; Carter et al., 1991; Giorgi und Mearns, 1991; Singh und Stewart, 1991; Grotch et al., 1991). Cushman (1991) setzt sich mit den spezifischen Problemen auseinander, die entstehen, wenn man versucht, die aus GCM's abgeleiteten Erkenntnisse für regional begrenzte Klimawirkungsstudien zu nutzen. In jüngster Zeit versucht man dadurch zu genaueren regionalen Aussagen zu kommen, daß man höher auflösende, aber regional begrenzte Modelle in GCM's einbettet (nested models) (Dickinson et al., 1989; Giorgi et al., 1989; Giorgi, 1990). Generell sagen die Modelle für den Winter eine größere Temperaturerhöhung voraus als für die Sommermonate. Dies gilt sowohl für die Nord- als auch für die Südhalbkugel (Schönwiese et al., 1990). Diese Modell-Vorhersagen scheinen durch die jüngsten Meßdaten gestützt zu werden (Pearce, 1991).

3.2 Feuchte, Niederschläge

3.2.1 Globale Aussagen

Es liegt auf der Hand, daß Temperatur und Luftfeuchtigkeit in der Erdatmosphäre eng miteinander verknüpft sind. Bei

steigender Temperatur wächst auch die Verdunstung von Ozeanen und Oberflächengewässern, und damit die absolute Luftfeuchte. Die Wahrscheinlichkeit vermehrter Niederschläge nimmt damit, zumindest global gesehen, zu. Diese Annahme wird praktisch von allen Modellrechnungen gestützt. Sie sagen global eine 7-15 %ige Zunahme der Niederschläge für Gleichgewichtsmodelle voraus (Rosenzweig, 1989, Schönwiese et al., 1990).

Aussagen über Luftfeuchte und Niederschläge sind allerdings noch unzuverlässiger, d.h. mit noch größeren Streuungen behaftet, als die bezüglich der Temperatur (Gleick, 1987).

3.2.2 Regionale Aussagen

Alles was über die Unsicherheiten der regionalen Temperaturprognose ausgeführt wurde, gilt in verstärktem Maße für die Feuchtigkeit. Hierbei wirkt sich nämlich die grobe Auflösung der Modelle noch stärker aus, weil gerade Wolkenbildung und Niederschläge meist kleinräumige (subskalige) Phänomene darstellen, die vom Gitternetz (500 km Seitenlänge) gar nicht erfaßt werden. Hinzu kommt, daß die für das Abregnen wichtige Topographie der Erdoberfläche (Gebirgszüge) in den Modellen nur oberflächlich berücksichtigt wird. Das gleiche gilt für die Oberflächenbeschaffenheit der Erde, die hauptsächlich durch die Boden- und Gesteinsstruktur sowie durch die Vegetation bestimmt wird (Pitman, 1991). Trotz dieser Schwierigkeiten wird versucht, auch zu regionalen Aussagen zu kommen (Dickinson, Errico et al., 1989; Giorgi, Marinucci et al., 1990; Giorgi, 1990; Henderson-Sellers und Yang, 1990; Mimikou, Kouvoopoulos et al., 1991). Die neueren gekoppelten Modelle sagen bei einem Anstieg der Niederschläge auch (global gesehen) Zonen mit reduzierten Niederschlägen voraus. Danach werden jetzt schon trockene Gebiete (Sahel, Südeuropa) eher noch trockener, bisher gut versorgte Gebiete (z.B. Nordeuropa) können mehr Niederschläge erwarten. (Hansen et al., 1988; Dritter Bericht d. Enquete-komm., 1990). Regionale Unterschiede in der Meeresoberflächentemperatur, verursacht durch kalte oder warme Meeresströmungen haben ebenfalls großen Einfluß auf Feuchte bzw. Trockenheit in meeresnahen Gebieten. Es wird befürchtet, daß eine Klimaänderung auch Einfluß auf den Verlauf von Meeresströmungen nehmen könnte. Weitreichende Eingriffe in den Wasserhaushalt einer betroffenen Region wären danach zu erwarten (Palmer und Brancovic, 1989). Diese Befürchtung stützt sich auf Berechnungen von Stouffer et al., (1989), wonach bei steigendem CO₂-Gehalt in der Atmosphäre die Bildung von stark salzhaltigem Tiefenwasser zurückgedrängt würde. Dieser Effekt würde einen starken Einfluß auf die Dynamik der Meeresströmungen ausüben (Houghton, 1991). Jahreszeitliche Verschiebungen des Niederschlags werden von den Modellen ebenfalls vorausgesagt. Die IPCC-Studie (IPCC-Report I, 1990) beschreibt für Südeuropa eine Niederschlagszunahme im Winter und eine Abnahme im Sommer (5-15 %). Die Bodenfeuchte soll dort um 15-25 % zurückgehen.

Für die Landwirtschaft ist die Bodenfeuchte eine besonders wichtige Größe. Da sie aber bei einer gegebenen Temperatur nicht nur vom Verhältnis Niederschlag zu Verdunstung, sondern auch von der Bodenbeschaffenheit und Vegetation (Dickinson und Henderson-Sellers, 1988; Doman und Nonhebel, 1988; Dickinson, 1989) sowie vom Jahresgang der Niederschlagsverteilung (einschließlich Schnee) abhängt, sind die derzeit verwendeten Modelle mit ihrer bekanntermaßen unzureichenden Beschreibung des hydrologischen Zyklus (Schönwiese et al. 1990) noch stark überfordert. Ein wichtiger Aspekt für die

Landwirtschaft ist auch die Frage, inwieweit sich Temperatur und Feuchteänderungen auf die Evapotranspiration⁸⁾ auswirken, da diese stark von der Physiologie der Pflanzen beeinflusst wird (Allen, et al., 1991). Eine verlässliche Antwort darauf gibt es noch nicht (Martin, Rosenberg et al., 1989; Rosenberg, McKenney et al., 1989). In den fortgeschrittenen Modellen wird aber versucht, den Einfluß der Vegetation auf das hydrologische Gleichgewicht (Dickinson et al., 1991) und subskalige Luftbewegungen über Pflanzenbeständen (Avisar und Pielke, 1991) zu berücksichtigen.

3.3. Veränderungen in der Extremwertstatistik des Wetters

Die Landwirtschaft wird immer wieder von extremen Wetter-Ereignissen, wie Trockenperioden, Stürmen, Hagel, Wolkenbrüchen, extremen Schneefällen heimgesucht. Solange Ausmaß und Verteilung dieser Ereignisse über die Jahre sich nicht merklich ändern, kann die Landwirtschaft sich darauf einstellen oder sich zumindest davon erholen.

Für eine Landwirtschaft unter veränderten Klimabedingungen wäre es sehr wichtig zu wissen, ob sich mit den prognostizierten Klimaänderungen auch die Häufigkeit und Verteilung extremer Witterungssituationen ändert. Es gibt bisher dazu noch kaum Aussagen, die von GCM's abgeleitet sind. Nach einer zeitabhängigen Modellberechnung (Hansen et al., 1988), kommt es bereits im Verlauf der 90er Jahre an vielen Orten der Vereinigten Staaten zu einer Häufung überdurchschnittlich hoher Temperaturereignisse. Dieser Befund wird von der IPCC-Studie zwar bestätigt, da aber in ähnlichem Ausmaß auch Tage mit niedrigen Temperaturen abnehmen, wird sich die Frequenz extremer Temperatursituationen danach nicht erhöhen (IPCC, Report I, 1990).

Obwohl die Modelle prinzipiell in der Lage sind, sowohl horizontale als auch vertikale Temperaturgradienten innerhalb der Lufthülle vorauszuberechnen und damit auch Aussagen über den Luftdruckausgleich innerhalb der Atmosphäre zu machen, der ja der Motor für Stürme ist, sind die von den Modellrechnungen abgeleiteten Aussagen der Klimaforscher recht zurückhaltend. Immerhin wird für die mittleren Breiten eher eine Abnahme von Stürmen erwartet, weil infolge der rel. höheren Erwärmung in hohen Breiten sich der Temperaturgradient zwischen Äquator und Pol verringert (Schönwiese et al., 1990).

In den Tropen wird sich dagegen die Wahrscheinlichkeit von Stürmen (Taifune, Hurricans) vermutlich erhöhen, weil sich möglicherweise die tropischen Meeresgebiete ausdehnen, in denen die Oberflächentemperatur über den Grenzwert von 27°C ansteigt (Emanuel, 1987). Warrick und Farmer (1990) weisen allerdings darauf hin, daß der Zusammenhang zwischen Meeresoberflächentemperatur und Sturmhäufigkeit komplex ist und warnen vor voreiligen Prognosen. Bei Gewittern, Hagelschlägen und Wolkenbrüchen handelt es sich um kleinräumige Konvektionen und Turbulenzen, verbunden mit lokal sehr begrenzten Wolkenbildungen (Taylor und MacCracken, 1990). Damit können diese subskaligen Wettererscheinungen mit den heute gebräuchlichen weitmaschigen GCM's prinzipiell noch nicht auf-

⁸⁾ Unter Evapotranspiration versteht man die Gesamtwassermenge, die als Wasserdampf über einer pflanzenbestandenen Bodenfläche in die Atmosphäre abgegeben wird. Sie setzt sich aus zwei Komponenten zusammen:

- a) der Anteil, der von der feuchten Bodenoberfläche und den feuchten Blattoberflächen verdunstet und
- b) der Anteil, der über die Wurzel aufgenommen wird und die Pflanze hauptsächlich über die Stomata der Blätter wieder verläßt.

gelöst werden. Um diese Phänomene in den Modellen dennoch berücksichtigen zu können, behilft man sich mit der Eingabe parametrisierter Daten. Die dabei angewandten Verfahren sind aber noch stark entwicklungsbedürftig (Thomas und Hendersonellers, 1991). Zuverlässige regionale Vorhersagen werden erst mit höher auflösenden Modellen erwartet (IPCC, Report I, 1990). Für die mittleren Breiten wird in Zukunft eine Verstärkung des vertikalen Temperaturgradienten in der Lufthülle aus den Modellen abgeleitet. Daraus könnte eine Häufung von Schauern, Gewittern und Windböen abgeleitet werden (Schönwiese et al, 1990).

Zusammenfassung

Im ersten Teil der Studie werden Leistungsfähigkeit und Schwächen der derzeit für Klimaprognosen verwendeten Modelle dargestellt. Im Besonderen wird auf die Probleme eingegangen, die sich bei der Entwicklung der allgemeinen Zirkulationsmodelle einstellen. Sie sind dadurch charakterisiert, daß einerseits die erforderlichen Meßdaten vielfach noch gar nicht verfügbar sind, (dies gilt besonders für die südliche Hemisphäre), andererseits dadurch, daß die vielfältigen Rückkopplungen zwischen Atmosphäre, den Ozeanen und den Landmassen zumindest derzeit nicht angemessen in den Klimamodellen berücksichtigt werden können. Auch die mit einer höheren Komplexität der Modelle schnell anwachsenden Rechenzeiten stehen einer wünschenswerten Verbesserung der räumlichen und zeitlichen Auflösung der gekoppelten allgemeinen Zirkulationmodelle entgegen.

Im zweiten Teil der Studie werden für die drei für die Landwirtschaft besonders wichtigen Klimafaktoren Durchschnittstemperatur, Niederschlag und statistische Verteilung extremer Witterungsereignisse die Aussagen zusammengetragen, die aus den Klimamodellen zur Zeit abgeleitet werden können.

Climate models and predicted climate changes in relation to agricultural production

In the first part of the study the capabilities and flaws of presently used climate models are described. The development of advanced (coupled) General Circulation Models (GCM'S) is hampered on the one hand by lack of data (especially from the southern hemisphere), on the other hand by difficulties to incorporate properly the numerous feedback processes between atmosphere, the oceans and the landmasses in a coupled GCM. Many feedback mechanisms are not even known as yet. Also the fast growing computing time required to run advanced climate models is an obstacle to improving their temporal and spatial resolution.

In the second part of the study changes of three climate factors important for agriculture, i.e. mean temperature, precipitation and extreme weather events, as predicted by climate models for the near future are compiled.

Literatur

Allen, R.G.; Gischuki, F.N.; Rosenzweig, C. (1991): CO₂-induced climatic changes and irrigation-water requirements. - *Journal of Water Resources and Management*, 117, S. 157-178.

Anonymous (1990a): How climate changes. - *The Economist*, April, S.13.

Anonymous (1990b): The once and the future weather. - *The Economist*, April, S.103-108.

Avisar, R.; Pielke, R.A. (1991): The impact of plant stomatal control on mesoscale atmospheric circulations. - *Agricultural and Forest Meteorology* 54, S. 353-372.

Bernal, P.A. (1991): Consequences of global change for the oceans: A review. - *Climatic Change* 18, S. 339-359.

Bolin, B. (1988): Linking Terrestrial Ecosystem Process Models to Climate Models. - In: Rosswall, Th.; Woodmansee, R.G.; Risser, P.G. (Hrsg.): Scales and Global Change. Spatial and Temporal Variability in Biospheric and Geospheric Processes. Scope 35. Wiley and Sons, Chichester, S. 109-124.

Bowman, J. (1989): The greenhouse effect. - In: Bennett, R.M. (Hrsg.): The greenhouse effect and UK agriculture. University of Reading. CAS Paper 19, S. 17-26.

Bretherton, F.; Bryan, K; Woods, J.D. (1990): Time-Dependent Greenhouse-Gas-Induced Climate Change. Scientific Assessment of Climate Change. - Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC-Report I), Geneva, 5.-9. June, 1990, S.178-194.

Brunnert, H. (1990): Darstellung des Wissensstandes über globale Klimaveränderungen und Treibhauseffekt. - In: Sauerbeck, D.; Brunnert, H. (Hrsg.): Klimaveränderungen und Landwirtschaft, Teil I. Landbauforschung Völknerode, Sonderheft 117, S. 1-16.

Bultot, F.; Dupriez, G.L.; Gellens, D. (1988): Estimated annual regime of energy-balance components, evapotranspiration and soil moisture for a drainage basin in the case of a CO₂-doubling. - *Climatic Change*, 12, S. 39-56.

Carter, T.R.; Parry, M.L.; Porter, J.H. (1990): Climatic change and future crop suitability in Europe. - In: Goudriaan, J; van Keulen, H.; von Laar, H.H. (Hrsg.): The greenhouse effect and primary productivity in European agro-ecosystems. Pudoc-Verlag, Wageningen, 1990. Proc. of an Intern. Workshop on primary productivity of European agriculture and the greenhouse-effect. Wageningen, The Netherlands, 5.-10. April, 1990.

Carter, T.R.; Parry, M.L.; Porter, J.H. (1991): Climatic change and future agroclimatic potential in Europe. - *International Journal of Climatology*, 11, S. 251-269.

Cess, R.; Potter, G.; Blanchet, J.P.; Boer, G.J.; Ghan, S.J.; Kiehl, J.T.; LeTreut, H.; Li, Z.X.; Liang, X.Z.; Mitchell, J.F.B.; Morcrette, J.-J.; Randall, D.A.; Riches, M.R.; Roeckner, E.; Schliese, U.; Slingo, A.; Taylor, K.E.; Washington, W.M.; Wehtherald, R.T.; Yagai, I. (1989): Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. - *Science*, 245, S. 513-516.

Cess, R.D. (1991): Greenhouse warming - positive about water feedback. - *Nature*, 349, S.462-463.

Cubasch, U.; Cess, R. (1990): Processes and Modelling. Scientific Assessment of Climate Change. - Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC-Report I), Geneva, 5.-9. June, 1990, S. 77-98.

Cushman, R.M. (1991): Some challenges in the use of general circulation model output in climate-impact studies. - *The Environmental Professional* 13, S. 16-24.

- Davis, M.B. (1989): Lags in Vegetation Response to Greenhouse Warming. - *Climatic Change*, 15, (1-2), S. 75-82.
- Dickman, S. (1991): Climate Research: Filling in Missing Pieces. - *Nature* 350 (6316), S. 308.
- Dickinson, R.E. (1986): How Will Climate Change. The Climate System and Modelling of Future Climate. - In: Bolin, B.; Döös, B.R.; Jäger, J.; Warrick, R.A. (Hrsg.): *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems*. Wiley & Sons, Chichester, New York.
- Dickinson, R.E. (1989): Modeling the effects of Amazonian deforestation on regional surface climate: a review. - *Agricultural and Forest Meteorology*, 47, S. 339-347.
- Dickinson, R.E.; Errico, R.M.; Giorgi, F.; Bates, G.T. (1989): A regional climate model for the western U.S. - *Climatic Change*, 15, S. 383-422.
- Dickinson, R.E.; Henderson-Sellers, A. (1988): Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization. - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, S. 439-462.
- Dickinson, R.E.; Henderson-Sellers, A.; Rosenzweig, C.; Sellers, P.J. (1991): Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models, a review. - *Agricultural and Forest Meteorology* 54, S. 373-388.
- Domman, A.J.; Nonhebel, S. (1988): Modelling forest water consumption in the Netherlands. - *Agricultural Water Management*, 14, S. 413-422.
- Dritter Bericht der Enquete-Kommission des 11. Deutschen Bundestages (1990): "Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre": Schutz der Erde. Deutscher Bundestag, Referat Öffentlichkeitsarbeit (Hrsg.).
- Emanuel, K.A. (1987): The dependence of hurricane intensity on climate. - *Nature*, 326, S. 483-485.
- Essex, C. (1991): What Do Climate Models Tell Us About Global Warming? - *Pure and Applied Geophysics* 135 (1), S. 125-133.
- Gates, W.L.; Rowntree, P.R.; Zeng, Q.-C. (1990): Validation of Climate Models. Scientific Assessment of Climate Change. - Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC-Report I), Geneva 5.-9. June, 1990. S. 102-137.
- Giorgi, F.; Bates, G.T.; Errico, R.M.; Dickinson, R.E. (1989): Modelling the climate of the western United States to lower boundary specification. - Proc., Sixth Conference on Applied Climatology, Charleston, S. 201-208.
- Giorgi, F.; Marinucci, M.R.; Visconti, G. (1990): Use of limited-area models for regional climate simulation over Europe. - *Journal of Geophysical Research*, 95, S. 8413-8431.
- Giorgi, F. (1990): Simulation of Regional Climate using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model. - *Journal of Climate*, 3, S. 941-963.
- Giorgi, F.; Mearns, L.O. (1991): Approaches to the simulation of regional climate change: A review. - *Reviews of Geophysics* 29, S. 191-216.
- Gleick, P.H. (1987): Regional hydrologic consequences of increases in atmospheric CO₂ and other trace gases. - *Climatic Change*, 10, S. 137-161.
- Gornitz, V. (1991): Global coastal hazards from future sea-level rise. - *Global and Planetary Change*, 89, S. 379-398.
- Grotch, S.L.; MacCracken, M.C. (1991): The Use of General Circulation Models to Predict Regional Climatic Change. - *Journal of Climate* 4 (5), S. 286-303.
- Hansen, J.; Fung, I.; Lacis, A.; Rind, D.; Lebedeff, S.; Ruedi, R.; Russel, G.; Stone, P. (1988): Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model. - *Journal of Geophysical Research*, 93, S. 9341-9364.
- Henderson-Sellers, A.; Yang, Z.L. (1990): Sensitivity of Regional Climates to Localized Precipitation in Global Models. - *Nature*, 346, S. 734-736.
- Henderson-Sellers, A. (1991): Developing an interactive biosphere for global climate models. - *Vegetatio*, 91, S. 149-166.
- Heymsfield, A.J.; Miloshevich, L.M. (1991): Limit to greenhouse warming? - *Nature* 351 (6321), S.14-15.
- Hileman, B. (1989): Better global warming forecasts recommended. - *Chem. and Eng. News*, 67, S. 33-35.
- Houghton, J. (1991): The Bakerian Lecture 1991. The predictability of weather and climate. - *Philosophical Transactions of the Philosophical Society, London A*. 337, S. 521-572.
- Huntley, B. (1991): How Plants Respond to Climate Change: Migration Rates, Individualism and the Consequences for Plant Communities. - *Annals of Botany* 67 (Supplement 1), S. 15-22.
- Idso, S.B. (1990): The Carbon Dioxide/Trace Gas Greenhouse Effect: Greatly Overestimated? - In: Heichel, G.H.; Stuber, C.W.; Kissel, D.E.; ASA Publication 53, S. 19-26.
- IPCC-Report I. (1990): Scientific Assessment of Climate Change (Policymakers Summary). - In: WMO, UNEP (eds.): Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, 5.-9. June, 1990.
- IPCC-Report II. (1990): Potential Impacts of Climate Change (Policymakers Summary). - In: WMO, UNEP (eds.): Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, 5.-9. June, 1990.
- Jones, P.D.; Wigley, T.M.L. (1990): Global warming trends. - *Scientific American* (8), S. 66-73.
- Lashof, D.A. (1989): The Dynamic Greenhouse: Feedback Processes that May Influence Future Concentrations of Atmospheric Trace Gases and Climatic Change. - *Climatic Change*, 14 (3), S. 213-242.
- Lindzen, R.S. (1990): Some coolness concerning global warming. - *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, S. 288-289.
- Maddox, J. (1990): Clouds and global warming. - *Nature*, 347, (6291) S. 329.
- Manabe, S.; Wetherald, R.T. (1987): Large-scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric

- carbon dioxide. - *Journal of Atmospheric Science*, 44, S. 1211-1235.
- Martin, P.; Rosenberg, N.J.; Mckenney, M.S. (1989): Sensitivity of evapotranspiration in a wheat field, a forest and a grassland to changes in climate and direct effects of carbon dioxide. - *Climatic Change*, 14, S. 117-151.
- Meier, M.F. (1990): Greenhouse effect: Reduced rise in sea level. - *Nature*, 343, (6254) S. 115-116.
- Mimikou, M.; Kouvoopoulos, Y.; Cavadias, G.; Vaianos, N. (1991): Regional hydrological effects of climate change. - *Journal of Hydrology*, 123, S. 119-146.
- Overpeck, J.T.; Bartlein, P.J.; Webb III, T. (1991): Potential Magnitude of Future Vegetation Change in Eastern North America: Comparison with the Past. - *Science* 254 (5032), S. 692-695.
- Palmer, T.N.; Brancovic, C. (1989): The 1988 U.S. drought linked to anomalous sea surface temperature. - *Nature*, 339, S. 54-57.
- Parry, M.L. (1989): The potential impact on agriculture of the greenhouse effect. - In: Bennett, R.M. (Hrsg.): *The greenhouse effect and UK agriculture*. University of Reading. CAS Paper 19, S. 27-42.
- Pearce, F. (1991): Warmer winters fit greenhouse model. - *New Scientist* 129 (1752), S. 20.
- Penner, J.E. (1991): Cloud Albedo, Greenhouse Effects, Atmospheric Chemistry and Climate Change. - *International Journal of Air and Waste Management Association* 40 (4), S. 456-461.
- Pitman, A.J. (1991): Sensitivity of the land surface to sub-grid scale processes: implications for climatic simulations. - *Vegetatio* 91, S. 121-134.
- Pittock, A.B.; Salinger, M.J. (1991): Southern hemisphere climate scenarios. - *Climatic Change* 18, S. 205-222.
- Raupach, M.R. (1991): Vegetation-atmosphere interaction in homogeneous and heterogeneous terrain - some implications of mixed layer dynamics. - *Vegetatio*, 91, S. 105-120.
- Rind, D.; Chiou, E.W.; Chu, W.; Larsen, J.; Oltmans, S.; Lerner, J.; McCormick, M.P.; McMaster, L. (1991): Positive water vapour feedback in climate models confirmed by satellite data. - *Nature* 349, S. 500-503.
- Rosenberg, N.J.; Mckenney, M.S.; Martin, Ph. (1989): Evapotranspiration in a greenhouse-warmed world: A review and a simulation. - *Agricultural and Forest Meteorology*, 47, S. 303-320.
- Rosenzweig, C. (1989): Global Climate Change: Predictions and observations. - *American Journal of Agricultural Economics*, 71 (5), S. 1265-1271.
- Rowntree, P.R. (1990): Estimates of future climate change over Britain. Part 2: Results. - *Weather* 45, S. 79-89.
- Santer, B.D.; Wigley, T.H.L. (1990): Regional validation of means, variances and spatial patterns in general circulation model control runs. - *Journal of Geophysical Research*, 95, (D1), S. 829-850.
- Sato, N.; Sellers, P.J.; Randall, D.A.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Kinter III, K.L.; Hou, Y.T.; Albertazzi, E. (1989): Effects of Implementing the Simple Biosphere Model in a General Circulation Model. - *Journal of Atmospheric Sciences* 46, (18), S. 2757-2782.
- Sausen, R.; Barthel, K.; Hasselmann, K. (1988): Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. - *Climate Dynamics*, 2, S. 145-163.
- Schlesinger, M.E. (1988): Negative or positive cloud optical depth feedback? - *Nature* 335, S. 303-304.
- Schönwiese, Ch.-D.; Bissolli, P.; Birrong, W.; Ullrich, R. (1990): Anthropogene, klimawirksame Spurengase. Mengen, Wirkung, Folgen, Gegenmaßnahmen. Klimatologische Aspekte. - Institut für Meteorologie und Geophysik (Hrsg.). In: *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik*, Nr. 87.
- Schönwiese, Ch.-D.; Runge, K. (1991): Some updated statistical assessments of the surface temperature response to increased greenhouse gases. - *International Journal of Climatology*, 11, S. 237-250.
- Singh, B.; Stewart, R.B. (1991): Potential impacts of CO₂-induced climate change using the GISS scenario on agriculture in Quebec, Canada. - *Agriculture, Ecosystems and Environment* 35, S. 327-347.
- Stouffer, R.J.; Manabe, S.; Bryan, K. (1989): Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. - *Nature*, 342, S. 660-662.
- Sud, Y.C.; Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Chou, M.D.; Walker, G.K.; Smith, W.E. (1990): Influence of the Biosphere on the Global Circulation and Hydrologic Cycle. A GCM Simulation. - *Agricultural and Forest Meteorology*, 52, (1-2), S. 133-180.
- Taylor, K.E.; MacCracken, M.C. (1990): Projected Effects of Increasing Concentrations of Carbon Dioxide and Trace Gases on Climate. - In: Heichel, G.H.; Stuber, C.W.; Kissel, D.E.; ASA Publication 53.
- Thomas, G.; Henderson-Sellers, A. (1991): An Evaluation of Proposed Representations of Subgrid Hydrological Processes in Climate Models. - *Journal of Climate* 4 (9), S. 898-910.
- Tricot, C.H.; Berger, A. (1987): Modelling the equilibrium and transient response of global temperature to the past and future trace gas concentrations. - *Climatic Dynamics*, 2, S. 39-61.
- Warrick, R.; Farmer, G. (1990): The greenhouse effect, climatic change and rising sea level: implications and development. - *Transactions of the Institute of British Geographers*, 15, S. 5-20.
- Washington, W.M.; Meehl, G.A. (1989): Climate sensitivity due to increased CO₂ experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. *Climate Dynamics*, 4, S. 1-38.
- Watts, R.G.; Morantine, M.C. (1991): Is the greenhouse gas-climate signal hiding in the deep ocean? - *Climatic Change* 18, S. iii-vi.

Wigley, T.M.L.; Jones, P.D.; Briffa, K.R.; Smith, G. (1990): Obtaining Sub-Grid-Scale Information from Coarse-Resolution General Circulation Model Output. - Journal of Geophysical Research 95 (D2), S. 1943-1953.

Xue, Y; Sellers, P.J.; Kinter, J.L.; Shukla, J. (1991): A simplified biosphere model for global climate studies. - Journal of Climate, 4, S. 345-364.

Zwischenbericht der Enquete-Kommission des 11.Deutschen Bundestages (1989): "Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre": Schutz der Erdatmosphäre. Eine internationale Herausforderung. Deutscher Bundestag, Referat Öffentlichkeitsarbeit (Hrsg.).

Verfasser: Brunnert, Hans, Dr. rer. nat., Institut für Produktions- und Ökotoxikologie der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft Braunschweig-Völkenrode (FAL), Komm. Leiter: Prof. Dr. Manfred Dambroth.