

Heinz Wanner, Dimitrios Gyalistras, Jürg Luterbacher,
Ralph Rickli, Esther Salvisberg, Christoph Schmutz

Klimawandel im Schweizer Alpenraum

Gebirge können in bezug auf das Klima als Inseln, Brücken oder Grenzen wirken. Die letzten Monate haben uns erneut vor Augen geführt, dass sich extreme Wetterereignisse wie Starkschneefälle mit Lawinen- niedergängen, Überschwemmungen oder Winterstürme im Gebirge drastisch verstärken können. Dabei stellt sich immer mehr die Frage, wieweit menschengemachte Einflüsse zum Klimawandel und möglicherweise zu einer Zunahme von Intensität und Häufigkeit solcher Extremereignisse beitragen können.

Die Gruppe für Klimatologie und Meteorologie (KLIMET) des Geographischen Instituts der Universität Bern unter der Leitung von Prof. Heinz Wanner befasst sich im Rahmen von nationalen und internationalen Forschungsvorhaben seit längerer Zeit mit Fragen der Klimamodifikation und des Klimawandels im Raum Atlantik – Europa – Alpen. Sie hat nun die Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten in einer etwas popularisierten Form zusammengefasst. Das Buch umfasst drei Hauptteile: Im ersten Teil werden die Mechanismen vorgestellt, die das atlantisch-europäische Klima kurz- bis langfristig bestimmen. Dabei wird auch auf die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean und polarem Meereis eingegangen. Der zweite Teil befasst sich mit dem alpinen Klimawandel innerhalb der letzten 3000 Jahre. Abgesehen von den natürlichen Schwankungsursachen (Sonnenaktivität und grosse Vulkaneruptionen) dürfte das Alpenklima immer mehr auch durch menschengemachte Einflüsse mitbestimmt werden (Treibhauseffekt, Aerosole, Oberflächenveränderungen). Der dritte Buchteil widmet sich zukünftigen alpinen Klimaszenarien. In erster Linie werden dabei Modellrechnungen von globalen Klimamodellen mit geeigneten statistischen Methoden auf die Skala der Alpen übertragen und für das kommende Jahrhundert kommentiert.

ISBN 3 7281 2395 1

Die Publikation selbst wurde realisiert mit finanzieller Unterstützung folgender Einrichtungen:



Klimawandel im Schweizer Alpenraum

Heinz Wanner
Dimitrios Gyalistras
Jürg Luterbacher
Ralph Rickli
Esther Salvisberg
Christoph Schmutz

Redaktion: Stefan Brönnimann

Die dieser Publikation zugrundeliegenden Forschungsarbeiten wurden finanziert durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekte ALPCLIC 1 des NFP 31 und SENSUALP von SPPU-CLEAR II), durch das Projekt ADVICE des 4. EU-Rahmenprogrammes sowie durch die Universität Bern.

Die Publikation selbst wurde realisiert mit finanzieller Unterstützung folgender Einrichtungen:

- SPPU-Programm des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung
- Universität Bern
- Schweizerische Stiftung für alpine Forschung

Die Deutsche Bibliothek – CIP-Einheitsaufnahme

Klimawandel im Schweizer Alpenraum / [Heinz Wanner ...]. – Zürich : vdf, Hochsch.-Verl. an der ETH, 2000
(NFP 31 Schlussbericht)
ISBN 3-7281-2395-1

Umschlag: Grosses Bild: Künstlich beschneite Piste in Savognin (Bild: Keystone).
Kleines Bild: Sonne und Schnee im Sertigtal (Bild: Swiss-Image, Copyright by Davos Tourismus).

© 2000, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich
ISBN 3 7281 2395 1

Der vdf im Internet: www.vdf.ethz.ch

Vorwort

Zu Beginn der 1990er Jahre fasste die Gruppe für Klimatologie und Meteorologie des Geographischen Instituts der Universität Bern (KLIMET) den Entschluss, den Fokus der zukünftigen Arbeiten wieder vermehrt auf Fragen der Klimadynamik, insbesondere des Klimawandels zu legen. In einer ersten Etappe von Arbeiten, welche nun abgeschlossen ist, wurde der Schwerpunkt beim Einfluss des grossräumigen Klimawandels auf den Alpenraum und die Schweiz gesehen. Als Orientierungs- und Gliederungskriterien dienten dabei vor allem die räumlichen und zeitlichen Skalen, das heisst viele Prozessbetrachtungen mussten von der globalen, hemisphärischen oder kontinentalen Skala auf die Region des Alpenraums oder auf Teile davon hinunterskaliert oder -transformiert werden.

Das entstandene Buch ist weder ein streng wissenschaftliches Fachbuch noch eine populäre Übersicht. Es versucht nur dort zu vereinfachen, wo dies auch wirklich verantwortbar ist. Einzelne Prozesse (zum Beispiel die Wechselwirkungen zwischen Ozean, Meereis und Atmosphäre im Nordatlantik) sind derart komplex, dass sie geschlossen und umfassend beschrieben werden mussten. Die Autorenschaft des Buches hat aber doch die Hoffnung, dass das Werk zum Verständnis der komplizierten Vorgänge beiträgt, welche die langfristig beobachtete Klimavariabilität des europäischen Alpenraumes und der Schweiz begründen.

Ein grösseres Team des Instituts stand hinter der Entstehung dieses Buches. Ihnen sei an dieser Stelle ganz herzlich gedankt:

- Allen voran Herrn Stefan Brönnimann, welcher mit Geschick, Fachkenntnis und Phantasie die gesamte Redaktion besorgte.
- Frau Vreni Jost für ihr sorgfältiges Lektorat und Frau Susi Schriber für die stetige administrative Unterstützung.
- Herrn Andreas Brodbeck und Herrn Dr. Alfred Bretscher für die Mithilfe bei der graphischen Ausstattung.
- Frau Mary Brown und Frau Brigitte Boisanger für die Übersetzungsarbeit.

Den Geldgebern und den Kollegen, welche diese Arbeit materiell und mit vielen Ideen unterstützt haben, wird im ersten Kapitel speziell gedankt. Schliesslich sei auch Herrn Dr. Bernd Knappmann vom vdf Hochschulverlag unser herzlichster Dank ausgesprochen. Er hat trotz der grossen Verzögerung der Drucklegung des Buches den Glauben an dessen Realisierung nie verloren.

In vielen Momenten der Reflexion, des Lesens und des Schreibens wurde uns erneut bewusst, welche wertvolle Arbeit im Alpenraum von den Pionieren der alpinen Wetter- und Klimaforschung in früheren Jahrzehnten geleistet wurde. Sie haben oft unter viel schwierigeren Bedingungen Geländemessungen ausgeführt, Daten gesammelt und im Lichte theoretischer Überlegungen interpretiert. Ihnen – allen voran unseren drei verbundenen Altmeistern Joachim Küttner, Franz Fliri und Max Schüepp – ist dieses Buch gewidmet.

Bern, im März 2000

Das Autorenkollektiv

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
Résumé	3
Summary	5
Abkürzungsverzeichnis	7
1. Einleitung und Zielsetzung (H. WANNER)	11
2. Wichtige Prozesse und Randbedingungen	15
2.1. Das globale Prozessgefüge im Zusammenhang mit dem Klimawandel (H. WANNER)	15
2.1.1. Klimaschwankungen und Klimaänderungen – eine Übersicht	15
2.1.2. Der tropische Zirkulationsast und die Bedeutung des meridionalen Energieaustausches	20
2.1.3. Die allgemeine Bedeutung interner Systemoszillationen (EI Niño, Nordatlantische Oszillation NAO und Eurasisches Pattern EU)	27
2.2. Dynamische Überlegungen zur geographischen und synoptischen Kontrolle des Alpenklimas (H. WANNER und CH. SCHMUTZ)	31
2.2.1. Die geographisch-topographische Kontrolle des Alpenklimas und ihre Bedeutung für die höherfrequenten (Wetter-) Prozesse	31
2.2.2. Orographische Einflüsse der globalen bis kontinentalen Skala	37
2.2.3. Grossräumige Dynamik im Raum Atlantik – Europa und ihre Kontrolle des Alpenklimas	38
2.3. Statistische Beziehungen zwischen Alpenklima und Nordhemisphäre (R. RICKLI)	59
2.3.1. Alpine Witterung und Nordatlantische Oszillation	59
2.3.2. Schweizer Alpenraum und allgemeine Klimafernkopplung	62

3. Der Klimawandel in den Alpen und in der Schweiz aus historischer und aktueller Sicht	73
3.1. Vom Ende der letzten Eiszeit zum mittelalterlichen Klimaoptimum (H. WANNER)	73
3.2. Die «Kleine Eiszeit» («Little Ice Age», AD 1300–1900) (J. LUTERBACHER)	79
3.2.1. Einleitung und Überblick	79
3.2.2. Datenlage und Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag in der Schweiz	82
3.2.3. Mögliche Ursachen und zeitlicher Überblick	94
3.3. Das 19. und 20. Jahrhundert (CH. SCHMUTZ, E. SALVISBERG und H. WANNER)	105
3.3.1. Niederfrequente Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation (CH. SCHMUTZ)	107
3.3.2. Beitrag zur Wetterlagenklimatologie (E. SALVISBERG)	125
3.3.3. Konsequenzen für Temperatur und Niederschlag (H. WANNER)	151
4. Zur zukünftigen Entwicklung des Klimas im Alpenraum und in der Schweiz (D. GYALISTRAS)	161
4.1. Einleitung	161
4.2. Wie wird sich die atmosphärische Zirkulation im Raum Nordatlantik-Europa verändern?	163
4.2.1. Einleitung	163
4.2.2. Material und Methoden	164
4.2.3. Resultate	165
4.2.4. Diskussion	174
4.2.5. Fazit	181
4.3. Wie sensitiv reagiert der alpine Niederschlag auf systematische Veränderungen in der grossräumigen Zirkulation?	185
4.3.1. Einleitung	185
4.3.2. Material und Methoden	185

4.3.3. Resultate	189
4.3.4. Diskussion	192
4.3.5. Fazit	196
4.4. Klimaszenarien für den Alpenraum und die Schweiz: Neuester Stand und Vergleich	197
4.4.1. Einleitung	197
4.4.2. Material und Methoden	199
4.4.3. Beschreibung der Szenarien	209
4.4.4. Übersicht und Vergleich der bestehenden Szenarien	219
4.4.5. Diskussion	222
4.4.6. Fazit	233
5. Schlussfolgerungen (H. WANNER, D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, R. RICKLI, E. SALVISBERG und CH. SCHMUTZ)	237
Anhang A Synoptische Wetterlagen nach Schüepp	241
Anhang B Tabellenanhang zu Kapitel 4.2.	243
Literatur	257
Register	277
Anschriften	285
Illustrationen zum Klimawandel im Schweizer Alpenraum (Redaktion S. BRÖNNIMANN) S. 14, 19, 26, 36, 72, 78, 81, 93, 99, 104, 106, 124, 150, 160, 184 und 236	

Zusammenfassung

Das Buch beschreibt die raumzeitlichen Strukturen des Klimawandels (verstanden als Klimavariabilität und Klimatrend) im Schweizer Alpenraum. Mit einem Blick auf vergangene, gegenwärtige und zukünftige Klimazustände versucht es, jene Prozesse auszuleuchten, welche in erster Linie für diesen Klimawandel verantwortlich sind. Das gewählte Vorgehen wird in Kapitel 1 näher erläutert.

Kapitel 2 befasst sich mit den globalen bis kontinentalen Prozessen und Randbedingungen, welche das Alpenklima beeinflussen. Nach Hinweisen zur globalen Energetik und zu den daraus resultierenden Energie- und Massentransportmechanismen wird der Blick auf jene Moden oder Regimes des Klimasystems gerichtet, welche in erster Linie für die Klimavariabilität im atlantisch-europäischen Raum verantwortlich sind. Im Vordergrund steht die Nordatlantische Oszillation (NAO), welche im Winter mindestens zu einem Drittel für die Variabilität des nordhemisphärischen Druck- und Temperaturfeldes verantwortlich ist. Offen bleiben die Fragen, wie weit andere, charakteristische Moden das atlantisch-europäische und damit auch das Alpenklima mitbestimmen, wie mögliche Übergänge zu diesen Moden funktionieren und in welcher Form diese Moden durch die wichtigen Forcingfaktoren (Sonne, Vulkane, anthropogen) und durch grossräumig wirksame Teleconnections oder Fernwirkungen innerhalb des Klimasystems (zum Beispiel El Niño oder Quasizweijährige Oszillation, QBO) beeinflusst werden.

Kapitel 3 beschreibt den Klimaverlauf im Holozän, insbesondere seit dem Beginn der «Kleinen Eiszeit». Rekonstruktionen von Gletscherschwankungen der letzten 3200 Jahre zeigen eine fast quasiperiodische Abfolge von Vorstoss- und Rückzugsphasen, die je etwa zwei bis drei Jahrhunderte gedauert haben. In der «Kleinen Eiszeit» vom 14. bis zum Ende des 19. Jahrhunderts werden drei Vorstossphasen beobachtet, deren Ursachen wahrscheinlich nicht in einfacher Weise auf bestimmte Forcingfaktoren (Sonne oder Vulkane) oder Klimamoden wie die Nordatlantische Oszillation zurückgeführt werden können. Sie sind vielmehr das Resultat eines komplizierten Wechselspiels zwischen kaltfeuchten, kalttrockenen und warmen Phasen im Winter, aber auch zwischen stark wechselnden Verhältnissen in den anderen Jahreszeiten. Die Erwärmung im 20. Jahrhundert dagegen ist recht deutlich durch die Nordatlantische Oszillation mitbeeinflusst worden. Komplexer liegen die Verhältnisse beim Niederschlag. Unter anderem ist fraglich, warum Nordwest-, West- oder Südwestlagen über mehrere Tage bis

Wochen andauern und Starkniederschläge mit Überschwemmungen oder Lawinen auslösen können.

In Kapitel 4 wird der Frage nachgegangen, wie weit das zukünftige Alpenklima durch menschgemachte Einflüsse – vor allem durch den Treibhaus-effekt – beeinflusst wird. Dabei wird gezeigt, dass sich Aussagen über die Veränderung von Wetterlagenhäufigkeiten sowie Temperatur- und Niederschlagstrends nach wie vor auf Szenarien beschränken müssen, welche denkbare Klimaentwicklungen auf der Basis von Grundannahmen beschreiben. Prognosen, welche klare Wahrscheinlichkeiten angeben, sind nicht möglich und werden nie streng möglich sein. Heute vorliegende Modellsimulationen deuten auf eine Nordwärtsverschiebung der Gebiete mit einer erhöhten zyklonalen Aktivität hin. Die Temperaturerhöhung dürfte im Alpenraum bei einer Verdoppelung des CO₂ in etwa bei 2.5 °C liegen. Der Niederschlag dürfte – vor allem auf der Alpensüdseite – eher zunehmen. Allerdings sind hier die Aussagen äusserst unsicher. Immerhin kann gezeigt werden, dass die Niederschlagsmengen eindeutig durch veränderte Wetterlagenhäufigkeiten beeinflusst werden.

In den Schlussfolgerungen (Kapitel 5) wird nochmals eine Gewichtung der wichtigsten Ergebnisse vorgenommen. Zukünftige Arbeiten müssen sich vor allem auf zwei Schwerpunkte konzentrieren: Zum einen muss die Erforschung des Charakters und der Ursachen für die Existenz der wichtigen Moden, Regimes oder Zustände des Klimasystems weiter vorangetrieben werden. Insbesondere muss geklärt werden, warum das System längere Zeit in einem bestimmten Zustand, Modus oder Regime verbleibt, dann aber plötzlich instabil wird und rasch zu einem andern Zustand übergeht. Zum andern muss dem Einfluss des anthropogenen Klimawandels in Gegenwart und Zukunft grösste Beachtung geschenkt werden. Empirische und theoretische Studien müssen rasch umgesetzt werden, um zumindest ein erstes Zwischenziel zu erreichen, nämlich die Erstellung saisonaler Klimaprognosen.

Résumé

Les changements climatiques dans les Alpes suisses

(traduction: Brigitte Boisanger)

Cet ouvrage décrit les structures spatio-temporelles du changement climatique (au sens de la variabilité et des tendances du climat) dans la région alpine suisse. À l'aide d'un aperçu des états climatiques du passé, du présent et du futur, il tente d'éclairer les processus responsables de la modification du climat. Le procédé choisi est exposé au premier chapitre.

Le chapitre 2 traite des processus globaux et continentaux, ainsi que des facteurs marginaux qui influencent le climat alpin. Après quelques indications sur l'énergétique globale et sur les mécanismes de transport de masse et d'énergie qui en résultent, le chapitre examine les modes ou régimes du système climatique responsables en premier lieu de la variabilité du climat dans la zone couvrant l'Atlantique et l'Europe. L'oscillation nord atlantique (NAO), responsable en hiver pour un tiers au moins de la variabilité des champs de pression et de température de l'hémisphère nord, apparaît au premier plan. Trois questions demeurent sans réponse: il s'agirait, premièrement, de savoir dans quelle mesure d'autres modes caractéristiques peuvent influencer le climat de l'Atlantique à l'Europe, et par là, celui des Alpes. Deuxièmement, il faudrait explorer comment d'éventuelles transitions vers ces modes fonctionnent, et dans quelle mesure ces modes sont influencés par les facteurs de forçage déterminants (le soleil, les volcans, les facteurs anthropogènes), ainsi que par des téléconnexions et des influences éloignées actives à grande échelle au sein du système climatique (p. ex. El Niño ou l'oscillation quasi biannuelle QBO).

Le chapitre 3 décrit l'évolution du climat au cours de l'Holocène, en particulier à partir du début de la «Petite Glaciation». Des reconstitutions de fluctuations de glaciers au cours des 3200 dernières années montrent une succession quasi périodique d'avancées et de retraits, par périodicité de 2 à 3 siècles. L'on observe, au cours de la «Petite Glaciation» du 14^e au 19^e siècle, 3 phases de croissance glaciaire dont l'origine ne peut sans doute pas simplement être attribuée à des facteurs de forçage (le soleil ou les volcans) ou à des modes de climat tels que l'oscillation nord atlantique. Elles résultent plutôt d'alternances complexes entre phases froides et humides, froides et sèches, et chaudes au cours de l'hiver, ainsi que de conditions très variables au cours des autres saisons. Le réchauffement du 20^e siècle est

en revanche nettement induit par l'oscillation nord atlantique. La situation paraît plus complexe en ce qui concerne les précipitations. Entre autres, les raisons pour lesquelles des conditions météorologiques de nord-ouest, ouest ou sud-ouest stables pendant plusieurs jours voire semaines peuvent déclencher de fortes précipitations, inondations ou avalanches, demeurent incertaines.

Le chapitre 4 s'efforce de répondre à la question des influences humaines – en particulier l'effet de serre – sur le climat alpin dans l'avenir. Il est montré que des prévisions concernant les modifications de fréquence des conditions météorologiques, ainsi que des tendances de températures et de précipitations, restent toujours limitées à des scénarios décrivant des évolutions climatiques imaginables sur la base d'hypothèses élémentaires. Des prévisions faisant apparaître des probabilités claires demeurent inaccessibles à l'heure actuelle et ne seront jamais possible au sens strict du terme. Les simulations modélisées actuelles annoncent un déplacement vers le nord des zones d'activité cyclonique accrue. L'augmentation de la température moyenne devrait se situer autour de 2.5 °C pour un doublement du taux de CO₂. Les précipitations devraient augmenter, en particulier sur le versant sud des Alpes. Les prévisions restent cependant très aléatoires. Toujours est-il que l'on peut démontrer que le volume des précipitations est nettement influencé par des modifications des fréquences de situations météorologiques.

La conclusion (chapitre 5) procède à nouveau à une évaluation des résultats les plus importants. Les travaux devront à l'avenir se concentrer sur deux points essentiels: il faut d'une part faire avancer la recherche sur les caractéristiques et les causes de l'existence de modes, régimes ou états du système climatique. Il est notamment nécessaire d'éclaircir les raisons pour lesquelles le système se maintient dans un état, modèle ou régime particulier, pour ensuite subitement devenir instable et passer rapidement à un autre état. D'autre part, il faut porter une attention particulière aux effets actuels et futurs des évolutions climatiques liées à l'activité humaine. Les études empiriques et théoriques devront enfin rapidement être mises en pratique, afin d'atteindre au moins un objectif intermédiaire, c'est-à-dire l'élaboration de prévisions climatiques saisonnières.

Summary

Climate change in the Swiss Alps.

(translation: Marry Brown)

This book describes the spatial and temporal structure of climatic change in the Swiss Alps, understood as climatic variation and climatic trends. By looking at past, present and future climatic conditions, it attempts to identify the most important processes responsible for climatic change. The methods used are discussed in Chapter 1.

Chapter 2 considers the processes and preconditions that influence the Alpine climate on a scale ranging from the global to the continental. After reference to global energy and to the resulting energy and mass transport mechanisms attention is turned to the modes or regimes of those climatic systems mainly responsible for climatic variability in the Atlantic-European region. In the forefront is the North Atlantic Oscillation (NAO), which is responsible for at least a third of the variation in the Northern Hemisphere pressure and temperature fields. Various questions remain unanswered: how far do other, characteristic modes affect the Atlantic-European climate, and therefore, also Alpine climate? how do possible transitions to these modes work? and in which form are these modes influenced by the important forcing factors (e.g. the sun, volcanoes, man) and via wide-ranging teleconnections or long range effects within the climate system (e.g. El Niño or Quasi Biennial Oscillation QBO).

Chapter 3 describes climatic development in the Holocene period, particularly since the start of the «Little Ice Age». Reconstruction of glacial variation over the last 3,200 years has shown an almost quasi-periodic pattern of phases of advance and retreat – each lasting around 2 to 3 centuries. In the «Little Ice Age», from the fourteenth to the nineteenth centuries, 3 phases of advancement are observed – the causes of which are probably difficult to associate with specific forcing factors (e.g. the sun or volcanoes) or with climatic modes, such as the North Atlantic Oscillation. They result largely from a complex process of interchange between cold damp, cold dry, and warm winter phases, but also from strongly varying conditions during other seasons. In contrast, the warming in the twentieth century is quite clearly influenced by the North Atlantic Oscillation. In the case of precipitation, the situation is more complex: e.g. it is unclear as to why north-westerly, west-

erly, and south-westerly weather conditions can last from several days to weeks, causing heavy rains with resultant flooding or landslides.

Chapter 4 considers the question of how far the future Alpine climate will be affected by various interrelated factors above all by the greenhouse effect. It is shown that statements regarding changes in weather system frequencies, and temperature and precipitation trends, still have to limit themselves to scenarios of plausible climate developments based on basic assumptions. Forecasts that imply clear probability are not possible, and will never be strictly possible. Existing model simulations indicate a northerly shift in the region affected by high cyclonic activity. Temperature increase, caused by a doubling of CO₂ levels, could lie in the region of 2.5 °C. Precipitation would appear to be more likely to increase, especially on the southern side of the Alps, although it is extremely difficult to draw any conclusions on this point. However, it is shown that precipitation totals are clearly influenced by weather system frequency.

In conclusion, Chapter 5 emphasises the most important results. Future research needs to concentrate on two main aspects. Firstly, the study of the character of the most important modes, regimes or states of the climatic system, and the reasons for their existence, needs to be continued. In particular, the reason for the system remaining in a particular state, mode or regime for some time, only to suddenly become unstable and rapidly develop into another state, requires explanation. In addition, the anthropogenic influence on present and future climate change must be given serious consideration. Empirical and theoretical studies need to be rapidly conducted in order to at least reach a first intermediary target – namely being able to make seasonal climate forecasts.

Abkürzungsverzeichnis

AD	Anno Domini
ADVICE	Annual to Decadal Variability In Climate in Europe (Projekt im 4. EU-Rahmenprogramm)
AH	Azorenhoch
ALPEX	Alpine Experiment (Teilprogramm des GARP)
AO	Arktische Oszillation
AO-GCM	Atmospheric-Oceanic General Circulation Model (gekoppeltes Ozean-Atmosphären Zirkulationsmodell)
AWS	Alpenwetterstatistik (vgl. Anhang A, auch Schüepp-Wetterlagen)
BL	Blocking
BP	Before Present
CCA	Kanonische Korrelationsanalyse (Canonical Correlation Analysis)
CLIVAR	Climate Variability (Teilprogramm des WCRP)
COWL	Cold Ocean – Warm Land
DJF	Dezember, Januar und Februar
DVI	Dust Veil Index
ECHAM	Klimaversion des Modells des ECMWF am Max-Planck-Institut in Hamburg, Versionen 3 und 4 (ECHAM3, ECHAM4)
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EIP	Early Instrumental Period (Periode erster instrumenteller Messdaten, 1780–1860)
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function (Hauptkomponentenanalyse)
EU	Eurasian Pattern (zwei Typen: EU1 und EU2)
FCKW	Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe
GARP	Global Atmospheric Research Programme (WMO Klimaprogramm der 70er und 80er Jahre)
GCM	General Circulation Model (Globales Zirkulationsmodell)
GMT	Greenwich Mean Time (s. auch UTC)
GSA	Great Salinity Anomaly (Grosse Salinitätsanomalie)
HZ	Hadley-Zirkulation

IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPV	Isentrope potentielle Vorticity
IT	Islandtief
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
JJA	Juni, Juli und August
KHT	Kontinentales Hoch / Tief
LIATE	Little Ice Age Type Event
LMM	Late Maunder Minimum (1675–1715)
MAM	März, April und Mai
MAP	Mesoscale Alpine Programme (internationales Forschungsprojekt, 1995–2001)
MJO	Madden Julian Oscillation (Zirkulationsoszillation in den Tropen)
MWP	Medieval Warm Period (Mittelalterliches Klimaoptimum, AD 900–1300)
NAO	Nordatlantische Oszillation (North Atlantic Oscillation)
NAOI	Nordatlantischer Oszillationsindex
NATW	Nordatlantische Tiefenwasserbildung
NFP31	Nationales Forschungsprogramm «Klimaänderungen und Naturkatastrophen in der Schweiz»
NPO	North Pacific Oscillation
OAI	Ozean-Atmosphären-Interaktion
OAS	Ozean-Atmosphäre-System
PFJ	Polarfrontjet
PNA	Pacific North American Pattern
QBO	Quasi Biennial Oscillation (Quasizweijährige Oszillation)
SA	Sulfataerosole
SLP	Luftdruck in Meereshöhe (sea level pressure)
SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt
SOI	Southern Oscillation Index
SON	September, Oktober und November
SST	Meeresoberflächentemperatur (sea surface temperature)
ST	Stormtracks (Zyklonenzugbahnen)
STJ	Subtropenjet
SV	Synoptische Variabilität
TAV	Tropische Atlantik Variabilität

THC	Thermohaline Zirkulation (thermohaline circulation)
THG	Treibhausgase
UTC	Universal Time Convention (s. auch GMT)
UV-B	Ultraviolette Strahlung im Wellenlängenbereich 280–320 nm
VEI	Volcanic Explosivity Index
WCRP	World Climate Research Programme (laufendes Weltklimaprogramm)
WLA	Warmluftadvektion
WMO	World Meteorological Organization (Weltorganisation für Meteorologie)

siehe ausserdem

- Figuren 2.1 und 2.6 für Abkürzungen von Teleconnection Patterns,
- Tabellen 3.2 und 3.3 für die Abkürzungen der Grosswetterlagen nach Hess und Brezowsky,
- Anhang A für die Abkürzungen der Schüepp-Wetterlagen sowie
- Tabellen 4.1 und B2 (im Anhang B) für Abkürzungen von GCM-Modellläufen und -Emissionsszenarien.

1. Einleitung und Zielsetzung

Autor: Heinz Wanner

Dieses Buch befasst sich mit dem Einfluss des grossräumigen Klimawandels auf den europäischen Alpenraum, insbesondere die Schweiz. Der Ausdruck Klimawandel wird dabei als Sammelbegriff für alle möglichen Prozesse verwendet, welche Klimaschwankungen oder Klimaänderungen hervorrufen können (IPCC 1990 und 1996). Der Begriff Klimaschwankung wird in erster Linie für jene Phänomene benützt, welche sich in einer klimatologischen Zeitreihe statistisch signifikant in der niederfrequenten Klimavariabilität abbilden und deren stochastischer Anteil als Rauschen oder in diesem Fall als «red noise» bezeichnet wird (Elsner und Tsonis 1996). Der Begriff Klimaänderung wird dann verwendet, wenn sich das Klimasystem und die systemcharakterisierenden Parameter in eine bestimmte Richtung bewegen. Im statistischen Sinn wird dann von einem Klimatrend gesprochen. Oft werden im Klimasystem Oszillationen wirksam, deren signifikante Ausprägungen in einer Zeitreihe erst nach der statistischen Eliminierung von Trend und Rauschen sichtbar werden.

Wenn der regionale Klimawandel diagnostiziert wird, so geht ein möglicher Arbeitsansatz davon aus, dass man den Einfluss der grösserskaligen Prozesse auf kleinere Regionen wie zum Beispiel den Alpenraum oder die Schweiz abschätzt. Dieses «Downscaling» kann anhand von Beobachtungen rein retrospektiv vorgenommen werden (Wanner et al. 1997). Viel öfter werden jedoch zukünftige Klimaszenarien von sogenannten globalen Klimamodellen (GCMs) übernommen und mit geeigneten Methoden auf tiefere Skalen mit besserer räumlicher Auflösung hinuntertransformiert (Robinson und Finkelstein 1991, von Storch et al. 1993, Viner und Hulme 1994, Wanner und Beniston 1995, Gyalistras et al. 1998). Dieses Hinunterskalieren geschieht durchaus im Bewusstsein, dass das grossräumige Klima durch kleinräumige «Upscaling»-Effekte ebenfalls modifiziert werden kann (Giorgi und Mearns 1991, Yarnal 1993). Man denke etwa an Veränderungen der Strahlungsbilanz durch eine temperaturbedingte Abnahme der kontinentalen Schneebedeckung oder an veränderte Bowen-Verhältnisse (als Verhältnis zwischen den Stromdichten der fühlbaren und der latenten oder Verdunstungswärme) infolge von Landnutzungsänderungen. Allerdings ist man noch nicht in der Lage, den Einfluss dieser kleinräumigeren Effekte auf das globale Klima genau abzuschätzen. Dies liegt vor allem in der Tatsache begründet, dass solche Prozesse von den grobmaschigeren globalen Zirkulationsmodellen (GCM) nicht aufgelöst werden können und höchstens in Form subskaliger Parametrisierungen berücksichtigt werden.

Im Rahmen dieses Buches werden in erster Linie Resultate von drei in den letzten Jahren durchgeführten Forschungsprojekten vorgestellt:

- Das Projekt ALPCLIC I (Alpine Climate Change I) wurde in enger Zusammenarbeit mit der Gruppe von Prof. H. C. Davies vom Laboratorium für Atmosphärenphysik der Eidgenössischen Technischen Hochschule (ETH) Zürich durchgeführt. Ziel war es, im Rahmen von Prozessstudien abzuklären, wie sensitiv der Alpenraum auf global- bis kontinentalskalige Schwankungen oder Änderungen im Klimasystem reagiert. Die Gruppe der ETH Zürich konzentrierte sich auf theoretische Überlegungen und Modellstudien (Lüthi et al. 1997). Unsere Gruppe bearbeitete den empirischen oder Beobachtungsteil des Projektes (Wanner et al. 1997).
- Das Projekt ADVICE (Annual to Decadal Variability In Climate in Europe) war Bestandteil des 4. EU-Rahmenprogrammes. Es ging darum, anhand von geeigneten indirekten Datenzeugen (Proxydaten, historische Quellen) sowie frühen Instrumentenmessungen eine Rekonstruktion und Klassifikation der mittleren monatlichen Bodendruckfelder über Europa in zwei wichtigen Zeitperioden vorzunehmen: Spätes Maunder Minimum (1675–1715) und frühe Instrumentenperiode (1780–1860). Zum Projekt, welches unter der Leitung der Climatic Research Unit in Norwich (GB) stand, trugen insgesamt Forschungsgruppen aus acht Ländern bei (Luterbacher et al. 2000a).
- Schliesslich beteiligte sich unsere Gruppe auch am «Schwerpunktprogramm Umwelt» (SPPU) des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Im Rahmen des Teilprogrammes CLEAR II (Climate and Environment in Alpine Regions) wurde vor allem der Frage nachgegangen, wie weit sich beim Downscaling oder Hinunterskalieren von globalen Klimamodellen Fehler und Ungenauigkeiten fortpflanzen und Impactmodelle beeinflussen können (Gyalistras und Fischlin 1999).

Die im Rahmen dieses Buches vorgestellten Resultate konzentrieren sich auf drei Arbeitsschwerpunkte der genannten Projekte:

1. Anhand von längeren Beobachtungsreihen wurde untersucht, in welcher Form global- bis kontinentalskalige Faktoren (Forcingfaktoren oder interne Systemoszillationen) in der Vergangenheit das Alpenklima beeinflussten. Gemäss Figur 2.1 wurde das oben erwähnte Prinzip des synoptischen Downscalings verfolgt, das heisst, es wurde versucht, soweit wie möglich eine «synoptische Prozesskette» von der globalen bis zur regionalen Skala zu knüpfen.

2. Mit Hilfe der synoptischen Klimatologie (Studium des Zusammenwirkens verschiedener Klimavariablen, Wetterlagenanalyse, Berechnung von Zirkulationsindizes) wurde die Frage verfolgt, wie weit sich der Klimawandel der letzten paar 100 Jahre, aber auch die auf einer Verdoppelung des CO₂ basierenden zukünftigen Szenarien prozessmässig interpretieren lassen. Dabei wurden insbesondere die unter Zielsetzung (1.) gewonnenen Erkenntnisse über die Prozesszusammenhänge miteinbezogen.
3. Schliesslich wurden die Resultate dieser synoptischen Studien als Basis für die Aufstellung von Klimaszenarien für die Schweiz benützt. Verfolgt wurde dabei ebenfalls die Technik des empirischen oder statistischen Downscalings, welches den grossen Vorteil bietet, dass eine ganze Reihe verschiedener GCM-Modellläufe hinunterskaliert und verglichen werden kann.

Verschiedene Kollegen aus befreundeten Instituten haben durch Diskussionen mit uns ganz wesentlich zu den Resultaten dieses Buches beigetragen, allen voran Prof. H. C. Davies vom Laboratorium für Atmosphärenphysik der ETH Zürich, Prof. Ch. Schär und Dr. Ch. Frei vom Geographischen Institut der ETH Zürich, Dr. A. Fischlin vom Institut für Systemökologie der ETH Zürich, Prof. J. Fuhrer vom Institut für Umweltschutz in der Landwirtschaft in Bern-Liebelfeld, Prof. T. D. Davies und Prof. P. D. Jones von der Climatic Research Unit (CRU) in Norwich und Prof. J. Jacobeit vom Geographischen Institut der Universität Würzburg. Ihnen sei ebenso gedankt wie dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, dem Bundesamt für Bildung und Wissenschaft und der Universität Bern für die finanzielle Unterstützung sowie der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt in Zürich für die zur Verfügung gestellten Datensätze.

Der vorliegende Text gliedert sich in drei Hauptabschnitte: Kapitel 2 gibt Einblick in die wichtigsten Forcingmechanismen sowie vor allem in die gemäss Figur 2.1 zwischen den einzelnen Skalenbereichen ablaufenden Prozesse. Kapitel 3 beschreibt auf der Basis von Zeitreihen und synoptischen Analysen die Klimadynamik im atlantisch-europäischen Raum während der letzten Jahrzehnte bis Jahrhunderte. Kapitel 4 versucht im Lichte des wachsenden Treibhauseffektes einen Überblick über die Strukturen und Prozesse zu geben, welche den wichtigsten alpinen Klimaszenarien der kommenden Jahrzehnte zugrunde liegen. Dabei wird ein Hauptaugenmerk auf mögliche prozessbedingte Unterschiede im Bereich der atmosphärischen Zirkulation gelegt.



Nur dank der langfristigen Überwachung durch Messnetze sind klimatologische Studien überhaupt möglich. Lufthygienische und meteorologische Messungen auf der Seebodenalp an der Rigi (Foto: Stefan Brönnimann).

2. Wichtige Prozesse und Randbedingungen

2.1. Das globale Prozessgefüge im Zusammenhang mit dem Klimawandel

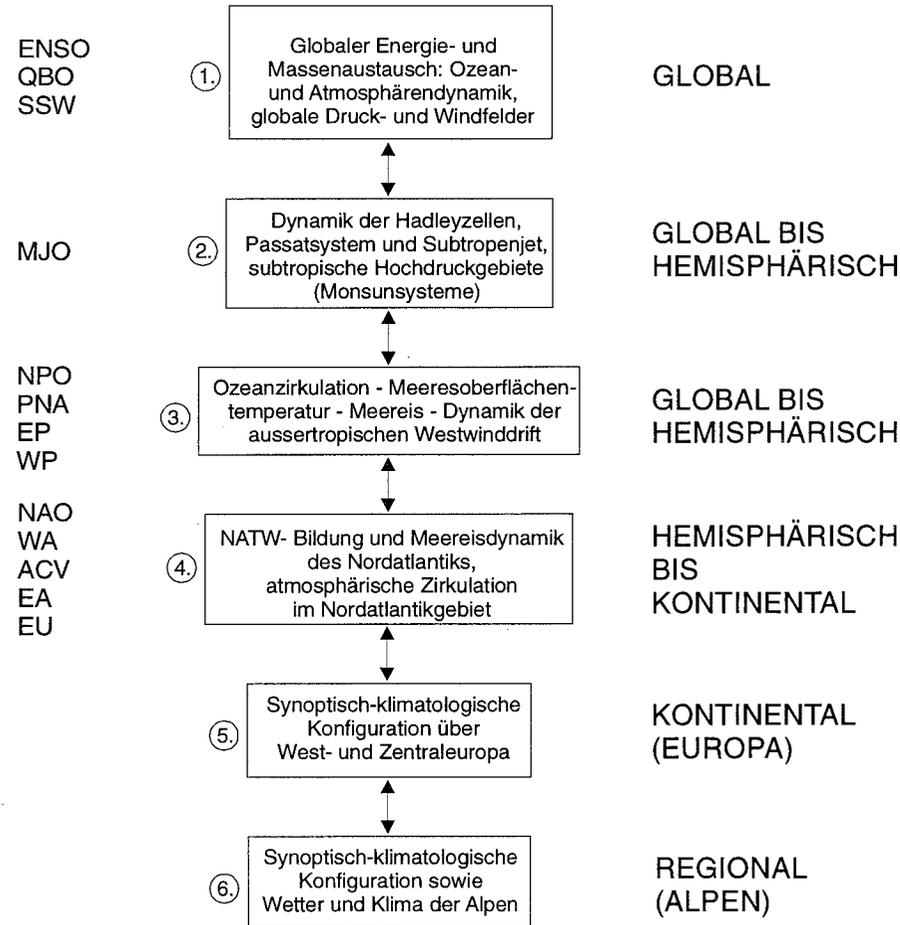
Autor: Heinz Wanner

2.1.1. Klimaschwankungen und Klimaänderungen – eine Übersicht

Figur 2.1 legt dar, wie das Klimageschehen des Alpenraumes ganz massgeblich durch grossräumige Einflüsse der globalen, hemisphärischen und kontinentalen Skala bestimmt wird. Diese grösserskaligen Änderungen und Schwankungen des Klimas können sowohl durch natürliche als auch durch anthropogene Faktoren verursacht werden (IPCC 1990 und 1996). In Tabelle 2.1 werden die wichtigsten Einflussfaktoren mit den ihnen entsprechenden Zeitskalen aufgelistet. Abgesehen von den extrem langfristigen, geologisch bedingten Klimaänderungen, welche vor allem mit plattentektonischen Vorgängen im Zusammenhang stehen (sie werden in Tab. 2.1 nicht aufgelistet), sind im oberen Zeitskalenbereich der natürlichen Ursachen vor allem die Einflüsse der Schwankungen der Orbitalelemente zu beachten (Berger 1978). Ihre Varianzspektren weisen deutliche Spitzen bei 412'000 und 100'000 Jahren für die Änderungen aufgrund der Exzentrizität der Erdbahn, bei 41'000 Jahren für die Schiefenänderungen der Erdachse sowie bei 23'000 und 19'000 Jahren für die Schwankungen der Präzession der Äquinoktien auf. Die Summenwirkung dieser drei Schwankungselemente gilt nach heutiger Lehrmeinung als der entscheidende, notwendige Forcingfaktor für mögliche Übergänge zwischen Glazialen und Interglazialen (sogenannte Milankovitch-Theorie; vgl. Berger 1981 und 1984), aber auch für die Auslösung langandauernder, grossräumiger Pluvial- oder Trockenzeiten.

Die Sonne weist als eigentlicher «Motor» des Erdklimas ebenfalls quasizyklische Aktivitätsschwankungen auf (Foukal und Lean 1990). Im Vordergrund steht der etwa 11jährige Zyklus, welcher zuerst anhand der Sonnenflecken entdeckt wurde (Lassen und Friis-Christensen 1995). Neben diesem Zyklus sind auch längerfristige Schwankungen mit Periodizitäten von 80 bis 90 Jahren sowie kurzfristige im Minuten- bis Jahresbereich untersucht worden

Wichtige makroskalige Prozesse oder Fernwirkungen (sog. Teleconnections):



Figur 2.1: Der Einfluss der globalen Klimavariabilität auf die Alpen, gezeigt am Beispiel eines Wirkungsgefüges mit sechs Boxen. Das Wirkungsgefüge basiert auf der Idee des synoptischen Up- und Downscalings, wobei die Doppelpfeile je die Wechselwirkungen zwischen zwei Skalenbereichen markieren (aus Wanner et al. 1997).

ENSO: El Niño – Southern Oscillation; QBO: Quasi-Biennial Oscillation; SSW: Sudden Stratospheric Warming; MJO: Madden-Julian-Oscillation; NPO: North Pacific Oscillation; PNA: Pacific North American Pattern; EP: Eastern Pacific Pattern; WP: Western Pacific Pattern; NAO: North Atlantic Oscillation; WA: Western Atlantic Pattern; ACV: African Climate Variability; EA: Eastern Atlantic Pattern; EU: Eurasian Pattern.

(Fröhlich 1987). In neuesten Publikationen wird der Sonneneinfluss erneut sehr stark für Klimaschwankungen verantwortlich gemacht, indem die Wirkungskette zwischen Sonnenaktivität, kosmischer Strahlung, Erdmagnetfeld, irdischer Wolkenbildung und Erdoberflächentemperatur angesprochen wird (Svensmark und Friis-Christensen 1997, Haigh 1994 und 1996, Lean et al. 1995, Lean und Rind 1998 und 1999). Hier ist allerdings auch zur Vorsicht zu mahnen, da der Beitrag der Sonne als Antriebselement der dekadischen Energiebilanzschwankungen nur etwa in der Größenordnung von 30% liegen dürfte. Neue Experimente mit Wolkenkammern dürften hier klarere Resultate ergeben.

Tabelle 2.1: Natürliche und anthropogene Ursachen von Klimaschwankungen oder Klimaänderungen.

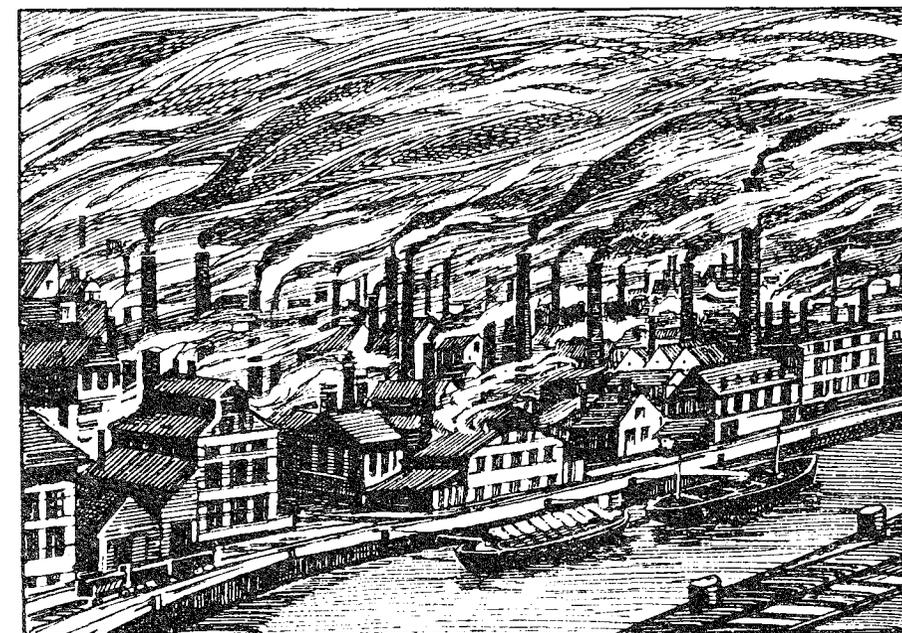
Ursache	Zeitskala / Einfluss auf bodennahe Energiebilanz (+/-)
1. Natürliche Ursachen	
1.1. Schwankungen der Erdbahnelemente	10 ⁴ bis 10 ⁵ Jahre
1.2. Schwankungen der Sonnenaktivität	Minuten bis 10 ² Jahre (oder mehr)
1.3. Explosive Vulkaneruptionen	unregelmässig (Einfluss 1 bis 3 Jahre)
1.4. Interne Systemoszillationen im Atmosphäre-Ozean-Meereis-System (z. B. El Niño, Nordatlantische Oszillation)	Monate bis 10 ² Jahre (oder mehr?)
2. Anthropogen bedingte Klimaänderungen	
2.1. Treibhauseffekt	+
2.2. Aerosoleinfluss	-
2.3. Ausdünnung der stratosphärischen Ozonschicht und Zunahme des Grenzschichtozons	+ / -
2.4. Oberflächenveränderungen (Verstädterung, Urwaldabholzung, Desertifikation, usw.)	komplex (+/-)

Als weitere natürliche Ursache von Klimaschwankungen sind die Vulkane zu erwähnen (Bradley und Jones 1995). Vulkanische Aerosole und Gase absorbieren die kurzweilige Strahlung und führen in höheren Atmosphärenschichten zu einer Temperaturzunahme, in Bodennähe jedoch zu einem Rückgang der Temperatur. Einflüsse von Vulkaneruptionen sind durchschnittlich über eine Zeitskala von Monaten bis wenigen Jahren feststellbar (Jones und Kelly 1987, Briffa et al. 1998). Sie sind erwartungsgemäss unregelmässig über die Zeitachse verteilt und können in bestimmten Zeitabschnitten zu erheblichen Klimaschwankungen, insbesondere zu kühlen Sommern und eher milden Wintern in den mittleren Breiten, führen.

Die atmosphärischen Auswirkungen und somit das Klima einer bestimmten Region können nur dann richtig verstanden werden, wenn jene Vorgänge besser bekannt sind, welche der internen Systemvariabilität zugeschrieben werden. Diese können innerhalb einer einzelnen Sphäre oder eines einzelnen Mediums (Ozean, Atmosphäre) ablaufen. Oft sind sie jedoch das Resultat komplexer Wechselwirkungen zwischen einzelnen Sphären. Die zeitlichen Spektren wichtiger Klimaparameter sind zyklusähnlich oder intermittierend und weisen Zeitskalen von einigen Jahren bis einigen Jahrhunderten auf (Stocker 1996). Als komplexe, grossräumig relevante Formen solcher interner Oszillationen sind in den letzten Jahren der El Niño und die Nordatlantische Oszillation (NAO) sehr bekannt geworden. Dabei muss später insbesondere die Frage gestellt werden, wie weit diese beiden Phänomene durch die anthropogene Klimamodifikation in ihrer Ausprägung und Häufigkeit verändert werden.

Gemäss Tabelle 2.1 sind vier wesentliche Einflüsse der anthropogenen Klimabeeinflussung auszumachen. Die Grundlagen des Treibhauseffektes sind – abgesehen von der schwierigen Frage des Einflusses auf und der Wirkung von Wolken – recht gut bekannt (IPCC 1990 und 1996). Weit weniger klar ist die Frage nach der anthropogenen Klimabeeinflussung durch Aerosole, insbesondere durch Sulfataerosole, zu beantworten. Ein deutliches Zeichen für diese Unsicherheit ist die Tatsache, dass der in den Szenarien berechnete Temperaturanstieg quantitativ seit dem ersten IPCC-Bericht (IPCC 1990) um zum Teil mehrere Grade zurückkorrigiert werden musste. Der dritte menschgemachte Einfluss betrifft das Ozon (O_3). Er ist zweiteilig, indem einerseits die stratosphärische Ozonschicht durch Spraygase (Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe: FCKWs) zerstört wird und andererseits die bodennahe Grenzschicht (unterste 1–2 km) mit Ozon angereichert wird. Beide Prozesse haben Folgewirkungen für den Strahlungshaushalt: In der Stratosphäre wird weniger UV-Strahlung absorbiert, was den Energiegewinn reduziert, in der Troposphäre resultiert ein zusätzlicher Treibhauseffekt. Interessant ist auch, dass eine Wechselwirkung zwischen den beiden Prozessen in dem Sinn besteht, dass durch das vermehrte Durchdringen der UV-B-Strahlung bis in Boden-

nähe dort unter bestimmten Bedingungen mehr Ozon gebildet werden kann (Brönnimann und Neu 1998). Als vierter und letzter, wichtiger menschgemachter Klimaeinfluss sind die Bodenoberflächenveränderungen zu erwähnen. Im Vordergrund stehen dabei die Verstädterung (und damit die Bodenversiegelung), die Abholzung von Urwäldern und die Vegetationszerstörung durch Übernutzung des Bodens durch Tiere sowie die Intensivierung der Landwirtschaft. Wurden diese Prozesse früher – vor allem auch wegen ihrer bezüglich der globalen Modelle sehr feinen räumlichen Auflösung – stark vernachlässigt, so ist man sich heute darüber einig, dass Oberflächenveränderungen ganz erheblich zum globalen Klimawandel beitragen können (Couzin 1999).

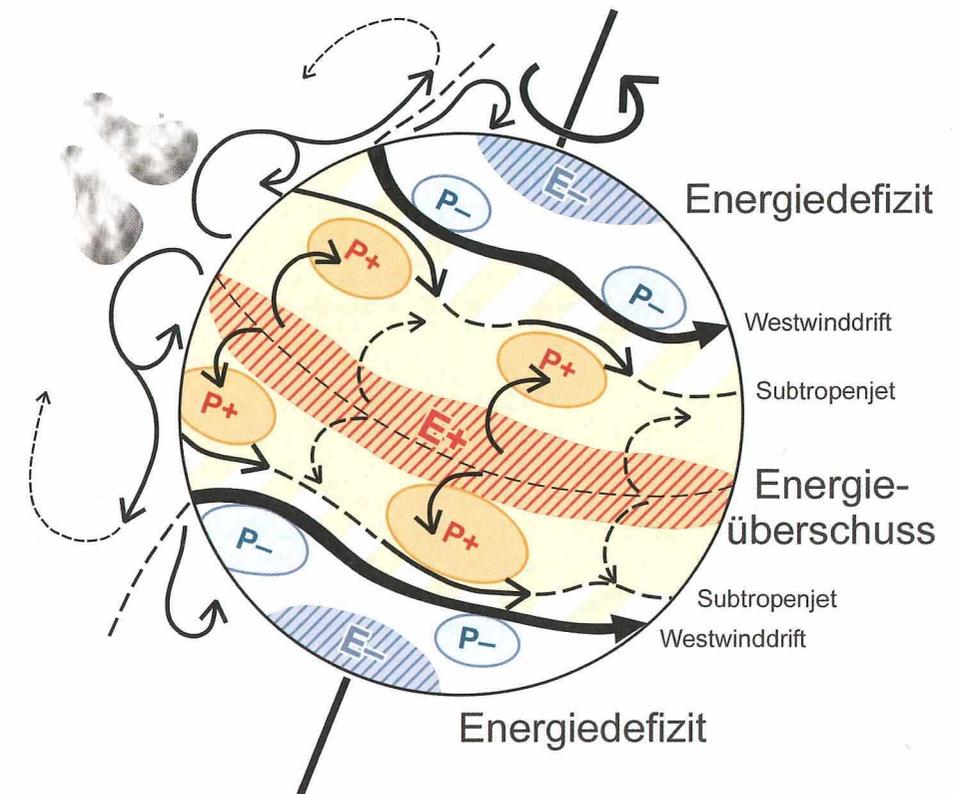


Atmosphärenchemischer Wandel: Leeds (Nordengland) in den Zwanzigerjahren des 20. Jahrhunderts, der Prototyp der englischen Industriestadt mit rauchenden Schornsteinen. Federzeichnung von Ernst Vosseler (Hotz und Vosseler 1929).

2.1.2. Der tropische Zirkulationsast und die Bedeutung des meridionalen Energieaustausches

Im Hinblick auf die Deutung von Klimaschwankungen im europäischen Alpenraum sind zum ersten die globalen, energiegetriebenen Austauschvorgänge in Atmosphäre und Ozean und die Wechselwirkungen zwischen Ozean, Lufthülle, Eismassen, Land und Vegetationsdecke – insbesondere im Raum Atlantik-Europa – zu beachten. Zum zweiten sind daraus die Konsequenzen für das Verständnis der niederfrequenten Prozesse und der davon abhängigen räumlichen Strukturen innerhalb der Atmosphäre abzuleiten. Figur 2.2 zeigt den Einfluss des unterschiedlichen Energieangebots von Tropen und Ausertropen auf die atmosphärischen Bewegungsvorgänge. Der grosse Energieüberschuss ($E+$) der Tropen, welcher auf das dort vorhandene, grössere Strahlungsangebot der Sonne zurückzuführen ist, wird in erster Linie von den tropischen Ozeanen aufgenommen und gespeichert, die eine grosse Wärmekapazität aufweisen. Nördlich und südlich des Äquators liegen die konvektiv getriebenen Hadley-Zirkulationszellensysteme, deren Struktur und Dynamik stark von der Oberflächentemperatur der tropischen Ozeane abhängig ist. Eine Erwärmung dieser tropischen Ozeane führt zu einer Verstärkung der Hadleyzirkulation und damit auch zu einem intensiveren Rückfluss von Luftmassen Richtung Polkappen. Direkt davon betroffen sind die Subtropenjets, welche durch ihre Amplitude, Phase und Wellenlänge die Lage der Subtropenhochdruckgebiete (in Fig. 2.2 mit $P+$ gekennzeichnet) beidseits des Äquators mitbestimmen (z. B. Azorenhoch). Das polwärts anschliessende Temperaturgefälle treibt die Westwinddrift (dicke schwarze Pfeile in Fig. 2.2) an. Polseitig dieses mehr oder weniger mäandrierenden Polarfrontstrahlstroms befinden sich die subpolaren Tiefdruckgebiete (z. B. Island- und Alëütentief). Da bei einer starken Westströmung kein meridionaler (ageostrophischer) Energie- und Massentransport möglich ist, wird dieses Westwindssystem bei hohen Nord-Süd-Temperaturdifferenzen instabil und schlägt deutliche, meridional ausgreifende barokline Wellen, auf deren Vorderseite die verstärkte Zyklonenaktivität den meridionalen Energie- und Massenaustausch begünstigt. Da sich der zonal gemittelte Nord-Süd-Temperaturgradient im Verlauf solcher Zyklen zwischen hohen und tiefen Werten bewegt, wird von High- und Low-Index-Lagen gesprochen (Rex 1950).

Im Bereich des tropischen Atmosphärensystems sind zwei niederfrequente Prozesse besonders zu beachten, welche das Klima sehr grossräumig beeinflussen können: Die Quasi-Biennial Oscillation (QBO) ist eine zirka 27-monatige Oszillation der Temperatur und vor allem des zonalen Windes in

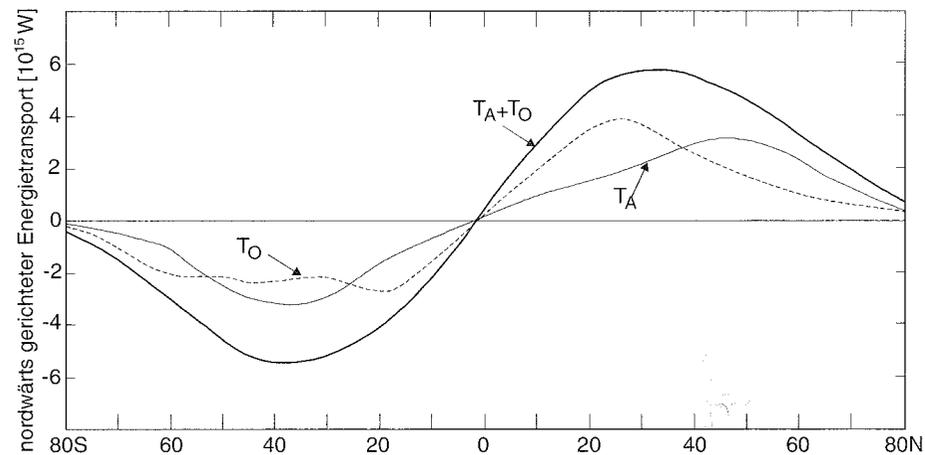


Figur 2.2: Das Energiegefälle Äquator – Pol und dessen Einfluss auf die atmosphärischen Bewegungsvorgänge.

der tropischen Stratosphäre mit Windmaxima auf etwa 24 km Höhe. Die Windrichtungen wechseln periodisch zwischen Ost und West, wobei die Ostwindphasen stärker sind (Veyard and Ebdon 1961). Die QBO ist gekoppelt mit den nord- und südhemisphärischen stratosphärischen Winden und mit dem sogenannten «Berliner Phänomen» (Labitzke und van Loon 1988). Letzteres entspricht einer «explosionsartigen» Erwärmung der Stratosphäre, welche meistens im Hochwinter auftritt und grössere Gebiete der Nordhemisphäre erfasst. Bei einem sogenannten «major warming» kann der Polarwirbel zusammenbrechen. Nördlich von 60° werden dann sogar Ostwinde beobachtet. Die Kopplungen dieser Phänomene, so zum Beispiel mit Solarzyklen und ENSO (El Niño Southern Oscillation), sind jedoch kaum bekannt. Immerhin wird die QBO oft mit aussertropischen Zeitreihen korreliert. So wurden auch Korrelationen mit den Niederschlägen der Monate September und Oktober im Alpenraum festgestellt, und zwar in dem Sinne, dass diese beim östlichen QBO-Mode mehr als 50% (bis 127%) höher sind als beim

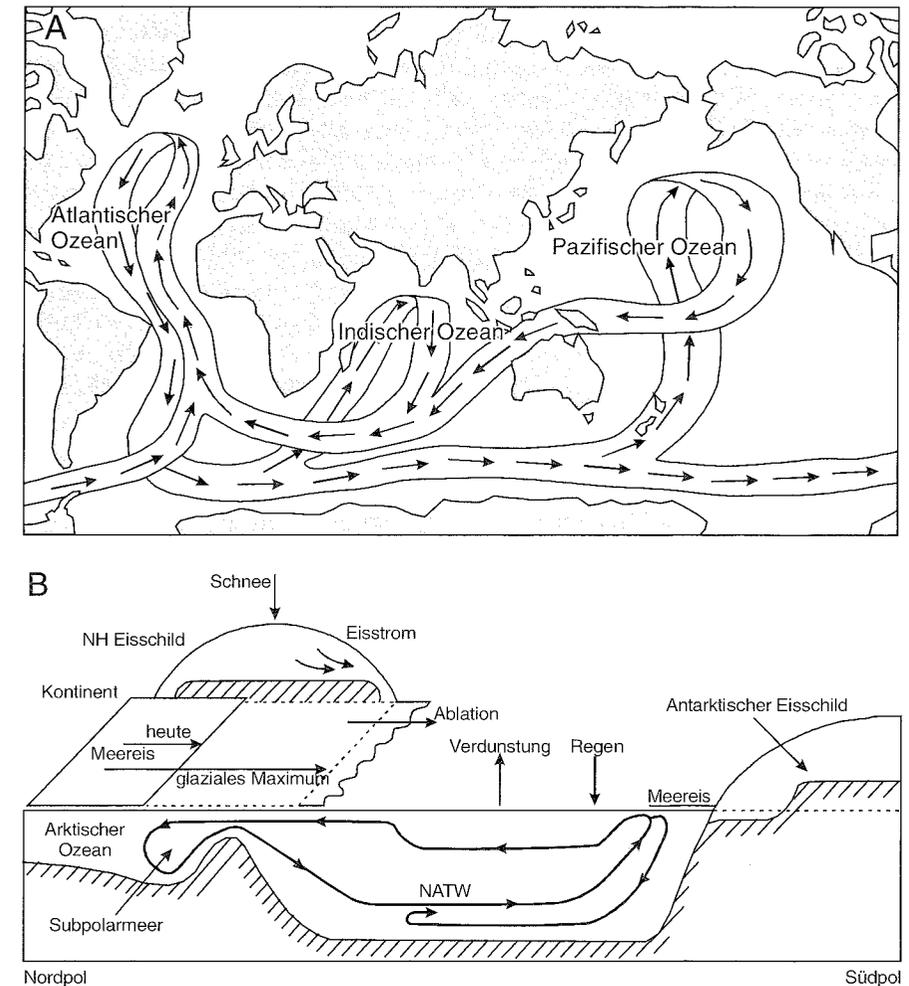
westlichen (Brázdil und Zolotokrylin 1995). Nebst der QBO spielt in den äquatorialen Breiten die Madden-Julian-Oscillation eine zentrale Rolle (Burroughs 1992, Madden und Julian 1994). Sie äussert sich als ostwärts propagierende Kelvinwelle mit einer Periode von 30 bis 50 Tagen. In die Welle eingebettet sind negative Druckanomalien. Sie begünstigen die hochreichende Konvektion, deren Einfluss bis in die untere Stratosphäre reicht. Diese Gewittercluster ziehen ebenfalls langsam ostwärts. Sobald die Anomalie des Druckfeldes abklingt, verliert auch die konvektive Aktivität an Bedeutung. Die Madden-Julian Oscillation beeinflusst niederfrequente Prozesse in den Subtropen und Mittelbreiten ebenfalls in komplexer Weise (Speth und Madden 1987).

Die Ozeane bedecken zirka 70% der Erdoberfläche. Sie sind ein gewaltiger Speicher der eingestrahelten Energie und besorgen einen wesentlichen Teil des meridionalen Energieaustausches. Figur 2.3 zeigt die Meridionalprofile des globalen, nordwärts gerichteten Energietransportes (nach Carissimo et al., 1985; in Peixoto und Oort 1992). Dabei wird deutlich sichtbar, dass der Ozean im Bereich zwischen 10° und 35° N im Mittel deutlich mehr Energie transportiert als die Atmosphäre. Die Struktur dieses ozeanischen Austauschsystems ist wie bei der Atmosphäre recht kompliziert.



Figur 2.3: Meridionalprofile des nordwärts gerichteten Energietransportes von Atmosphäre (T_A), Ozean (T_O) und von beiden zusammen (T_A+T_O) (nach Carissimo et al., 1985, in Peixoto und Oort 1992, © Springer, reproduziert mit freundlicher Genehmigung des Springer Verlags).

Figur 2.4 A zeigt in vereinfachter Form den sogenannten «Conveyor Belt», eine Art Mitteldarstellung des «Transmissionsriemens», welcher diesen Massen- und Energieaustausch im Rahmen der gegebenen Randbedingungen (Energiedefizit Äquator-Pol sowie Topographie der Ozeanbecken) besorgt.



Figur 2.4 (A): Stark vereinfachende Darstellung des ozeanischen «Conveyor Belt», des grossen «Transmissionsriemens», welcher unter den gegebenen Randbedingungen den ozeanischen Energie- und Massenaustausch zwischen Äquator und Pol besorgt (Siedler und Zenk, 1997).

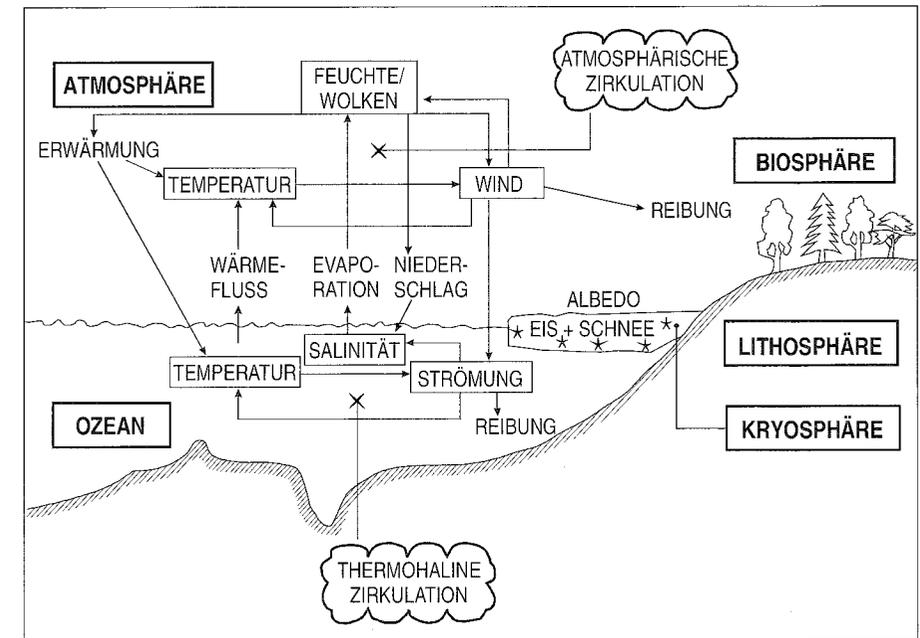
(B): Meridionalchnitt durch den atlantischen Teil des ozeanischen Strömungssystems (Ghil und McWilliams, 1994).

Dabei ist stets von der Tatsache auszugehen, dass für den Antrieb dieser thermohalinen Zirkulation die Unterschiede in Salzgehalt und Temperatur des Ozeanwassers entscheidend sind. Als ein wichtiges Antriebselement erweist sich dabei die Nordatlantische Tiefenwasserbildung (NATW), dieses langsam drehende oder zirkulierende und weit nach Norden ausgreifende, gewaltige atlantische Schwungrad des Conveyor Belt. Sein Antrieb erfolgt hauptsächlich durch die Abkühlung salzreichen Wassers aus der Nordatlantischen Drift, dessen Dichtezunahme in erster Linie die Absinkbewegung erzeugt. Ein Teil der 700 bis 800 Meter mächtigen Wassermassen des Golfstroms quert den Atlantik und erreicht unter dem oben erwähnten Namen Nordatlantische Drift die Grönland- und Islandsee (siehe auch Fig. 2.16). Die Dänemarkstrasse sowie der submarine Rücken zwischen Island und Schottland erlauben als einzige Schwellen einen grösseren Massenaustausch mit den Becken des arktischen Ozeans. Ein entsprechendes Gegenstück auf der pazifischen Seite fehlt, da der Durchfluss durch die «Mauer» der Beringstrasse verhindert wird. Somit ergibt sich aufgrund der Randbedingungen in grober Vereinfachung (Broecker 1991) eigentlich nur eine einzige mächtige «Konvektionszelle» mit aufquellenden Warmwässern in den «Wärmeöfen» des Pazifik und des Indik und dem soeben beschriebenen Absinken im Nordatlantik.

Figur 2.4 B zeigt einen meridionalen Schnitt durch den atlantischen Teil dieses ozeanischen Strömungssystems, nun differenzierter dargestellt mit dem grossen Zirkulationsrad der nordatlantischen und dem kleineren der antarktischen Tiefenwasserbildung (Ghil und McWilliams, 1994). Dabei wird schön sichtbar, dass neben den topographischen Randbedingungen die Massenströme des Süswassers in fester (Gletscher, Meereis) oder flüssiger (Verdunstung, Abfluss) Form sowie auch die Albedoveränderungen infolge wechselnder Meereisbedeckungen eine entscheidende Rolle für das atlantisch-europäische Wetter- und Klimageschehen spielen müssen, und zwar vor allem dann, wenn ausgedehnte Süswasserschichten an neuralgischen Stellen des Nordatlantiks die Bewegung des NATW-Schwungrades – und damit die meridionale Wärmezufuhr – massiv dämpfen. Die Wirkung der aufliegenden, weniger dichten und somit leichteren Süswasserschicht ist dann ähnlich jener einer Temperaturinversion (zum Beispiel bei einer Nebelmeerlage), welche gegenüber vertikalen Luftbewegungen ebenfalls dämpfend wirkt.

Wie bereits erwähnt sind niederfrequente Klimaprozesse nur aus dem Verständnis der internen Vorgänge in den Teilsystemen Ozean, Atmosphäre, Meereis und Festland (mit seiner grossen Oberflächenvariabilität) sowie aus den gegenseitigen Wechselwirkungen zwischen diesen Teilsystemen zu verstehen. Figur 2.5 zeigt einen schematischen Überblick über einen Teil dieser Wechselwirkungen (Wanner und Pfister 1994). Der Ozean beeinflusst

die Atmosphäre vor allem über die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, die Atmosphäre wirkt auf den Ozean vor allem über den Windstress und den Eintrag von Süswasser in Form von Niederschlägen. Da Ozean und Atmosphäre auf anderen Zeitskalen reagieren (unter anderem stellt der Ozean als Wärmereservoir ein Langfristgedächtnis dieses Systems dar), ist ihre Wechselwirkung komplex und wird nur unzureichend verstanden. In Polnähe ist für die Energiebilanz der Ozeane entscheidend, wie gross die Ausdehnung des weissen Meereises ist, welches mit seiner hohen Albedo einen Grossteil der einfallenden Strahlung direkt reflektiert. Über dem Festland sind Bodenfeuchte, Bodenversiegelungsgrad und Vegetationszustand sehr wichtige Klimafaktoren. Sie sind nicht nur entscheidend für die sensiblen und latenten Wärmeflüsse. Via ihren Einfluss auf den Rückhalt des Bodenwassers beeinflussen sie entscheidend die Süswasserzuflüsse der Ozeane. Diese wiederum beeinflussen die Dichte des Ozeanwassers und damit die NATW. Allerdings ist der quantitative Beitrag solcher Prozesse noch kaum bekannt.



Figur 2.5: Schematische Darstellung der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean (Wanner und Pfister 1994).



Meereis spielt eine wichtige Rolle im Energiehaushalt des Atmosphären-Ozean-Systems. Bild: Eisberge in der Laguna San Rafael, Chile. © Bernhard Mühr, Karlsruhe.

2.1.3. Die allgemeine Bedeutung interner Systemoszillationen (El Niño, Nordatlantische Oszillation NAO und Eurasisches Pattern EU)

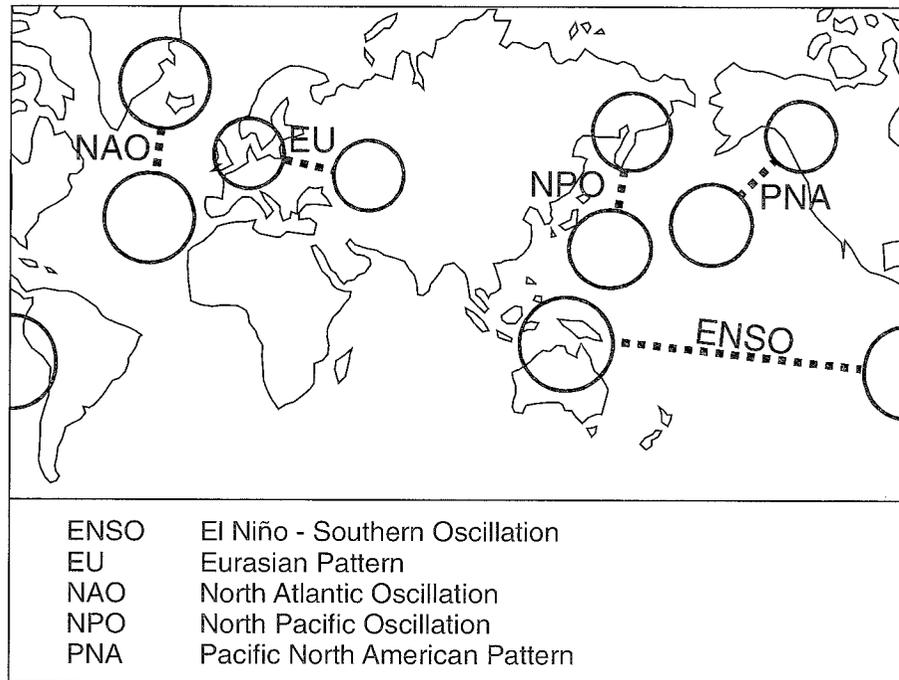
Eine der vordringlichen Aufgaben der modernen Klimaforschung besteht darin, den Einfluss der oben beschriebenen Antriebs- oder Forcingfaktoren und der internen Systemdynamik (in Form wichtiger Oszillatoren) auf die Elemente der atmosphärischen Zirkulation und damit auf die Ausprägung des Regionalklimas zu verstehen. Ein erster Schritt geht oft dahin, statistische Zusammenhänge aufzuspüren, um dann zu untersuchen, wie weit sich signifikante statistische Beziehungen auf wichtige Prozesse zurückführen lassen. Im Vordergrund steht dabei die Frage nach den Mechanismen, welche die Variabilität und die Prognostizierbarkeit des Klimasystems bestimmen.

Ausgehend von diesen Ideen versuchte der Engländer Sir Gilbert Walker in den 20er und 30er Jahren, die globalen bis kontinentalen Fernkopplungen im Druckfeld aufzuspüren, um sie als Instrumente für Langfristprognosen einzusetzen (Walker 1924). Aus seiner Arbeit reiften später Erkenntnisse zu globalen bis kontinentalen Prozessen im Sinne von Schaukelbewegungen oder Oszillatoren im Klimasystem, welche das integrale Resultat der gesamten Antriebsprozesse, Wechselwirkungen und Randbedingungen des Systems darstellen. Figur 2.6 zeigt die wichtigsten Fernkopplungen oder Teleconnections des Klimasystems der Erde. Sie stehen heute auch im Zentrum der Studien des Climate Variability (CLIVAR) Teilprojektes des Weltklimaprogrammes (WCRP, vgl. WCRP 1997).

Der grossräumige Modus, welcher das Weltklima am nachhaltigsten beeinflusst, ist sicher der El Niño (Trenberth 1997). Der ozeanische Teil des El Niño wird oft, basierend auf Meeresoberflächentemperaturen, in verschiedenen Regionen des Pazifik unterschiedlich charakterisiert (Philander 1990). Glantz (1996) gibt eine auf qualitativen Kriterien aufbauende, allgemeine Definition, welche auch den Begriff ENSO (El Niño für den Ozean und Southern Oscillation für die atmosphärische Schaukel) einschliesst. Trenberth (1997) schlägt schliesslich vor, die regional genau definierte Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur um mehr als 0.4 °C über einen Zeitraum von mindestens 6 Monaten als Kriterium zu benutzen. Interessanterweise ist der Einfluss des El Niño auf den Alpenraum nach den bis heute vorliegenden Erkenntnissen eher gering. Fraedrich und Müller (1992) sowie Fraedrich (1994) haben gezeigt, dass in Europa im Winter vor allem Skandinavien signifikante Unterschiede zwischen ENSO Kalt- und Warmereignissen aufweist. Als bedeutend ist möglicherweise die Südwärtsverlagerung der Zyklonenzugbahnen während ENSO-Ereignissen einzustufen, welche in Nordeuropa eher zu einem Rückgang der Temperaturen und der Niederschläge führt.

Neueste Ergebnisse über ENSO-Teleconnections mit den klimatischen Verhältnissen in Europa zeigen dagegen stärkere Westerlies im Winter und damit übernormale Temperaturen und Niederschläge über Zentral- und Nordeuropa (Moron und Ward 1998). Diese Zunahme ist jedoch nicht signifikant. Im Frühling scheinen El Niño-Ereignisse in Zentral- und Nordeuropa zu unternormalen Niederschlägen zu führen. Umgekehrt ist die Situation in Südwest und Südosteuropa.

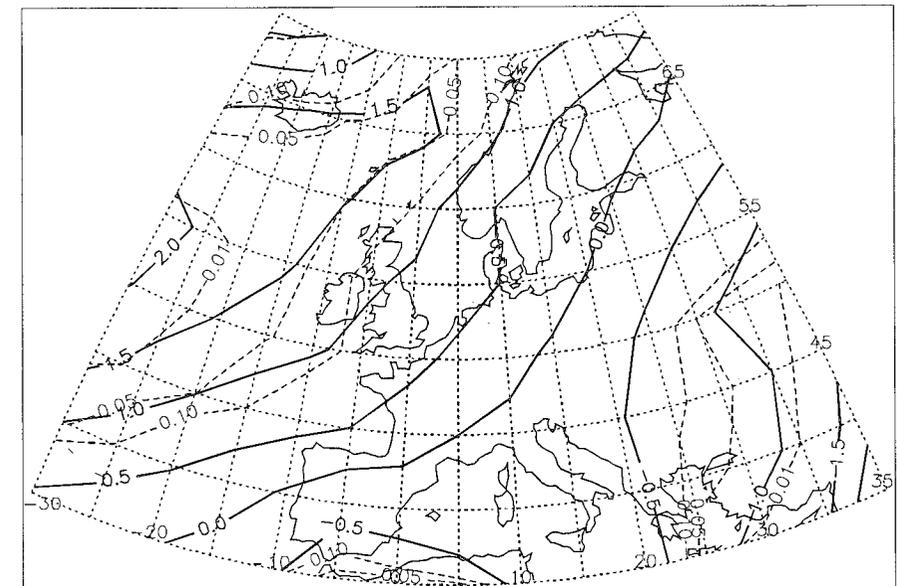
Schneider (1997) stellt beim Luftdruck auf Meereshöhe im Mittel 5 bis 7 Monate nach dem Beginn von markanten ENSO Kalt- oder Warmereignissen signifikante Differenzen beim europäischen Druckfeld fest. Figur 2.7 zeigt für den ostatlantisch-europäischen Raum die Druckdifferenzen zwischen El Niño- (negativer Southern Oscillation Index SOI) und La Niña-Ereignissen (positiv) mit Indexwerten unter -1.5 bzw. über 1.5 (durchgehende Linien).



Figur 2.6: Wichtige Fernkopplungen oder Teleconnections des globalen Klimasystems.

Über dem 99%-Signifikanzniveau liegende Abweichungen (gestrichelte Linien) treten bloss im Atlantik westlich von England und über der Osttürkei auf. Die Nulllinie der Druckdifferenzen läuft ziemlich genau über die Alpen, ein Phänomen, das auch im Zusammenhang mit Korrelationen zur Nordatlantischen Oszillation beobachtet werden kann (Hurrell und van Loon 1997).

Für unsere Betrachtung des Alpenraumes stehen diese Nordatlantische Oszillation (NAO) sowie das Eurasian Pattern (EU, vgl. Barnston und Livezey 1987) im Mittelpunkt. Im Gegensatz zur Southern Oscillation, welche einer zonal angeordneten Schaukel zwischen zwei mittleren Druckzuständen entspricht, beschreibt die NAO-Schaukel meridionale Druckschwankungen zwischen dem Islandtief im Norden und dem Azorenhoch im Süden. Da dieser Prozess weit entfernt vom starken Signal des El Niño liegt und – nicht zuletzt wegen seiner meridionalen Orientierung – sehr sensitiv auf gewisse Klimaerflüsse zu reagieren scheint, wird seiner Erforschung im Hinblick auf die Erkennung des anthropogenen Klimasignals grosse Bedeutung beigegeben. Er wird deshalb im neu angelaufenen CLIVAR Projekt ein zentrales Forschungsobjekt bilden (Visbeck et al. 1998). In den folgenden Kapiteln ist aus diesen Gründen intensiv auf Erscheinungsbild und Bedeutung der NAO einzutreten.



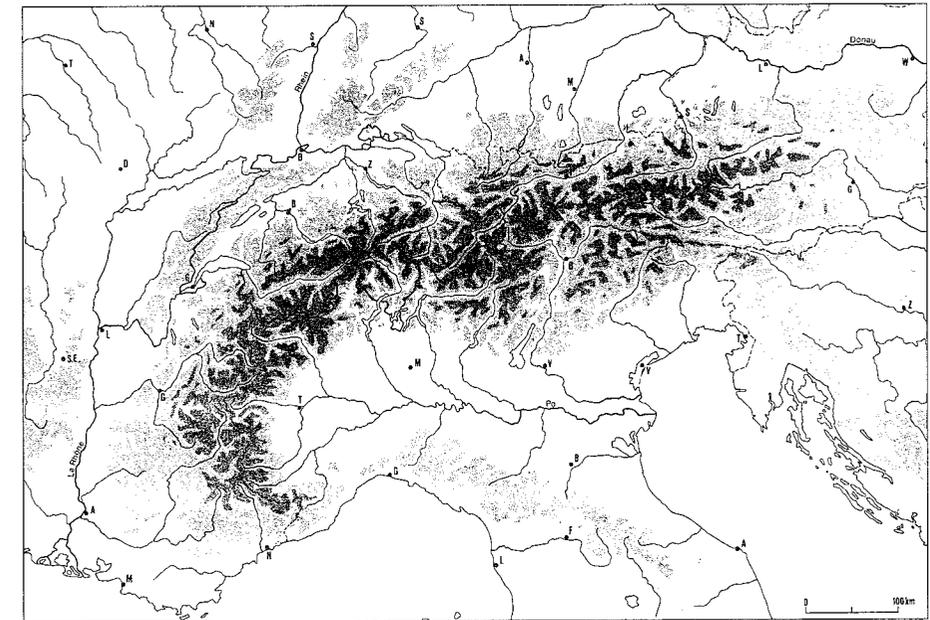
Speziell für Europa und folglich auch für den Alpenraum spielt neben dem atlantischen der kontinentale Einfluss eine massgebende Rolle. Es ist deshalb bei grossräumigeren Klimastudien in diesem Raum angezeigt, das auf Figur 2.6 dargestellte Eurasische Pattern (EU) miteinzubeziehen. Es beschreibt räumlich die Druckschaukel zwischen Grossbritannien und dem nördlichen Kaspischen Meer und gibt daher einen guten Indikator für meridional angeordnete, kontinentale Strömungseffekte ab. Barnston und Livezey (1987) unterscheiden ein zweites EU-Pattern, welches Schwankungen zwischen drei Polen über dem westlichen Mittelmeer, Nordskandinavien und der Mongolei beschreibt. Wichtig ist dabei, dass diese Druckmuster neben einem erwartungsgemäss starken saisonalen Signal auch deutlich längerfristige Oszillationen im Dekadenbereich aufweisen.

2.2. Dynamische Überlegungen zur geographischen und synoptischen Kontrolle des Alpenklimas

Autoren: Heinz Wanner und Christoph Schmutz

2.2.1. Die geographisch-topographische Kontrolle des Alpenklimas und ihre Bedeutung für die höherfrequenten (Wetter-) Prozesse

Mit ihren 800 km Länge und 200 km Breite liegen die Alpen im Übergangsbereich zwischen dem Atlantischen Ozean, dem Mittelmeer und der grossen eurasischen Kontinentalmasse (Fig. 2.8). Diese Übergangssituation führt im Zusammenhang mit der Abschätzung von oberflächenbedingten Klimawirkungen zu grossen Problemen. Man denke etwa an die Wechselwirkungen von kontinentalen und ozeanischen Effekten im Winter oder an die unterschiedlichen Einflüsse der wichtigen Feuchtereservoirs des Mittelmeeres und des Atlantiks bei verschiedenen Strömungslagen und Jahreszeiten. Hin-



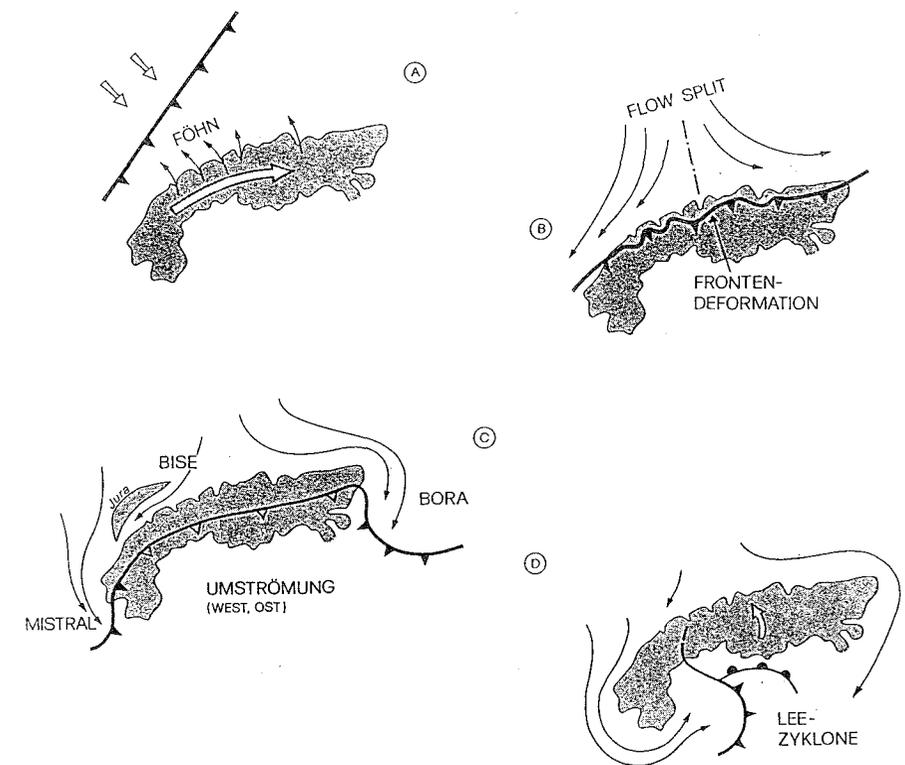
Figur 2.8: Europäische Alpen: Geographische Situation.

zu kommt, dass das Alpengebirge mit seinen höchsten Gipfeln zwischen 4400 und 4800 m über Meer und seiner mittleren Höhe von 2500 m über Meer für die anströmenden Luftmassen ein markantes Hindernis darstellt. Verschiedene Quertäler gliedern die Alpen in mehrere Segmente. Keines dieser Täler ist durchgehend. In jedem Fall ist von querenden Luftmassen mindestens ein Pass zu überfließen. Die grossen inneralpinen Längstäler wie zum Beispiel das Wallis oder das Tirol sind vor allem gegen meridionale Strömungen gut abgeschirmt und weisen demzufolge geringere Niederschlagsmengen auf (Fliri 1974 und 1984, Frei und Schär 1998).

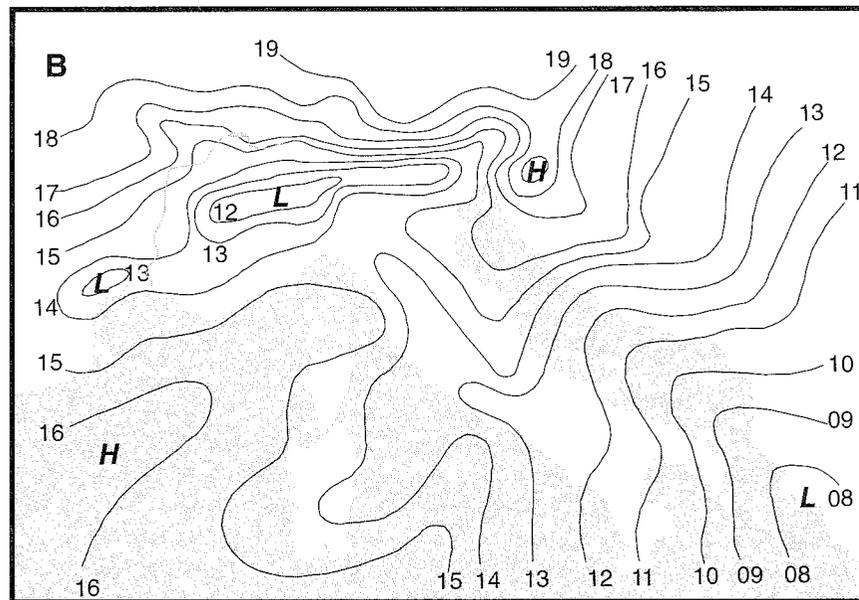
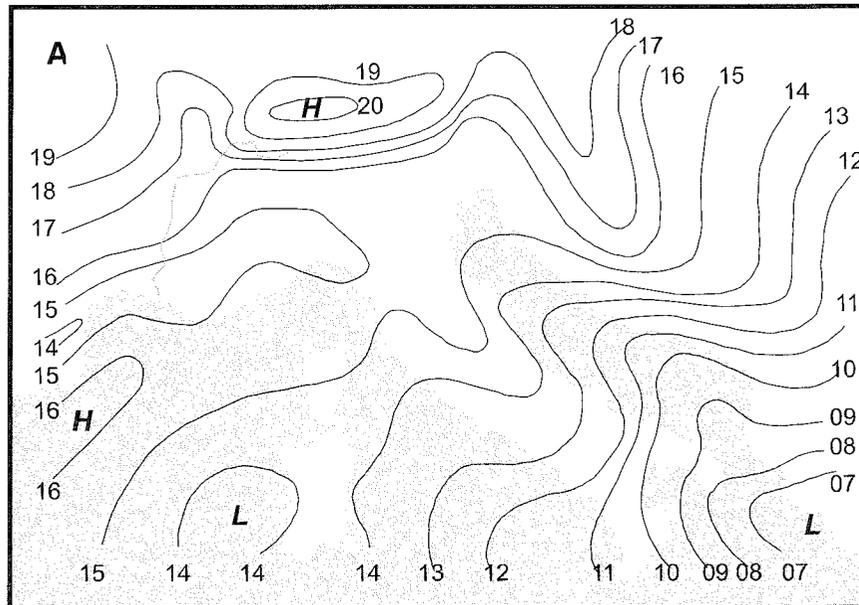
Form und Oberflächeneigenschaften der Alpen spielen in ihrem Verhältnis zum synoptischen Umfeld ebenfalls eine massgebende Rolle. Aus Figur 2.8 ist ersichtlich, dass die Alpen eine Hörnchen- oder (schweizerdeutsch ausgedrückt) eine Nussgipfelform aufweisen. Diese erweist sich angesichts der vorherrschenden Hauptwindrichtung West bis Nordwest als sehr wetterentscheidend, werden doch bei starken Strömungen und Frontdurchgängen eine Reihe dynamischer Wetterphänomene ausgelöst, welche schematisch in Figur 2.9 dargestellt sind. Derartige Erscheinungen waren zusammen mit den wichtigen thermisch ausgelösten Prozessen des Alpenkörpers Gegenstand des letzten Subprogrammes des Global Atmospheric Research Programme (GARP), welches den Namen ALPEX (Alpine Experiment) trug. Das zweimonatige Feldexperiment dieses ALPEX-Programmes fand im März und April 1982 statt. Es führte zu zahlreichen interessanten Erkenntnissen (WMO 1986), welche durch das laufende MAP-Programm (Mesoscale Alpine Programme) noch wesentlich erweitert werden dürften (Binder und Schär 1995).

Im Zusammenhang mit Klimavariabilität und Klimaänderung stehen erwartungsgemäss die grossräumigeren, niederfrequenten Prozesse im Vordergrund. Wie oben angedeutet seien deshalb hier aus dem Bereich der meteorologischen Zeitskala (Stunden bis Tage) bloss Vorgänge im Alpenraum vorgestellt, welche von ihrer Bedeutung her sehr rasch klimawirksam werden können. Zunächst sei der aus synoptischer Sicht entscheidende dynamische Prozess beschrieben (Fig. 2.9): Er zeigt schematisch eine typische Starkwindlage mit dem Durchgang einer Kaltfront und der anschliessenden Bildung einer Leezyklone über der nördlichen Adria. In der Anfangsphase (Fig. 2.9 A) nähert sich eine Zyklone mit einer aktiven Kaltfront den Alpen. Präfrontal ist ein akzentuiertes Druckgefälle in Richtung Nord vorhanden, welches in den nördlichen Alpentälern zu seichtem Südföhn führt. Im Gipfelniveau der Alpen weht der Wind parallel zur Hauptstreichrichtung des Gebirges (Südwest). Mit der Annäherung der Kaltfront ans Gebirge (Fig. 2.9 B) beginnt sich dessen komplexe Hörnchenform auszuwirken: Die Kaltluftzunge wird kräftig retardiert und deformiert, einzelne kleine Lappen schieben sich in die Alpentäler vor. Die hinter der Front aus Nordwesten nachströmende Kaltluft besitzt oft nicht genügend kinetische Energie, um die im allgemeinen

relativ hohe Vertikalstabilität zu überwinden und das Gebirge zu überströmen. Sie wird stattdessen aufgeteilt und fliesst in zwei divergenten Ästen gegen Südwest und Südost. In einem weiteren Entwicklungsstadium (Fig. 2.9 C) dringt diese Kaltluft weiter vor und wird kräftig kanalisiert. Im Westen (zwischen Massif Central, den Pyrenäen und den Alpen) entstehen dabei der Mistral und Tramontan, im Norden (zwischen Jura und Alpen) die Bise und im Osten (zwischen Alpen und Dinariden) die Bora. Die Kaltfront selber schiebt ihre Zunge im Gipfelniveau der Alpen nur mühsam vor und kann oft erst wieder über der Poebene als ein einheitliches Gebilde – vielleicht sogar ähnlich einem «hydraulic jump» im Wasser – ausgemacht werden. Im Endstadium entsteht im Lee der Alpen ein Wirbel, eine Leezyklone (Fig. 2.9 D), deren Bildung oft explosionsartig erfolgt (Pichler und Steinacker 1987).



Figur 2.9: Schematische Darstellung der dynamischen Vorgänge bei einem alpinen Kaltfrontdurchgang mit Leezyklonengese: (A) Kaltfront mit seichtem Präfrontalföhn; (B) Blockierung mit Frontendeformation und Flow Split; (C) Umströmung der Kaltluft mit Bildung von Mistral, Bise und Bora; (D) Bildung der Leezyklone; (weisse Pfeile: Höhenströmung; schwarze Pfeile: Bodenströmung).



Figur 2.10: Analyse der Bodenluftdruckfelder (Isolinien mit Angabe der Druckwerte in hPa minus 1000) im Raum Alpen-Mittelmeer bei einer Hochdrucklage im Frühling mit starker Einstrahlung (24. 4. 1982):

(A) Am Ende der Nacht (06.00 UTC);

(B) Am Mittag (12.00 UTC); nach Hafner et al. (1987).

Dabei spielen verschiedene komplexe Prozesse eine Rolle, wovon an dieser Stelle nur der Barriereneffekt und die damit verbundene Erhaltung der potentiellen Vorticity, die Umwandlung von Scherungs- in zyklonale Krümmungsvorticity im Westen des Alpenbogens sowie das Vordringen eines von der Bodenkaltluft entkoppelten Höhenzentrums isentroper potentieller Vorticity (IPV) erwähnt seien. Dabei verbindet sich das letztgenannte IPV-Höhenzentrum über dem Mittelmeer in der «explosiven Phase» vorzugsweise mit einem in Bodennähe vorhandenen Vorticityzentrum.

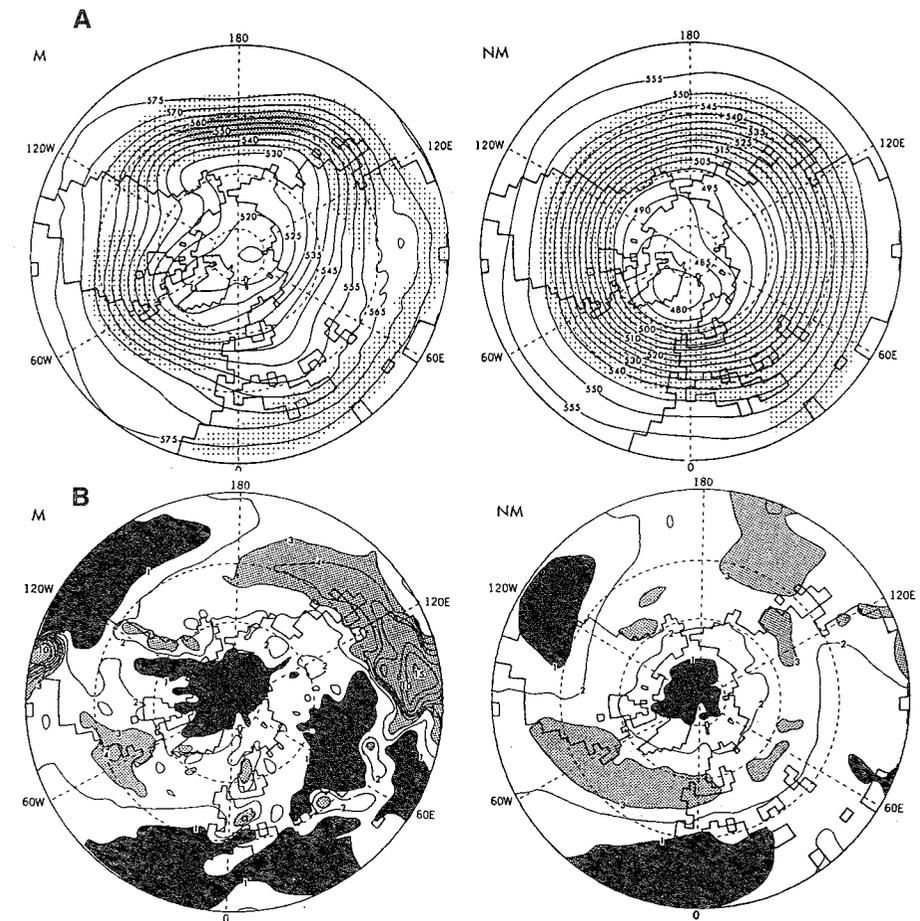
Der zweite klimawirksame Prozess, welcher die meteorologische Zeitskala betrifft und hier erwähnt werden soll, bezieht sich auf die thermische Wirkung des Alpenkörpers. Figur 2.10 zeigt die für einen Frühlingstag mit grosser Einstrahlung durch den Oberflächenenergieaustausch entstehenden Druckmodulationen durch den Gebirgskörper (Hafner et al. 1987), welche vor allem durch wärmeflussbedingte Dichteänderungen erzeugt werden. Die Darstellung des frühen Morgens (Fig. 2.10 A) zeigt über den Alpen das für diese Situationen typische Gebiet hohen Drucks, welches sich bei einer räumlich detaillierteren Betrachtung noch weiter differenzieren würde. Ebenso differenziert sind die dazugehörigen katabatischen Strömungssysteme, welche vom kleinräumigen Hangabwind über den Berg- oder Talwind bis zum grossräumigeren Gebirgs-Vorland-Wind reichen. Am Mittag wirkt das Alpengebirge nicht mehr als bodennahe Kühlfläche, sondern als «Heizplatte», welche die bodennahen Luftschichten aufwärmt und gegenüber der freien Atmosphäre des Alpenvorlandes einen Temperaturüberschuss und damit ein Dichte- und Massendefizit erzeugt. Als Resultat dieser kleinräumig wiederum sehr feingliedrigen Druckverteilung entsteht nun in den bodennahen Luftschichten eine allgemeine Luftversetzung zum Gebirge, welche kleinskalig bei den Hangaufwinden beginnt und sich über die Tal- oder Taleinwinde schliesslich zu den Vorland-Gebirgs-Winden aggregiert (Wagner 1938, Defant 1949, Steinacker 1987, Whiteman 1990).



Die Alpen beeinflussen oder modifizieren die Westwindzirkulation: Leezyklone über dem Golf von Genua am 25. April 1982, 13:29 UTC (Bild: NOAA-7/AVHRR Aufnahme im sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums aus ca. 800km Höhe, bearbeitet von Stefan Voigt, Geographisches Institut der Universität Bern).

2.2.2. Orographische Einflüsse der globalen bis kontinentalen Skala

Topographie und Beschaffenheit der Erdoberfläche und somit auch der Alpen stehen in vielfältiger Art im Zusammenhang mit Klimavariabilität und Klimaänderung. Formveränderungen sind allerdings nur bei Betrachtungen über geologische Zeiträume hinweg von Bedeutung. Immerhin ist es interessant zu studieren, wie sich beispielsweise die 500 hPa Geopotentiale, Wind und die Niederschlagsfelder im globalen Massstab verändern, wenn bei einer Simulation mit einem globalen Zirkulationsmodell (GCM) das Forcing durch die Gebirge eliminiert wird. Figur 2.11 zeigt eine entsprechende



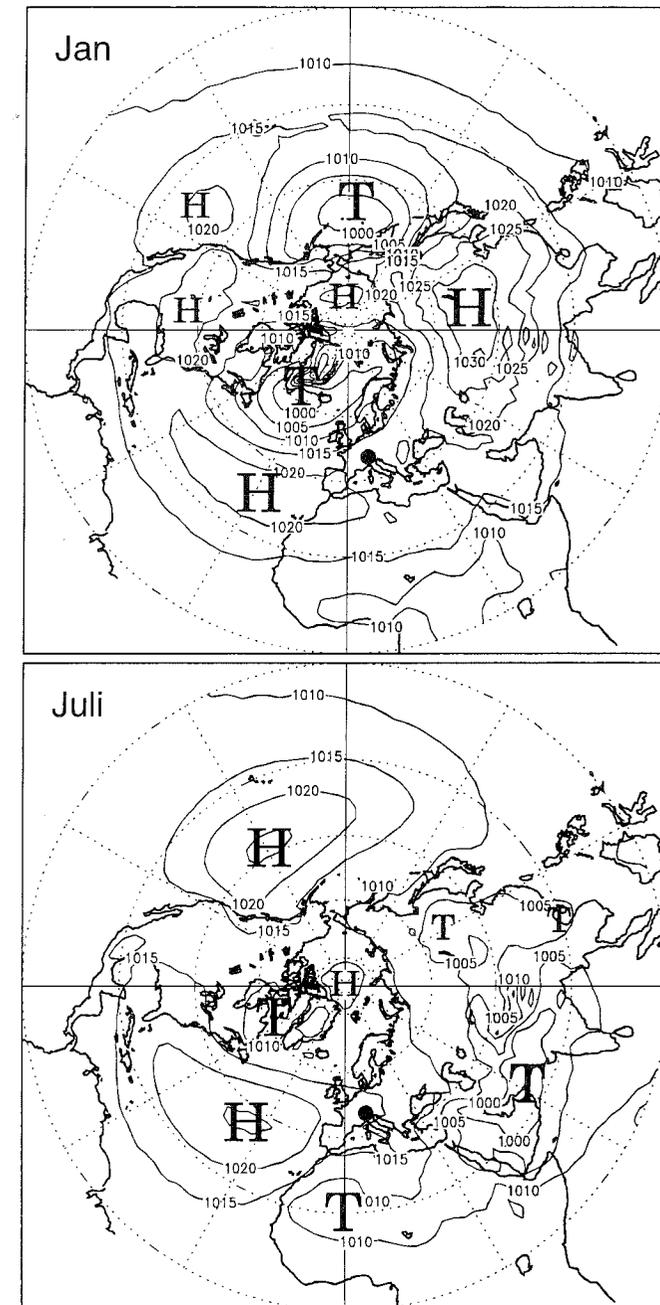
Figur 2.11: Numerische Simulation der Geopotential-, Wind- und Niederschlagsfelder der Nordhemisphäre für zwei Situationen mit (M) und ohne (NM) Orographie: (A) 500 hPa Geopotentiale und Isotachen (grau: Starkwindgebiete über 12 m/s) für die Frühlingsmonate; (B) Jahresmittel der Niederschläge (grau: >3 mm/Tag, schwarz: <1 mm/Tag). Aus: Broccoli und Manabe (1992).

Darstellung von Broccoli und Manabe (1992). Die Isolinien des Geopotentials und die Isotachen (Fig. 2.11 A) der Frühlingsmonate zeigen, dass die stationären Wellen in der Integration ohne Gebirge relativ gestreckt sind, und dass zwischen 45° und 50° N eine praktisch umlaufende Jetachse auftritt. In der Simulation mit Gebirgen weisen die stationären Wellen viel höhere Amplituden auf, und stromabwärts der beiden grossen Gebirgsmassen der Erde (Rockies, Himalaya) sind markante Wellen mit gut sichtbaren Jet-Maxima zu erkennen. Über Westeuropa ist ein divergentes Isolinienbild mit einer Welle über Osteuropa sichtbar. Die Jahresmittel der globalen Niederschlagsverteilung (Fig. 2.11 B) grenzen schön die Feucht- (grau) und Trockengebiete (schwarz) ab. Dabei wird sichtbar, dass die Niederschläge im Falle der Simulation ohne Gebirge regelmässiger, das heisst deutlich zonal angeordnet sind. Mit den Gebirgen wird das Muster viel «gestörter» und somit komplexer. Auffällig ist, dass die feuchte Zone über dem Atlantik kleiner und die Trockenzone über dem Raum Nordafrika-Mittelmeer grösser wird. An die Stelle des Feuchteausläufers, welcher im gebirgsfreien Fall nach Europa hineinragt, treten in der Simulation mit Gebirgen zwei Feuchtezonen im Luv sowohl des Skandinavischen Randgebirges als auch der Alpen.

2.2.3. Grossräumige Dynamik im Raum Atlantik-Europa und ihre Kontrolle des Alpenklimas

Der Einfluss der grossen, bodennahen Drucksysteme

Fragen der Klimavariabilität und Klimaänderung sind eng mit den synoptischen Drucksystemen und deren Kopplung mit den Ozeanen und – im Fall der Aussertropen – mit der Dynamik des Meereises verknüpft. Im Hinblick auf die Frage der alpinen Klimavariabilität seien zuerst die mittleren Bodendruckfelder für Winter und Sommer betrachtet, welche für das Klima des Alpenraums bestimmend sind (Fig. 2.12). Aus den beiden Darstellungen wird sichtbar, dass sich die Schwellen- oder Übergangssituation der Alpen auch in dem Sinne bei den Druckgebilden abbildet, dass sich das Gebirge am Ostrand der für die Intensität der Westwindzone in dieser Region verantwortlichen Druckgebilde Azorenhoch und Islandtief befindet. Noch etwas präziser formuliert liegen die Alpen im südöstlichen Bereich der divergenten Auslaufzone des Polarfrontjets über dem Atlantik, welche in Figur 2.12 vor allem im Januar deutlich sichtbar ist. Der bereits oben erwähnte Kontinentaleinfluss äussert sich im Bodendruckfeld im Winter in Form des markanten Hochdruckgebietes über Nordostasien. Im Sommer werden aufgrund von Topo-



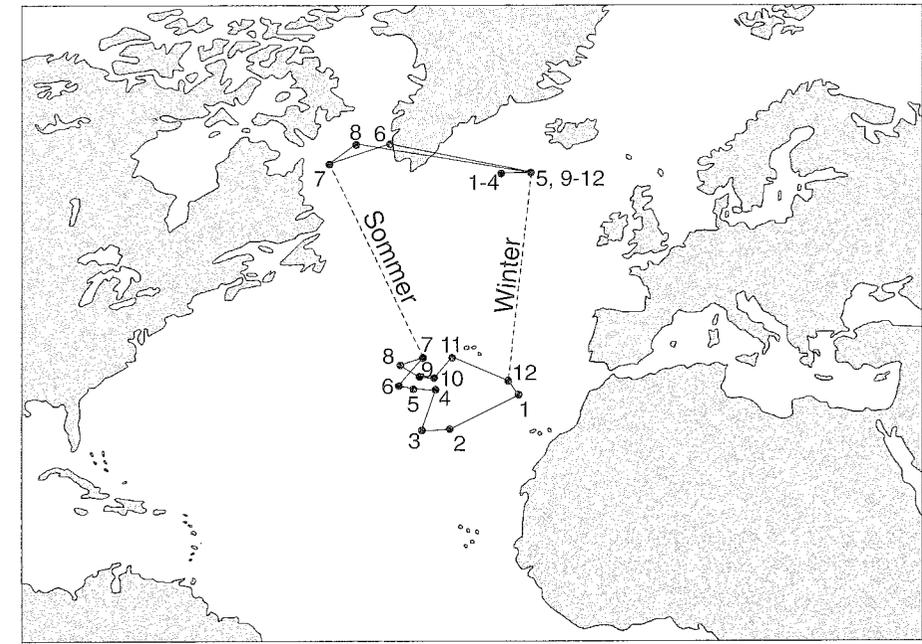
Figur 2.12: Mittlere Bodendruckfelder [hPa] der Nordhemisphäre für die Monate Januar (oben) und Juli (unten) der Jahre 1961–1990. Die Alpen sind durch einen schwarzen Punkt markiert. Berechnet aus NCEP/NCAR Reanalysedaten (Kalnay et al. 1996).

graphie und Oberflächenbedeckung verschiedene lokalere Hitzetiefs wirksam. Beide Kontinentaleffekte, winterliche Bodenantizyklone und sommerliche Hitzetiefs, werden im Wettstreit mit der atlantischen Druckdipolstruktur Island-Azoren in den Alpen wetterwirksam, eine Tatsache, die in den folgenden Kapiteln noch vertiefter studiert wird.

Wie oben erwähnt, wurde die Druckschaukel zwischen Azorenhoch und Islandtief bereits in den 20er Jahren dieses Jahrhunderts von Exner (1924) und Walker (1924) entdeckt, wobei letzterer die Idee verfolgte, über diese Fernwirkungen oder Teleconnections ein Mittel für die Aufstellung von Klimaprognosen in die Hand zu bekommen, ein Ziel, von dem man gerade im atlantisch-europäischen Raum noch heute weit entfernt ist. Der Wert dieser sogenannten Nordatlantischen Oszillation (NAO) liegt jedoch darin, dass sie erstens den einzigen robusten Modus darstellt, welcher im nordatlantischen Raum in jedem Monat existent ist (Barnston und Livezey 1987) und demzufolge sehr oft für die statistische Charakterisierung niederfrequenter Klimaprozesse herangezogen wird (van Loon und Rogers 1978, Lamb und Pepler 1987, Moses et al. 1987, Hurrell 1995a, Hurrell und van Loon 1997, Warner et al. 1997, Uppenbrink 1999, Luterbacher et al. 1999). Sie ist in der Lage, über einen 60jährigen Zeitraum von 1935 bis 1994 ein Drittel der interannuellen nordhemisphärischen Temperaturvarianz zu erklären (Hurrell 1996).

Vor der Betrachtung der NAO soll kurz auf die jahreszeitlichen Verschiebungen der beiden wichtigen Druckgebilde Islandtief und Azorenhoch eingegangen werden. Dabei ist nicht klar, welche dynamischen Prozesse im Zusammenhang mit Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkungen entscheidend zu diesen Verschiebungen beitragen (Peng et al. 1997).

Figur 2.13 zeigt die mittleren monatlichen Positionen der Druckkerne der beiden Gebilde mitsamt den Verbindungslinien, welche die Verschiebungsdistanzen von Monat zu Monat markieren. Es ist deutlich zu erkennen, dass sich beide Druckkerne im Sommer gegen die amerikanische Ostküste bewegen, wobei die Verschiebungsdistanzen beim Islandtief wesentlich grösser und meridionale Auslenkungen sehr gering sind. Die Druckkerne nähern sich im Winter meridional etwas an, was sich dann in der bekannten Verstärkung der Westwinde und ihrem vermehrten Einfluss auf Klima und Wetter des europäischen Kontinents äussert. Aus Figur 2.13 wird auch deutlich, dass die Berechnung des NAO auf der Basis der Druckdifferenzen zwischen Island und den Azoren oder Portugal im Winter mehr Sinn macht als im Sommer, auch wenn es oft wünschbar ist, über einen ganzjährigen Index zu verfügen.

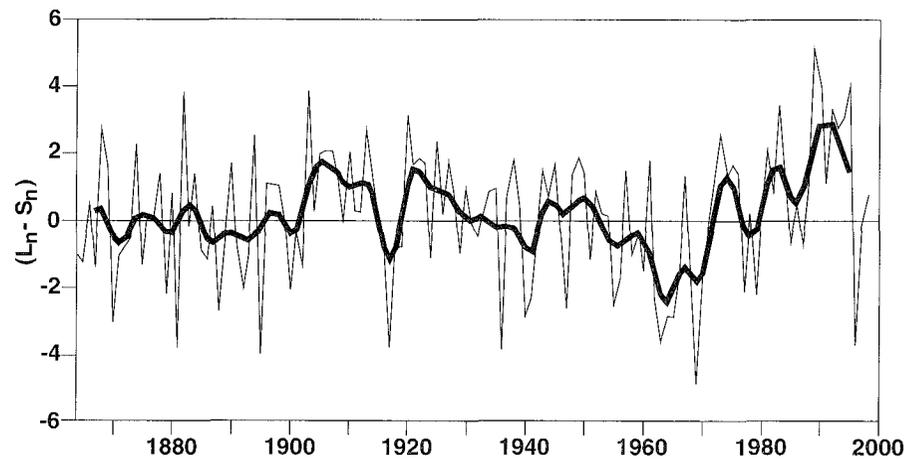


Figur 2.13: Mittlere Positionen der Druckkerne von Islandtief und Azorenhoch im Bodendruckniveau im Verlauf des Jahres. Die Nummern bezeichnen die Positionen der einzelnen Monate (teilweise nach Hastenrath 1985).

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) – Struktur und Prozesse

Definition:

Mit dem von Walker (1924) geprägten Begriff der Nordatlantischen Oszillation (NAO) wird die grossräumige atmosphärische Druckschaukel zwischen Islandtief und Azorenhoch bezeichnet, welche aufgrund von Massenumlagerungen Schwankungen im interannuellen bis dekadischen Bereich aufweist. Als Zustandsmass der Nordatlantischen Oszillation wird der Nordatlantische Oszillationsindex NAOI verwendet. Er wird definiert als Differenz des standardisierten Luftdrucks zwischen den Azoren und Island. Rogers (1984) verwendete Ponta Delgada als Azorenstation und Akureyri auf Island. Aus Gründen der Datenverfügbarkeit verwenden andere Autoren zum Teil jedoch andere Stationen (Lissabon oder Gibraltar und Stykkisholmur).



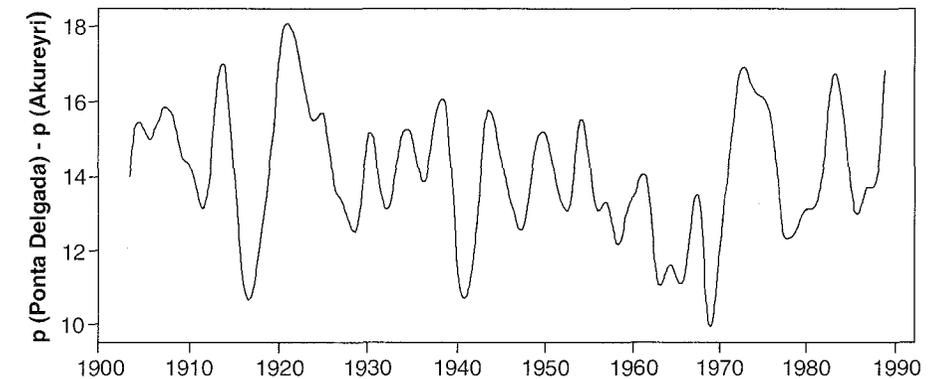
Figur 2.14: Verlauf des NAO-Index zwischen 1864 und 1998, berechnet als Differenz der normalisierten Druckwerte zwischen Lissabon (Portugal), L_n , und Stykkisholmur (Island), S_n , für die Wintermonate Dezember bis März (Visbeck et al. 1998).

Statistische Struktur des NAOI:

Figur 2.14 zeigt den NAOI seit 1864, welcher hier allerdings vereinfacht als Differenz des normalisierten Bodendrucks zwischen Lissabon und Stykkisholmur berechnet wurde. Bei der Betrachtung der Kurve sind eigentlich drei charakteristische Phänomene deutlich zu unterscheiden: Zum ersten werden anhand der dünnen Kurve kurzzeitigere Schwankungen sichtbar, welche Pakete von einigen Jahren umfassen. Rogers (1984), Hurrell und van Loon (1997), Appenzeller et al. (1998) und Luterbacher et al. (1999) weisen auf die deutliche Intermittenz im Verhalten des nordatlantischen Systems hin. Sie finden bei ihren Spektralanalysen Peaks mit signifikanter Power bei 2–3 und 6–10 Jahren. Zum zweiten zeigt die dicke Kurve der tiefpassgefilterten Werte quasiperiodische Phasen mit hohen und tiefen Indizes, welche oft wenige Dekaden andauern. Zum dritten wird schliesslich sichtbar, dass das Systemverhalten, welches der Nordatlantischen Oszillation zugrunde liegt, offenbar in verschiedenen Zeitabschnitten unterschiedlichen Gesetzen gehorcht. So erfolgten zur Zeit des Übergangs von der «Kleinen Eiszeit» zur Gegenwart am Ende des 19. Jahrhunderts tendenziell raschere Wechsel, ehe dann die oben genannten längeren Phasen beobachtet werden konnten. In den Jahren 1950 bis etwa 1973 wurden tiefe Indexwerte registriert. Dann folgte eine lange Phase mit extrem positiven Werten um 1990, was im Winter einer

starken zonalen Westströmung entsprach. Ab Herbst 1995 nahm der Index zum Teil wieder markant tiefere Werte an, was zum Beispiel im Winter 1996/97 zu einer Blockierung und Südwärtsverlagerung der Westwinddrift und zu meridionalen Kaltluftvorstössen führte. In neuester Zeit haben Luterbacher et al. (1999) auf der Basis von sorgfältig ausgewählten Messungen und indirekten Beobachtungen eine Rekonstruktion des NAOI auf monatlicher Basis zurück bis 1675 vorgenommen, und Schmutz et al. (2000) haben gezeigt, dass langfristige Rekonstruktionen nur dann erfolgreich sind, wenn sie auf räumlich gut verteilte, für eine Luftdruckaussage auch wirklich geeignete Parameterzeitreihen abgestützt werden. Aus statistischer Sicht ganz wesentlich ist die Aussage Hurrells (1996), wonach der NAOI seit 1935 ein Drittel der Varianz der aussertropischen Wintertemperatur der Nordhemisphäre erklären kann.

Starke Ähnlichkeiten zur oben gezeigten Winterkurve zeigt die auf Figur 2.15 dargestellte Kurve der tiefpassgefilterten Werte, welche nun auf der Basis der Stationen Ponta Delgada und Akureyri (Gribi 1995) für das ganze Jahr berechnet wurde. Differenzen sind vor allem bei den Absolutbeträgen auszumachen: Der Wert fällt nach 1920 sehr hoch aus. Kurz vorher und auch um 1941 und 1969 ist der Index stark negativ, und seit 1970 wird die bekannte, starke Zonalität mit positiven Indizes deutlich sichtbar.



Figur 2.15: Tiefpassgefilterte Zeitreihen des NAOI, berechnet als ganzjährige Druckdifferenzen [hPa] zwischen Ponta Delgada (Azoren) und Akureyri (Island); nach Gribi (1995). Man beachte die leicht andere Definition des NAOI im Vergleich zu Figur 2.14.

Strukturelle Darstellung der Dynamik der Nordatlantischen Oszillation:

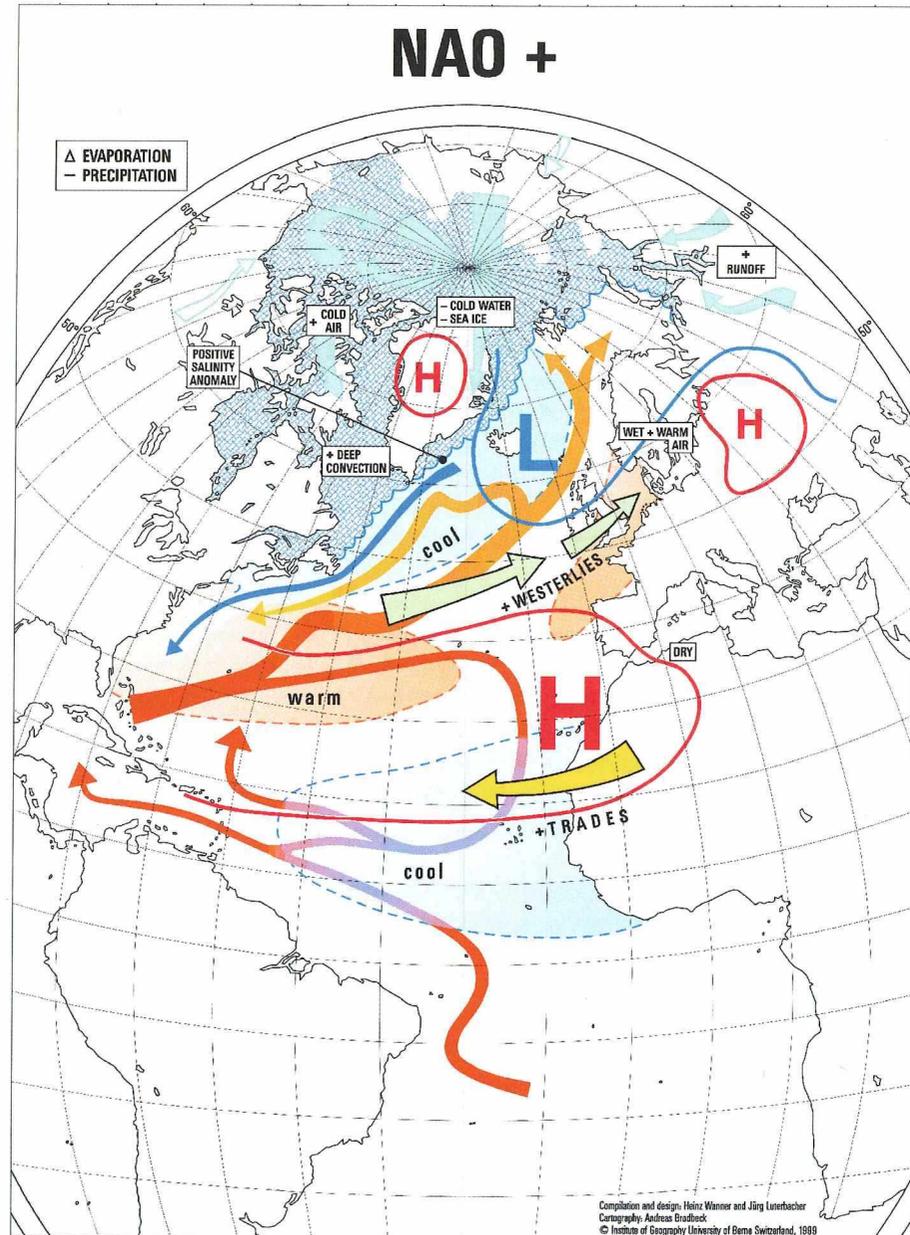
Anhand der Figuren 2.16 A und B werden bis jetzt bekannte strukturelle Merkmale dargestellt, welche zum dynamischen Verständnis des nordatlantischen Ozean-Meereis-Atmosphäre-Systems beitragen. Die gezeigten Prozesse und Zusammenhänge sind keineswegs gesichert, zudem sind die Darstellungen in dieser Form nur für das Winterhalbjahr gültig. Im weiteren suggeriert eine solche Darstellung das längere Verbleiben des Klimasystems in einem der beiden Zustände. Auch dies ist nur bedingt richtig, sind doch auf beiden Darstellungen Momentaufnahmen einer nahezu stochastischen, zyklusähnlichen oder vielmehr intermittierenden Prozesskette.

Der bekannte und oft zitierte Fall mit einem positiven NAO Index wird in Figur 2.16 A gezeigt. Er ist mit dem früher geprägten Begriff der High-Index-Lagen (Namias 1950) verwandt, darf jedoch nicht mit diesem gleichgesetzt werden, da sich der High-Index-Begriff vor allem auf ein atmosphärisches Phänomen mit einer Zeitskala von Tagen bis maximal Wochen bezieht. Folgende Strukturen und Prozesse sind zu beachten:

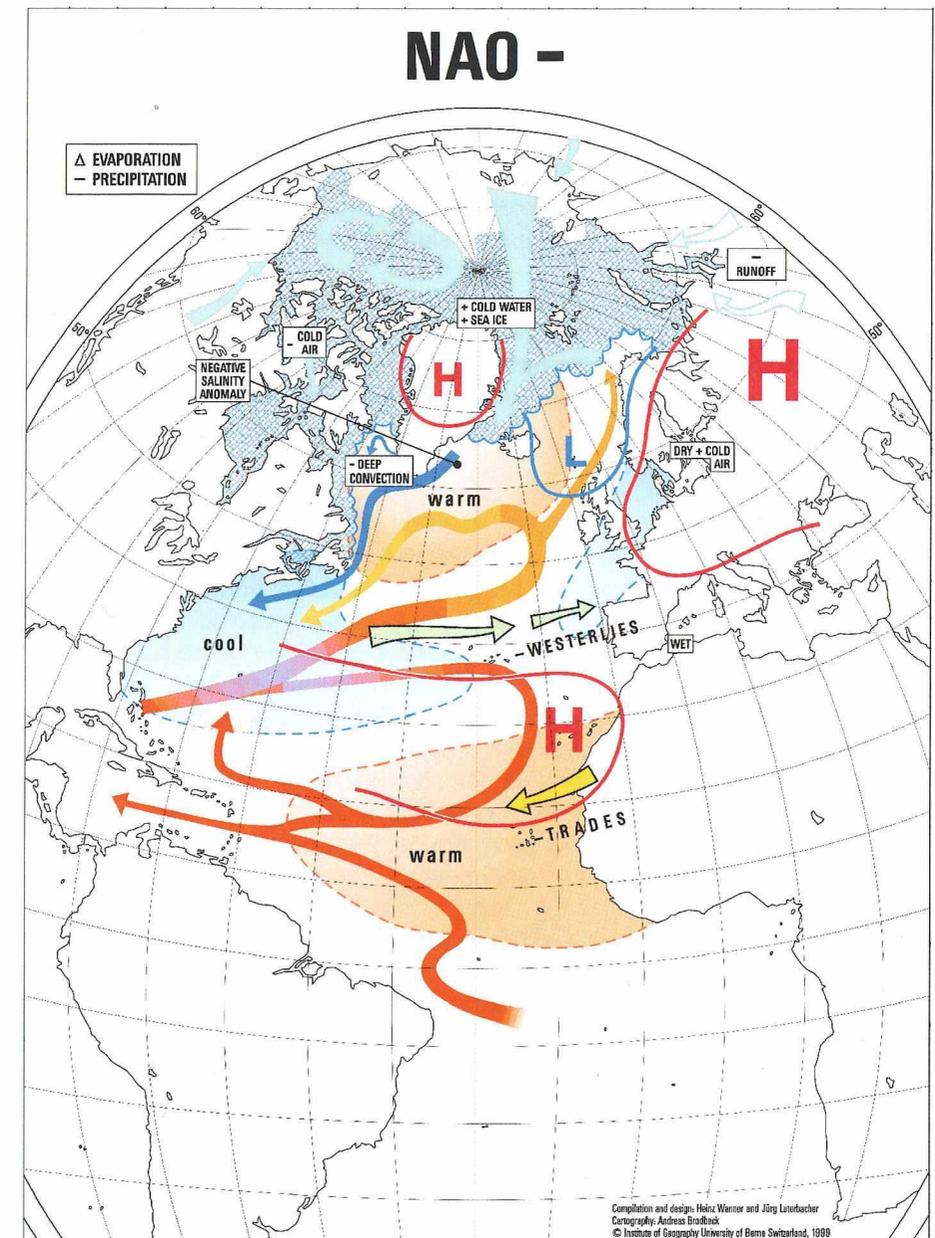
- Von Neufundland über die Labradorsee bis fast nach Spitzbergen erstreckt sich eine Zone mit negativen Anomalien der Ozeanoberflächentemperatur. Dadurch ist der bodennahe atmosphärische Temperatur- und Druckgradient zwischen dem grönländischen Inlandeis und dem umliegenden Meerwasser schwächer, der Druck über Grönland entsprechend nicht sehr hoch, und die ablandigen, katabatischen Windströmungen um Grönland sind nur schwach ausgebildet.
- Infolge der Druckabnahme über Grönland werden die Kaltluftvorstöße aus Richtung Baffin Island gegen die Labradorsee begünstigt. Dort hat sich wegen der mehrjährigen Kaltluftadvektion sowie der Kaltwasseradvektion aus Richtung Grönlandsee (Nordost des subpolaren atlantischen Gyres oder Wirbels) eine ausgedehnte Eisdecke gebildet. Dadurch wird die Konvektion und Tiefenwasserbildung verstärkt.
- Durch die Abschwächung der bodennahen grönländischen Antizyklone werden auch die windbedingten Meereis- und Kaltwasservorstöße durch die Fram Strait abgeschwächt. Damit wird über die Veränderung des oben erwärmten Kaltwasserpools bereits der Wechsel zum negativen NAO-Mode eingeleitet.
- Der Meeresoberflächentemperatur- / Meereiszyklus wird massgeblich von der Süswasserzufuhr und den Massenzuflüssen aus dem Polarbecken mitbestimmt. Auf Figur 2.16 A ist neben dem transpolaren Driftstrom, welcher aus dem sibirischen Schelf fast gerade in Richtung Fram

Strait weist, auch noch der geschlossene Beaufort-Gyre des Drifteises des Nördlichen Eismees dargestellt (Walsh und Chapman 1990). Da die Niederschläge spärlich sind, spielen die Süswasserzuflüsse der grossen Flüsse Sibiriens (Ob, Jenisej, Lena) und Nordkanadas (Mackenzie) eine wichtige Rolle. Dieses Abflussverhalten scheint bezeichnenderweise auch mit dem NAO-Zyklus in einem Zusammenhang zu stehen (verstärkter Abfluss aus dem bei diesem Modus wärmeren westsibirischen Raum).

- Der negativen Meeresoberflächentemperaturanomalie im subpolaren Nordatlantikwirbel oder Gyre entspricht beim positiven NAO-Modus eine positive Anomalie im subtropischen Wirbel. Die wärmeren Wassermassen erstrecken sich nach den Analysen von Cayan (1992) von Florida über den subtropischen Bereich des nordamerikanischen Beckens bis etwa zum nordatlantischen Rücken. Dieser verstärkte Süd-Nord-Temperaturgradient führt zu einer Verstärkung der leicht stromabwärts oder leeseitig dieser Anomalien angeordneten grossen Druckgebilde Islandtief und Azorenhoch.
- Der Blick auf die Druckkarten verschiedener Niveaus zeigt eine deutlich äquivalent-barotrope Struktur, das heisst die bei diesem Mode starke Zunahme der Windgeschwindigkeiten im Westwindgürtel umfasst eine erhebliche Schichtmächtigkeit. Die Achse des Jetstreams läuft entsprechend auch der kleineren Wärmeanomalie, welche sich vom Raum westlich der Iberischen Halbinsel bis Südsandinavien erstreckt, von Südwesten nach Nordosten und liegt insgesamt relativ nördlich.
- Wie oben bereits angedeutet wurde, ist das bodennahe Kältehoch über Eurasien relativ schwach ausgebildet, hat sich weit nach Osten zurückgezogen, und Kaltluftvorstöße aus Sibirien oder Nordosteuropa sind entsprechend selten. Dagegen kann das Azorenhoch seine Wirkung auf Nordwestafrika und teilweise sogar auf Südwesteuropa ausdehnen.
- Eine vierte negative Anomalie der Meeresoberflächentemperaturen erstreckt sich vom Raum östlich der Karibik bis an die Küste Nordafrikas. Die Passatwinde sind entsprechend verstärkt und transportieren im Extremfall Saharastaub hinaus auf den Atlantik (Moulin et al. 1997).
- Die Wetterwirksamkeiten über Europa und Nordwestafrika sind entsprechend: Feuchtes und relativ warmes Klima in Nordwesteuropa und Skandinavien; trockenes und antizyklonales Wetter in Südeuropa mit teilweise extrem tiefen Niederschlagsmengen im Mittelmeerraum, in Nordafrika und im Raum Sahel.



Figur 2.16 A: Konzeptionelle Darstellung von Meeresoberflächentemperatur, Meeresströmungen, Meereisverteilung, Luftdruck sowie Temperatur- und Niederschlagstendenz im Raum zwischen Nordamerika, Westeuropa und Nordafrika für den positiven Modus des NAOI.



Figur 2.16 B: Konzeptionelle Darstellung von Meeresoberflächentemperatur, Meeresströmungen, Meereisverteilung, Luftdruck sowie Temperatur- und Niederschlagstendenz im Raum zwischen Nordamerika, Westeuropa und Nordafrika für den negativen Modus des NAOI.

Im Fall des negativen NAO-Index liegen die Verhältnisse in etwa umgekehrt. Dabei muss nochmals deutlich an zwei Probleme einer solch plakativen Darstellung erinnert werden: Erstens spielen im zeitlichen Ablauf auch die transienten Übergänge eine wesentliche Rolle. Zweitens handelt es sich beim NAO wie oben erwähnt um ein intermittierendes Phänomen, bei dem zu unterschiedlichen Zeiten auch unterschiedliche Prozesse und Wechselwirkungen eine stärkere Rolle spielen können. Der negative Modus lässt sich gemäss Figur 2.16 B wie folgt charakterisieren:

- Die Meeresoberflächentemperaturanomalien im Raum zwischen Neufundland und westlich Spitzbergen sind nun positiv. Demnach wird die Temperatur- und Druckdifferenz zwischen dem Inlandeis Grönlands und dem angrenzenden, wärmeren Wasser grösser, die ablandigen Winde werden verstärkt, und der bodennahe Druck im Divergenzbereich dieser Strömung steigt.
- Die Kaltluftvorstösse aus Richtung Baffin Island, am Westrand der grönländischen Antizyklone, werden abgeschwächt, die Eisdecke ist deshalb, vor allem aber auch wegen der über mehrere Jahre andauernden Warmwasseradvektion aus der Grönlandsee, stärker geschmolzen, und die Tiefenkonvektion im Ozean wird gedämpft.
- Die wegen der massiven Grönlandantizyklone verstärkten Nordostwinde forcieren vermehrte Kaltwasser- und Meereisvorstösse durch die Fram Strait Richtung Südostgrönland. Damit wird erneut eine negative Salinitätsanomalie erzeugt, die Meereisbildung in der Labradorsee wird langsam verstärkt, und der Übergang zum positiven NAO-Modus wird eingeleitet.
- Das Abflussverhalten der sibirischen und nordamerikanischen Ströme hat sich ebenfalls verändert. Im trockenkalten Westsibirien sind die Abflussmengen zurückgegangen, dagegen sind sie bei Lena und Mackenzie gestiegen.
- Die SST-Anomalien haben sich entsprechend invertiert: Nördlicher Polargyre eher positiv, nördlicher Subtropengyre und Westeuropapool eher negativ, südlicher Subtropengyre positiv. Die leeseitig dieser Wärme- oder Kältepoole angeordneten Druckgebilde (Islandtief, Azorenhoch) sind entsprechend der abgeschwächten Meeresoberflächentemperaturen ebenfalls deutlich schwächer ausgebildet.
- Der Abschwächung dieser Druckgebilde folgend schwächen sich auch die Höhenwestwinde massiv ab. Die Achse des Jetstreams verläuft stär-

ker zonal und liegt nun deutlich südlicher als im Fall mit positivem NAO Index.

- Da die Westströmung teilweise blockiert ist, kann die kontinentale Kaltluft aus Nordosten weit nach Mitteleuropa vordringen. Das Azorenhoch dehnt sich nur schwach gegen die Kontinentalmassen Südwesteuropas oder Nordwestafrikas aus, und die bodennahen Passate der Nordhalbkugel sind deutlich schwächer.
- Die Wetterwirksamkeit über Europa und Nordwestafrika ist entsprechend: Skandinavien und Nordwesteuropa weisen ein sehr trockenkaltes Winterklima auf. Der Mittelmeerraum verzeichnet übernormale Niederschläge, und auch im Sahel nimmt die Trockenheit ab.

Überlegungen zu den Antriebsmechanismen des NAO-Systems:

Bevor wir Gedanken zu den eigentlichen Prozessen innerhalb des NAO-Systems äussern, sei kurz auf die möglichen Antriebe dieses Systems hingewiesen, welche die entscheidenden Kicks zum Wechsel vom einen in den andern Mode bewirken. Über sie kann im Moment höchstens spekuliert werden. Immerhin haben Lassen und Friis-Christensen (1995) die Diskussion um die Beeinflussung des globalen Klimas durch Sonnenaktivitätsschwankungen neu entfacht und auf die hohe Korrelation zwischen Sonnenflecken und der nordhemisphärischen Temperatur hingewiesen. White et al. (1997) finden entsprechende Korrelationen zwischen zwei verschiedenen Ozeantemperaturdatensätzen und einer wechselnden Sonneneinstrahlung, und zwar in drei verschiedenen Frequenzbändern von über 100 Jahren, von 18–25 Jahren und von 9–13 Jahren. Dabei stellen sie fest, dass etwa die Hälfte der globalen Temperaturzunahme in diesem Jahrhundert durch Schwankungen der Sonneneinstrahlung erklärt werden kann. Hier ist sicher vor Überinterpretationen zu warnen, da das System auch durch Störungen der Strahlungsbilanz infolge von Vulkaneruptionen stark beeinflusst werden kann (vgl. Tab. 2.1 sowie Briffa et al. 1998 und Mann et al. 1998). Insbesondere ist bekannt, dass im Winter eine enge statistische Beziehung zwischen dem polaren, stratosphärischen Wirbel und der troposphärischen Zirkulation besteht (Perlwitz und Graf 1995). Dabei hat der NAOI die Tendenz, bei einem starken stratosphärischen Polarvortex einen positiven Mode zu zeigen. Gemäss Robock und Mao (1992) ist es möglich, dass die Stratosphäre infolge von tropischen Vulkaneruptionen in diesen Zustand versetzt werden kann. Allerdings lässt die quasizyklische Form der NAO-Schwankungen meistens auf andere Prozesse schliessen. Ebenso schwierig gestaltet

sich auch die Frage nach der Beeinflussung der NAO durch den Treibhauseffekt. Ulbrich und Christoph (1999) stellen anhand von ECHAM4+OPYC3-Simulationen mit erhöhtem Treibhausforcing fest, dass der NAOI trotz einer deutlichen Zunahme der Häufigkeit der Stormtracks nur ganz leicht positivere Werte annimmt.

Grundlegende Überlegungen zur Dynamik des NAO-Systems:

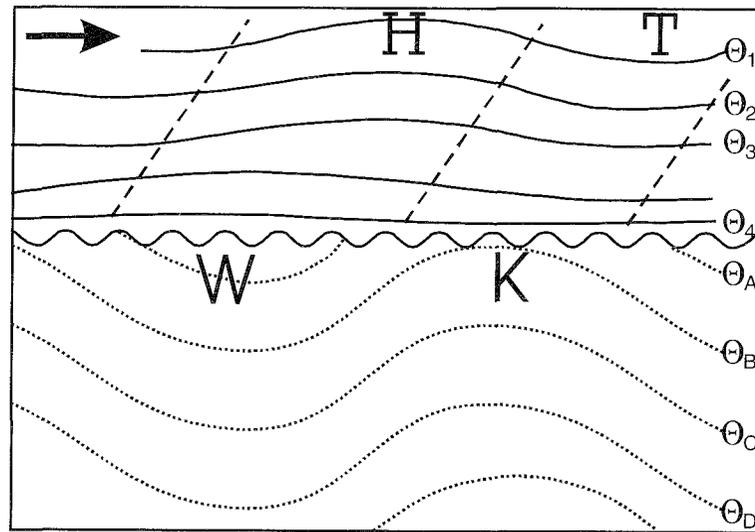
Im Gegensatz zur Dynamik des ENSO-Systems, welches durch Ozean-Atmosphäre-Interaktionen geprägt wird und mehrheitlich zonal angeordnet ist, reicht das NAO-System mit seiner meridional geprägten Struktur bis weit nach Norden ins arktische Meereis hinein. Dies ist mit einer Begründung für seine komplexe Struktur.

Atmosphäre: Eine Deutung der quasizyklischen Schwankungen im NAO-System kann zunächst von einer rein atmosphärischen Betrachtung ausgehen, bei der die andern beeinflussenden Systemkomponenten oder -elemente wie Ozean, Meereis und Festland als fixe, invariante Randbedingungen definiert werden. Die NAO wäre dann als der bevorzugte interne Mode dieses Atmosphärensystems aufzufassen, das in erster Linie den wichtigen Forcingfaktoren (solar, vulkanisch, anthropogen) gehorcht. Hierzu ist zu sagen, dass es tatsächlich Modellrechnungen gibt, in welchen die Atmosphäre NAO-ähnliche, niederfrequente Fluktuationen mit einem roten Spektrum erzeugt (Marshall et al. 1997). Allerdings wird allgemein argumentiert, dass der Ozean dieses stochastische Forcing der Atmosphäre integriert und im niederfrequenten Bereich seinerseits die Atmosphäre «regiert» (Barnett 1985, Marshall und Molteni 1993). In einem Gedankenexperiment, das von der Beschränkung der NAO auf die Atmosphäre ausgeht, könnte etwa auch so argumentiert werden, dass die NAO der typischen Konfiguration im südöstlichen Bereich einer planetaren Welle der Mittelbreiten entspricht, wo sich im Bodendruckfeld immer wieder Zyklonen ausbilden können. Die NAO wäre nach dieser Vorstellung einfach der Ausdruck der Vorgänge innerhalb jener quasistationären Welle, die sich im nordhemisphärischen Winter bevorzugt im Lee der Rockies über Nordostamerika befindet.

Atmosphäre-Ozean-Interaktion (OAI): Unzweifelhaft müssen neben den geschilderten atmosphärischen Prozessen auch die Wechselwirkungen mit dem Ozean einbezogen werden, wie sie etwa in Figur 2.5 schematisch dargestellt wurden. Der Ozean stellt dabei der Atmosphäre sozusagen sein Gedächtnis derart zur Verfügung, dass er hochfrequente atmosphärische Einflüsse über längere Zeit integrieren kann. Allerdings sind diese Vorgänge

gerade in mittleren und hohen Breiten noch keineswegs so gut verstanden wie beispielsweise in den Tropen, und klar definierbare Moden der OAI sind derzeit nicht auszumachen. Immerhin darf die Hypothese aufgestellt werden, dass auf der kürzeren Zeitskala eher die Atmosphäre den Ozean (vor allem via Windstress und Niederschlag) und auf der längeren Zeitskala der Ozean die Atmosphäre (vor allem via sensible und latente Wärmeflüsse) «triggert». So konnte gezeigt werden, dass sowohl auf der monatlichen (Cayan 1992) als auch auf der dekadischen Zeitskala (Kushnir 1994) ein grossräumiger Zusammenhang zwischen Anomalien des Windes und den atlantischen Oberflächentemperaturen besteht. Latif und Barnett (1994) sowie Latif (1998), Grötzner et al. (1998) und Timmermann et al. (1998) verfolgen die These, dass gekoppelte Prozesse im Ozean-Atmosphäre-System (OAS) in typischen Frequenzbereichen oszillieren. Dabei handelt es sich um den Austausch von Masse und Energie in einem bestimmten Spektrum. Sie knüpfen daran die Hoffnung, diese Prozesse vorhersagen zu können. Insbesondere die NAO kann als derart gekoppelter Klimaprozess verstanden werden, wobei immer noch nicht deutlich wird, in welchen Frequenzbereichen sich dieser abspielt. Selten et al. (1999) stellen immerhin bei den NAO- und SST-Spektren einen leichten Peak bei 16–18 Jahren fest. Sehr wahrscheinlich werden verschiedene Prozesse mit ähnlichen räumlichen Mustern, aber unterschiedlichen Zeitskalen manchmal fälschlicherweise dem gleichen Phänomen zugeordnet. Eine etwas andere Ansicht vertreten Frankignoul und Hasselmann (1997). Sie sind der Meinung, dass interdekadale Variabilität aufgrund von autokorrelativen Prozessen zustande kommt. Das Spektrum von SST beispielsweise ist rot, und es gibt keine Frequenzen mit signifikanten Peaks. Die NAO ist dabei ein rein stochastischer Prozess, der durch die Memory-Effekte des Ozeans und die OAI eine gewisse Dämpfung und somit eine Verschiebung des Spektrums in den roten Bereich erfährt. Auch diese Aussagen beziehen sich auf Modellrechnungen von gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen. Da diese Modellrechnungen immer noch erhebliche Unsicherheiten aufweisen, ist unbedingt erforderlich, diese Fragen auch mit möglichst langen Datenreihen anzugehen.

Verschiedene Autoren (z. B. Palmer und Sun 1985 oder Watanabe und Nitta 1999) postulieren eine äquivalent-barotrope Struktur der Atmosphäre über dem Atlantik, wie vereinfacht auf Figur 2.17 gezeigt wird. Dabei soll nicht ein kurzfristiger Einzelfall, sondern ein Mittel über eine längere Zeitspanne angenommen werden. Ausgegangen wird insgesamt von der Existenz einer früher entstandenen Anomalie der Ozeanoberflächentemperaturen (SSTs) im Nordatlantik mit einem mittleren geostrophischen Wind aus westlicher Richtung. Die im Bodenniveau eher ausgeglichen temperierte Luftmasse erfährt durch unterschiedliche Wärmeflüsse über dem Warmluftpool eine mit der Höhe gegen Osten gerichtete positive Druckanomalie, im Lee des Kaltluftpools entsprechend eine Vertiefung des Luftdrucks mit zunehmender Höhe.

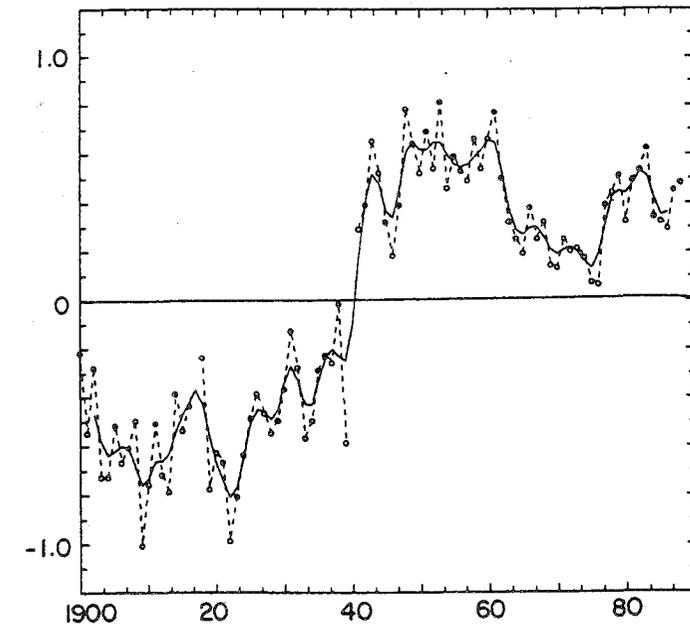


Figur 2.17: Hypothetische Modellvorstellung der Ozean-Atmosphäre-Interaktion im barotropen Fall. Dargestellt ist ein Hörschnitt in west-östlicher Richtung über dem Nordatlantik mit einem geostrophischen Westwind. $\Theta_1, \Theta_2, \dots$ und $\Theta_A, \Theta_B, \dots$ stellen zunehmende Dichten in Atmosphäre und Wasser dar.

In anderen Studien (z. B. Kushnir und Held 1996) ergab das zeitliche Mittel eher eine barokline Struktur des durch SST-Anomalien erzeugten atmosphärischen Druckfeldes. Damit ist eine Fragestellung angesprochen, auf welche in Zukunft durch die Bearbeitung neuer Datensätze sowie mit Hilfe von Modellrechnungen Antworten gefunden werden müssen.

Räumliche Aspekte und Mechanismen im Zusammenhang mit der NAO:

Das Polarbecken und die Great Salinity Anomaly (GSA): Dickson et al. (1988) sowie Walsh und Chapman (1990) weisen auf die grosse Bedeutung der kalten Süswassereinspeisungen aus dem Nordpolar-Becken (vor allem via Fram Strait) in den Nordatlantik hin. Diese Vorgänge sind verbunden mit dem Niederschlagsgeschehen über den nördlichen Gebieten sowohl Eurasiens als auch Nordamerikas und den damit gekoppelten Abflussspenden der grossen, ins Polarmeer mündenden Flüsse (vgl. Fig. 2.16), aber auch mit der gesamten Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung im Nordpolarbereich. Bei der Grossen Salinitätsanomalie (Dickson et al. 1988) wurde Ende der 1960er und in den 1970er Jahren eine grosse negative Abweichung der Salinität (grosse «Frischwasserlinse») im nördlichen Atlantik beobachtet. Nach Walsh und Chapman (1990) war zu dieser Zeit die Tiefenwasserbildung kurzfristig unterbunden. Die thermohaline Zirkulation (THC,



Figur 2.18: Zeitliche Expansionskoeffizienten der 1. Hauptkomponente der winterlichen (NDJFM) nordatlantischen SST (1900–1989) nach Deser und Blackmon (1993). Dieser Modus hat ein Zentrum mit starken Ladungen an der Ostküste Nordamerikas und erklärt 45 % der Varianz.

siehe S. 54) war in dieser Zeit also drastisch verlangsamt. Nach Deser und Blackmon (1993) könnte demgegenüber in den 1920er und 1960er Jahren eine Intensivierung der THC möglich gewesen sein. Figur 2.18 aus Deser und Blackmon (1993) zeigt den zeitlichen Expansionskoeffizienten der ersten Hauptkomponente von winterlichen Ozeanoberflächentemperaturen im Nordatlantik. Die stärksten Ladungen dieses Modus liegen bei der nordamerikanischen Ostküste. Der Sprung in den 1940er Jahren könnte ein Artefakt sein, da die Messmethode in dieser Zeit gewechselt hat (Kushnir 1994). Hingegen zeigen Lufttemperaturfelder eine vergleichbare Struktur (Deser und Blackmon 1993). Nebst dem markanten Shift in den 1940er Jahren sind deutliche SST-Variationen im dekadalen bis interdekadalen Bereich zu finden. Die genannten Autoren haben sowohl die Dynamik der Ozean-Atmosphäre-Interaktionen als auch jene der windgetriebenen Wasser- und Meereisversetzungen sorgfältig studiert. Dabei wird deutlich, dass diese Prozesse eher Zeitskalen von Monaten bis Jahreszeiten zugehörig sind. Im niederfrequenten Bereich müssen Vorgänge im Ozean eine wichtige «Gedächtnisfunktion» ausüben. Mysak et al. (1990) sowie Wohleben und Weaver (1995) beschreiben einen negativ rückgekoppelten Zyklus für den subpolaren Nordatlantik,

bei dem Meeresoberflächentemperatur-Anomalien, Luftdruck über Grönland, Süsswasser- und Meereisausbrüche aus der Fram Strait Richtung Grönland- und Labradorsee und Labradorsee-Tiefenkonvektion in Wechselwirkung stehen. Recht interessant ist ebenfalls, dass dieser Zyklus in etwa dem zeitlichen Skalenbereich der auf Figur 2.14 gezeigten Schwankungen des NAOI von 7 bis 8 Jahren entspricht.

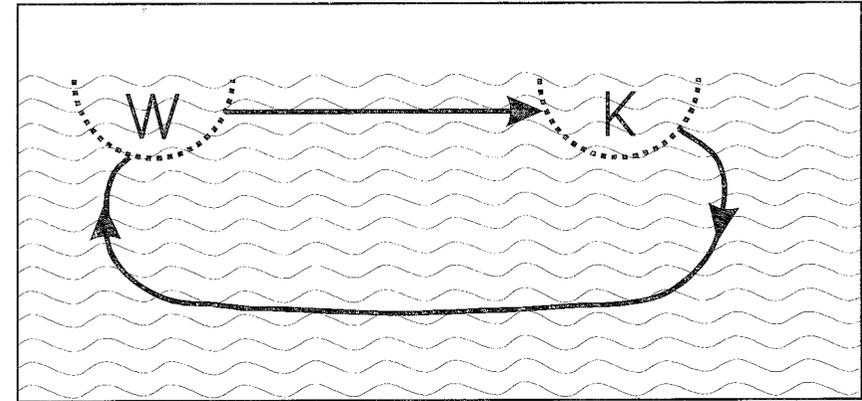
Die Bedeutung der Zirkulationen im Nordatlantik: Es ist hinreichend bekannt, dass das in Figur 2.16 gezeigte atlantische System der Ozean-Meereis-Atmosphäre-Interaktionen ganz massgeblich durch die Wärmezufuhr aus beziehungsweise den Wärmeaustausch mit den Subtropen und Tropen bestimmt wird (siehe auch die Fig. 2.2 bis 2.4). Ganz grundsätzlich stehen dabei die zwei auf Figur 2.19 schematisch dargestellten Zirkulationsmechanismen im Vordergrund. Wird von einer Oszillation zwischen advehierten, wärmeren (W) und kälteren (K) Wassermassen oder -linsen ausgegangen, so lässt sich die charakteristische Zeitskala dieser Oszillation berechnen:

$$\tau = D / u$$

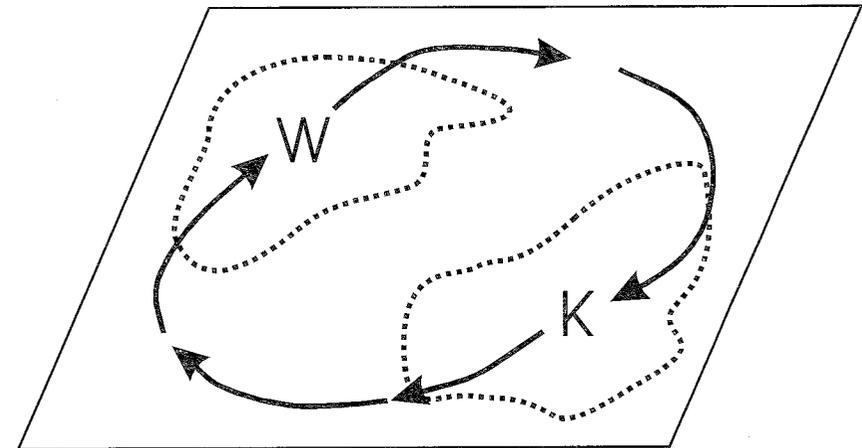
- τ Charakteristische Zeitskala
- D Distanz zwischen warmer und kalter Wasserlinse (Pool)
- u Strömungsgeschwindigkeit im Wirbel

Figur 2.19 A weist auf den bereits in Figur 2.4 B erklärten Austauschmechanismus der thermohalinen Zirkulation (THC) im Nordatlantik hin, dessen Dämpfung oder Blockierung durch aufliegendes Süsswasser in fernerer Vergangenheit (z. B. Jüngere Dryas) zu katastrophalen Klimawechseln im Bereich Golfstrom-Mittelatlantikstrom-Europa geführt hat (Stocker und Wright 1991, Stocker 1996). Rahmstorf (1995) beschreibt einen Rückkopplungsmechanismus, bei dem infolge stärkerer Wärmetransporte Äquator-Pol ein verstärkter latenter Wärmefluss zur Atmosphäre des Nordatlantiks beobachtet werden kann, welcher wiederum zu einer Zunahme der Differenz Niederschläge minus Verdunstung oder des Nettowasserflusses im Nordatlantikraum führen muss. Durch den vermehrten Süsswassereintrag infolge stärkerer Niederschläge wird der Antrieb der THC gedämpft, die SSTs und Niederschläge gehen zurück, der Salzgehalt steigt und die THC wird dadurch wiederum «angekurbelt», wodurch der Zyklus der Oszillation wieder von neuem beginnen kann. Aufgrund der relativ geringen Geschwindigkeit u dürften bei diesem Prozess charakteristische Zeitskalen in der Grössenordnung von 20–40 Jahren eine Rolle spielen.

(A) Vertikal angeordneter Ozeanwirbel (Süd-Nord): Thermohaline Zirkulation



(B) Horizontal angeordneter Wirbel (gyre)



Figur 2.19: Wanderung von warmen (W) und kalten (K) Wasserlinsen oder -pools in vertikal oder horizontal angeordneten Zirkulationen des Nordatlantiks (schematisch).

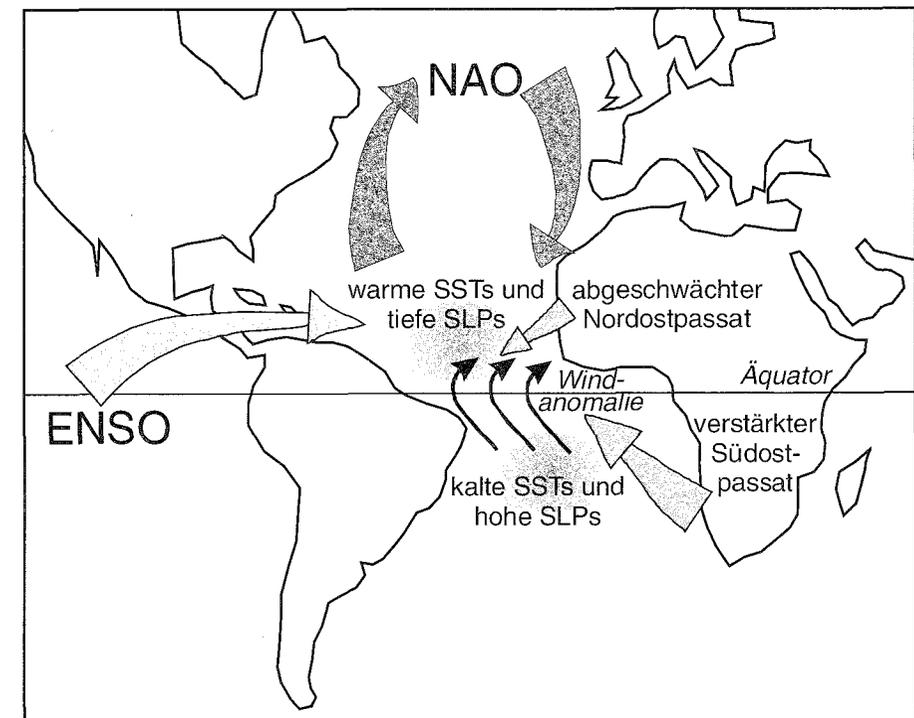
Etwas kürzere Zeitskalen ergeben sich aufgrund der stärkeren Strömungsgeschwindigkeit bei horizontal wandernden Warmwasserpools oder -linsen gemäss Figur 2.19 B. Sutton und Allen (1997) haben gezeigt, dass im Nordatlantik unter der Ozeanoberfläche derartige grossräumige und persistente Temperaturanomalien über grosse Strecken advehiert werden. Im Sommer und in den Übergangsjahreszeiten sind diese Anomalien an der

Oberfläche zum Teil durch thermische und radiative Effekte gestört. Die propagierenden Signale haben eine typische Frequenz von 12 bis 14 Jahren. Zudem weisen die beiden Autoren darauf hin, dass diese interdekadischen Temperatur-Anomalien unter der Oberfläche gut mit interdekadischen Schwankungen des Bodenluftdruckes über diesen Gebieten korrelieren. Die Temperatursignale können in den Wintermonaten, wenn die strahlungsbedingten und thermischen Effekte klein und der Windstress gross sind, an der Wasseroberfläche mit der Atmosphäre interagieren. Beide Zirkulationsräder, das horizontale und das vertikale, greifen in der Realität ineinander und spielen sich nicht auf den gleichen, aber sich beeinflussenden Zeitskalen ab. Der von der Atmosphäre getriebene Ozean wird aber von verschiedenen Autoren unterschiedlich dargestellt (Latif 1998). Dabei gilt vor allem zu berücksichtigen, dass Modelle mit unterschiedlichen Parametrisierungen und unterschiedlicher räumlicher Auflösung benützt werden. Latif (1998) sieht den Hauptgrund für die uneinheitlichen Aussagen der Modelle vor allem in den unterschiedlichen Gewichtungen der OAI in den Parametrisierungen der gekoppelten Modelle. Dazu spielt die räumliche Auflösung der Modelle eine wichtige Rolle. Timmermann et al. (1998) liefern einen interessanten Kopplungsmechanismus zwischen dem «Gyre-mode» und der THC: Zusammen mit negativen Temperaturanomalien im nördlichen Nordatlantik gehen schwache Druckgradienten einher. Damit sind auch anomale Frischwasserflüsse verbunden, und die Salinität im Ozean nimmt zu. Während die Salinitätsanomalie stärker wird, wird sie in das Gebiet der aktiven Nordatlantischen Tiefenwasserbildung (NATW) südlich von Grönland advehiert. Dort verstärkt sich als Folge die THC. Damit wird der polwärtige Wärmetransport im Ozean erhöht. Die SST erfahren positive Anomalien, und der oben beschriebene Zyklus vollzieht sich mit umgekehrten Vorzeichen. Dieser Prozess weist eine signifikante Periodizität von ca. 35 Jahren auf.

Der Einfluss der Festlandstrukturen: Neben der Topographie des Ozeanbeckens spielen natürlich die Form und Topographie der den Ozean umgebenden Kontinente eine entscheidende Rolle. Hinzu kommen nun die thermischen und mechanischen Effekte der Kontinentalmassen Amerikas und Eurasiens selber. Die Struktur der planetaren Wellen über Atlantik und Europa wird massgeblich durch die Rocky Mountains beeinflusst. So kann zum Beispiel die grosse Häufigkeit von Stormtracks über dem Nordwestatlantik (Blackmon 1976) als Folge der grossen Wellenstörung im Lee der Rockies gedeutet werden, und auch die im Höhendruckfeld sichtbare Sekundärwelle über Südosteuropa dürfte weitgehend den kontinentalen Störungen der Nordhemisphäre zuzuschreiben sein. Ein weiterer wesentlicher Faktor ist die Temperaturdifferenz zwischen Festland und Ozean, welche einem markanten Jahresgang unterliegt. Hinzu kommt, dass auch der Zustand der wechselnden Ozeanoberflächentemperaturen eine Rolle spielt. So wurde in den Jahren seit der Great Salinity Anomaly um 1979 mit dem eher kühleren

Nordatlantik von einem sogenannten COWL-Pattern (COWL für Cold Ocean – Warm Land) gesprochen (Wallace et al. 1995, Broccoli et al. 1998), das durchaus im Zusammenhang mit dem deutlich positiven Modus der NAO zu sehen ist. Wenn ihr quantitatives Ausmass auch noch kaum bekannt ist, so dürften schliesslich doch die massiven Oberflächenveränderungen über den Kontinenten zu einer Veränderung des nordatlantisch-europäischen Zirkulationssystems und damit auch des NAOI beitragen.

Der Einfluss der Tropischen Atlantik-Variabilität (TAV): Es steht ausser Zweifel, dass eine gegenseitige Wechselwirkung zwischen den Prozessen im tropischen Atlantik und der NAO besteht (Nobre und Shukla 1996, Mehta 1998). Dabei ist zu beachten, dass ein derartiger Einfluss nie das Ausmass der Vorgänge im Pazifik erreichen kann, da das Atlantikbecken vergleichsweise schmal ist. Figur 2.20 zeigt schematisch die wichtigsten Wechselwirkungen der TAV. Zunächst ist auf den Dipol der subtropischen Warm- oder Kaltwasserpools auf Nord- und Südhemisphäre hinzuweisen. Zwischen diesen beiden Polen besteht zwar nicht eine Schaukel wie etwa beim NAO,



Figur 2.20: Mechanismus der Tropischen Atlantik-Variabilität (TAV; Visbeck et al. 1998).

aber sie beeinflussen doch ganz wesentlich die Position der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und damit auch die Stärke der Passate auf beiden Halbkugeln. Ein wichtiges Mass für diese Beeinflussung bilden die quer zum Äquator bestimmten Differenzen der Meeresoberflächentemperaturen. In Figur 2.20 ist auch die Wechselwirkung dieses tropischen Systems mit dem NAO angedeutet. Dabei ist nicht unterschieden, inwiefern diese Wechselwirkung über den Ozean oder die Atmosphäre erfolgt. Ein möglicher Mechanismus läuft sicher über die Hadleyzelle, indem zum Beispiel höhere tropische SSTs die Konvektion innerhalb dieser Zelle verstärken und via den Massenfluss in Richtung der Pole auch die Westwindzirkulation beeinflussen. Auf Figur 2.20 ist ebenfalls der komplexe Einfluss des ENSO angedeutet. Er wurde bereits in Kapitel 2.1.3 diskutiert.

2.3. Statistische Beziehungen zwischen Alpenklima und Nordhemisphäre

Autor: Ralph Rickli

2.3.1. Alpine Witterung und Nordatlantische Oszillation

Gemäss Figur 2.12 bestimmen Islandtief und Azorenhoch wesentlich das Wetter im Alpenraum. So erstaunt es nicht, dass die Windrichtungsverteilung am Standort Payerne (46° 49' N, 6° 56' E) oberhalb von rund 4000 Metern ein einziges breites Maximum von West bis Nordwest zeigt. In tieferen Lagen überwiegt Südwest bis West, gefolgt von der Bisenkomponente aus Nordost. Wie so oft ist die Wirklichkeit jedoch komplexer als sich allein aus der Windrose schliessen lässt.

Islandtief und Azorenhoch sind im Winterhalbjahr kräftiger ausgebildet als während des Sommers. Wie Figur 2.13 zeigt, unterliegen ihre Positionen einer ausgeprägten jahreszeitlichen Variation. Der Kern des Islandtiefs ist im Mittel hinsichtlich Position relativ breitenkreisstabil (61° N \pm 1°), liegt jedoch während dem Hochsommer 35 Längengrade weiter im Westen als im Herbst und Frühjahr. Der Kern des Azorenhochs pendelt zwischen 20 und 37° W hin und her, zeigt jedoch breitenkreismässig eine höhere Variabilität als das Islandtief.

Gribi (1995) hat für den Zeitraum von 1901–1990 die Monatsmittel des Drucks von Altdorf (46° 53' N, 8° 39' E), Lugano (46° 00' N, 8° 57' E) und Säntis (47° 15' N, 9° 21' E) mit dem NAOI korreliert. Die Resultate sind in Tabelle 2.2 aufgelistet. Bei zweiseitiger Fragestellung und einem Vertrauensbereich von 95% liegt die Signifikanzschwelle bei 0.208. Die Korrelationskoeffizienten basieren auf der Rangkorrelation nach Spearman. Mit Ausnahme eines nicht signifikanten Wertes (Altdorf, September) sind die Korrelationen positiv. Je kräftiger also die Westwindzone über dem Nordatlantik entwickelt ist, desto höher ist der mittlere monatliche Druck im Schweizer Alpenraum, und zwar beidseits des Alpenhauptkamms. Ausgeprägte Zonalität sorgt im Alpenraum für Massenzuwachs und verstärkte Subsidenz. Beide Grössen treten im synoptischen Skalenbereich rechts querab vom Strahlstrommaximum (Jet Streak) auf. Damit wird deutlich, dass der Schweizer Alpenraum zwar im wesentlichen Luft aus Sektor West erhält, selbst aber selten innerhalb der eigentlichen Westwindzone liegt. Die engste korrelative Bindung zum NAOI besteht im März. Dieser Befund bestätigt die Untersuchungen von

Tabelle 2.2: Monatliche Druckkorrelation zwischen NAO-Index und alpinen Stationen für die Zeit von 1901–1990. Signifikante Korrelationen sind fett hervorgehoben (Irrtumswahrscheinlichkeit: 5%, Gribi 1995).

	Altdorf	Lugano	Säntis
JAN	0.427	0.438	0.481
FEB	0.427	0.429	0.462
MAR	0.539	0.546	0.569
APR	0.238	0.208	0.197
MAI	0.244	0.149	0.152
JUN	0.211	0.182	0.199
JUL	0.102	0.102	0.133
AUG	0.117	0.195	0.217
SEP	-0.015	0.075	0.170
OKT	0.086	0.095	0.116
NOV	0.176	0.302	0.290
DEZ	0.363	0.334	0.334

Bryson und Lahey (1958), die das Ende der nordhemisphärischen Winterzirkulation auf Ende März legen, also einen Monat später als in den gebräuchlichen klimatologischen Intervallen.

Die relativ hohen Korrelationskoeffizienten für den März dürfen nicht darüber hinwegtäuschen, dass sie lediglich 30 Prozent der monatlichen Streuung erklären. Im Fall mit signifikanter Korrelation verbleiben zwischen 70 und 96 Prozent, die durch andere Faktoren als die NAO zu erklären sind. Die Alpen liegen also bezüglich der Nordatlantischen Oszillation recht peripher. Besonders augenfällig ist dies bei negativem Index (Azorenhoch schwach ausgebildet oder fehlend, überdurchschnittlicher Druck im Sektor Nordmeer-Skandinavien).

Da sich der NAOI bereits aus zwei Druckzeitreihen zusammensetzt, sind für die Station Säntis auch die Rangkorrelationskoeffizienten mit dem mittleren Monatsdruck auf den Azoren und Island berechnet worden (Tab. 2.3). Trotz erheblicher Positionsschwankungen ist die korrelative Bindung zum Islandtief grösser als zum Azorenhoch. Im Juli besteht zu den Azoren sogar eine signifikant negative Korrelation. Je höher der Luftdruck über Ponta Delgada, desto tiefer ist der Druck über den Alpen (entweder ausgeprägte Tiefdrucklagen oder flache Gewittertiefs). Gleiches gilt auch für den isländischen

Tabelle 2.3: Korrelation zwischen dem Stationsdruck des Säntis und jenem von Ponta Delgada (Azoren) und Akureyri (Island) für die Zeit von 1901–1990. Basis ist der Monat. Signifikante Korrelationen sind fett hervorgehoben (Irrtumswahrscheinlichkeit 5%, Gribi 1995).

	Azoren	Island
JAN	0.284	-0.540
FEB	0.286	-0.512
MAR	0.362	-0.669
APR	0.014	-0.315
MAI	-0.076	-0.266
JUN	-0.007	-0.261
JUL	-0.208	-0.264
AUG	-0.047	-0.303
SEP	-0.102	-0.287
OKT	-0.170	-0.327
NOV	0.088	-0.343
DEZ	0.020	-0.469

Tabelle 2.4: Korrelation zwischen der Temperatur des Säntis und den Druckwerten von Ponta Delgada (Azoren) und Akureyri (Island) sowie dem NAO-Index für die Zeit von 1901–1990. Basis ist der Monat. Signifikante Korrelationen sind fett hervorgehoben (Irrtumswahrscheinlichkeit 5%, Gribi 1995).

	Azoren	Island	NAOI
JAN	0.009	-0.422	0.294
FEB	0.007	-0.475	0.317
MAR	0.066	-0.461	0.301
APR	-0.076	-0.170	0.070
MAI	-0.173	-0.105	-0.012
JUN	-0.156	-0.202	0.099
JUL	-0.291	-0.281	0.115
AUG	0.069	-0.302	0.282
SEP	0.010	-0.433	0.324
OKT	-0.222	-0.311	0.101
NOV	0.049	-0.445	0.339
DEZ	-0.289	-0.350	0.118

Raum. Wenn in den Alpen tiefer Luftdruck herrscht, dann deutet dies auf wiederholte Troglagen hin, da der Druck sowohl über den Azoren als auch über Island wegen der negativen Korrelation höher sein muss. Im umgekehrten Fall gilt: Je höher der Druck über dem Alpenraum und insgesamt auch über Mitteleuropa, desto tiefer liegen die Monatsmittel über den Azoren. Daraus folgt, dass ein Juli mit hohem Druck durch ein britisches oder kontinentales Hoch (Hoch Mitteleuropa, Hoch Fennoskandien) bestimmt wird und nicht durch einen Hochdruckausläufer aus Südwesten. Letzterer führt über der Iberischen Halbinsel sehr bald zu einem ausgeprägten Hitzetief, das den Hochdruckeinfluss schwächt.

Mit 2500 Meter Höhe reicht der Säntis bereits in die mittlere Troposphäre und liegt ausserhalb der stagnierenden Kaltluftmassen über dem nördlichen Alpenvorland. Schon im August zeigt der Säntis eine signifikant positive Korrelation zum NAOI. In diesem Monat verstärkt sich die Westwindzirkulation, was nicht zuletzt auch im markanten Positionswechsel des Islandtiefs zum Ausdruck kommt (Fig. 2.13). Über Payerne zeigt die zonale Windkomponente zwischen den Standarddruckflächen von 300 und 150 hPa (9'000 und 13'500 Meter Höhe) ein Maximum, das im Winter fehlt.

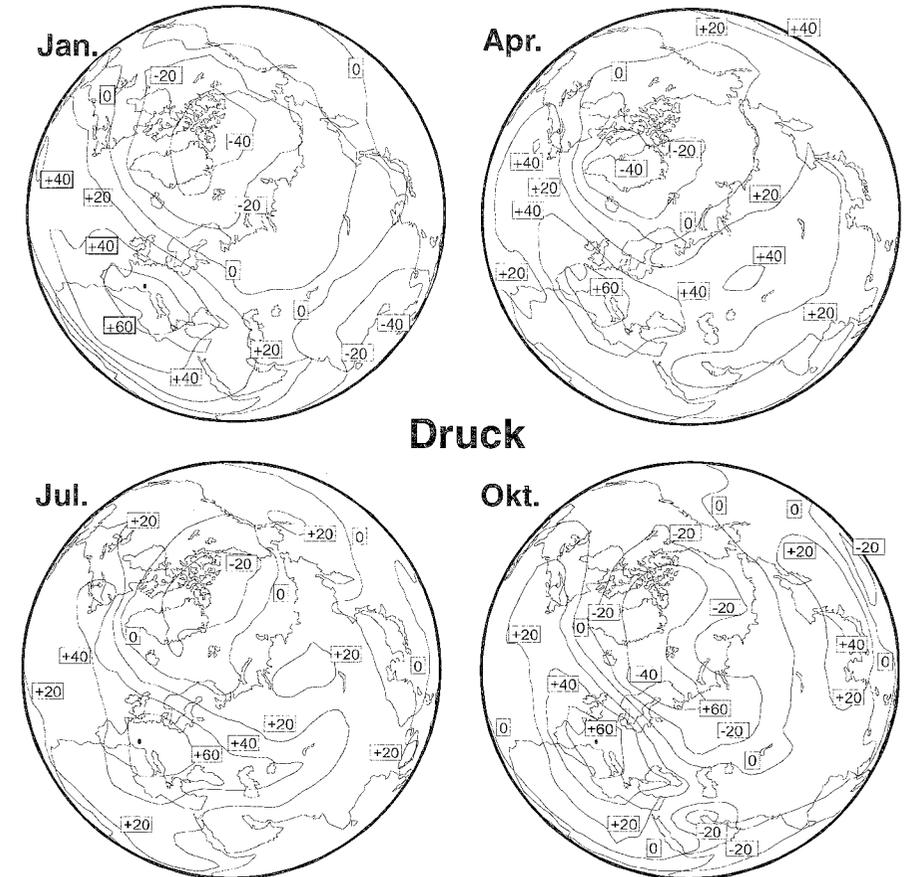
Das Windmaximum liegt eng begrenzt im 200 hPa-Niveau (knapp 12'000 Meter Höhe im Bereich der Tropopause). Der mittlere Wind erreicht hier 30 Knoten, was ein Indiz ist für die nördliche Position des Subtropenstrahlstroms oder das wiederholte Zusammenwirken von Subtropen- und Polarfrontstrahlstrom (Aschwanden et al. 1996a).

Tests haben gezeigt, dass Druck-Druck-Korrelationen im Allgemeinen die höchsten Korrelationskoeffizienten liefern. Die Beziehungen zwischen Druck und Temperatur sind meist undeutlicher. Noch verschwommener erscheinen die Beziehungen zwischen Druck und Niederschlag. Tabelle 2.4 bestätigt die Hypothese, dass im Schweizer Alpenraum bei positivem NAOI auch positive Druckabweichungen auftreten, was verstärkte Warmluftadvektion (WLA) und Subsidenz bedeutet. Alle signifikanten Temperatur-Korrelationen zwischen Säntis und dem NAOI sind positiv und stützen die Hypothese aus den Druck-NAOI-Korrelationen. Umgekehrt bewirkt ein negativer NAOI im Alpenraum mittleren bis unternormalen Luftdruck mit verstärkter Hebung, begleitet von tieferen Temperaturen in der mittleren Troposphäre. Im Winter sind negative NAOI-Phasen oft mit kräftigen Hochs über Fennoskandien, dem Nordmeer oder den Britischen Inseln verbunden. Tiefer Luftdruck mit ausgiebiger Zyklonenaktivität herrscht dann im gesamten Mittelmeerraum und vor der Küste Marokkos vor.

Ein kalter Jahresbeginn führt in der Regel zu einem verstärkten Jahresgang der Temperatur und somit zu einem höheren Variationskoeffizienten. Winter mit negativem NAOI verstärken tendenziell die Amplitude des jährlichen Temperaturverlaufs, besonders an höher gelegenen Stationen, während Winter mit ausgeprägt positivem NAOI dämpfend einwirken.

2.3.2. Schweizer Alpenraum und allgemeine Klimafernkopplung

Auf der Suche nach möglichen Klimafernkopplungen des Alpenraums hat Weigel (1994) die Stationen Altdorf, Säntis und Lugano mit 171 Stationen der Nordhemisphäre korreliert (Rangkorrelation nach Spearman). Die Daten stammen aus dem Intervall 1951–1980. Die Berechnungen beziehen sich auf die Zentralmonate der klimatologischen Jahreszeiten (Januar, April, Juli und Oktober). Stellvertretend für den Schweizer Alpenraum zeigt Figur 2.21 die Resultate, die aus den Druck-Druck-Rangkorrelationen zwischen Altdorf und den 171 mehr oder weniger homogen verteilten Stationen nördlich des Äquators hervorgegangen sind.



Figur 2.21: Isokorrelaten zwischen dem Druck in Lugano (Jan.) respektive Altdorf (Apr., Jul., Okt.) und 171 nordhemisphärischen Stationen. Die Karten zeigen die Werte (x100) für die saisonalen Zentralmonate Januar, April, Juli und Oktober (Weigel 1994).

Druck-Druck-Korrelationen im Winter (Januar)

Der mittlere monatliche Druck von Lugano korreliert erwartungsgemäss positiv mit dem Alpenraum und seiner näheren Umgebung. Dabei ist der westliche Mittelmeerraum wichtiger als das zentrale und nördliche Mitteleuropa. Gleiches gilt auch für die Korrelationsmuster der beiden nordalpinen Stationen Altdorf und Säntis. Auf den ersten Blick überraschen die stark negativen Korrelationen mit Stationen in der kanadischen Arktis und Nordgrönland. Es sind Räume, die stromaufwärts vom Islandtief liegen und somit die Quellgebiete jener arktischen Kaltluft darstellen, welche die Zyklonenaktivität von

den Neuenglandstaaten quer über den Atlantik antreibt. Gleiches gilt auch für den Nordosten Grönlands, dem Ursprung arktischer Luft, welche über der Grönland- und der Norwegischen See die Tiefdruckaktivität am Leben hält. Die mit minus 40 bezeichnete Isokorrelate umgrenzt jenen Raum, der auf der 500 hPa Druckfläche als Kaltluftzentrum in Erscheinung tritt. Das monatliche Druckgeschehen im Alpenraum zeigt somit eine enge Bindung an das zentrale und damit achsennahe Gebiet des hochreichenden kalten Tiefs im Nordosten der kanadischen Arktis. Es scheint eine physikalisch erklärbare Fernkopplung vorzuliegen, zumal sich der Einfluss der mittleren und oberen Troposphäre mit den langen Wellen darin deutlich widerspiegelt.

Im Winterhalbjahr ist der Kaltluftwirbel über der kanadischen Arktis der eigentliche Akteur im nordhemisphärischen Wellenmuster. Das Islandtief ist zwar eine prominente, doch sekundäre Erscheinung, die sich vor allem in den Karten des mittleren Bodendrucks abzeichnet. Es lässt sich zwanglos aus der baroklinen Instabilität entlang der Polarfront über dem offenen Meer herleiten. Ähnlich wie sich im synoptischen Skalenbereich Randwirbel entlang der Trogvorderseite entwickeln, befindet sich das Islandtief auf der Vorderseite des ausgedehnten und quasistationären arktischen Wirbels.

Die Linie kleinster Korrelation entspricht dem Gebiet mit höchster Variabilität. Sie zeichnet die Spur intensivster Tiefdruckaktivität im Sektor Neufundland-Nordatlantik-Nordeuropa mit von Jahr zu Jahr variierenden Druckwerten. Die Iberische Halbinsel und das westliche Mittelmeer sind Räume, die im Mittel etwas querab von den halbmeridional verlaufenden Sturmbahnen liegen. Die Bermudas und der westliche Mittelmeerraum liegen an den äussersten Enden des subtropischen-randtropischen Hochs. Bei positiver Korrelation kann nicht von Teleconnection im engeren Sinn die Rede sein, sondern nur von gleichsinniger Reaktion des Druckfeldes. Stärke und Persistenz der Subtropenhochs manifestieren sich am sichtbarsten an seinen Rändern (Bermudas, westlicher Mittelmeerraum). Im Hochdruckzentrum spielt der absolute Druckwert eine geringere Rolle als an den Rändern. Je kräftiger das Subtropenhoch ist, desto intensiver entwickelt sich der Nordostpassat über der Karibik und desto deutlicher wirkt sich auch die NAO mit entsprechenden Downstream-Effekten aus. Je schwächer und somit auch flacher sich das Subtropenhoch präsentiert, desto variabler gestaltet sich das Druckgeschehen an seinen Rändern, was in einem indifferenten bis negativen NAOI zum Ausdruck kommt.

Schwieriger sind kausale Bezüge zur negativen Korrelation mit dem Druck über Indien und dem Golf von Bengalen herzuleiten (Fig. 2.21 oben links). Die Resultate lassen den Schluss zu, dass hoher Luftdruck im Alpenraum und über dem westlichen Mittelmeer mit tiefem Druck am Südrand des sibirischen Hochs einhergeht. Umgekehrt bedeutet tiefer Druck im westli-

chen mediterran-alpinen Raum auch tiefen Druck im nördlichen Golf von Bengalen, eventuell verbunden mit weniger ausgeprägter Wintertrockenheit. Interessant in diesem Zusammenhang ist, dass der genannte Raum trotz seiner geographischen Lage keinerlei Bezüge zu hygrischen Auswirkungen von ENSO Phasen zeigt (Ropelewski und Halpert 1987), ähnlich wie dies auch bei Europa der Fall ist. Geographisch gesehen gehen die Zentren maximaler Korrelation mit den Gebieten maximaler Austrognung des winterlichen Subtropenjets einher. Dies ist insofern von Bedeutung, als dem Subtropenjet Scharnierfunktion zukommt zwischen der meridionalen Hadley-Zirkulation und dem Wirbelaustausch in den Ektröpen.

Nur eine geringe Korrelation besteht zum flächenmässig augenfälligsten Druckgebilde der winterlichen Nordhemisphäre, der asiatischen Antizyklone. Ebenfalls geringe Korrelationen bestehen zum baltischen Raum. Damit bestätigt sich der Eindruck, dass die winterliche Wetterentwicklung in den Schweizer Alpen auch bei umgekehrter Druckverteilung (Tiefdruck Mittelmeer, Hochdruck im Norden und Nordosten) enger an den mediterranen Raum gebunden ist als an den fennoskandisch-baltischen mit dem oft genannten Russlandhoch.

Weigel (1994) hat seine Korrelationsuntersuchungen auch auf die jeweils folgenden drei Monate ausgedehnt. In diesem Fall tritt der baltische Raum bis hinauf zum Weissen Meer deutlicher in Erscheinung. Auf vergleichsweise hohen (tiefen) Druck über Ostfinnland folgt tiefer (hoher) Druck im Alpenraum und dem westlichen Mittelmeer. Allerdings erklärt diese zeitlich verzögerte Druckschaukel lediglich 23 Prozent der Varianz im Februar. Darin widerspiegelt sich eine gewisse Kausalität, indem Tiefdruckaktivität im Januar zu einem ausgedehnten Schneedeckenaufbau führt, der in klaren Nächten den Strahlungsverlust verstärkt und dadurch den Hochdruckaufbau fördert.

Druck-Druck-Korrelationen im Frühling (April)

Der April ist an Mittellandstationen der Monat mit den tiefsten Druckwerten (Aschwanden et al. 1996b) und einem wechselhaften Wettercharakter. Kräftige Erwärmung wechselt mit markanten Kaltluftausbrüchen ab, was für regelmässige Tiefdruckaktivität verbunden mit Troglagen spricht. Im Spiegel der europäischen Grosswetterlagen zeigt der April hinter dem Mai den zweithöchsten Anteil an meridionalen Wetterlagen. Es sind knapp über 50 Prozent (Gerstengarbe et al. 1993).

Gebiete mit positiven und damit gleichsinnig verlaufenden Korrelationen erstrecken sich in Alpennähe von der Biskaya zum Ionischen Meer, im Westen

betreffen sie partiell Neufundland, im Osten den südlichen Teil des Westsibirischen Tieflandes. Stellt man die Isokorrelatenkarte mittleren nordhemisphärischen Bodenkarten gegenüber, sind kausale Bezüge schwer zu erkennen. Mehr Information liefern Karten der 500 hPa-Druckfläche. Hier fällt auf, dass die oben genannten Gebiete positiver Korrelation allesamt am Südpole planetarer Wellen (60° W, 10° E, 80° E) liegen, was sich mit dem typischen Aprilwetter deckt. Die negative Korrelation mit Grönland und seinen umliegenden Seegebieten ist schwieriger zu deuten. Sie deckt sich mit dem kontinuierlichen Aufbau einer Antizyklone über dem grönländischen Eis und ihrer Ausdehnung nach Osten hin ins Nordmeer. Am deutlichsten lässt sie sich anhand von Schichtdickenanomalien (500 hPa – 1000 hPa) erkennen. Doch auch hier gilt es stets vor Augen zu halten, dass eine Korrelation von 0.4 gleichbedeutend ist mit einer erklärten Varianz von 16%. Dies erlaubt sowohl die Interpretation, dass in durchschnittlich jedem sechsten Jahr der Luftdruck die Varianz zentral beeinflusst als auch die Möglichkeit, dass der Luftdruck generell nur ein Sechstel der Varianz erklärt und regelmässig andere Klimaelemente oder abgeleitete Grössen die übrige Streuung bestimmen. Die inverse Variante mit hohem Druck über den Alpen und tiefem Druck über Südgrönland tritt zwar in Einzelfällen auf, ist jedoch die Ausnahme, da sich der April im Jahresgang durch ein Druckminimum auszeichnet.

Druck-Druck-Korrelationen im Sommer (Juli)

Verglichen mit Winter und Frühling fällt auf, dass der Alpenraum weit stärker mit dem mitteleuropäischen Raum korreliert als in der kalten Jahreshälfte (Fig. 2.22). Hier spielen sowohl sommerliche Hochdrucklagen als auch die häufig sehr flache Druckverteilung eine zentrale Rolle. Der wiederholte Wechsel zwischen Hochdrucklagen und Hitzetiefs über der Iberischen Halbinsel lässt die Korrelation nach Südwesten hin kleiner werden als im Winterhalbjahr. Die relativ hohe positive Korrelation mit Neufundland (0.68) und den Aläuten (0.44) zeigt einmal mehr, dass die korrelative Beziehung am ausgeprägtesten zu Randgebieten besteht und weniger zu den steuernden Druckzentren. Dies gilt auch für den Raum zwischen dem Schwarzen Meer und dem Aralsee, der zur Randzone des Hitzetiefs über Vorderasien gehört.

Druck-Druck-Korrelationen im Herbst (Oktober)

Im Oktober dehnt sich der Nahbereich hoher positiver Korrelation wieder stärker nach Westen zur Biskaya und nach Südwesten zur Iberischen Halbinsel aus. Doch gehören noch immer weite Teile Mitteleuropas zum Kern-

bereich engster Korrelation. Zum Oktober gehören ausgedehnte Hochdrucklagen über Mitteleuropa, die auch in der Höhe gestützt werden. Über Payerne erreicht die Tropopause erst im September und im ersten Oktoberdrittel ihre maximale Höhe und sinkt dann kontinuierlich auf Winterwerte ab. Mit fortschreitender Abkühlung des hohen Nordens nimmt die Zyklonenaktivität über der Norwegischen See und über der Halbinsel Kola zu. Hier entwickelt sich wiederholt ein Trog, der sich mit hohen negativen Korrelationskoeffizienten bemerkbar macht (-0.61 bis -0.75, was knapp 50 Prozent der erklärten Varianz entspricht). In der Regel entsteht hier auch die erste zusammenhängende Schneedecke, welche im November zum Aufbau eines Kaltlufthochs führt, das sich im letzten Herbstmonat immer stärker etabliert und sich anschliessend nach Westen (Karelien, Nord- und Mittelschweden) und Süden ausdehnt. Die vergleichsweise hohe Korrelation mit dem japanischen Raum scheint in der mehr oder weniger stabilen Konfluenzzone von Polarfront und Subtropenstrahlstrom im Lee der Himalajas begründet zu sein.

Aus der Arbeit von Gribi (1995) geht hervor, dass sich der Einfluss der NAO im Oktober im Alpenraum noch nicht signifikant abzeichnet (Tab. 2.2). Ab November überschreiten die Korrelationskoeffizienten an den Stationen Lugano und Säntis die Signifikanzschwelle von 95 Prozent (zweiseitig). Altdorf reagiert erst im Dezember auf das NAO-Signal.

Korrelationen zwischen Druck und Temperatur

Ergänzend untersuchte Weigel (1994) auch die korrelative Beziehung zwischen nordhemisphärischem Druck und Temperatur/Niederschlag im Alpenraum. Dabei war von Anfang an klar, dass Temperatur und Niederschlag in der Regel zu schwächeren Signalen führen als der Luftdruck. Ähnlich wie bereits bei den Druck-Druck-Untersuchungen wird augenfällig, dass die Gebiete mit höchster positiver Korrelation längenmässig zur Meso-alpha Scale (bis 2000 Kilometer) gehören. Darin widerspiegelt sich der Einfluss typischer Wetter- und Witterungslagen, welche zu kausalen Bezügen zwischen Druck, Temperatur und Niederschlag führen. Klar ausserhalb der Meso-alpha Scale liegt der Zeitrahmen von einem Monat.

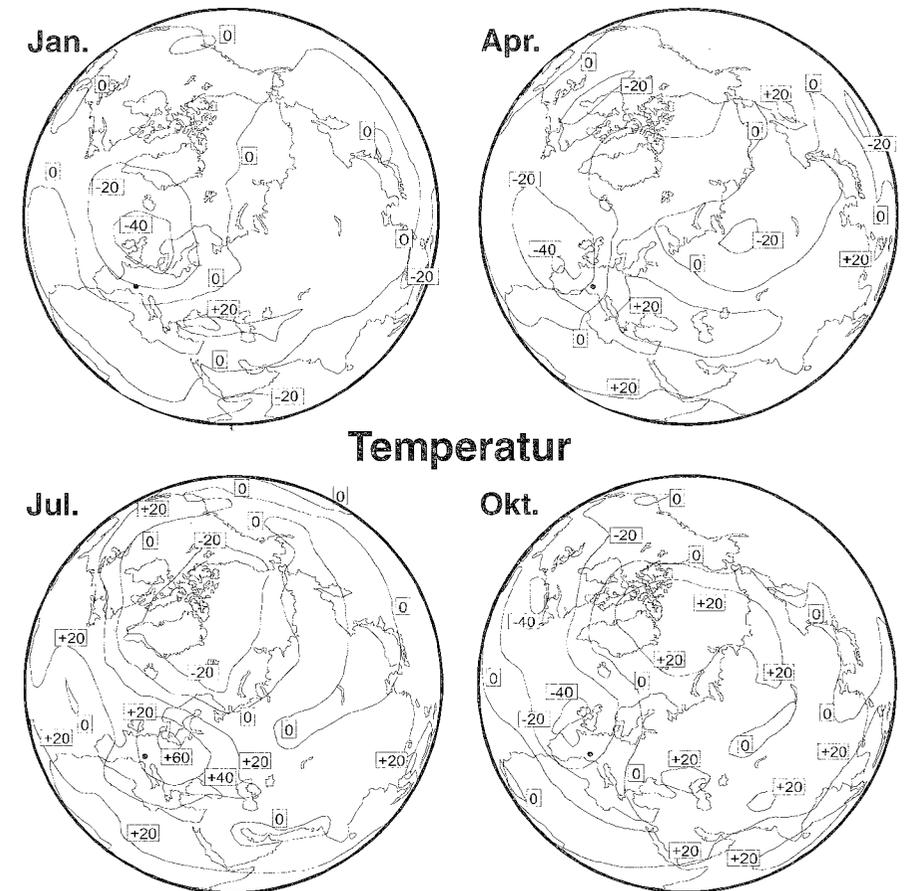
Altdorf dient nachfolgend als Beispiel für die Korrelation zwischen Druck und Temperatur (Fig. 2.22). Im Januar besteht eine negative Korrelation zum Raum Britische Inseln – Färöer – Südnorwegen – Nordsee. Es ist das Gebiet, in dem atlantische Zyklonen (oft Randwirbel) ihr Reifestadium erreichen oder, was im Januar seltener der Fall ist, sich Hochdruckgebiete halten. Je zyklonaler sich das Druckfeld über den Britischen Inseln entwickelt, desto zonaler ist die Strömung über Mitteleuropa. Verhältnismässig milde Luftmas-

sen sowie veränderliche Bewölkung führen auf der gesamten Alpennordseite zu höheren Temperaturen. Sensitivitätsstudien mit der GCM Version des französischen Modells ARPEGE haben ergeben, dass dieser Modus eng an die Oberflächentemperaturen und die Vereisung in der Grönland- und Labradorsee gebunden ist (Lopez et al. 2000). Negative Temperaturanomalien über dem westlichen und zentralen Nordatlantik sowie ein südwärtsiges Ausgreifen der Packeisgrenze in der Grönland- und Labradorsee sowie nördlich von Island führen zu einer ostwärtigen Verlagerung der baroklinen Wellen. Die Zyklonenaktivität über dem Ostatlantik nimmt zu (Lopez et al. 2000).

Bei wiederholt antizyklonaler Witterung über den Britischen Inseln ist das Januarwetter im Schweizer Mittelland geprägt von Inversionen und Kaltluftzufuhr aus dem Baltischen Raum und dem östlichen Mitteleuropa. Offensichtlich ist das gezeigte Januarmuster der einzige Druck-Temperatur-Modus, der sich wiederholt ausbilden kann. Alle anderen Muster sind zu wenig persistent, um in Erscheinung zu treten. Gemeinsam erklären sie die übrigen rund 50 Prozent der Varianz.

Der antikorrelierte Bezug zwischen Temperatur in Altdorf und dem Luftdruck könnte im April schöner nicht ausfallen. Der einzige Modus, der statistisch zum Tragen kommt, ist das meridionale Signal von Südföhn oder Nordstau, ausgelöst durch die zonale Superposition der Druckzentren. Das Resultat zeigt auf den ersten Blick keine Übereinstimmung mit Figur 2.21. Es passt jedoch vollumfänglich in das postulierte Wellenmuster mit den zugehörigen Troglagen. Je nachdem wie sich die mittlere Trogposition im Monatsmittel des Luftdrucks niederschlägt, resultiert westlich der Alpen relativ tiefer (Trogvorderseite, Südföhn, positive Temperaturabweichung) oder hoher Druck (Trogrückseite, Nordwestlage, negative Temperaturabweichung). Gleichermassen lässt sich das Druckverhalten über dem Balkan interpretieren. Die zentrale Bedeutung der Luftmassenadvektion in diesem Monat wird durch die Null-Isokorrelate quer über die Alpen unterstrichen.

Im Hochsommer sind Luftdruck und Temperatur positiv korreliert, was auf die klare Dominanz von Tageslänge und Strahlungsbilanz verweist. Ein hochdruckbestimmter Sommermonat zeichnet sich durch einen Überschuss an Sonnenstunden mit entsprechender täglicher Erwärmung aus. Bei zyklonalem Einfluss dämpfen ozeanische Luftmassen, Niederschlagsabkühlung und der Bewölkungsgrad die mittleren Temperaturen. Die räumliche Überlagerung von Isokorrelaten aus den Druck-Druck- und Druck-Temperatur-Untersuchungen unterstreichen die Dominanz vertikaler Luftmassenbewegung (Konvektion/Subsidenz).



Figur 2.22: Wie Figur 2.21, aber für Temperatur in Altdorf und den Druck an 171 nordhemisphärischen Stationen (Weigel 1994).

Aus Figur 2.13 geht hervor, dass sich im Oktober der Kern des Azorenhochs wieder nach Osten verlagert und sozusagen zum Sprung auf seine nördlichste Position ansetzt, die er im November bei knapp 38° N einnimmt. Die maximale jährliche Höhe der alpinen Tropopause spricht für eine Kombination aus maximaler Warmluftadvektion und Subsidenz in der mittleren und oberen Troposphäre. Kürzere Tage und die Wirkung von Inversionen über dem Mittelland sorgen für eine negative Korrelation zwischen der Temperaturentwicklung in Altdorf und dem umliegenden Druckfeld, weil das bodennahe Temperaturgeschehen wieder zunehmend ein Eigenleben führt. Die höchste negative Korrelation mit Valentia (Irland, -0.69) passt zu diesem Muster.

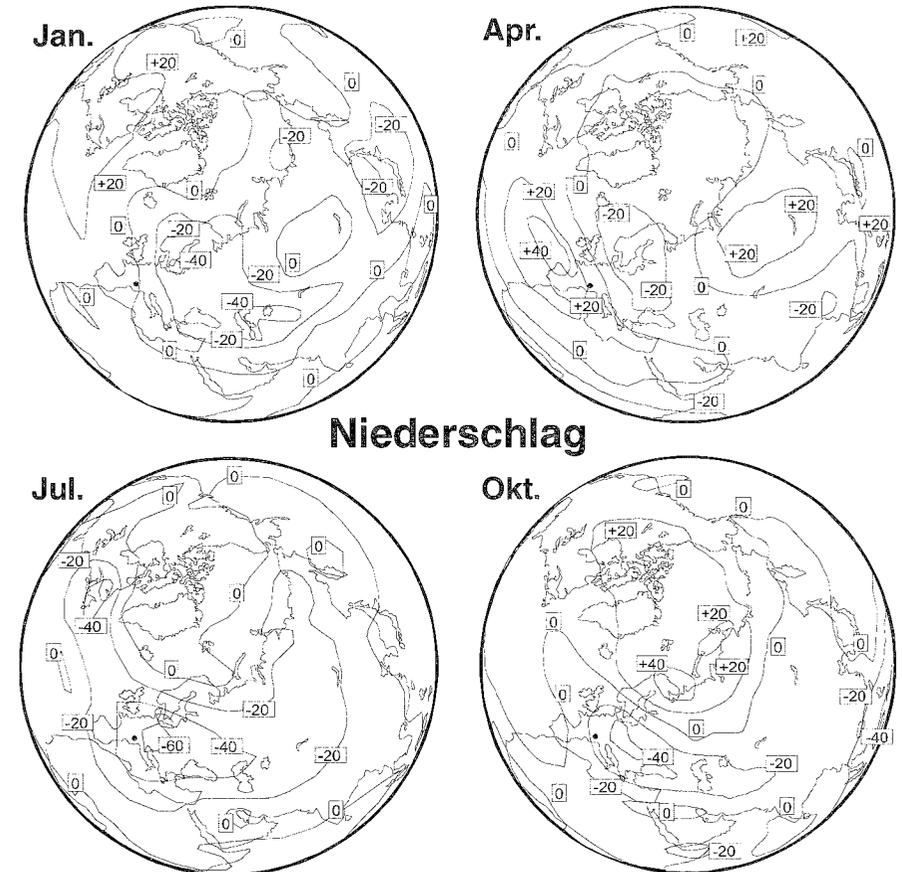
Korrelationen zwischen Druck und Niederschlag

Mit Ausnahme der Sommermonate ist das Niederschlagsgeschehen in den Alpen klar durch advective Wetterlagen bestimmt, was sich erwartungsgemäss auch in der korrelativen Beziehung zwischen Druck und alpinem Niederschlag abzeichnet. Etwas schwächer als bei der Temperatur tritt die räumliche Ausdehnung der Meso-alpha Scale beim Niederschlag in Erscheinung. Man gewinnt den Eindruck, dass hier die Macro-beta Scale (2000-10'000 Kilometer) an Bedeutung gewinnt, zumindest im Winter, was sich im Januarbild der Isokorrelaten abzeichnet (Fig. 2.23).

Neu ist, dass der Raum mit der höchsten negativen Korrelation aus einem breiten Band besteht, das sich von der Ostsee über die Ukraine bis zum Kaspischen Meer erstreckt. Ähnlich hohe Korrelationswerte fehlen sowohl nach Westen und Nordwesten als auch zur Iberischen Halbinsel hin. Eine vergleichbare bipolare Struktur des Druckfeldes, wie sie im April bei den Temperaturen auftritt, fehlt ebenfalls. Das bedeutet, dass ein trockener Januar wesentlich durch antizyklonale Witterung über Fennoskandien und Russland bedingt ist und weit weniger durch das Azorenhoch, obschon dessen Kern relativ nahe bei Europa und Marokko liegt. Tiefer Druck im Nordosten und Osten der Schweiz ist verbunden mit Nordwest bis Nordlagen, was wiederholt staubedingte Niederschläge auf der Alpennordseite auslöst. Das zonale Signal hat keine Bedeutung, weil bei ausgesprochen zonalen Lagen die meisten Niederschläge nördlich der Schweiz fallen und dem Alpenrand entlang präfrontaler Föhn oder Föhntendenz die Niederschlagsaktivität zusätzlich dämpfen.

Ähnlich wie bereits bei den Temperaturen verläuft die Isolinie der Null-Korrelation direkt über die Alpen. Das Zentrum negativer Korrelation liegt über Süd- und Zentralskandinavien, während sich jenes mit positiver Korrelation von Portugal westwärts in den Atlantik hinaus erstreckt. Die antikorrelierte bipolare Struktur der Druckzentren unterstützt das Bild advectiver Niederschläge und passt ebenfalls zu den bereits früher erwähnten Troglagen. Offen bleibt lediglich, weshalb sich die Aktionszentren des Drucks lagernässig nicht mehr gleichen, zumal bei der Temperatur die Advektion (Stauage / Föhn) eine zentrale Rolle spielt. Eine mögliche Erklärung besteht darin, dass Altdorf im April durchschnittlich 13 Niederschlagstage kennt (Aschwanden et al. 1996b). Da sich korrelative Beziehungen gleichermassen invers lesen lassen, zeichnen sich beim Niederschlag verstärkt auch die trockenen Ost- und Südostlagen (Bise) ab, welche sich ihrerseits eher dämpfend auf die Temperaturen auswirken.

Das Sommerbild der Isokorrelaten bestätigt die Resultate aus den Druck-Druck- und Druck-Temperatur-Korrelationen. Im Vergleich zur Konvektion



Figur 2.23: Wie Figur 2.21, aber für Niederschlag in Altdorf und den Druck an 171 nordhemisphärischen Stationen (Weigel 1994).

spielt die Advektion eine untergeordnete Rolle. Dies ist unter anderem daran erkennbar, dass die Korrelationen nach Westen hin kleiner sind als nach Tschechien und Österreich. Der Grund liegt darin, dass sich im Juli von der Iberischen Halbinsel her wiederholt ein Hitzetief nach Süd- und Zentralfrankreich ausweitet, während nach Osten hin hoher Luftdruck die Gewitteraktivität und das Vordringen maritimer Luftmassen bremst. Im Unterschied zur Temperatur sind die Niederschläge mit dem Druck negativ korreliert. Die Längendimensionen der Meso-alpha Scale kommen klar zum Ausdruck. Hoher Luftdruck impliziert hohe Temperaturen und trockenes Wetter, während bei tiefem Druck die inverse Aussage gilt.

Beim Oktoberbild zeigt sich eine Spezialität, die bislang nie derart deutlich in Erscheinung getreten ist. Zwischen dem Nordkap und Osteuropa zeichnet sich im Druckmuster eine klare bipolare Struktur ab. Für das Niederschlagsgeschehen in Altdorf ist nur deren südlicher Kern von Bedeutung. Ähnlich wie bereits beim April und auch im Januar, zeichnen für den Niederschlag andere Modi verantwortlich als für die Temperatur oder den Druck. Ein Blick auf die gemittelten Bodenkarten zeigt, dass die bipolare Korrelation daher rührt, dass hohem Luftdruck über Südosteuropa tiefer Druck gegenüberliegt, der vom Nordkap bis zur Tamir Halbinsel reicht. Wenig Niederschlag in Altdorf und tiefer Druck über der Barents- und Karasee sind positiv korreliert, was ins Bild passt. Gleichzeitig kommt erneut sehr deutlich zum Ausdruck, dass die Isokorrelationen weniger zu den Aktionszentren des Drucks bestehen als vielmehr zu deren Randzonen. Der Kern des asiatischen Oktoberhochs liegt beim Balchaschsee, also im selben Gebiet, wo er auch im Januar anzutreffen ist.



Anhaltende Zufuhr feuchter und warmer Luft aus West/Südwest mit ergiebigem Niederschlag in die mächtige, schmelzende Schneedecke führte im Mai 1999 zu einem katastrophalen Hochwasser, im Bild das Berner Mattequartier am 15. Mai (Foto: Stefan Brönnimann).

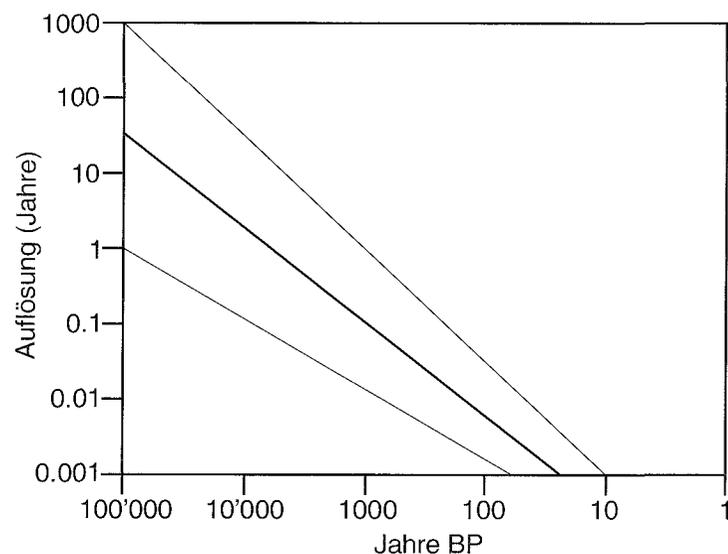
3. Der Klimawandel in den Alpen und in der Schweiz aus historischer und aktueller Sicht

3.1. Vom Ende der letzten Eiszeit zum mittelalterlichen Klimaoptimum

Autor: Heinz Wanner

Im ersten Abschnitt dieses Kapitels wird ein sehr grober Überblick über den Klimaverlauf zwischen dem eiszeitlichen Rückzug der Alpengletscher und dem mittelalterlichen Klimaoptimum gegeben. Dies bedeutet, dass gemäss Tabelle 2.1 in erster Linie Schwankungen der Solaraktivität oder interne Oszillationen im Klimasystem (z. B. Schwankungen der thermohalinen Zirkulation) als Ursachen der Klimavariabilität herangezogen werden können. Insgesamt steht die Aufgabe im Vordergrund, diese Ursachen kritisch zu bewerten und – falls möglich – deren quantitative Anteile und Wechselwirkungen während bestimmten Zeitperioden abzuschätzen und zu interpretieren. Die angestrebte quantitative und prozessorientierte Sicht wird dabei oft durch die Ungenauigkeit der Messungen und das komplexe Zusammenwirken vieler Einflussfaktoren verunmöglicht. Figur 3.1 stellt den Versuch dar, die zeitliche Auflösung von Proxy- und Messdaten und deren Verfügbarkeit in verschiedenen Zeiträumen vor heute zu quantifizieren. Eine monatliche Auflösung kann etwa für die letzten 300 bis 400, eine tägliche jedoch höchstens für die letzten 200 Jahre erreicht werden.

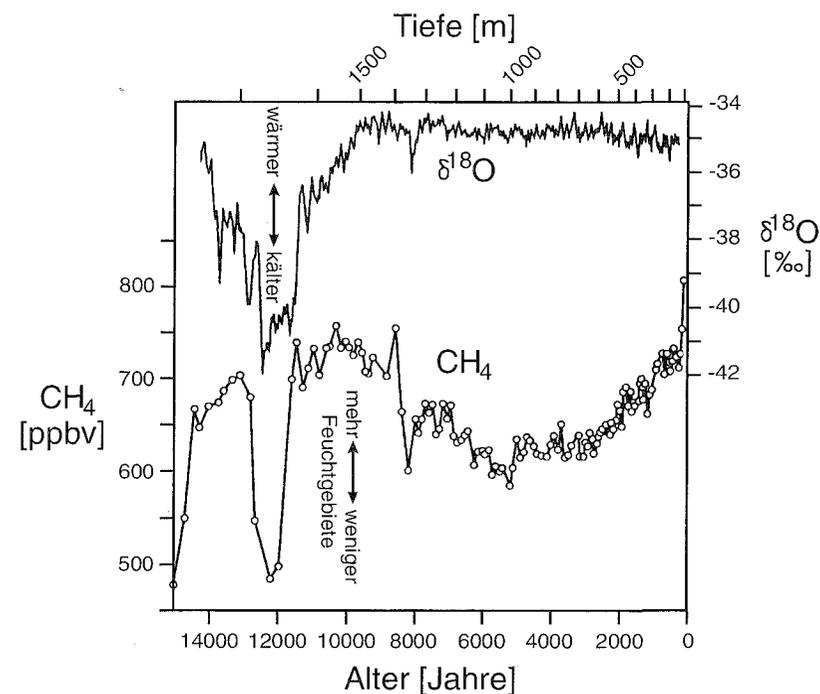
Ein mögliches Verfahren zur Grobeinteilung der letzten Jahrtausende in Klimaphasen oder -abschnitte bietet sich zum Beispiel anhand geschätzter Langfrist-Mitteltemperaturen auf der Basis von ^{18}O -Messungen in Eisbohrkernen an. Figur 3.2 zeigt eine entsprechende Kurve aus dem Raum Grönland, ergänzt durch Methankonzentrationen (CH_4), welche als grossräumiger Indikator für Feuchtgebiete dienen können (Lister et al. 1999). Dabei wird nicht nur der deutliche Temperaturanstieg am Ende der letzten (Würm-) Eiszeit sichtbar. Auffällig ist auch der Kälterückfall der Jüngeren Dryas um etwa 12'000 Jahre vor heute. Seine Genese, welche auf das Ausbrechen des Lake Agassiz in Nordamerika und die damit verbundene Dämpfung der Nordatlantischen Tiefenwasserbildung und den stark reduzierten meridiona-



Figur 3.1: Zeitliche Auflösung und langfristige Verfügbarkeit von Proxy- oder Instrumentendaten.

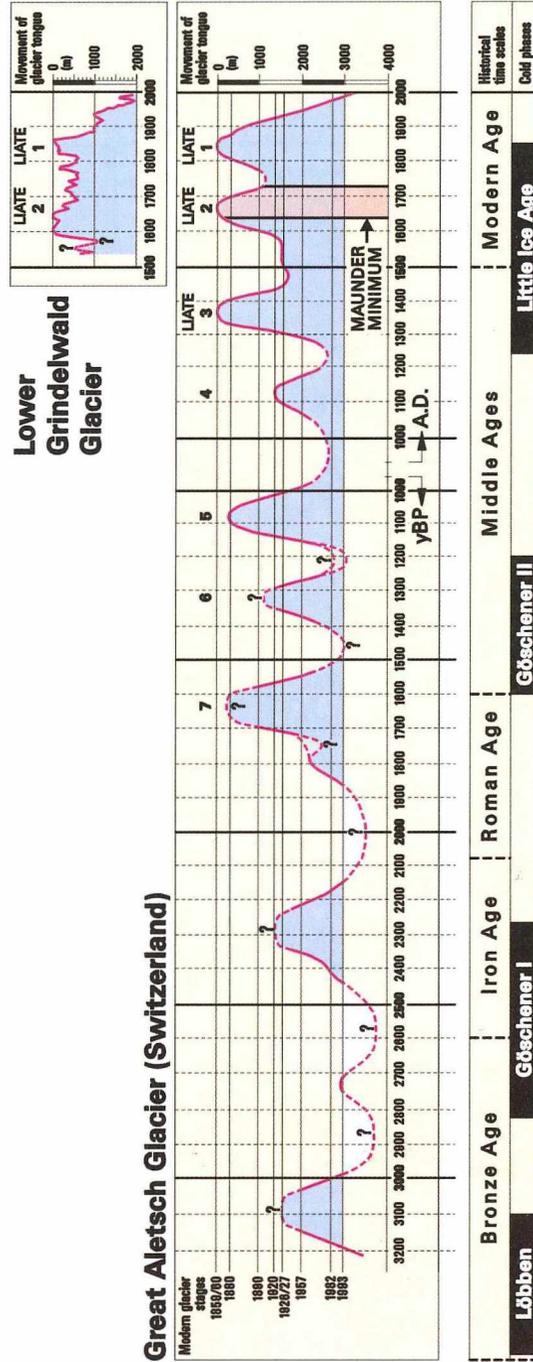
len Wärmeeinbruch zurückgeführt wird, ist in den letzten Jahren weitgehend geklärt worden (Alley und Clark 1999, Stocker und Wright 1991). Mit Ausnahme eines letzten, deutlich sichtbaren Kälterückfalls um 8200 vor heute, welcher ebenfalls mit einer Dämpfung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik im Zusammenhang steht, bewegten sich die Klimaschwankungen seither innerhalb einer erstaunlich schmalen Bandbreite. Dabei weisen die verfügbaren Eisbohrkerne und Pollenprofile in der Zeit nach 8000 vor heute auf Warmphasen hin, welche unter dem Begriff «postglaziales Klimaoptimum» Eingang in die Literatur gefunden haben. Dieses Klimaoptimum, kurzzeitig auch von kälteren Phasen unterbrochen, wurde schliesslich durch eine längere Kaltphase beendet, welche vegetationsgeschichtlich als Subboreal bezeichnet wird (Burga und Perret 1998).

Figur 3.3 schliesst grob an diese Phase an. Sie zeigt das Verhalten des grössten Alpengletschers (Aletschgletscher), welcher infolge der allgemein geringen Datenverfügbarkeit als Klimazeuge oder Klimaproxy herangezogen wird. Gletscher sind wohl unbestechliche Klimaindikatoren. Ihre Massenbilanzen stellen jedoch Integrale der Klimaabläufe über eine längere Zeit dar. Dabei besteht natürlich die grosse Schwierigkeit der Interpretation der dargestellten Gletscherbewegungen darin, dass die Transferfunktionen zwischen Gletscher und Klima sehr komplex aussehen und von Gletscher zu Gletscher individuell verschieden sind. Vom Aletschgletscher weiss man, dass er aufgrund seiner Grösse in etwa mit einer Zeitverzögerung im dop-



Figur 3.2: Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs ($\delta^{18}\text{O}$) und Methankonzentration (CH_4) während der letzten 15'000 Jahre aus Eisbohrkernen Zentralgrönlands. $\delta^{18}\text{O}$ ist ein Indikator der Temperaturentwicklung, Methan zeigt das Ausmass der nordhemisphärischen Feuchtgebiete (nach Blunier et al. 1993, aus Lister et al. 1999, mit freundlicher Genehmigung von MIT Press, Cambridge MA, © 1999 MIT Press).

pelten Dekadenbereich reagiert. Auf Figur 3.3 sind die Bewegungen seiner Gletscherzunge während der letzten 3200 Jahre dargestellt. Zusätzlich sind unten auf zwei Skalen die geschichtlichen Zeitabschnitte sowie die Namen der Kaltphasen des Alpenraumes aufgetragen. Die Gletscherkurve wurde mit Hilfe verschiedener Indikatoren erstellt: Moränenstände, fossile Böden (^{14}C -Daten), dendrochronologische Analysen an fossilen, im Gletschervorfeld verankerten Bäumen, kartographische Rekonstruktion alter Zeichnungen und Gemälde. Sie zeigt über den ganzen Zeitraum verteilt erstaunlich regelmässige Schwankungen zwischen massenbilanzfreundlichen (kühlen und eher sommerfeuchten) und massenbilanzfeindlichen (wärmeren und trockenen) Phasen. Vorstossphasen konnten etwa alle 200 bis 400 Jahre beobachtet werden. Detaillierte Analysen für die letzten zwei Jahrhunderte (Holzhauser und Zumbühl 1996) zeigen, dass diesen markanten Schwankungen höherfrequente Bewegungen mit einer dekadischen Zeitskala überlagert sind. Sehr langfristig ist dagegen ein positiver Trend der Massenbilanzbeiträge mit drei markanten Rückzugsphasen in der Frühzeit um 2850,

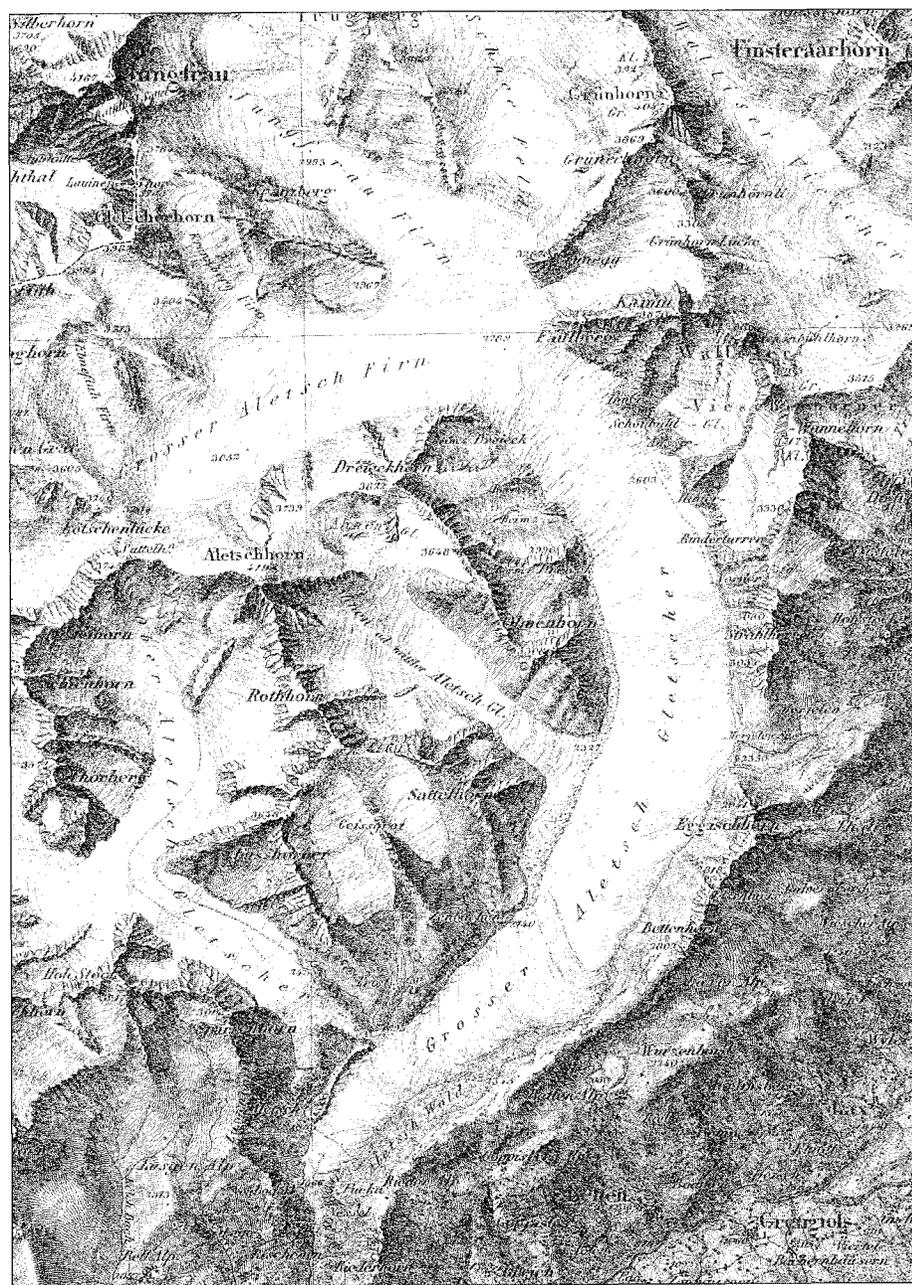


Figur 3.3: Vorstoss- und Rückzugphasen der Zunge des Grossen Aletschgletschers während der letzten 3200 Jahre (Wanner et al. 2000). Unten sind die wichtigen historischen und kalzeitlichen Zeitabschnitte angegeben.

2550 und 2000 BP und 7 Vorstössen in der neueren Zeit nach 1800 BP (oder zirka 250 AD) auszumachen (Wanner et al. 2000). Dieser Trend könnte möglicherweise auch als sehr niederfrequente Schwankung zwischen einem über 1000 bis 2000 Jahre anhaltenden unteren (warmtrockenen?) und einem oberen (kalt-feuchten?) Niveau gedeutet werden (Holzhauser 1987).

Die drei Vorstösse nach der Römerzeit waren stärker als die nachfolgende kleine Bewegung während der sogenannten mittelalterlichen Warmperiode (Medieval Warm Period MWP (AD 900-1300); Hughes und Diaz 1994, Pfister et al. 1998). Diesen vier Wachstumsphasen folgten anschliessend die drei letzten Vorstösse, welche insgesamt sehr markant ausfielen: 1300–1380, 1570–1640 und 1810–1850. Mit wachsender Informationsdichte wurden zuerst die beiden letzten Vorstösse als «Kleine Eiszeit» bezeichnet (Grove 1988). In neuerer Zeit ging man jedoch dazu über, auch den ersten der drei markanten neuzeitlichen Vorstösse dazu zu zählen. Wichtig ist dabei auch der Hinweis, dass im Fall der «Kleinen Eiszeit» nicht eine globale raumzeitliche Kongruenz nachgewiesen werden konnte.

Der Ausdruck «Kleine Eiszeit» darf nicht mit den eigentlichen Eiszeitereignissen verglichen werden, da diese Klimaphase sowohl aus der Sicht der Forcingfaktoren als auch von der Eisausdehnung her nichts mit dem Muster dieser Glaziale zu tun hat. Da zudem – wie oben angesprochen – eine präzise Definition der «Kleinen Eiszeit» über Raum und Zeit nicht vorliegt, macht es mehr Sinn, wenn die einzelnen Vorstossereignisse in Figur 3.3 als «Little Ice Age Type Events» (LIATEs) bezeichnet werden, und es muss im nächsten Kapitel der Frage nachgegangen werden, durch welche Prozesse diese LIATEs hervorgerufen werden.



Der Grosse Aletschgletscher zu der Zeit seines letzten Höchststandes im 19. Jahrhundert (aus: Topographische Karte der Schweiz (Dufourkarte), 1:100'000, Blatt XVIII, 1854, mit Nachträgen 1866 und 1876).

3.2. Die «Kleine Eiszeit» («Little Ice Age», AD 1300–1900)

Autor: Jürg Luterbacher

3.2.1. Einleitung und Überblick

Der Begriff der «Kleinen Eiszeit» («Little Ice Age») bezeichnet eine kühlere Periode von mehreren Jahrhunderten zwischen der mittelalterlichen Warmperiode MWP (siehe Fig. 3.3) und der warmen Phase zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Die «Kleine Eiszeit» wird charakterisiert durch die drei früher erwähnten Vorstösse der Alpengletscher und das regelmässige Zufrieren der Alpenrandseen im Winter (Pfister 1984 und 1999). Generell stiessen die Gletscher weiter vor als in den vorangegangenen Jahrhunderten oder während der letzten 100 Jahre, jedoch meistens nicht überall gleichzeitig und in gleichem Ausmasse. Nach von Rudloff (1980) gilt diese Periode als die nachhaltigste «Klimaverschlechterung» seit über 8000 Jahren. Je nach Autor wird der Beginn und das Ende der «Kleinen Eiszeit» zeitlich anders definiert, und zwar abhängig von den gegebenen regionalen Erfahrungen der einzelnen Forscher sowie vom Umfang und der Genauigkeit der zur Verfügung stehenden Überlieferungen (Grove 1988). Lamb (1977) beispielsweise definiert sie von 1550 bis 1850, obwohl sich bereits im 14. Jahrhundert erste Anzeichen für eine Klimaschwankung zeigen. Nach neuesten Erkenntnissen von Pfister et al. (1996), Pfister (1999) und Wanner et al. (2000) begann die «Kleine Eiszeit» um 1300 mit einem markanten Temperaturrückgang im Winter und kann somit anhand der drei Gletschervorstösse in Figur 3.3 charakterisiert werden. Der Begriff der «Kleinen Eiszeit» wurde erstmals von Matthes (1939) verwendet. Er definierte diesen aber anders als heute. Er umschrieb diese Periode mit erneuten und moderaten Gletschervorstössen nach der warmen Phase des mittelalterlichen Klimaoptimums und bezog sich auf die Verhältnisse der Sierra Nevada in Kalifornien. Aus heutiger Sicht ist die Bezeichnung «Kleine Eiszeit» aber zweifelhaft und verwirrend, da die klimatische Situation wie früher erwähnt nicht eiszeitlich war. Trotzdem konnte sich der Begriff bis heute halten. Weit vorteilhafter wäre der im letzten Kapitel vorgeschlagene Begriff des kleinen Gletschervorstosses («Little Ice Age Type Event»: LIATE).

Es wird immer noch darüber gestritten, ob die «Kleine Eiszeit» ein globales Phänomen war oder sich auf bestimmte Regionen beschränkte. Nach Landsberg (1985) und Grove (1988) handelt es sich dabei nicht um eine

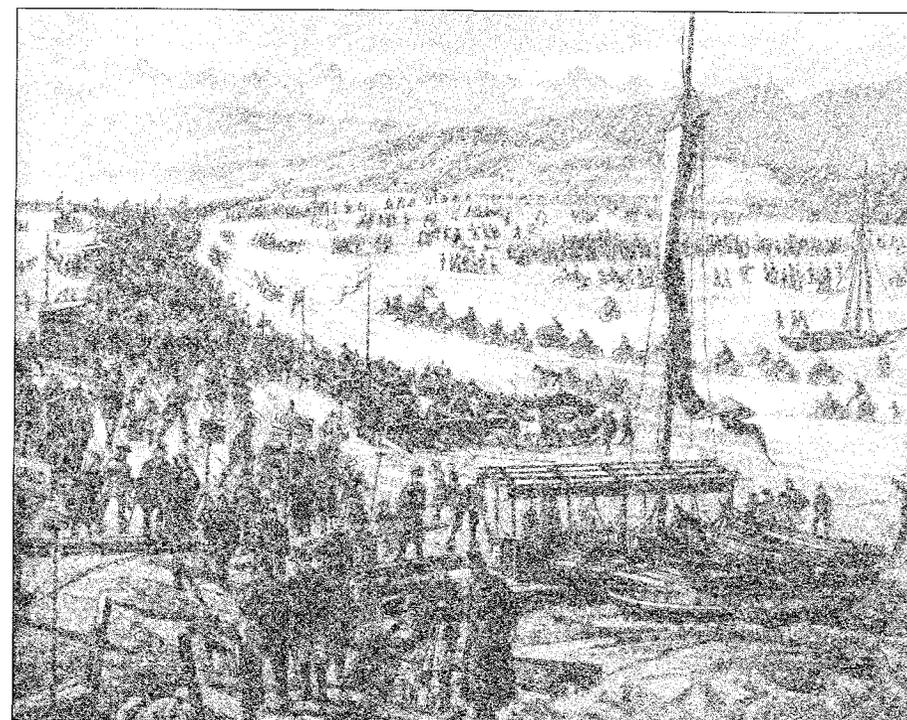
weltweite Klima-anomalie, da ihrer Ansicht nach vor allem die kontinentalen Gletscher generell nicht vorstießen (siehe die Ausführungen über das Späte Maunder Minimum) und auch die globale Mitteltemperatur nicht tiefer lag als heute. Die Mehrzahl der Forscher geht aber davon aus, dass die Klima-anomalie mit unterschiedlicher Ausprägung auf der gesamten Welt stattfand. Nach Grove (1988) stiessen die Gletscher der vergangenen Jahrhunderte auf jedem Kontinent vor und weisen deshalb auf ein globales Signal hin, trotz zeitlicher und räumlicher Unterschiede. Unbestritten ist immerhin die europaweite Beeinflussung des Klimasystems.

Ein weiterer Grund, dass der Name «Kleine Eiszeit» die klimatischen Verhältnisse nicht treffend wiedergibt, ist die Tatsache, dass tiefere Temperaturen nicht im gesamten Zeitraum vorherrschten. Dies zeigen unter anderem die monatlichen Temperaturen von Manley (1974) für Zentralengland, die monatlichen Temperatur- und Niederschlagsrekonstruktionen von Pfister (1984, 1999) für die Schweiz, von Glaser et al. (1999) für Süddeutschland und Rácz (1999) für Ungarn, die rekonstruierten nordhemisphärischen Jahresmitteltemperaturen von Mann et al. (1998, 1999) oder die Sommertemperaturen der Nordhemisphäre (Briffa et al. 1998, Jones et al. 1998).

Untersuchungen über die Klimabedingungen der «Kleinen Eiszeit» sowie anderer ähnlicher Perioden mit kühlerem Klima in vergangenen Zeiten sind von grossem Wert, da der menschliche Einfluss klein war und somit von einer natürlichen Klimavariabilität gesprochen werden darf. Die folgenden Unterkapitel fassen die wichtigste wissenschaftliche Literatur der letzten Jahre über die klimatischen Verhältnisse während der «Kleinen Eiszeit» zusammen. Dieser Überblick erhebt jedoch keinen Anspruch auf Vollständigkeit! Ein besonderes Augenmerk wird auf den Alpenraum gelegt. Falls möglich, wird immer auch der grössere raumzeitliche Bezug geschaffen, um die gesamtumfassenden synoptischen Prozesse auf dem Kontinent oder sogar nordhemisphärisch besser zu verstehen und für die regionalen klimatischen Auswirkungen heranzuziehen. Im ersten Unterkapitel werden die wichtigen rekonstruierten Temperatur- und Niederschlagskurven (Fig. 3.4) für die Alpennordseite für den Zeitraum ab rund 1550 bis 1850 (Pfister 1999) vorgestellt und besprochen. Anschliessend werden die klimatischen Verhältnisse im 14. und 15. Jahrhundert behandelt, dem Beginn der Hauptphase der «Kleinen Eiszeit» sowie auf die anderen Jahrhunderte bis 1900 eingetreten.

Als besonderer Zeitraum wird die synoptisch interessante Periode des Späten Maunder Minimums (Late Maunder Minimum; LMM, 1675–1715) herausgehoben. Das LMM stellt in dreifacher Hinsicht eine interessante Klimaperiode innerhalb der «Kleinen Eiszeit» dar: Erstens war der Einbruch der solaren Aktivität mit einem Rückgang der «Solarkonstanten» um etwa ein Drittel Prozent recht gross (Eddy 1976, Lean et al. 1995, Beer et al. 1996,

Lean und Rind 1998 und 1999). Zweitens wurde in West-, Zentral- und Osteuropa eine ganze Serie trockenkalter Winter und Frühjahre registriert, bei welchen kaum Gletschervorstösse auftraten. Drittens stellt das LMM einen permanent kalten Zeitabschnitt dar, in welchem sowohl Instrumentenmessungen als auch eine grosse Anzahl hochaufgelöster Klimainformationen (indirekte Messungen; Proxy-Daten) verfügbar sind und in einem gemeinsamen europäischen Projekt ADVICE (Annual to Decadal Variability In Climate in Europe) untersucht wurden (Luterbacher et al. 2000a). Abschliessend werden die möglichen Ursachen für die Klimavariabilität zusammen mit einem zeitlichen Überblick diskutiert.



Der Klimawandel – ein normales, aber oft nur über lange Zeiträume sichtbares Phänomen: Volksfest anlässlich der Seegrömi 1891. Ausschnitt aus dem Bild «Der Zürichsee im Februar und März 1891», Druck von J. Brunner, Winterthur, gezeichnet und entworfen von Joseph Nieriker, aus dem Nachlass von Joseph Nieriker, © 1997 Historisches Museum Baden.

3.2.2. Datenlage und Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag in der Schweiz

Zur Datenlage

Die Klimarekonstruktionen der «Kleinen Eiszeit» basieren mehrheitlich auf historischen Dokumenten (Witterungsaufzeichnungen, Annalen, Chroniken), Baumringen, Warven (Seesedimentschichten), Belegen für Gletscher (Moränenstände, Auswertung alter Bilddokumente), polaren Meereisbeschreibungen und vielem mehr. Die relativ langsam vorstossenden oder zurückweichenden Gletscher der Alpen, die wegen ihrer Trägheit nur auf Langzeitvorgänge reagieren, sind zuverlässige Indikatoren für Klimaschwankungen. Doch je weiter man das Zeitradd zurückdreht, umso dürftiger werden die Überlieferungen, einerseits was die Qualität anbelangt, andererseits auch bezüglich Quantität und raumzeitlicher Auflösung. Dies führt dazu, dass ein hochaufgelöstes globales Bild der klimatischen Bedingungen bis hin zum Beginn der «Kleinen Eiszeit» unmöglich ist. Vielmehr existieren in einzelnen Regionen für unterschiedliche Zeitpunkte historische Belege und klimatische Evidenzen, die dann mosaikartig zusammengesetzt werden können.

Erst in der letzten Periode der «Kleinen Eiszeit» (18. und 19. Jahrhundert) liegen kontinuierliche Messreihen vor (regional, kontinental, zum Teil global), welche nun auch grossräumig klimatische Vergleiche zulassen und die geographische Ausprägung von Klimaanomalien ermöglichen. Pionierarbeit im Bereiche der historischen Klimatologie für den schweizerischen Alpenraum hat Pfister (1984) mit seiner Witterungs- und Klimageschichte seit 1525 geleistet, die im Laufe der letzten Jahre verbessert, weiterentwickelt und aufdatiert wurde (Pfister 1999). Figur 3.4 zeigt den Verlauf der saisonalen Niederschlags- und Temperaturverhältnisse für die Niederungen der Alpennordseite im Zeitraum von 1550 bis 1997 (Pfister 1999) und beinhaltet damit zumindest zwei der in der Einleitung erwähnten Little Ice Age Type Events (LIATEs). Die dicke Linie stellt einen Gausssschen Tiefpassfilter über 40 Jahre dar, um dekadische Änderungen besser hervorzuheben.

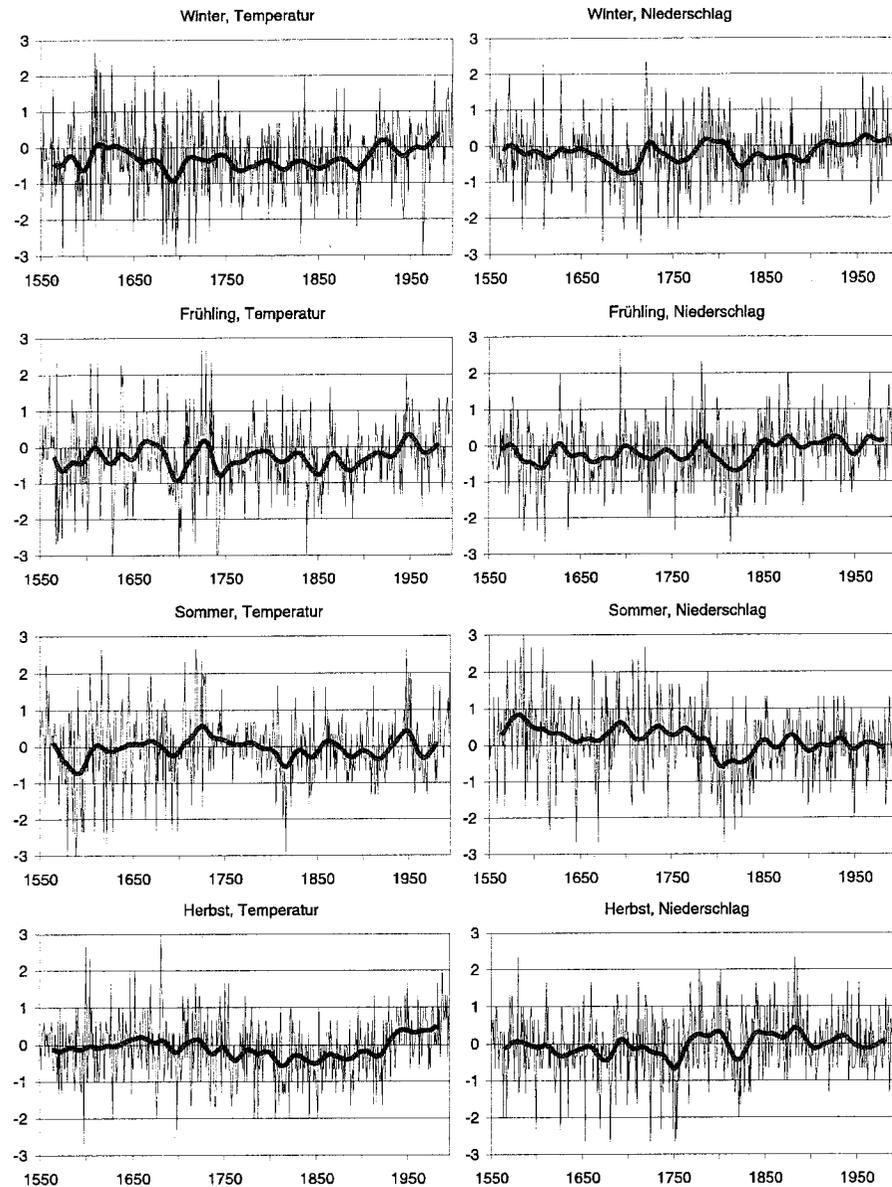
Für die Rekonstruktion der thermischen und hygrischen Verhältnisse der vorindustriellen Periode wurden die zur Verfügung stehenden Klimainformationen (vorwiegend Proxy-Daten, aber auch einzelne gemessene Zeitreihen) aus der Datenbank «Euro-Climhist» herangezogen. Dabei wurden sie aus den verschiedenen schweizerischen Regionen in Kombination miteinander sowie mit ihren unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen klimatischen Auswirkungen analysiert und interpretiert. Jedem warmen und nassen Monat wurde dabei in der betrachteten Periode ein positiver Temperatur- res-

pektive Niederschlagswert vergeben, kalte und trockene Monate erhielten negative Werte. Jeder Monat liegt im Intervall +3 (ungewöhnlich warm, ungewöhnlich nass) / -3 (ungewöhnlich kalt, ungewöhnlich trocken), +2 (warm, nass) / -2 (kalt, trocken), +1 (leicht wärmer, leicht feuchter) / -1 (leicht kälter, leicht trockener), je nach Abweichung zum Mittel der Referenzperiode 1901–1960 (Pfister et al. 1994). Monate mit dem Wert 0 zeigen durchschnittliche Verhältnisse an. Dieses Verfahren impliziert ein grosses Mass an Subjektivität, es ist dabei nicht auszuschliessen, dass trotz grossem synoptischem Wissen extreme Ereignisse, die beispielsweise nur einige Tage innerhalb eines Monats andauerten, überschätzt wurden und zu einer «unkorrekten» Rekonstruktion führten. Trotzdem, diese durchgehend rekonstruierten Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse sind einzigartig für den schweizerischen Alpenraum. Die Werte der instrumentellen Periode in Figur 3.4 wurden zu Vergleichszwecken nach dem Verfahren von Pfister et al. (1994) umskaliert.

Auf die umfassende Literatur zur historischen Klimaforschung während der «Kleinen Eiszeit» in Verbindung mit der vorliegenden Datengrundlage für Europa und die gesamte Nordhemisphäre wird hier nicht weiter eingegangen, da die Verhältnisse für die Schweiz im Vordergrund stehen sollen. Einen guten Überblick über die erwähnten Räume bieten beispielsweise Schwarzbach (1974), Lamb (1977, 1980 und 1982), Wigley (1981), Budyko (1982), Flohn und Fantechi (1984), Grove (1988), Bradley und Jones (1995), Mann et al. (1998 und 1999) und Jones et al. (1998).

Das Klima im 14. und 15. Jahrhundert

Wie bereits in der Einleitung angetönt, wird der Beginn der «Kleinen Eiszeit» zum Teil noch heute kontrovers diskutiert. Nach Ansicht von Lamb (1977) begann die Klimawende mit einer Häufung kühler Sommer, wie beispielsweise in der Zeit zwischen 1313 und 1371. Erst später häuften sich auch Strengwinter. Pfister et al. (1998) haben geschätzt, dass die mitteleuropäischen Winter zwischen 1300 und 1329 im Durchschnitt um mehr als 1 °C kälter waren als jene in der vorangehenden Dreissigjahresperiode. Eine ununterbrochene Sequenz von sehr nassen und kühlen Sommern und Herbstern mit viel Schnee in den Alpen dürfte wohl Mitte des 14. Jahrhunderts einen ersten weitreichenden Gletschervorstoss (LIATE 3) ausgelöst haben, wie dies Pfister (1988) auch für den Vorstoss im frühen 19. Jahrhundert postuliert hat. Die Wechselhaftigkeit des Klimas des 14. Jahrhunderts setzte sich auch im 15. Jahrhundert fort und dehnte sich laut Lamb (1982) von West- und Zentraleuropa schliesslich auch nach Osteuropa aus. Vor allem in den ersten 30 Jahren dieses Jahrhunderts zeigten sich in weiten Teilen



Figur 3.4: Saisonale indizierte Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse für die Niederungen der Alpennordseite im Zeitraum 1550–1997. Werte von +3 bezeichnen ungewöhnlich warme / ungewöhnlich nasse Verhältnisse; Werte von -3 stehen für ungewöhnlich kalte / ungewöhnlich trockene Bedingungen gegenüber der Referenzperiode 1901–1960. Monate mit dem Wert 0 zeigen durchschnittliche Verhältnisse an (Pfister et al. 1994). Die Temperatur- und Niederschlagsindizes der instrumentellen Periode wurden zu Vergleichszwecken nach dem Verfahren von Pfister et al. (1994) umskaliert. Die durchgezogene Originalkurve wurde mit einem Gaußschen Tiefpassfilter mit 40jähriger Periode geglättet, um dekadische Änderungen besser hervorzuheben (nach Pfister 1999; verändert)

nördlich der Alpen lange winterliche Kälteperioden als Folge von persistenten blockierenden Hochdrucklagen über Nordeuropa (Lamb 1982). Dies wird auch durch einzelne Windbeobachtungen von den Britischen Inseln bestätigt. Lamb (1980) stellt für die Zeit um 1430 deutlich weniger Westwindlagen fest. Nach neuesten Resultaten von Pfister (in Vorb.) herrschten in der Periode von 1430 bis 1490 im Alpenraum sowie allgemein in Zentraleuropa generell kältere Situationen vor. Auch die Studien von Mann et al. (1998) und Briffa et al. (1998) ergaben für die 1450er und 1460er Jahre deutlich kühlere Verhältnisse auf der gesamten Nordhemisphäre. Nach Mann et al. (1999) war das 15. Jahrhundert auf der Nordhemisphäre das zweitkälteste Jahrhundert im vergangenen Millennium, nach Jones et al. (1998) das viertkälteste.

Das Klima im 16. Jahrhundert

Die klimatischen Verhältnisse in Europa des 16. Jahrhunderts wurden in zahlreichen Publikationen beschrieben (Lamb 1977 und 1982, Grove 1988, Bradley und Jones 1995, Pfister und Brázdil 1999). Nach den Ausführungen von Lamb (1977 und 1982) sowie Pfister und Brázdil (1999) zeichnete sich das zweite Drittel des 16. Jahrhunderts in weiten Teilen Europas durch leicht höhere Temperaturen und unternormale Niederschlagsmengen verglichen mit dem 20. Jahrhundert aus. Im Alpenraum waren in den Jahren von 1515 bis 1560 sehr kalte Winter relativ selten, weniger häufig waren damit auch die trockenen, persistenten Bisenlagen (Pfister 1999). Nach Jones et al. (1998) war dieses Jahrhundert das drittkälteste der vergangenen 1000 Jahre.

Die Verläufe der Winter, Frühlings- und Sommertemperaturkurven in Figur 3.4 zeigen mit wenigen Ausnahmen unternormale Temperaturen, verglichen mit der Periode 1901–1960. Nach Rekonstruktionen von Pfister und Brázdil (1999) lagen die mittleren saisonalen Temperaturen zwischen 0.3 und 0.8 °C unter denjenigen des 20. Jahrhunderts. In Bezug auf die Niederschlagsverhältnisse zeigen vor allem die Winter sowie die Frühjahre leicht negative Anomalien (Ausnahme 1590er Jahre), ein Indiz dafür, dass gegenüber heutigen Bedingungen wahrscheinlich regelmässiger persistente Kaltluftausbrüche aus Norden bis Nordosten Richtung Zentraleuropa stattfanden, was auf häufigere Phasen mit negativem NAOI hindeutet (Jacobbeit et al. 1999, Pfister 1999). Dies wird durch die Beobachtungen des Astronomen Tycho Brahe über Dänemark bestätigt. Auch Lamb (1980) weist auf generell weniger Westwindlagen hin, und zwar für den Zeitraum von 1550 bis 1700. Die Häufung kalter und trockener Winter und Frühlinge in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts kann ebenfalls für Deutschland, Tschechien und Ungarn nachgewiesen werden (Pfister und Brázdil 1999). Vor allem die

Winter von 1586 bis 1595 sind in der Schweiz unter die kältesten der letzten 500 Jahre einzureihen mit – verglichen mit der Referenzperiode 1901–1960 – rund 2 °C tieferen Temperaturen. Nach Flohn (1985) lagen die winterlichen Temperaturmittel im Zeitraum von 1560 bis 1599 deutlich unter den Werten der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts und rund 1.3 °C unter den Werten für das 20. Jahrhundert. Auch im mediterranen Raum herrschten kühlere Winterbedingungen aber mit deutlich übernormalen Niederschlägen vor. Dies lässt sich vor allem mit den markanten Kaltluftausbrüchen aus Nordosten erklären, die auf mildere feuchtere Luft stiessen, unterstützt durch ein mildes östliches Mittelmeer. Spanien verzeichnete während den letzten 15 Jahren des 16. Jahrhunderts eine übernormale Anzahl an extremen Winterüberschwemmungen (Pfister und Brázdil 1999), die sich oftmals auch in die Frühjahre fortsetzten (Barriendos Vallve und Martin-Vidé 1998), auch dies ein Indiz für einen negativen Modus der Nordatlantischen Oszillation. Bis 1585 waren die Frühjahre im mediterranen Raum dagegen trocken, in der Schweiz und nördlich davon allerdings leicht feucht.

Die Sommer der ersten beiden Drittel des 16. Jahrhunderts zeigen kein einheitliches Bild. Nach Pfister und Brázdil (1999) waren Juni, Juli und August bis 1530 im Alpenraum eher zu feucht, zwischen 1530 bis 1560 etwas zu trocken. Die Regenmengen im letzten Drittel des Jahrhunderts lagen deutlich über dem Durchschnitt. Dies dürfte mit der Häufung zonaler Lagen im Zusammenhang stehen und damit auf einen geringeren Einfluss des Azorenhochs Richtung West und Zentraleuropa hinweisen. Die häufigen, anhaltenden Staulagen, die gelegentlich Schneefälle bis ins Mittelland brachten, führten offensichtlich zu einer Änderung der Massenbilanz der Gletscher mit weitreichenden Vorstössen der Alpengletscher im 16. Jahrhundert. Die kleinen Gletscher, wie beispielsweise der Untere Grindelwaldgletscher, erreichten ihren Höchststand bereits um die Jahrhundertwende, im Gegensatz zu den grösseren Alpengletschern wie Aletschgletscher, Rhonegletscher und Gornergletscher, welche erst Mitte des 17. Jahrhunderts kulminierten. Pfister (1999) weist im Alpenraum auch eine hohe Überschwemmungsdichte im Zeitraum 1550 bis 1580 nach, dies trifft auch für Teile Deutschlands zu. Die Überschwemmungen des Sommers 1566 waren die weitaus schlimmsten der letzten fünf Jahrhunderte (Pfister 1999). Dies erklärt sich aus den aussergewöhnlichen Schneemengen im Winter und einem nass-kalten Frühling. Es ist dabei auch interessant, dass die rekonstruierte synoptische Situation für die Wintermonate 1566 ähnliche Muster zeigt wie im Januar und Februar 1999 mit anhaltender Zufuhr feuchter Luftmassen aus Nordwest Richtung Alpennordseite. Nach Pfister und Brázdil (1999) lagen die Sommertemperaturen in Zentraleuropa im Durchschnitt um rund 0.4 °C tiefer als im 20. Jahrhundert. Nach Manley (1974) pendelten die Sommertemperaturen für England im späten 16. Jahrhundert rund 0.6 bis 0.8 °C unter den Werten des 20. Jahrhunderts. Neueste Rekonstruktionen der Sommertem-

peraturen für die gesamte Nordhemisphäre, basierend auf Baumringdaten, zeigen rund 0.1 bis 0.3 °C kühlere Verhältnisse (Briffa et al. 1998). Das kühlfeuchte Sommerklima des letzten Drittels scheint zuerst den Süden Europas erfasst zu haben, später auch Zentraleuropa und schliesslich Skandinavien und Osteuropa (Pfister und Brázdil 1999). Die Häufung solch misslicher Sommer in Zentral- und Osteuropa scheint für die letzten 700 Jahre einmalig zu sein (Pfister 1988, Glaser 1997).

Verglichen mit dem 20. Jahrhundert liegen die geringsten Unterschiede bezüglich Temperatur und Niederschlag im Herbst. Einzig die 1570er Jahre waren nach Pfister und Brázdil (1999) deutlich feuchter.

Das Klima im 17. Jahrhundert

Nach Jones et al. (1998) war das 17. Jahrhundert das kälteste im vergangenen Millennium. Die ersten vier Dekaden waren in der Schweiz sowie in Zentral-, West und Osteuropa generell durch eine kurzfristige Erholung gekennzeichnet. Trotzdem lagen die saisonalen Temperaturen nach wie vor um einige Zehntelgrade unter denjenigen des 20. Jahrhunderts. Die Rekonstruktionen von Pfister (1999) zeigen vor allem, dass die Sommertemperaturen bis in die 1620er Jahre auf tiefem Stand blieben und eine Erwärmung erst später einsetzte. Dies wird auch durch Briffa et al. (1998) für die gesamte Nordhemisphäre bestätigt. Die kühlen Sommertemperaturen gingen im Alpenraum mit mehr Niederschlag einher. Der Sommer 1601 scheint der kälteste der letzten 600 Jahre gewesen zu sein (Briffa et al. 1998, de Silva und Zielinski 1998, Jones et al. 1998). Die Feuchteverhältnisse auf der Alpennordseite im Winter, Frühling und Herbst der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts – verglichen mit der Periode 1901–1960 – deuten auf geringere Niederschlagsmengen hin, dies aufgrund Fortführung der Blockierungslagen über dem Kontinent.

Ab den 1670er Jahren folgte dann in weiten Teilen Europas eine radikale Abkühlung, die bis weit nach 1700 eines der kältesten Regimes seit dem Ende der letzten Eiszeit vor über 10'000 Jahren darstellt, obwohl die Jahr-zu-Jahr Schwankungen sowie jene zwischen den Jahreszeiten zum Teil beträchtlich ausfielen. Die rekonstruierten Temperaturkurven in Figur 3.4 zeigen, dass die Abkühlung in allen Jahreszeiten erfolgte. Dies bestätigen auch die Temperaturrekonstruktionen von Manley (1974) für Zentralengland. Die saisonale Temperaturabnahme bis Ende des Jahrhunderts lag in der Größenordnung von rund 1 bis 1.5 °C. Die generelle Abkühlung ging einher mit deutlich unternormalen Niederschlagsmengen, vor allem im Winter, Frühling

und Herbst, offensichtlich verbunden mit erneuter Häufung von Blockierungslagen über dem Kontinent. Die Sommer fielen dagegen meist kühl und feucht aus. Nach Pfister (1999) konnten im zentralen Alpenraum im Zeitraum von 1641 bis 1706 keine Überschwemmungen nachgewiesen werden. Die generelle Abkühlung ab der zweiten Hälfte des 17. Jahrhundert bis rund 1715 fällt zusammen mit einer Periode minimaler Sonnenaktivität mit minimaler Sonnenfleckenzahl und, falls überhaupt, nur wenigen Polarlichtern (Eddy 1976). Dieser Zeitraum (1645–1715) wird Maunder Minimum genannt.

Spezielle Bemerkungen zum Späten Maunder Minimum (Late Maunder Minimum; LMM, 1675–1715)

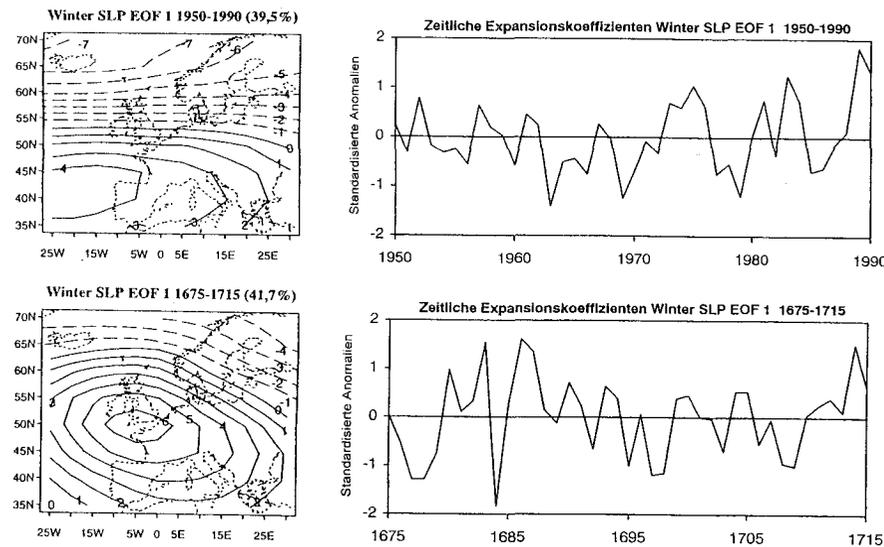
In Zusammenarbeit mit europäischen Forschungsgruppen aus Island, England, Dänemark, Deutschland, Portugal, Spanien, Griechenland und Schweden wurde die Periode des LMM im Rahmen des EU-Forschungsprojektes ADVICE (Annual to Decadal Variability In Climate in Europe) synoptisch-klimatologisch genauer untersucht und auch mit dem 20. Jahrhundert verglichen (Luterbacher et al. 2000a und b). Dabei wurden durchgehende monatliche Temperatur- und Niederschlagsreihen verschiedener Regionen Europas rekonstruiert. Zusammen mit zusätzlichen instrumentellen Datensätzen, wie beispielsweise der Temperatur und des Druckes von Paris, wurden mittels Kanonischer Korrelation die monatlichen Bodendruckfelder über dem atlantisch-europäischen Raum rekonstruiert. Die detaillierte Methodik ist in Luterbacher et al. (2000a) beschrieben.

Die ermittelten Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag zeigen, dass sich die Kälteperioden vor allem auf das Winterhalbjahr beschränkten, wobei die tiefen Temperaturen zuerst in Kontinentaleuropa und erst später über Island registriert wurden (Wanner et al. 1995). Dies hängt womöglich mit einer Verschiebung der blockierenden Antizyklonen von Nordskandinavien nach Westen zusammen. Die persistenten Hochdrucklagen führten in einzelnen Jahren sogar zum Zufrieren der Alpenrandseen (Pfister 1999). Die rekonstruierten, auf verschiedenen Klimaindikatoren basierenden nordhemisphärischen Mitteltemperaturen während des LMM ergeben eine Abkühlung um rund 0.7 °C, verglichen mit den heutigen Werten (Lean et al. 1995, Lean und Rind 1999). Nach Pfister (1999) lagen die Temperaturen über weiten Gebieten Europas um 1 bis 1.5 °C tiefer als im 20. Jahrhundert. Mann et al. (1998) zeigen in einer Arbeit über die Temperaturverhältnisse der vergangenen 600 Jahre, dass die Temperaturdepression im späten 17. Jahrhundert über das ganze Jahr betrachtet in der Grössenordnung von 0.2 bis 0.4 °C lag. Resultate von Briffa et al. (1998), Bradley und Jones (1995) sowie

Jones et al. (1998) weisen eine ähnliche Abnahme der Sommertemperaturen um 0.1 bis 0.4 °C nach.

Die Unterschiede im jahreszeitlichen atmosphärischen Verhalten zwischen dem LMM und dem 20. Jahrhundert wurden mit Hilfe einer T-modalen Hauptkomponentenanalyse dargestellt. Figur 3.5 zeigt als Beispiel für die Perioden von 1950 bis 1990 sowie für das LMM die Winterladungen (Dezember, Januar, Februar) der ersten Hauptkomponenten (EOF1) (Luterbacher et al. 2000b). Auf der rechten Seite sind die dazugehörigen zeitlichen Expansionskoeffizienten dargestellt. Die erklärte Varianz beträgt für die letzten 40 Jahre 39.5%, für das LMM 41.6%. Die zweite und dritte Hauptkomponente sehen für beide Perioden ähnlich aus und erklären ähnliche Varianzanteile.

Die erste Hauptkomponente zwischen 1950 und 1990 zeigt die bekannte NAO-Dipolstruktur mit positiven (negativen) SLP-Anomalien über den Azoren und Südwesteuropa und negativen (positiven) SLP-Anomalien nördlich von rund 55°N. Die Expansionskoeffizienten geben die Variationen über den betrachteten Zeitraum wieder. Besonders hervorstechend sind die 60er Jahre mit negativen Koeffizienten, welche weiten Teilen Europas Kälte und Trockenheit gebracht haben. Demgegenüber sind auch die milden Winter der 70er und der frühen und späten 80er Jahren mit zonaler Westzirkulation zu erkennen. Im Gegensatz dazu zeigt die dominante Hauptkomponente im LMM zwar ebenfalls ein Dipolmuster, doch mit vorherrschendem Nordost-Südwest-Gradient scheint die Zirkulation im Winter generell anders gewesen zu sein als im Zeitraum 1950–1990. Besonders interessant sind die Winter mit negativem zeitlichem Expansionskoeffizienten. Es sind dies die ersten Jahre im LMM, dann 1684 und einige Winter zwischen 1690 und 1700 sowie zwischen 1707 und 1709, die allesamt ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Skandinavien und dem Baltikum und tiefen Luftdruck vom Atlantik Richtung Zentraleuropa-Mittelmeerraum zeigen. Diese Winter wurden nach verschiedenen Quellen durch wochenlangen, andauernden Frost geprägt, was für die vergangenen Jahrhunderte einmalig ist. Übereinstimmend kommen Lamb (1982) und Pfister (1984 und 1999) zum Schluss, dass die Temperaturen am Ende des 17. Jahrhunderts über den Britischen Inseln, Frankreich, Teilen Deutschlands sowie der Schweiz rund 1.5 °C unter den Verhältnissen des 20. Jahrhunderts lagen. Ähnliche Werte sind auch aus der Temperaturreihe Zentralenglands von Manley (1974) ersichtlich. Im aussergewöhnlichen Winter 1694/95 bedeckte sich aufgrund der überaus langen Dauer der Kälte schliesslich neben dem Bodensee und dem Neuenburgersee selbst der tiefe Thunersee vollständig mit Eis (Pfister 1999). Nach Jones et al. (1998) war die Dekade von 1691–1700 die kälteste der vergangenen 1000 Jahre. Demgegenüber waren aber andere Winter wie in den 1680er Jahren



Figur 3.5: Die Muster der ersten Winter- (DJF) Hauptkomponenten (EOF) für den Zeitraum 1950–1990 (oben links) und das LMM 1675–1715 (unten links). Zeitliche Expansionskoeffizienten für die Periode 1950–1990 (oben rechts) sowie für das LMM (unten rechts). Die erste EOF erklärt 39.5% (1950–1990) und 41.6% (LMM) der totalen Winter SLP Varianz. Durchgezogene Linien in den EOF Mustern bezeichnen positive Werte, gestrichelte Linien negative (Anomalien in hPa; Isolinienabstand 1 hPa). Zugunsten der Übersichtlichkeit wurden die monatlichen (DJF) Expansionskoeffizienten zu einem saisonalen Winterwert gemittelt (Luterbacher et al. 2000b).

und am Ende des LMM mit heutigen milden Wintern vergleichbar. Die deutlich zahlreicheren Winter mit markanter Kaltluftadvektion aus Osten oder Nordosten wurden auch mittels S-modaler Hauptkomponentenanalyse, gefolgt von einer Clusteranalyse, bestätigt. Es hat sich dabei gezeigt, dass die Häufigkeit solcher Zirkulationsmuster im LMM bei 25 bis 30% gelegen hat, deutlich mehr als im 20. Jahrhundert (Luterbacher et al. 2000b).

Auch die Frühjahre scheinen im Alpenraum, verglichen mit dem 20. Jahrhundert, zu kühl und etwas zu trocken gewesen zu sein. Pfisters Rekonstruktionen (1999) ergaben, dass die Frühjahre von 1687 bis 1717 in Zentral- und Osteuropa die kältesten der letzten 300 Jahre darstellen, mit 1 bis 2 °C tieferen Durchschnittswerten als während des 20. Jahrhunderts. Dies führte zu einer fühlbaren Verkürzung der Vegetationsperiode. Andere Frühlinge dagegen unterscheiden sich kaum von den Verhältnissen des 20. Jahrhunderts. Auch die mittleren rekonstruierten Frühlingsdruckfelder zeigen kein deutliches Signal eines verstärkten kontinentalen Einflusses wie dies von den klimatischen Bedingungen her zu erwarten wäre. Vielmehr weisen

die SLP-Differenzenfelder (LMM minus 20. Jahrhundert, nicht dargestellt) für alle Frühlingsmonate über Zentraleuropa etwas geringeren Bodendruck auf (Luterbacher et al. 2000b).

Die Sommer in Zentraleuropa wurden durch zu feuchte und zu kühle Verhältnisse geprägt. Die Rekonstruktionen deuten darauf hin, dass das Azorenhoch während des LMM schwächer ausgeprägt war als heute und nur selten bis zum Alpenraum reichte. Die regenbringenden Tiefdruckgebiete zogen deshalb häufiger von Westen oder Nordwesten Richtung Zentraleuropa und führten zu veränderlichem Wetter, wahrscheinlich ähnlich wie im Zeitraum zwischen 1560 und 1600. Es scheint, dass sich die Stormtracks (mittlere Zugbahnen der Tiefdruckgebiete) deutlich nach Süden verschoben haben. Eine Ausnahme bilden die 1680er Jahre, die milder ausfielen. Die Studien von Briffa et al. (1998), Jones et al. (1998) sowie von Bradley und Jones (1995) weisen auf eine Abnahme der Sommertemperaturen im LMM um 0.1 bis 0.4 °C hin. Nennenswert sind vor allem die ersten fünf Sommer sowie die Jahre in der Dekade 1690 bis 1700, welche über Nordwest- und Zentraleuropa 1 bis 1.5 °C unter den Verhältnissen des 20. Jahrhunderts lagen. Weiter zeigen Briffa et al. (1998), dass zumindest drei Sommer der letzten Dekade des 17. Jahrhunderts nordhemisphärisch unter den 11 kältesten der letzten 600 Jahre lagen.

Die Herbstverhältnisse im LMM scheinen die geringsten klimatischen Abweichungen gegenüber dem 20. Jahrhundert zu zeigen. Tendenziell dominierten aber von den Britischen Inseln über Frankreich und der Schweiz nach Osteuropa sowie bis nach Griechenland leicht tiefere Temperaturen und mehr Niederschlag. Verantwortlich dafür ist der generell geringere rekonstruierte Bodendruck über dem Grossteil von Kontinentaleuropa und damit offensichtlich mehr Tiefdruckaktivität über weiten Teilen Europas (Luterbacher et al. 2000b).

Die leichte Erwärmung zwischen 1720 und 1800

Nach der Periode des Späten Maunder Minimums erfolgte bis etwa 1780 eine Klimaerholung. Dennoch blieben alle Jahreszeiten während dieses Zeitraumes unter den Werten des 20. Jahrhunderts. Nach Briffa et al. (1998) dauerte die Erwärmung bis 1800 an. Ein Kälteschub zeichnete sich vor allem im Frühling des Jahrzehnts von 1736–1745 ab, verbunden mit ausserordentlicher Häufung von Bisen- und Nordlagen (Pfister 1999), die während diesen Jahren zu hochwinterlichen Verhältnissen führten. Die Rekonstruktionen der Jahresmitteltemperatur der gesamten Nordhemisphäre zeigen für

diesen Zeitraum, verglichen mit dem 20. Jahrhundert, nur geringfügig tiefere Temperaturen (Mann et al. 1998). Ähnliche Resultate ergab auch die Studie von Briffa et al. (1998). Die Figur 3.4 zeigt eine Trockenphase in der Jahrhundertmitte, vor allem zwischen Herbst und Frühling. Nach Pfister (1999) traten auch keine schweren Winterstürme auf. Die Sommer fielen dagegen eher feucht aus. Keine andere Jahreszeit wies während der gesamten «Kleinen Eiszeit» so lange feuchte Perioden auf wie die Herbstzeit zwischen 1770 und 1810. Auch die Winterverhältnisse zeigten zuerst unternormale Niederschläge, später dann ebenfalls leicht erhöhte Regen- oder Schneemengen. Diese Phase mit mehrheitlich feucht-kalten Wintern dauerte von 1775 bis 1817 und wurde begleitet durch eine erhöhte Lawinenaktivität im Alpenraum (Pfister 1999).

Das Klima im 19. Jahrhundert

Kapitel 3.3. behandelt die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation im 19. und 20. Jahrhundert über dem östlichen Nordatlantik und Europa auf saisonaler, interannueller und dekadischer Skala und ergänzt somit dieses Kapitel.

Um 1800 oder kurz zuvor lässt sich erneut eine Rückkehr zu einer kälteren Phase erkennen. Generell war das 19. Jahrhundert geprägt durch kühle Sommer, aber auch die anderen Jahreszeiten blieben unter den Werten des 20. Jahrhunderts. Mann et al. (1998) sowie Briffa et al. (1998) zeigen, dass es sich dabei um ein zumindest nordhemisphärisches Phänomen handelt, mit einem ersten Minimum 1816/1817 («Jahr ohne Sommer»). Dieser Sommer fiel dann auch durchwegs kalt und nass aus, dabei schneite es in jedem Monat des Jahres 1816 mindestens einmal hinunter bis ins höhere Mittelland. Nach Jones et al. (1998) stellt die Dekade von 1811 bis 1820 die fünftkälteste des vergangenen Millenniums dar.

Nach einer kurzen Erholung zu Beginn der 30er Jahre folgte ein zweites Minimum Mitte 30er bis 40er Jahre, die zweitkälteste Dekade der vergangenen 1000 Jahre auf der Nordhemisphäre (Jones et al. 1998). Die Niederschlagsmengen lagen auf der Alpennordseite sowie in anderen Regionen Europas ungefähr 10% unter den Werten des 20. Jahrhunderts. Die ununterbrochene Abfolge von sehr kühlen, nassen und in den Alpen schneereichen Sommern und Herbst in den 1810er Jahren führte zu weitreichenden Gletschervorstößen (Messerli et al. 1975). Sie erreichten um 1850 den letzten Hochstand (siehe Fig. 3.3). Der Gletscherhöchststand um 1855 war einer der bedeutendsten seit etwa 8200 Jahren (von Rudloff 1980, Lister et al. 1999). Die späten 1850er und 60er Jahre sowie die ersten 70er Jahre brach-

ten eine Häufung wärmerer Jahreszeiten, doch die Temperaturen blieben unter denjenigen des 20. Jahrhunderts. Mit Ausnahme der Winter war diese Periode zudem übernormal niederschlagsreich. Nach Pfister (1999) trat im Alpenraum zwischen 1828 und 1876 eine hohe Überschwemmungsdichte ein, dies als Folge niederschlagsreicher Herbstzeit. Ab 1885 folgten weitere kalt-trockene Jahre, so dass die Gletscher nicht weiter vorstießen. Mit dem Winter 1896/1897 ging auch diese kurze Kaltphase zu Ende und leitete über zu einer wärmeren Klimaperiode mit geringen Temperaturschwankungen und normalen Niederschlagsmengen, verbunden mit einem kontinuierlichen Rückzug der Alpengletscher.

NZZ, 21. 6. 1816

Mitterweile den armen Strahl, Ableitern vor eilichen Jahren die Herbeziehung einer für menschliche Ungebuld allzulang dauernden trockenen Witterung bezugemessen wurde, sollen sie jetzt, in mehreren Gegenden von Deutschland und der Schweiz die Schuld des anhaltenden nassen Winters tragen. So viel ist indessen ihr fürdauerndes Verdienst, daß dieselben nicht bloß die Gebäude, worauf sie gepflanzt sind, sondern auch die nächste Nachbarschaft vor dem Einschlagen des Blizes verwahren, da sie nämlich nach erprobten, keinerlei bloßem Wahn unterworfenen Gesetzen, nicht den Strahl herbezuziehen, sondern die Gewittermaterie, vor dem wirklich ausbreitenden Donnerwetter, allmählig abzuleiten, sicher geeignet sind, und eben daher auch den Ehrennamenten von Strahl, Ableitern mit höchstem Rechte verdienen.

NZZ, 9. 7. 1816

Am 30. Jun. ward in den Zürcherischen Obramtkepen Wädenchweil und Weilen Folgendes von den Kanzeln verlesen:

„Dem Oberamt . . . ist von der hohen Behörde des Kleinen Rathes der Auftrag erteilt worden, durch gegenwärtige Kundmachung den Einwohnern der Kirchgemeinde . . . zu vernahmen zu geben, wie bedauerlich und unangenehm es der hohen Regierung gewesen ist, inne zu werden, daß nicht nur der irdige Wahn und das falsche Vorurtheil, als sey die zeitliche, der Landwirtschaft unangünstige und nachtheilige Witterung eine Folge der zum Schutze von Gebäuden gegen das Einschlagen des Blizes errichteten Wetterableiter, sich in eilichen Amtskreisen des Kantons weit verbreitet hat, sondern daß sogar einige höchst unverständige oder bösgewilligte Menschen davon Anlaß nahmen, die öffentliche Sicherheit und die Heiligkeit des Eigenthums durch angedrohte oder wirklich versuchte, gewaltsame Zerstörung der grundlos verdächtigten Wetterableiter zu gefähr-

den. Alte und neue Zeiten geben fallsame Erfahrungen an die Hand, daß regnerische Witterung, kalte Sommer und unfruchtbare Jahrgänge mit warmen, trockenen und gesegneten Jahren abwechselten, ehe man noch Wetterableiter kannte, wie seither; und daß ferne und nahe Länder, in denen die Wetterableiter hiedahin nicht angewandt wurden, mit denjenigen, wo diese vorhanden sind, in den neuesten Jahren und Monaten gleichem Witterungswechsel unterworfen waren. Die einsichtigen und redlichen Naturkundigen haben auch überzeugend dargethan, daß die Wirksamkeit der Wetterableiter auf ihre Bestimmung, nämlich auf den Schutz der Gebäude, an denen sie angebracht werden, gegen das Einschlagen des Blizes, beschränkt ist, und daß sie auf die Fruchtbarkeit oder Unfruchtbarkeit des Landes keinen Einfluß haben können. Dieses gründliche Urtheil verständiger Männer muß bey allen vernünftigen Menschen mehr Gewicht haben, als die irdigen Behauptungen, welche von Unwissenden oder Halbwissenden verbreitet werden. Von Gottes Allmacht und Güte wird der um die Früchte seines Fleißes besorgte Landwirth, mit christlicher Ergebenheit und lebendigem Vertrauen, ihr Gedulden und ihre Rettung erwarten, und sich erinnern, wie oft schon er und die Seinen und unser ganzes theures Vaterland diese Rettung aus unvermeidlich gedrückten Drangsalen erfahren haben. Sollten sich aber Uebelgesinnte und Ungehörige finden, welche unter dem thörichten und ungereimten Vorgeben der Schädlichkeit der Blizableiter sich an dem Eigenthum ihrer Mitbürger vergreifen, ihren Hausfrieden ähren und die öffentliche Sicherheit gefährden würden, so sind — welches hiermit zu Jedermanns Wissen und Warnung bekannt gemacht wird — dem Oberamt die genauesten Befehle von der hohen Regierung erteilt worden, jede Gewaltthat und jeden Frevel, zum abschreckenden Bepfehl für Andere, durch Anwendung des strengsten Richterstrafes abzuken und bestrafen zu lassen.“

Im «Jahr ohne Sommer» 1816 wurden in manchen Gegenden auch anthropogene Ursachen für das anhaltende schlechte Wetter diskutiert: die Blitzableiter. Während einige Menschen offenbar damit begannen, die Blitzableiter von den Dächern zu reissen, versuchte die Obrigkeit in aufklärerischer Manier, die Bevölkerung mit rationalen Argumenten und Strafandrohungen zur Vernunft zu bringen: Zwei Artikel aus der Neuen Zürcher Zeitung.

3.2.3. Mögliche Ursachen und zeitlicher Überblick

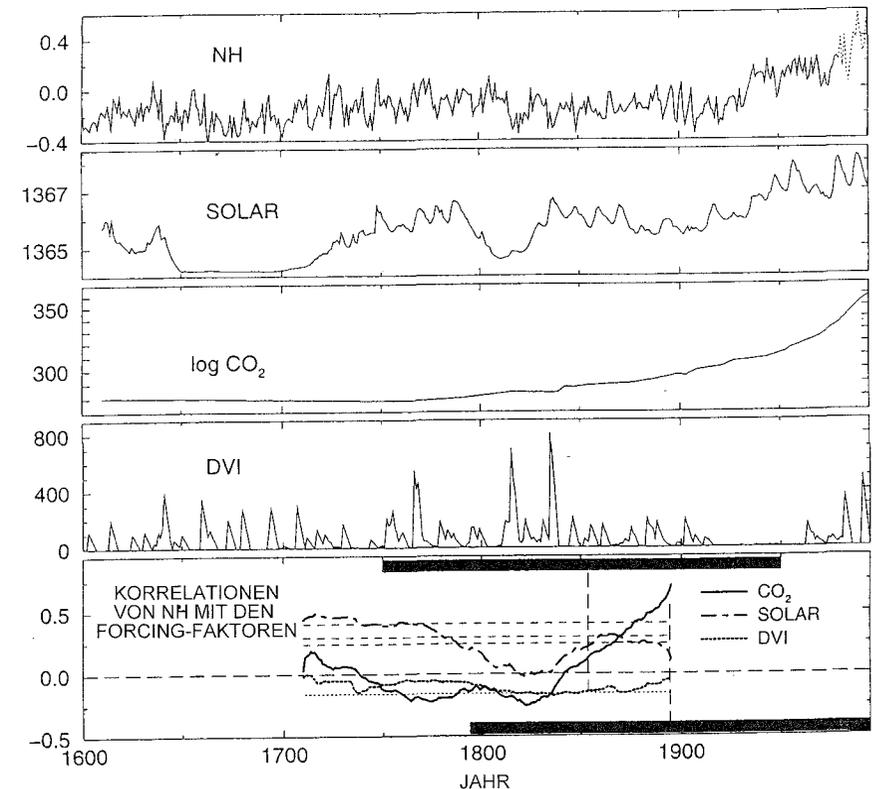
Allgemeine Bemerkungen

Die verschiedenen Ursachen (natürliche sowie anthropogene) von Klimaschwankungen oder Klimaänderungen und die dazugehörigen Zeitskalen sind in Tabelle 2.1 dargestellt. Dabei wurde auch darauf hingewiesen, dass sich in säkularen, dekadischen und interannuellen Zeitskalen viele verschiedene Ursachen derart überlagern, dass dominante kausale Bezüge nicht immer eindeutig auszumachen sind. Dazu kommen die Vernetzungen von Ursachen und Wirkungen sowie deren Rückkoppelungen (Schönwiese 1994). Erstaunlich ist insbesondere, dass während des kalten, aber wintertrockenen Maunder Minimums, dessen tiefe Temperaturen auf die geringste Solaraktivität der letzten 500 Jahre zurückgeführt werden (Beer et al. 1996), keine positiven Massenbilanzen der Alpengletscher registriert werden konnten.

Solare Schwankungen

Eine Vielzahl von Studien beschäftigt sich mit dem Zusammenhang zwischen den solaren Schwankungen und dem Erdklima (Nesmé-Ribes et al. 1993, Lean et al. 1995, Mann et al. 1998, Lean und Rind 1998 und 1999). Das Ausmass der solaren Klimawirksamkeit ist aber heute noch umstritten und in der interannuellen bis säkularen Skala wahrscheinlich eher gering. Im niederfrequenten Bereich scheint dagegen zumindest statistisch ein Zusammenhang zu bestehen. Jene Indizien, welche Aufschluss über Klimaschwankungen zu Beginn der «Kleinen Eiszeit» liefern können, stammen von Isotopen aus kosmischer Strahlung. Bei geringerer Sonnenaktivität erhalten wir weniger kosmische Strahlen und umgekehrt (Lean and Rind 1996). Neben ^{14}C , welches vorwiegend in Baumringen gefunden wird, spielt ^{10}Be als Proxyindikator eine grosse Rolle. ^{10}Be kommt natürlicherweise im polaren Eis vor und tritt dann häufiger auf, wenn die Sonnenaktivität gering ist (Beer et al. 1996). Die Daten dieser zitierten Studie sind bis ins 15. Jahrhundert vorhanden. ^{10}Be zeigt die höchsten Werte im Zeitraum 1510 bis 1535 sowie am Ende des 16. Jahrhunderts. Tiefe Werte zeigen sich dagegen um 1505 und 1560 (Beer et al. 1994). Pfister und Brázdil (1999) konnten keinen Zusammenhang zwischen ^{10}Be -Daten und den Temperatur- und Niederschlagsreihen von Zentral- und Osteuropa im 16. Jahrhundert herstellen, weder im annuellen noch im dekadischen Bereich. Einzig im Winter zeigte sich ein schwacher statistischer Zusammenhang mit Niederschlag.

Figur 3.6 zeigt im Sinne einer allgemeinen Übersicht die Beziehung zwischen der nordhemisphärischen Temperatur (NH) und den drei Einflussfaktoren «Schwankungen der Sonnenaktivität» (solar), «Treibhausgase», ausgedrückt durch atmosphärisches CO_2 ($\log \text{CO}_2$) und «explosiver Vulkanismus» (DVI, Dust Veil Index) für den Zeitraum 1610 bis 1995. Im unteren Panel dieser Figur sind die gleitenden multivariaten Korrelationen der nordhemisphärischen Temperatur mit den drei Einflussfaktoren dargestellt (Mann et al. 1998).



Figur 3.6: Beziehung zwischen der nordhemisphärischen Temperatur (NH) und den drei Einflussfaktoren «Schwankungen der Sonnenaktivität» (solar), «Treibhausgase», ausgedrückt durch atmosphärisches CO_2 ($\log \text{CO}_2$), «explosiver Vulkanismus» (DVI, Dust Veil Index), für den Zeitraum 1610 bis 1995. Unteres Panel: Multivariate Korrelationen (gleitende 200jährige Zeitfenster) der nordhemisphärischen Temperatur mit den drei Einflussfaktoren (aus Mann et al. 1998, reproduziert mit freundlicher Genehmigung von Nature, © Macmillan Magazines, Ltd.).

Der Einfluss der drei Faktoren wurde mittels Korrelationen gleitender 200-jähriger Zeitfenster berechnet (Mann et al. 1998). Der erste Wert im unteren Panel ist für 1710 dargestellt und umfasst die Daten von 1610 bis 1809. Dieses Fenster beinhaltet damit den mittleren Teil der «Kleinen Eiszeit». Die Figur zeigt einen signifikanten Zusammenhang zum solaren Forcing während des Maunder Minimums, als praktisch keine Sonnenflecken auftraten. Dies wird auch durch die Studien von Lean et al. (1995), Lean (1996) und Lean and Rind (1996, 1998 und 1999) bestätigt, welche eine hohe Korrelation der historischen Sonneneinstrahlung mit der nordhemisphärischen Temperatur im Zeitraum 1610 bis 1800 nachwiesen. Verschiedene Autoren wie Hoyt und Schatten (1993), Nesmé-Ribes et al. (1993) sowie Lean (1996) und Lean and Rind (1998 und 1999) gehen davon aus, dass die totale Sonneneinstrahlung während des Maunder Minimums um 0.25 bis 0.4% tiefer lag als zur heutigen Zeit. Vorsichtige Abschätzungen gehen davon aus, dass eine Abnahme der solaren Einstrahlung von rund 0.1% über Dekaden hinweg eine Temperaturänderung von 0.06 bis 0.2 °C hervorruft (Lean und Rind 1996). Nach den gleichen Autoren könnte die Temperaturänderung im Zeitraum von 1600 bis 1800 zu mehr als der Hälfte dem solaren Einfluss zugeschrieben werden, zwischen 1600 und heute beträgt der Anteil noch rund 50%. Die stetige Zunahme der solaren Einstrahlung ab rund 1830 bis Mitte des 20. Jahrhunderts (siehe Fig. 3.6) geht einher mit der generellen Erwärmung auf der gesamten Nordhemisphäre. Ein zweites Maximum der Korrelation zwischen den beiden Variablen zeigt sich dementsprechend in der Mitte des 19. Jahrhunderts (Mann et al. 1998). Demgegenüber sehen Schröder (1988), Schröder und Treder (1997) sowie Mörner (1994) keinen signifikanten Zusammenhang zwischen dem solaren Forcing und dem Erdklima.

Vulkanischer Einfluss

Vulkanische Eruptionen üben einen grossen Einfluss auf das irdische Klima aus. Briffa et al. (1998) untersuchten den Einfluss des vulkanischen Forcings auf die Sommertemperaturen der letzten 600 Jahre. Die Studie zeigt auf, dass neben anderen Vulkanen der explosivste Ausbruch im 15. Jahrhundert wohl auf das Konto des Kuwae (Südwest-Pazifik) um 1452 geht, was im Sommer 1453 sowie auch in den folgenden Sommern zu extrem kalten und feuchten Verhältnissen führte (Briffa et al. 1998, Mann et al. 1998). Sie zeigt weiter, dass nicht nur ein einzelnes grosses Ereignis, sondern die Häufung mehrerer Vulkanausbrüche zu einer Reduktion der nordhemisphärischen Temperatur führen kann. Nach Briffa et al. (1998) scheint der Zeitraum zwischen 1500 und etwa 1580 eher ruhig gewesen zu sein, einhergehend mit eher milden klimatischen Verhältnissen im Alpenraum. Erst um 1580 (exakte Datierung noch zweifelhaft) leitete einer der stärksten Ausbrüche der ver-

gangenen 600 Jahre (Billy Mitchell, Südwest Pazifik) zu kühlfeuchten Sommern auf der Nordhemisphäre über. Nach Mann et al. (1998) sowie Pfister und Brázdil (1999) waren aber auch die anderen Jahreszeiten nicht nur nordhemisphärisch, sondern auch in weiten Teilen Europas deutlich zu kühl. Pfister und Brázdil (1999) untersuchten mittels Aziditätsindex des sogenannten «Crete ice core» von Grönland (Hammer et al. 1980) das vulkanische Forcing auf die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse über Zentral- und Osteuropa. Die Zeitreihe zeigt, dass neben dem erwähnten grossen Ereignis gegen Ende des 16. Jahrhunderts bereits ab 1535 eine Periode vulkanischer Aktivität auftrat. Die Korrelationsstudien zeigen signifikant negative Resultate zwischen Vulkanaktivität und Sommertemperaturen (lag 0 oder 3 Jahre) sowie signifikante positive Ergebnisse bezüglich Winter- und Sommerniederschlag (lag 0 oder 3 Jahre).

Nach Briffa et al. (1998) waren vulkanische Ausbrüche während des 17. Jahrhunderts häufiger als in allen anderen Jahrhunderten von 1400–2000. Mindestens sechs klimatisch relevante grosse Vulkanausbrüche, zum Teil mit globalem Einfluss, fanden in dieser Zeitspanne statt. Die extremste Sommertemperaturdepression der letzten 1000 Jahre geht auf das Jahr 1601 zurück, als die Temperaturen nordhemisphärisch rund 0.8 °C tiefer lagen als heute. Übereinstimmend wird dieses Ereignis auf den Ausbruch des Huaynaputina (Peru) im Februar 1600 zurückgeführt (Briffa et al. 1998, De Silva und Zielinski 1998). In den 1640er, in der zweiten Hälfte der 1660er, Mitte der 1670er Jahre sowie am Ende des Jahrhunderts scheint die Aktivität einzelner oder gleichzeitig mehrerer Vulkane erhöht gewesen zu sein. Die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse sowie die anomalen Sommerzirkulationsmuster während dieser Jahre könnten deshalb teilweise Ausdruck von vulkanischen Ereignissen sein (Luterbacher et al. 2000b).

Die Klimaerholung im 18. Jahrhundert ging einher mit eher geringer vulkanischer Aktivität. Erst im 19. Jahrhundert nahm die Häufung grosser Vulkanausbrüche und starker Erdbeben wieder deutlich zu. Neben der Eruption im Jahre 1809 (Dai et al. 1991) ist vor allem der Ausbruch des Tambora (Indonesien) im April 1815 nennenswert (Harington 1992), einer der wohl vier einzigen Vulkane im gesamten Holozän mit einem Volcanic Explosivity Index (VEI) von 7. Die folgenden Sommer wurden durchwegs von wechselhaftem und sehr kühlem Wetter begleitet. Nach Briffa et al. (1998) war die Dekade von 1810 bis 1819 die kälteste der letzten 600 Jahre, nach Jones et al. (1998) die fünftkälteste. Neben dem Tambora führte auch der bekannte Krakatau (VEI 6) im Jahre 1884 nochmals zu einer kalten Phase. Die Studie von Mann et al. (1998) zeigt ebenfalls negative Korrelationen zwischen vulkanischem Forcing und der jährlichen nordhemisphärischen Temperatur, doch ein signifikantes Forcing während der letzten paar Jahrhunderte lässt sich daraus nicht erkennen (Fig. 3.6).

Die verschiedenen Studien über den Einfluss des Vulkanismus auf die klimatischen Bedingungen während der vergangenen Jahrhunderte zeigen deutlich, dass das Signal im Temperatur- und Niederschlagsgeschehen meist ein Jahr später einsetzt und dann je nach Intensität des Ausbruches oder bei einer Häufung mehrerer Vulkane einige (meist 2 bis 3) Jahre anhält. Je nachdem, wo der Ausbruch stattfindet, zeigen sich globale oder hemisphärische Auswirkungen. Neben thermischen und hygri-schen Konsequenzen zeigen sich im atlantisch-europäischen Raum auch Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation. Dabei neigt eventuell die Tiefdruckaktivität im Nordatlantik nach starken vulkanischen Eruptionen dazu, sich weiter nach Süden zu verlagern (Lamb 1982). Andere Studien zeigen, dass die Winter in den mittleren Breiten eher mild ausfallen, die Sommer dagegen zu kühl und zu feucht. Dies könnte die regelmässig kühl-nassen Sommer während der «Kleinen Eiszeit» in Zentral- und Westeuropa erklären. Die weiteren synoptischen Verhältnisse zu dieser Zeit werden in Kapitel 3.3. dargelegt.

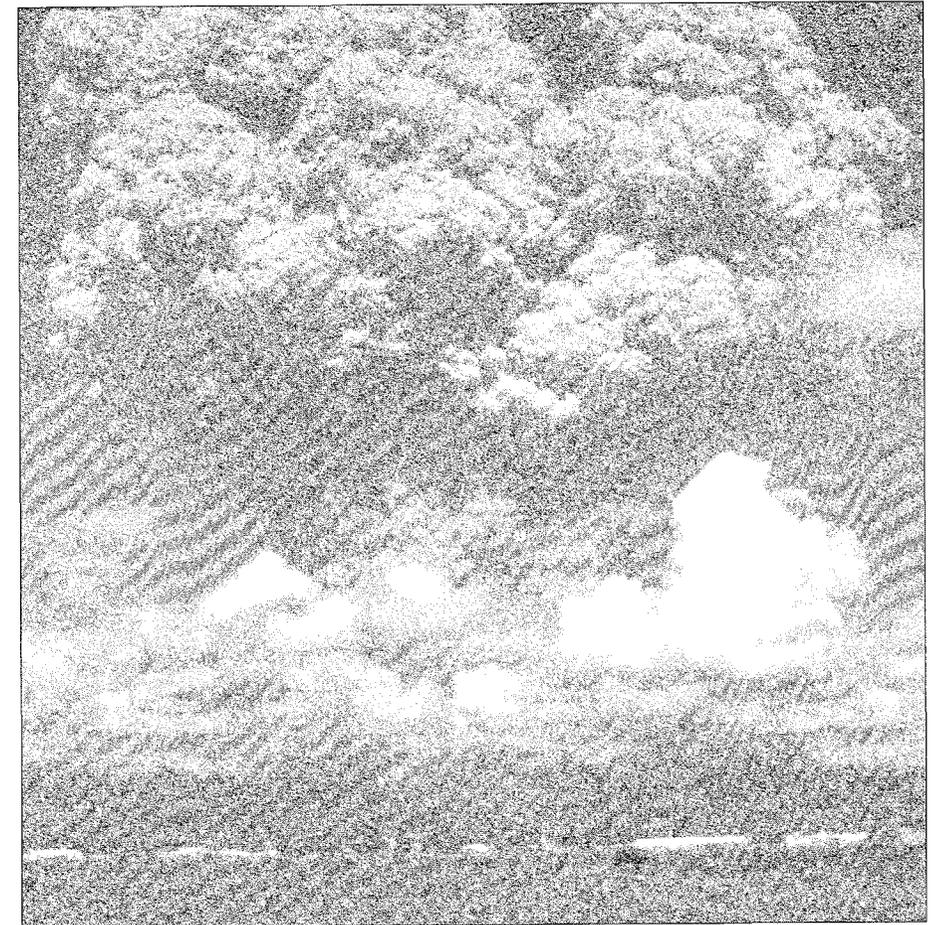
Treibhausgaseinfluss

Treibhausgase wie CO_2 , CH_4 , N_2O , FCKWs und O_3 , sind verantwortlich für den anthropogenen, Wasserdampf hingegen zum grossen Teil für den natürlichen Treibhauseffekt. Untersuchungen von polaren Eisbohrkernen zeigten, dass die CO_2 - sowie die CH_4 -Konzentrationen in den vergangenen 1000 Jahren bis hin zum Industriezeitalter nur wenig fluktuierten, rund 10 ppmv bei CO_2 und 70 ppbv bei Methan (Blunier et al. 1993). Erst später nahmen die Konzentrationen sprunghaft zu.

Dies wird unterstützt durch die Figur 3.6 von Mann et al. (1998), bei der die Treibhausgase (hier vorwiegend CO_2) bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts keinen klimatischen Einfluss zeigen, ab etwa 1950 jedoch dominant werden.

Ozean-Atmosphären-Interaktion und interne Systemoszillationen der Atmosphäre, der Ozeane und des Meereises (vor allem NAO und ENSO)

Neben den erwähnten Forcingfaktoren scheinen auch die Vorgänge und Interaktionen zwischen der Atmosphäre, den Ozeanen sowie dem Meereis von grosser Bedeutung zu sein, um die Klimaschwankungen während der «Kleinen Eiszeit» zu erklären. Leider sind direkte Angaben und Messungen beispielsweise über die Meeresoberflächentemperaturen, die Meeresströmungen und die Salinität des Atlantiks sowie die Ausdehnung von Meereis



Vulkanausbrüche sind ein wichtiger klimatischer Faktor. Der Ausbruch des Pinatubo in Sommer 1991 hatte spürbare Folgen für das globale Klima (Bild: US Geological Survey).

und die atmosphärischen Bedingungen vor 1900 kaum oder nur bruchstückhaft vorhanden, was eine Abschätzung der Beeinflussung schwierig macht. Darüber hinaus werden auch heute die Zusammenhänge mit gemessenen Daten des 20. Jahrhunderts weitgehend noch nicht verstanden, weder interannuell noch über Dekaden hinweg. Es scheint aber, dass die atmosphärische Zirkulation (mit häufigen Hochdrucklagen im Winter sowie einer Südwärtsverlagerung der Tiefdruckzone im Sommer auf verschiedenen Zeit-

skalen) mit einer unterschiedlichen Verteilung der SSTs im nördlichen Nordatlantik und dem Meereisvorkommen in der Labradorregion, um Island sowie in der Barentssee in einem Zusammenhang steht. Basierend auf Analogfallstudien des 20. Jahrhunderts wurden für das Maunder Minimum diesbezüglich Hypothesen aufgestellt. Lamb (1982) glaubt, dass möglicherweise kältere Meere und die dadurch bedingte geringere Verdunstung während der kälteren Klimaphase zumindest teilweise für die klimatischen Variationen verantwortlich sein könnten. Demgegenüber könnte die Klimadepression während des LMM durch übernormale Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik, verbunden mit weniger Meereis in der Labradorgegend, zu mehr Blockinglagen über Nordosteuropa geführt haben. Dies wäre verbunden gewesen mit starker Kaltluftadvektion Richtung Zentraleuropa (Luterbacher et al. 2000a und b). Neueste Rekonstruktionen des NAOI zurück bis 1675 unterstützen diese Hypothese, zumal der NAOI im Maunder Minimum in allen Jahreszeiten meist negativ ausfiel (Luterbacher et al. 1999).

Das ENSO-Phänomen (El Niño Southern Oscillation) kann als global bedeutendste Ozean-Atmosphären-Interaktion bezeichnet werden. Bisher wurden nur wenige Artikel über mögliche Kopplungen zwischen dem ENSO und dem europäischen Klima veröffentlicht, da das Signal nur sehr schwach ausfällt (Fraedrich 1994, Brázdil und Bil 2000). Pfister und Brázdil (1999) untersuchten den Einfluss der ENSO Ereignisse auf die saisonalen Temperatur- und Niederschlagsreihen in Zentraleuropa für das 16. Jahrhundert mit und ohne Zeitverzögerung. Vereinzelt konnten schwach signifikante Zusammenhänge nachgewiesen werden, doch mögliche plausible physikalische Zusammenhänge wurden nicht erläutert. May und Bengtsson (1996) haben mit GCMs Simulationen den Einfluss von El Niño auf atmosphärische Prozesse im atlantisch-europäischen Raum zeigen können. Trotzdem wird hier auf eine eingehende Analyse des El Niño-Einflusses auf die klimatischen Verhältnisse während der «Kleinen Eiszeit» verzichtet.

Schlussfolgerungen und zeitliche Übersicht

Entsprechend den gesicherten Daten sowie aufgrund von Ausmass und Zeitpunkt von Gletschervorstössen kann der «Kleinen Eiszeit» für die Verhältnisse auf der Alpennordseite (und wahrscheinlich auch weiteren Gebieten von Nordwest-, Zentral- und Osteuropa) der Zeitraum von rund 1300 bis 1900 zugeordnet werden. Wie andere Klimaepochen, war auch die «Kleine Eiszeit» keinesfalls klimatisch einheitlich. Charakteristisch waren die überaus starken Schwankungen beim Temperaturniveau von Jahreszeit zu Jahreszeit und eine grosse Variabilität von Jahr zu Jahr. Betrachtet man jedoch

das niederfrequente Verhalten von Temperatur und Niederschlag, beispielsweise im Schweizer Alpenraum, so zeichnen sich deutliche Perioden ab, die über Dekaden hinweg negative Temperaturabweichungen (vorwiegend im Winter, Frühling und Sommer) zeigen, und Zeiträume, die durch übernormale (vorwiegend Sommer, zum Teil auch Herbst) oder unternormale Niederschläge (Winter und Frühjahre) gekennzeichnet waren. Beides zusammen – kühlfeuchte Sommer und strenge, schneereiche Winter – liessen dann die Gletscher vielerorts vorstossen.

Für den Alpenraum lässt sich die «Kleine Eiszeit» klimatisch in die folgenden Abschnitte gliedern:

1. Hochphase 1 (Little Ice Age Type Event 3) 1300 bis 1500:

Häufung von kühlfeuchten Sommern und Herbstern (West- und Nordwestlagen), gefolgt von Strengwintern mit einem ersten Gletscherhochstand Mitte des 14. Jahrhunderts. Dominanz von persistenten blockierenden Hochdrucklagen über Nordeuropa. Nicht nur im Alpenraum, sondern auch kontinental und nordhemisphärisch in allen Jahreszeiten kühler und mit Ausnahme der Sommer trockener.

2. Mildere Periode von 1500 bis 1560:

In weiten Teilen Europas milder mit leicht tieferen Temperaturen gegenüber den Verhältnissen des 20. Jahrhunderts. Die Niederschlagsmengen entsprachen in allen Jahreszeiten heutigen Werten.

3. Hochphase 2 (Little Ice Age Type Event 2) 1560 bis 1670:

Vor allem Herbst, Winter und Frühjahre generell deutlich kühler und trockener. Im Winterhalbjahr Häufung von Blockierungslagen mit kontinentaler Kaltluftadvektion. Die Winter 1586–1595 waren unter den kältesten der letzten 500 Jahre, 1601 der kälteste Sommer der letzten 1000 Jahre. Die Sommer waren durchgehend feuchter, wahrscheinlich als Folge von häufigeren Westlagen. Die Häufung solch anhaltend misslicher Sommer ist für die letzten 700 Jahre einmalig. Erneut grossräumiges Vorstossen der Alpengletscher mit Hochstand der grossen Gletscher gegen Mitte des 17. Jahrhunderts. Nordhemisphärisch lagen die Temperaturen im Durchschnitt rund 0.2 bis 0.3 °C unter den Werten des 20. Jahrhunderts, für den Alpenraum noch etwas tiefer. Ab 1600 kurzzeitige Klimaerholung. Häufung von vulkanischen Ausbrüchen mit globalem Einfluss.

4. Kalte Phase von 1670 bis 1720:

Deutliche Abkühlung während allen Jahreszeiten mit Höhepunkt in den 1690er Jahren mit wochenlangen Frostperioden im Winter und den extremsten Frühjahren der letzten sechs Jahrhunderte. Einzig die 1680er Sommer und Herbste waren normal temperiert. Mit Ausnahme der Sommer deutlich trockener, aber keine nennenswerten Gletschervorstösse und geringe Überschwemmungsdichte im Alpenraum. Im Winter und Frühling erneute Dominanz persistenter Hochdrucklagen über Skandinavien und dem Baltikum. Die Sommer scheinen weniger kalt gewesen zu sein als Ende des 16. Jahrhunderts und zu Beginn des 19. Jahrhunderts, aber deutlich feuchter. Im Jahresmittel rund 0.2 bis 0.4 °C tiefere Temperaturen als im 20. Jahrhundert, zwischen 1690 und 1700 sogar 1 bis 1.5 °C. Solares Forcing, vulkanische Einflüsse sowie Variabilität im Nordatlantik scheinen einen grossen klimatischen Einfluss ausgeübt zu haben.

5. Klimaerholung zwischen 1720 und 1800:

In allen Jahreszeiten etwas milder, doch nach wie vor kühler als im 20. Jahrhundert. Mit Ausnahme des Sommers trockener, vor allem Mitte Jahrhundert, danach feuchter. Kaum Vulkanausbrüche.

6. Hochphase 3 (Little Ice Age Type Event 1) 1800–1860:

Erneut deutlich kühler in allen Jahreszeiten mit erstem Minimum 1816/1817 («Jahr ohne Sommer») vermutlich als Folge des Tamboraausbruchs und zweitem Minimum Mitte 30er bis 40er Jahre. Die Klimadepression scheint ein nordhemisphärisches Phänomen zu sein. Ununterbrochene Serie von sehr kühlen, nassen und in den Alpen schneereichen Sommern und Herbstern in den 1810er Jahren führte zu weitreichendem Gletschervorstoss mit Höchststand Mitte der 1850er Jahre. Erhöhte Vulkantätigkeit.

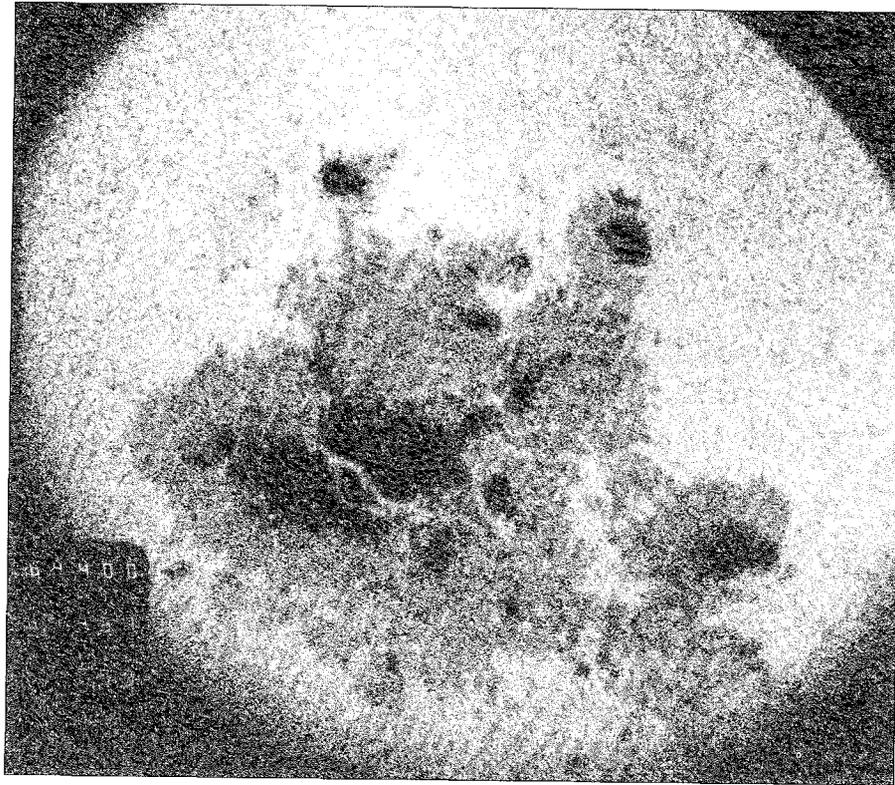
7. Übergangsphase ab 1860 bis Ende 19. Jahrhundert:

Langsame Klimaerholung mit nochmaliger Kaltphase von 1885 bis 1897, die ersten Jahre davon hervorgerufen durch den Ausbruch des Krakatau 1884. Vor allem kalt-trockene Jahre ohne weiteres Gletscherwachstum.

8. Klimaerholung ab 1900:

Generelle Erwärmung und in allen Jahreszeiten «normale» Niederschlagsverhältnisse verbunden mit kontinuierlichem Rückzug der Alpengletscher. Geringere Klimaschwankungen.

Wir müssen aufgrund der Faktenlage vermuten, dass das klimatische Verhalten während der «Kleinen Eiszeit» im Alpenraum (und wahrscheinlich in weiten Teilen Europas) vor allem durch die Interaktion natürlicher Einflussfaktoren (solares Forcing, explosiver Vulkanismus, interne Systemoszillationen in Atmosphäre, Ozean und Meereis) hervorgerufen wurden, welche aufgrund unterschiedlicher Zeitskalen miteinander auf komplexe Art und Weise interagierten, sich gegenseitig beeinflussten und sich zeitweise selbstverstärkend auswirkten. Dies führte zu grosser jahreszeitlicher Variabilität der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse nordhemisphärisch, kontinental und sogar regional. Dagegen scheint die anthropogene Beeinflussung (wie beispielsweise grosse Waldabholzungen, Abweiden ausgedehnter Grasflächen, etc.) zur Zeit der «Kleinen Eiszeit» für die Schweiz kaum einen relevanten Einfluss ausgeübt zu haben.



Obwohl eines der ältesten Themen der Klimaforschung, ist vieles über den Zusammenhang zwischen Sonnenaktivität und Schwankungen des Klimas noch unbekannt. Bild: Riesiger Sonnenfleck am 14. Juni 1989, Big Bear Solar Observatory, Kalifornien.

3.3. Das 19. und 20. Jahrhundert

Autoren: Christoph Schmutz, Esther Salvisberg und Heinz Wanner

Das 19. und das 20. Jahrhundert stellen eine wichtige Periode der Klimaforschung dar. Es ist der einzige Zeitraum überhaupt, in welchem effektiv gemessene Daten von atmosphärischen und ozeanischen Grössen in guter räumlicher und zeitlicher Auflösung zur Verfügung stehen. In Europa wurden ab den 1860er Jahren mit Stationsnetzen zuverlässige Daten erhoben. Dem 19. Jahrhundert kommt zudem eine besondere Bedeutung zu, da es ein vom Menschen noch weitgehend unbeeinflusstes Klimasystem aufweist. Diese Scharnierstelle des 19. Jahrhunderts ist deshalb einzigartig. Aus früheren Zeiten sind nur unvollständige Datensätze und solche von unbekannter Güte vorhanden. Nach dem 19. Jahrhundert werden die Datenprobleme kontinuierlich kleiner, dafür wird das Weltklima immer mehr durch die anthropogenen Veränderungen beeinflusst. Die Periode erster Messdaten wird mit dem Fachbegriff der EIP (early instrumental period) umschrieben (Wanner et al. 1997). Mit dem Studium des Klimas der EIP kann das Verständnis von natürlichen – im Sinne von anthropogen weitgehend unbeeinflussten – Klimaschwankungen gefördert werden. Das Kapitel 3.2. ging bereits auf die klimatischen Verhältnisse des 19. Jahrhunderts im Alpenraum ein. In Kapitel 3.3.1. werden die Daten und Methoden zur Untersuchung der atmosphärischen Zirkulation im 19. und 20. Jahrhundert beschrieben. Die Variabilität dieser Zirkulation wird über das ganze Jahr untersucht, auch die einzelnen Jahreszeiten werden genauer unter die Lupe genommen und insbesondere die Schwankungen im dekadischen bis interdekadischen Bereich beschrieben. Dieser Teil wird mit einer kurzen Interpretation abgeschlossen. Kapitel 3.3.2. stellt die witterungsklimatologische Betrachtungsweise ins Zentrum. Dabei wird der Frage nachgegangen, welche Zeitabschnitte durch signifikante Häufigkeitsschwankungen der einzelnen Wetterlagen geprägt wurden. Kapitel 3.3.3. schliesslich stellt die Variabilität und die Schwankungen dar, wie sie sich anhand der Messreihen von Temperatur und Niederschlag präsentieren. Dabei wird eine gezielte Verknüpfung mit den synoptischen Erkenntnissen der vorangehenden Unterkapitel angestrebt.

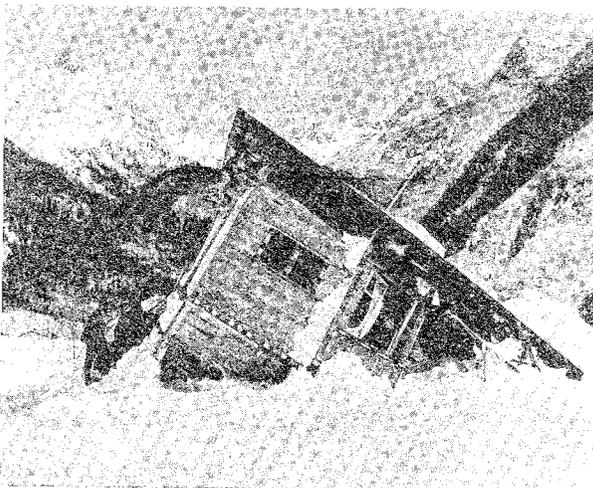


Guttannen droht im Schnee zu versinken: fest unklammert der weisse Segen die kleine Ortschaft im Haslital Bild: Hirschburger

Sie drohten im Schnee zu versinken

Guttannen und Gadmen erleben eine Woche der Einsamkeit

M.H. Der grosse Schneefall in der vergangenen Woche hat neben anderen Dörfern auch Guttannen, Gadmen und Obermaad für eine gute Woche von der Umwelt abgeschnitten, da die Strasse wegen Lawinengefahr unbefahrbar geworden war. Für die Dörfer, in denen Schneehöhen bis zu drei Metern gemessen wurden, begann damit eine Zeit der Einsamkeit. Hauptproblem war während dieser Tage die Versorgung mit Lebensmitteln und die Betreuung der Kranken. Fürs erstere hatten die Dorfbewohner schon beizzeiten vorgesorgt und grosse Vorräte angelegt. Als jedoch in Obermaad das Brot ausging, kam die Rettung im wahren Sinne des Wortes vom Himmel: ein Helikopter brachte die notwendige Speise. Guttannen wurde durch einen Helikopter mit frischem Gemüse versorgt, und zudem transportierte man einige Bewohner, die nicht mehr nach Guttannen heimkehren konnten, in ihr Dorf zurück. Auch im Fall einer Erkrankung leistete der Helikopter willkommene Dienste, indem er notwendige Arzneien brachte. Die Dorfbewohner drohten im Schnee beinahe zu versinken. Zwar wurde eifrig an der Wegräumung des weissen Segens gearbeitet, aber die Arbeit war mühsam und geschah sehr langsam. So kann es nicht verwundern, dass bisweilen das Haus nicht durch die Haustüre, sondern durch ein Fenster im oberen Stock betreten werden musste. Der grosse Schneefall forderte glücklicherweise keine Menschenopfer. Innerhalb mussten die Bewohner lange Minuten erleben, als in Gadmen eine Staublawine niederging, die ein unbewohntes Ferienchalet und das Feuerwehrgazeln vollständig zerstörte und die Fenster der Kirche eindrückte. In Guttannen musste die Bevölkerung eines Dorfteils wegen Lawinengefahr evakuiert werden. Zwar sind sich die Dorfbewohner gewohnt, dass die Strasse oft nicht befahrbar ist, aber die Woche der Abschieden mit ihr trotz der Luftbrücke recht lang und ungemütlich.



Lawinen donnern zu Tal: die Wucht der Staub- und Grundlawinen ist unheimlich. In Gadmen wurde ein glücklicherweise unbewohntes Ferienhaus einfach weggeschoben Bild: Hirschburger

Auch das gehört zum 19. und vor allem 20. Jahrhundert: Die Medien lassen uns an ungewöhnlichen Wetterereignisse unmittelbar teilnehmen (Berner Tagblatt vom 2. Februar 1968, S. 17).

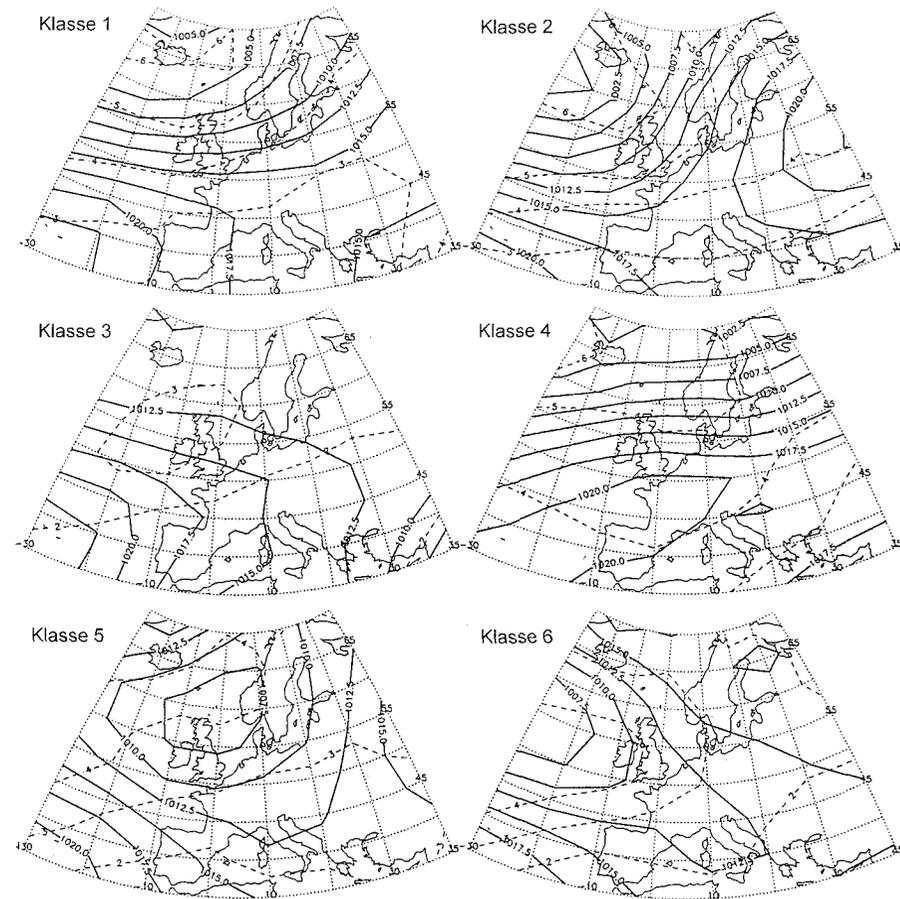
3.3.1. Niederfrequente Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation

Autor: Christoph Schmutz

Daten und Methoden: Korrelationsbasierte Klassifikation und Hauptkomponentenanalyse von atmosphärischen Daten (Bodenluftdruck)

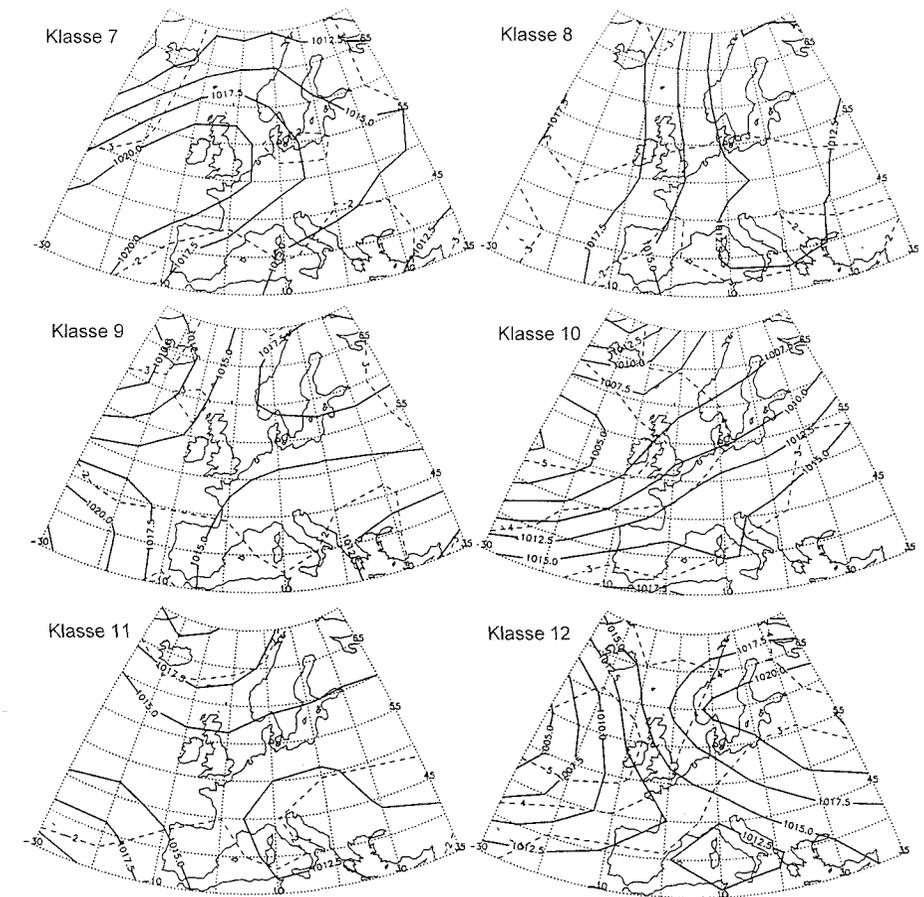
Eine korrelationsbasierte Druckmusterklassifikation und eine Hauptkomponentenanalyse von Bodenluftdruckfeldern (Schmutz 1996) ermöglichen es, die atmosphärische Zirkulation über Europa und dem nordöstlichen Nordatlantik anhand von gemessenen und rekonstruierten Daten (Jones et al. 1987) zu analysieren. Der Perimeter des Datensatzes ist in der Figur 3.7 ersichtlich. Er reicht von $70^\circ \text{ N} / 30^\circ \text{ W}$ bis $35^\circ \text{ N} / 40^\circ \text{ E}$. In meridionaler Richtung beträgt der Gitternetzabstand 5° , in zentraler Richtung sind es 10° . Der Zeitraum der monatlichen Bodenluftdruckfelder erstreckt sich von 1780 bis 1994. Zwischen 1780 und 1872 wurden die Daten mittels Regressionsgleichungen rekonstruiert. Dabei wurden die ersten Zeitreihen von Luftdruck, Niederschlag und Temperatur in Europa als Ausgangslage benützt. Die Regressionsgleichungen wurden mit Daten der Zeitspanne 1900 und 1974 kalibriert. Zwischen 1873 und 1899 wurde eine Verifikation vorgenommen. Diese Prozedur erfolgte für jeden Monat und jedes Stationsnetz unabhängig. So wird gewährleistet, dass die vorhandenen frühen Informationen optimal ausgenützt werden. Ab 1873 baut der Datensatz auf gemessenen und gegitterten Bodenluftdruckdaten auf. Schmutz (1996) zeigte mittels Varianzhomogenitätsanalyse, dass die Rekonstruktion besonders in den Randgebieten des Perimeters eine zu tiefe Variabilität ergibt. Dieser steht eine gute Rekonstruktion der Gebiete in Mitteleuropa gegenüber, wo die Varianz richtig geschätzt wird.

Kirchhofer (1974) und Yarnal (1993) geben einen Überblick über die verwendete Klassifikationsmethode. Mit dieser Technik werden alle standardisierten, monatlichen Druckfelder aufgrund der Korrelationen miteinander verglichen. Das Druckmuster mit der grössten Anzahl von signifikanten Korrelationen zu den anderen Druckmustern wird als erstes Schlüsselmuster verwendet. Mit den übrigbleibenden monatlichen Druckmustern werden dann die weiteren Schlüsselmuster bestimmt. Dieser Vorgang wiederholt sich, bis alle Druckmuster aus dem Datensatz bestimmt sind. Am Schluss erfolgt eine Reklassifikation der Daten, damit eine optimale Zuordnung vorgenommen werden kann: Jeder Monat wird anhand der höchsten Korrelation zu einem Schlüsselmuster in eine Klasse eingeteilt. Dabei kann es noch leichte Verschiebungen bei der Einteilung der Monate in die einzelnen Klassen geben.



Figur 3.7: Gemittelter Luftdruck auf Meereshöhe (ausgezogene Linie) der 12 Klassen und die dazugehörige Standardabweichung (gestrichelte Linie) der 12 Klassen in hPa (Schmutz und Wanner 1998).

Diese Klassifikationsmethode ermöglicht es, dass die Resultate reproduzierbar sind. Sie ist also nicht, wie bei subjektiven Klassifikationsmethoden, von den Bearbeitern der Daten abhängig. Trotzdem kann nicht von einer objektiven Klassifikation gesprochen werden, da verschiedene Entscheide, welche die Klassifikation beeinflussen, getroffen werden müssen: Korrelationsgrenzwerte, Anzahl der unklassierten Daten, Anzahl der Klassen. Es wird deshalb oft von einer quasi-objektiven, computerbasierten oder automatischen Klassifikationsmethode gesprochen (Yarnal 1993, Huth 1996, Frakes und Yarnal 1997, Blair 1998). Trotz der Vorzüge (schnelle, einfache Methode, synoptisch einfach interpretierbar) sind doch gewichtige Nachteile zu vermerken.



Figur 3.7: Fortsetzung.

Schmutz und Wanner (1998) zeigen, dass mit dieser Methode Druckmuster mit unterschiedlichen klimatischen Auswirkungen (stark variierende Druckgegensätze) derselben Klasse zugeordnet werden, weil durch die Standardisierung mit Korrelationskoeffizienten diese unterschiedlichen Druckgradienten nicht mehr berücksichtigt werden.

In der nachfolgenden Analyse der niederfrequenten atmosphärischen Variabilität wird auch eine Hauptkomponentenanalyse des gleichen Datensatzes vorgenommen. Dieser wird dazu vorgängig an den jeweiligen monatlichen Mittelwerten zentriert. Anschliessend werden die Gitternetzpunkte über die Zeit miteinander korreliert. Die resultierende Korrelationsmatrix wird so optimiert, dass die extrahierten Hauptkomponenten den jeweils grössten Varianzanteil der restlichen Varianz erklären. Die Hauptkomponenten sind

nicht miteinander korreliert. Es macht Sinn, die ersten Hauptkomponenten synoptisch zu interpretieren. Es zeigt sich, dass besonders grosse Werte der zeitlichen Expansionskoeffizienten (negativ oder positiv) gute Übereinstimmungen zu Druckanomaliefeldern und mithin auch zu den eigentlichen Druckfeldern ergeben. Wichtig bei der Interpretation ist zudem, dass die ursprünglichen Felder aus der Linearkombination der zeitlichen Expansionskoeffizienten und der Hauptkomponentenladungen rekonstruiert werden können. Doch sind die Interpretationsmöglichkeiten nicht so direkt machbar wie bei den effektiv synoptisch interpretierbaren Klassen der oben erwähnten korrelationsbasierten Druckmusterklassifikation.

Variabilität in der atmosphärischen Zirkulation über alle Jahreszeiten

Figur 3.7 zeigt die gemittelten Bodendruckfelder der 12 Klassen. Dargestellt sind jeweils der Mittelwert und die Standardabweichung innerhalb der Klassen. 93.8% der monatlichen Druckkarten zwischen 1785 und 1994 sind in diesen 12 Mustern klassiert worden. Dementsprechend liegt der Anteil von unklassierten Monaten bei 6.2%. Tabelle 3.1 zeigt im Überblick die Häufigkeiten der Klassen sowie deren wichtigste synoptische Merkmale und deren saisonales Vorkommen.

Die Tabelle 3.1 gibt ein statisches Bild der korrelationsbasierten Klassifikation wieder. Tatsache ist aber, dass die Klassen über die 210 Jahre hinweg enormen Schwankungen in ihrem Auftreten unterworfen sind. Dies gilt sicher vor allem für die eher seltenen Klassen (vgl. die Klassen 6, 8, 9, 10, 11 und 12). Aber auch die häufigsten Klassen unterliegen grossen Schwankungen und weisen eine Variabilität von bis zu einem Faktor 2 von Dekade zu Dekade auf. Aus der dekadeweisen Betrachtung der Häufigkeiten kommt sehr gut zum Ausdruck, dass das Klima einer sehr hohen Variabilität unterliegt. Figur 3.8 zeigt die absoluten Häufigkeiten der ersten 4 Klassen über alle Jahreszeiten hinweg gemittelt. Obwohl so auf einem dekadalen Niveau die Schwankungen stark ausgemittelt werden, sind die Unterschiede zwischen den Perioden augenfällig. Zusammen mit den Informationen aus den Figuren 3.7 und 3.8 sowie der Tabelle 3.1 kann nun in groben Zügen ein Bild über die Entwicklung der atmosphärischen Zirkulation über Europa gezeichnet werden.

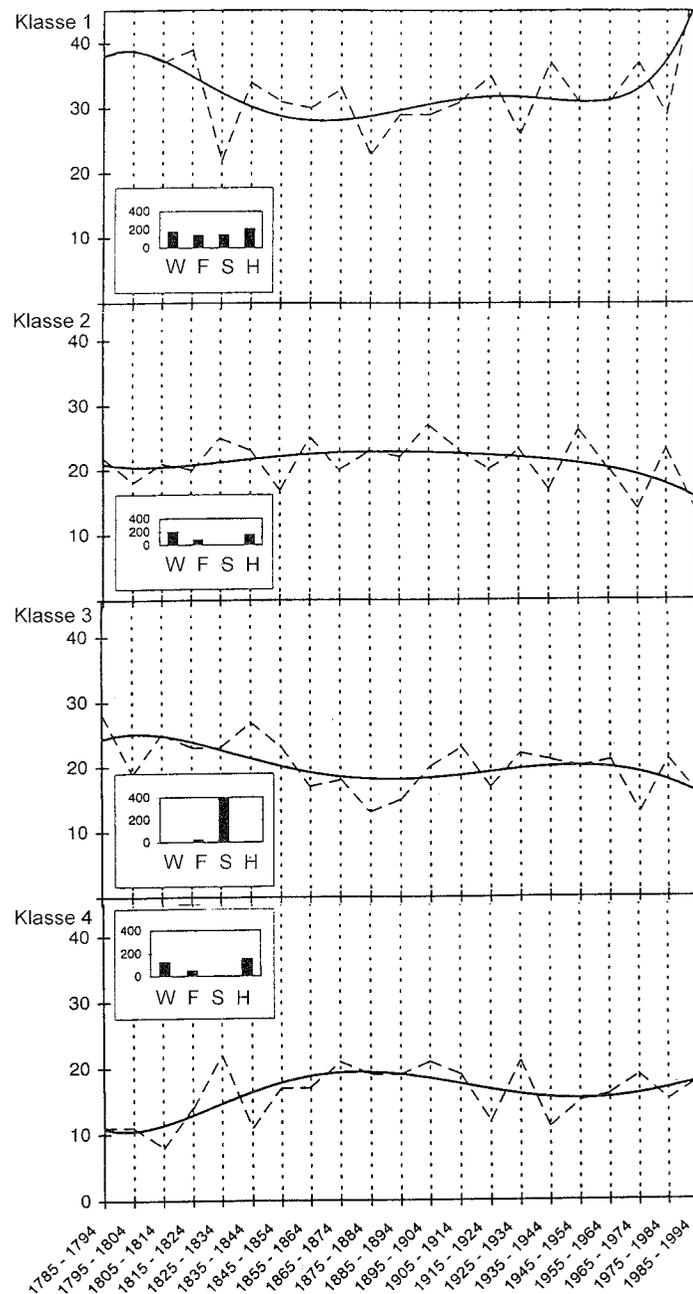
Auffällig ist der hohe Anteil von zonalen Lagen zu Beginn des 19. und am Ende des 20. Jahrhunderts (Klasse 1). Demgegenüber ist in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts eine Abnahme dieser zonalen Zirkulation zu beobachten. In dieser Phase ist dementsprechend auch die Häufigkeit des

osteuropäischen Kältehochs (Klasse 2) mit seiner blockierenden Wirkung eher grösser. Eine Zunahme der blockierenden Erweiterung des Azorenhochs an der Westseite des Kontinents bis nach England während dieser Phase ist zudem auch anhand der Klasse 4 gut zu beobachten. Am auffälligsten ist aber die markante Zunahme der Zonalität über dem Atlantik und Europa in den 80er und frühen 90er Jahren dieses Jahrhunderts (positiver NAOI). Die Klasse erreicht eine sonst nie beobachtete Häufigkeit. Insbesondere auch im Sommer bedeutet dies eine Zunahme der meridionalen Druckgradienten über dem Atlantik sowie über Mitteleuropa. Die Abnahme in der Häufigkeit der Klasse 3 am Ende der untersuchten Periode bestätigt dies. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts hingegen dominiert ein schwacher meridionaler Druckgradient (Klasse 3).

Betrachtet man die Resultate der Hauptkomponentenanalyse (Fig. 3.9, 3.10 und 3.11), so bestätigen sich die oben gemachten Feststellungen. Die Ladungen der ersten 3 Hauptkomponenten sind in den Figuren 3.9, 3.10 und 3.11 jeweils links ersichtlich. Zusammen erklären sie 80.7% der Varianz des Bodenluftdruckes (gleicher Datensatz wie bei der korrelationsbasierten

Tabelle 3.1: Die relativen Häufigkeiten, synoptischen Merkmale und das saisonale Vorkommen der Klassen in Figur 3.7 (W = Winter, F = Frühling, S = Sommer, H = Herbst), Jahreszeiten mit häufigstem Vorkommen sind fett hervorgehoben.

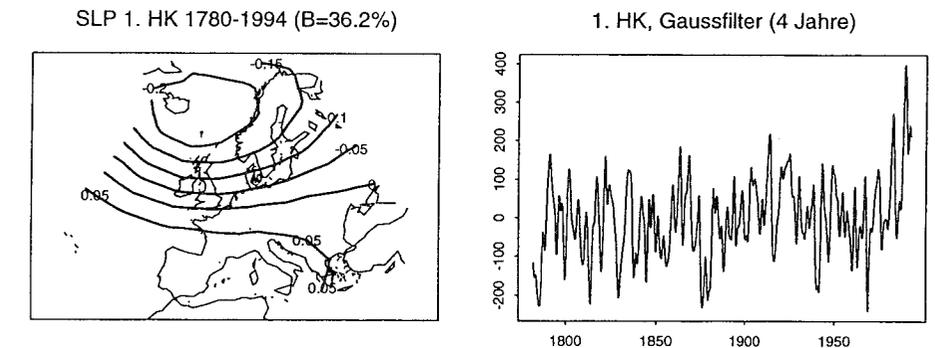
Klassen	Relative Häufigkeit	Synoptische Merkmale	Saisonales Vorkommen
1	27.5%	Starkes Azorenhoch, starkes Islandtief. Zonale Zirkulation bis weit in den Kontinent.	W, F, S, H
2	17.4%	Starkes Azorenhoch, starkes Islandtief. Kräftige osteuropäische Kaltluftantizyklone.	W, F, H
3	16.7%	Ausgeprägtes Azorenhoch. Islandtief kaum vorhanden.	S
4	13.4%	Keil des Azorenhochs bis zum Alpenraum. Nordeuropa mit kräftiger Westwindströmung.	W, F, H
5	4.6%	Tief über der Nordsee. Azorenhoch nach SW zurückgezogen.	F
6	2.2%	Schwaches Hoch über Skandinavien.	F
7	3.3%	Blocking im Ostatlantik.	F, S
8	2.1%	Nordlage in Mittel- und Westeuropa.	W, F
9	1.9%	Flachdrucklage.	F, S
10	1.8%	Südwestwindzirkulation über dem Kontinent.	W, F
11	1.8%	Tiefdruckrinne Mitteleuropa.	F
12	1.1%	Kräftiges Kältehoch über Osteuropa.	W
0	6.2%	Unklassiert	



Figur 3.8: Dekadale Variabilität der 4 häufigsten Klassen und die zugehörige jahreszeitliche Verteilung (absolute Häufigkeiten) (Schmutz und Wanner 1998). Durchgezogene Linie: polynomischer Fit.

Druckmusterklassifikation). Die erste Hauptkomponente zeigt das bekannte NAO-Muster mit tiefen Ladungen über Island und positiven Ladungen im Südwesten Europas. Allerdings können Monate mit negativen Expansionskoeffizienten (siehe Fig. 3.9, 3.10 und 3.11) auch genau das umgekehrte Anomaliemuster aufweisen. Die zweite Hauptkomponente zeigt das kontinental-eurasische Signal. Die dritte Hauptkomponente bezeichnet übernormalen oder unternormalen Druck über weiten Teilen Europas, auch dies ein synoptisch bekanntes Muster.

Die Figuren 3.9, 3.10 und 3.11 zeigen jeweils rechts die zeitlichen Expansionskoeffizienten der ersten drei Hauptkomponenten. Sie sind mit einem Gausschen Tiefpassfilter geglättet. Frequenzen tiefer als 4 Jahre sind so sichtbar gemacht. Der zeitliche Verlauf der 1. Hauptkomponente entspricht ziemlich genau der Zeitreihe für den winterlichen NAOI, wie ihn Hurrell (1995a) berechnet. Allerdings geht die Reihe von Hurrell nur bis 1864 zurück. Die vorliegende Reihe kann als Indiz für die Schwankungen der NAO zurück bis ins 18. Jahrhundert betrachtet werden. Die Zunahme der zeitlichen Expansionskoeffizienten in den letzten Jahren der Zeitreihe ist für die gesamte analysierte Periode von 215 Jahren beispiellos. Die negativen Werte Ende des 19. Jahrhunderts und zu Beginn des 20. Jahrhunderts deuten zusammen mit den negativen Ladungen über Europa auf gehäufte Blockierungssituationen hin. Erstaunlich ist der stark positive Trend der dritten Hauptkomponente. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts waren demnach häufig negative Druckanomalien über Mitteleuropa zu beobachten. Dies wechselt in der 2. Hälfte zugunsten einer positiven Druckanomalie. Auch im 20. Jahrhundert lagen diese Anomalien im Mittel eher auf der positiven Seite.



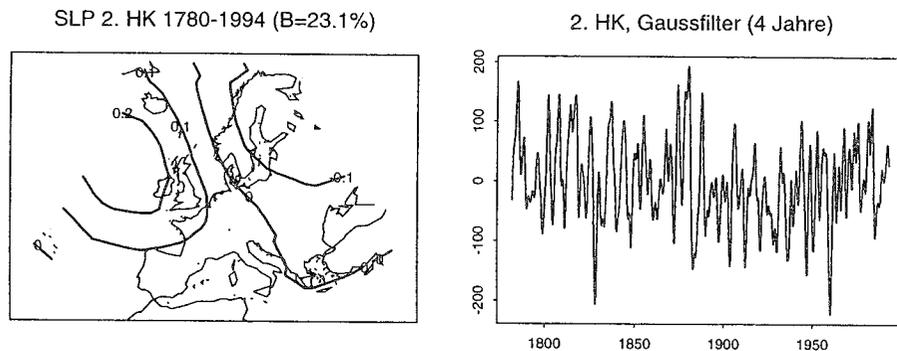
Figur 3.9: 1. Hauptkomponente von monatlich zentrierten Luftdruckfeldern über alle Jahreszeiten. Die erklärte Varianz beträgt 36.2%. Links Ladungen an den Gitternetzpunkten, rechts zeitlicher Expansionskoeffizient mit Gausschem Tiefpassfilter (zurück bleiben Frequenzen tiefer als 4 Jahre). Willkürliche Skala der Ladungen und Expansionskoeffizienten.

Eine Betrachtung der jahreszeitlichen Druckmuster und der saisonal aufgeschlüsselten Zeitexpansionskoeffizienten über Dekaden hinweg zeigt uns ein noch weiter differenzierbares Bild.

Winter:

Der Winter eignet sich gut für Klimastudien, weil die Klimasignale von einzelnen Klimasubsystemen in dieser Jahreszeit am akzentuiertesten sind. Das Azorenhoch und das Islandtief sind deutlicher ausgeprägt als in den anderen Jahreszeiten. Sie schwanken in ihrer Ausprägung und Position aber stark (vgl. Fig. 2.13). Dazu kommt als drittes Druckgebilde das osteuropäische Kaltfluthoch. Seine zeitliche Ausprägung ist auch sehr unterschiedlich.

Es kommt im Laufe des Winters immer wieder vor, dass von Nordwesten her subpolare Tiefdruckgebiete in die grossen osteuropäischen Ebenen hineinziehen können (die Höhenströmung ist von der dichten darunterliegenden Kaltluft nicht betroffen). So ist gewährleistet, dass während des ganzen Winters immer wieder eine Schneedecke aufgebaut wird. Dies ist entscheidend für die Mächtigkeit des Kaltfluthochs. Langwellige Strahlung im Bereich des Infrarots wird vom Schnee gut absorbiert. Dementsprechend ist Schnee auch ein guter Strahler in diesem Spektralband. Gerade umgekehrt sind die Strahlungseigenschaften von Vegetationsoberflächen oder unbewachsenen, schneefreien Oberflächen (Oke 1987). Durch die Verminderung des kurzwelligen Energieinputs (höhere Albedo) und die erhöhte langwellige Abstrahlung in der (Polar-)Nacht ist über der schneefreien Fläche gegenüber der schneefreien Oberfläche mit einer negativeren Energiebilanz zu rech-

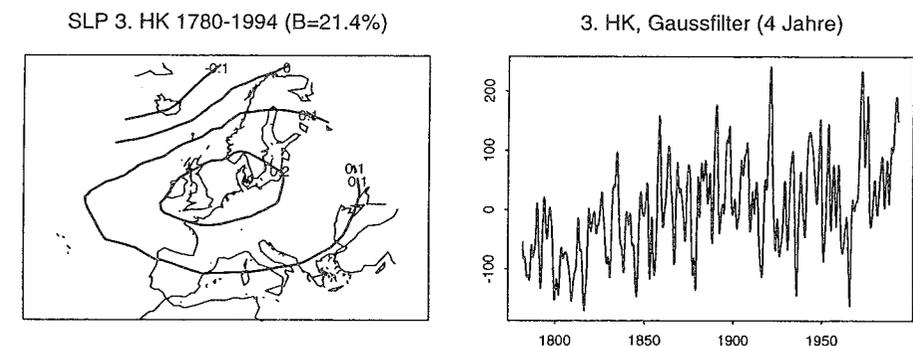


Figur 3.10: Wie Figur 3.9., aber für die 2. Hauptkomponente. Die erklärte Varianz beträgt 23.1%.

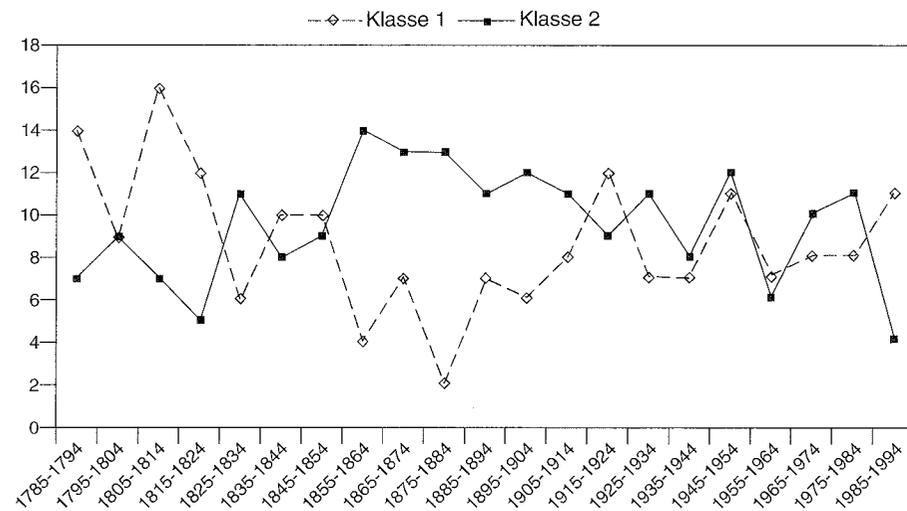
nen. Flächen mit Schnee sind also kälter als ohne Schnee. Die im Winter oft schneebedeckten osteuropäischen Gebiete (im Bereich der mittleren Trog-lage im Winter) sind somit für die laufende Kaltluftgenerierung mitverantwortlich. Die dichte, weil kalte, Luftmasse äussert sich mit hohem Druck. Allerdings mögen zusätzlich auch strömungsdynamische Gründe eine Rolle spielen. Die Klasse 2 zeigt derartige Einflüsse sehr deutlich (vgl. Fig. 3.7).

Der Wechsel zwischen diesen drei Druckgebilden auf niederfrequenter Zeitskala (im Bereich von Dekaden) verdeutlicht die Figur 3.12. Beide Klassen repräsentieren je ein ausgeprägtes Azorenhoch und Islandtief. Dazwischen entsteht über dem Atlantik eine kräftige Westströmung. Allerdings – und dies ist der wesentliche Unterschied zwischen diesen beiden Klassen – zeigt die Klasse 2 die oben diskutierte osteuropäische Kaltluftantizyklone. Interessanterweise haben beide Klassen einen vergleichbaren NAOI. Die Unterschiede im Osten Europas zeigen aber ganz deutlich, dass die Klimarelevanz des NAOI besonders in diesen Gebieten sehr klein ist. Andere Indizes wie der EU (EU1 und EU2, Eurasian Patterns; Barnston und Livezey 1987) beschreiben diesen Kontinentaleinfluss viel besser als der NAOI. Schmutz (1996) zeigt für den Alpenraum, dass im Herbst, Winter und Frühling die Klasse 2 die kontinentale Signatur in der Temperatur aufweist. Die Klasse 2 hat an den untersuchten Stationen (Basel, Genf, Grosser St. Bernhard) tiefere Temperaturen als die Klasse 1.

Die beiden Klassen ergänzen sich bis zur Dekade 1935–1944 beinahe perfekt. Die Korrelation auf dem Aggregationsniveau von Dekaden ist negativ. Da beide Klassen im Winter einen wichtigen Anteil haben und die Anzahl Freiheitsgrade klein ist, kann man diese negative Korrelation auch erwarten. Ein wichtiger Modus der Variabilität bis zu diesem Zeitpunkt ist also ein sehr langsames Zu- und Abnehmen des Kaltfluthochs bei gleichzeitigem Vorhan-



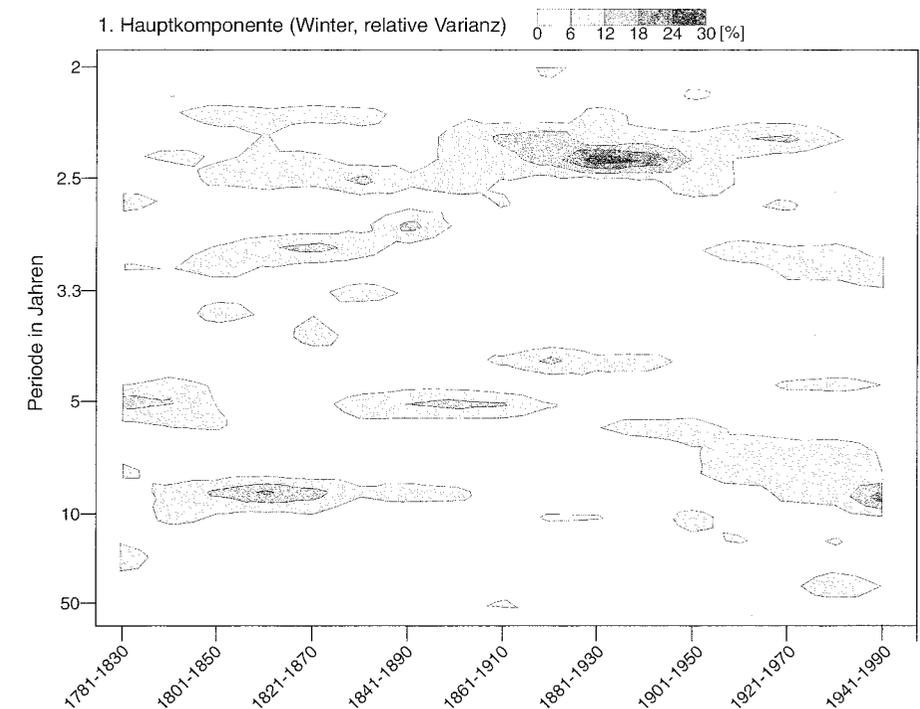
Figur 3.11: Wie Figur 3.9., aber für die 3. Hauptkomponente. Die erklärte Varianz beträgt 21.4%.



Figur 3.12: Absolute, dekadale Häufigkeiten der zwei wichtigsten Klassen (1 und 2) im Winter (DJF) 1785–1994 (Schmutz und Wanner 1998).

densein des Islandtiefs und Azorenhochs. Nicht dargestellt in Figur 3.12 ist die Klasse 4 mit einem blockierenden Azorenhoch auf der Westseite des Kontinents, welche im letzten Jahrhundert eine ähnliche Zunahme erfährt wie die Klasse 2. Das antikorrelative Verhalten der Klassen 1 und 2 weicht für die Dekaden 1935 bis 1984 einem gleichgerichteten Schwanken in der Häufigkeit. In dieser Zeit erscheint neu eine Klasse, die bis anhin kaum vorgekommen ist. Es ist die Klasse 10. Sie verkörpert eine südwestliche Anströmung des Kontinents. Dabei wird sehr milde und feuchte Meeresluft vom Atlantik nach Mitteleuropa geführt. Die Kombination der Klassen ändert sich. Die zonale Strömung mit Hoch über Osteuropa steht nun im Wechsel mit der blockierenden Situation an der Westküste Europas und der Südwestströmung über dem Kontinent. Dies ist ein klares Zeichen für die Intermitenz des Klimasystems: Die entscheidenden Einflussfaktoren des Klimawandels zeigen zu verschiedenen Zeiten ein unterschiedliches Verhalten. Ihr Zusammenspiel erzeugt demzufolge immer wieder neue Zirkulationsmuster mit neuen Feldverteilungen der klimatologischen Parameter.

Diese These kann mit einer spektralen Analyse der 1. Hauptkomponenten (Repräsentation der NAO) im Winter gestützt werden. Untersucht man die Varianzanteile der Oszillation für jeweils 50 Jahre von 1781–1830 bis 1941–1990 (siehe auch Schönwiese 1985), so fällt auf, dass zwar über längere Zeit hinweg grosse Varianzanteile in den gleichen Perioden liegen (Fig. 3.13). Aber ebenso augenfällig sind die sehr langsamen Verschiebungen der



Figur 3.13: Sequenzielle Spektralanalyse der zeitlichen Expansionskoeffizienten der 1. Hauptkomponente im Winter (DJF). Die Varianz wird für jeweils 50 Jahre zerlegt. Varianzanteile der Perioden (1/f) in Prozenten.

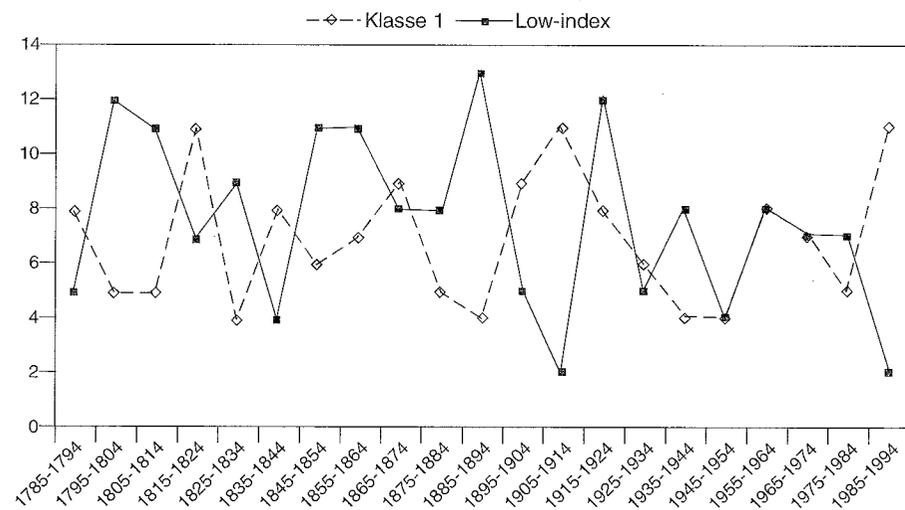
Varianzanteile, auch wenn man die tiefen Anteile aus der Interpretation lässt, da sie innerhalb der jeweils betrachteten Zeitreihe nur einige Schwingungen darstellen. Zum Einen sind so mögliche Instabilitäten des Spektrums sichtbar. Aber möglicherweise beschreibt die Figur 3.13 auch einen langsamen, prozessbedingten Wechsel der NAO zwischen den verschiedenen Frequenzen, welche die NAO offensichtlich charakterisieren.

Frühling:

Der Frühling zeigt die grössten Variationen in den Druckfeldern. Jede der 12 Klassen kommt regelmässig vor. Die absoluten Häufigkeiten sind deshalb kleiner als in den anderen Jahreszeiten. Der Frühling ist eine Übergangs-

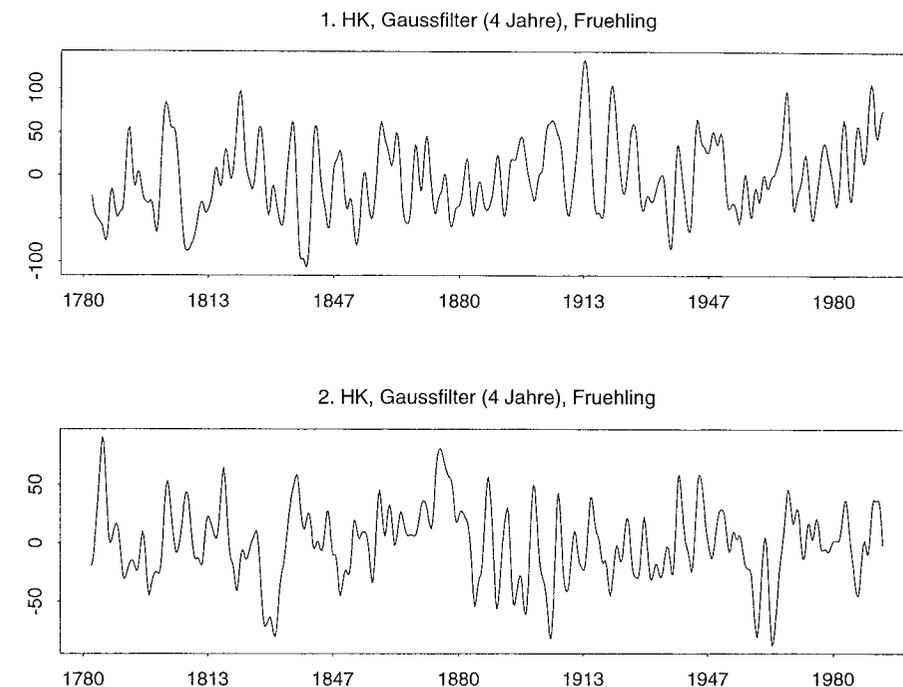
jahreszeit. Deshalb finden sich sowohl typische Winterklassen (Klasse 2) als auch die Sommerklasse 3.

Ein Vergleich der zonalen Klasse 1 mit Klassen mit schwachen meridionalen Gradienten (Klassen 5, 6, 8, 10 und 12) in Figur 3.14 zeigt, dass die meridionalen Klassen im 20. Jahrhundert tendenziell eher abgenommen haben. Die Klasse 1 weist besonders zu Beginn des 20. Jahrhunderts eine grosse Häufigkeit auf. Gleich zonal ist die Zirkulation nur am Ende des 20. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts. Interessant ist zudem ein Vergleich der Schwankungen im Winter mit denen im Frühling. Es zeigt sich, dass auch im Frühling meridionale und zonale Zirkulation im 19. Jahrhundert und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine negative Korrelation aufweisen. Dieser eigentlich gut nachvollziehbare Zusammenhang verschwindet aber in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts. Diese Fakten weisen erneut auf die Nichtstationarität des Klimasystems im nordatlantischen und europäischen Raum hin, oder die untersuchte Periode von 215 Jahren reicht nicht aus, um die wichtigsten Klimamodi abzudecken. Anstelle der beiden Gruppen (Klasse 1 versus Klassen 5, 6, 8, 10 und 12) treten in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts Klassen mit schwachen Druckgradienten oder unklassierten Monate vermehrt auf.



Figur 3.14: Absolute, dekadale Häufigkeiten der zonalen Klasse 1 und der mehr meridionalen Klassen 5, 6, 8, 10 und 12 im Frühling (MAM) 1785–1994 (Schmutz und Wanner 1998).

Die Expansionskoeffizienten der ersten zwei Hauptkomponenten für den Frühling in Figur 3.15 bestätigen dieses Bild. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts hat die 1. Hauptkomponente stark positive Koeffizienten, die tendenziell erst wieder gegen Ende des 20. Jahrhunderts erreicht werden. Allgemein ist über die 215 beobachteten Jahre ein positiver Trend zu beobachten. Die 2. Hauptkomponente hat besonders in den 1820er Jahren stark negative Koeffizienten. Dies deutet auf ein starkes Blocking hin, welches vom Osteuropäischen Kaltluftthoch ausgeht. Es handelt sich somit um ein «verspätetes» Wintersignal. Im 20. Jahrhundert sind solche Blockinglagen durchaus auch zu finden, besonders in den frühen 60er Jahren (1963, 1964). Allgemein nehmen mit dem positiven Trend der Koeffizienten aber die Blocking-Situationen im 20. Jahrhundert eher ab.

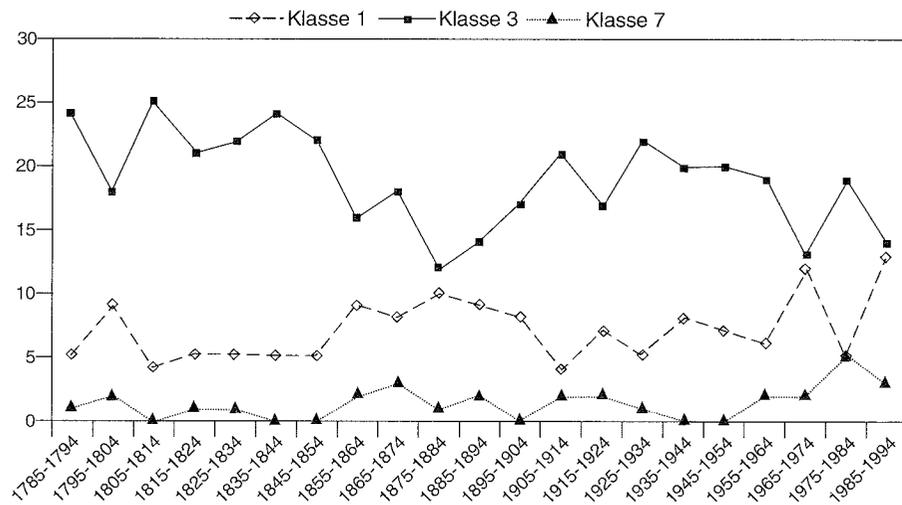


Figur 3.15: Zeitlicher Expansionskoeffizient der 1. und 2. Hauptkomponente im Frühling (MAM). Gausscher Tiefpassfilter (zurück bleiben Frequenzen tiefer als 4 Jahre).

Sommer:

Die Klasse 3 (Fig. 3.7) ist für den Sommer typisch. Das Azorenhoch dehnt sich weit nach Europa aus, während das Islandtief nur schwach ausgebildet ist. Die Druckverteilung über dem Nordatlantik ist flach. Figur 3.16 zeigt, dass die Klasse 3 absolut am häufigsten vorkommt. Einzig die Klasse 1 kann gleiche Häufigkeiten gegen Ende des 20. Jahrhunderts aufweisen. Trotzdem sind die Schwankungen dieser Klasse beträchtlich. Besonders um die Jahrhundertwende und zu Beginn des 19. Jahrhunderts kommt diese Klasse häufig vor. Hingegen nimmt sie besonders in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ab. Die starke Dominanz der Klasse 3 führt dazu, dass sie das mittlere Sommerklima in Europa charakterisiert.

Diese Aussage wird gestützt durch die Berechnung der mittleren Temperaturen an drei Schweizer Stationen (Basel, Genf, Grosser St. Bernhard) für diese Klasse. Die Temperaturen weichen an allen drei Stationen nur um 0.2 °C vom Sommermittel ab.

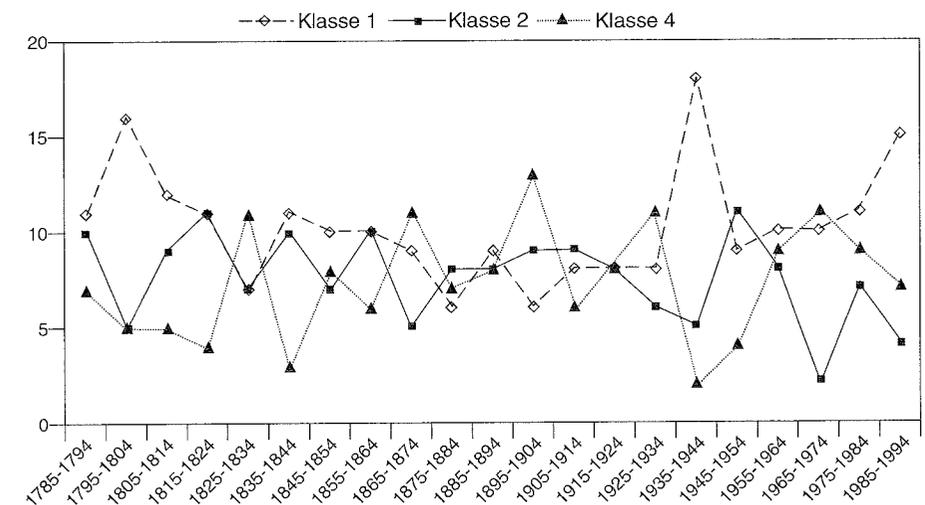


Figur 3.16: Absolute, dekadale Häufigkeiten der drei wichtigsten Klassen (1, 3 und 7) im Sommer (JJA) 1785–1994 (Schmutz und Wanner 1998).

Herbst:

Wie der Frühling ist auch der Herbst eine Übergangsjahreszeit. Die Klasse 2 zeigt bereits das frühe Wintersignal des Kontinentes. Aber die Klasse 4 mit der blockierenden Antizyklone in Südwesteuropa ist auch im Herbst recht häufig. Die Figur 3.17 zeigt, dass die zonale Zirkulation der Klasse 1 in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts wichtiger geworden ist. Am Ende des 18. Jahrhunderts und zu Beginn des 19. Jahrhunderts war sie dominant. Die interdekadalen Variationen sind aber im Herbst weniger stark ausgeprägt als in den anderen Jahreszeiten.

Im letzten Jahrhundert gibt es für den Herbst eher negative Zeitexpansionswerte der 1. Hauptkomponente (Fig. 3.18). Ganz stark negativ sind sie um 1880. Es gibt also im Norden Europas übernormalen Druck und im Südwesten unternormalen Druck. Im 20. Jahrhundert findet dann ein Trend zu immer positiveren Werten der 1. Hauptkomponente statt. Die Zirkulation erhielt also immer mehr eine zonale Komponente. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Befunden der korrelationsbasierten Druckmusterklassifikation.



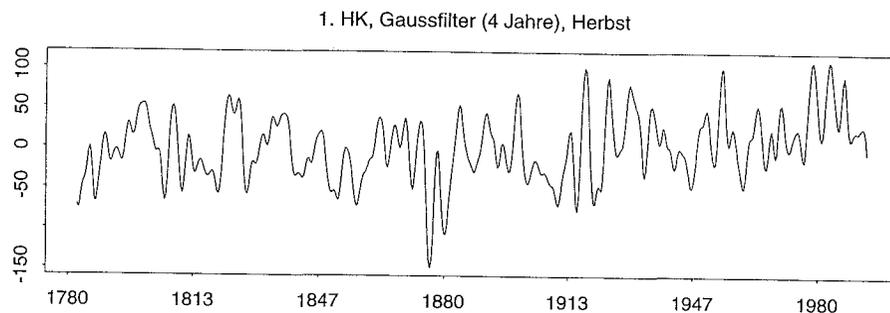
Figur 3.17: Absolute, dekadale Häufigkeiten der drei wichtigsten Klassen (1, 2 und 4) im Herbst (SON) 1785–1994 (Schmutz und Wanner 1998).

Interpretation

Die korrelationsbasierte Druckmusterklassifikation und die Hauptkomponentenanalyse der monatlichen Bodendruckmuster über Europa und dem östlichen Nordatlantik zeigen typische saisonale Unterschiede. Besonders im dekadalen bis interdekadalen Bereich sind Schwankungen zu beobachten, die beträchtlich sind. So können sich einzelne Klassen in ihrer Häufigkeit, obwohl zu Dekaden aggregiert, bis zu einem Faktor 2 unterscheiden. Einerseits lässt sich beobachten, dass die Häufigkeiten der einzelnen Klassen schwanken. Andererseits ist aber ebenso interessant, dass die Kombinationen der Klassen in verschiedenen Perioden unterschiedlich sind. Dies kann als deutlicher Hinweis darauf gewertet werden, dass das Klimasystem auch auf der betrachteten Zeitskala nichtstationär ist.

Grundsätzlich kann man zwei Modi unterscheiden. Modus A ist vor allem im 19. Jahrhundert zu finden. Modus B ist ab den 1930er Jahren sichtbar. Modus A repräsentiert eine niederfrequente Schwankung zwischen einer allgemein zonalen Zirkulation über dem östlichen Nordatlantik und Westeuropa mit Blocking über Osteuropa. In Modus B kann dies auf der Basis einer niederfrequenten Betrachtungsweise nicht nachvollzogen werden. In diesem Modus wechselt die osteuropäische Antizyklone mit einer südlichen Position des Islandtiefs ab. Diese Situation bringt vermehrt eine zyklonale Strömungssituation aus Südwesten nach Europa. Im Herbst beispielsweise hat die zonale Zirkulation im Modus A sehr viel weniger Bedeutung als im Modus B, wo die Zonalität besonders in den letzten Dekaden massiv zunimmt.

Die NAO kennt im Winter Oszillationen besonders in Perioden zwischen 2,2 und 2,5 Jahren, aber auch im Bereich von 5 und ca. 8 Jahren sind signifikante Schwankungen anzutreffen. Allerdings sind diese Oszillationen nicht

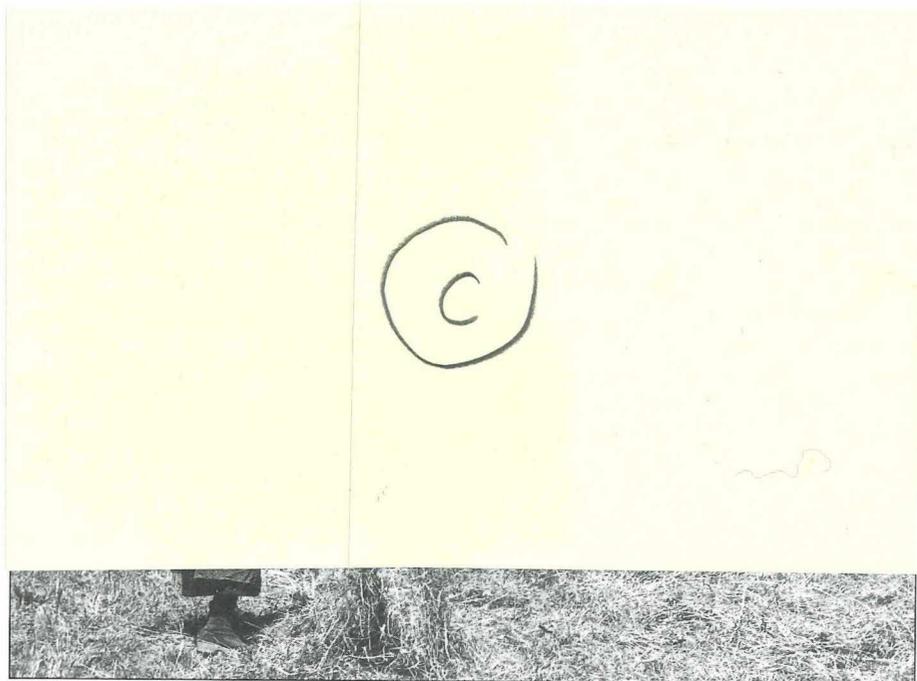


Figur 3.18: Wie Figur 3.15, aber für die 1. Hauptkomponente im Herbst (SON).

über die ganze untersuchte Zeit (1780–1994) konsistent verteilt. Es kommen immer wieder Phasen vor, welche im Spektrum Lücken aufweisen. Diese Instabilitäten im Spektrum sind einerseits Ausdruck der Stichprobenauswahl, andererseits zeigen die stark signifikanten Werte aber (Varianzanteile bis 25%), dass hier physikalische Prozesse im Spiel sind, die ein Verschieben der zeitlichen Skalen der NAO plausibel erscheinen lassen.

Die zeitliche Häufigkeitsverteilung der 1. Klasse zeigt eine starke Zunahme gegen Ende des 20. Jahrhunderts in allen Jahreszeiten. Vor dem Hintergrund der Klassifikation über 200 Jahre ist diese Zunahme beispiellos. Es muss somit mindestens die Vermutung geäußert werden, dass diese Zunahme im engen Zusammenhang mit einem Klimawechsel geschehen könnte. Einerseits erreicht das Klimasystem aufgrund des Treibhauseffektes ein energetisch höheres Niveau (IPCC 1996), andererseits lassen sich nun auch Änderungen in den Zirkulationsmustern erkennen, welche in den letzten 215 Jahren noch nie dagewesene Dimensionen erreicht haben.

Eine wichtige Implikation aus der korrelationsbasierten Klassifikation ist, dass nebst der bekannten Nordatlantischen Oszillation auch andere Druckmuster und Kombinationen von Druckmustern für das Klima in Europa wichtig sind. Vergleicht man beispielsweise im Winter die Klassen 1 und 2, sind die Unterschiede bezüglich des kontinentalen Signals deutlich. Trotzdem ist der NAOI vergleichbar. Die NAO ist somit nur ein Teil im Klimasystem des Nordatlantiks und Europas (Luterbacher et al. 1999). Sie erklärt ca. 36% der Gesamtvarianz (Fig. 3.9) über alle Jahreszeiten.



In der Landwirtschaft hat man die heissen und trockenen Sommer von 1945 bis 1950 noch nicht vergessen. Im Bild: Heuet im Emmental, um 1950 (Foto von Walter Studer, © Peter Studer, Grosshöchstetten)

3.3.2. Beiträge zur Wetterlagenklimatologie

Autorin: Esther Salvisberg

Einleitung und Überblick

In den vorangehenden Kapiteln wurde bereits deutlich gezeigt, dass die Temperatur- und Niederschlagsfelder des Alpenraumes sehr wesentlich durch das grossräumige synoptische Geschehen mitbestimmt werden. Für den europäischen Massstab hat bereits Rex (1950) nachgewiesen, dass bei einer Häufung von antizyklonalen Blockierungslagen im Winter deutliche Temperatur- und Niederschlagsanomalien mit negativen Temperaturabweichungen in Zentraleuropa, negativen Niederschlagsabweichungen in Nord- und Zentraleuropa sowie übernormalen Niederschlägen in Südwesteuropa auftreten. Die Diskussion wurde in den letzten Jahren im Zusammenhang mit der NAO wieder aufgenommen (van Loon und Rogers 1978), und neueste Arbeiten zeigen klar die Zusammenhänge zu den erwähnten Temperatur- und Niederschlagsanomalien auf (Hurrell 1995a, Hurrell und van Loon 1997, Kapala et al. 1998).

Dank der langen Reihe der Grosswetterlagenstatistik nach Hess und Brezowsky (1952) wurde es möglich, Zusammenhänge zwischen europäischen Witterungslagen und Klimaparametern aufzudecken (Gerstengarbe et al. 1993). Im Alpenraum herrscht ebenfalls eine längere witterungsklimatologische Tradition (Schüepp 1968), welche es unter anderem erlaubt, die Zusammenhänge zwischen Wetterlagen und Klimaparametern während der letzten 50 Jahre zu studieren (Widmann 1996, Wanner et al. 1998). In Ergänzung zum vorangehenden Unterkapitel 3.3.1. soll in der Folge dargestellt werden, wie weit auf dem europäischen, aber vor allem auf dem regionalen (alpinen) Massstab in den letzten Jahrzehnten signifikante Schwankungen der Witterungs- und Wetterlagenhäufigkeit aufgetreten sind. Dabei wird im Hinblick auf zukünftige Anwendungen noch zusätzlich die Frage gestellt, in welcher Form sich die Alpenwetterstatistik im Hinblick auf weitere Anwendungen automatisieren liesse.

Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Hess/Brezowsky

Mit dem Ziel, die langfristige Wettervorhersage zu verbessern, entstand in den Jahren 1941–1943 unter der Leitung von F. Baur erstmals ein «Kalender der Grosswetterlagen Europas». 1950 bis 1951 überarbeiteten Hess und

Brezowsky diesen Grosswetterkalender vollständig und veröffentlichten ihn 1952 als «Katalog der Grosswetterlagen Europas». Diesem Katalog wurde im Jahre 1969 noch eine Lage zugefügt (Hess und Brezowsky 1969). Die heute angewendete Version der Grosswetterlagenklassifikation nach Hess / Brezowsky geht auf dieses Jahr zurück: Die folgende Beschreibung dieser Klassifikation ist im Wesentlichen eine Zusammenfassung der Ausführungen von Gerstengarbe et al. (1993) zur neu überarbeiteten Ausgabe des «Katalogs der Grosswetterlagen nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky, 1881–1992».

Der Gebietsausschnitt, welcher der Wetterlagenklassifikation zugrunde liegt, umfasst den Raum vom Nordatlantik bis zum Ural und von Grönland-Spitzbergen bis Nordafrika (30° bis 80° N / 20° W bis 60° E; Hess, 1952). In der heutigen Ausgabe wird als Grundlage der Klassifikation diejenige Zirkulationsform verwendet, «die durch die Lage der steuernden Druckzentren (Höhenhoch- und Höhentiefdruckgebiete) und durch die Erstreckung der Frontalzonen bestimmt wird» (Gerstengarbe et al. 1993). Nebst der Lage der Druckzentren werden auch die Zugrichtung der wandernden Druckgebilde sowie die Drucksteig- und Druckfallgebiete (Steuerung) zur Bestimmung der Grosswetterlagen herangezogen.

Der Kalender der Grosswetterlagen unterscheidet die drei Zirkulationsformen zonal, meridional und gemischt (vgl. Tab. 3.2).

- Die zonale Zirkulationsform besteht aus dem Grosswettertyp «West», welcher vier Grosswetterlagen umfasst.
- Die gemischte Zirkulationsform beinhaltet die Grosswettertypen «Südwest» und «Nordwest», die sich je in eine Grosswetterlage mit zyklonaler und antizyklonaler Isobarenkrümmung über Mitteleuropa aufspalten lassen, den Grosswettertyp «Hoch Mitteleuropa», bestehend aus den beiden Lagen «Hochdruck Mitteleuropa» und «Brücke Mitteleuropa» und den Grosswettertyp «Tief Mitteleuropa», der zugleich auch eine Grosswetterlage darstellt.
- Die meridionale Zirkulationsform schliesslich setzt sich aus den Grosswettertypen «Nord», «Nordost», «Ost», «Südost» und «Süd» zusammen, wobei bei den meisten Lagen zwischen überwiegend zyklonaler oder antizyklonaler Isobarenkrümmung über Mitteleuropa unterschieden wird. Zusätzlich erfolgt meist auch eine Präzisierung der Lage des Hochdruckkerngebietes, wie aus Tabelle 3.2 ersichtlich ist.

Tabelle 3.2: Übersicht über die Grosswettertypen und Grosswetterlagen (Quelle: Gerstengarbe et al. 1993, leicht abgeändert; Abkürzungen vgl. Tab. 3.3).

Zirkulationsform	Grosswettertyp	Grosswetterlage
zonal	West	WA, WZ, WS, WW
gemischt	Südwest Nordwest Hoch Mitteleuropa Tief Mitteleuropa	SWA, SWZ NWA, NWZ HM, BM TM
meridional	Nord	NA, NZ HNA, HNZ HB, TRM
	Nordost Ost	NEA, NEZ HFA, HFZ HNFA, HNFZ
	Südost Süd	SEA, SEZ SA, SZ TB, TRW
unbestimmt		unbestimmte Tage

Die Grosswetterlagen Europas von Hess/Brezowsky umfassen total 29 verschiedene Lagen und eine Gruppe für «unbestimmte» Tage. Für detaillierte Beschreibungen der Wetterlagen sowie Musterbeispiele für jede der 29 Lagen (Boden- und Höhenwetterkarte, d. h. 500 hPa-Niveau) wird auf die Arbeit von Gerstengarbe et al. (1993) verwiesen.

Um eine bessere Übersicht über die Grosswetterlagen zu erhalten, wurden von verschiedenen Autoren Gruppierungen vorgenommen. Eine mögliche Gruppierung zeigt Tabelle 3.2, in der die Grosswetterlagen zu Grosswettertypen und diese wiederum zu den oben erwähnten Zirkulationsformen zusammengefasst sind.

Gruppierung Europäischer Grosswetterlagen nach alpin-synoptischen Kriterien:

Für die von Hess/Brezowsky vorgenommene Klassierung der 29 europäischen Grosswetterlagen ist wie erwähnt die geographische Lage der steuernden Druckzentren zwischen Neufundland und Ural und zwischen Maghreb und Spitzbergen von Bedeutung. Für den Schweizer Alpenraum ist jedoch nur ein kleiner Ausschnitt von rund 220 x 360 Kilometern relevant. Dies führt dazu, dass sich unterschiedliche Grosswetterlagen im Schweizer

Alpenraum durch ähnliche Muster im Bodendruck- und 500 hPa-Geopotentialfeld äussern können. Aus diesem Grund erstellte Rickli (1995) im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes 31 eine Gruppierung der Europäischen Grosswetterlagen nach alpin-synoptischen Kriterien. Er wählte für die Zusammenfassung als Hauptkriterium das synoptische Erscheinungsbild der Grosswetterlagen auf der Alpennordseite. Daraus ergaben sich die 8 alpin-synoptischen Gruppen, die entsprechend ihrer Häufigkeit (Gruppe 1 am häufigsten, Gruppe 8 am seltensten) geordnet wurden (Tab. 3.3).

Als Grundlage für die Gruppierung dienten die Abbildungen der Musterbeispiele im Anhang von Gerstengarbe et al. (1993). Eine Beschreibung der aus den 29 Wetterlagen gebildeten 8 Gruppen ist dem Arbeitsbericht von Rickli (1995) zu entnehmen. Im Folgenden werden vor allem diese 8 Gruppen der alpin-synoptischen Gruppierung der Hess/Brezowsky-Klassifikation (vgl. Tab. 3.3) analysiert, denn sie stellen eine optimale Zusammenfassung der einzelnen Grosswetterlagen für das Alpengebiet dar.

Variabilität der Grosswetterlagen nach Hess/Brezowsky:

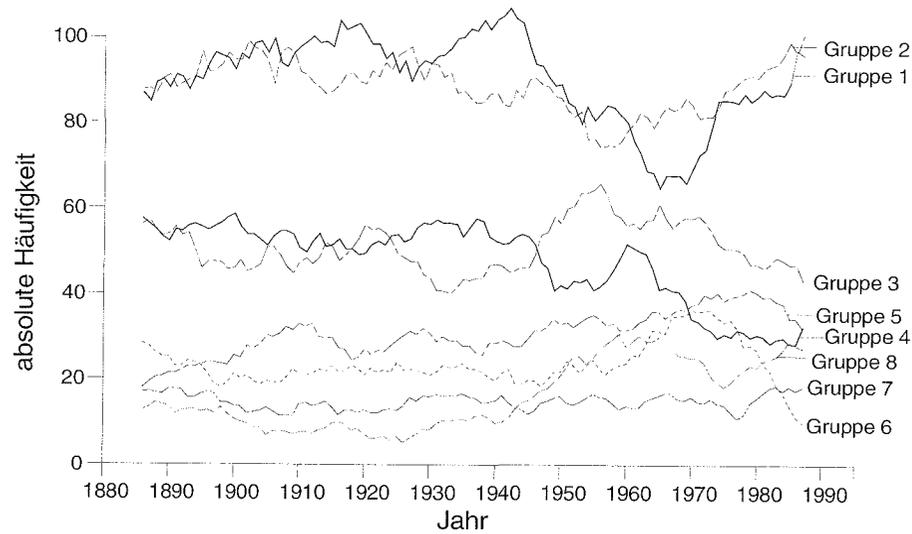
Figur 3.19 zeigt die 11-jährigen gleitenden Mittel der absoluten Häufigkeiten der 8 alpin-synoptischen Gruppen über den Zeitraum 1881 bis 1991. Die auffälligsten Merkmale der Häufigkeitsentwicklungen der Gruppen sind:

- ein starker Zusammenbruch der Häufigkeiten der Gruppe 1 (antizyklonale Lagen) im Verlauf der 40er Jahre mit anschliessender Erholung in den 60er bis 90er Jahren,
- eine Mitte der 30er Jahre beginnende Abnahme der Häufigkeiten der Gruppe 4 (antizyklonale Ost- und Südlagen),
- eine stetige Zunahme der Häufigkeiten der Gruppe 5 (Südlagen) über den gesamten Zeitraum,
- eine starke Zunahme der Häufigkeiten der Gruppe 6 (kontinentale Ostlagen) in den 60er bis in die 70er Jahre und eine anschliessende starke Abnahme bis in die 90er Jahre, sowie
- eine Zunahme der Häufigkeiten der Gruppe 7 (Südwestlagen) in den 30er bis in die 60er Jahre.

Eine Übersicht über die relativen Häufigkeiten und die Variationskoeffizienten der alpin-synoptischen Gruppen der Hess/Brezowsky-Grosswetterlagen über den Zeitraum 1881 bis 1990 gibt Tabelle 3.4. Daraus ist ersichtlich, dass die Auftretenshäufigkeiten unter den Gruppen stark schwanken.

Tabelle 3.3: Klassifikation der 29 europäischen Grosswetterlagen nach Hess und Brezowsky in 8 Gruppen mit ähnlicher Ausprägung im Alpenraum.

alpin-synoptische Gruppierung	Nr.	Grosswetterlage	Beschreibung
Gruppe 1 antizyklonale Lagen	7	NWA	Nordwestlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	10	BM	Hochdruckbrücke Mitteleuropa
	12	NA	Nordlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	14	HNA	Hoch Nordmeer-Island, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	16	HB	Hoch Britische Inseln
	18	NEA	Nordostlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
Gruppe 2 maritime Westlagen	20	HFA	Hoch Fennoskandien, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	1	WA	Westlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	2	WZ	Westlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
Gruppe 3 Nordwest- und Nordlagen	3	WS	Südliche Westlage
	4	WW	Winkelförmige Westlage
	8	NWZ	Nordwestlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
	13	NZ	Nordlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
Gruppe 4 antizyklonale Ost- und Südostlagen	17	TRM	Trog Mitteleuropa
	9	HM	Hoch Mitteleuropa
	22	HNFA	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
Gruppe 5 Südlagen	24	SEA	Südostlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	26	SA	Südlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	27	SZ	Südlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
	28	TB	Tief Britische Inseln
Gruppe 6 kontinentale Ostlagen	29	TRW	Trog Westeuropa
	19	NEZ	Nordostlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
	21	HFZ	Hoch Fennoskandien, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
Gruppe 7 Südwestlagen	23	HNfZ	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
	25	SEZ	Südostlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
Gruppe 8 Trog nördlich der Alpen	5	SWA	Südwestlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>antizyklonal</i>
	6	SWZ	Südwestlage, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>
	11	TM	Tief Mitteleuropa
	15	HNZ	Hoch Nordmeer-Island, über Mitteleuropa überwiegend <i>zyklonal</i>



Figur 3.19: 11-jährige gleitende Mittel der jährlichen Häufigkeiten der 8 alpin-synoptischen Gruppen (vgl. Tab. 3.3) der Hess/Brezowsky-Grosswetterlagen (Periode 1881–1994).

Gruppe 2, die nur drei maritime Westwetterlagen umfasst (WA, WZ, WS), ist in den untersuchten 110 Jahren insgesamt gleich häufig aufgetreten wie Gruppe 1 mit 7 antizyklonalen Wetterlagen (NWA, BM, NA, HNA, HB, NEA, HFA). Beide Gruppen machen je knapp ein Viertel, zusammen die Hälfte des Gesamtkollektivs aus. Die Gruppen 3 und 4 decken gemeinsam wiederum rund ein Viertel ab, womit nur noch ein Viertel für die restlichen 4 Gruppen übrigbleibt.

Aus den relativen Häufigkeiten in Tabelle 3.4 kann auch der durchschnittliche Jahresgang der einzelnen Gruppen über 110 Jahre (1881–1990) abgelesen werden. Der Variationskoeffizient, der in dieser Tabelle ebenfalls angegeben ist, gibt die Standardabweichung in Prozent des Mittelwertes an. Ein grosser Variationskoeffizient bedeutet demnach, bezogen auf den Mittelwert, eine starke Streuung der Häufigkeiten von Jahr zu Jahr. Ein kleiner Variationskoeffizient ist kennzeichnend für Daten mit einer geringen Streuung, wiederum bezogen auf den Mittelwert.

Bei Gruppe 1 (antizyklonale Lagen) zeichnet sich ein Maximum der relativen Häufigkeit im Sommerhalbjahr ab (vgl. Tab. 3.4), wobei die Variationskoeffizienten Ende Frühjahr / Anfangs Sommer etwas geringer sind als diejenigen der Herbst- und Frühwintermonate. Der Monat mit der grössten Häufigkeit (fast ein Drittel der totalen Häufigkeit der Gruppe 1) fällt mit dem kleinsten Wert des Variationskoeffizienten zusammen. Das bedeutet, dass das Juni-

maximum mit grosser Wahrscheinlichkeit auftritt und die Schwankungen der Häufigkeiten von Jahr zu Jahr in diesem Monat, verglichen mit den anderen Monaten, geringer sind. Die Lagen der ersten Gruppe wie auch die Lagen der zweiten Gruppe treten insgesamt mit relativ grosser Regelmässigkeit auf.

Die Gruppe 2 (maritime Westlagen) weist einen zweigipfligen Jahresgang mit einem Häufigkeitsmaximum im Spätsommer (August) und einem zweiten Maximum Anfang Winter (Dezember) auf (vgl. Tab. 3.4). Am regelmässigsten tritt die Gruppe 2 im Juli in Erscheinung, also in einem Monat, in welchem sie auch häufig auftritt. Der Variationskoeffizient beträgt dabei 17%. Wie bei der Gruppe 1 gilt auch für die Gruppe 2 mit guter Näherung die Aussage, dass grössere Häufigkeiten tendenziell mit geringeren Variationskoeffizienten einher gehen.

Tabelle 3.4: Relative Häufigkeiten (RH) und monatliche Variationskoeffizienten (VK) der alpin-synoptischen Gruppierung der Grosswetterlagen Europas nach Hess/Brezowsky bezogen auf den Zeitraum 1881–1990 (Quelle: Rickli 1995).

hellgrau unterlegte Felder mit schwarzen Zahlen: Zeilenminima der relativen Häufigkeiten; mittelgrau unterlegte Felder mit schwarzen Zahlen: Zeilenmaxima der relativen Häufigkeiten; dunkelgrau unterlegte Felder mit weissen Zahlen: Zeilenminima der Variationskoeffizienten; schwarz unterlegte Felder mit weissen Zahlen: Zeilenmaxima der Variationskoeffizienten.

HB Lage		JAN	FEB	MRZ	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Gr. 1	RH	19.1	22.9	22.5	25.8	27.4	32.2	28.5	26.4	27.6	22.1	21.4	21.5
	VK	21%	18%	24%	22%			26%	26%	24%	26%	25%	26%
Gr. 2	RH	25.6	23.3	22.9	17.2	16.1	23.2	28.1	31.9	25.0	25.2	24.0	29.4
	VK	25%	24%	23%	34%	34%	20%		26%	26%	27%	27%	26%
Gr. 3	RH	15.3	12.2	14.2	16.5	11.9	14.0	15.8	12.7	12.7	11.0	15.9	15.0
	VK	24%	40%	28%	31%	41%	29%	27%	36%	47%	48%	26%	
Gr. 4	RH	15.0	16.4	13.3	10.3	14.4	11.5	10.7	9.9	16.2	16.3	11.2	12.2
	VK	41%	31%	49%	33%	38%	41%	23%	30%	40%		28%	43%
Gr. 5	RH	6.5	7.1	7.3	9.2	10.0	5.7	6.9	8.4	7.5	9.8	11.6	8.4
	VK	52%	44%	49%	39%	62%	63%	55%		60%	45%	46%	39%
Gr. 6	RH	7.6	8.3	9.8	10.1	8.6	6.2	3.8	4.3	4.3	4.1	5.3	5.1
	VK	56%	51%	43%	46%		81%	65%	84%	58%	73%	57%	58%
Gr. 7	RH	6.9	5.3	4	3.3	3.4	2.1	2.2	3.2	3.7	6.2	6.4	5.5
	VK		71%	71%	85%	95%	127%	110%	113%	114%	63%	46%	54%
Gr. 8	RH	3.8	4.2	5.1	6.7	7.1	4.5	3.4	2.8	2.1	4.1	3.6	2.3
	VK	74%	63%	53%	58%	64%		57%	46%	60%	64%	54%	66%

Gruppe 3 (Nordwest- und Nordlagen) hat kein deutliches Häufigkeitsmaximum im Jahresgang. Am regelmässigsten tritt diese Gruppe mit einem Variationskoeffizienten von 19% im Dezember in Erscheinung (vgl. Tab. 3.4), am unregelmässigsten in den Monaten September und Oktober, wo der Variationskoeffizient bis auf 48% ansteigt.

Wie Gruppe 2 zeigt auch die vierte Gruppe (antizyklonale Ost- und Südostlagen) zwei deutliche Häufigkeitsmaxima. Zu den zwei primären Maxima im Frühherbst (September/Oktober) und Spätwinter (Januar/Februar) kommt ein sekundäres Maximum im Mai dazu. Der Jahresgang dieser Gruppe kann jedoch von Jahr zu Jahr stark variieren, was sich in den hohen Variationskoeffizienten bis 50% zeigt. Jedoch gehen auch in dieser Gruppe tendenziell kleinere Variationskoeffizienten mit grösseren Häufigkeiten einher.

Auch in Gruppe 5 (Südlagen) sind zwei deutliche Häufigkeitsmaxima erkennbar, im Spätfrühjahr (April/Mai) und im Spätherbst (Oktober/November). Zwischen den beiden Maxima zeigt sich im August ein sekundäres Maximum. Die Variationskoeffizienten sind in allen Monaten sehr hoch. Das Mai-maximum weist einen Variationskoeffizienten von 62% auf. Für diese Gruppe trifft die Aussage nicht zu, dass grössere Häufigkeiten mit geringeren Variationskoeffizienten einher gehen.

Die Gruppen 6 und 8 (kontinentale Ostlagen und Troglagen) zeichnen sich durch ein deutliches Frühjahrsmaximum aus. Bei beiden sind die Variationskoeffizienten im Frühjahr etwas geringer als in den restlichen Jahreszeiten. Bei Gruppe 8 sind sie nur im Sommer noch kleiner. Insgesamt sind die Variationskoeffizienten jedoch in allen Monaten sehr hoch, meist bei 50% oder mehr.

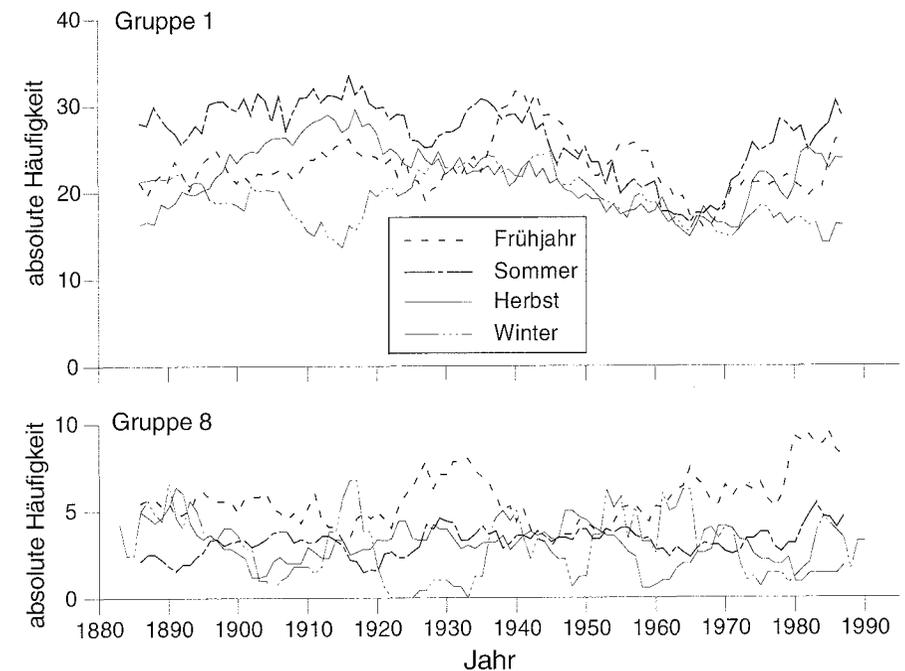
Durch eine sehr hohe durchschnittliche Variabilität und ein deutliches Wintermaximum zeichnen sich in der Beobachtungsperiode (1881 bis 1990) die Südwestlagen (Gruppe 7) aus. Die hohe Variabilität ist jedoch nicht auf eine Verschiebung des Jahresganges wie bei Gruppe 5 oder eine stark fluktuierende Häufigkeit von Jahr zu Jahr wie bei Gruppe 4 zurückzuführen, sondern auf eine insgesamt starke Zunahme der Häufigkeit dieser beiden Lagen (SWA und SWZ) im Sommerhalbjahr.

Verhalten in den Jahreszeiten:

Aus den obigen Ausführungen, insbesondere aus den Betrachtungen über den Variationskoeffizienten, ist bereits zu vermuten, dass sich die einzelnen alpin-synoptischen Gruppen in den verschiedenen Jahreszeiten unterschied-

lich verhalten. Figur 3.20 bestätigt diese Vermutung anhand des Beispiels der Gruppen 1 und 8 weitgehend. Bei Gruppe 1 in Figur 3.20 (antizyklonale Lagen) verlaufen die Kurven der drei Jahreszeiten Frühling, Sommer und Herbst ähnlich. Die absoluten Häufigkeiten im Winter dagegen verhalten sich nur in gewissen Perioden gleichsinnig wie die übrigen Jahreszeiten, z. B. zwischen den 30er und den 60er Jahren. Sie können sogar gegenläufig verlaufen, wie etwa anfangs 20. Jahrhundert bis in die 20er Jahre.

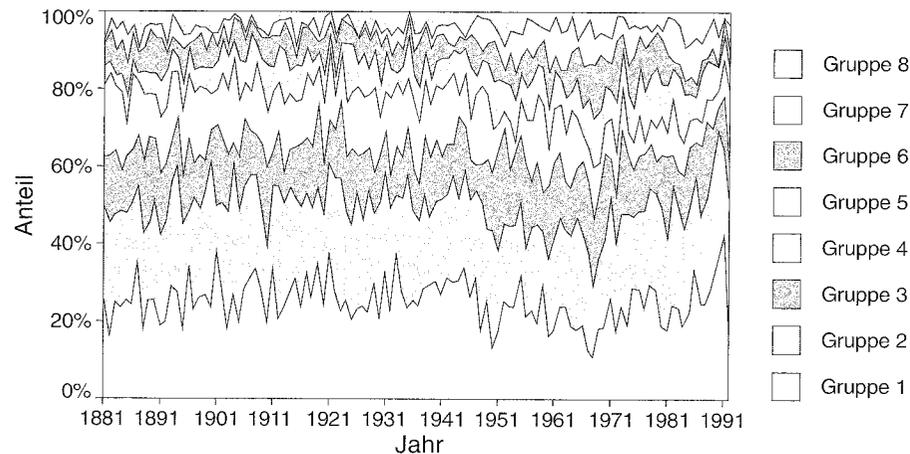
Auch aus der Darstellung der absoluten Häufigkeiten der vier Jahreszeiten der Gruppe 8 (Troglagen, vgl. Fig. 3.20) wird deutlich, dass kein Zusammenhang zwischen dem Verlauf der vier Jahreszeitenkurven besteht. In gewissen Zeitabschnitten können zwei oder mehrere Kurven gleichsinnig verlaufen, in anderen Zeitabschnitten auch gegensinnig. Es wird daher auch bei den Auswertungen der alpin-synoptischen Gruppierungen der Hess/Brezowsky-Grosswetterlagen unumgänglich sein, die Auswertungen getrennt für die vier Jahreszeiten durchzuführen.



Figur 3.20: 11-jährige gleitende Mittel der absoluten Häufigkeit der alpin-synoptischen Gruppe 1 (oben) und 8 (unten) in den vier Jahreszeiten für den Zeitraum 1881 bis 1992.

Trend, Wendepunkte und Inhomogenitäten bei den Zeitreihen der Grosswetterlagen nach Hess/Brezowsky:

Mit Hilfe des S1-Tests von Cox and Stuart (Lienert 1978) auf monotonen Trend lässt sich in den absoluten Häufigkeiten pro Jahr der Gruppen 5 (Südlagen) und 7 (Südwestlagen) statistisch ein signifikanter positiver Trend nachweisen. Dies durfte bereits auf Grund der Figur 3.19 vermutet werden. Die Häufigkeiten der Gruppe 4 (antizyklonale Ost- und Südostlagen) dagegen unterliegen einem hoch signifikanten degressiven Trend. Figur 3.21 zeigt den Anteil der einzelnen Gruppen am Gesamtkollektiv (ohne unbestimmte Lagen) für den Zeitraum 1881–1992. Es ist deutlich sichtbar, wie das Band der Gruppe 4 gegen rechts (1992) hin abnimmt, während die beiden Bänder der Gruppen 5 und 7 sich weiten. Für die Gruppe 7 konnte mit einem Wendepunkttest (sequentieller Homogenitätstest von Pettitt 1979) ein signifikanter Wendepunkt im Jahre 1946 berechnet werden. Für die Gruppen 4 und 5 ergaben sich Wendepunkte in den Jahren 1949 und 1923.



Figur 3.21: Relative Häufigkeit der alpin-synoptischen Gruppen der Hess-Brezowsky-Wetterlagen (vgl. Tab. 3.3) pro Jahr für den Zeitraum 1881 bis 1992.

Persistenz der acht alpin-synoptischen Gruppen:

Die mittlere Persistenz einer Gruppe und die Häufigkeit von verschiedenen langen Sequenzen (Andauer) wurden für alle Gruppen berechnet, wobei für die Andauer in erster Linie die Gruppenzugehörigkeit und nicht die Bezeichnung

der einzelnen Grosswetterlage von Bedeutung war. Eine 3-tägige Sequenz der Wetterlage WA mit anschliessender 3-tägiger Sequenz der Wetterlage WZ wurde folglich als 6-tägige Andauer der Gruppe 2 gewertet, da beide Wetterlagen derselben alpin-synoptischen Gruppe (Gruppe 2) angehören.

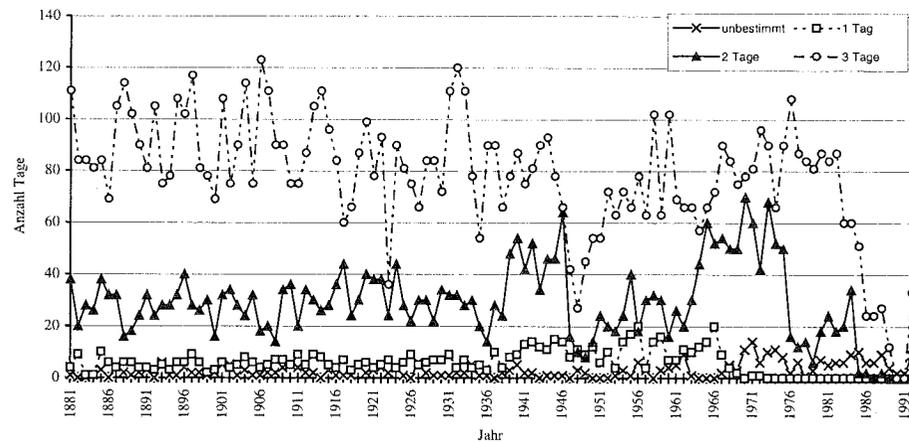
Ein statistisch signifikant monotoner Trend der mittleren Persistenz lässt sich nur für die Gruppen 1, 2, 7 und 8 nachweisen. Dabei handelt es sich bei allen vier Gruppen um einen monoton steigenden Trend. Hier kann also zumindest bei der Hälfte der Gruppen von einer Zunahme der mittleren Persistenz ausgegangen werden.

Betrachtet man die Zeitreihe der Anzahl Tage pro Jahr, die einer bestimmten Sequenzlänge angehört, so lässt sich mit Hilfe des Trendtests (S1-Test) nur gerade in den Gruppen 1, 2 und 3 für 3-tägige Sequenzen ein monoton degressiver Trend nachweisen. Das bedeutet, dass sich die Häufigkeitszunahme in den einzelnen Gruppen auf mehrere Sequenzlängen verteilt und daher statistisch nicht oder noch nicht nachgewiesen werden kann.

Etwas deutlicher fallen die Ergebnisse des Wendepunkt-Tests aus. Sechs der acht Gruppen weisen in der Andauer von 1 Tag mit einer Wahrscheinlichkeit von mindestens 95% einen Wendepunkt zwischen 1965 und 1969 auf. Die Hälfte der Gruppen weist auch bei den 2-tägigen Sequenzen einen signifikanten Wendepunkt auf, welcher auf die Jahre 1974 respektive 1975 entfällt. Hier kann die Frage gestellt werden, ob dies allenfalls eine Folge des markanten Wechsels von einer längeren Periode mit einem negativen zu einem positiven NAOI sein könnte, welcher gemäss Kapitel 2.2. zu diesem Zeitpunkt eintrat. Ein signifikanter Wendepunkt bei 3-tägigen Sequenzen lässt sich für die drei Gruppen 1 bis 3 feststellen. Eine vollständige Zusammenstellung der Testresultate ist in Salvisberg (1996) zu finden.

Über alle Grosswetterlagen gesehen lässt sich zeigen, dass die kurzen Sequenzen (Andauer von 1–3 Tagen) in den letzten 10–20 Jahren seltener vorkamen als früher. Seit 1972 wurden keine Einzeltage mehr als Grosswetterlagen klassiert (es treten keine 1-tägigen Sequenzen mehr auf; vgl. Fig. 3.22).

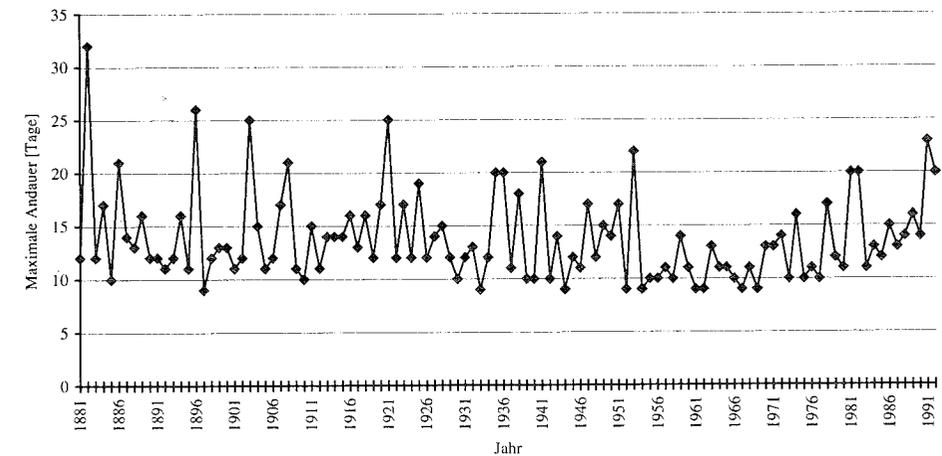
Etwas um dieselbe Zeit beginnt die Anzahl der Tage der unklassierbaren Lagen (pro Jahr) zu steigen. Die Vermutung liegt nahe, dass die Klassierungsbedingungen der Grosswetterlagen (Mindstdauer von 3 Tagen) konsequenter gehandhabt wurden. Einzeltage wurden somit nicht als Grosswetterlagen sondern als «unbestimmt» (U) klassiert, wie dies die Klassifikationskriterien fordern. Sollte diese Vermutung zutreffen, müsste davon ausgegangen werden, dass die Zeitreihe der Grosswetterlagen nicht homogen ist.



Figur 3.22: Absolute Häufigkeit der Tage pro Jahr, die als «unbestimmt» klassiert wurden, sowie Anzahl Tage pro Jahr mit den Sequenzlängen 1 Tag, 2 Tage und 3 Tage berechnet über alle Grosswetterlagen nach Hess/Brezowsky.

Wie aus Figur 3.22 hervorgeht, hat auch die Anzahl der Tage, die auf 2- und 3-tägige Sequenzen entfällt, in den letzten 15 respektive 10 Jahren stark abgenommen. So kamen beispielsweise in den Jahren 1990 und 1991 weder 1-, 2- noch 3-tägige Sequenzen vor. Die Abnahme betrifft alle Grosswetterlagen. Figur 3.23 zeigt, dass die maximale Andauer pro Jahr, das heisst die längste Sequenz einer Grosswetterlage, die während eines Jahres registriert wurde, in den letzten 20 Jahren tendenziell zugenommen hat. Gleichzeitig gilt es aber zu berücksichtigen, dass die maximale Andauer in den 50er und 60er Jahren einen Tiefstand erreicht hatte. Von 1881 bis in die 1920er Jahre sind jedoch noch längere Sequenzen vorgekommen, als heute zu verzeichnen sind. Daraus lässt sich schliessen, dass nicht die *Länge* aller Sequenzen zugenommen hat, sondern die *Häufigkeit* der Sequenzen von ein- bis zweiwöchiger Dauer.

Bei der Hälfte der 8 alpin-synoptischen Gruppen liess sich eine Zunahme der mittleren Andauer statistisch belegen. Es hat sich jedoch gezeigt, dass diese Zunahme durch ein vermindertes Auftreten oder sogar Wegfallen von sehr kurzen (1–2 Tage) Sequenzen und durch ein häufigeres Auftreten von 4- und 5-tägigen sowie von 1–2 Wochen dauernden Sequenzen verursacht wurde. Seit Anfang der 70er Jahre sind keine 1-tägigen Sequenzen mehr aufgetreten. Sie wurden vermutlich entweder den «unbestimmten» Grosswetterlagen oder der vorangehenden respektive nachfolgenden Grosswetterlage zugeordnet. Dasselbe kann für die 2-tägigen Sequenzen vermutet werden. Sollte die Hypothese der restriktiveren Handhabung des Klassifikationsschemas zutreffen, hätte dies zur Folge, dass sich die Sequenzlängen



Figur 3.23: Absolutes Maximum der Andauer der Grosswetterlagen nach Hess/Brezowsky pro Jahr für den Zeitraum 1881 bis 1992.

durch «Anhängen» oder «Vorstellen» der 1- und 2-tägigen Sequenzen allgemein verlängert hätten. Der statistisch belegbare Trend zur Sequenzverlängerung wäre somit nicht natürlich bedingt, sondern methodisch (durch die Bearbeiter) verursacht. Für diese These spricht auch der Umstand, dass der Wendepunkt bei den unbestimmten Wetterlagen und derjenige der 1-tägigen Sequenzen genau ins gleiche Jahr (1967) fallen. Andererseits ist es auch möglich, dass heute häufiger längere Sequenzen vorkommen als früher. Dadurch müssten auch die kürzeren Andauern abnehmen, denn die gesamte Anzahl Tage bleibt immer gleich. Bei einer solchen Entwicklung wäre jedoch auch eine Zunahme der maximalen Länge der Sequenzen zu erwarten, was mit der aktuellen Datenlage nicht nachgewiesen werden kann.

Möglichkeiten des Vergleichs der Grosswetterlagen nach Hess/Brezowsky mit Gitternetzen:

(A) Die Analogfall-Methode

Für die automatische Klassierung der Hess/Brezowsky-Grosswetterlagen wurde ein Ansatz gewählt, der sich die bereits klassierten Tage zu Nutze macht. Der zuzuordnende Tag (Basis) wird mit allen anderen Tagen verglichen, wobei der «am besten» passende Tag die Grosswetterlage bestimmt. Diese Methode der Zuordnung wird in der Wetterprognose Analogfallsuche genannt. Eine ausführliche Beschreibung der Analogfall-Methode ist in der Arbeit Salvisberg (1996) zu finden.

Bei der Zuordnung von Grosswetterlagen mit Hilfe der Analogfall-Methode sind nicht in erster Linie die absoluten Druckwerte oder geopotentiellen Höhen entscheidend, sondern das allgemeine Muster und die Druckgradientrichtung. Die besten Resultate der Klassierung mit der Analogfall-Methode wurden mit mittleren monatlichen Hess/Brezowsky-Grosswetterlagen als *potentielle Analogfälle* erzielt (vgl. Salvisberg 1996). Durch die Verwendung dieses Datensatzes betrug der Anteil der manuell und automatisch gleich klassierten Grosswetterlagen rund 38%. Wie sich jedoch aus den Resultaten nachfolgender Versuche zeigte, konnte dieser Prozentsatz trotz weiterer Einschränkung der *potentiellen Analogfälle* kaum mehr angehoben werden.

Bei einer erneuten *manuellen* Klassierung von bestehenden Wetterlagenklassifikationen kann nach Barry and Perry (1973) etwa in 70% der Fälle mit einer Übereinstimmung der beiden Klassierungen gerechnet werden. Es ist daher angebracht, für die automatische Klassierung eine ähnlich gute Übereinstimmung mit der manuellen Klassierung zu fordern. Keiner der 17 unternommenen Versuche kam jedoch auch nur annähernd an das gesteckte Ziel von 70% Übereinstimmung der Analogfall-Methode mit der manuellen Klassifikation der Grosswetterlagen heran. Ein Grund dafür liegt in der Definition der Grosswetterlagen selbst. Durch die geforderte Andauer von mindestens 3 Tagen beinhalten die einzelnen Grosswetterlagen eine Dynamik, die grosse interne Varianzen verursacht. Ähnliche Muster können in der manuellen Klassierung unter Umständen unterschiedlichen Grosswetterlagen zugeordnet werden, wenn sie in einer entsprechenden Sequenz von mehreren Tagen auftreten. Bei der Analogfall-Methode dagegen entscheidet das ähnlichste Muster über die Zuordnung zu den einzelnen Grosswetterlagen, unabhängig von der Grosswetterlage des Vortages.

Auch die Zuordnung von Übergangstagen oder unbestimmten Tagen bei der Analogfall-Methode gestaltet sich schwieriger. Die manuelle Methode ordnet Übergangstage der vorangehenden oder nachfolgenden Sequenz zu. Falls das Muster eine solche Zuordnung nicht zulässt, wird der betreffende Tag als unbestimmt eingeordnet. Bei der Analogfall-Methode dagegen kann einer Basis nur das Prädikat «unbestimmt» zugeordnet werden, wenn der beste Analogfall auch als «unbestimmt» eingestuft wurde.

(B) Klassierung der Hess/Brezowsky-Grosswetterlagen mit Hilfe von Windrichtungssektoren an verschiedenen Gittermittelpunkten

Zur automatischen Klassifikation von Grosswetterlagen wurde ein weiterer Ansatz getestet. Dieser bestand darin, die Grosswetterlagen über die Windrichtungsverteilung in bestimmten Gitterpunkten zu klassieren. Für eine

vollständige Beschreibung dieser Methode siehe Salvisberg (1996). Da die Methode mit dem Ausschluss von «fremden» (nicht der betreffenden Grosswetterlage zugehörigen) Fällen arbeitet, kann keine Angabe über den Anteil «richtig» zugeordneter Grosswetterlagen gemacht werden. Es kann jedoch für jede Grosswetterlage und jeden Monat eine Aussage darüber gemacht werden, wieviele «fremde» Fälle noch dieser Grosswetterlage zugeordnet wurden. Diese Zahl, als Anteil aller «fremden» Fälle insgesamt (der fälschlicherweise zugeordneten und der richtigerweise nicht zugeordneten), wird in der Folge β -Fehler genannt.

Bei der Anwendung dieser Methode bei den beiden Grosswetterlagen WZ und BM für den Monat Januar war der β -Fehler durchschnittlich 40%, er ist stark aber von den Grosswetterlagen der «fremden Fälle» abhängig. So gelingt die Trennung zwischen der Grosswetterlage WZ und den Grosswetterlagen TM, HNA, HB, NEA, HNFZ und SEA recht gut. Eine schlechte Trennung dagegen erfolgt zwischen der Grosswetterlage WZ und den Grosswetterlagen WA, SWA, SWZ und TB.

Die Zuordnung der Grosswetterlage gelingt erwartungsgemäss auch über die Definition von Windrichtungssektoren nicht in dem von Barry und Perry (1973) geforderten Mass. Daran kann auch durch eine Änderung des Kriteriums zur Auswahl der relevanten Punkte oder durch die Verwendung der geostrophischen Windrichtung im Bodenniveau kaum etwas geändert werden. Im Gegensatz zur Analogfallsuche hat diese Methode den grossen Nachteil, dass die einzelnen Tage nicht definitiv den Grosswetterlagen zugeordnet werden können. Viele Tage erfüllen die Kriterien von mehreren Grosswetterlagen und lassen sich somit nicht endgültig einer Grosswetterlage zuordnen. Insgesamt ist keine Aussage über die «Güte» dieser Methode machbar. Es kann lediglich pro Grosswetterlage und Monat der β -Fehler angegeben werden.

Auch die Windrichtungs-Methode scheitert an der geforderten Andauer von 3 und mehr Tagen, weil sie die Dynamik nicht berücksichtigen kann, beziehungsweise weil durch die Dynamik der Idealbereich an den meisten Mittelpunkten so breit definiert werden muss, dass auch sehr viele andere Tage die Kriterien erfüllen können.

Ein weiteres Problem stellt sich auch bei schwachen Druckgradienten im Sommer und bei flacher Druckverteilung, vorwiegend in Hochdruckgebieten. Die berechnete Windrichtung ist dann eher zufällig und die Windrichtungsverteilung an einem bestimmten Mittelpunkt wird sehr diffus. Das bedeutet, dass an diesem Mittelpunkt praktisch alle Windrichtungen auftreten können. Damit sind solche Mittelpunkte für die Trennung der Grosswetterlagen ungeeignet. Das bedeutet aber auch, dass durch diese Methode die Hochdruck-

gebiete kaum berücksichtigt werden können. Diese sind jedoch zur Bestimmung der Grosswetterlagen mindestens gleich wichtig wie die Tiefdruckgebiete. Durchwegs schwächere Druckgradienten treten in den Sommermonaten auf. Die Trennung der einzelnen Grosswetterlagen voneinander dürfte daher für die Sommermonate noch deutlich schwieriger sein als im gezeigten Beispiel vom Januar.

Die Wetterlagen der synoptischen Klassifikation nach Schüepp

Erste Ideen zu dieser Wetterlageneinteilung wurden von Schüepp in den Jahren 1954 und 1957 mit dem Ziel veröffentlicht, typische Wetterabläufe zu verstehen und eine Grundlage für Langfristprognosen zu schaffen. Eine vollständige Beschreibung des «Kalenders der Wetter- und Witterungslagen» erfolgte 1968 (Schüepp 1968). Die synoptische Wetterlagenklassifikation nach Schüepp basiert auf den meteorologischen Verhältnissen innerhalb eines verhältnismässig kleinen Gebietes von 2 Breitengraden Radius (rund 222 Kilometer) um den Zentralpunkt 46.5° N und 9° E, der sich ungefähr in der Mitte des Alpenbogens bei der Kammlinie im Gebiet des Rheinwaldhorns befindet (Schüepp 1979, vgl. Tabelle 3.5).

Als Grundlage für die Einteilung dienen die charakteristischen Wetterelemente Bodendruckverteilung, Windverteilung und -stärke sowie Höhenlage der Druckflächen im 500 hPa-Niveau. In erster Linie entscheidet die für den Wettercharakter massgebende Luftbewegung (horizontal, vertikal) über die Gruppenzuteilung.

Tabelle 3.5: Die 8 Grundtypen der Wetterlagen nach Schüepp (Quelle: Schüepp 1979).

Hauptgruppen	Grundtypen	Bemerkung
<i>Konvektive Lagen</i>	1. Hochdrucklagen 2. Flachdrucklagen 3. Tiefdrucklagen	Die Angaben Hoch, Flach und Tief beziehen sich auf die Höhenlage der 500hPa-Fläche
<i>Advektive Lagen</i>	4. Westströmung 5. Nordströmung 6. Ostströmung 7. Südströmung	Die Angaben West, Nord, Ost und Süd beziehen sich auf die Windrichtung im 500hPa-Niveau
<i>Mischlagen</i>	8A. Wirbellagen 8B. Höhenstrom-Jetlagen 8C. Bodenstromlagen	

Schüepp (1979) unterscheidet 3 Haupttypen:

1. Konvektive Lagen mit geringen Druckgradienten in den Bodenwetterkarten:
In der Höhe können entweder ebenfalls geringe Winde auftreten oder mässige Strömungen bis 49 Knoten (ca. 90 km/h). Die konvektiven Lagen sind charakterisiert durch wesentliche vertikale Windkomponenten (grossräumiges Aufsteigen, Absinken oder kleinräumiges Auf und Ab bei flachen Druckverteilungen).
2. Advektive Lagen mit grösseren Druckgradienten sowohl in den Boden- als auch in den Höhenwetterkarten:
Die Strömung über einem Gebiet von etwa vier Breitengraden (ca. 450 km) weist in den beiden Höhenlagen eine einheitliche Richtung auf. Die beiden Richtungen Boden und Höhe können dabei gleich sein, sogenannte Gleichstromlagen, wie sie bei einer einheitlichen Luftmasse ohne Fronten auftreten. Boden- und Höhenströmung können aber auch verschieden sein (Links- oder Rechtsdrehung mit der Höhe bei der Zufuhr von kalter bzw. warmer Luft).
3. Mischlagen mit wesentlichen vertikalen und horizontalen Luftbewegungen:
Dazu gehören aktive Wirbel über dem Gebiet (Advektion und Konvektion) und Lagen mit windschwachem (konvektivem) Wetter im einen Niveau (Boden oder Höhe), aber wesentlichen Strömungen im anderen Niveau.

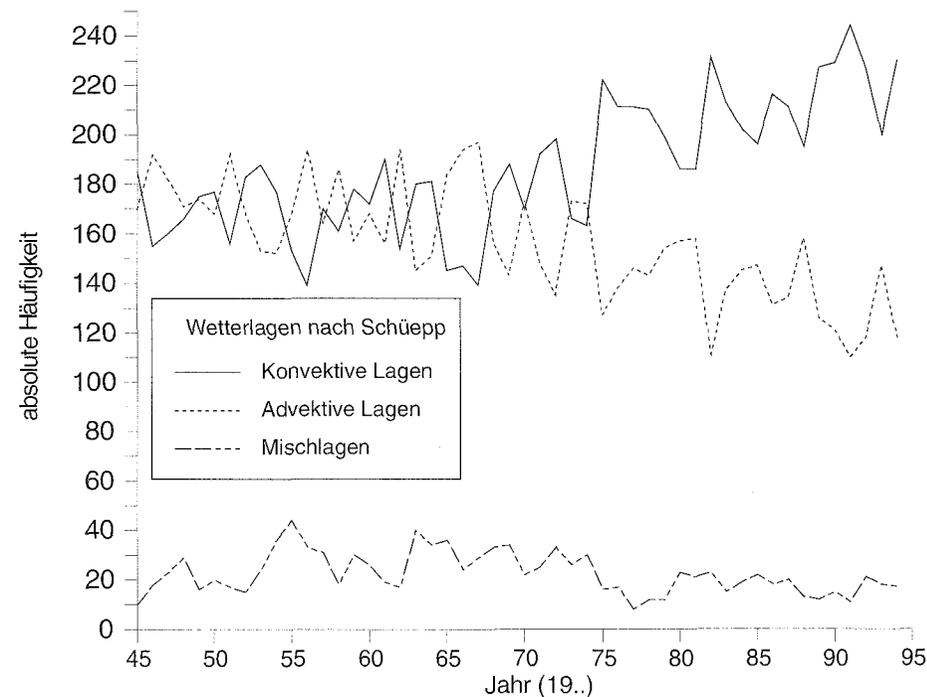
Die drei Hauptgruppen lassen sich in 8 Grundtypen (vgl. Tab. 3.5) unterteilen. Jeder der 8 Grundtypen kann in 5 Unterklassen weiter unterteilt werden, wobei 8A nicht unterteilt, 8B und 8C in je zwei Untertypen zerfallen. Insgesamt ergeben sich daraus 40 Klassen (vgl. Anhang A: Synoptische Wetterlagen nach Schüepp).

Variabilität der Wetterlagen nach Schüepp:

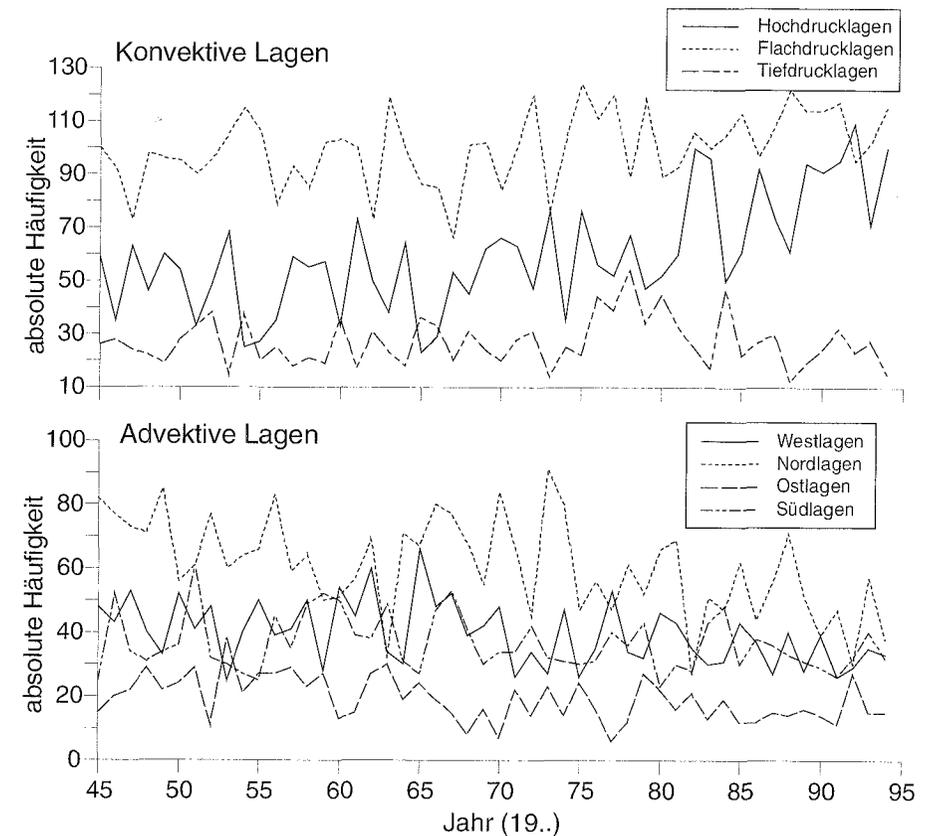
Tabelle 3.6 zeigt die Häufigkeiten der Grundtypen und Hauptgruppen der Wetterlagen nach Schüepp insgesamt (Jahr) und nach Jahreszeiten. Daraus geht hervor, dass die konvektiven Lagen rund die Hälfte (51%) des Kollektivs stellen, die advektiven Lagen 43% ausmachen und dadurch nur noch 6% den Mischlagen zugeordnet werden. Gut die Hälfte der konvektiven Lagen gehört zu den Flachdrucklagen. Ein Drittel machen die Hochdrucklagen aus und nur gerade ein Sechstel sind Tiefdrucklagen. Die Ostlagen machen bei den advektiven Lagen mit nur einem Neuntel den kleinsten Teil aus. Die

Tabelle 3.6: Absolute (AH) und relative (RH) Häufigkeiten der 8 Grundtypen und der 3 Hauptgruppen der Wetterlagen nach Schüepp für das ganze Jahr und die vier Jahreszeiten im Zeitraum 1945 bis 1994.

Lagen	Jahr		Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst	
	AH	RH	AH	RH	AH	RH	AH	RH	AH	RH
Hoch	2985	16.3%	726	15.8%	539	11.5%	1003	21.4%	805	17.3%
Flach	4995	27.4%	744	16.2%	1361	29.0%	1674	35.7%	1317	28.4%
Tief	1351	7.4%	262	5.7%	410	8.7%	388	8.3%	319	6.9%
Konvektiv	9331	51.1%	1732	37.6%	2310	49.2%	3065	65.3%	2441	52.6%
West	1985	10.9%	660	14.3%	421	9.0%	449	9.6%	483	10.4%
Nord	3039	16.6%	1067	23.2%	783	16.7%	571	12.2%	686	14.8%
Ost	957	5.2%	373	8.1%	297	6.3%	94	2.0%	207	4.5%
Süd	1825	10.0%	464	10.1%	571	12.2%	278	5.9%	535	11.5%
Advektiv	7806	42.7%	2564	55.7%	2072	44.2%	1392	29.7%	1911	41.2%
Gemischt	1125	6.2%	306	6.6%	310	6.6%	235	5.0%	289	6.2%
Total	18262	100%	4602	100%	4692	100%	4692	100%	4641	100%



Figur 3.24: Absolute Häufigkeit der drei Hauptgruppen der Schüepp-Wetterlagen von 1945 bis 1994.



Figur 3.25: Zeitlicher Verlauf der absoluten Häufigkeit pro Jahr der Gruppen der Schüepp-Wetterlagen; oben: Hochdruck-, Flachdruck- und Tiefdrucklagen; unten: West-, Nord-, Ost- und Südlagen, im Beobachtungszeitraum 1945–1994.

Nordlagen haben mit etwas mehr als einem Drittel den grössten Anteil bei den advektiven Lagen. Der Rest gehört den West- und den Südlagen mit je rund einem Viertel Anteil an. Aus Figur 3.24 ist ersichtlich, dass die Häufigkeiten der konvektiven und advektiven Wetterlagen etwa seit Anfang der 70er Jahre divergieren. Auch bei den Mischlagen ist ab diesem Zeitpunkt eine Änderung feststellbar. Da diese Änderungen mit dem Zeitpunkt eines Bearbeiterwechsels zusammenfallen und da auch die Arbeitsgrundlagen mehrmals wechselten, muss zumindest ein Teil dieses veränderten Trendverhaltens als Inhomogenität eingestuft werden (Wanner et al. 1998).

Im oberen Teil von Figur 3.25 wird der Verlauf der konvektiven Lagen aufgeteilt in die drei Grundtypen (Hoch-, Flach- und Tiefdrucklagen) gezeigt. Diese Lagen weisen bei der Betrachtung des gesamten Kollektivs der konvektiven Lagen eine Zunahme auf (siehe Fig. 3.24). Am Verlauf der Kurven aus Figur 3.25 ist abzulesen, dass die Hochdrucklagen (ausgezogene Linie) die

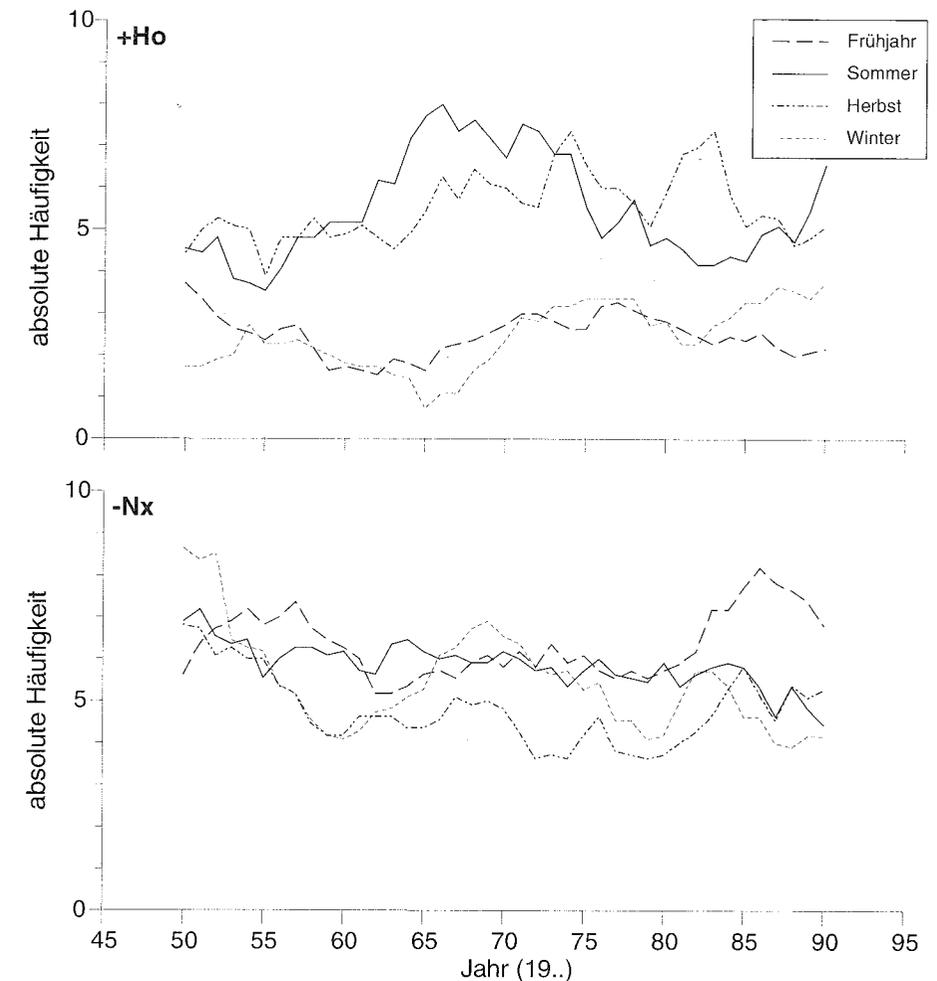
stärkste Zunahme zeigen, die Flachdrucklagen dagegen nur eine sehr schwache. Bei den Tiefdrucklagen ist über 50 Jahre hinweg kein Trend feststellbar. Auch die vier Grundtypen der advektiven Lagen im unteren Teil der Figur 3.25 scheinen nicht generell eine Abnahme zu zeigen, wie dies auf Grund des abnehmenden Trends aus der Betrachtung des Gesamtkollektivs aus Figur 3.24 anzunehmen wäre. Die stärkste Abnahme betrifft die häufigste Gruppe der advektiven Lagen, die Nordlagen. Der Verlauf der West- und Südlagen ist sehr ähnlich. Bei beiden ist zwar eine leichte Abnahme gegen die 90er Jahre hin feststellbar, jedoch hat auch die Variabilität stark abgenommen. Die Ostlagen zeigen kaum eine Veränderung.

Variationen der Wetterlagen nach Schüepp in den Jahreszeiten:

Figur 3.26 zeigt den jahreszeitlichen Verlauf der Häufigkeiten der Hochdrucklagen mit schwacher Höhenströmung (+Ho) und der Nordlagen mit Kaltluftadvektion in der Höhe (-Nx). Daraus lässt sich der Schluss ziehen, dass es Wetterlagen gibt, die sich tendenziell in allen Jahreszeiten ähnlich verhalten (-Nx). Es gibt aber auch Wetterlagen, die nicht in allen Jahreszeiten gleich reagieren (+Ho). Das bedeutet, dass eine Aussage nicht nur für die Häufigkeiten pro Jahr, sondern auch für die einzelnen Jahreszeiten gemacht beziehungsweise verifiziert werden muss.

Schlüssellagen und statistischer Nachweis von trendbehafteten Lagen und Inhomogenitäten:

Der in der Figur 3.24 und der Figur 3.25 graphisch festgestellte progressive (steigende) Trend der konvektiven Lagen und der degressive (fallende) Trend der advektiven Lagen soll für die einzelnen Wetterlagen statistisch nachgewiesen werden. Die auf Grund von Figur 3.25 geäußerte Vermutung, dass die Zunahme der konvektiven Lagen hauptsächlich durch Hochdrucklagen verursacht wird, wird durch den S1-Test bestätigt. Bei den Flachdrucklagen zeigt nur die seltenste Lage (Fe) einen signifikant steigenden Trend. Bei den restlichen Flachdrucklagen (Fo, Fw, Fn, Fs) kann weder ein steigender noch ein fallender Trend nachgewiesen werden. Bei der jahreszeitlichen Betrachtung kann der steigende Trend mehrerer Hochdrucklagen nur gerade in den Wintermonaten statistisch nachgewiesen werden. Auch bei den advektiven Lagen kann nur bei wenigen ein fallender Trend statistisch nachgewiesen werden. Über das ganze Jahr gesehen sind dies eine Westlage (-Wx) und je eine Nord- (+Nx), Süd- (-Sx) und Ostlage (+Ex). Bei den beiden Gegenstromlagen -Wx und -Sx konnte der Trend auch im Winter, für +Nx im Frühjahr nachgewiesen werden.



Figur 3.26: Verlauf der 11-jährigen gleitenden Mittel der absoluten Häufigkeiten der beiden Schüepp-Wetterlagen +Ho und -Nx in den vier Jahreszeiten, im Zeitraum 1945 bis 1995. Oben: Hochdrucklage mit schwacher Höhenströmung, unten: Gegenstrom Nordlage mit Höhentief.

Alle konvektiven Wetterlagen, die einen signifikanten monoton steigenden Trend aufweisen, zeigen auch einen signifikanten Wendepunkt an. Zeitreihen mit Wendepunkten aber ohne Trend können bei mehreren Flachdrucklagen (Fn, Fw), vor allem im Herbst, festgestellt werden. Auch bei den advektiven Lagen gilt die Aussage, dass jede Reihe, die mit einem Trend behaftet ist, auch einen Wendepunkt aufweist. Auch hier gibt es eine Lage, die einen signifikanten Wendepunkt zeigt, ohne dass sie einen Trend aufweist. Es handelt sich um die Wetterlage -Ep.

Über die einzelnen Jahreszeiten betrachtet weisen alle trendbehafteten Lagen auch einen Wendepunkt auf. Jedoch zeigen sich auch bei den Lagen, bei denen statistisch kein Trend nachgewiesen werden konnte, relativ viele Wendepunkte. Die beiden Gegenstromlagen -Wx und -Sx weisen als einzige Lagen in allen Jahreszeiten sowie übers Jahr betrachtet einen signifikanten Wendepunkt auf.

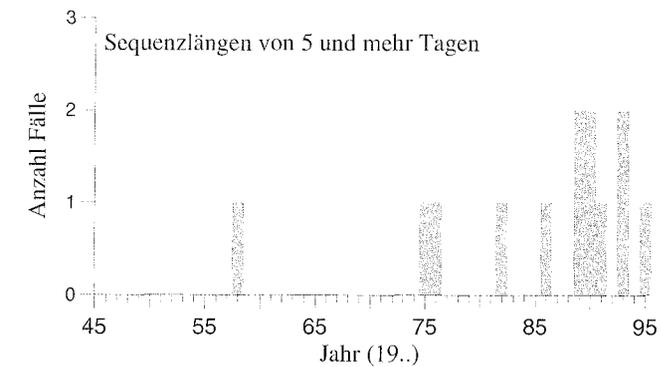
Bei den absoluten Häufigkeiten der Wetterlagen pro Jahr tritt der früheste Wendepunkt im Jahr 1965 (-Lo), der späteste im Jahr 1980 (+Hs) auf. Die meisten Wendepunkte wurden zwischen 1970 bis 1974 registriert. Bei den Zeitreihen der einzelnen Jahreszeiten wurden Wendepunkte in den Jahren ab 1958 (Winter, Wetterlage Fe) bis 1984 (Herbst, Wetterlage Fw) festgestellt. Der grösste Teil konzentriert sich jedoch in den Jahren 1965 bis 1976. Hier dürfte der bekannte Trend zu einer vermehrten Zonalität (d. h. zu einem positiven Mode der Nordatlantischen Oszillation) eine Rolle gespielt haben (vgl. Kapitel 2.2. sowie Wanner et al. 1998).

Aus den Trend- und den Wendepunktanalysen geht hervor, dass vor allem die «Hochdrucklagen mit definierter Höhenströmung» (+Hw, +Hn, +He, +Hs) an der Zunahme der konvektiven und die drei Lagen -Wx, +Nx und -Sx an der Abnahme der advektiven Lagen beteiligt sind. Eine Zu- bzw. Abnahme der Häufigkeit einer Lage kann durch die Veränderung von deren Persistenz verursacht sein.

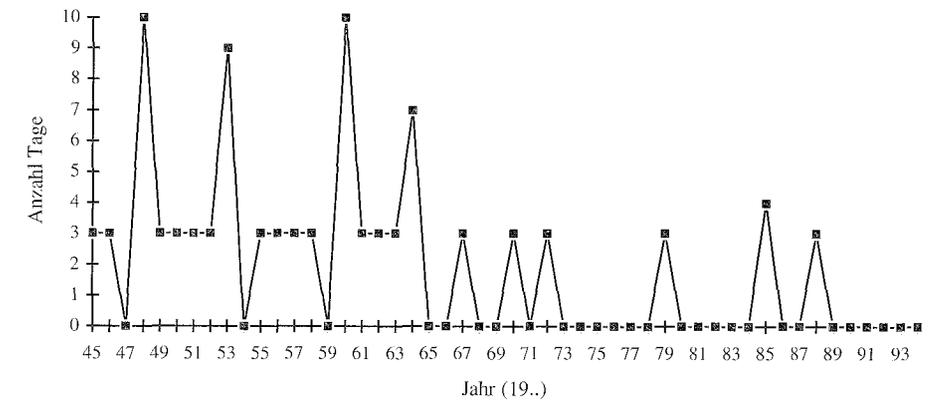
Persistenzanalyse trendbehafteter Schüepp-Wetterlagen:

Für die Persistenzanalyse wurden alle trendbehafteten konvektiven Wetterlagen (+Hw, +Hn, +He und +Hs) in der «konvektiven Gruppe» und die trendbehafteten advektiven Wetterlagen (-Wx, +Nx und -Sx) in der «advektiven Gruppe» zusammengefasst. Die Persistenzanalyse zeigt, dass sich die Häufigkeitszunahme der konvektiven Gruppe auf eine Zunahme in den Sequenzen von mindestens fünf Tagen zurückführen lässt, insbesondere konnte in den letzten Jahren ein deutlich häufigeres Auftreten von 5-tägigen Sequenzen festgestellt werden (Fig. 3.27).

Die Abnahme der Häufigkeit der advektiven Gruppe kann auf eine Abnahme oder sogar ein Ausbleiben der mindestens dreitägigen Sequenzen zurückgeführt werden (Fig. 3.28).



Figur 3.27: Anzahl Fälle pro Jahr der konvektiven Gruppe (+Hw, +Hn, +He, +Hs) mit einer Sequenzlänge von 5 und mehr Tagen im Beobachtungszeitraum 1945 bis 1994.



Figur 3.28: Anzahl Tage pro Jahr mit mindestens dreitägigen Sequenzen der advektiven Gruppe (-Wx, +Nx, -Sx) im Beobachtungszeitraum 1945 bis 1994.

Möglichkeiten des Vergleichs von Wetterlagen nach Schüepp mit Gitternetzen:

Das Schema der 40 synoptischen Wetterlagen nach Schüepp kann als eine Klassifikation mit fortgeschrittenem Objektivierungsgrad angesehen werden. Mit dem bestehenden Schema werden einzelne Tage auf Grund der Ausprägung verschiedener Parameter einer Wetterlage zugeordnet. Gleiche Kombinationen von Parameterwerten ergeben somit immer gleiche Wetterlagen. Zudem hat die Wetterlagenklassifikation nach Schüepp den grossen Vorteil, dass sie sich auf einen bestimmten Zeitpunkt (12 UTC) und nicht auf eine Zeitspanne bezieht und dadurch auch von Tag zu Tag zu einer unterschiedlichen Klassierung kommen darf. Sie bringt somit optimale Voraus-

setzungen für eine Automatisierung mit sich, denn je enger manuelle Kriterien an einen Entscheidungsbaum gebunden sind, desto erfolgreicher sollte die automatische Klassierung ausfallen.

Methode zur Automatisierung der Klassifikation der Schüepp-Wetterlagen:

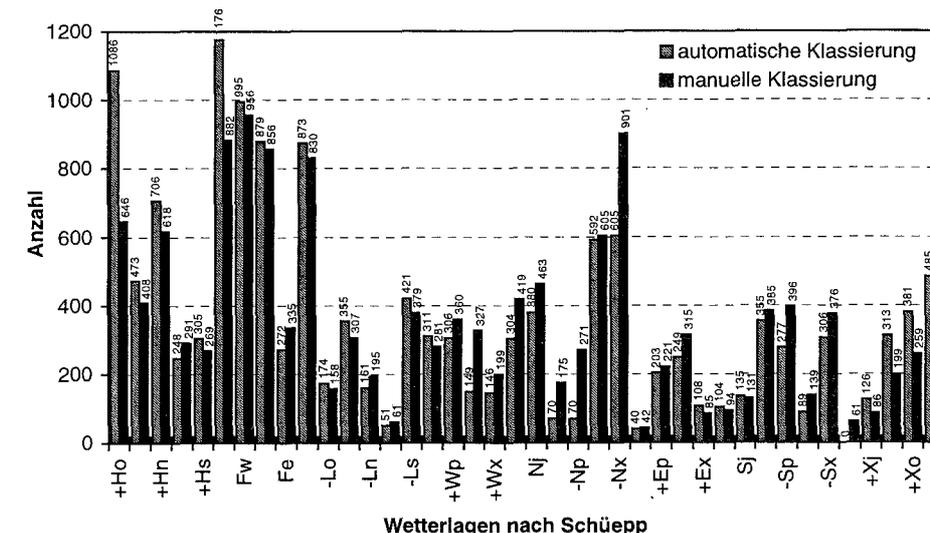
In der Alpenwetterstatistik der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA 1985) befindet sich im Anhang ein übersichtliches Bestimmungsschema für die synoptische Klassifikation der Wetterlagen nach Schüepp. Auf diesem Schema basiert das im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP31 hergestellte PASCAL-Programm zur Berechnung der sechs benötigten Parameter aus vier Gitternetzpunkten. Auf Grund der sechs berechneten Grössen (Bodenwindgeschwindigkeit, Bodenwindrichtung, Höhenwindgeschwindigkeit, Höhenwindrichtung, 500 hPa-Geopotential und Baroklinität) ist es möglich, eine automatische Klassierung der Schüepp-Wetterlagen vorzunehmen. Eine ausführliche Beschreibung der Funktionsweise des Programmes findet sich in Salvisberg 1996. Für den Vergleich der automatischen Klassifikation der Schüepp-Wetterlagen mit der synoptischen Wetterlageneinteilung nach Schüepp (AWS Parameter 33) standen insgesamt 14'279 Einzeltage vom Januar 1946 bis Juni 1989 zur Verfügung. Im Folgenden soll unter «automatischer Klassifikation» immer die mit dem Programm durchgeführte Klassifikation verstanden werden. Als «manuelle Klassifikation» gilt die im Parameter 33 der Alpenwetterstatistik abgelegte Einteilung durch die SMA.

Der Vergleich der manuellen mit der automatischen Klassierung ergab im Durchschnitt über alle Lagen und Tage rund 47% gleich klassierte Wetterlagen. Die Übereinstimmung variiert jedoch je nach Wetterlage und Jahreszeit sehr stark. Aus Figur 3.29 geht hervor, dass im Zeitraum 1946 bis 1989 mit der automatischen Methode deutlich mehr Tage den konvektiven Lagen und den Mischlagen zugeordnet wurden als mit der manuellen Methode. Mit einer deutlich höheren Zuordnungshäufigkeit bei der automatischen Methode treten vor allem die Hochdruck-, die Flachdruck- und die Mischlagen, alle mit schwacher Höhenströmung, in Erscheinung (+Ho, Fo, +Xo, -Xo). Invers dazu präsentiert sich das Bild bei den meisten advektiven Lagen. Am deutlichsten zeigt sich dies bei der Nord-Gegenstromlage, der West-Gleichstromlage und der Nord-Gleichstromlage, alle drei Lagen mit Höhentief (-Nx, -Wp, -Np).

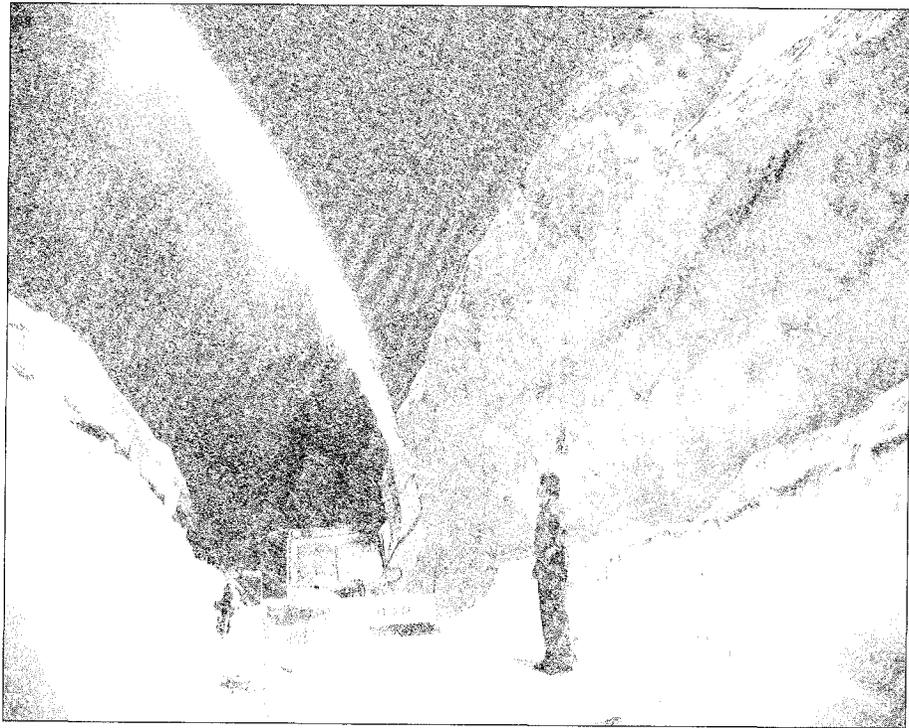
Ein Parameter entscheidet sowohl bei der manuellen wie bei der automatischen Klassifikation über die Zuordnung eines bestimmten Tages zu den konvektiven oder den advektiven Lagen: Die Bodenwindgeschwindigkeit (bzw. der Druckgradient). Laut SMA (1985) ist dieser Parameter «einer der

am schwierigsten (vollständig, objektiv) zu bestimmenden Grössen». Es ist deshalb nicht erstaunlich, dass gerade bei diesem Parameter die grössten Diskrepanzen zwischen der manuellen und der automatischen Klassifikation auftreten. Im Allgemeinen zeigt sich, dass die automatische Klassifikation die Bodenwindgeschwindigkeit (bez. den Druckgradienten) gegenüber der manuellen Klassifikation unterschätzt. Dieselbe Aussage, jedoch in deutlich geringerem Ausmass, gilt auch für die Windgeschwindigkeit im 500 hPa-Niveau. Es versteht sich von selbst, dass auch in allen anderen Parametern in den beiden Klassifikationsmethoden unterschiedliche Zuordnungen auftreten. Diese fallen jedoch deutlich weniger ins Gewicht.

Insgesamt kann festgehalten werden, dass die grössten Unterschiede in der Zuordnung der Windgeschwindigkeit sowohl im Bodenniveau (für die Unterscheidung $D = 0$, $D > 0$) als auch im 500 hPa-Niveau ($ff < 15$ kn, $15 < ff < 50$ kn, $ff > 50$ kn) vorkommen. Das Kriterium für die Zuteilung zu konvektiven oder advektiven Lagen bei der manuellen Klassierung mit Hilfe des Parameters FF (Bodenwindgeschwindigkeit) – anstelle der absoluten Druckdifferenz im Klassifikationsgebiet – müsste daher noch einmal überdacht werden. Ebenfalls müsste eine eventuelle Anpassung der 15 Knoten-Grenze im 500 hPa-Niveau für die Einteilung in Schwachwind- und Strömungslagen ins Auge gefasst werden.



Figur 3.29: Absolute Anzahl der Tage, die mit der manuellen respektive der automatischen Klassifikationsmethode im Zeitraum 1946 bis 1989 den einzelnen Wetterlagen zugeordnet wurden.



Grosse Schneemengen führten im Februar 1999 seit längerer Zeit wieder zu prekären Situationen in lawinengefährdeten Gebieten der Alpen. Im Bild: Schnitt durch einen Lawinenkegel im Bisistal, Schwyz (Quelle: Bote der Urschweiz).

3.3.3. Konsequenzen für Temperatur und Niederschlag

Autor: Heinz Wanner

Einleitung

Nach der Diskussion wichtiger synoptischer Prozesse, welche das Alpenklima des 19. und 20. Jahrhunderts bestimmt haben, soll das Augenmerk nun auf die Folgewirkungen in Form von Temperatur- und Niederschlagszeitreihen gerichtet werden. Der räumliche Aspekt kann dabei nur beschränkt in die Betrachtungen einbezogen werden.

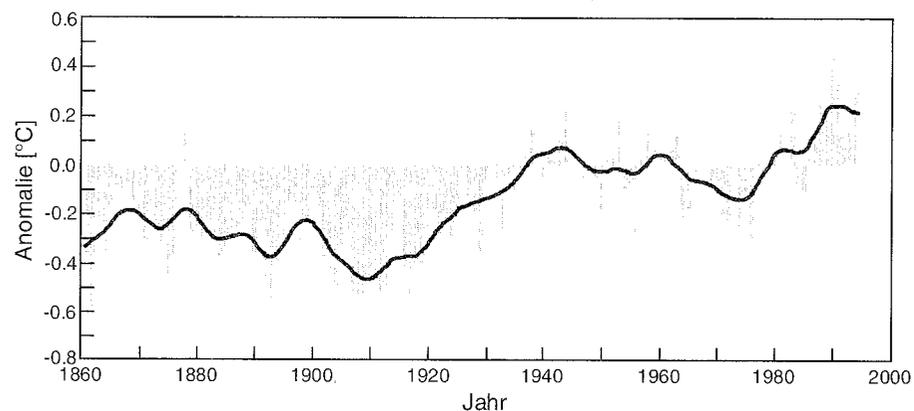
Als erstes Ordnungsprinzip wird wie in früheren Abschnitten die Zeitachse betrachtet, das heisst die Auswirkungen auf die beiden Hauptklimaelemente werden in einer zeitlichen Abfolge vom Beginn der Instrumentenmessungen bis zur Gegenwart diskutiert. Als zweites Ordnungsprinzip dienen Figur 2.1 und Tabelle 2.1, in welchen der Einfluss der unterschiedlichen räumlichen Skalen und die Hierarchie der Antriebs- oder Forcingfaktoren des Klimasystems dargestellt und aufgelistet werden. Drei Figuren stehen dabei im Mittelpunkt der Betrachtungen: die Kurve der Jahresmitteltemperaturen der Nordhemisphäre aus dem IPCC-Bericht (IPCC 1996), die Jahresmittel von Temperatur und Niederschlag auf dem Grossen Sankt Bernhard zwischen 1818 und 1995 sowie die regionalen und saisonalen Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte von vier wichtigen Stationen der Alpennordseite (Bern, Neuchâtel, Basel und Zürich).

Der Übergang «Kleine Eiszeit» – 20. Jahrhundert

Figur 3.30 zeigt anhand der gemittelten Nordhemisphärentemperaturen bereits deutlich den abrupten Übergang von der Kaltphase des 19. Jahrhunderts über die «Plateauphase» von 1940 bis 1975 bis zur rezenten Warmphase der letzten 25 Jahre. Diese drei Abschnitte dienen als Kriterium zur Gliederung dieses Kapitels. Da die IPCC-Zeitreihe erst 1860 einsetzt, werden die am Schluss von Kapitel 3.2.2. erwähnten zwei kalten Abschnitte um 1816/17 und um die Mitte der 1830er bis 40er Jahre nicht sichtbar. Die zweite dieser Kaltphasen ist jedoch in Figur 3.31 anhand der Daten des Grossen Sankt Bernhard zu erkennen, wobei die Minima in der Schweiz erst um die Mitte der 1850er Jahre erreicht werden. Wird im ersten Fall des frühen 19. Jahrhunderts vor allem die Kopplung eines solaren Aktivitätsminimums mit Vulkanausbrüchen (u. a. Tambora in Indonesien im April 1815) als mögliche Ursache der Kälteeinbrüche wie zum Beispiel im «Jahr ohne Sommer» 1816

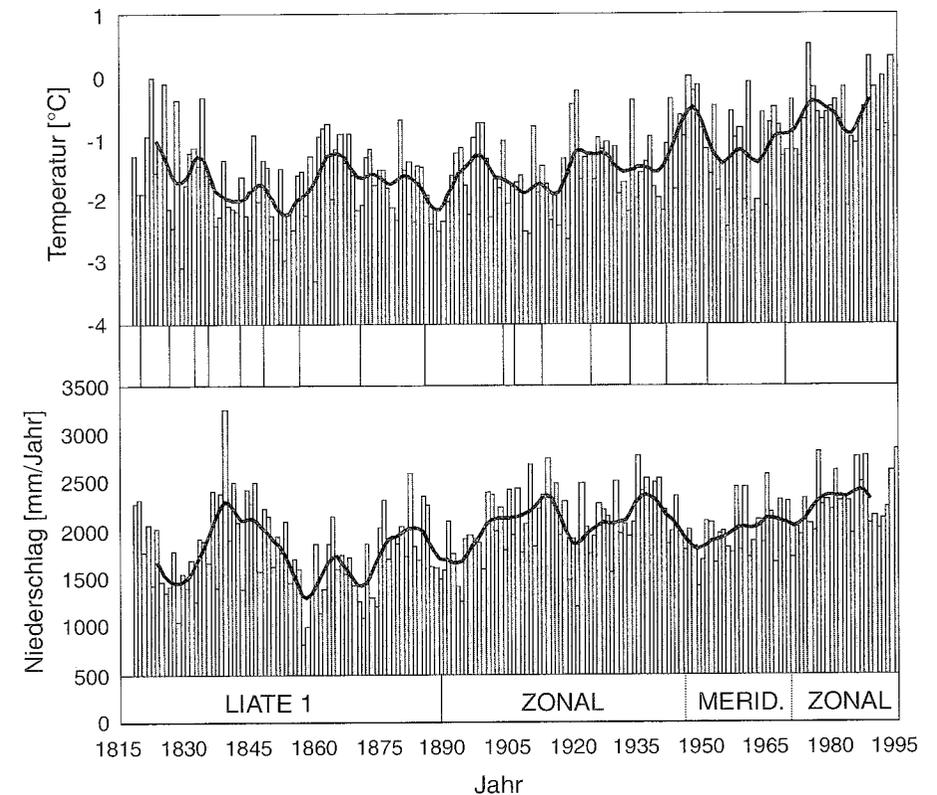
gesehen (Mann et al. 1998, Pfister 1984), so sind die Erklärungsansätze für die gletschergünstigen 1830er bis 1850er Jahre noch recht unausgegrenzt. Insbesondere ist interessant, dass zu Beginn dieser Kaltphase auch die Winterniederschläge recht hoch lagen (Schüepf 1991), was im Lichte der folgenden Jahrzehnte mit eher trockenkalten Wintern als eine Abweichung von der Norm bezeichnet werden kann. Immerhin lässt sich nach Schmutz und Wanner (1998) sowie aufgrund von Figur 3.12 der provisorische Schluss ziehen, dass nicht Vorstöße von kontinentaler Kaltluft, sondern vielmehr feuchtkalte West- bis Nordwestlagen eine entscheidende Rolle gespielt haben müssen. Luterbacher et al. (1999) haben zudem festgestellt, dass die Korrelation zwischen dem NAO Index und dem EU Index in den Jahren zwischen 1840 und 1860 einen massiven Einbruch erlitten hat, was ebenfalls auf eine Veränderung der Wellenstruktur am Südrand der nordhemisphärischen Polarzyklone hindeuten könnte.

Die Nordhemisphärenkurve in Figur 3.30 belegt nach kalten Jahren um die frühen 1890er Jahre eine Erwärmung kurz vor 1900. Die Temperaturindizes in Figur 3.4 machen diese Erwärmung kaum, die Gebirgstemperaturen auf dem Grossen Sankt Bernhard in Figur 3.31 machen sie jedoch deutlich mit. Obschon diese Erwärmung vielerorts sehr klar sichtbar wird, kann sie weder mit veränderten Forcingfaktoren noch mit grossräumigen Zirkulationsschwankungen in einen deutlichen Zusammenhang gebracht werden. Immerhin könnten die Eruption des Krakatau im Jahre 1883 und der darauffolgende Übergang zum markanten El Niño am Ende des 19. Jahrhunderts eine – allerdings eher marginale – Rolle gespielt haben.

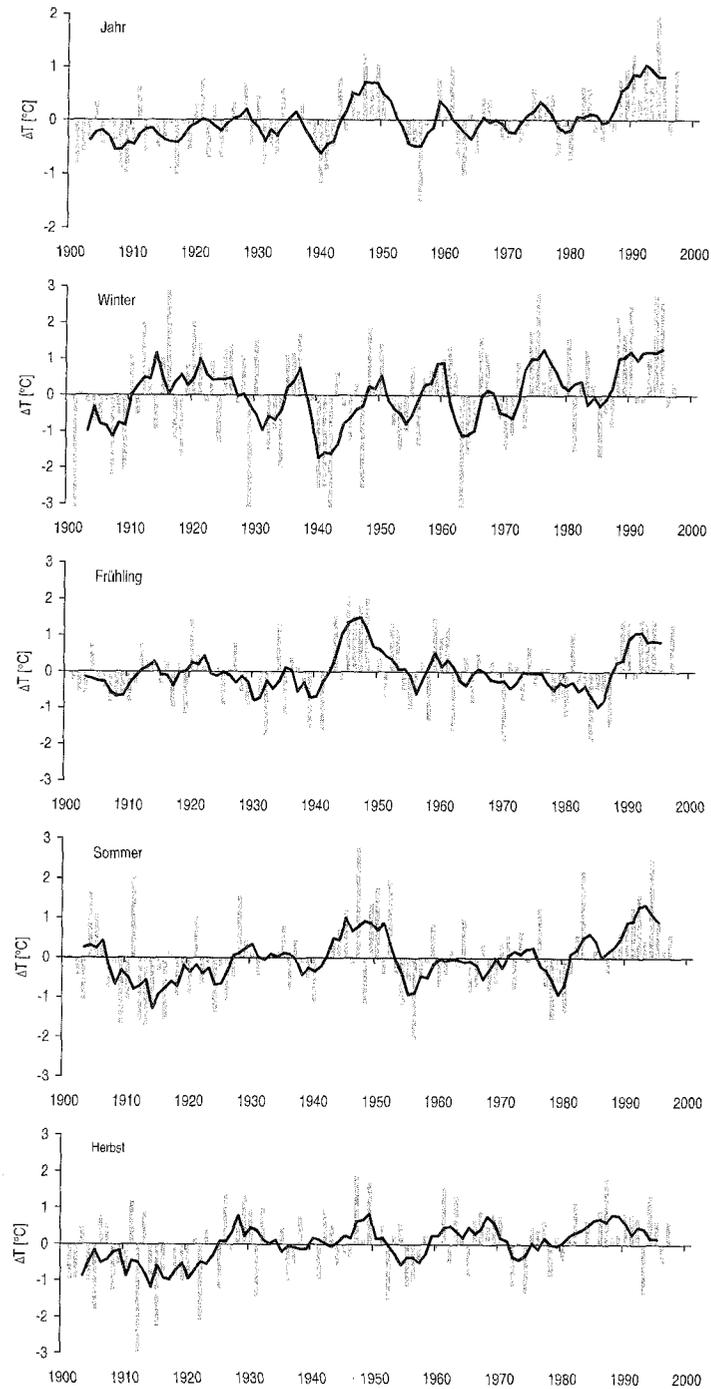


Figur 3.30: Anomalien der gemittelten nordhemisphärischen Temperatur 1861 bis 1995 bezogen auf das Mittel 1961 bis 1990. Die dicke Linie stellt tiefpassgefilterte Werte dar (nach IPCC 1996).

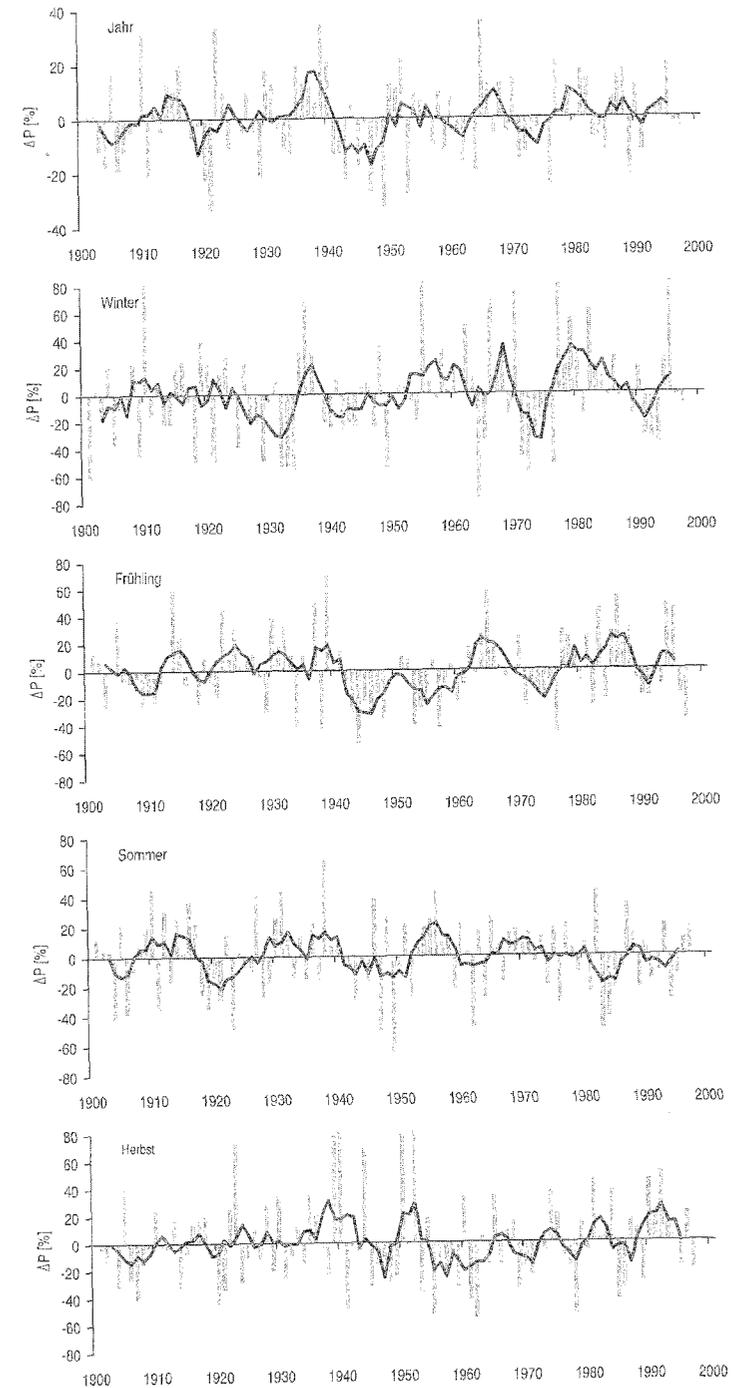
Nach der Erwärmung um die Jahrhundertwende ist überall ein Einbruch der Temperaturen zu beobachten, welcher auf der Nordhemisphäre (Fig. 3.30) zu minimalen Werten um 1910 führt. Anschliessend nehmen die Temperaturen bis zum Einsetzen der sogenannten Plateauphase um 1940 sukzessive zu (IPCC 1996). Auf dem Grossen Sankt Bernhard ist um 1920 eine Warmphase von zirka 15 Jahren aufgetreten, welche mit schwachen Niederschlägen verbunden war (Fig. 3.31). Wesentlich differenzierter präsentiert sich das Bild erwartungsgemäss bei den gewichteten Jahreszeitenmittel-Darstellungen auf Figuren 3.32 und 3.33. Auch hier wird die kühlere Phase bis zum Beginn der 40er Jahre deutlich sichtbar. Allerdings trifft dies vor allem für Sommer und Herbst zu. Die Winter sind nach 1910 sogar recht warm ausgefallen. Die Niederschläge lagen abgesehen von den kalttrocke-



Figur 3.31: Jahresmitteltemperatur (oben) und -niederschlag (unten) auf dem Grossen Sankt Bernhard von 1818 bis 1995. Schattierte Felder markieren mehr zonale Zirkulationsverhältnisse, weisse Felder eher meridionale. Die mit einem 11-jährigen Gausschen Tiefpassfilter gefilterten Reihen sind als dicke schwarze Linien eingezeichnet.



Figur 3.32: Abweichung des standardabweichungsgewichteten Temperaturmittels der Stationen Bern, Basel, Neuchâtel und Zürich 1901 bis 1997. Dicke Linien: 5-jähriges gleitendes Mittel.



Figur 3.33: Abweichung des standardabweichungsgewichteten Niederschlagsmittels der Stationen Bern, Basel, Neuchâtel und Zürich 1901 bis 1997. Dicke Linien: 5-jähriges gleitendes Mittel.

nen Wintern um 1930 im Bereich der Norm. Ein Blick auf die Forcingfaktoren zeigt – bezogen auf diese Zeitperiode – die positiven Trends bei der Solaraktivität und bei den Treibhausgaskonzentrationen sowie eine schwache Vulkanaktivität (Mann et al. 1998). Es ist kaum anzunehmen, dass der markante Temperaturanstieg zwischen 1910 und 1940 in Rekonstruktionsrechnungen von globalen Klimamodellen allein durch diese Faktoren erklärt werden kann. Wird von der Annahme ausgegangen, dass El Niño-Ereignisse zu einem Anstieg der globalen Mitteltemperatur führen können, so sind in der besagten Periode von 1910 bis 1940 vor allem die Ereignisse von 1925/26 und 1940/41 zu erwähnen. Ein Blick auf die Winterindizes der Nordatlantischen Oszillation (Fig. 2.14) zeigt eine deutlich zonale Entwicklung in den Jahren von 1903 bis 1928 mit Einbrüchen (negativer Index) um 1917 und 1940. Vor allem die Phase um 1940 ist durch kalte und eher trockene Winter mit kontinentalen Kaltluftvorstößen dokumentiert. Im Zusammenhang mit dem Temperatureinbruch um 1910 (Fig. 3.30) dürfte es auch interessant sein, einen Blick auf die Entwicklung der Ozeantemperaturen zu werfen. Flohn (1993) erwähnt die markante Abkühlung um 1902, welche immerhin eine Amplitude von 0.3 bis 0.6 °C aufgewiesen hat. Sie bildet sich beim NAO Index eventuell in Form der positiv-zonalen Werte um 1903 ab. Die eklatante Erwärmung der Arktis, welche bereits 1918 einsetzte und insgesamt bis 1938 dauerte, wurde bereits von Scherhag (1939) eingehend untersucht. Sie zeigt ebenfalls deutlich, dass die Zusammenhänge zwischen den Forcingfaktoren und der Reaktion des Ozean-Meereis-Atmosphäre-Systems im Übergangszeitraum «Kleine Eiszeit» – Gegenwart noch immer unzureichend verstanden werden.

Die «Plateauphase» von 1940 bis 1975

Der Übergang «Kleine Eiszeit» – Gegenwart war um 1940 abgeschlossen. Damit setzte die mehrmals erwähnte «Plateauphase» mit Temperatur- und Niederschlagsschwankungen ein, welche sich stark um die Mittelwerte des 20. Jahrhunderts bewegten. Im Bereich der gesamten Nordhemisphäre (Fig. 3.30) weist die Temperaturkurve erwartungsgemäss die schwächsten Schwankungen auf. Auf dem Grossen Sankt Bernhard (Fig. 3.31) ist von einem Plateau weniger zu spüren. In der zweiten Hälfte der 40er Jahre wird sogar eine markante Wärmespitze sichtbar, welche mit einem Niederschlagsrückgang verbunden war. Die gewichteten Temperaturmittel der Alpennordseite der Schweiz (Fig. 3.32) weisen wie die grossräumige Kurve zwei Wärmephasen um 1947 und 1960 aus, welche beide von deutlich kälteren Phasen um 1956 und 1962/63 abgelöst werden. Jahreszeitlich präsentiert sich das Bild wiederum wesentlich komplexer: Die späten 40er Jahre waren geprägt durch extrem hohe Frühlings- und Sommertemperaturen, um

1960 wiesen eher Herbst und Winter höhere Temperaturen auf. Die sommerheissen Monate der späten 40er Jahre waren entsprechend trocken (Fig. 3.33). Die 50er Jahre waren geprägt durch eher feuchte Sommer- und Herbstmonate, und in den 60er Jahren fällt die hohe Variabilität der Winter-niederschläge auf.

Die Erklärungsansätze müssen sich wiederum auf zahlreiche Hypothesen abstützen. Die erste Wärmespitze um die zweite Hälfte der 40er Jahre fällt zwar mit einer hohen Solar- und einer schwachen tropischen Vulkanaktivität zusammen. Dies dürfte jedoch die Temperaturzunahme nur bedingt erklären. Der Nordatlantische Oszillationsindex schwankte um seinen Normalbereich und erreichte erst um die Mitte der 50er bis in die frühen 70er Jahre stark negative Werte. Dies ist auch die Zeit der stark variierenden Winterniederschläge mit teils grossen Schneefällen und markanten Trockenwintern mit extrem tiefen Temperaturen und einzelnen, gefrorenen Seen (z. B. 1956 und 1963). Aus dynamischer Sicht ist erstaunlich, dass sich die Phänomene Vulkanausbruch (1956 der Bezymyanny in Kamtchatka und 1963 der Agung in Indonesien), tiefe Ozeantemperaturen in der Karibik, hohe Ozeantemperaturen im Nordatlantik und demzufolge tiefer NAO Index mit extremen kontinentalen Kaltluftvorstößen aus Nordosteuropa in so kurzer Zeitabfolge zwei Mal deutlich beobachten liessen. Diese Dynamik lässt sich entsprechend auch aus dem synoptischen Geschehen der Hess/Brezowsky- und der Alpenwetterlagen in Kapitel 3.2.2. herauslesen. So konnte man in den besagten Jahren eine starke Zunahme der Nord- und Ostlagen beobachten, und der Druck sank mitunter auf den Azoren absolut unter das Niveau Islands (Moses et al. 1987). Im nordatlantischen Raum wurde die «Plateauphase» der globalen und nordhemisphärischen Temperatur eher als Periode mit starken Schwankungen und strengen Wintern wahrgenommen, welche aus der Zeitreihe der Nordatlantischen Oszillationsindizes mit deutlichen Negativwerten hervortritt. Die gleiche Feststellung gilt eigentlich für den Alpenraum, in dem die kalten und zum Teil mit genügend Schnee versorgten Winter Anlass zu einer optimistischen Planung der wintertouristischen Infrastruktur gaben.

Die Warmphase der letzten 25 Jahre

In den frühen 70er Jahren setzte ein Umschwung ein, welcher auf der Kurve der nordhemisphärischen Temperaturen deutlich hervortritt und in den Jahren 1990, 1995, 1997 und 1998 die vier wärmsten globalen Jahresmitteltemperaturen seit dem Beginn der Messungen hervorbrachte. Der Gradient der Erwärmung ist vergleichbar mit dem Anstieg zwischen 1910 und den 1940er Jahren, nur setzte er nach der Plateauphase auf einem wesentlich

höheren Niveau ein. Auf dem Grossen Sankt Bernhard verlief diese Erwärmung seit dem Beginn der Beobachtungen erstmals über eine so lange Zeitperiode parallel mit einer markanten Zunahme der Niederschläge. Der Erwärmungstrend ist auch anhand der Jahresmittelkurve und der saisonalen Gänge auf der Alpennordseite der Schweiz deutlich zu erkennen. Er ist im Winterhalbjahr generell ausgeprägter, und vor allem beim Frühling ist um die Mitte der 80er Jahre ein Einbruch sichtbar. Bei den Niederschlägen fällt erwartungsgemäss die grosse Variabilität auf. Beim Jahresmittel der Niederschläge ist seit 1950 eine fast periodische Schwankung zu beobachten. Im Winter ist die Variabilität auch in diesem Zeitabschnitt sehr gross, und der Trend ist nur im Herbst klar positiv. Aus der Kombination der hohen Wintertemperaturen mit den zum Teil knappen Winterniederschlägen nach 1987 resultiert die bekannte Schneearmut vor allem der tieferen Alpenregionen.

Der Versuch, die Bedeutung der Forcingfaktoren über die Zeitachse zu gewichten, ergab gemäss Figur 3.6 das eindeutige Ergebnis, dass in der Gegenwart der Treibhauseffekt vor allen andern Faktoren die entscheidende Rolle spielt. Dieser Befund deckt sich mit Modellrechnungen (IPCC 1996) und mit statistischen Abschätzungen (Schönwiese et al. 1998). Der kontinuierliche Einfluss der Zunahme der Treibhausgase wurde von zahlreichen, unregelmässig verteilten, kürzeren Ereignissen überlagert, welche ihrerseits die oben erwähnten Schwankungen von Temperatur und Niederschlag mitbestimmen. Auf der Seite der Forcingfaktoren sind zunächst die massiven Vulkanausbrüche der Jahre 1982 (El Chichon) und 1991 (Pinatubo) zu erwähnen. Sie haben unzweifelhaft zu einer Dämpfung der Temperaturspitzen im ersten und möglicherweise zweiten Jahr nach deren Ausbruch beigetragen. Im Zusammenhang mit internen Systemoszillationen und Teleconnections ist zunächst auf die erstaunliche Serie von El Niño-Ereignissen hinzuweisen, welche die Warmphase der letzten 25 Jahre ebenfalls nachhaltig geprägt haben dürften. Im Vordergrund stehen die Ereignisse der Jahre 1982–83, 1986–88, 1991–95 (längstes Ereignis des 20. Jahrhunderts) und 1997–98. Hier stellt sich nicht nur die Frage nach dem Einfluss des El Niños auf die europäischen Temperatur- und Niederschlagsfelder. Die Modelliergruppen sind zusätzlich mit der Frage konfrontiert, ob der El Niño durch die Zusatzenergie, welche infolge des Treibhauseffektes in der Atmosphäre vorhanden ist, in Andauer und Amplitude verstärkt wird.

Im atlantisch-europäischen Raum kann der Beginn der modernen Warmphase am besten mit jenem Schlüsselereignis in Verbindung gebracht werden, welches bereits in Kapitel 2.2.3. beschrieben wurde: die sogenannte «Great Salinity Anomaly» (Dickson et al. 1988, Walsh and Chapman 1990). Diese langsamen Veränderungen im Salinitätsgrad des Ozeanwassers, welche zudem mit Veränderungen des Meereises gekoppelt sind, haben zumindest wesentlich dazu beigetragen, dass der Nordatlantische Oszil-

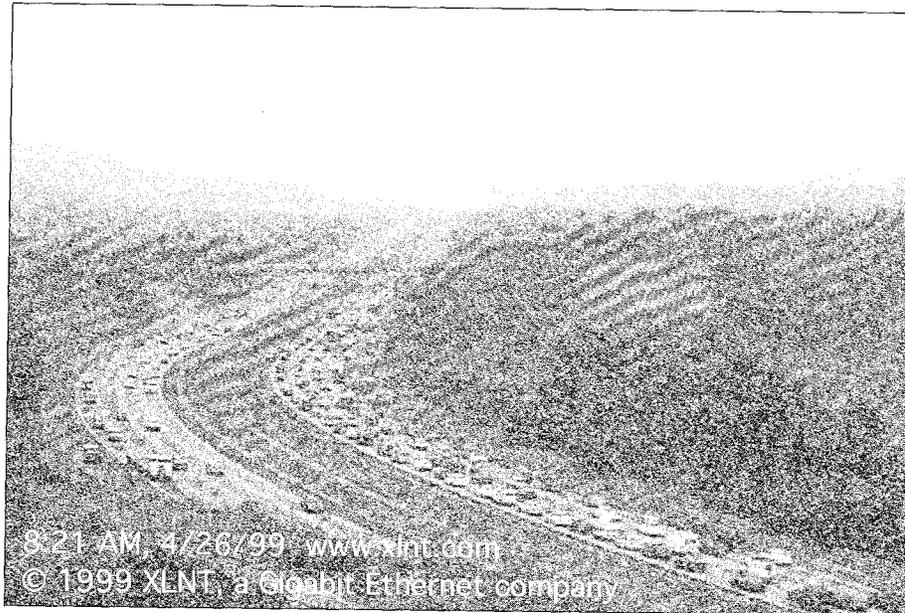
lationsindex (Fig. 2.14) nach den frühen 70er Jahren in einen stark positiven Modus gefallen ist. Damit verbunden ist eine mit einer Intensivierung des Westwindbandes gekoppelte Verlagerung von dessen Achse nach Norden. Die Alpen liegen dann südöstlich der höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten, was gemäss den vorne beschriebenen Mechanismen zur Zunahme des mittleren Luftdrucks und zur Erwärmung (vor allem im Winter) beiträgt. Allerdings ist der NAO Index seit dem Winter 1996/97, als er erstmals wieder stark negativ war, trotz positiven Phasen mehrmals in diesen negativen Modus zurückgefallen, und es bleibt abzuwarten, ob wir wieder vor einer längeren Periode kälterer Winter- und eventuell auch veränderter Sommerhalbjahre stehen.

Bezüglich der Niederschläge dürfte von entscheidender Bedeutung sein, wie weit südlich die Jetachse und damit auch die Zugbahnen der Tiefdruckgebiete zu liegen kommen. An zahlreichen Stationen der Schweiz hat der Jahresniederschlag in diesem Jahrhundert und insbesondere auch in der rezenten Warmphase (vor allem im Winter) deutlich zugenommen (Pfister 1992, Widmann und Schär 1997). Eine solche Zunahme ist allerdings auf Figur 3.33 nicht sichtbar. In den Kapiteln 3.3.1. und 3.3.2. ist zwar im Winter eine deutliche Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeiten hin zu mehr Hochdruck- (Wanner et al. 1998) und Südwestlagen (Schmutz und Wanner 1998) zu beobachten. Widmann und Schär (1997) finden jedoch in ihrer Studie, dass die Niederschlagszunahme in erster Linie der Aktivität der Wetterlagen (höhere Temperaturen und Windgeschwindigkeiten) und nicht der Verschiebung von deren Häufigkeitsspektrum zuzuschreiben ist. Wird davon ausgegangen, dass der veränderte Feuchttransport von den ozeanischen Reservoirs in die Kontinentalebenen die Niederschlagsvariabilität bestimmt, so stellt sich eigentlich nicht die Frage nach der Bedeutung der Wetterlagen, sondern nach der geeigneten Erfassung und Beschreibung dieses Feuchttransportes (zum Beispiel durch spezifisch dafür geeignete Wetterlagen). Auf diese Frage wird in Kapitel 4.1. weiter eingegangen.

Gegenwärtiges und zukünftiges Trendverhalten

Die grosse Variabilität und die Quasizyklizität des Klimas lassen es oft als problematisch erscheinen, wenn lineare Klimatrends gerechnet werden. Wir tun dies an dieser Stelle nur für die 178-jährige Reihe der Jahresmittel auf dem Grossen Sankt Bernhard. Dort beträgt der lineare Trend über den gesamten Zeitraum $0.0062 \text{ }^\circ\text{C/yr}$ für die Temperatur sowie 3.25 mm/yr für den Niederschlag. Je nach dem gewählten Zeitabschnitt können sich diese Trends deutlich verstärken oder abschwächen. Dabei ist immerhin bemerkenswert, dass sich die positiven Trends in den letzten Jahrzehnten eher

verstärkt haben. Dies gibt uns im nächsten Kapitel Anlass, die zukünftige Entwicklung des alpinen Klimas in Form von Szenarien zu überdenken.



Massnahmen gegen den Treibhauseffekt treffen unser Wirtschafts- und Gesellschaftssystem in seinem Kern. Mobilität ist zu einer Leitformel unserer Gesellschaft geworden. Bild: Eine Webcam filmt den Verkehr bei San Diego und speist die Bilder live ins Internet.

4. Zur zukünftigen Entwicklung des Klimas im Alpenraum und in der Schweiz

Autor: Dimitrios Gyalistras

4.1. Einleitung

Die Abschätzung des zukünftigen Klimas der Alpen stellt angesichts einer Reihe von Unsicherheiten eine grosse Herausforderung dar. Die Unsicherheiten ergeben sich erstens aufgrund der grossen Komplexität des Klimasystems sowie der grossen natürlichen Variabilität des Klimas (siehe vorangehende Kapitel). Zweitens sind unsere empirischen und theoretischen Kenntnisse des Klimasystems limitiert, so dass immer mit überraschenden neuen Erkenntnissen zu rechnen ist. Schliesslich ist der zukünftige Verlauf der Antriebsfaktoren für das globale und regionale Klima, wie zum Beispiel die Sonnenaktivität oder der Vulkanismus, die zukünftigen Emissionen von Treibhausgasen und Sulfataerosolen oder Änderungen in der Landnutzung grundsätzlich unsicher.

Eine mögliche Strategie, um trotz dieser Schwierigkeiten zu brauchbaren Aussagen für die klimabezogene Planung und Entscheidungsfindung zu kommen, besteht darin, das Problem einer zukünftigen Klimaveränderung gleichzeitig mittels mehrerer, komplementärer Ansätze anzugehen. Hierzu gehören die Analyse empirischer Daten zu vergangenen Klimaschwankungen, Sensitivitätsstudien mit statistischen oder physikalischen Modellen, und schliesslich die Abschätzung möglicher klimatischer Zukünfte oder «Klimaszenarien» unter Zuhilfenahme aller verfügbaren Daten und Techniken (Carter et al. 1994, Gyalistras und Fischlin 1999).

Bei der Herleitung von Szenarien kommt Computersimulationen mit physikalisch basierten Modellen, insbesondere mit globalen, gekoppelten Zirkulationsmodellen der Atmosphäre und der Ozeane (Atmospheric-Oceanic General Circulation Models, AO-GCM), eine vorrangige Rolle zu. Der Grund ist, dass GCMs die vollständigsten uns momentan zur Verfügung stehenden Werkzeuge darstellen, um die wichtigsten Faktoren und Annahmen, welche

die Entwicklung des zukünftigen Klimas beeinflussen, in physikalisch konsistenter Weise abzubilden (Gates et al. 1996). Allerdings müssen die erhaltenen Resultate aufgrund der beschränkten Genauigkeit und relativ groben horizontalen Auflösung (typischerweise einige 100 km) der GCMs für regionale Betrachtungen mithilfe physikalischer oder statistischer Modelle auf die regionale Skala hinunterskaliert (z. B. von Storch 1995) und unter Einbezug der vorhandenen grossräumigen und regionalen Messdaten sorgfältig interpretiert werden. Hierfür bestehen im Raum Nordatlantik-Europa und den Alpen dank einer guten Datenbasis vergleichsweise gute Voraussetzungen.

Bis heute ist eine Vielzahl von Arbeiten erschienen, die sich mit der zu erwartenden Klimaveränderung im Alpenraum befassen. Eine Zusammenfassung des Wissensstands bis zirka 1996 und eine Zusammenstellung mehrerer, anhand verschiedenster Methoden errechneter Klimaszenarien für den Alpenraum finden sich in Gyalistras et al. (1998). In der Zwischenzeit sind einige neuere Arbeiten hinzugekommen, die einerseits methodische Fortschritte bei der Abschätzung regionaler Klimaveränderungen bringen (z. B. Schär et al. 1996, Fuentes et al. 1998, Neidhöfer 1999) und andererseits neuere Szenarien basierend auf Simulationen mit voll gekoppelten AO-GCMs dokumentieren (z. B. Burkhardt 1999, Neidhöfer 1999). Im Gegensatz zu den meisten früheren Studien, welche die Reaktion des globalen und regionalen Klimas lediglich bei einem schrittartigen Anstieg des CO₂-Gehaltes untersuchten, gehen die neueren Berechnungen von einem stetig ansteigenden Gehalt von Treibhausgasen wie auch von Aerosolen aus, was die darauf aufbauenden Szenarien weit realistischer macht.

Im vorliegenden Kapitel wird analog zum Vorgehen in den vorangehenden Kapiteln der Einfluss der grossräumigen Prozesse bis auf die regionale und lokale Skala hinunterverfolgt. Dabei werden wir drei ausgewählte Aspekte bei der Abschätzung des zukünftigen Klimas des Alpenraums und der Schweiz näher ausleuchten. Zuerst wird in einem ersten Unterkapitel der heutige Wissensstand über mögliche zukünftige Veränderungen der grossräumigen Zirkulation im Bereich Nordatlantik und Europa zusammengefasst und ausführlich diskutiert. In einem zweiten Unterkapitel wird an zwei repräsentativen schweizerischen Standorten die Sensitivität des Niederschlags auf systematische Veränderungen in der Zirkulation quantitativ untersucht. In einem dritten Unterkapitel schliesslich werden einige ganz neue Klimaszenarien für den Alpenraum und die Schweiz näher vorgestellt und alle bestehenden Szenarien kritisch miteinander verglichen.

4.2. Wie wird sich die atmosphärische Zirkulation im Raum Nordatlantik-Europa verändern?

4.2.1. Einleitung

Die erwartete globale Klimaveränderung wird das Klima des Alpenraums voraussichtlich gleich auf mehrere Arten beeinflussen: über Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation, über Veränderungen der Eigenschaften (z. B. der Temperatur und des Feuchtegehalts) der dem Alpenraum zugeführten Luftmassen und schliesslich direkt oder indirekt über Veränderungen zahlreicher, speziell das regionale Klima mitprägender Faktoren wie der Vegetation und der Schneedecke. All diese Einflüsse auf das Klima des Alpenraums sind über zahlreiche, komplexe Wechselwirkungen untrennbar miteinander verbunden. Den Zirkulationsveränderungen kommt jedoch insoweit eine Schlüsselrolle zu, als die Zirkulation einerseits direkt das Regionalklima prägt (z. B. über die mittleren langjährigen Häufigkeiten der wichtigen Wetterlagen) und andererseits eine primäre Quelle für die grosse kurz- und langfristige Variabilität unseres Wetters darstellt.

Die atmosphärische Zirkulation wird durch die Unterschiede in der solaren Einstrahlung zwischen den hohen und niederen Breiten sowie durch die grossräumige Ozean-Land Verteilung angetrieben (Roedel 1992, Peixoto und Oort 1992). Das Zirkulationsklima der mittleren Breiten ergibt sich dabei aus dem Zusammenspiel vieler Faktoren (siehe auch Fig. 2.16 A und B): Auf der Seite der unteren Randbedingungen sind es vor allem das Relief sowie die Energiebilanz und die Oberflächentemperatur der Kontinente und Meere, auf der Seite der hohen Breiten die Meereisverteilung und der Polarfrontjet und schliesslich auf der Seite der niederen Breiten der Subtropenjet und die Hadley-Zirkulation. Bei der erwarteten weiteren Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre und somit auch der globalen Energiebilanz ist davon auszugehen, dass sich etliche dieser Faktoren direkt oder indirekt stark ändern werden.

Die Analyse vergangener Klimatrends aus Messdaten stellt einen möglichen Ansatz dar, um die zukünftigen Veränderungen in der Zirkulation abzuschätzen (z. B. Flohn et al. 1990, Schmutz und Wanner 1998). Rein empirische Studien tragen jedoch den zu erwartenden zukünftigen Randbedingungen des Klimasystems (Veränderungen im CO₂-Gehalt, Aerosole etc.) nur bedingt Rechnung. Die Komplexität des Systems erlaubt zudem eine Vielzahl von konkurrierenden Hypothesen über die zu erwartenden Veränderungen. So ist es zum Beispiel einerseits denkbar, dass die Stärke der Westwinddrift

in den mittleren Breiten aufgrund der von den meisten Klimamodellen prognostizierten Reduktion des Äquator-Pol-Temperaturgefälles in der unteren Troposphäre (Kattenberg et al. 1996) abnimmt, andererseits sprechen die Zunahme des Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre (Kattenberg et al. 1996) oder die erhöhte Verfügbarkeit latenter Energie, die zur erhöhten Zyklonenbildung in einer wärmeren und feuchteren (Mitchell und Ingram 1992) Atmosphäre beiträgt, für das genau entgegengesetzte Szenario. Eine ausführlichere Diskussion dieser Probleme findet sich in Held (1993) und Rind (1998).

Eine zuverlässige Antwort auf die Frage nach zukünftigen Zirkulationsveränderungen kann somit, wenn überhaupt, nur mit Hilfe umfassender Modelle des Klimasystems gegeben werden, welche es ermöglichen, die verschiedenen, zum Teil gegenläufigen Effekte quantitativ gegeneinander abzuwägen. Nicht zuletzt dank der stetig zunehmenden räumlichen Auflösung und Präzision der GCMs sind in den letzten Jahren eine Reihe von Studien erschienen, in denen globale Szenarienrechnungen im Hinblick auf mögliche zukünftige Veränderungen der grossräumigen Zirkulation ausgewertet wurden. Unseres Wissens existiert jedoch noch keine befriedigende Zusammenstellung des momentanen Kenntnisstandes, insbesondere nicht im Hinblick auf den für das Klima der Alpen wichtigen Raum Nordatlantik-Europa.

Das Ziel dieses Kapitels ist es, erstens das in den vielen Fachpublikationen verstreute Wissen erstmals in einer Übersicht zusammenzutragen, um die von den GCMs simulierte Spannweite an zukünftigen möglichen Veränderungen der nordatlantisch-europäischen Zirkulation zu ermitteln. Zweitens sollen die vorliegenden Resultate kritisch diskutiert und allfällige Wissenslücken aufgefunden gemacht werden.

4.2.2. Material und Methoden

Die Resultate dieses Kapitel basieren einzig auf der Analyse publizierter Arbeiten. Zu diesem Zweck wurde eine Literatur-Recherche durchgeführt, die sich auf die systematische Durchsicht wichtiger Fachzeitschriften (siehe Anhang B, Tab. B1), auf die Abfrage der Datenbanken INSPEC, Current Contents, und Meteorological and Geostrophysical Abstracts (je nach Datenbank Berücksichtigung der letzten 5–25 Jahre) sowie auf die Durchsicht von Arbeitsberichten des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (Hamburg), des GKSS Forschungszentrums (Geesthacht) sowie des Instituts für Physik

der Atmosphäre (DLR, Oberpfaffenhofen) stützte. In einem ersten Schritt ermittelten wir alle Publikationen, in denen über Szenarienrechnungen mit GCMs berichtet wurde. In einem zweiten Schritt analysierten wir dann alle Artikel, die relevante Information im Hinblick auf Zirkulationsveränderungen enthielten.

Spezifisch suchten wir nach Angaben über mögliche Veränderungen in der Intensität oder Häufigkeit sowie der Position und Form der folgenden Merkmale der atlantisch-europäischen Zirkulation: Auf Meeresniveau: Islandtief (IT), Azorenhoch (AH), kontinentales Hoch über Asien (im Winter) bzw. Tief (im Sommer) (KH/T, für die Verteilung der Druckgebilde siehe Fig. 2.12), Arktische (AO, Thompson und Wallace 1998) und Nordatlantische Oszillation (NAO, Hurrell 1995a) sowie die zwei eurasischen Fernkopplungsmuster EU1 und EU2 (Barnston und Livezey 1987). In der ganzen Troposphäre: Stärke der nördlichen Hadley-Zelle (HZ), Subtropenjet (STJ), Polarfrontjet (PFJ), Baroklinität der Westwinddrift (BK), potentielle (PE) und kinetische (KE) Energie der Atmosphäre, Regionen erhöhter synoptischer Variabilität (SV, typischerweise definiert durch die Tag-zu-Tag Variabilität des atmosphärischen Drucks auf einem bestimmten Höhenniveau), Zyklonen und deren Zugbahnen (Stormtracks, ST, typischerweise definiert durch die Druckvariabilität im Bereich zwischen ca. zwei und sechs Tagen) und Regionen persistenten, übernormalen Drucks (Blocking, BL).

4.2.3. Resultate

Im ersten Arbeitsgang fanden wir mehr als 140 Publikationen, 50 davon enthielten Angaben zu Zirkulationsveränderungen im Raum Nordatlantik-Europa. Aufgrund des umfangreichen Materials wird hier lediglich eine Zusammenfassung unserer Auswertungen gegeben. Die detaillierten Resultate sind im Anhang B (Tab. B2) zu finden.

Die analysierten Publikationen bezogen sich auf 33 globale Klimaänderungs-Simulationen, die während der letzten 15 Jahre mit 24 verschiedenen Modellkonfigurationen an sieben Forschungszentren durchgeführt wurden (Tab. 4.1). Bei den 33 Simulationen handelte es sich um zwölf Simulationen mit einfachen Mischungsschicht-Ozeanmodellen, zwölf weiteren Simulationen mit voll gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen GCMs (AOGCM; siehe Tab. B2), sowie um neun Zeitscheibenexperimente. Bei letzteren werden mögliche Veränderungen der Meeresoberflächen-Temperaturen sowie wei-

tere Randbedingungen für die Atmosphäre (z. B. die Verteilung des Meereseises) nicht berechnet, sondern einer transienten Simulation mit einem voll gekoppelten atmosphärisch-ozeanischem GCM entnommen.

Bei den meisten Simulationen wurde der Effekt von anderen Treibhausgasen als CO_2 (wie z. B. von Methan, CH_4 , oder Lachgas, N_2O) nur vereinfacht dargestellt, indem eine etwas höhere CO_2 -Konzentration angenommen wurde («äquivalenter CO_2 Gehalt»). In einigen neueren Simulationen wurde auch das Forcing durch Sulfataerosole (SA) einbezogen. Die SA bewirken ein direktes wie auch indirektes Forcing im Klimasystem. Das direkte Forcing ergibt sich durch die Streuung und Reflexion der einfallenden Sonnenstrahlung an den Sulfatpartikeln, das indirekte Forcing kommt dadurch zu Stande, dass die Partikel als Kondensationskeime für Wolkentröpfchen dienen und dadurch zum Beispiel die Wolkenalbedo erhöhen.

Bei den Rechnungen mit Mischungsschicht-Ozeanen wurde in neun Fällen vom « $2\times\text{CO}_2$ »-Forcing ausgegangen, wobei in einem Fall die einzelnen

Tabelle 4.1: Übersicht der in dieser Studie berücksichtigten Klimamodellierungszentren, der globalen atmosphärischen Modellfamilien und der Anzahl der Simulationsexperimente. ARPEGE/IFS: Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle/Integrated Forecast System; CCM: Community Climate Model; CSCO2: Climate Sensitivity and Carbon Dioxide; ECHAM: Modell des ECMWF, modifiziert für Klimasimulationen in HAMBURG. Bei CNRM EMERAUDE handelt es sich um ein Vorläufermodell von ARPEGE/IFS und bei CSCO2 um eine Weiterentwicklung von CCM0 (für eine Übersicht der verschiedenen NCAR-Modelle siehe Hurrell 1995b).

Modellierungszentrum	Atmosphärische Modellfamilie	Anzahl berücksichtigter Modellkonfigurationen/ Simulationsexperimente
Météo-France und Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Toulouse und Paris; European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), Reading, UK	ARPEGE/IFS und CNRM EMERAUDE	3 / 4
Canadian Climate Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Victoria, Canada	CCCma	2 / 3
National Center for Climate Research (NCAR), Boulder, Colorado, USA	CCM und CSCO2	5 / 9
Max-Planck Institut für Meteorologie (MPI), Hamburg	ECHAM	6 / 8
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Princeton, USA	GFDL	2 / 2
Goddard Institute for Space Studies, (GISS), New York, USA	GISS	3 / 3
United Kingdom Met. Office (UKMO) und Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Bracknell, UK	UKMO	3 / 4

Treibhausgase (THG) separat berücksichtigt wurden. In den drei weiteren Mischungsschicht-Experimenten wurden die Auswirkungen der historischen CO_2 -Erhöhung (heute vs. präindustriell), des indirekten SA-Forcings allein, und des kombinierten « $2\times\text{CO}_2$ » und direkten SA-Forcings untersucht. Bei den AOGCM-Simulationen wurde in einem Fall von einem zeitkonstanten « $2\times\text{CO}_2$ » Forcing und in sieben weiteren Fällen von einem zeitabhängigen, stetigen Anstieg der CO_2 -Konzentrationen ausgegangen, wobei wieder nur bei einer einzigen Simulation die THG separat berücksichtigt wurden. In vier weiteren AOGCM-Studien wurden ein zeitabhängiges, kombiniertes « CO_2 -SA»-Forcing verwendet, wobei in drei Simulationen nur das direkte SA-Forcing, und in einer Simulation sowohl das direkte wie auch indirekte SA-Forcing berücksichtigt wurden. Bei den von uns ausgewerteten Zeitscheibenexperimenten schliesslich wurde in sieben Fällen von einer Verdoppelung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts (« $2\times\text{CO}_2$ ») und in je einem Fall von einem « $2.5\times\text{CO}_2$ »- beziehungsweise einem « $3\times\text{CO}_2$ »-Forcing ausgegangen.

Nach unserer Auswertung lagen für 32 der 33 Simulationen Angaben zu Zirkulationsveränderungen im Winter und für 20 Simulationen Angaben zum Sommer vor. In sieben Fällen lag Information über mögliche Veränderungen in jährlich gemittelten Grössen vor, während für die Übergangsjahreszeiten nur für vier Simulationen Angaben zu möglichen Zirkulationsveränderungen gefunden wurden (siehe Tab. B2). Die Jahreszeiten wurden in den Publikationen teilweise unterschiedlich definiert, in einigen Fällen lagen Angaben nur über einzelne Monate vor. Der Einfachheit halber wurden allerdings für die weitere Auswertung Analyseresultate mit leicht variierenden Definitionen unter einer Jahreszeit zusammengefasst.

Aufgrund der beschränkten Datenlage werden im nachfolgenden nur die Resultate für den Winter und Sommer näher vorgestellt. Der Winter wurde in den meisten Publikationen als die Periode vom Dezember bis Februar, der Sommer als Juni bis August definiert.

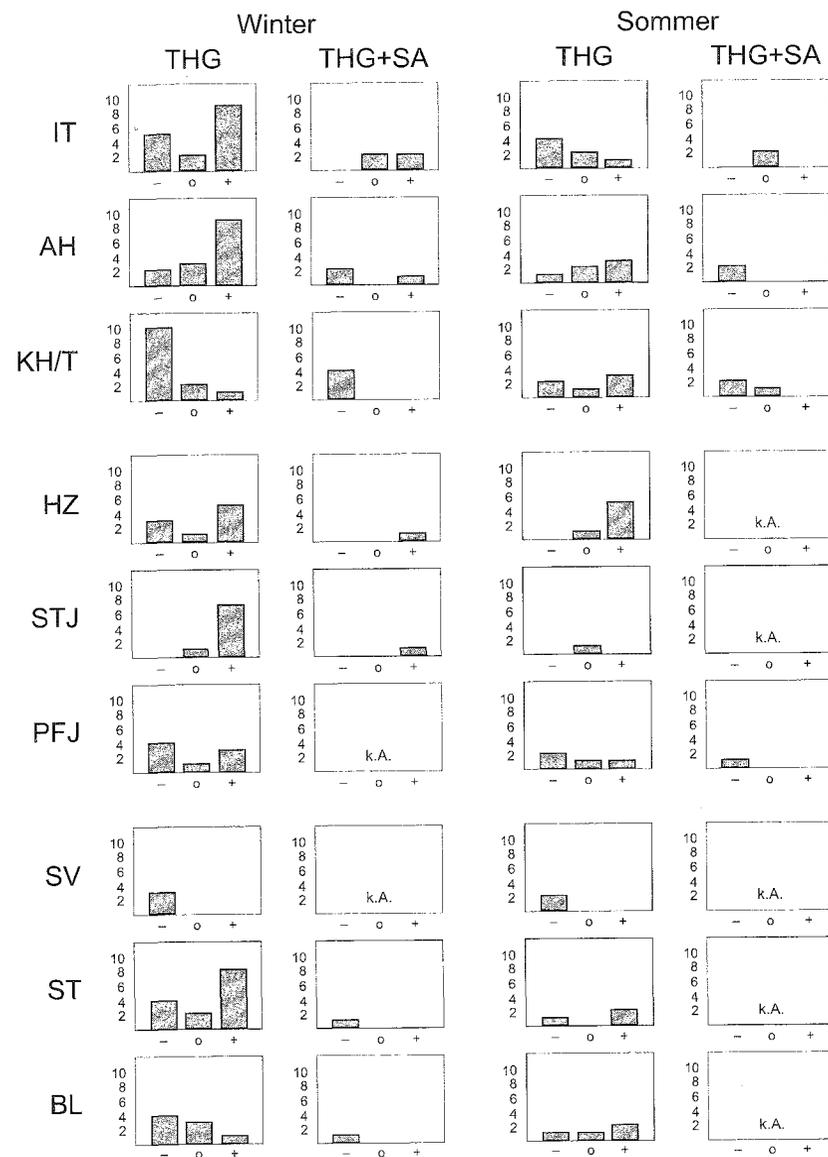
Figur 4.1 gibt eine Zusammenfassung der diagnostizierten Veränderungen der Intensität von Zirkulationsmerkmalen getrennt nach Winter und Sommer und für die folgenden zwei Klassen von Forcings: nur THG (CO_2 sowie eventuell weitere THG; insgesamt 27 Simulationen) sowie kombiniertes THG- und SA-Forcing (davon vier Simulationen mit direktem SA-Forcing sowie eine mit direktem plus indirektem SA-Forcing). Auf eine feinere Unterteilung, zum Beispiel nach Gleichgewichts- und zeitabhängigen AOGCM-Experimenten, wurde aufgrund der relativ kleinen Anzahl von Simulationen in den jeweiligen Klassen verzichtet. Auf die eine gefundene Simulation (Nr. 15 in Tab. B2), in der allein das indirekte Forcing durch SA untersucht wurde, wird hier ebenfalls nicht näher eingegangen.

Wie aus Figur 4.1 zu ersehen ist, variierte die Anzahl der gefundenen Analysen je nach Jahreszeit, Forcing und Zirkulationsmerkmal beträchtlich. Am meisten Informationen lagen für das reine THG-Forcing und den Winter vor. Für diesen Fall wurde vielfach eine Verstärkung des AH (Erhöhung des Kerndrucks) und des STJ sowie eine Abschwächung des KH gefunden. Für das IT, die HZ und die ST zeigten die verfügbaren Studien eher eine Verstärkung (d. h. im Fall des IT eine Vertiefung des Kerndrucks), und für die SV und die BL-Häufigkeit eher eine Abschwächung. Beim PFJ wurde in ungefähr gleich vielen Simulationen eine Verstärkung wie eine Abschwächung diagnostiziert. Unter dem kombinierten THG- und SA-Forcing lagen weit weniger Angaben vor, die wiederum auf eine Abschwächung des KH und eine Verstärkung des IT hinwiesen.

Für den Sommer fanden wir unter dem THG-Forcing bei der Mehrzahl der Studien eine Abschwächung des IT und eine Verstärkung des AH und der HZ. Für die weiteren Zirkulationsmerkmale ergab sich bei der relativ kleinen Anzahl von gefundenen Angaben kein klares Bild. Dasselbe traf auch unter dem kombinierten THG- und SA-Forcing zu, wo besonders wenige Angaben vorlagen. Diese wiesen eher auf keine Veränderung beim IT und auf eine Abschwächung des AH und KT hin (Fig. 4.1).

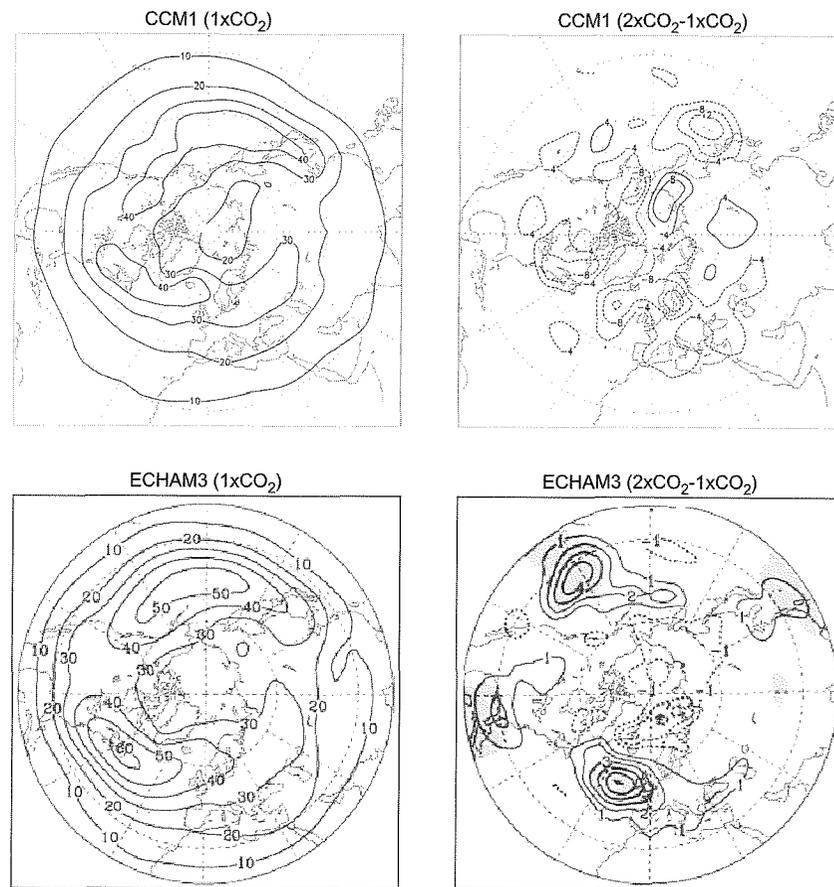
Bei den obigen Resultaten liessen sich zwei Gruppen von Modellen unterscheiden: während die US-amerikanischen und kanadischen Modelle eher eine Abschwächung der Zirkulation simulierten, ergaben die meisten europäischen Modelle eher eine Intensivierung der Zirkulation. Figur 4.2 zeigt typische Resultate für die Stormtracks, wie sie von je einem amerikanischen und einem europäischen Modell unter heutigen und «2xCO₂»-Bedingungen berechnet wurden.

Zusammengezählt über alle betrachteten Simulationsexperimente und Jahreszeiten ergaben die US-kanadischen (bzw. europäischen) Simulationen in 6 (3) Fällen eine Abschwächung, in 4 (4) Fällen keine Intensitätsveränderung und in 4 (8) Fällen eine Verstärkung des IT. Beim PFJ wurde in allen sechs analysierten US-kanadischen Simulationen eine Abschwächung gefunden, während die europäischen Modelle in nur einem Fall eine Abschwächung, in zwei Fällen keine Veränderung und in vier Fällen eine Verstärkung simulierten. Für die ST schliesslich wurden in 4 (2) Fällen eine Abschwächung, in 1 (1) Fall keine Veränderung, und in 2 (8) Fällen eine Verstärkung gefunden. Ähnliche Unterschiede liessen sich auch in den Resultaten zu den Zyklonhäufigkeiten und -intensitäten feststellen (nicht gezeigt). Für alle weiteren Zirkulationsmerkmale ergaben sich keine deutlichen Unterschiede zwischen den US-kanadischen und den europäischen Simulationen.



Figur 4.1: Zusammenfassung der von sieben globalen Klimamodellfamilien simulierten Veränderungen in der Intensität von Zirkulationsmerkmalen im Raum Nordatlantik-Europa. Gezeigt wird die Anzahl von Simulationen, bei denen die jeweiligen Veränderungen diagnostiziert wurden. Für eine Übersicht der betrachteten Simulationen siehe Text und Tabelle 4.1. THG: Veränderungen aus Simulationen unter Annahme eines Nur-Treibhausgas-Forcings; THG+SA: Simulationen unter Annahme eines kombinierten THG- und Sulfataerosol-Forcings; -: Abschwächung; o: keine Veränderung; +: Verstärkung; k.A.: keine Angaben; IT: Islandtief; AH: Azorenhoch; KH/T: kontinentales Hoch über Asien (im Winter) bzw. Tief (im Sommer); HZ: Stärke der nördlichen Hadley-Zelle; STJ: Subtropenjet; PFJ: Polarfrontjet; SV: synoptische Variabilität; ST: Stormtracks; BL: Blocking (Häufigkeit). Die Angaben zu HZ, STJ und SPJ beziehen sich in den meisten Simulationen auf zonale Mittel für die N-Hemisphäre.

Die gefundenen Angaben zu möglichen Veränderungen in einer Reihe von für das atlantisch-europäische Klima wichtigen Fernkopplungsmustern sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst. Die meisten Informationen wurden für die NAO und den Winter gefunden. Der räumlich fixe NAO-Zirkulationsindex zeigte für den Winter in vier verschiedenen AOGM-Simulationen entweder keinen (Nr. 7), einen leicht positiven (Nr. 24) oder einen leicht negativen (Nr. 32 und 33) Trend. Bei zwei Simulationen (Nr. 10 und 11) ergab sich im Jahresmittel eine Westverschiebung des südlichen, beim Azorenhoch liegenden NAO-Aktionszentrums (aufgrund der verwendeten Analysemethodik wider-



Figur 4.2: Vergleich der simulierten Stormtracks in zwei verschiedenen globalen Klimamodellen. Gezeigt sind jeweils die erhaltenen Resultate für das heutige Klima (links) sowie die berechneten Veränderungen unter «2xCO₂»-Bedingungen (rechts). Oben: Resultate für das CCM1-GCM (aus Zhang und Wang 1997, Simulationen Nr. 16 in Tab. B2, Anhang B); unten: Resultate für das ECHAM3-GCM (aus Schubert et al. 1998, Simulationen Nr. 21 in Tab. B2, © Springer, reproduziert mit freundlicher Genehmigung des Springer Verlags).

spiegelt dieses Resultat jedoch vor allem die simulierten Veränderungen im Winterhalbjahr), während bei drei weiteren Simulationen für den Winter eine generelle Abschwächung (Nr. 16) bzw. Süd- (Nr. 30) und Ostverschiebung (Nr. 24) des gesamten NAO-Musters erhalten wurde. Für alle anderen Jahreszeiten und Fernkopplungsmuster lagen nur wenige Informationen vor (Tab. 4.2).

Tabelle 4.2: Zusammenfassung von simulierten Veränderungen in für das europäische Klima wichtigen Fernkopplungsmustern. Gezeigt sind alle gefundenen Angaben aus 50 Publikationen zu 33 globalen Klimasimulationen (siehe auch Tab. 4.1). Die Simulationsnummern beziehen sich auf die erste Kolonne in Tabelle B2 (Anhang B). AO: Arktische Oszillation (Thompson und Wallace 1998); NAO: Nordatlantische Oszillation (Barnston und Livezey 1987); EU1, EU2: Eurasisches Muster 1 und 2 (Barnston und Livezey 1987); THG: Treibhausgase; DFSA: Direktes Forcing von Sulfataerosolen; *: Simulation mit einem voll gekoppelten AOGCM unter einem zeitabhängigen Forcing.

Fernkopplungsmuster	Forcing	Jahreszeit	Diagnose	Simulationsnr.
AO	THG+DFSA *	Winter	Positiver Trend im AO-Index	7
EU1	THG	Winter	Abschwächung des skandinavischen und E-Verschiebung des sibirischen Aktionszentrums	16
	THG	Winter	NE-Verschiebung beider Aktionszentren	30
EU2	THG	Winter	SW-Verschiebung beider Aktionszentren	30
NAO	THG	Jahr	W-Verschiebung des südlichen Aktionszentrums	10
	THG	Winter	S-Verschiebung beider Aktionszentren	30
	THG	Januar	Generelle Abschwächung des Musters	16
	THG	April	NW-Verschiebung beider Aktionszentren	16
	THG *	Jahr	W-Verschiebung des südlichen Aktionszentrums	11
	THG *	Winter	Leichte Verstärkung des räumlich fixen NAO-Index; NE-Verschiebung beider Aktionszentren	24
	THG *	Winter	Leicht negativer Trend im NAO-Index	32
	THG+DFSA *	Winter	Kein Trend im NAO-Index	7
THG+DFSA *	Winter	Leicht negativer Trend im NAO-Index	33	

Die gefundenen Informationen über mögliche Veränderungen in der Position einiger weiterer Zirkulationsmerkmale werden in Tabelle 4.3 zusammengefasst. Für das reine THG-Forcing und den Winter deuteten die wenigen gefundenen Angaben auf eine mögliche Nordwärtsverschiebung von IT, AH, HZ, STJ, und PFJ hin. Für die STs wurde ebenfalls eine Nordwärtsverschiebung oder keine Positionsveränderung diagnostiziert. Für KH lag keine einzige, für SV eine und für BL zwei Angaben vor (in allen Fällen Nordwärtsverschiebung). Für das kombinierte THG- und SA-Forcing im Winter und für den Sommer lagen nur spärliche und teilweise widersprüchliche Informationen vor. Bei insgesamt 14 vorliegenden Analysen wurde in sieben Fällen eine Nordwärts- und in fünf eine Südwärtsverschiebung einzelner Zirkulationsmerkmale diagnostiziert (Tab. 4.3).

Einige Angaben über mögliche Veränderungen in der Form einzelner Zirkulationsmerkmale wurden für den Fall des reinen THG-Forcings und den Winter gefunden: in zwei Simulationen wurden eine Ostwärtsverlängerung des IT, einmal zusammen mit einer Nordwärtsverschiebung (Nr. 5 in Tab. B2) und einmal ohne jegliche Positionsveränderung (Nr. 23), diagnostiziert.

Tabelle 4.3: Zusammenfassung der von sieben globalen Klimamodellfamilien simulierten Veränderungen in der Position von Zirkulationsmerkmalen im Raum Nordatlantik-Europa. Gezeigt sind die Anzahl von Simulationen, bei denen die jeweiligen Positionsveränderungen diagnostiziert wurden. Für eine Übersicht der betrachteten Simulationen siehe Text und Tabelle 4.1. THG: Veränderungen aus Simulationen unter Annahme eines Nur-Treibhausgas-Forcings; THG+SA: Simulationen unter Annahme eines kombinierten THG- und Sulfataerosol-Forcings; o: keine Positionsveränderung; NW, N, NE, E, S: Verschiebung nach Nordwest, bzw. Nord, Nordost, Ost, oder Süd; k.A.: keine Angabe; -: keine entsprechende Diagnose gefunden; IT: Islandtief; AH: Azorenhoch; KH/T: kontinentales Hoch über Asien (im Winter) bzw. Tief (im Sommer); HZ: nördliche Hadley-Zelle; STJ: Subtropenjet; PFJ: Polarfrontjet; SV: Region erhöhter synoptischer Variabilität; ST: Stormtracks; BL: Blocking (Häufigkeitsmaximum). Die Angaben zu HZ, STJ und SPJ beziehen sich in den meisten Simulationen auf zonale Mittel für die N-Hemisphäre.

Merkmal	Winter						Sommer											
	THG						THG+SA					THG				THG+SA		
	o	NW	N	NE	E	k.A.	o	N	E	S	k.A.	o	N	S	k.A.	o	S	k.A.
IT	1	1	5	1	2	17	.	1	1	1	2	.	.	.	27	.	1	4
AH	1	.	4	1	.	21	.	1	.	.	4	.	1	.	26	.	.	5
KH/T	27	5	.	.	2	25	.	.	5
HZ	.	.	2	.	.	25	5	.	1	.	26	.	.	5
STJ	.	.	3	.	.	24	.	.	.	1	4	.	.	.	27	.	.	5
PFJ	.	.	2	.	.	25	5	.	1	.	26	.	.	5
SV	.	.	1	.	.	26	5	.	1	.	26	.	.	5
ST	3	1	4	.	.	19	5	1	1	.	25	.	.	5
BL	.	.	2	.	.	26	5	.	.	.	27	.	.	5

In letzterer Simulation wurde auch eine Westwärtsverlängerung des AH, wieder ohne jegliche Positionsveränderung gefunden. Bei vier Simulationen (Nr. 18, 21, 23 und 30) ergab sich eine Ostwärts- und bei einer Simulation (Nr. 22) eine Südostwärtsverlängerung des ST.

Ein weiterer wichtiger Aspekt der Zirkulation der mittleren Breiten ist die Zyklontätigkeit. Auch hier wurden Angaben vor allem nur für das reine THG-Forcing und den Winter gefunden. Für die ganze Nordhemisphäre nahm in einer Simulation (Nr. 5) die totale Anzahl Zyklonen ab, die Häufigkeit von Zyklonen mit sehr tiefem Kerndruck jedoch zu. Für den gesamten Nordatlantik ergab sich in zwei Simulationen (Nr. 21 und 22) eine NE- bzw. N-Verschiebung des Maximums der Zyklonenhäufigkeit. Dabei blieb in beiden Simulationen die totale Anzahl Zyklonen ungefähr gleich, aber es wurden mehr mittelstarke und weniger sehr schwache und sehr starke Zyklonen berechnet. In einer weiteren Simulation (Nr. 23) ergab sich hingegen für den Nordatlantik eine leichte Abnahme der Zyklonenhäufigkeit bei gleichzeitiger Abnahme der mittleren Zyklonenintensität. Für den Nordwest-Atlantik und die Ostküste der USA wurden in einem Fall (Nr. 31) eine Zunahme, und in zwei Fällen (Nr. 16 und 21) eine Abnahme der Zyklonenhäufigkeit gefunden. Für den Nordost-Atlantik wurden in drei Fällen (Nr. 31, 32, 33) insgesamt weniger, aber mehr tiefe Zyklonen simuliert. In je einem Fall wurde eine Zunahme der Zyklonenhäufigkeit südöstlich von Grönland (Nr. 21), über der Nordsee und der Biskaya (Nr. 23), sowie über Nordeuropa (Nr. 18) diagnostiziert. In fünf Simulationen (Nr. 16, 21, 22, 32, 33) ergab sich schliesslich eine Abnahme der Zyklonenhäufigkeit über dem Mittelmeer.

4.2.4. Diskussion

Unsere Analyse von globalen Klimasimulationen aus den letzten zirka 15 Jahren zeigte sehr komplexe und teilweise stark unterschiedliche Reaktionen der Klimamodelle im Raum Nordatlantik-Europa. In der Folge diskutieren wir zuerst die wichtigsten Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den Modellantworten. Dann besprechen wir die möglichen Gründe für diese Unterschiede und gehen der Frage nach den «glaubwürdigsten» Szenarien nach.

Gemeinsamkeiten

Trotz der grossen Variabilität der Modellantworten fiel bei allen Simulationen immer wieder auf, dass je nach Zirkulationsmerkmal, Jahreszeit und Region stark unterschiedliche Veränderungen simuliert wurden. So zeigte sich z. B. bei den Simulationen Nr. 13, 16, 26 und 27 (siehe Tab. B2), dass die Veränderungen der HZ, des PFJ und des STJ ganz unterschiedliche Vorzeichen aufweisen können. Ein weiteres Beispiel sind die Simulationen Nr. 5, 21, 31, 32 und 33, die alle darauf hindeuten, dass zukünftige Veränderungen bei den Zyklonenhäufigkeiten je nach Intensitätsklasse unterschiedlich ausfallen könnten. Bei Simulation Nr. 13 schliesslich wurde eine starke jahreszeitliche Abhängigkeit der Veränderungen in der BL-Häufigkeit und -Intensität gefunden, während aus Simulation Nr. 31 beispielsweise hervorging, dass die SV zwar insgesamt abnehmen, der ST sich aber dabei verstärken kann. Diese sowie viele weitere Beispiele (z. B. Tab. 4.2) zeigen klar, dass die Kenntnis möglicher Veränderungen von einzelnen Zirkulationsmerkmalen in der Regel keine einfachen Rückschlüsse auf die gleichzeitig zu erwartenden Veränderungen in anderen Merkmalen zulässt.

Eine recht kohärentes Bild wurde im Hinblick auf die Intensitätsveränderungen für das AH und KH, zumindest für den Winter, gefunden (Fig. 4.1). Die von den Modellen häufig simulierte Abschwächung des KH bei einer generellen Erwärmung scheint plausibel, handelt es sich doch bei diesem um ein thermisch bedingtes «kaltes» Bodenhoch. Die in mehreren Simulationen gleichzeitig festgestellte Intensivierung des AH sowie die in einigen Fällen damit einhergehende Abnahme der Zyklontätigkeit im Mittelmeer scheinen aus Gründen der Massenkonsistenz ebenfalls plausibel, obwohl Veränderungen in der atmosphärischen Dynamik hier ebenfalls eine Rolle spielen dürften. So ist es denkbar, dass die in den meisten Modellen gefundene Verstärkung des STJ auch zu verstärkter Subsidenz in den Subtropen führen könnte. Zudem dürfte in den Simulationen, bei denen eine Intensivierung des PFJ erhalten wurde, eine verstärkte Divergenz und Absinkbewegung im

äquatorwärts gerichteten Ast der planetaren Wellen ebenfalls einen Beitrag zur Verstärkung des AH geleistet haben.

Die häufig gefundene Verstärkung des STJ (Fig. 4.1) ist vermutlich auf die in den meisten Modellen simulierte Zunahme des meridionalen Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre zurückzuführen (vgl. Liang et al. 1996, Mitchell und Johns 1997). Diese Zunahme ergibt sich in den Modellen typischerweise aufgrund einer verstärkten Verdunstung in den Tropen, die mit einer entsprechend verstärkten Freisetzung von latenter Energie und höherreichender Konvektion in der tropischen Troposphäre einhergeht (z. B. Washington und Meehl 1984, Mitchell und Ingram 1992, Oglesby und Saltzman 1992, Mahfouf et al. 1994, Murphy und Mitchell 1995). Die Verstärkung des STJ könnte in einigen Simulationen auch mit der erhaltenen Intensivierung der HZ zusammenhängen, da der STJ einen Teil seiner Masse und seines Drehimpulses aus dem oberen, polwärts gerichteten Zweig der HZ bezieht.

Die vielfach simulierten Nordwärtsverschiebungen von Zirkulationsmerkmalen (Tab. 4.3) haben vermutlich gleich mehrere Ursachen. Die Nordwärtsverschiebung des AH ist im Einklang mit den Resultaten von theoretischen und empirischen Untersuchungen, wonach bei einer Abnahme des bodennahen Äquator-Pol-Temperaturgradienten, wie sie in fast allen Simulationen erhalten wurde, mit einer Verschiebung des subtropischen Hochdruckgürtels nach Norden zu rechnen ist (siehe Lockwood 1979, S. 113). Die Nordwärtsverschiebung der HZ (und somit auch des STJ) könnte auf den grösseren Landanteil und somit die stärkere Erwärmung der Nordhalbkugel im Vergleich zur Südhalbkugel zurückgehen (Oglesby und Saltzman 1992, Liang et al. 1996, siehe aber auch Philander et al. 1996). Die simulierten Verschiebungen des IT, ST und PFJ schliesslich dürften mit der in allen Modellen simulierten, starken Erwärmung in den hohen Breiten zusammenhängen. Diese Erwärmung geht mit einer Abnahme der statischen Stabilität der Atmosphäre (Held 1993) und in etlichen Simulationen auch mit einem Rückzug des Meereises einher. Diese beiden Veränderungen dürften in den Modellen eine Nordwärtsverschiebung der Gebiete der grössten Baroklinität und somit des IT zur Folge gehabt haben.

Unterschiede

Unsere Analyse ergab in vielen Fällen keine eindeutigen Resultate: So wurde bei den Intensitätsveränderungen der verschiedenen Zirkulationsmerkmale in 14 der 23 Fälle, in denen für ein gegebenes Merkmal, Jahreszeit und Forcing Resultate aus mehr als einer Simulation vorlagen, sowohl eine Ver-

stärkung des Merkmals wie auch dessen Abschwächung diagnostiziert (Fig. 4.1), für den winterlichen NAO-Index wurden in den Modellen alle denkbaren Veränderungen realisiert (positiver, negativer oder gar kein Trend, Tab. 4.2), und im Hinblick auf mögliche Positionsveränderungen der Zirkulationsmerkmale wurden in fünf der total neun Fälle, bei denen mehr als ein Simulationsresultat vorlag, keine eindeutigen Aussagen erhalten (Tab. 4.3).

Recht grosse Diskrepanzen wurden im Hinblick auf die möglichen Veränderungen für das IT, den PFJ und den ST, der Zyklonen- und Sturmtätigkeit sowie, in etwas kleinerem Mass, für das BL gefunden (Fig. 4.1). Die verschiedenen Modellreaktionen gingen typischerweise mit komplexen, oftmals signifikanten Veränderungen im simulierten polwärtigen atmosphärischen Energietransport einher. Die Reaktionen der Modelle auf der kontinentalen Skala hingen in erster Linie vom Auftreten und der Stärke von vier wichtigen Veränderungen ab: (i) der Abnahme des meridionalen Äquator-Pol-Temperaturgradienten in Bodennähe, (ii) der Zunahme desselben Gradienten in der oberen Troposphäre, (iii) der erhöhten Verfügbarkeit von latenter Energie aufgrund eines erhöhten atmosphärischen Wasserdampfgehalts und (iv) einem effizienteren Energietransport durch atmosphärische Wirbel, ebenfalls aufgrund des erhöhten Wasserdampfgehalts. Für eine weitergehende Diskussion der einzelnen Modellresultate sei hier auf die entsprechenden Publikationen verwiesen (Rind 1986 und 1988, Flohn et al. 1990, Branscome und Gutowski 1992, Siegmund 1992, Held 1993, Pollack et al. 1993, Hall et al. 1994, Boer 1995, Gutowski Jr. et al. 1995, Senior 1995, Zhang und Wang 1997, Carnell und Senior 1998, Reader und Boer 1998, Rind 1998, Rind et al. 1998).

Unterschiedliche Intensitätsveränderungen wurden ebenfalls im Hinblick auf die HZ erhalten. Die HZ wird vor allem von der solaren Einstrahlung und der Freisetzung latenter Energie angetrieben (z. B. Rind und Rossow 1984), so dass die simulierten Verstärkungen vermutlich auf die in den Modellen erhaltene Intensivierung des hydrologischen Zyklus in den Tropen zurückzuführen sind (z. B. Washington und Meehl 1984, Oglesby und Saltzman 1992, Senior 1995, Déqué et al. 1998). Wo eine Abschwächung der HZ gefunden wurde, ging diese möglicherweise auf die Simulation eines effizienteren polwärtigen Energietransports (aufgrund des höheren atmosphärischen Wasserdampfgehalts, Boer 1995), oder eines verminderten Energieverlusts in den subtropischen Wüstengebieten (wieder aufgrund von Veränderungen im Wasserdampf oder der Bewölkung, Bengtsson et al. 1996) zurück.

Woher kommen die Unterschiede?

Auch wenn sich die simulierten Veränderungen innerhalb der einzelnen Modelle kausal zurückverfolgen und insoweit auch «begründen» lassen, stellt sich die Frage nach den Ursachen der Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen. Es würde den Rahmen der vorliegenden Studie sprengen, alle in Frage kommenden Ursachen zu besprechen oder deren relative Beiträge an der Gesamtunsicherheit genauer zu bestimmen, welche mit der Abschätzung von Zirkulationsveränderungen einhergeht. Untenstehend begnügen wir uns deshalb mit einer kurzen Diskussion der unserer Ansicht nach wichtigsten Gründe für die gefundenen Unterschiede.

Der erste und vielleicht wichtigste Grund hängt mit den Unsicherheiten und Fehlern bei der Modellierung des globalen Klimas zusammen. Die in den Klimamodellen simulierten Veränderungen stellen das Nettoresultat einer Vielzahl von komplexen Wechselwirkungen dar (siehe Einleitung), wobei je nach Modell die Auswahl und Darstellung der relevanten Prozesse variiert. So können zum Beispiel der Einbezug der Stratosphäre (Rind et al. 1998), oder eine verbesserte Darstellung des Meereises und der Ozeanzirkulation (Kothavala et al. 1999) die simulierte Klimasensitivität und Zirkulation stark beeinflussen. Zum Beispiel hatte der Übergang von der T42/L30-Version des ARPEGE/IFS-Modells (Simulationen Nr. 2 und 3 in Tab. B2) nach der verbesserten L31-Version mit räumlich variabler horizontaler Auflösung (Simulation Nr. 4) zur Folge, dass anstatt einer positiven eine negative SLP-Anomalie über Europa simuliert wurde (siehe auch Déqué et al. 1998). Ein weiteres Beispiel ist die Simulation Nr. 30 mit dem UKMO-GCM, die eine Verstärkung der ST über dem Nordost-Atlantik und Europa ergab (Hall et al. 1994), während das voll gekoppelte HadCM2-Nachfolgemodell (Simulation Nr. 32) eine Abschwächung des ST ergab (Carnell und Senior 1998).

Noch grössere Unterschiede sind in der Regel zwischen Modellen aus verschiedenen Modellfamilien (Tab. 4.1) zu erwarten. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, worauf die gefundene, recht deutliche Dichotomie zwischen den Resultaten der US-kanadischen und europäischen Modelle zurückzuführen ist. Ein möglicher Grund könnte sein, dass die Klimaforscher ihre Modelle eher innerhalb der eigenen Forschungsgemeinschaft als in Zusammenarbeit mit der anderen Gemeinschaft weiterentwickeln. Die grosse Sensitivität der simulierten Zirkulationsveränderungen auf die Modellierungsdetails entspricht hierbei vermutlich der Sensitivität des realen Systems, dessen Verhalten ja entscheidend von der quantitativen Balance zwischen teilweise entgegengesetzt wirkenden Prozessen abhängt.

Ein zweiter wichtiger Grund für die gefundenen Unterschiede bestand in der getroffenen Szenarienannahmen. Am wichtigsten dürften wohl die verwendeten Forcing-Szenarien sein, welche in den von uns betrachteten Studien stark variierten (Tab. B2). So hatte zum Beispiel für ein und das gleiche Modell der Einbezug des direkten SA-Forcings (in Simulation Nr. 33) im Vergleich zur Simulation unter einem alleinigen THG-Forcing (Nr. 32) zum Teil stark unterschiedliche Auswirkungen auf die simulierte Zirkulation und die Klimaveränderung über Europa zur Folge (Mitchell und Johns 1997, siehe auch Räisänen 1998). Andererseits führte bei einem anderen Modell die Berücksichtigung des direkten SA-Forcings (Simulation Nr. 6) lediglich zu einer Abschwächung der unter dem reinen THG-Forcing (Nr. 5) erhaltenen Veränderungsmuster im langjährig mittleren SLP-Feld, aber zu keinen prinzipiell neuen Mustern (Reader und Boer 1998).

Leider lagen zur Zeit der Erstellung der vorliegenden Arbeit nur wenige Simulationen mit Einbezug des SA-Forcings vor, so dass es bei der gegebenen Datenlage sehr schwierig ist, mögliche Aerosol-Effekte auf die Zirkulation zu isolieren. Nicht zuletzt trugen aber auch eine Reihe weiterer Annahmen, die in den von uns betrachteten Studien ebenfalls stark variierten, wie zum Beispiel die Definition des Referenzklimas oder die unterschiedlichen Rand- und Initialbedingungen für die verschiedenen Simulationen (Tab. B2) zur gefundenen Variabilität in den Modellantworten bei.

Ein weiterer möglicher Grund für die teilweise divergierenden Resultate ist, dass die natürliche Variabilität des Klimas in den meisten Analysen nicht gebührend berücksichtigt wurde. Obwohl die europäisch-atlantische Zirkulation eine grosse dekadische Variabilität zeigt (z. B. Schmutz und Wanner 1998, Luterbacher et al. 1999), lagen in den meisten Studien Simulationsergebnisse für nur 5–10 Jahre vor. Nur bei 14 der 33 betrachteten Simulationen wurden 20 oder mehr Jahre analysiert (Tab. B2). Somit ist davon auszugehen, dass viele der gefundenen Unterschiede zwischen den simulierten Referenz- und der geänderten Klimata oder den verschiedenen Modellen statistisch nicht signifikant sind. (Dies bedeutet allerdings nicht, dass es keine solche Unterschiede gibt, sondern lediglich, dass sich diese bei den vorliegenden Stichprobengrößen nicht nachweisen lassen).

Weitere methodische Probleme betrafen schliesslich die Auswertung der Simulationsergebnisse. Die von uns gesammelten Ergebnisse wurden nach unterschiedlichen Methoden ermittelt, und es ist bekannt, dass die Ergebnisse von Zirkulationsanalysen je nach Wahl der Statistik (atmosphärische Variable, Höhengiveau, Frequenzbereich oder Phänomen) und Analyseprozedur stark variieren können (z. B. Carnell et al. 1996, Schubert et al. 1998). Schliesslich mussten die uns interessierenden Angaben oftmals aus relativ groben Grafiken herausgelesen oder nach Durchsicht mehrerer Publika-

tionen zum gleichen Simulationsexperiment zusammengestellt werden, so dass im einen oder anderen Fall Interpretationsfehler nicht ausgeschlossen werden können.

Welches ist das glaubwürdigste Szenario?

Aufgrund der grossen Unsicherheiten bezüglich der zukünftigen globalen sozio-ökonomischen Entwicklung kann das zukünftige Forcing des Klimasystems nicht präzise vorausgesagt werden (z. B. Grübler 1999). Somit ist es prinzipiell auch nicht möglich, objektiv nachprüfbar Eintretenswahrscheinlichkeiten für Klimaszenarien anzugeben. Trotzdem kann es zum Beispiel für klimabezogene Massnahmen oder Planungsaufgaben von Interesse sein, das glaubwürdigste Szenario zu einem gegebenen Satz von Schlüsselannahmen zu kennen.

Eine naheliegende Möglichkeit, das «wahrscheinlichste» Szenario für ein gegebenes Forcing zu bestimmen, besteht darin, die für dieses Forcing von mehreren Klimamodellen simulierte mittlere, bzw. häufigste (Fig. 4.1) Antwort zu ermitteln. In unserem Fall scheint dieses Vorgehen jedoch aus mehreren Gründen problematisch:

Erstens werden unseres Wissens die gefundenen Übereinstimmungen zwischen den Modellen bisher nur schlecht verstanden. So wurden in Kapitel 4.2.4. lediglich einige von mehreren in Frage kommenden Gründe für die festgestellten, gemeinsamen Reaktionen besprochen. Es ist aber durchaus möglich, dass das gleiche Resultat in den verschiedenen Modellen auf unterschiedliche Ursachen zurückgeht, so dass die gefundenen Ähnlichkeiten die tatsächlichen Modellierungsunsicherheiten überdecken. Auch könnten mehrere Modelle das gleiche Resultat aufgrund der gleichen Fehler ergeben. Und schliesslich gab es selbst in den Fällen, wo eine relativ häufige Übereinstimmung erzielt wurde, einzelne Simulationen, die den jeweils angegebenen, auf den ersten Blick plausiblen Erklärungen für die gefundenen Gemeinsamkeiten klar widersprechen. So wurden zum Beispiel in Simulation Nr. 13 keine Abschwächung oder sogar eine Verstärkung des KH im Winter oder in den Simulationen Nr. 27 und 29 nur kleine Veränderungen des Äquator-Pol Temperaturgradienten und keine Anzeichen einer systematischen Nordwärtsverschiebung der Zirkulation gefunden.

Zweitens ermittelten wir in unserer Studie die häufigsten Modellantworten anhand einer beschränkten und heterogenen Datenbasis von Simulationsergebnissen, die den momentanen Wissensstand möglicherweise nur unzureichend wiedergibt. Während zum Beispiel beim Atmospheric Model Intercomparison

Project (AMIP – Phase I: Simulation des Klimas der Jahre 1979–1988, siehe <http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/>) 33 Modellierungsgruppen aus der ganzen Welt mit nicht weniger als 46 verschiedenen Modellen und beim Coupled Model Intercomparison Project (CMIP – Phase I: Simulation des 1xCO₂ Klimas, siehe <http://www-pcmdi.llnl.gov/cmip/>) immerhin 16 Gruppen mit 20 Modellen beteiligt sind, konnten wir lediglich auf die Resultate von 7 Gruppen und 24 Modellen zurückgreifen (Tab. 4.1). Ein weiteres Problem unserer Analyse war, dass einzelne Modelle oder Modellierungsgruppen dank häufiger Simulationen und entsprechenden Publikationen bei unserer Auswertung besonders stark vertreten waren (Tab. 4.1). Aufgrund der relativ geringen Anzahl der insgesamt uns zur Verfügung stehenden Simulationen sowie deren schwieriger Vergleichbarkeit wurde aber bei der Ermittlung der wahrscheinlichsten Modellantworten auf eine Gewichtung der verschiedenen Resultate verzichtet.

Schliesslich ist anzumerken, dass wir die einzelnen Zirkulationsmerkmale separat ausgewertet haben: Die Zusammenstellung der häufigsten Veränderungen braucht daher nicht mit der in Realität am ehesten zu erwartenden *Kombination von Veränderungen* der einzelnen Zirkulationsmerkmale übereinzustimmen. Eine Auswertung, welche auf die gleichzeitige Reaktion von mehreren Zirkulationsmerkmalen eingeht, benötigt eine vollständigere als die uns zur Verfügung stehende Datenbasis und bleibt somit späteren Studien vorenthalten.

Eine alternative Möglichkeit, das glaubwürdigste Szenario zu ermitteln, könnte darin bestehen, sich nur auf die «besten» Modelle abzustützen. Prinzipiell ist davon auszugehen, dass innerhalb einer Modellfamilie den jeweils neueren Modellen eher zu trauen ist, da diese in der Regel detaillierter und vollständiger sind als ihre Vorgänger. Allerdings muss eine höhere horizontale Auflösung nicht in jeder Hinsicht bessere Resultate bringen (z. B. Rind 1988, Senior 1995), und die Berücksichtigung neuer Prozesse kann im Prinzip auch neue Fehlerquellen mit sich bringen. Im Hinblick auf die Simulation von Zirkulationsveränderungen, die sich in für die globalen Modelle recht feinen Zeit- und Raumskalen abspielen, ist eine Akzentuierung dieses Problems zu erwarten.

Die Bewertung von Klimasimulationen ist aber auch sonst mit grösseren Schwierigkeiten verbunden. Unseres Wissens gibt es noch keine allgemein anerkannte Methode, um die Güte von Klimamodellen objektiv zu erfassen, insbesondere nicht im Hinblick auf die Zirkulation der mittleren Breiten. Hinzu kommen Limitierungen bei der zur Verfügung stehenden empirischen Datenbasis, sowie Unsicherheiten bei den Initialbedingungen und Forcings (z. B. Hegerl et al. 1997), welche für die Simulation des heutigen Klimas vorgegeben werden müssen. Nicht zuletzt wird der Vergleich zwischen den ge-

messenen und simulierten Trends in Zirkulationsmerkmalen durch die grosse natürliche Variabilität des Klimas erschwert (z. B. Osborn et al. 1999, Ulbrich und Christoph, 1999). So zeigen die Messdaten für das 20. Jahrhundert keine signifikanten Veränderungen der Windgeschwindigkeiten und Sturmintensitäten im Nordostatlantik (WASA Group 1998), aber möglicherweise eine leichte Nordwärtsverschiebung der ST (Schiesser et al. 1997) und für die letzten zirka 20 Jahre einen positiven Trend im NAOI (Hurrell und van Loon 1997). Um herauszufinden, inwieweit die von uns betrachteten Simulationsergebnisse nicht nur zufällig mit diesen Trends übereinstimmen oder von diesen abweichen, wären weitergehende Untersuchungen nötig.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass nach dem heutigen Wissensstand selbst bei einem fest vorgegebenen Forcing die Frage nach den am ehesten zu erwartenden Zirkulationsveränderungen nicht ohne Weiteres beantwortet werden kann. Unsere Bestandesaufnahme von Gemeinsamkeiten und Unterschieden in den Modellantworten dürfte aber für Klimawirkungsstudien und bei der Formulierung von Arbeitshypothesen für die zukünftige Forschung von Nutzen sein.

4.2.5. Fazit

Trotz einer Vielzahl von globalen Klimasimulationen und zugehörigen Analysen lassen sich bis heute keine eindeutigen Aussagen über die zu erwartenden Zirkulationsveränderungen im Raum Nordatlantik-Europa machen. Die bisher erarbeiteten Resultate zeigen jedoch klar, dass ein Fortschreiten der globalen Erwärmung komplexe und signifikante Veränderungen der nordatlantisch-europäischen Zirkulation nach sich ziehen dürfte.

Die meisten heute verfügbaren Analysen beziehen sich auf den Winter und deuten für diese Jahreszeit auf eine Verstärkung des Azorenhochs und des Suptropenjets sowie eine Abschwächung des Eurasischen Kontinentalhochs, verbunden mit einer generellen Nordwärtsverschiebung der Zirkulation, hin. Diese Resultate sind jedoch mit grösseren Unsicherheiten behaftet. Die wichtigsten Gründe dafür sind Unsicherheiten über das zukünftige Forcing des Klimasystems, Unsicherheiten und Fehler bei den globalen Klimamodellen sowie methodische Schwierigkeiten bei der Erfassung und Beurteilung der simulierten Zirkulationsveränderungen.

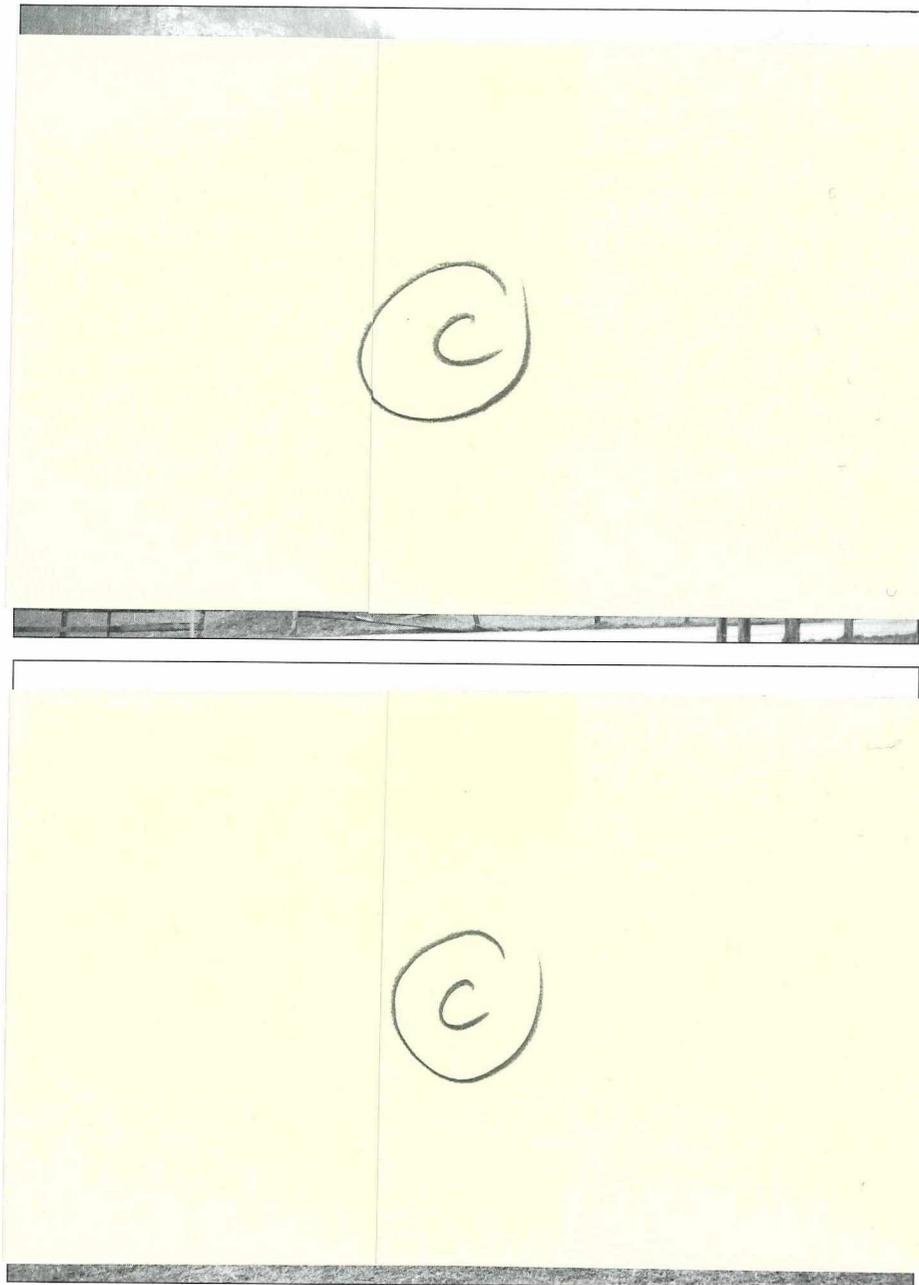
Die von uns betrachteten Klimamodelle ergaben je nach Zirkulationsmerkmal zum Teil komplett entgegengesetzte Szenarien. So wurde für die meisten europäischen Modelle eine Intensivierung der Zirkulation (und Sturmtätigkeit) im Nordatlantik gefunden, während die US-amerikanischen und kanadischen Modelle eher eine Abschwächung der Zirkulation simulierten. Dieser Befund zeigt einmal mehr, dass bei Aussagen über das zukünftige Klima, etwa bei der Diskussion von Klimaschutzmassnahmen oder der Herleitung regionaler Klimaszenarien, die Resultate aller Forschungsgemeinden beizuziehen sind, ansonsten die vorhandenen Unsicherheiten stark unterschätzt werden.

Unsere Studie zeigte erhebliche Lücken im momentanen Forschungs- und Wissensstand auf. So gibt es bisher nur relativ wenig Analysen für den Sommer und die Übergangsjahreszeiten. Die wenigen vorliegenden Resultate weisen jedoch auch für diese Jahreszeiten auf die Möglichkeit von komplexen und markanten Veränderungen in der Zirkulation hin. Aufgrund der ganzjährigen Bedeutung von Zirkulationsanomalien für das mitteleuropäische Klima sowie der hohen Sensitivität zum Beispiel der Forst-, Land- und Wasserwirtschaft auf solche Anomalien, scheint hier ein Forschungsbedarf dringend ausgewiesen.

Forschungslücken bestehen auch im methodischen Bereich. Die hier analysierten Resultate stammten nur von einer relativ kleinen Anzahl von Modellfamilien, während für viele der heute existierenden Modelle überhaupt keine Angaben zu möglichen Zirkulationsveränderungen gefunden wurden. Auch sonst scheinen bei der Archivierung, Analyse und Dokumentation der globalen Klimamodellresultate dringend Verbesserungen angebracht, um, basierend auf dem neuesten Wissensstand und innert angemessener Frist, reproduzierbare und für die Praxis relevante Aussagen herleiten zu können. Insbesondere wären auch standardisierte Methoden und Tests zu entwickeln, die es erlauben, die Güte von Klimamodellen und die Signifikanz der erhaltenen Zirkulationsveränderungen im Hinblick auf eine bestimmte Region (wie z. B. den Alpenraum oder Europa) objektiv abzuschätzen.

Die fehlenden und teilweise widersprüchlichen Aussagen über mögliche zukünftige Veränderungen der grossräumigen Zirkulation betreffen logischerweise auch die regionale Skala. Im klimatisch sensitiven Alpenraum ist sogar mit einer Verstärkung der Unsicherheiten des globalen Klimasignals zu rechnen, was wiederum ebenfalls Anlass zu widersprüchlichen Szenarien geben dürfte.

In dieser Situation scheint es angebracht, erstens den Bereich der im Prinzip möglichen, zukünftigen Klimaveränderungen im Alpenraum anhand von systematischen Sensitivitätsstudien einzugrenzen. Zweitens sind die Resultate aus möglichst vielen globalen Klimamodellen mittels verschiedener Methoden alpenpezifisch quantitativ auszuwerten und zu diskutieren. Auf diese beiden Vorgehensweisen wird nun in den folgenden zwei Unterkapiteln näher eingegangen.



Der Wintersturm «Lothar» richtete in der Altjahreswoche 1999 in Frankreich und in der Schweiz beträchtliche Schäden an. In der ganzen Schweiz hat der Sturm schätzungsweise 15 Millionen Bäume umgeknickt (Bild oben, bei Frutigen), im Kandertal wurden zahlreiche Häuser abgedeckt (Bild unten, bei Kandergrund). Fotos: Hans Rudolf Schneider, Berner Oberländer BOZ.

4.3. Wie sensitiv reagiert der alpine Niederschlag auf systematische Veränderungen der grossräumigen Zirkulation?

4.3.1. Einleitung

Wie bereits in Kapitel 3 ausführlich dargelegt wurde, hängt das Klima des Alpenraums entscheidend von Schwankungen in der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation ab. Gleichzeitig weisen die im Kapitel 4.2. besprochenen Resultate aus globalen Klimasimulationen darauf hin, dass in den nächsten Jahrzehnten signifikante Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation eintreten könnten. Zudem ist damit zu rechnen, dass grössere Veränderungen auch bei einer Reihe von weiteren für das Regionalklima ebenfalls wichtigen Faktoren, wie zum Beispiel der atmosphärischen Feuchtigkeit und Temperatur oder der Landnutzung, eintreten werden.

Die zukünftige Klimaveränderung in den Alpen wird vom komplexen Zusammenwirken all dieser Einflüsse abhängen. Um ein besseres Verständnis zu erlangen ist es jedoch sinnvoll, zunächst die Sensitivität des Regionalklimas auf die einzelnen Faktoren getrennt zu untersuchen. Dies kann einerseits anhand von Simulationen mit regionalen Klimamodellen erfolgen (z. B. Frei et al. 1998). Eine Alternative besteht darin, die Sensitivität aus empirischen Daten abzuschätzen (z. B. Brandsma und Buishand 1997). In diesem Kapitel wird die empirische Methode angewendet, um die Sensitivität des alpinen Niederschlagsklimas auf Veränderungen eines ausgewählten Faktors, nämlich der grossräumigen Zirkulation, quantitativ zu untersuchen.

4.3.2. Material und Methoden

Zur Beschreibung der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation verwendeten wir, erstens, den Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky (Gerstengarbe et al. 1993). Der Katalog unterscheidet 29 verschiedene Grosswetterlagen, Diese werden aufgrund der Verteilung des Bodendrucks und, ab 1939, der Höhe der 500 hPa Druckfläche über dem Nordatlantik und Europa / Nordafrika auf täglicher Basis ermittelt (Gerstengarbe et al. 1993). Zweitens haben wir die 29 Grosswetter-

lagen aus der Periode 1901–1990 nach alpin-synoptischen Kriterien gemäss Rickli (1995, siehe auch Wanner et al. 1998) in acht Wetterlagengruppen, plus einer neunten Gruppe für nicht klassierbare Tage, zusammengefasst (siehe Tab. 3.3). Figur 4.3 (Balkendiagramme) zeigt die relativen Häufigkeiten der neun Wetterlagengruppen für Januar und Juli. Für die relativen Häufigkeiten der neun Wetterlagengruppen wird im weiteren der Begriff «Wetterlagenspektrum» verwendet.

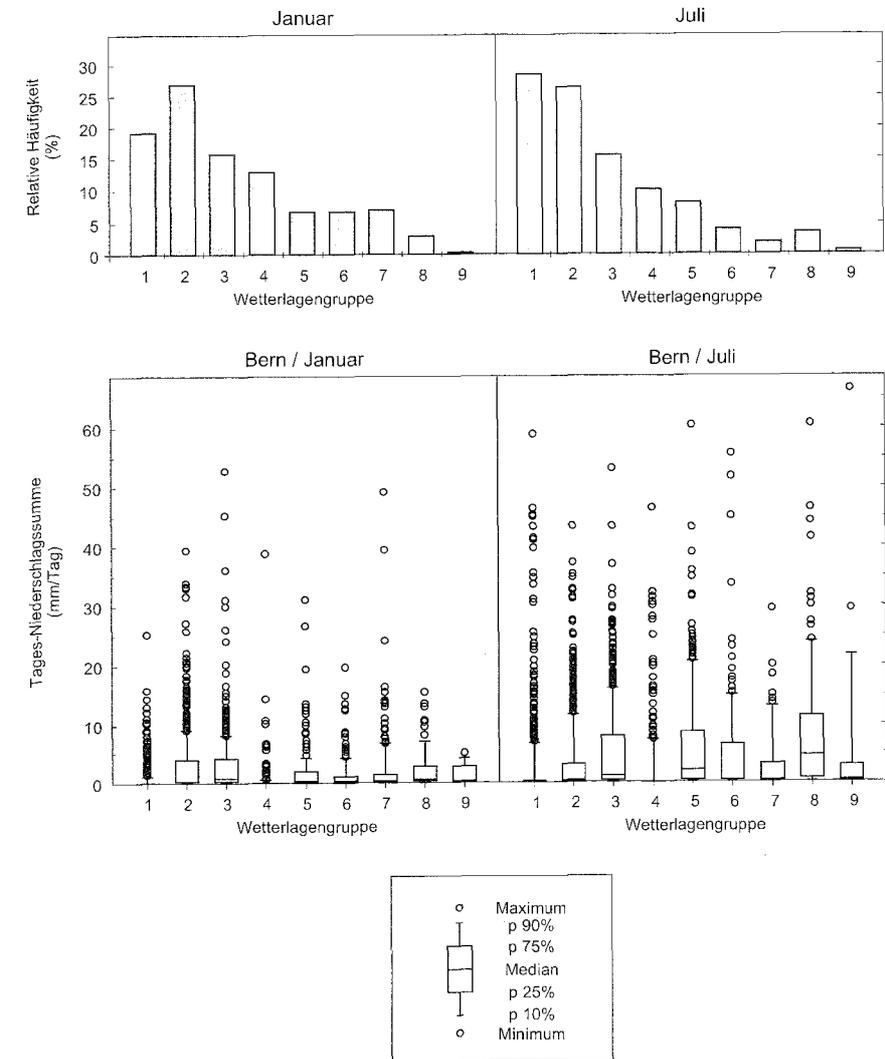
Auf der regionalen Skala verwendeten wir tägliche Niederschlagssummen für die Jahre 1901–1990 aus den beiden Stationen Bern auf der Alpennord- und Lugano auf der Alpensüdseite. Figur 4.3 (untere Hälfte) zeigt die Verteilungen der täglichen Niederschlagssummen in Bern für die verschiedenen Wetterlagengruppen im Januar und Juli.

Die Sensitivitätsanalyse hatte zum Ziel, die Auswirkungen von möglichen Veränderungen in den monatlichen Wetterlagenspektren auf die Erwartungswerte der monatlichen Niederschlagssummen an den beiden Standorten zu quantifizieren. Diese Erwartungswerte sind direkt proportional zu jenen der täglichen Niederschlagssummen, die als $m = (1/9) \sum m_i H_i / 100$, d.h. als das gewichtete Mittel der Erwartungswerte m_i für die einzelnen Wetterlagengruppen (Fig. 4.4) berechnet wurden. Die Gewichte H_i waren durch das jeweilige Wetterlagenspektrum H gegeben.

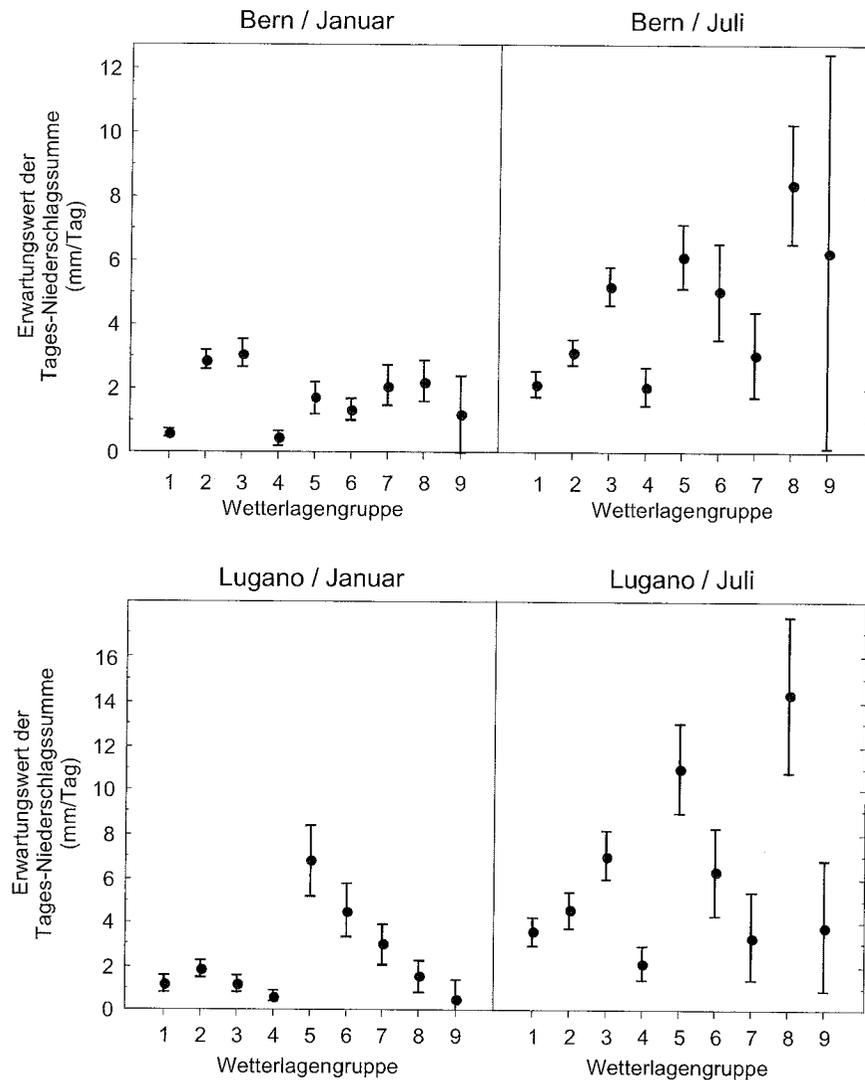
Für die Sensitivitätsanalyse erzeugten wir systematisch eine grosse Anzahl von veränderten Wetterlagenspektren (siehe unten) und berechneten dann die zugehörigen Niederschlagsanomalien. Dabei gingen wir von der Annahme aus, dass die Niederschlagswirksamkeit einer Wetterlagengruppe unabhängig von deren relativen Häufigkeit ist, so dass die aus den Messdaten geschätzten (Fig. 4.4) standorts-, monats- und wetterlagengruppenspezifischen Erwartungswerte m_i für alle Berechnungen unverändert belassen wurden. Zweitens nahmen wir an, dass sich die relative Häufigkeit einer Wetterlagengruppe mit gleichverteilter Wahrscheinlichkeit um (maximal) $\Delta_{\max} = \pm 100\%$ relativ zur jeweils gemessenen relativen Häufigkeit (Fig. 4.3, oben) ändern kann. Der gewählte Wert von $\pm 100\%$ war klein im Vergleich zur interannuellen Variabilität der relativen Häufigkeiten, deren Variationskoeffizienten in der Periode 1901–1990 und im Mittel über alle Monate und Wetterlagengruppen 140% betragen. Schliesslich wurde davon ausgegangen, dass die Veränderungen in den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen bis auf die Bedingung, dass alle Häufigkeiten zusammen zu 100% summieren müssen, statistisch voneinander unabhängig sind.

Zur Erzeugung neuer Wetterlagenspektren wurden die relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen 1 bis 7 systematisch in kleinen Schritten und in allen möglichen Kombinationen um bis zu $\pm 100\%$ der jeweils gemessenen

relativen Häufigkeiten (Fig. 4.3, oben) abgeändert. Die relative Häufigkeit der Wetterlagengruppe 9 wurde immer unverändert belassen, während diejenige der Wetterlagengruppe 8 derart abgeändert wurde, dass sich alle relativen Häufigkeiten zu 100% summieren. Wetterlagenspektren, bei denen eine oder mehrere relative Häufigkeiten ausserhalb des Bereichs 0–100% zu



Figur 4.3: Relative Häufigkeiten der neun nach alpin-synoptischen Kriterien definierten Gruppen europäischer Wetterlagen (oben), sowie zugehörige Verteilungen der täglichen Niederschlagssummen in Bern (unten) für Januar (links) und Juli (rechts). Alle Daten beziehen sich auf die Periode 1901–1990 ($n = 2790$).



Figur 4.4: Erwartungswerte der täglichen Niederschlagssummen in Bern (oben) und Lugano (unten) im Januar (links) und Juli (rechts) für die neun nach alpin-synoptischen Kriterien definierten Gruppen europäischer Wetterlagen. Balken stellen die 90%-Konfidenzintervalle dar. Alle Daten beziehen sich auf die Periode 1901–1990.

liegen kamen oder bei denen die relative Häufigkeit der Wetterlagengruppe 8 um mehr als 100% ihres heutigen Wertes abgeändert werden musste, wurden ausgeschlossen. Für jeden Standort und Monat ergaben sich auf diese Weise zirka zwei bis acht Millionen gültige Wetterlagenspektren sowie zugehörige Anomalien für den Erwartungswert des Niederschlags (relativ zum Erwartungswert für 1901–1990), welche dann statistisch ausgewertet wurden.

Um die erhaltenen Resultate in den Kontext der gemessenen Klimavariabilität sowie den von globalen Klimamodellen simulierten Veränderungen zu stellen, wurden die folgenden zwei Berechnungen durchgeführt:

Erstens wurden für alle 18 aufeinanderfolgenden Fünfjahresperioden im Zeitraum 1901–1990 aus den beobachteten Daten die jeweiligen monatlichen Wetterlagenspektren und Niederschlagsanomalien berechnet. Um festzustellen, inwieweit die gemessenen Niederschlagsanomalien auf Veränderungen in den Häufigkeiten der Wetterlagen zurückgeführt werden können, wurden sie mit den aus den fünfjährigen Wetterlagenspektren berechneten Anomalien korreliert.

Zweitens wurden zwei fünfjährige Simulationen mit dem globalen Klimamodell ECHAM3/T106 (horizontale Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$) unter heutigen und « $2 \times \text{CO}_2$ »-Klimabedingungen (Bengtsson et al. 1995 und 1996, Simulation Nr. 23 in Tab. B2) wie folgt analysiert: Zuerst wurden alle vom Klimamodell simulierten täglichen Bodendruckkarten manuell einer der 29 europäischen Grosswetterlagen zugeordnet (R. Rickli, unpublizierte Analysen). Dann wurden die monatlichen Wetterlagenspektren für die neun alpinen Wetterlagengruppen ermittelt und schliesslich daraus wieder die zugehörigen Niederschlagsanomalien berechnet.

Die Abweichung eines gegebenen monatlichen Wetterlagenspektrums J vom jeweils in der Periode 1901–1990 gemessenen Referenzspektrum H wurde anhand der Masszahl $\kappa = (1/9) \sum |100(J_i - H_i)/H_i|$, d. h. dem Mittel der Absolutwerte der relativen Abweichungen der relativen Häufigkeiten J_i von ihren Referenzwerten H_i , gemessen. Die wichtigste Eigenschaft von κ ist, dass es mit wachsendem Unterschied zwischen zwei Wetterlagenspektren monoton ansteigt. Die genaue Definition von κ war irrelevant, da diese Zahl nur für Vergleichszwecke herbeigezogen wurde.

4.3.3. Resultate

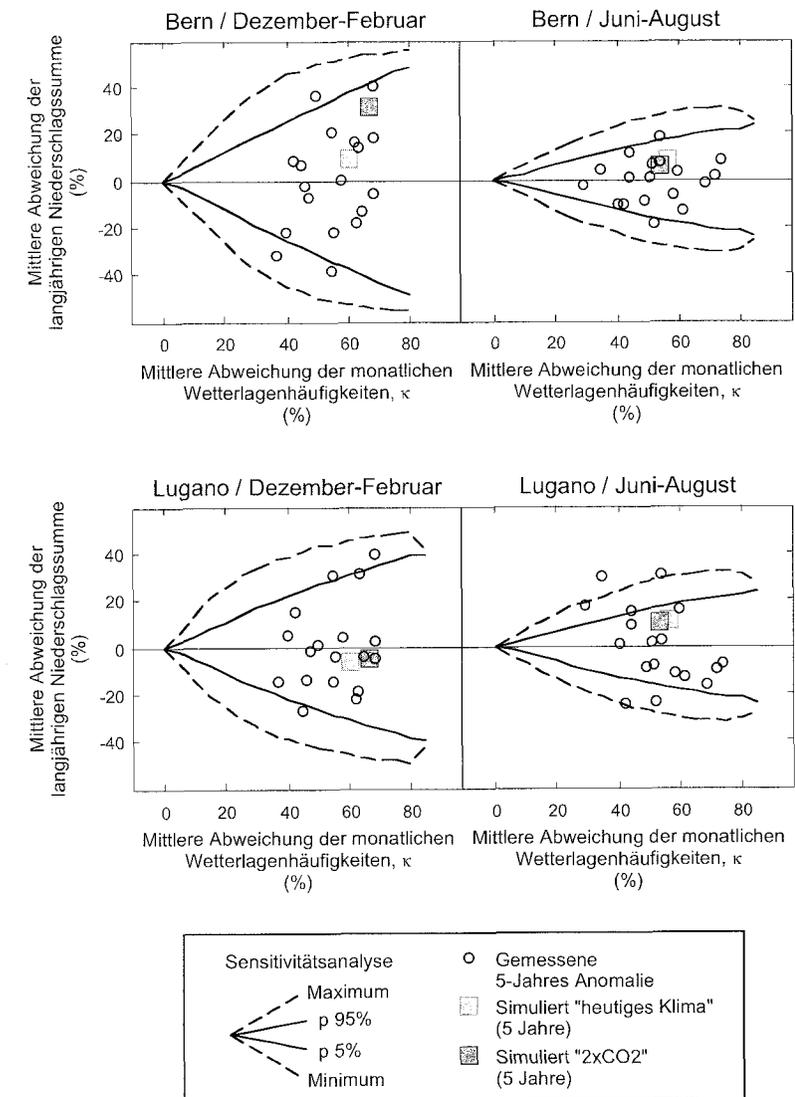
Figur 4.5 fasst die Resultate der Analysen für die drei Winter- (links) und die drei Sommermonate (rechts) zusammen. Die durchgezogenen und gestrichelten Linien zeigen die erhaltenen Streubreiten der Niederschlagssensitivitäten in Abhängigkeit vom «Distanzmass» κ . Die Streubreiten hingen nicht-linear von κ ab und waren an beiden Standorten für den Winter generell grösser als für den Sommer (Fig. 4.5, links vs. rechts). Für Werte von κ

grösser als ca. 80% ergaben sich nur noch wenige (<100) gültige Wetterlagentypen, so dass die entsprechenden Streubreiten stark schwankten (nicht gezeigt). Die mittleren Streubreiten für die drei Herbst- und Frühlingmonate (nicht gezeigt) lagen typischerweise zwischen den für den Winter und den Sommer gezeigten Werten, wobei für den Herbst an beiden Standorten die grösseren Sensitivitäten gefunden wurden.

Die aus den Messungen ermittelten fünfjährigen Klimazustände sind in Figur 4.5 als Kreise eingetragen. Die Abweichungen κ der beobachteten fünfjährigen Wetterlagentypen vom Referenzspektrum betragen im Mittel über alle Monate und Fünfjahresperioden 52%, mit einer mittleren monatlichen Schwankungsbreite von 29 bis 90% (nicht gezeigt). Die zugehörigen gemessenen Niederschlagsanomalien betragen in Bern im Mittel über die drei Winter- und Sommermonate $\pm 40\%$ bzw. $\pm 19\%$ (Fig. 4.5, oben). Für Lugano (Fig. 4.5, unten) wurde für den Winter eine etwas kleinere (-27 bis +39%), und für den Sommer eine grössere (-25 bis +30%) Streubreite erhalten. Im Mittel über die drei Frühlingmonate (bzw. die drei Herbstmonate) schwankten die fünfjährigen Niederschlagsanomalien in Bern zwischen $\pm 25\%$ (bzw. -15 bis +19%) und in Lugano zwischen -22 und +35% (bzw. -37 bis +30%, nicht gezeigt). Bis auf zwei Ausnahmen (Fig. 4.5, unten rechts) lagen die Niederschlagsanomalien für alle Jahreszeiten innerhalb des durch die Sensitivitätsanalysen abgesteckten Bereichs.

Die Korrelationen zwischen den gemessenen und den aus den Wetterlagentypen geschätzten fünfjährigen Niederschlagsanomalien wiesen an beiden Standorten einen deutlichen Jahresgang mit zwei Maxima in den Übergangsjahreszeiten auf (nicht gezeigt). Im Mittel über die zwei Standorte und die jeweiligen Monate betragen die Korrelationen für den Winter 0.46, für den Frühling 0.57, für den Sommer 0.2, und für den Herbst 0.56 ($n=18$).

Die aus den zwei globalen Klimasimulationen erhaltenen fünfjährigen Zirkulations- und Niederschlagsanomalien (Rechtecke in Fig. 4.5) lagen sowohl für den Winter als auch für den Sommer (Fig. 4.5) wie auch für die beiden anderen Jahreszeiten (nicht gezeigt) voll im Rahmen der beobachteten Klimavariabilität. Bei beiden globalen Simulationen betrug κ im Mittel über alle Monate ca. 60%. Die anhand der simulierten Wetterlagentypen abgeschätzten Niederschlagsanomalien schwankten an den zwei Standorten je nach Monat zwischen -22 und +38% (nicht gezeigt). Die grössten Abweichungen wurden unter der « $2\times CO_2$ »-Simulation für den Winter in Bern erhalten (Fig. 4.5, oben links). Das Modell selber erzeugte im Mittel über den gesamten Alpenraum für den Winter eine Niederschlagszunahme um 30% und für den Sommer eine Abnahme um 40% (siehe auch Kapitel 4.4).



Figur 4.5: Vergleich der empirisch ermittelten Streubreiten (gestrichelte und durchgezogene Linien) der Sensitivitäten des langjährigen Niederschlags in Bern (oben) und Lugano (unten) auf atmosphärische Zirkulationsveränderungen mit i) gemessenen Zirkulations- und Niederschlagsanomalien (Kreise), sowie ii) mit den von einem globalen Klimamodell simulierten Zirkulations- und zugehörigen, statistisch abgeschätzten Niederschlagsanomalien (Rechtecke). Die Streubreiten der Niederschlagssensitivitäten wurden aus mehreren Millionen numerischen Experimenten pro Monat und Standort gewonnen. Bei den Experimenten wurden die relativen Häufigkeiten von acht nach alpin-synoptischen Kriterien definierten Gruppen europäischer Wetterlagen in allen möglichen Kombinationen systematisch um bis zu $\pm 100\%$ ihres heutigen Wertes variiert und daraus die zugehörigen neuen Erwartungswerte des langjährigen Niederschlags ermittelt. Alle Berechnungen wurden auf Monatsbasis durchgeführt und beziehen sich auf die Periode 1901–1990. Gezeigt werden gemittelte Resultate für die Monate Dezember bis Februar (links) und Juni bis August (rechts).

4.3.4. Diskussion

Die erhaltenen Resultate deuten darauf hin, dass der langjährige mittlere Niederschlag im Alpenraum sehr sensitiv auf systematische Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation reagieren kann. Diese ist jedoch äusserst komplex und müsste für eine Sensitivitätsstudie idealerweise durch mehrere Statistiken zur Druckverteilung, Strömungsrichtung und -geschwindigkeit auf verschiedenen Höhenniveaus und Raum- und Zeitskalen beschrieben werden. Um der grossen Variabilität der Zirkulation auf der dekadischen Zeitskala gerecht zu werden, waren wir allerdings gezwungen, unsere Analyse auf das tägliche Bodendruckfeld zu beschränken, da dieses das einzige direkt mit der Zirkulation verknüpfte Feld ist, für welches Daten über knapp ein Jahrhundert vorliegen. Es stellt sich somit die Frage, inwieweit die hier verwendete, relativ einfache Methode es erlaubt, den tatsächlich möglichen Bereich von Niederschlagsveränderungen aufgrund von Veränderungen in der Zirkulation korrekt zu erfassen.

Ein Problem des verwendeten Ansatzes besteht darin, dass die untersuchten Wetterlagenspektren nicht aufgrund physikalischer, sondern lediglich aufgrund rein kombinatorischer Überlegungen definiert wurden. Somit ist es möglich, dass gewisse verwendete Kombinationen von Wetterlagenhäufigkeiten keinen stabilen Zustand im Hinblick auf die langjährige Energiebilanz und das gekoppelte System Ozean-Meereis-Atmosphäre darstellen. Auch stellt sich die Frage, inwieweit im Klimasystem bevorzugte Klimazustände existieren (z. B. Palmer 1999), so dass im Gegensatz zu unserem Vorgehen davon auszugehen wäre, dass langjährige Veränderungen in den relativen Häufigkeiten der verschiedenen Wetterlagengruppen miteinander korrelieren. Die Beantwortung dieser Fragen könnte möglicherweise durch die Analyse sehr langer Simulationen mit globalen Klimamodellen (z. B. von Storch et al. 1997) erfolgen, was allerdings den Rahmen der vorliegenden Untersuchung sprengen würde. Da wir jedoch eine sehr grosse Anzahl von möglichen Zirkulationsveränderungen untersucht haben, ist zu erwarten, dass selbst wenn ein Teil der untersuchten Wetterlagenspektren sich als physikalisch nicht haltbar erweisen sollte, dies die erhaltenen Streubreiten für die Sensitivitäten (Fig. 4.5) nicht wesentlich beeinflussen würde.

Ebenfalls genauer zu untersuchen wäre die zugrunde gelegte Annahme, dass zwischen den langjährigen relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen und ihren Niederschlagseffizienzen kein systematischer Zusammenhang besteht. Falls zum Beispiel die relative Häufigkeit einer niederschlagsreichen Wetterlage dadurch zunimmt, dass sich ihre mittlere Andauer verlängert, und dabei in den zusätzlichen Tagen im Schnitt zunehmend trockenere Luft herangeführt wird, hätte dies eine Abnahme der mittleren Niederschlags-

effizienz für diese Wetterlage zur Folge. Unsere Berechnungsmethode würde in diesem Fall die Sensitivität des Niederschlags auf eine Zunahme der Häufigkeit dieser Wetterlage überschätzen. Andererseits sind gegenteilige Fälle genauso gut denkbar. So könnte die Niederschlagseffizienz einer Wetterlage mit zunehmender Häufigkeit der Wetterlage zunehmen, beispielsweise indem bei verlängertem Andauern der Wetterlage die Atmosphäre zunehmend labil wird und somit die mittlere Niederschlagswahrscheinlichkeit und -summe zunehmen.

Eine weitere Fehlerquelle in unserer Untersuchung war durch mögliche Inhomogenitäten in den verwendeten Datensätzen, insbesondere was die Europäischen Grosswetterlagen betrifft (Salvisberg 1996), gegeben. Da wir aber vor allem langjährige Statistiken verwendeten und die zeitliche Abfolge der Messdaten für unsere Untersuchung unwesentlich war, dürften Inhomogenitäten für unsere Anwendung keine so grosse Rolle spielen. Ausserdem wurden für beide Standorte sehr ähnliche Resultate erhalten (Fig. 4.5), was darauf hinweist, dass die genaue Wahl des Arbeitspunktes für die Sensitivitätsanalyse nicht so wichtig war.

Trotzdem muss man davon ausgehen, dass die gefundenen Niederschlags-sensitivitäten ziemlich sicher eine *untere Grenze* für die im Prinzip möglichen, in der Zukunft zu erwartenden Veränderungen darstellen. Die Gründe dafür hängen vor allem damit zusammen, dass wir eine Reihe von simplifizierenden Annahmen getroffen haben, welche die Zahl der Freiheitsgrade reduzierten, so dass das mögliche Spektrum an Veränderungen eher unterdenn überschätzt wurde:

Erstens verwendeten wir zur Beschreibung der Zirkulation ein recht grobes Verfahren, so dass einerseits die Effekte systematischer Änderungen in den höheren Atmosphärenschichten oder der Anströmungsgeschwindigkeit des Alpenkörpers unberücksichtigt blieben. Andererseits wurden nur neun Wetterlagengruppen unterschieden, wobei für alle darin vorkommenden Wetter-situationen die gleichen mittleren Niederschlagseffizienzen angenommen wurden. Aufgrund dieser Mittelung wurde vermutlich die Rolle von möglichen Veränderungen in den Häufigkeiten einzelner, aber besonders niederschlagswirksamer Wetterlagen unterschätzt.

Zweitens wurden die Erwartungswerte des Niederschlags für die einzelnen Wetterlagengruppen (Fig. 4.4) als konstant angenommen. Die relativ kleinen Korrelationen zwischen den gemessenen und den aus den Wetterlagenspektren geschätzten fünfjährigen Niederschlagsanomalien weisen hingegen darauf hin, dass die Niederschlagseffizienz der einzelnen Wetterlagengruppen in der Vergangenheit variiert hat, insbesondere im Sommer und Winter, wo die kleinsten Korrelationen gefunden wurden. Die grossen gefundenen

Streubreiten des Niederschlags innerhalb der einzelnen Wetterlagengruppen (Fig. 4.3 unten) sowie die Analysen von Wilby (1994) und Schubert (1994) lassen erwarten, dass die fünfjährigen Erwartungswerte in vielen Fällen statistisch signifikant voneinander abweichen. Die Berücksichtigung dieser Variabilität (ob zufälligen Ursprungs oder nicht) würde die gefundenen Streubreiten (Fig. 4.5) auf jeden Fall weiter vergrössern, da die einzelnen Erwartungswerte multiplikativ in die Berechnung der Niederschlagssumme eingehen.

Drittens ist die Annahme konstanter Erwartungswerte für die einzelnen Wetterlagengruppen unter einem geänderten Klima wahrscheinlich nicht haltbar. So zeigten beispielsweise die Simulationsexperimente von Frei et al. (1998), dass in einer wärmeren und feuchteren Atmosphäre grosse Veränderungen im Niederschlagsklima auch ohne nennenswerte Zirkulationsveränderungen möglich sind. Ein zweites Beispiel liefert die empirische Untersuchung für den Schweizer Alpenraum von Brandsma und Buishand (1997). Darin wird gezeigt, dass, falls an einem bestimmten Tag Niederschlag eintritt, der Erwartungswert desselben stark mit dem Tagesmittel der Temperatur korreliert, für das in Zukunft grössere systematische Veränderungen zu erwarten sind. Die Überlagerung einer systematischen Zirkulationsveränderung mit weiteren Veränderungen lässt eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für grössere systematische Verschiebungen im Niederschlagsklima erwarten.

Viertens zeigte die Wiederholung der Sensitivitätsanalysen mit maximalen Veränderungen in den relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen um lediglich $\pm 50\%$, dass unsere Resultate nicht durch die extremsten angenommenen Veränderungen dominiert wurden. Der grösste Effekt zeigte sich lediglich bei den Extrema der Streubreiten, welche bei $\Delta_{\max} = \pm 50\%$ für $\kappa > \text{ca. } 20\%$ deutlich kleiner waren, während die 5%- und 95%-Quantile für beide Standorte und alle Jahreszeiten sehr nahe bei den für $\Delta_{\max} = \pm 100\%$ (Fig. 4.4) erhaltenen Resultaten lagen.

Schliesslich ist uns mindestens eine Studie mit einem regionalen Klimamodell bekannt (Heimann et al. 1998), in welcher für den Sommer auf der Alpennordseite unter der Annahme des IPCC-Szenarios IS92a für das Ende des 21. Jahrhunderts grossflächige Abnahmen in der langjährig mittleren Niederschlagssumme um bis zu 40% gefunden wurden. Der Grund lag vor allem in einer starken Zunahme der Ostlagen mit verstärkter Zufuhr warmer und kontinentaler Luftmassen aus Ost- und Südeuropa (Heimann et al. 1998). Dieses Resultat ist zwar wegen grösserer systematischer Fehler in der zugrundegelegten globalen Klimasimulation mit Vorsicht zu interpretieren, demonstriert aber deutlich, dass die in Figur 4.5 gezeigten Sensitivitäten in physikalisch basierten Simulationen durchaus überschritten werden können.

Die gefundene grosse Streubreite an Sensitivitäten (Fig. 4.5) scheint in einem gewissen Widerspruch zu den geringen Veränderungen im Niederschlag zu stehen, wie sie aus den Simulationen mit dem ECHAM3-Modell abgeschätzt wurden. Ähnlich kleine Effekte von simulierten Zirkulationsveränderungen auf den Niederschlag wurden für den Alpenraum von Gyalistras et al. (1994) und für andere Regionen zum Beispiel von Matyasovszky et al. (1993), Kidson und Watterson (1995), Zorita et al. (1995), Saunders und Byrne (1996) und Wilby et al. (1998) gefunden. Ob diese Resultate damit zu tun haben, dass bisher nur eine beschränkte Anzahl von globalen Simulationen untersucht wurde oder ob prinzipiell Zirkulationsveränderungen, die zu grossen Niederschlagsanomalien führen, gar nicht so wahrscheinlich sind, ist schwer zu sagen. Die Beurteilung dieser Frage wird einerseits durch die räumlich variierende Abhängigkeit des Niederschlags von der Zirkulation (Fig. 4.4), andererseits durch Probleme mit der Genauigkeit der globalen Klimamodelle und den verwendeten Prozeduren zur Abschätzung des regionalen Klimaänderungssignals erschwert. In diesem Zusammenhang ist allerdings darauf hinzuweisen, dass die Berücksichtigung weiterer Einflussgrössen als nur der Zirkulation die hier erhaltenen Abschätzungen der Niederschlagsveränderungen stark modifizieren könnte (z. B. Gyalistras et al. 1994, Charles et al. 1999, siehe auch die Diskussion der direkt durch das ECHAM3-Modell simulierten Niederschlagsveränderung im Kapitel 4.4.).

Die einzige grössere Veränderung des Niederschlags in der «2xCO₂»-Simulation mit dem ECHAM3-Modell wurde für Bern im Winter gefunden (Fig. 4.5, oben links). Eine genauere Analyse zeigte, dass in diesem Fall im Vergleich zur Simulation für das heutige Klima in allen drei Wintermonaten die relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen 2 und 3 zu Lasten der Gruppen 1, 4 und 6 zunahmen. Diese Zunahme der westlichen und nördlichen Strömungskomponente ist konsistent mit den Analysen der gleichen Modellsimulation von Beersma et al. (1997). Für Bern, wo die Wetterlagengruppen 2 und 3 im Gegensatz zu Lugano besonders niederschlagswirksam sind (Fig. 4.4 links), ergab sich somit eine Niederschlagszunahme. Dieses Beispiel illustriert schön, wie sich ein und dieselbe Zirkulationsveränderung in einem topographisch komplexen Gebiet wie den Alpen unterschiedlich auswirken kann. Die geringe Anzahl von nur fünf simulierten Jahren erlaubt es jedoch nicht, die erhaltenen Veränderungen eindeutig auf die CO₂-Erhöhung zurückzuführen: wie die Streubreite der gemessenen Fünfjahreszustände zeigt (Kreise in Fig. 4.5, oben links), könnten solche Anomalien ohne weiteres durch Zufallsschwankungen im Modellklima zustande gekommen sein.

4.3.5. Fazit

Die vorliegende Untersuchung zeigt klar, dass relative kleine, jedoch systematische Veränderungen in der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation signifikante Auswirkungen auf das Niederschlagsklima der Alpennord- wie Alpensüdseite haben können. Insbesondere hat ein beträchtlicher Anteil der untersuchten Veränderungsmuster für die Häufigkeiten der Europäischen Grosswetterlagen Niederschlagsanomalien zur Folge, welche im Vergleich zu der in diesem Jahrhundert beobachteten natürlichen Klimavariabilität gross sind. Die grössten Sensitivitäten wurden für den Winter gefunden, gefolgt vom Herbst, Frühling und Sommer.

Die von einem globalen Zirkulationsmodell unter der Annahme erhöhter Treibhausgaskonzentrationen simulierten Veränderungen im Bodendruckfeld liessen keine Schlüsse über signifikante Veränderungen im alpinen Niederschlagsklima allein aufgrund veränderter Wetterlagenhäufigkeiten zu. Dieses Resultat ist im Einklang mit Resultaten aus anderen Studien und für andere Regionen. Es ist jedoch in Anbetracht der geringen Anzahl von nur fünf simulierten Jahren, der beschränkten Aussagekraft eines einzigen Klimamodells und der relativ groben verwendeten Prozedur zur Abschätzung des Zirkulationseffekts auf den Niederschlag zu relativieren.

Schliesslich ist anzumerken, dass in diesem Kapitel lediglich versucht wurde, das Potential für Veränderungen im Alpinen Niederschlagsklima aufgrund von sich ändernden Wetterlagenhäufigkeiten abzuschätzen. Unsere Berechnungen beruhen auf einer relativ einfachen Methode, bei der nicht alle möglichen Freiheitsgrade ausgelotet wurden. Insbesondere ist zu erwarten, dass eine Reihe von weiteren Faktoren, die ebenfalls den lokalen Niederschlag beeinflussen, die Effekte von Zirkulationsveränderungen verstärken oder diesen entgegenwirken können. Somit sind die gefundenen Sensitivitäten als eine untere Grenze für die maximal möglichen Veränderungen zu interpretieren, die bei einem weiteren Voranschreiten der globalen Erwärmung eintreten könnten.

4.4. Klimaszenarien für den Alpenraum und die Schweiz: Neuester Stand und Vergleich

4.4.1. Einleitung

Wie könnte sich das Klima den Alpen in den nächsten Jahrzehnten verändern? Da die Entwicklung des globalen Klimas grundsätzlich unsicher ist, kann auf diese Frage keine einfache Antwort gegeben werden. Ausgehend von plausiblen Annahmen für die zukünftige globale sozio-ökonomische Entwicklung (Aufstellung von Emissionsszenarien) ist es jedoch möglich, physikalisch mehr oder weniger konsistente Szenarien für das zukünftige Klima der Alpen herzuleiten. Zur Berechnung solcher regionaler Klimaszenarien stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung, wobei die physikalisch konsistentesten Szenarien auf Simulationen mit globalen Zirkulationsmodellen (GCM) aufbauen (z. B. Giorgi und Mearns 1991, Carter et al. 1994). Aus diesem Grund werden wir uns in diesem Abschnitt ausschliesslich mit GCM-basierten Szenarien befassen.

Die gängigen atmosphärischen GCMs haben typische Gitterpunktabstände von einigen 100 km, so dass die komplexe Topographie der Alpen in den Modellen nur sehr grob dargestellt ist. Zudem ist die räumliche und zeitliche Präzision der Modelle beschränkt, was zur Folge hat, dass auf der Skala von einzelnen Gitterpunkten in der Regel keine zuverlässigen Resultate erhalten werden (z. B. Grotch und MacCracken 1991, Hulme et al. 1993). Um regionale Klimaszenarien abzuschätzen, müssen somit die von den GCMs simulierten, grossräumigen Klimaveränderungen in einem separaten Schritt auf die regionale Skala übersetzt werden (sogenannte «Klimaregionalisierung» oder «Downscaling»; z. B. von Storch 1995).

Eine erste Möglichkeit zur Klimaregionalisierung besteht in der Verwendung globaler Modelle, die über dem ganzen Globus (z. B. Bengtsson et al. 1995) oder nur über der interessierenden Region (z. B. Déqué et al. 1998) eine hohe horizontale Auflösung aufweisen und mit den Resultaten aus einer grob aufgelösten GCM-Simulation angetrieben werden («Zeitscheibenexperimente»). Zwei weitere Möglichkeiten sind die Einbettung eines regionalen Klimamodells (RegCM) in ein globales Modell (z. B. Giorgi et al. 1992, Rotach et al. 1997), oder die Ermittlung des regionalen Klimas als gewichtetes Mittel regionaler Klimazustände, die mit einem RegCM für typische Wetterlagen oder Wetterepisoden aus einem GCM-Lauf berechnet werden (z. B. Frey-Buness et al. 1995, Fuentes et al., 1998). Eine letzte Möglichkeit besteht schliesslich in der Verwendung statistischer Transferfunktionen, die es

erlauben, Veränderungen in regionalen oder lokalen Klimaparametern aus Veränderungen des grossräumigen Klimazustands abzuschätzen (z. B. Kim et al. 1984, von Storch et al. 1993). Eine ausführliche Diskussion der Vor- und Nachteile der verschiedenen Verfahren sowie deren Eignung für Klimawirkungsstudien in den Alpen kann in Gyalistras et al. (1998) und Gyalistras und Fischlin (1999) nachgelesen werden.

Die bisher vollständigste Übersicht von Klimaszenarien für den Alpenraum ist unseres Wissens in Gyalistras et al. (1998) zu finden. Die in dieser Arbeit untersuchten, GCM-basierten Szenarien weisen klar auf eine zukünftige Temperaturerhöhung im Alpenraum hin, die für den Fall einer CO₂-Verdoppelung und im Mittel über das ganze Jahr und den gesamten Alpenbogen, je nach Szenario zwischen 1.2 und 3.5 °C betragen könnte. Für die 2xCO₂-Sensitivität des jahres- und gebietsmittleren Niederschlags ergab sich eine Spannweite zwischen -5 und +25%. Die Szenarien zeigten, dass je nach Klimaparameter, Region und Jahreszeit mit stark variierenden Veränderungen zu rechnen ist.

Die Auswertung von Gyalistras et al. (1998) berücksichtigte jedoch nur eine relativ kleine Anzahl von GCM-Simulationen, so dass bei den oben angegebenen Intervallen die tatsächlichen Unsicherheiten bei der Modellierung der globalen Klimaveränderung (siehe Kapitel 4.2.) wohl eher unterschätzt wurden. Zudem basiert der Szenarienvergleich von Gyalistras et al. (1998) auf einer sehr heterogenen und unvollständigen (z. B. im Hinblick auf die räumliche und jahreszeitliche Abdeckung) Datenbank. Auch entsprach die Arbeit dem Forschungsstand von zirka 1996, so dass nur eine einzige Simulation mit einem voll gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen GCM (AOGCM) berücksichtigt wurde. Schliesslich wurde in keiner der betrachteten Studien der kühlende Effekt der Aerosole miteinbezogen.

In diesem Unterkapitel wird erstens eine Bestandesaufnahme der heute verfügbaren Klimaszenarien für den Alpenraum erstellt. Unser Ziel ist es dabei, die bestehenden Unsicherheiten bei der Abschätzung des zukünftigen Klimas zu erkunden sowie mögliche Wissenslücken ausfindig zu machen. Zweitens sollen die seit zirka 1996 neu hinzugekommenen Szenarien näher vorgestellt werden. Schliesslich sollen die verfügbaren Szenarien kritisch diskutiert und dazu verwendet werden, die klimatische Sensitivität des Alpenraums auf die zu erwartende globale Erwärmung quantitativ abzuschätzen.

4.4.2. Material und Methoden

Auswahl der Szenarien

Mittlerweile ist eine Vielzahl von Simulationen mit globalen und regionalen Klimamodellen, die den Alpenraum einschliessen, durchgeführt worden. Viele dieser Resultate können in digitaler Form von der Website des IPCC Data Distribution Centre (IPCC DDC, <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>) heruntergeladen werden. Die Auswertung all dieser Daten würde jedoch den Rahmen der vorliegenden Studie sprengen. Hier beschränken wir uns daher auf die Vorstellung bereits publizierter Szenarien sowie einiger neuerer Resultate aus der eigenen Forschung.

Die Mehrzahl der uns zur Verfügung stehenden Studien berücksichtigte mögliche Veränderungen in den langjährigen Erwartungswerten der annuell oder saisonal gemittelten Temperatur und des Niederschlags. Einige Arbeiten enthielten Szenarienangaben auch zu anderen Statistiken, wie zum Beispiel die Tag-zu-Tag-Variabilität des Wetters (Gyalistras et al. 1994, Riedo et al. 1999) und Klimavariablen, wie z. B. die Anzahl Niederschlagstage, die relative Feuchte und die Strahlung (Gyalistras et al. 1994 und 1997, Wild et al. 1997). Auf diese Arbeiten wird hier aus Platzgründen nicht näher eingegangen. Soweit vorhanden, werden wir jedoch auf Szenarienangaben für die extremen Niederschlagsereignisse eingehen.

Szenarien aus globalen Klimamodellen

Wie bereits erwähnt wurde geben GCMs an einzelnen Gitterpunkten in der Regel keine sehr vertrauenswürdigen Resultate. Auf der Skala von mehreren Gitterpunkten können die Modelle jedoch durchaus zuverlässige Informationen liefern (z. B. Widmann und Bretherton 2000). Da die meisten neueren GCMs einen Gitterpunktabstand von 200–300 km aufweisen, ist es daher von Interesse, die mittlere Reaktion der Modelle über das gesamte Alpengebiet (West-Ost-Ausdehnung ca. 800 km) zu ermitteln.

Machenhauer et al. (1998) untersuchten die Simulation des heutigen Klimas durch die HadCM2- und ECHAM4+OPYC3-AOGCMs über einzelnen europäische Regionen, darunter auch den Alpen. In einem zweiten Schritt analysierten sie dann die Resultate von zwei Szenarienrechnungen mit dem HadCM2- und einer weiteren Rechnung mit dem ECHAM4+OPYC3-Modell.

Die beiden HadCM2-Experimente deckten den Zeitraum 1860 bis 2090 ab (Mitchell und Johns 1997, Simulationen Nr. 32 und 33 in Tab. B2). In der ersten Simulation wurde bis 1990 ein kontinuierlicher Anstieg des äquivalenten CO₂-Gehalts gemäss Beobachtungen und ab 1990 um 1% pro Jahr angenommen. Analysiert wurden die simulierten mittleren Veränderungen aus 10 Jahren um das Jahr 2060, relativ zu 10 Jahren um das Jahr 1990. In diesem Beitrag wird für dieses Szenario die Bezeichnung *HAD2/GHG/2060-1990* verwendet.

In der zweiten HadCM2-Simulation wurde zusätzlich der direkte Effekt der Sulfataerosole berücksichtigt. Das verwendete Forcing basierte bis 1990 auf Schätzungen historischer Sulfat-Emissionen und ab 1990 auf dem IPCC-Szenario IS92a. Bei dieser Simulation analysierten Machenhauer et al. (1998) die mittleren Veränderungen aus 30 Jahren um das Jahr 2020, relativ zu 30-jährigen Mitteln aus einer Kontrollsimulation mit einem auf dem Stand von 1950 festgehaltenen äquivalenten CO₂-Gehalt (Szenario *HAD2/SUL/2020-1950*).

Die ECHAM4+OPYC3-Simulation erstreckte sich von 1860 bis 2100 (Roegner et al. 1999, Simulation Nr. 24 in Tab. B2). Hier wurde bis 1990 ein stetiger Anstieg der Konzentrationen von CO₂, CH₄, N₂O und anderen Treibhausgasen gemäss Beobachtungen und ab 1990 wieder ein Anstieg gemäss dem IPCC-Szenario IS92a angenommen. Der Effekt der Sulfataerosole wurde nicht berücksichtigt. Analysiert wurden die Veränderungen aus 9 Jahren um das Jahr 2075, relativ zu 9 Jahren um das Jahr 1990 (Szenario *ECH4/GHG/2075-1990*).

Eine weitere Analyse von GCM-Resultaten für den Alpenraum findet sich bei Burkhardt (1995 und 1999). Untersucht wurde der Winterniederschlag in einem Zeitscheibenexperiment mit dem ECHAM3(T42)-AGCM, wobei die Randbedingungen für das zukünftige Klima einer IPCC «Business-As-Usual»-Simulation mit dem ECHAM1+LSG-AOGCM entnommen wurden (Cubasch et al. 1995, Perlwitz 1997, Simulation Nr. 22 in Tab. B2). Simuliert wurden je 30 Jahre um das Jahr 1980 (1xCO₂) und 2080 (3xCO₂) (Szenario *ECH1/GHG/2080-1980+ECH3(T42)*).

Szenarien aus Simulationen mit hochauflösenden Klimamodellen

Die typische horizontale Auflösung der bisher durchgeführten Simulationen mit räumlich hochaufgelösten, globalen oder regionalen Klimamodellen beträgt zirka 50 km. Dies würde im Prinzip das Studium von Klimaveränderungen in groben Teilregionen der Alpen (z. B. Alpennord- vs. Alpensüdseite;

Gyalistras et al. 1998) zulassen. Die meisten bisher durchgeführten quantitativen Analysen beziehen sich jedoch auf Gebietsmittelwerte über dem gesamten Alpenbogen.

Machenhauer et al. (1998) benutzten die oben erwähnten Simulationen mit den HadCM2- und ECHAM4+OPYC3-AOGCMs für Regionalisierungsstudien mit drei verschiedenen, räumlich hochaufgelösten Klimamodellen. Benutzt wurden das HadRM2-RegCM (Jones et al. 1995, Noguer et al. 1998, horizontale Auflösung 50 km), das ARPEGE-GCM (Déqué et al. 1998, Simulation Nr. 4 in Tab. B2, räumlich variable horizontale Auflösung, maximal zirka 60 km über Europa), sowie das HIRHAM4-RegCM (Christensen et al. 1996, Christensen et al. 1997, horizontale Auflösung 55 km). Für die erhaltenen Szenarien werden im Weiteren die Bezeichnungen *HAD2/SUL/2020-1950+HadRM2*, *HAD2/GHG/2060-1990+ARPEGE* und *ECH4/GHG/2075-1990+HIRHAM4* verwendet.

Die globale ECHAM4+OPYC3/GHG-Simulation wurde auch in der RegCM-Studie von Heimann und Sept (1998) verwendet. Hier wurde das mittlere Sommerklima der Jahre 2071-2100 im Vergleich zur Referenzperiode 1971-2000 betrachtet. Die Studie basierte auf dem von Fuentes et al. (1998) vorgeschlagenen statistisch-dynamischen Verfahren und verwendete das REWIH3D-RegCM (Heimann 1994), das in zwei Schritten zuerst mit einer horizontalen Auflösung von 80 km und dann von 20 km betrieben wurde. In einer weiteren Untersuchung mit der gleichen Modellkonfiguration berechneten Heimann et al. (1998) auch ein sommerliches Szenario für einen kleineren Ausschnitt der Alpen, der lediglich Bayern und Teile Österreichs und der Schweiz einschloss. Das von Heimann und Sept (1998) angegebene Szenario wird im Weiteren als *ECH4/GHG/2085-1985+2xREWIH3D* bezeichnet.

Giorgi et al. (1997) führten über Europa eine Simulation mit dem RegCM2-Modell (Giorgi et al. 1993a und b, Giorgi und Marinucci 1996, horizontale Auflösung 50 km) durch, das in das CSCO2-AGCM (Washington und Meehl, 1993, siehe auch Simulation Nr. 12 in Tab. B2) eingebettet wurde. Das AGCM war an ein Mischungsschicht-Ozeanmodell gekoppelt, und es wurden 5 Jahre unter 1xCO₂- und 3 Jahre unter 2xCO₂-Bedingungen gerechnet. Für dieses Szenario wird im Weiteren die Bezeichnung *CSCO2/2xCO₂+RegCM2* verwendet.

Von einer weiteren regionalen Klimasimulation, die den Alpenraum einschliesst, wird in Jones et al. (1997) berichtet. Verwendet wurde das HadRM2-Modell (horizontale Auflösung zirka 50 km), das mit Daten vom UKMO-AGCM (Mitchell und Johns, 1997, siehe auch Simulation Nr. 33 in Tab. B2) angetrieben wurde. In dieser Studie wurde allerdings im Gegensatz

zu den weiter oben erwähnten HAD2/GHG- und HAD2/SUL-Szenarien das AGCM lediglich an ein Mischungsschicht-Ozeanmodell gekoppelt. Simuliert wurden je 10 Jahre unter $1xCO_2$ - und $2xCO_2$ -Bedingungen (Szenario *UKMO/2xCO₂+HadRM2*).

Eine weitere RegCM-Studie über Europa, die keine eigentliche Szenario-rechnung darstellt, aber im Zusammenhang mit der Klimaveränderung von Interesse ist, wurde von Frei et al. (1998) durchgeführt. Hier wurde das RegCM nicht in ein GCM eingebettet, sondern gemäss der von Schär et al. (1996) vorgeschlagenen Methode als Randbedingung lediglich mit systematisch abgeänderten grossräumigen Messdaten angetrieben. Spezifisch wurde im Sinne einer Sensitivitätsstudie angenommen, dass sich die Lufttemperatur über dem Nordatlantik und Europa in allen Höhengniveaus gleichmässig um 2 K erwärmt und dass dabei, im Einklang mit den Resultaten globaler Klimasimulationen (z. B. Mitchell und Ingram 1992), die relative Feuchte in der Atmosphäre konstant bleibt (d. h. Erhöhung der absoluten Feuchte). Ansonsten wurden keine weiteren Veränderungen, insbesondere keine systematischen Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation, angenommen. Verwendet wurde das regionale Klimamodell von Lüthi et al. (1996; horizontale Auflösung 56 km) und es wurden je fünf Oktober unter heutigen und wärmeren Randbedingungen simuliert. Für diese Studie verwenden wir im Weiteren die Bezeichnung *SENS2K*.

Szenarien aus statistischen Regionalisierungsmethoden

Die statistische Regionalisierung beruht auf gemessenen Zusammenhängen zwischen gross- und kleinräumigen Variablen, so dass im Gegensatz zu den GCM- und RegCM-Simulationen regionale Szenarien zunächst nur für langjährige Klimastationen hergeleitet werden können. Mithilfe von zusätzlichen Daten aus umliegenden Messstationen sowie statistischen Interpolationsverfahren können jedoch selbst für den topographisch komplexen Alpenraum flächendeckende Szenarien mit einer hohen räumlichen Auflösung abgeschätzt werden (Gyalistras et al. 1998, Gyalistras und Fischlin 1999).

Das unseres Wissens bisher einzige statistisch erstellte Szenario, das den gesamten Alpenraum abdeckt, wurde von Burkhardt (1999) berechnet. Als grossräumiger Prädiktor diente das monatlich gemittelte 500 hPa Geopotentialfeld (Z500) über Europa, um mögliche Veränderungen des Winterniederschlags an 16 zentraleuropäischen Standorten abzuschätzen. Verwendet wurde ein multivariates, lineares Regressionsmodell, das mittels der kanonischen Korrelationsanalyse (CCA) aus den monatlichen grossräumigen und regionalen Messreihen ermittelt wurde. Das von Burkhardt (1999) angegebene

ne Szenario basierte auf dem bereits weiter oben vorgestellten Zeitscheibenexperiment mit dem ECHAM3(T42)-AOGCM (Simulation Nr. 22 in Tab. B2) und wird im Weiteren als *ECH1/GHG/2080-1980+ECH3(T42)+CCA(Z500)* bezeichnet.

Für die Schweiz sind in den letzten Jahren mehrere statistisch regionalisierte Szenarien erstellt worden. Die meisten dieser Szenarien wurden mittels der von Gyalistras et al. (1994; siehe auch Fischlin und Gyalistras 1997) vorgeschlagenen statistischen Regionalisierungsmethode berechnet. Diese Methode basiert auf einer für jeden Standort und Monat separat durchgeführten CCA, wobei der grossräumige Zustand der Atmosphäre durch die monatlich gemittelten bodennahen Luftdruck- (SLP) und Temperaturfelder (T) über dem Nordatlantik und Europa beschrieben wird. Im Folgenden betrachten wir fünf verschiedene Szenarien, bei denen die abhängigen Variablen an jedem Standort durch das monatliche Temperaturmittel und die Quadratwurzel der monatlichen Niederschlagssumme gegeben waren. Berücksichtigt wurden 40 über die ganze Schweiz verteilte Standorte (32 auf der Alpennord- und 8 auf der Alpensüdseite).

Das erste Szenario basierte auf einer $2xCO_2$ -Simulation mit dem ECHAM1+LSG-AOGCM (Cubasch et al. 1992, nicht in Tab. B2 aufgeführt). Das Referenzklima war durch 40 simulierte Jahre unter 1985-Bedingungen ($1xCO_2$) und das geänderte Klima durch 20 simulierte Jahre unter $2xCO_2$ -Bedingungen definiert (Szenario *ECH1/2xCO₂+CCA(SLP&T)*; siehe auch Gyalistras et al. 1994, 1997 und 1998). Das zweite Szenario wurde für eine IPCC «Business-As-Usual»-Simulation mit dem gleichen Modell hergeleitet (Cubasch et al. 1992, Simulation Nr. 17 in Tab. B2), wobei die Veränderungen für 10 Jahre um 2080 relativ zum 40-jährigen Referenzklima betrachtet wurden (Szenario *ECH1/GHG/2080-1985+CCA(SLP&T)*; siehe auch Gyalistras et al. 1994 und 1998). Beim dritten Szenario handelte es sich um ein $2xCO_2$ -Experiment mit dem CCC-GCMII (Boer et al. 1992, Simulation Nr. 5 in Tab. B2). Zur Regionalisierung wurden je fünf Jahre unter $1xCO_2$ - und $2xCO_2$ -Bedingungen betrachtet (Szenario *CCC2/2xCO₂+CCA(SLP&T)*; siehe auch Fischlin und Gyalistras 1997, Gyalistras et al. 1997 und 1998). Die letzten zwei Szenarien schliesslich basierten auf den beiden bereits erwähnten Simulationen mit dem HadCM2-AOGCM (Mitchell und Johns 1997, Simulationen Nr. 32 und 33 in Tab. B2). In diesen Fällen wurden je 10 Jahre um das Jahr 2050 relativ zum simulierten Klima für die Jahre 1931-1980 betrachtet (Szenarien *HAD2/GHG/2050-1955/CCA(SLP&T)* und *HAD2/SUL/2050-1955/CCA(SLP&T)*).

Zwei wichtige Quellen von Unsicherheiten bei der statistischen Regionalisierung liegen in der Wahl der grossräumigen Prädiktoren sowie der statistischen Transferfunktion. Um die Sensitivität der schweizerischen Szenarien

auf diese zwei Faktoren zu untersuchen, wurden zwei zusätzliche Regionalisierungsstudien vorgenommen. In beiden Fällen stammten die Eingangsdaten aus der gleichen HadCM2-Simulation und Zeitperiode wie sie beim *HAD2/SUL/2050–1955/CCA(SLP&T)*-Szenario verwendet wurden. Zur Kalibrierung der statistischen Modelle standen jedoch grossräumige Messdaten nur aus den Jahren 1966–1994 zur Verfügung, so dass die durch das GCM simulierte Klimaveränderung ebenfalls relativ zum mittleren Klima für diese Referenzperiode (anstatt 1931–1980, siehe oben) berechnet wurde.

Bei der ersten der beiden Untersuchungen verwendeten wir wieder das oben beschriebene, CCA-basierte Verfahren von Gyalistras et al. (1994). Die grossräumigen Prädiktoren waren jedoch anstatt durch das Bodendruck- und Temperaturfeld lediglich durch das monatlich gemittelte 500 hPa Geopotentialfeld über dem genau gleichen Sektor gegeben. Auf der regionalen Seite wurden wieder die monatlichen Temperaturen und Niederschläge an den 40 Schweizer Standorten betrachtet (Szenario *HAD2/SUL/2050–1955/CCA(Z500)*).

Die zweite Untersuchung wurde von Neidhöfer (1999) durchgeführt und basierte auf einem gänzlich anderen Ansatz. Als Prädiktor diente ebenfalls das 500 hPa Geopotentialfeld über dem Nordatlantik und Europa, allerdings mit einer täglichen Auflösung. Auf der regionalen Seite wurden die täglichen Niederschlagssummen an 306 Schweizer Messstationen betrachtet. Die Regionalisierung beruhte auf der Suche von Analogfällen für den grossräumigen Zustand der Atmosphäre. Dabei wurden für jedes einzelne vom GCM simulierte, täglich gemittelte 500 hPa-Feld die zwanzig ähnlichsten Felder aus den Messdaten der Jahre 1966–1994 ermittelt. In einem zweiten Schritt wurden dann aus der Niederschlagsdatenbank für jeden gefundenen Fall und Standort die zugehörigen täglichen Niederschlagssummen herausgesucht. Der Tagesniederschlag an einem gegebenen Standort wurde schliesslich als das Mittel der jeweils gefundenen zwanzig Werte geschätzt. Neidhöfer (1999) berechnete tägliche Szenariendaten für die Perioden 2031–2060 und 2061–2090. In der vorliegenden Arbeit werden wir jedoch lediglich auf die annuell und saisonal gemittelten Niederschlagssummen für die Periode 2046–2055 und für 25 ausgewählte Klimastationen eingehen (Szenario *HAD2/SUL/2050–1955/ANALOG(Z500)*).

Ältere Szenarien

Beim Szenarienvergleich wurden vier ältere Szenarien mit einbezogen, die bereits in Gyalistras et al. (1998) besprochen wurden und deswegen hier nicht so ausführlich vorgestellt werden.

Die ersten zwei Szenarien waren ein $2\times\text{CO}_2$ -Gitterpunktszenario aus einer Simulation mit dem CCM0-GCM (Washington und Meehl 1984, Simulation Nr. 8 in Tab. B2) sowie ein zugehöriges regionalisiertes Szenario, das mittels Einbettung des MM4-RegCMs (Giorgi et al. 1992, horizontale Auflösung 70 km) in das CCM0-Modell erhalten wurde. Bei diesen zwei Szenarien standen uns für den Alpenraum die gebietsmittleren Veränderungen aus je fünf simulierten Jahren unter $1\times\text{CO}_2$ - und $2\times\text{CO}_2$ -Bedingungen für den Januar, April, Juli und Oktober zur Verfügung. Für den Szenarienvergleich gingen wir davon aus, dass die monatlichen Resultate näherungsweise für die jeweiligen Jahreszeiten repräsentativ sind. Die zwei Szenarien werden im Weiteren als *CCM0/2xCO2* bzw. *CCM0/2xCO2+MM4* bezeichnet.

Das dritte Szenario basierte auf einem Zeitscheibenexperiment mit dem ECHAM3(T106)-AGCM (Bengtsson et al. 1995, Bengtsson et al. 1996, Simulation Nr. 23 in Tab. B2), das mit Randbedingungen aus einem IPCC «Business-As-Usual»-Lauf mit dem ECHAM1+LSG-AOGCM berechnet wurde. Simuliert wurden je 5 Jahre um die Jahre 1980 ($1\times\text{CO}_2$) und 2045 ($2\times\text{CO}_2$). Hier lagen Informationen nur für den Januar und Juli vor, die wieder der jeweiligen Saison zugeordnet wurden (Szenario *ECH1/GHG/2045–1980+ECH3(T106)*).

Das vierte Szenario schliesslich wurde von Frey-Buness (1993; siehe auch Frey-Buness et al. 1995) erstellt und basierte auf dem bereits erwähnten Zeitscheibenexperiment mit dem ECHAM3(T42)-AGCM (Simulation Nr. 22 in Tab. B2). Dabei wurden die Resultate des ECHAM3-Laufs mittels des REWIH3D-Modells, das mit einer horizontalen Auflösung von zirka 25 km betrieben wurde, regionalisiert. Simuliert wurden je 10 Jahre mit Randbedingungen für die Jahre 1980 ($1\times\text{CO}_2$) und 2080 ($3\times\text{CO}_2$) (Szenario *ECH1/GHG/2080–1980+ECH3(T42)+REWIH3D*).

Statistische Signifikanz der Szenarien

Die möglichen Konsequenzen eines gegebenen Klimaszenarios für einen bestimmten Sektor, wie z. B. die Wasser- oder Landwirtschaft, dürften je nach der Geschwindigkeit, Form und Amplitude der berechneten Klimaveränderungen, aber auch je nach der betrachteten Region, Jahreszeit und Sektor stark variieren. Es ist jedoch generell davon auszugehen, dass die zu erwartenden Klimawirkungen um so bedeutender ausfallen dürften, je grösser die in einem Szenario berechneten Veränderungen im Vergleich zur beobachteten Klimavariabilität sind.

Als Vergleichsbasis für die Beurteilung der verschiedenen Szenarien werden in Tabelle 4.4 die aus Messungen in den letzten Jahrzehnten berechneten Mittelwerte (m) und Standardabweichungen (s) der regional und saisonal gemittelten Temperaturen und Niederschläge für den Alpenraum und die Schweiz zusammengefasst. Angegeben werden auch die Breiten (c_{90}) der geschätzten 90%-Konfidenzintervalle ($m \pm c_{90}$) für die Erwartungswerte μ der verschiedenen saisonalen Variablen in Abhängigkeit des Stichprobenumfangs n . Die c_{90} -Werte wurden unter der Annahme normalverteilter Variablen als $1.645 \times s / \sqrt{n}$ berechnet.

Zur objektiveren Beurteilung eines Szenarios ist es hilfreich, die statistische Signifikanz der berechneten Veränderungen zu ermitteln. Die statistische Signifikanz sagt allerdings an und für sich noch nichts über die tatsächliche Bedeutung der postulierten Veränderungen aus (z. B. im Hinblick auf die in einem bestimmten Sektor zu erwartenden Klimawirkungen). Sie gibt lediglich die Wahrscheinlichkeit an, dass das heutige und das Szenarioklima sich merklich voneinander unterscheiden.

Tabelle 4.4: Vergleich von Statistiken zu regional und saisonal gemittelten Temperaturen und Niederschlägen im Alpenraum und der Schweiz. Alpen: Statistiken beziehen sich auf den gesamten Alpenraum (Periode 1961–1990, basierend auf Daten aus Machenhauer et al. 1998); Schweiz: Statistiken beziehen sich auf das Mittel aus 40 schweizerischen Standorten (32 auf der Alpennord- und 8 auf der Alpensüdseite, Periode 1931–1980); m : Mittelwert; s : Standardabweichung; $c_{90}/n=N$: geschätzte Breite des 90%-Konfidenzintervalls für den Erwartungswert der jeweiligen Verteilung bei Stichprobenumfang N . Die Mittelwerte für die Temperaturen sind für Meereshöhe angegeben und wurden mithilfe eines jahreszeitlich variierenden Höhengradienten berechnet.

Region	Statistik	Temperatur (°C)				Niederschlag (m: mm/Tag, sonst %)			
		Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Alpen	m	3.8	12.0	20.5	13.1	3.1	3.7	4.2	3.6
	s	1.2	0.8	0.8	0.7	23	18	17	24
	$c_{90}/n=5$	0.9	0.6	0.6	0.5	17	13	13	18
	$c_{90}/n=10$	0.6	0.4	0.4	0.4	12	9	9	12
	$c_{90}/n=30$	0.4	0.2	0.2	0.2	7	5	5	7
Schweiz	m	2.9	12.0	20.4	11.8	2.8	3.1	4.4	3.3
	s	1.3	1.0	0.8	0.8	35	22	19	30
	$c_{90}/n=5$	1.0	0.8	0.6	0.6	26	16	14	22
	$c_{90}/n=10$	0.7	0.5	0.4	0.4	18	11	10	16
	$c_{90}/n=30$	0.4	0.3	0.2	0.2	10	7	6	9
$c_{90}/n=50$	0.3	0.2	0.2	0.2	8	5	4	7	

Die statistische Signifikanz der Abweichung eines langjährigen Temperatur- oder Niederschlagsmittels vom Referenzklima hängt von mehreren Faktoren ab: erstens von der Grösse der Abweichung, zweitens von der Variabilität der betrachteten Grösse unter dem Referenz- und dem Szenarioklima, und drittens von den jeweils zur Verfügung stehenden Stichprobenumfängen. So kann bei kleinen Stichprobenumfängen selbst eine grosse Abweichung statistisch nicht signifikant sein, während mit zunehmender Stichprobengrösse die Wahrscheinlichkeit, dass eine kleine Abweichung lediglich auf eine Zufallsschwankung zurückzuführen ist, immer kleiner wird.

In Tabelle 4.5 werden die typischen minimalen Abweichungen $|\Delta_{\min}|$ zwischen den Mittelwerten m_1 und m_2 von zwei Stichproben mit den Umfängen n_1 und n_2 angegeben, ab denen ein statistisch signifikanter Unterschied für die Erwartungswerte μ_1 und μ_2 der regional und saisonal gemittelten Temperaturen oder Niederschläge im Alpenraum erwartet werden kann (Signifikanzniveau $1-\alpha = 90\%$; Nullhypothese: $\mu_1 = \mu_2$). Die in Tabelle 4.5 angegebenen $|\Delta_{\min}|$ wurden unter der Annahme berechnet, dass alle betrachteten Variablen normalverteilt sind. Verwendet wurde die Formel

$$|\Delta_{\min}| = t^{-1}[n_1 + n_2 - 2, \alpha] \sqrt{\left(\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}\right) \left((n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2\right) / (n_1 + n_2 - 2)}$$

wobei $t^{-1}[n, \alpha]$ denjenigen Wert x angibt, für den das Integral zwischen $-x$ und $+x$ über die «Student» t -Verteilungsfunktion mit n Freiheitsgraden $1-\alpha$ beträgt. Für s_1 und s_2 verwendeten wir den Mittelwert aller in Tabelle 4.4 gezeigten Standardabweichungen, d. h. für die Temperatur waren $s_1 = s_2 = 0.94$ °C und für den Niederschlag $s_1 = s_2 = 0.83$ mm/Tag (entsprechend 23.5% von $m = 3.5$ mm/Tag).

Eine weitere beim Szenarienvergleich sich stellende Frage ist, inwieweit sich die verschiedenen Szenarien untereinander unterscheiden. Diese Frage lässt sich im Prinzip auf gleiche Weise wie diejenige nach dem Unterschied zwischen dem heutigen und einem gegebenen Szenarioklima beantworten

Tabelle 4.5: Zusammenstellung typischer minimaler Abweichungen zwischen den Mittelwerten von zwei Stichproben, ab denen ein statistisch signifikanter ($1-\alpha = 90\%$) Unterschied für die regional und saisonal gemittelte Temperatur und den Niederschlag im Alpenraum vorliegt. n_1 : Umfang der ersten Stichprobe (z. B. heutiges Klima); n_2 : Umfang der zweiten Stichprobe (z. B. Szenarioklima). Für weitere Erklärungen siehe Text.

	Temperatur (°C)				Niederschlag (%)			
	$n_2 = 5$	$n_2 = 10$	$n_2 = 30$	$n_2 = 50$	$n_2 = 5$	$n_2 = 10$	$n_2 = 30$	$n_2 = 50$
$n_1 = 5$	1.1	0.9	0.8	0.7	28	23	19	18
$n_1 = 10$	0.9	0.7	0.6	0.5	23	18	14	14
$n_1 = 30$	0.8	0.6	0.4	0.4	19	14	10	9
$n_1 = 50$	0.7	0.5	0.4	0.3	18	14	9	8

(Tab. 4.5). Eine entsprechende, systematische Untersuchung hätte jedoch eine bessere Datenbasis vorausgesetzt, als uns für diese Studie zur Verfügung stand.

Hier begnügen wir uns deswegen mit dem Vergleich von einigen ausgewählten, statistisch regionalisierten Niederschlagsszenarien für den Schweizer Alpenraum. Bei diesem Vergleich interessierte uns weniger die genaue quantitative Ausprägung der Szenarien, sondern in erster Linie inwieweit die jeweils angegebenen Tendenzen (Abnahme, Zunahme oder keine Veränderung des Niederschlags) übereinstimmten. Für den paarweisen Vergleich der Szenarien gingen wir daher von der folgende Regel aus: Falls für eine gegebene Jahreszeit und geographische Region (Alpen Nord- oder Alpensüdseite) die berechneten Veränderungen in den zwei Szenarien zwischen $-\Delta N_{\min}$ (= -10%, vergleiche Tab. 4.5) und $+\Delta N_{\min}$ lagen, wurde dies als eine Übereinstimmung gedeutet. Ansonsten mussten, um eine Übereinstimmung zu erzielen, beide Veränderungen kleiner als $-\Delta N_{\min}$ oder grösser als $+\Delta N_{\min}$ sein.

Die signifikante Anzahl von Übereinstimmungen wurde wie folgt abgeschätzt: Würde man die zwei Szenarien zufällig und unabhängig voneinander ermitteln (z. B. durch Würfeln) und dabei annehmen, dass die drei Ereignisse « $\Delta N \leq -\Delta N_{\min}$ », « $-\Delta N_{\min} < \Delta N \leq +\Delta N_{\min}$ » und « $\Delta N > +\Delta N_{\min}$ » gleich wahrscheinlich sind, so würde die Wahrscheinlichkeit, dass zwei Szenarien zufällig übereinstimmen $p = 3(1/9) = 33\%$ betragen. Die Wahrscheinlichkeiten $P(k \geq K)$ für mindestens K Übereinstimmungen zwischen zwei Szenarien sind durch eine Binomialverteilung mit Parametern $n = 8$ (zwei Regionen mal vier Jahreszeiten) und $p = 1 - q = 33\%$ gegeben, so dass $P(k \geq 4) = 26\%$, $P(k \geq 5) = 9\%$, $P(k \geq 6) = 2\%$, $P(k \geq 7) = 0.3\%$ und $P(k = 8) = 0.02\%$. Wenn wir für die Bestimmung der drei oben erwähnten Ereignisse davon ausgingen, dass die ΔN einer Normalverteilung entstammen, deren Erwartungswert und Standardabweichung aus allen betrachteten Szenarienwerten berechnet wurde, ergaben sich $p = 0.49$, sowie $P(k \geq 4) = 61\%$, $P(k \geq 5) = 34\%$, $P(k \geq 6) = 13\%$, $P(k \geq 7) = 3.1\%$ und $P(k = 8) = 0.3\%$. Bei mindestens sechs bis sieben Treffern konnte somit die Hypothese, dass die beiden Szenarien nur zufällig gleiche Ereignisse aufweisen, mit einer Sicherheit von mehr als 90% verworfen werden.

4.4.3. Beschreibung der Szenarien

In diesem Abschnitt soll zuerst ein Überblick über die wichtigsten Resultate aus den oben beschriebenen Studien gegeben werden. Ein systematischer Vergleich der verschiedenen Szenarien sowie eine Diskussion der gefundenen Gemeinsamkeiten, Unterschiede und Probleme folgt dann in den Abschnitten 4.4.4. und 4.4.5.

Szenarien aus globalen Klimamodellen

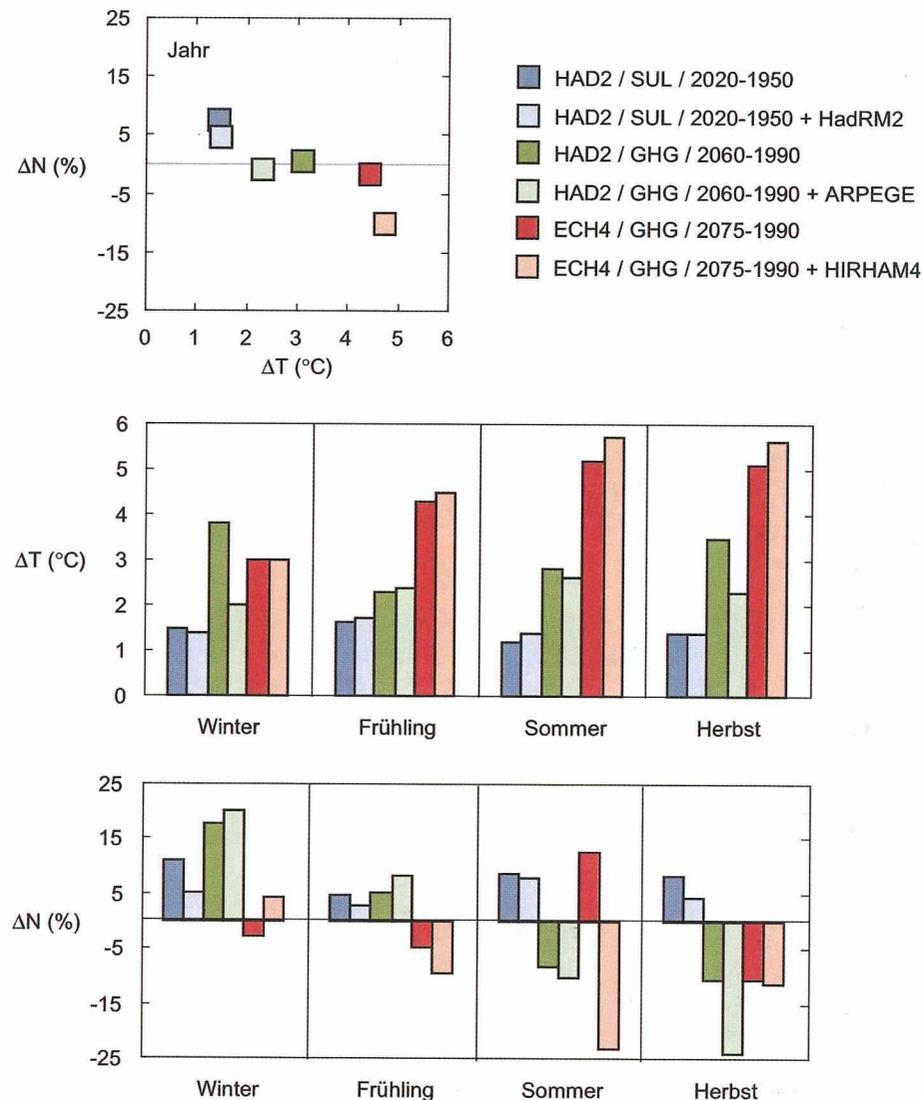
Die von den HadCM2- und ECHAM4+OPYC3-AOGCMs simulierten Veränderungen für die gebietsmittleren Temperaturen und Niederschläge über dem Alpenraum sind in Figur 4.6 zusammengefasst. Die Figur enthält aus Vergleichszwecken auch die Resultate der drei zugehörigen regionalen Klimasimulationen, die weiter unten besprochen werden.

Das *HAD2/SUL/2020–1950*-Szenario zeigte erwartungsgemäss immer die kleinste und das *ECH4/GHG/2075–1990*-Szenario (mit Ausnahme des Winters) immer die grösste Erwärmung. Für das Jahresmittel des Niederschlags (Fig. 4.6 oben) wurden positive (*HAD2/SUL*-Szenario) oder nur kleine (*HAD2/GHG*- und *ECH4/GHG*-Szenario) Veränderungen berechnet. Bei den saisonalen Niederschlägen (Fig. 4.6 unten) zeigten sich hingegen zum Teil gegensätzliche Veränderungen.

Beim *ECH1/GHG/2080–1980+ECH3(T42)*-Szenario wurde im Mittel über die 16 «alpinen» Gitterpunkte des Modells eine Niederschlagszunahme um 8% berechnet. Auf der Südseite der Modellalpen betrug die Zunahme zwischen 15% und 40% und auf der Nordostseite zwischen 3% und 11%. An den nordwestlichen Gitterpunkten zeigten sich Niederschlagsabnahmen von zirka 3% (Burkhardt (1999), berichtet über etwas andere Werte, die wir aber in unseren Berechnungen nicht nachvollziehen konnten).

Szenarien aus Simulationen mit hochauflösenden Klimamodellen

Die gebietsmittleren Temperatur- und Niederschlagsveränderungen für den Alpenraum aus den drei von Macherhauer et al. (1998) betrachteten Regionalisierungsstudien sind in Figur 4.6 zusammengefasst. Für die annuell gemittelten Veränderungen wurden ähnliche Werte ermittelt, wie sie direkt von den GCMs simuliert wurden (Fig. 4.6 oben). Grössere Abweichungen bei den



Figur 4.6: Vergleich der durch globale und regionale Klimamodelle simulierte Temperatur- und Niederschlagsveränderungen für den Alpenraum. Alle Angaben sind Gebietsmittel über dem gesamten Alpenbogen. Gezeigt sind Resultate für drei Paare von Simulationen mit jeweils einem globalen Klimamodell (starke Färbung) sowie einem nachgeschalteten Klimamodell mit einer grösseren horizontalen Auflösung (schwache Färbung). Die Simulationen basieren auf unterschiedlichen Ausgangsannahmen und beziehen sich auf unterschiedliche zukünftige Zeitpunkte (für weitere Erklärungen siehe Legende und Text). ΔT , ΔN : Abweichung des unter Szenariobedingungen simulierten langjährigen Temperatur- bzw. Niederschlagsmittels vom Mittel der jeweiligen Kontrollsimulation (heutiges Klima). Oben: jährlich gemittelte Abweichungen; Mitte: Abweichungen der saisonalen Temperaturmittel; Unten: Abweichungen der saisonalen Niederschlagssummen. Basierend auf Daten aus Machenhauer et al. (1998).

saisonalen Temperaturmitteln (Fig. 4.6 Mitte) zeigten sich beim *ARPEGE*-Szenario im Winter und im Herbst. Bei den saisonalen Niederschlägen (Fig. 4.6 unten) wichen insbesondere das *HIRHAM4*-Szenario im Sommer und das *ARPEGE*-Szenario im Herbst von den direkt durch die GCMs simulierten Veränderungen ab.

Die räumlichen Verteilungen der Niederschlagsveränderungen, die von den drei hochauflösenden Modellen für den Winter und den Sommer berechnet wurden, sind in Figur 4.7 dargestellt. Mit Ausnahme des *HadRM2*-Szenarios zeigten die simulierten Veränderungen eine grosse räumliche Variabilität über Europa. Dabei wurde in der Regel über dem Alpenraum, ausser vielleicht für das *ARPEGE*-Szenario im Winter, ein besonders starkes Signal ermittelt. Auffällig sind auch die simulierten Unterschiede zwischen der Alpennord- und Alpensüdseite im *HadRM2*-Szenario im Winter und im *HIRHAM4*-Szenario in beiden Jahreszeiten.

Machenhauer et al. (1998) analysierten für ganz Europa sowie getrennt nach verschiedenen europäischen Subregionen die regional und saisonal gemittelten Veränderungen des Niederschlags und der Temperatur aus den drei GCM-Szenarien und den zugehörigen hochauflösenden Simulationen. Das Niederschlagssignal für den Alpenraum war in sieben der total 6 Szenarien \times 4 Jahreszeiten = 24 betrachteten Fälle statistisch signifikant ($\alpha = 95\%$). In 21 Fällen war es grösser als die jeweils simulierte mittlere Veränderung für ganz Europa. Die über dem Alpenraum simulierten Temperaturzunahmen (Fig. 4.6) waren immer statistisch signifikant. Hier wurden in allen ausser fünf Fällen grössere Veränderungen als im europäischen Mittel erhalten (siehe Tabellen 1.1 bis 2.4 in Machenhauer et al., 1998).

Das *ECH4/GHG/2085-1985+2xREWIH3D*-Szenario ergab im Mittel über das gesamte Alpengebiet eine Erwärmung der Sommertemperaturen um $3.9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die Temperaturerhöhung war über den westlichen Alpen und dem zentralen Gebirgskörper besonders gross (mehr als $4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) und nahm gegen den Norden hin ab. Für den Niederschlag ergaben sich für den östlichen Teil des Alpenbogens Zunahmen, sonst aber grosse Abnahmen, die im Westen wieder besonders gross ($> 50\%$) ausfielen. Für Bayern nahm dabei die Häufigkeit der trockenen Tage von 40% bis 50% auf 60% bis 75% zu, während die Zahl der Starkniederschläge ($> 20\text{ mm/Tag}$) in weiten Teilen Bayerns und der Nordostschweiz um mehr als 50% abnahm. Das Signal für die Starkniederschläge zeigte jedoch eine grosse räumliche Variabilität, so dass an einzelnen Modellgitterpunkten über der Schweiz sowie über grösseren zusammenhängenden Regionen, wie etwa über Nordschwaben und Teilen Unter- und Oberfrankens, Zunahmen um mehr als 100% erhalten wurden. Für die drei Modellgitterpunkte in der Nähe der drei schweizerischen Standorte Zürich, Payerne und Sion ergaben sich Temperaturerhöhungen um 4.2, 3.7

und 4.8 °C sowie Niederschlagsabnahmen um 36%, 43% und 29% (Heimann und Sept 1998, Heimann et al. 1998).

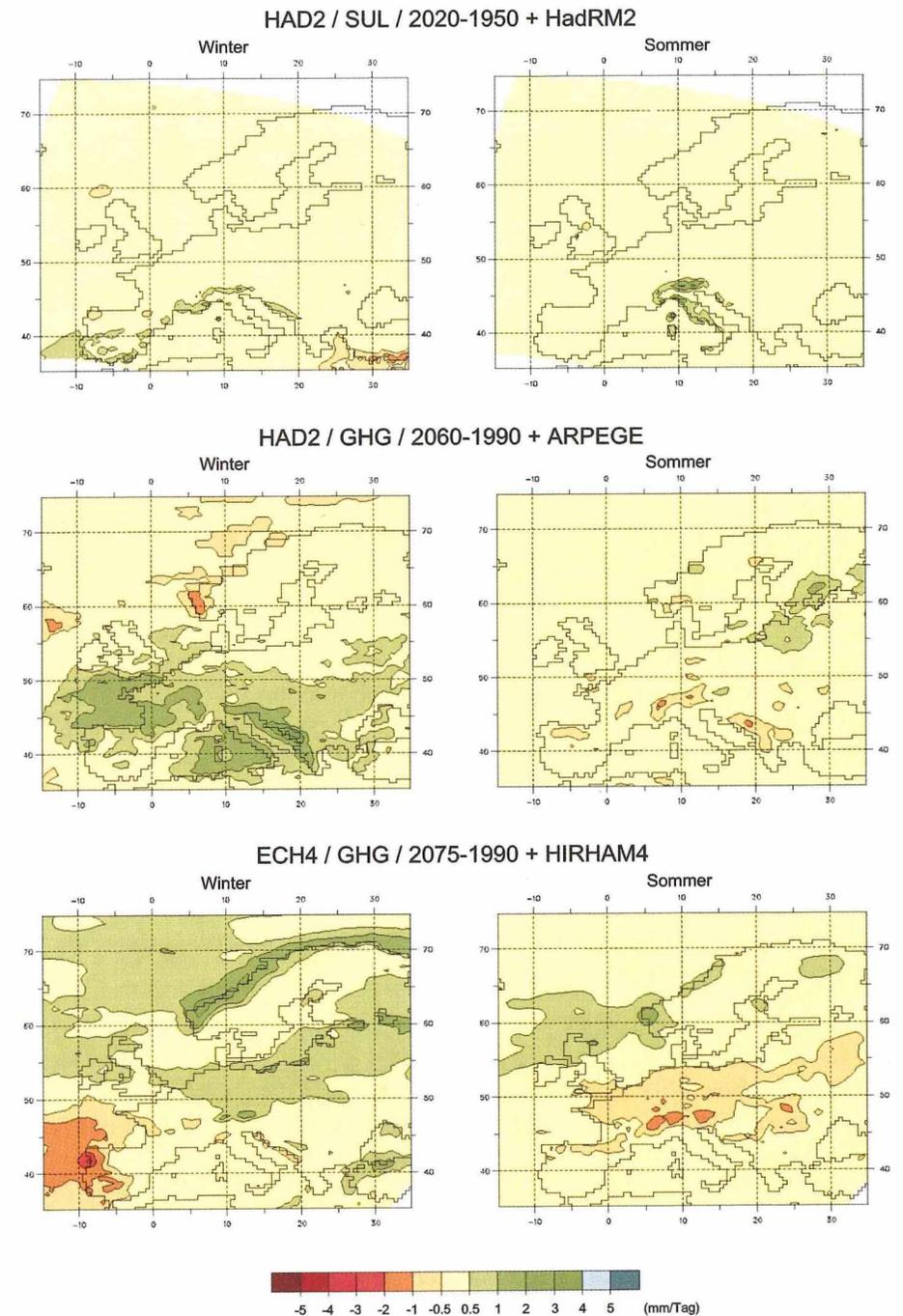
Die im *CSCO2/2xCO2+RegCM2*-Szenario erhaltenen mittleren Veränderungen für den Alpenraum sowie die bei der Modellierung des heutigen Klimas auftretenden systematischen Abweichungen von den Messdaten sind in Tabelle 4.6 dargestellt. Die systematischen Fehler waren meistens relativ klein im Vergleich zur natürlichen Klimavariabilität (vergleiche Tab. 4.4 und 4.5) und den Messgenauigkeiten bei der Abschätzung des heutigen Klimas. Grössere Modellfehler wurden nur für die Temperatur im Frühling und den Niederschlag im Sommer erhalten (Tab. 4.6). Im Jahresmittel ergab sich eine Temperaturerhöhung um 5.5 °C und eine Niederschlagszunahme um 19%. Die Erwärmung war recht gleichmässig über das Jahr verteilt, während der Niederschlag vor allem im Winter und Sommer zunahm. Ein weiteres, in Tabelle 4.6 nicht gezeigtes Resultat war, dass die simulierte Erwärmung für den Winter und Frühling signifikant mit der Höhe um zirka 0.6 °C/km bzw. 1 °C/km zunahm (Giorgi et al. 1997).

Das *UKMO/2xCO2+HadRM2*-Szenario zeigte über dem Alpenraum im Winter eine Erwärmung um 4 bis 5 °C und eine allgemeine Niederschlagszunahme, besonders auf der Alpensüdseite. Für den Sommer wurde eine Erwärmung um 2 bis 3 °C und starke Niederschlagszunahmen (>20%) erhalten. Genaue quantitative Angaben zu dieser Simulation standen uns leider nicht zur Verfügung.

Tabelle 4.6: Mit dem *CSCO2/RegCM2*-Modellsystem erhaltene Resultate für den Alpenraum. Alle Angaben sind Gebietsmittel über dem gesamten Alpenbogen. T: langjähriges Temperaturmittel; N: langjähriges Niederschlagsmittel; Bias: mittlerer systematischer Fehler bei der Simulation des heutigen Klimas (1xCO₂). Δ: Unter der Annahme einer CO₂-Verdoppelung (2xCO₂) relativ zur Simulation des heutigen Klimas erhaltene Veränderung. Für weitere Erläuterungen siehe Text. Basierend auf Daten aus Giorgi et al. (1997).

	Jahr	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
T Bias (°C)	-0.8	1.3	-4.1	1.0	-1.3
ΔT (°C)	5.5	5.2	5.4	5.7	5.7
N Bias (%)	-1	9	9	-24	0
ΔN (%)	19	41	4	43	-5

Figur 4.7: Von drei räumlich hochauflösenden Klimamodellen simulierte Veränderungen des langjährigen mittleren Niederschlags über Europa. Gezeigt sind die unter Szenarienbedingungen simulierten Abweichungen relativ zu den jeweiligen Kontrollsimulationen für den Winter (links) und den Sommer (rechts). Die Simulationen basieren auf unterschiedlichen Ausgangsannahmen und beziehen sich auf unterschiedliche zukünftige Zeitpunkte (für weitere Erklärungen siehe Überschriften und Text). Aus Machenhauer et al. (1998).



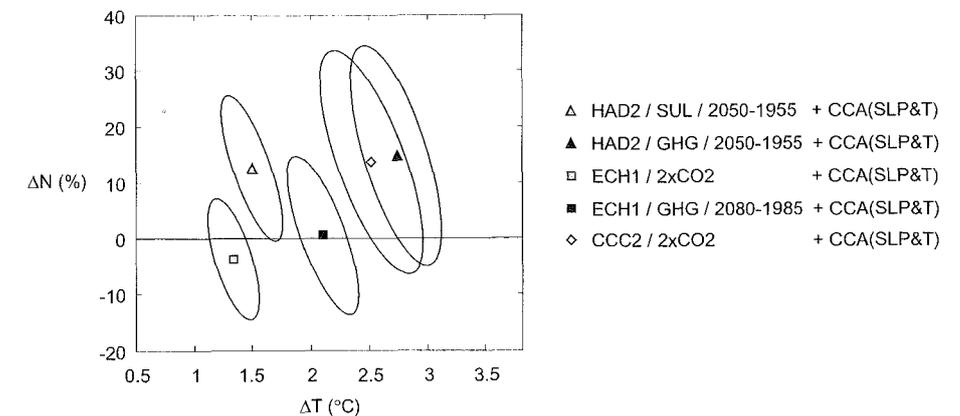
In der *SENS2K*-Studie wurde eine Erhöhung des gebietsmittleren Oktober-Niederschlags für die Alpen um 12% berechnet. Eine genauere Analyse der simulierten Niederschlagsereignisse zeigte, dass die Anzahl der Niederschlagstage praktisch unverändert blieb, die Häufigkeit der stärkeren Ereignisse aber mit zunehmender Intensität progressiv zunahm. So erhöhten sich die Frequenzen der Niederschlagsereignisse von mehr als 10, 20 und 30 mm/Tag um zirka 10%, 15% bzw. 25% (Frei et al. 1998).

Szenarien aus statistischen Regionalisierungsmethoden

Das *ECH1/GHG/2080-1980+ECH3(T42)+CCA(Z500)*-Szenario zeigten im Mittel über alle betrachteten Stationen im Alpenraum keine signifikante Veränderung des Winterniederschlags (+1%). An den west- und südalpinen Stationen wurden jedoch Niederschlagszunahmen zwischen 2% und 8%, an den nordwestlichen Stationen keine oder nur geringfügige Zunahmen und an den weiter nordöstlich liegenden Stationen Abnahmen um einige Prozent berechnet.

Figur 4.8 fasst die Resultate der fünf mittels der *CCA(SLP&T)*-Methode hergeleiteten Szenarien zusammen. Gezeigt sind die über die ganze Schweiz (40 Standorte) und annuell gemittelten Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags. Die Symbole kennzeichnen die «besten Schätzungen» für die jeweiligen Veränderungen, während die Ellipsen die zugehörigen empirisch ermittelten 90%-Konfidenzintervalle angeben. Die Konfidenzintervalle wurden mittels einer Bootstrap-Prozedur (DiCiccio und Tibshirani 1987) berechnet und berücksichtigen die natürliche Variabilität bei der Definition des regionalen Referenzklimas, sowie die Unsicherheiten bei der Schätzung der Parameter des statistischen Regionalisierungsmodells aus den lokalen und grossräumigen Messdaten (verwendet wurden Daten aus der Periode 1931–1980, d. h. $n = 50$).

Die durch die GCMs simulierte Klimavariabilität wurde bei der Bestimmung der Konfidenzintervalle jedoch nicht mitberücksichtigt. Dies ermöglicht einen direkten Vergleich der Konfidenzintervalle, da der Effekt verschieden langer Perioden zur Definition des Referenz- und geänderten Klimas in den verschiedenen GCM-Simulationen sowie etwaige Fehler bei der Simulation der natürlichen Klimavariabilität in den GCMs unterdrückt wurden. Andererseits ist zu beachten, dass die Konfidenzintervalle somit nur eine untere Grenze für die effektiv vorliegende statistische Unsicherheit angeben. Diese ist umso grösser, je weniger Jahre zur Definition der grossräumigen Klimaveränderung im GCM zur Verfügung standen (vgl. Tab. 4.5).

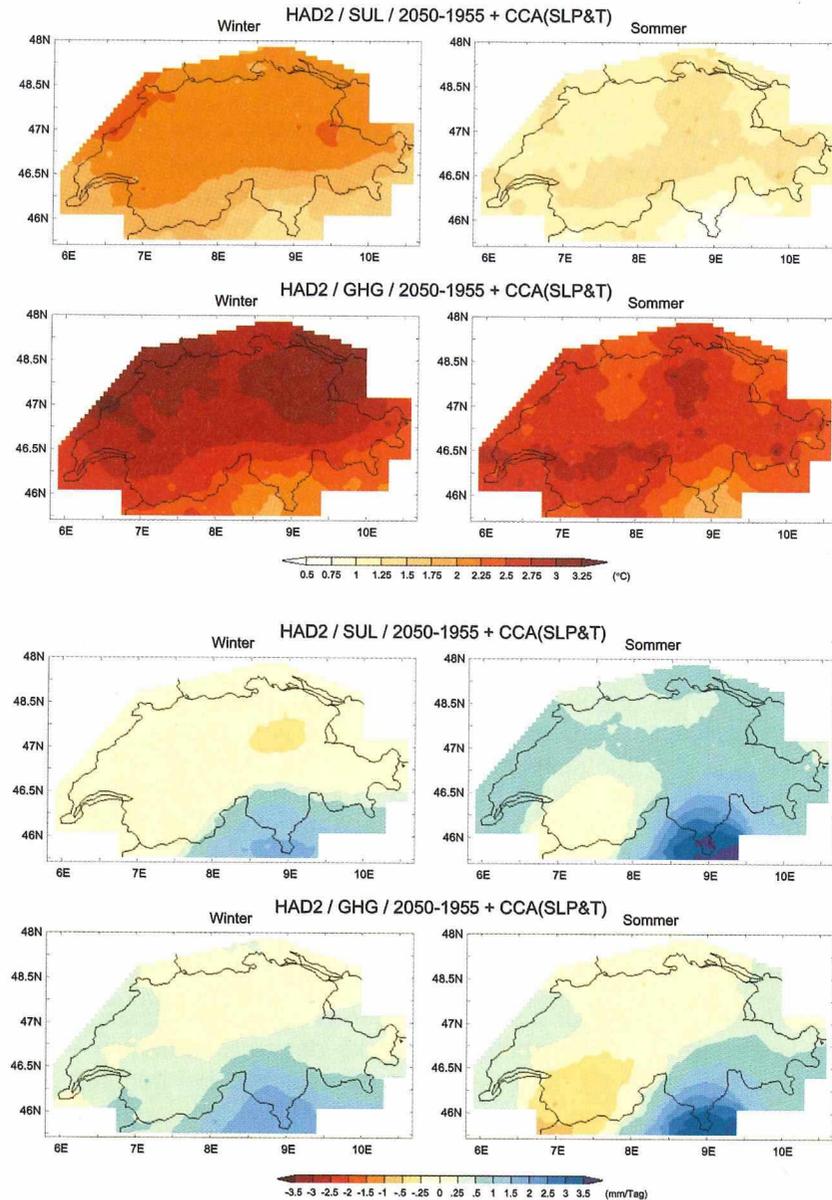


Figur 4.8: Vergleich von aus fünf verschiedenen globalen Klimasimulationen statistisch regionalisierten annuellen Klimaszenarien für die Schweiz. Gezeigt sind die mittleren Abweichungen des langjährigen annuellen Temperatur- (ΔT) und Niederschlagsmittels (ΔN) aus 40 schweizerischen Standorten relativ zum jeweils angenommenen Referenzklima. Die Szenarien basieren auf unterschiedlichen Ausgangsannahmen und beziehen sich auf unterschiedliche zukünftige Zeitpunkte (für weitere Erklärungen siehe Legende und Text).

Die «besten Schätzungen» für die fünf Szenarien ergaben Temperaturerhöhungen zwischen 1.3 °C und 2.8 °C (Fig. 4.8). Die zwei *HAD2*-Szenarien sowie das *CCC2*-Szenario zeigten eine generelle Tendenz zu mehr Niederschlag, während für die beiden *ECH1*-Szenarien keine Veränderung oder eine leichte Abnahme des Jahresniederschlags berechnet wurde. Die Breiten der Konfidenzintervalle für die Temperatur waren generell kleiner, für den Niederschlag jedoch ungefähr gleich gross (*HAD2/SUL*-Szenario) oder deutlich grösser (alle anderen Szenarien) als die jeweils durch die «besten Schätzungen» angegebenen Veränderungen.

Sowohl für die Temperatur als auch für den Niederschlag nahm die statistische Unsicherheit mit zunehmender Stärke der regionalisierten Veränderungen zu. Die gezeigten Konfidenzintervalle waren dabei generell grösser als die heutigen 90%-Konfidenzintervalle für die Erwartungswerte der regional und annuell gemittelten Temperatur und des Niederschlags, deren Breiten (bei $n = 50$) 0.13 °C bzw. 3.0% betragen (vgl. Tab. 4.5).

Figur 4.9 zeigt die aus den beiden *HAD2*-Szenarien erhaltenen Veränderungen der saisonal gemittelten schweizerischen Temperatur- und Niederschlagsfelder für den Winter und den Sommer. In allen Fällen ergaben sich deutliche Nord-Süd-Gradienten, wobei für die Alpensüdseite generell die kleineren Temperatur-, dafür aber die grösseren Niederschlagszunahmen berechnet wurden.



Figur 4.9: Beispiele räumlich hochaufgelöster Klimaszenarien für die Schweiz. Gezeigt sind mittlere Abweichungen der langjährigen mittleren Temperaturen (obere zwei Bildreihen) und Niederschläge (untere zwei Bildreihen) für den Winter (links) und den Sommer (rechts) für die Jahre 2046–2055 relativ zum Klima der Referenzperiode 1931–1980. Alle Szenarien wurden mittels eines statistischen Regionalisierungs- und eines räumlichen Interpolationsverfahrens basierend auf zwei globalen Klimaänderungssimulationen mit dem HadCM2-GCM abgeschätzt. In der ersten Simulation (erste und dritte Bildreihe) wurde von einem kombinierten Treibhausgas- und direktem Sulfataerosol-Forcing, in der zweiten (zweite und vierte Bildreihe) nur von einem reinen Treibhausgas-Forcing ausgegangen. Für weitere Erklärungen siehe Text.

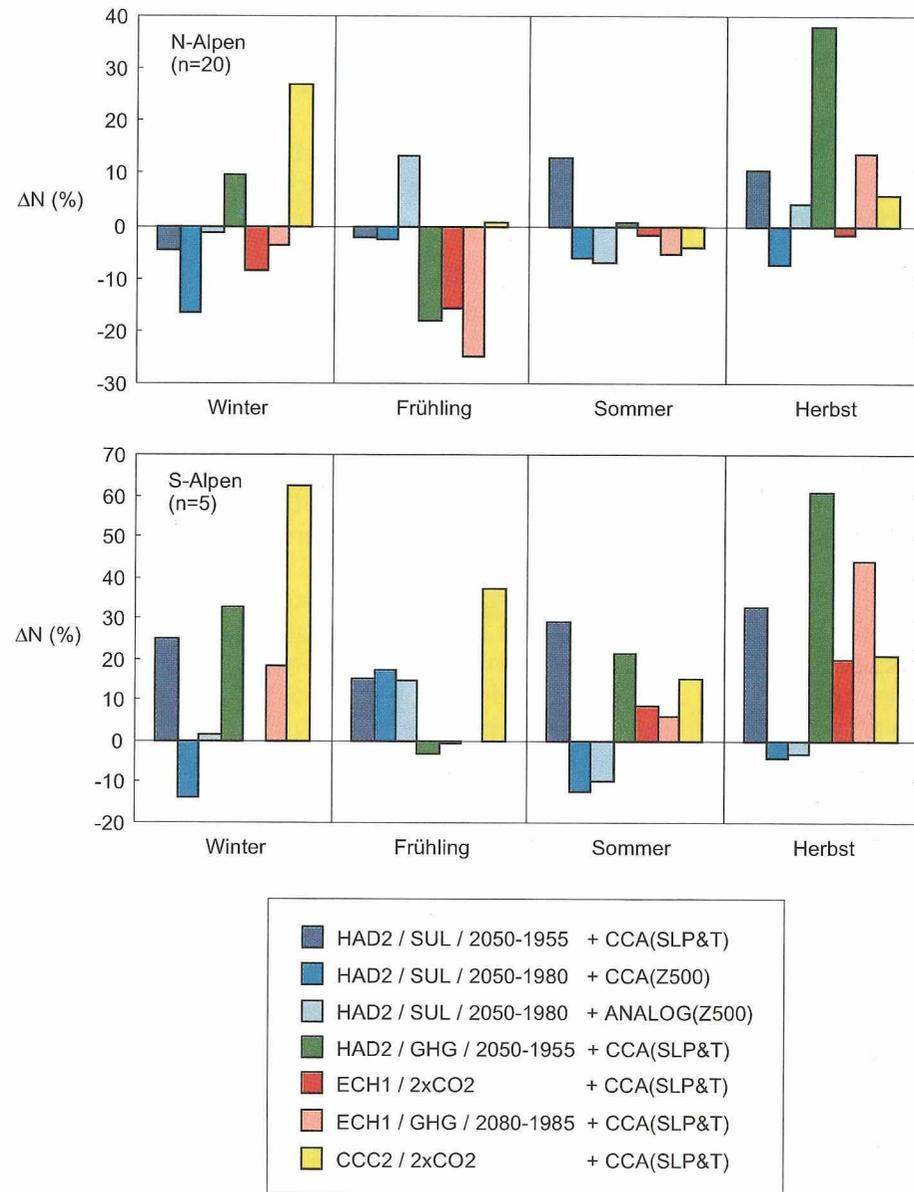
Die Temperaturanomalien zeigten bei beiden *HAD2*-Szenarien ähnliche Muster, die allerdings beim *HAD2/GHG*-Szenario stärker ausgeprägt waren. In beiden Szenarien wurde für den Winter eine stärkere Erwärmung als für den Sommer erhalten. Im Mittel über das gesamte Gebiet verringerte sich der Temperaturunterschied zwischen den beiden Jahreszeiten im Vergleich zum Referenzklima im *HAD2/SUL*-Szenario um zirka 1.3 °C und im *HAD2/GHG*-Szenario um 0.8 °C.

Die räumlichen Veränderungsmuster für den Niederschlag zeigten einige grössere Unterschiede. So wurde für den Winter im *HAD2/GHG*-Szenario für das Tessin und grössere Gebiete der Zentral- und Westschweiz Niederschlagszunahmen erhalten, während im *HAD2/SUL*-Szenario die Zunahme der Niederschläge klar auf die Alpensüdseite beschränkt blieb. Für den Sommer zeigte das *HAD2/SUL*-Szenario anders als das *HAD2/GHG*-Szenario grossflächige Niederschlagszunahmen nicht nur im Tessin, sondern auch auf der Alpennordseite. Zudem wurden im *HAD2/SUL*-Szenario keine grösseren Abnahmen im Südwesten der Schweiz erhalten.

Um die Unsicherheiten bei der Abschätzung von Szenarien für den Niederschlag zu verdeutlichen, werden in Figur 4.10 die aus sieben statistischen Regionalisierungsstudien erhaltenen mittleren saisonalen Niederschlagsveränderungen für 20 Standorte auf der Alpennord- und fünf auf der Alpensüdseite miteinander verglichen. Man beachte, dass in Figur 4.10 aus technischen Gründen im Gegensatz zu Figur 4.9 sowie den weiter unten gezeigten Figuren 4.11 und 4.12 sowie der Tabelle 4.7 Mittelwerte aus 25, nicht 40 Standorten gezeigt werden. Die Verwendung einer kleineren Anzahl von Standorten ergab quantitativ etwas andere Resultate, änderte jedoch nichts am Gesamtbild.

Für die Alpennordseite und den Winter ergaben die sieben Szenarien ein recht uneinheitliches Bild. Für den Frühling und den Sommer zeigten sich eher Niederschlagsab- und für den Herbst eher Niederschlagszunahmen. Die erhaltenen Veränderungen für die total $7 \times 4 = 28$ betrachteten saisonalen Fälle waren für die Alpennordseite wie folgt verteilt: 4 Fälle < -10%, 9 Fälle < -5%, 11 Fälle zwischen -5% und +5%, 8 Fälle > 5% und 6 Fälle > 10%. Für die Alpensüdseite wurde in 20 der 28 Fälle eine Niederschlagszunahme erhalten. Die Veränderungen folgten der folgenden Verteilung: 3 Fälle < -10%, 3 Fälle < -5%, 7 Fälle zwischen -5% und +5%, 18 Fälle > 5% und 16 Fälle > 10%.

Der Vergleich der drei *HAD2/SUL*-Szenarien, die sich vor allem in der Wahl der Regionalisierungsprozedur unterschieden, ergab das folgende Resultat: Die beiden CCA-basierten Szenarien stimmten gemäss dem in Kapitel 4.4.2. (Abschnitt «Statistische Signifikanz») beschriebenen Verfahren in nur zwei



Figur 4.10: Vergleich von aus verschiedenen globalen Klimasimulationen statistisch regionalisierten Niederschlagsszenarien für den Schweizer Alpenraum. Gezeigt sind die mittleren Abweichungen der langjährigen saisonalen Niederschlagsmittel relativ zum jeweils angenommenen Referenzklima. Die Szenarien basieren auf unterschiedlichen Ausgangsannahmen und beziehen sich auf unterschiedliche zukünftige Zeitpunkte (für weitere Erklärungen siehe Legende und Text). Oben: Mittlere Abweichungen aus 20 Nord- und Zentralalpinen Standorten. Unten: Mittlere Abweichungen aus fünf Standorten auf der Alpensüdseite.

Fällen (Frühling auf der Alpennord- wie auch auf der Alpensüdseite) überein, während die beiden aus dem 500 hPa Geopotentialfeld (Z500) regionalisierten Szenarien immerhin in vier Fällen (Sommer und Herbst auf der Alpennord-, sowie Frühling und Herbst auf der Alpensüdseite) ähnliche Resultate ergaben. Das gleiche Vorzeichen wurde in allen drei Szenarien gleichzeitig nur in zwei Fällen, für den Winter auf der Alpennord- und den Frühling auf der Alpensüdseite, erhalten (Fig. 4.10).

Die berechneten Veränderungen für die CCA-basierten *HAD2/SUL*- und *HAD2/GHG*-Szenarien, die sich vor allem im angenommenen Forcing unterschieden, stimmten in fünf Fällen überein (Winter und Herbst auf der Alpennord- und Winter, Sommer und Herbst auf der Alpensüdseite). Der Vergleich des *HAD2/GHG*-Szenarios mit den drei restlichen Szenarien bei denen ein reines Treibhausgas-Forcing angenommen wurde, ergab für das *ECH1/2xCO2*-Szenario in fünf Fällen (alle Fälle ausser dem Herbst auf der Alpennord- und dem Winter und Sommer auf der Alpensüdseite), für das *ECH1/GHG*- in sieben Fällen (einzige Ausnahme: Sommer auf der Alpensüdseite) und für das *CCC2*-Szenario in vier Fällen (Sommer auf der Alpennord- und Winter, Sommer und Herbst auf der Alpensüdseite) eine Übereinstimmung.

4.4.4. Übersicht und Vergleich der bestehenden Szenarien

In diesem Abschnitt sollen die weiter oben vorgestellten sowie einige ältere (siehe Kapitel 4.4.2.) Szenarien miteinander verglichen werden. Aufgrund der Limitierungen und der Heterogenität der uns zur Verfügung stehenden Datenbasis beschränkten wir den Vergleich auf die langjährigen regional (gesamter Alpenraum oder nur Schweiz), sowie annuell und saisonal gemittelten Temperaturen und Niederschläge.

Nicht in den Vergleich einbezogen wurden das *UKMO/2xCO2+HadRM2*-Szenario (Jones et al. 1997) sowie insgesamt drei weitere uns bekannte Szenarien, die von Rotach et al. (1997, siehe auch Gyalistras et al. 1998) und Martin et al. (1997) berechnet wurden. Die Gründe, dass diese Szenarien unberücksichtigt blieben, waren, dass sie den Alpenraum nur teilweise abdeckten oder dass uns keine genaueren quantitativen Angaben zur Verfügung standen. Hingegen wurde die Sensitivitätsanalyse von Frei et al. (1998, *SENS2K*) berücksichtigt, obwohl sie kein Szenario im strikten Sinne darstellt. In diesem Fall wurden die für den Oktober erhaltenen Resultate der Einfachheit halber dem Herbst zugeordnet.

Insgesamt standen uns nebst der erwähnten Sensitivitätsanalyse 21 Szenarien zur Verfügung, die alle in Tabelle 4.7 zusammengefasst werden. Die 21 Szenarien wurden aus acht globalen Simulationen mit sechs verschiedenen GCMs erstellt. Das am häufigsten benutzte globale Modell war das HadCM2-AOGCM (insgesamt acht regionale Szenarien), gefolgt vom ECHAM1+LSG- (sechs Szenarien) und dem ECHAM4+OPYC3-AOGCM (drei Szenarien).

Fünf Szenarien widerspiegelten $2xCO_2$ -Gleichgewichtsbedingungen und 11 weitere Szenarien wurden aus insgesamt drei zeitabhängigen AOGCM-Simulationen unter einem reinen Treibhausgasforcing erstellt. Nochmals fünf weitere Szenarien gingen schliesslich von der zeitabhängigen HAD2/SUL-Simulation aus, bei der nebst dem Treibhausgas- auch das direkte Sulfataerosol-Forcing berücksichtigt wurde.

Figuren 4.11 und 4.12 zeigen graphische Darstellungen der in Tabelle 4.7 enthaltenen Daten. Da die Szenarien unterschiedliche Forcings und Ausgangsannahmen widerspiegelten, wählten wir dabei als ordnendes Merkmal die Veränderung der global und annuell gemittelten bodennahen Lufttemperatur (ΔT_g) aus den zugrundegelegten globalen Simulationen. ΔT_g schwankte in den verschiedenen Szenarien zwischen $0.8\text{ }^\circ\text{C}$ (Szenarien Nr. 4 und 13 in Tab. 4.7) und $4.6\text{ }^\circ\text{C}$ (Szenario Nr. 9) mit einem Mittelwert von $2.2\text{ }^\circ\text{C}$.

In Figur 4.11 sind die regionalisierten, annuell und saisonal gemittelten Temperaturveränderungen gegenüber ΔT_g aufgetragen. Nicht in dieser Figur berücksichtigt wurden die Resultate aus Szenario Nr. 21. Der Grund war, dass die in diesem Szenario erhaltenen, relativ kleinen oder sogar negativen Temperaturanomalien in ganz offensichtlichem Widerspruch zur ganzjährig simulierten grossräumigen Erwärmung im antreibenden GCM standen.

Die regionalisierten Temperaturanomalien hingen allgemein stark von ΔT_g ab. Dabei zeigten die für den gesamten Alpenraum berechneten Szenarien generell eine stärkere Erwärmung als die Schweizer Szenarien. Für die annuell gemittelte Temperatur betrug die Steigung der durch den Nullpunkt gehenden Regressionsgeraden für den gesamten Alpenraum $1.26\text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$, für die Schweiz hingegen nur $0.85\text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$. Ähnliche Unterschiede wurden auch für alle vier Jahreszeiten erhalten, wobei die berechneten Temperatursensitivitäten für den gesamten Alpenraum vom Winter zum Herbst von $1.15\text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$ nach $1.45\text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$ zunahmen, diejenigen des schweizerischen Gebiets hingegen von $0.93\text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$ nach $0.76\text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$ abnahmen.

Figur 4.12 zeigt die in den verschiedenen Szenarien berechneten Niederschlagsanomalien in Funktion von ΔT_g . Im Gegensatz zur Temperatur waren

Tabelle 4.7: Zusammenstellung von aus globalen Klimasimulationen berechneten Klimaszenarien für den Alpenraum und die Schweiz. Angegeben sind gebietsmittlere Veränderungen der langjährig mittleren Temperaturen (ΔT) und Niederschläge (ΔN). Reg.: Betrachtete Region (A = gesamter Alpenraum, S = Schweiz); ΔT_g : Veränderung der global und annuell gemittelten bodennahen Lufttemperatur im jeweils zugrundegelegten globalen Klimaszenario; J: Jahr; W: Winter (Dezember-Februar); F: Frühling (März-Mai); S: Sommer (Juni-August); H: Herbst (September-November); •: Keine Angabe vorhanden. Die Bezeichnungen der Szenarien richten sich nach der folgenden Konvention: Name des globalen Klimamodells / Typ des Simulationsexperiments / zentrales Jahr des betrachteten zukünftigen Zeitfensters – zentrales Jahr der Referenzperiode + Regionalisierungsmethode(n). Die Angaben zu den Zeitfenstern sind nur bei Simulationsexperimenten mit einem zeitabhängigen Forcing vorhanden. Bei SENS2K handelt es sich um kein eigentliches Szenario, sondern um eine Sensitivitätsstudie mit einem regionalen Klimamodell. Für weitere Erläuterungen siehe Text.

Nr. Bezeichnung	Reg.	ΔT_g ($^\circ\text{C}$)	ΔT ($^\circ\text{C}$)					ΔN (%)					
			J	W	F	S	H	J	W	F	S	H	
Szenarien aus GCM-Simulationen													
1	CCM0/2xCO2	A	3.5	3.3	3.5	3.0	2.6	4.2	19	20	20	21	13
2	ECH4/GHG/2075–1990	A	2.5	4.4	3.0	4.3	5.2	5.1	-2	-3	-5	12	-11
3	HAD2/GHG/2060–1990	A	2.0	3.1	3.8	2.3	2.8	3.5	1	17	5	-8	-11
4	HAD2/SUL/2020–1950	A	0.8	1.4	1.5	1.6	1.2	1.4	8	11	4	9	8
Szenarien aus Zeitscheibenexperimenten													
5	ECH1/GHG/2080–1980+ECH3(T42)	A	2.0	•	•	•	•	•	•	8	•	•	•
6	ECH1/GHG/2045–1980+ECH3(T106)	A	1.4	•	1.8	•	5.5	•	•	30	•	-40	•
7	HAD2/GHG/2060–1990+ARPEGE	A	2.0	2.3	2.0	2.4	2.6	2.3	-1	20	8	-10	-24
Szenarien aus RegCM-Simulationen													
8	CCM0/2xCO2+MM4	A	3.5	3.5	3.7	3.2	2.4	4.7	3	1	6	16	-12
9	CSCO2/2xCO2+RegCM2	A	4.6	5.5	5.2	5.4	5.7	5.7	19	41	4	43	-5
10	ECH1/GHG/2080–1980+ECH3(T42)+REWIH3D	A	2.0	•	2.2	•	2.3	•	•	48	•	14	•
11	ECH4/GHG/2075–1990+HIRHAM4	A	2.5	4.7	3.0	4.5	5.7	5.6	-10	4	-10	-23	-12
12	ECH4/GHG/2085–1985+2xREWIH3D	A	3.0	•	•	•	3.9	•	•	•	•	-21	•
13	HAD2/SUL/2020–1950+HadRM2	A	0.8	1.5	1.4	1.7	1.4	1.4	5	5	3	8	4
14	SENS2K	A	2.0	•	•	•	•	•	•	•	•	•	12
Szenarien aus statistischen Regionalisierungsmethoden													
15	CCC2/2xCO2+CCA(SLP&T)	S	3.5	2.5	2.9	2.5	2.5	2.2	12	37	11	-2	10
16	ECH1/2xCO2+CCA(SLP&T)	S	1.7	1.3	1.0	1.5	1.4	1.3	-3	-6	-12	0	4
17	ECH1/GHG/2080–1985+CCA(SLP&T)	S	2.5	2.1	2.1	2.3	2.2	1.8	0	2	-19	-4	22
18	ECH1/GHG/2080–1980+ECH3(T42)+CCA(Z500)	A	2.0	•	•	•	•	•	•	1	•	•	•
19	HAD2/GHG/2050–1955+CCA(SLP&T)	S	2.4	2.8	3.0	2.9	2.6	2.5	13	16	-15	4	46
20	HAD2/SUL/2050–1955+CCA(SLP&T)	S	1.6	1.5	2.2	1.1	1.3	1.5	11	3	3	16	17
21	HAD2/SUL/2050–1980+CCA(Z500)	S	1.5	(0.3)	(0.8)	(-0.2)	(0.4)	(0.3)	-7	-16	0	-7	-7
22	HAD2/SUL/2050–1980+ANALOG(Z500)	S	1.5	•	•	•	•	•	1	-1	14	-7	3

hier keine klaren Abhängigkeiten vom globalen Temperaturanstieg festzustellen. Für das Jahresmittel des Niederschlags betragen die Veränderungen zwischen -10% und +19%, mit einem Mittel von +4%. Für den Winter sowie die Schweizer Szenarien im Herbst wurden meistens Niederschlagszunahmen erhalten. Diese betragen im Mittel über alle 20 winterlichen Szenarien 12%, und über die sieben Schweizer Szenarien 14%. Für alle anderen Jahreszeiten zeigten die Szenarien keine klaren Tendenzen. Wenn die jeweils zwei (= zirka 10% von 22) extremsten Szenarienwerte in jeder Jahreszeit ausgeschlossen wurden, ergaben sich die folgenden Spannbreiten von Veränderungen: für den Winter zwischen -6% und +41%, für den Frühling zwischen -15% und +14%, für den Sommer zwischen -23% und +21% und für den Herbst zwischen -12% und +22%.

4.4.5. Diskussion

Die verfügbaren Szenarien widerspiegeln ein breites Spektrum an Ausgangsannahmen (Tab. 4.7) und zeigen je nach dem betrachteten Klimaparameter, der Region oder Jahreszeit einige gemeinsame Merkmale (z. B. Fig. 4.9 und 4.10), aber auch viele Unterschiede (z. B. Fig. 4.10 und 4.12). Somit stellen sich mehrere Fragen: Welche Klimaveränderungen sind nun für den Alpenraum in den nächsten Jahrzehnten am ehesten zu erwarten? Wie konsistent ist jedes einzelne Szenario? Inwieweit ist den gefundenen Gemeinsamkeiten zu trauen? Und was sind die Gründe für die gefundenen Unterschiede?

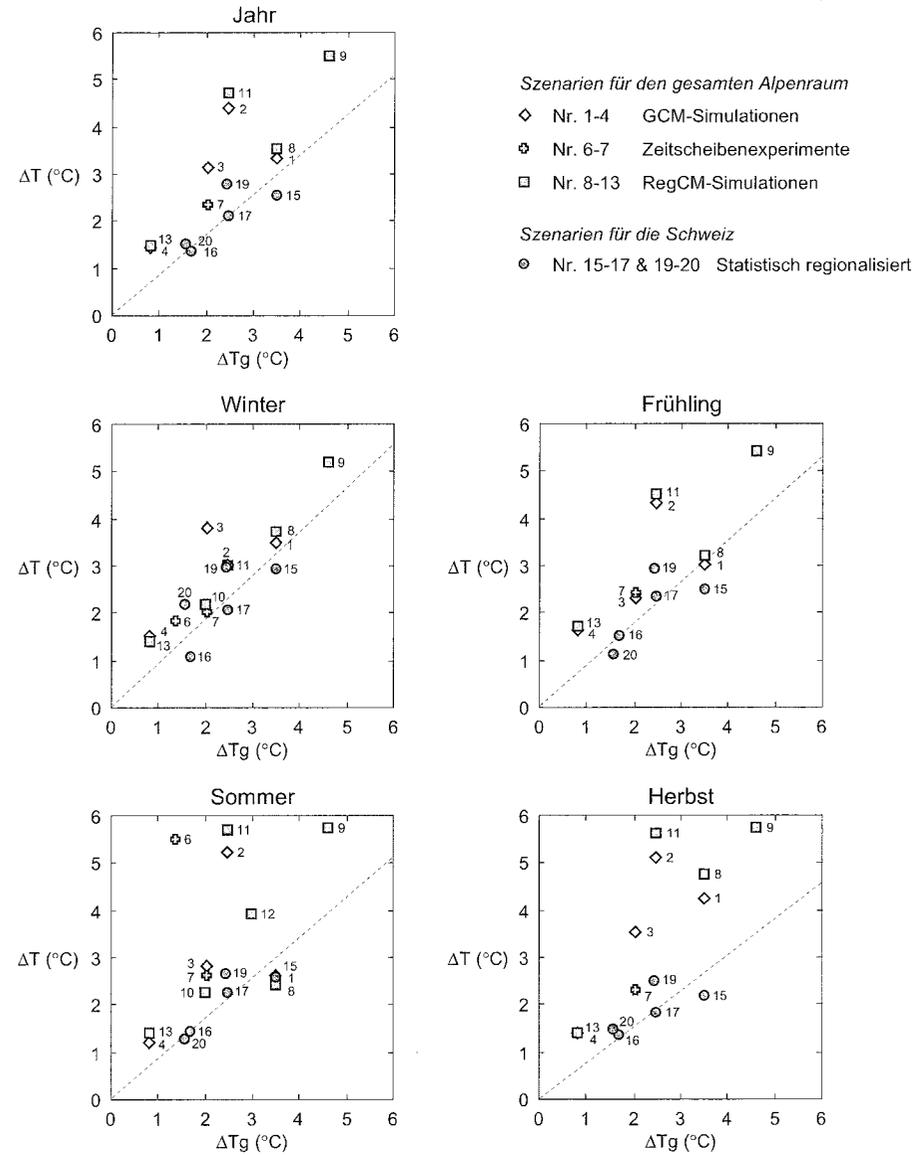
Aufgrund des umfangreichen Materials und nicht zuletzt auch wegen einer Reihe von methodischen und konzeptionellen Problemen, zum Beispiel im Zusammenhang mit der Beurteilung der verwendeten Simulations- und statistischen Modelle, muss eine umfassendere Beantwortung dieser Fragen späteren Studien vorenthalten bleiben. Hier begnügen wir uns mit der Diskussion einiger ausgewählter Aspekte, die für das Verständnis der gezeigten Resultate sowie bei der Formulierung von Arbeitshypothesen für die zukünftige Forschung hilfreich sein dürften. Ausführlichere Diskussionen der einzelnen Szenarien sind ausserdem in den jeweiligen Publikationen zu finden.

Wahl des globalen Forcings

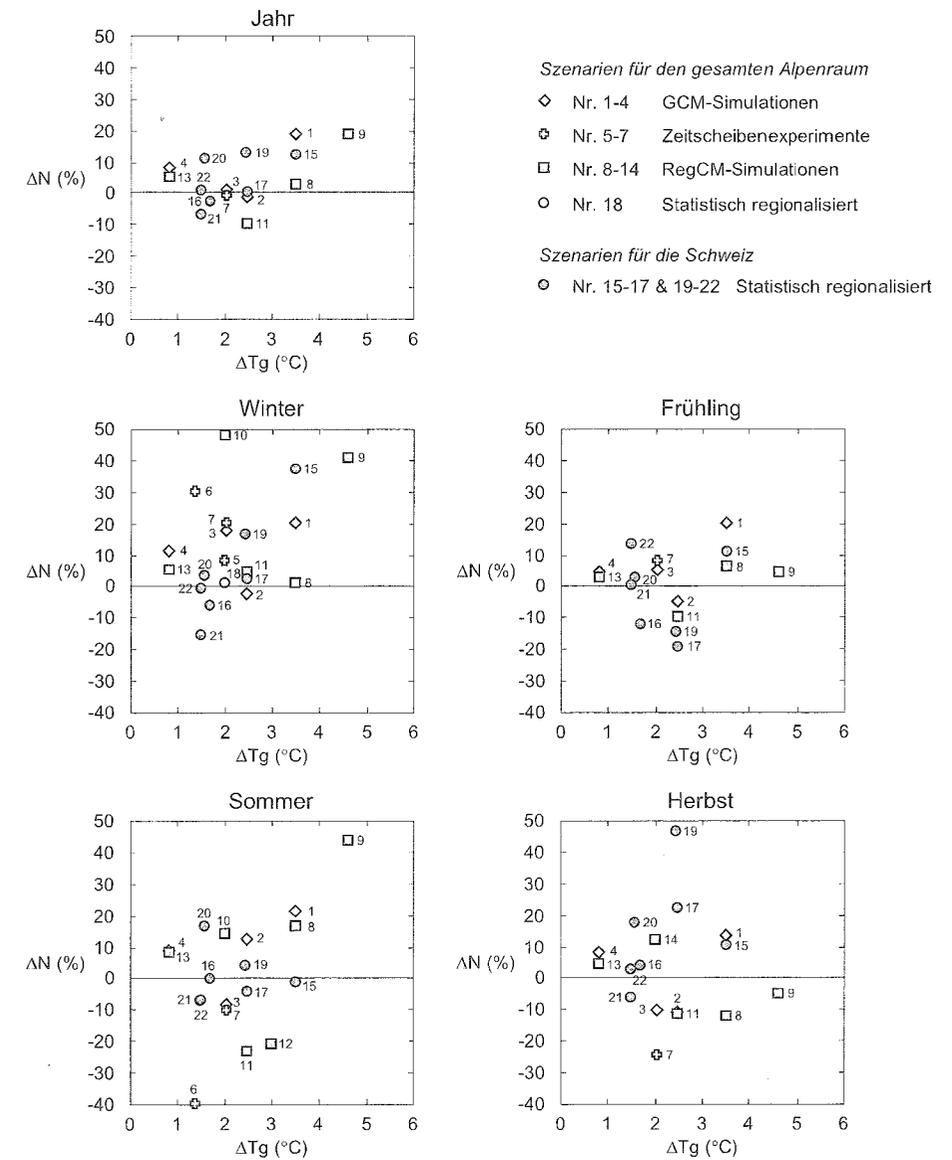
Alle vorgestellten Szenarien basierten auf spezifischen Annahmen zum zukünftigen Treibhausgas-Forcing des globalen Klimasystems. Inwieweit diese Annahmen auch wirklich eintreffen werden, kann nicht objektiv beurteilt werden (z. B. Grübler 1999). Zudem blieb das direkte Forcing durch Sulfataerosole in etlichen Szenarien unberücksichtigt. Der indirekte Effekt der Sulfataerosole, sowie mögliche zukünftige Schwankungen der Sonnenaktivität und Vulkanismus wurden in keinem einzigen Szenario mit einbezogen. Die letztgenannten zwei Forcings sind zwar im Vergleich zu den anthropogenen Forcings von zweitrangiger Bedeutung (Shine und Forster 1999), tragen jedoch dazu bei, dass allein schon aufgrund der Vielfalt der denkbaren Forcing-Szenarien eine präzise Prognose des zukünftigen Klimas prinzipiell unmöglich ist.

Wie stark hängen aber die für die Zukunft zu erwartenden *Tendenzen* von der exakten Wahl des Forcings ab? In den globalen Modellrechnungen ergibt die Berücksichtigung des kühlenden Sulfataerosol-Forcings im Vergleich zum Nur-Treibhausgas-Forcing auf der globalen Skala insgesamt sehr ähnliche, aber schwächere Veränderungsmuster. Auf der kontinentalen und regionalen Skala ergeben sich jedoch oftmals grössere Unterschiede (z. B. Cox et al. 1995, Meehl et al. 1996, Mitchell und Johns 1997, Ramaswamy und Chen 1997, Le Treut et al. 1998, Boer et al. 2000, Roeckner et al. 1999). Bei unserer Untersuchung standen uns lediglich zwei vergleichbare globale Simulationen mit und ohne Sulfataerosol-Forcing zur Verfügung, die beide mit dem HadCM2-AOGCM durchgeführt wurden. Die Anwendung der immer gleichen statistischen Regionalisierungsmethode (*CCA[SLP&T]*) auf die Resultate der beiden HadCM2-Simulationen ergab einige wichtige Unterschiede:

Erstens hatte das Sulfataerosol-Forcing erwartungsgemäss einen statistisch signifikanten Effekt auf die berechneten Szenarien für die Temperatur (Fig. 4.8). Für die Niederschlagsveränderungen zeigte sich hingegen keine klare Korrelation mit der Stärke der globalen oder regionalen Erwärmung (Fig. 4.8 und 4.10). Zweitens hatte das Sulfataerosol-Forcing signifikante Auswirkungen auf die jahreszeitlichen Verteilungen der berechneten Temperatur- (Fig. 4.9, sowie Szenarien Nr. 19 und 20 in Fig. 4.11) und Niederschlagsanomalien (insbesondere für den Frühling, Fig. 4.10). Drittens waren die unter verschiedenen Nur-Treibhausgas-Forcings berechneten saisonalen Niederschlagsszenarien im Schnitt einander ähnlicher als die Sulfataerosol- und Nur-Treibhausgas-Szenarien (Fig. 4.10). Schliesslich ergab die Berücksichtigung des Sulfataerosol-Forcings zum Teil unterschiedliche räumliche Muster der Klimaveränderung, insbesondere für den Niederschlag und für den Sommer (Fig. 4.9 und 4.10).



Figur 4.11: Vergleich von Temperaturszenarien für den Alpenraum (Szenarien Nr. 1–13) und die Schweiz (Szenarien Nr. 15–17 und 19–20). Alle Angaben sind Gebietsmittel über dem entsprechenden Gebiet. Die Szenarien basieren auf unterschiedlichen Ausgangsannahmen und beziehen sich auf unterschiedliche zukünftige Zeitpunkte (für weitere Erklärungen siehe Tab. 4.7 und Text). ΔT : Abweichung des unter Szenariobedingungen simulierten langjährigen Temperaturmittels vom Mittel der jeweiligen Kontrollsimulation (heutiges Klima). ΔT_g : Veränderung der global und annuell gemittelten bodennahen Lufttemperatur im jeweils zugrundegelegten globalen Klimaszenario. Gezeigt sind auch die durch den Ursprung gehenden Regressionsgeraden für den gesamten Alpenbogen (durchgezogen) und die Schweiz (gestrichelt) in Abhängigkeit von ΔT_g .



Figur 4.12: Vergleich von Niederschlagsszenarien für den Alpenraum (Szenarien Nr. 1–14 und 18) und die Schweiz (Szenarien 15–17 und 19–22). Alle Angaben sind Gebietsmittel über dem entsprechenden Gebiet. Die Szenarien basieren auf unterschiedlichen Ausgangsannahmen und beziehen sich auf unterschiedliche zukünftige Zeitpunkte (für weitere Erklärungen siehe Tab. 4.7 und Text). ΔN : Abweichung des unter Szenariobedingungen simulierten langjährigen Niederschlagsmittels vom Mittel der jeweiligen Kontrollsimulation (heutiges Klima). ΔT_g : Veränderung der global und annuell gemittelten bodennahen Lufttemperatur im jeweils zugrundegelegten globalen Klimaszenario.

Auch wenn aus der Betrachtung eines einzigen globalen Modells keine endgültigen Schlüsse gezogen werden können, zeigen unsere Resultate deutlich, dass die Berücksichtigung des Sulfataerosol-Forcings im Vergleich zum Nur-Treibhausgas-Forcing auch für den Alpenraum signifikant unterschiedliche Szenarien zur Folge haben kann. Insbesondere können viele Aspekte der Sulfataerosol-Szenarien nicht einfach aus den Nur-Treibhausgas-Szenarien und der Stärke des globalen Forcings allein vorausgesagt werden.

Fehlerquellen und Unsicherheiten bei der Regionalisierung

Selbst wenn davon ausgegangen würde, dass ein bestimmtes Forcing als besonders wahrscheinlich anzusehen ist, müssen die daraus berechneten Szenarien mit Vorsicht beurteilt werden.

Eine erste grössere Fehlerquelle liegt bei der Modellierung des globalen Klimasystems. So werden in den heutigen globalen Klimamodellen viele wichtige Faktoren, wie beispielsweise die Reaktion der Biosphäre oder mögliche zukünftige Veränderungen in der Landnutzung (z. B. Pielke et al. 1998), nur unzureichend oder gar nicht berücksichtigt. Ein weiteres Problem ist die stark vereinfachte Darstellung der alpinen Topographie. Schliesslich gibt es eine Reihe von sehr rasch ablaufenden oder kleinräumigen Prozessen (z. B. Wolkenbildung oder Interaktionen zwischen der Atmosphäre und der Landoberfläche), die für das regionale Klima von Bedeutung sind, aber in den Modellen wegen Beschränkungen in den verfügbaren Kenntnissen, Daten oder Rechenkapazitäten nur sehr grob dargestellt werden. Die möglicherweise daraus resultierenden Fehler können dazu führen, dass der gemessene statistische Zusammenhang zwischen dem grossräumigen und dem regionalen Klima nicht korrekt reproduziert wird (Burkhardt 1995, siehe aber auch Busuioc et al. 1999). In diesem Fall können grössere Unterschiede zwischen den an einzelnen GCM-Gitterpunkten simulierten und den aus einer Regionalisierungsprozedur berechneten Veränderungen auftreten.

Die in unserer Studie verwendeten GCMs zeigten in den Simulationen des heutigen Klimas oftmals systematische Fehler, die gross im Vergleich zu den für die Zukunft berechneten Veränderungen waren. Zum Beispiel fanden Machenhauer et al. (1998), dass die vom HadCM2- und ECHAM4-Modell unter heutigen Randbedingungen simulierten, regional und jahreszeitlich gemittelten Temperaturen über dem Alpenraum in allen Jahreszeiten (mit Ausnahme von ECHAM4 im Winter) statistisch signifikant von den gemessenen Werten abwichen. Die Abweichungen betragen je nach Modell und Jahreszeit zwischen -0.5 und -2.8 °C. Signifikante Abweichungen für den Niederschlag wurden für das HadCM2-Modell für den Sommer (-11% bis -22%, je nach

Definition des heutigen Klimas) und für das ECHAM4-Modell für den Frühling (-22%), Sommer (-35%) und Herbst (-26%) gefunden. All diese Abweichungen gingen zum grossen Teil auf Fehler bei der Simulation der bodennahen atmosphärischen Zirkulation über Europa zurück (Machenhauer et al. 1998).

Bei der Klimaregionalisierung mithilfe von RegCMs sind viele der oben erwähnten Modellierungsprobleme bei einer höheren Auflösung wieder anzutreffen. Hinzu kommt, dass die Fehler der globalen Modelle nicht lediglich übernommen, sondern in gewissen Fällen sogar verstärkt werden können. So ergaben sich bei den von Machenhauer et al. (1998) untersuchten regionalen Simulationen für die saisonal und über das ganze Alpengebiet gemittelten Temperaturen in allen ausser zwei Fällen (HadRM2- und HIRHAM4-Modell im Winter) statistisch signifikante Abweichungen von den Messdaten, die im Bereich zwischen -2.2 und +1.2 °C lagen. Beim Niederschlag wurden für das HadRM2-Modell für alle Jahreszeiten signifikante Abweichungen gefunden (Winter und Frühling um +41%, Sommer +8%, Herbst +28%), während beim ARPEGE-Modell grössere Fehler im Winter und Frühling (um +28%) und beim HIRHAM4-Modell im Sommer (-25%) und Herbst (+17%) diagnostiziert wurden (Machenhauer et al. 1998).

Bei den statistischen Regionalisierungsverfahren sind ebenfalls eine Reihe von grösseren Problemen zu beachten. Erstens basierten die berechneten Szenarien in vielen Fällen (wie z. B. für die Sommerniederschläge) nur auf sehr schwachen statistischen Zusammenhängen zwischen dem gross- und kleinräumigen Klima (siehe z. B. Gyalistras et al. 1994, Enke und Spekat 1997, Huth 1997b, Neidhöfer, 1999). Zweitens wurde zur Berechnung der Szenarien angenommen, dass die für das heutige Klima gefundenen Zusammenhänge auch unter zukünftigen Bedingungen gültig bleiben. Ferner ist nicht sicher, dass zur Berechnung der Szenarien alle relevanten Einflussfaktoren einbezogen wurden. Insbesondere wurden bei keinem der uns zur Verfügung stehenden Szenarien mögliche Veränderungen des atmosphärischen Feuchtegehalts explizit berücksichtigt. Dies könnte bei der Abschätzung der Niederschlagsszenarien grössere Fehler zur Folge gehabt haben (z. B. Schär et al. 1996, Charles et al. 1999).

Die genannten Probleme trugen dazu bei, dass in vielen Fällen, je nachdem ob, und wenn ja, welches Regionalisierungsverfahren verwendet wurde, stark unterschiedliche Szenarien berechnet wurden. Zum Beispiel betragen die aus der ECH1/GHG-Simulation regionalisierten Temperaturveränderungen für den Sommer je nach verwendeter Methode zwischen 2.2 °C bis 5.5 °C und die regionalisierten Niederschlagsveränderungen lagen für den Winter zwischen 1% und 48% und für den Sommer zwischen -40% und +14% (Tab. 4.7). Weitere Beispiele für grössere Unterschiede zwischen den

Resultaten aus den verschiedenen Regionalisierungsmethoden sind in den Figuren 4.6 und 4.10 zu finden.

Das genaue Verständnis dieser Unterschiede wird leider durch erhebliche methodische Probleme erschwert. So wurden die Szenarien für verschiedene Regionen berechnet, oder je nach Szenario wurden auch unterschiedliche Perioden zur Definition des heutigen (Referenz-) und zukünftigen Klimas verwendet (Tab. 4.7). Ferner wurden in vielen Szenarien nur wenige simulierte Jahre unter zukünftigen Klimabedingungen betrachtet. In sechs Szenarien wurden nur fünf Jahre, in zehn Szenarien nur neun bis zehn Jahre und lediglich in sechs Szenarien 20 bis 30 Jahre verwendet (siehe Kapitel 4.4.2.). Dies hat beträchtliche Unsicherheiten beim Vergleich der Szenarien zur Folge (Tab. 4.4 und 4.5).

Klimatische Sensitivität des Alpenraums

Allgemeine Bemerkungen

Die gefundenen Sensitivitäten für die Temperatur und die Streubreiten von Veränderungen für den Niederschlag sind nur als grobe Abschätzungen zu verstehen, die eine Vielzahl von Annahmen und Unsicherheiten beinhalten. Die den Szenarien zugrundeliegenden globalen Temperaturanomalien ΔT_g hingen in erster Linie von drei Faktoren ab: von den verwendeten Forcing-Szenarien, von den globalen Sensitivitäten der betrachteten globalen Klimamodelle sowie von den gewählten Perioden, beziehungsweise Zeitpunkten zur Definition des Referenz- und zukünftigen Klimas. Eine detailliertere Auswertung der Szenarien, z. B. separat für jedes Forcing, schien uns wegen der relativ kleinen Anzahl von Studien nicht sinnvoll. Eine genaue Beantwortung der Frage, inwieweit die Schätzungen für die klimatische Sensitivität des Alpenraums von den oben erwähnten drei Faktoren abhängen, bleibt somit späteren Studien vorenthalten.

Die Unterschiede der Szenarien für ein gegebenes ΔT_g gingen vor allem auf zwei weitere Faktoren zurück: auf die unterschiedlichen Reaktionen der globalen Klimamodelle über dem Nordatlantik und Europa (siehe Kapitel 4.2.), sowie auf die Unsicherheiten bei der Klimaregionalisierung (siehe vorheriger Abschnitt). Eine genauere quantitative Analyse des relativen Beitrags dieser zwei Faktoren an die bestehende Gesamtunsicherheit war bei der gegebenen Datenbasis ebenfalls nicht gut möglich. Die grossen Streubreiten der Resultate, die aufgrund dieser zwei Faktoren jeweils festgestellt wurden, legen jedoch nahe, dass für eine bessere Voraussage der bei einem gegebenen Forcing-Szenario zu erwartenden regionalen Klima-anomalien weitere

Fortschritte sowohl bei der globalen Klimamodellierung und auch bei der Klimaregionalisierung nötig sind.

Praktisch alle verfügbaren Szenarien zeigten, dass das Klima im Alpenraum nicht gleichmässig auf die globale Erwärmung reagieren dürfte, sondern dass je nach Jahreszeit und Region mit ganz unterschiedlichen Veränderungen zu rechnen ist (z. B. Fig. 4.7 und 4.9). Die jahreszeitliche Variabilität in den Szenarien wurde in erster Linie durch entsprechende saisonale Unterschiede in den Resultaten der globalen Klimamodelle verursacht (nicht gezeigt). Die gefundene räumliche Variabilität hingegen dürfte vor allem auf die komplexe Topographie des Alpenraums sowie auf die Lage der Alpen zwischen Ozean und Kontinent in zonaler sowie zwischen Mittelmeer- und Mittelbreitenklima in meridionaler Richtung zurückzuführen sein. Ähnlich komplexe Veränderungsmuster wie sie in den Szenarien vorkommen sind auch in den Analysen vergangener Klimatrends (z. B. Widmann und Schär 1997, Schönwiese und Rapp 1997) für den Alpenraum zu finden. Ein Vergleich der gemessenen Trends mit den in den Szenarien gefundenen Mustern wäre aufschlussreich, würde aber den Rahmen der vorliegenden Arbeit sprengen.

Die schweizerischen Szenarien zeigten stark unterschiedliche Reaktionen auf der Alpennord- und Alpensüdseite (Fig. 4.9). Dieses Resultat scheint aufgrund der Rolle der Alpen als zeitweilige Wetter- und Klimascheide insgesamt plausibel. Interessanterweise wurden bei Verwendung der immer gleichen statistischen Regionalisierungsmethode (*CCA[SLP&T]*) unabhängig vom verwendeten Forcing oder globalen Klimamodell immer sehr ähnliche Muster erhalten, wie sie in Figur 4.9 gezeigt werden (siehe auch Fig. 4.10, sowie Gyalistras et al. 1994 und 1998). Eine genauere Analyse zeigte, dass diese Muster sowohl für die Temperatur als auch für den Niederschlag in erster Linie auf die durch die globalen Modelle vorgegebenen Veränderungen des grossräumigen Temperaturfelds zurückgingen, während die bei der Regionalisierung ebenfalls berücksichtigten Zirkulationsanomalien eher von sekundärer Bedeutung waren (Gyalistras et al. 1994, Fischlin und Gyalistras 1997). Die schweizerischen Szenarien werden weiter unten noch näher diskutiert.

Bei mehreren Szenarien waren die berechneten Veränderungen eng mit der Jahr-zu-Jahr Variabilität des Klimas verknüpft. So beträgt die Standardabweichung der monatlichen Temperaturmittel im Mittel über alle Monate und alle 32 betrachteten Klimastationen auf der Alpennordseite (grösste Erwärmung in den Schweizer Szenarien, Fig. 4.9) 1.7 °C, im Mittel über alle Monate und alle acht betrachteten Klimastationen auf der Alpensüdseite hingegen nur 1.5 °C. Der Variationskoeffizient der monatlichen Niederschlagssummen beträgt auf der Alpennordseite im Mittel 53%, auf der Alpensüdseite (grösste

Niederschlagszunahmen) hingegen 63%. Ein ähnliches Bild ergibt der Vergleich der jahreszeitlich und regional gemittelten Temperaturen und Niederschläge für den Alpenraum und ganz Europa (Kapitel 4.4.3. sowie Tabellen 3A und 3B in Machenhauer et al. 1998). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die grössten Veränderungen häufig in den Regionen mit der grössten Jahr-zu-Jahr Variabilität berechnet wurden. Dies lässt generell auf eine grosse klimatische Sensitivität für den Alpenraum schliessen.

Temperatur

Bei der Temperatur wurde für den gesamten Alpenraum eine grössere Sensitivität als für die Schweiz erhalten (Regressionsgeraden in Fig. 4.11). In Anbetracht der grossen räumlichen Variabilität des Alpenklimas könnte dies durchaus der Realität entsprechen. Allerdings ist zu beachten, dass alle Schweizer Szenarien mittels eines statistischen Verfahrens berechnet wurden, während die Szenarien für den gesamten Alpenraum allesamt auf Simulationen mit regionalen Klimamodellen zurückgingen. Die gefundenen Unterschiede könnten somit allein durch die Wahl der Regionalisierungsmethode bedingt sein. Zum Beispiel ist es möglich, dass bei der statistischen Regionalisierung, die lediglich auf monatlich gemittelten Daten basierte, die Auswirkungen von verschiedenen für das Alpenklima wichtigen, nichtlinearen Prozessen unterschätzt oder fehlerhaft extrapoliert wurden.

Ein Beispiel für die Verstärkung des Temperatursignals über dem Alpenraum aufgrund eines solchen Prozesses ist in Szenario Nr. 9 (Tab 4.7) zu finden. In diesem Szenario nahm die Erwärmung für den Winter und Frühling mit der Höhe zu. Dieser Effekt ging vor allem auf die simulierte Abnahme der Schneedecke zurück, die eine Verringerung der Albedo an der Erdoberfläche zur Folge hatte. Dadurch wurden die simulierte Erwärmung und Schneeschmelze weiter verstärkt (Giorgi et al. 1997). Bei den statistisch regionalisierten Szenarien für die Schweiz hingegen wurde keine entsprechende Höhenabhängigkeit der Erwärmung gefunden (nicht gezeigt).

Die Gründe für diesen Widerspruch sind nicht klar. Einerseits könnten methodische Probleme eine Rolle spielen. So wurden bei den statistisch regionalisierten Szenarien lediglich sieben Standorte in einer Höhe über 1500 m und nur drei Standorte über 2000 m betrachtet. Andererseits ist die Abschätzung der Schnee-Albedo-Temperatur-Rückkopplung im regionalen Klimamodell, nicht zuletzt aufgrund der immer noch sehr groben Darstellung der alpinen Topographie (siehe z. B. Fig. 4.7), mit grösseren Unsicherheiten behaftet (Giorgi et al. 1997). Zuverlässigere quantitative Angaben könnten

möglicherweise aus einem systematischen Vergleich der beiden Regionalisierungsverfahren gewonnen werden.

Ein weiteres Beispiel, bei dem eine besonders starke Erwärmung über dem Alpenraum berechnet wurde, ist in Szenario Nr. 6 zu finden. Hier führte im verwendeten Klimamodell die sommerliche Austrocknung des Bodens über den kontinentalen Landflächen und insbesondere über dem Alpenraum zu einer Reduktion der Evapotranspiration und der Wolkenbedeckung. Durch die geringere Verdunstung bei gleichzeitig verstärkter Einstrahlung wurden die simulierte Erwärmung und Niederschlagsabnahme weiter verstärkt (Wild et al. 1997). Die Verwendung eines anderen Klimamodells (Szenario Nr. 10), sowie eines statistischen Regionalisierungsverfahrens (Szenario Nr. 18) ergaben jedoch für die gleiche globale Simulation weit kleinere Temperaturzunahmen. Diese beiden Szenarien könnten insgesamt glaubwürdiger sein, da der erwähnte Rückkopplungseffekt in Szenario Nr. 6 aufgrund von grösseren systematischen Fehlern bei der Simulation des heutigen Klimas vermutlich überbewertet wurde (Wild et al. 1997).

Die Schweizer Szenarien zeigten auf der Alpennordseite eine stärkere Erwärmung als auf der Alpensüdseite (Fig. 4.9). Ein möglicher Grund könnte sein, dass die Temperaturen auf der Alpennordseite viel stärker von der Advektion von Luftmassen aus den hohen Breiten und dem Inneren des Kontinents abhängen. Dies aber sind die Gebiete, in denen die globalen Modelle typischerweise die grössten Temperaturanstiege simulieren (Kattenberg et al. 1996). Für diese Hypothese spricht auch, dass für den Winter, wo die Advektion eine grössere Rolle spielt, grössere Nord-Süd-Unterschiede als für den Sommer berechnet wurden (Fig. 4.9). Dabei scheint es so zu sein, dass mögliche Zunahmen in den Häufigkeiten «kalter» Wetterlagen durch die besonders starke Erwärmung in den Ursprungsgebieten der herangeführten Luftmassen mehr als kompensiert werden. Auch in diesem Fall scheinen uns jedoch in Anbetracht der Unsicherheiten bei der statistischen Regionalisierung noch weitere Untersuchungen, insbesondere der Vergleich mit regionalen Klimasimulationen, nötig.

Niederschlag

Beim Niederschlag (Fig. 4.12) wurde im Gegensatz zur Temperatur keine so deutliche Abhängigkeit von der Stärke des globalen Temperaturanstiegs gefunden. Auch waren die berechneten Niederschlagsveränderungen in vielen Fällen statistisch nicht signifikant (Kapitel 4.4.3. sowie Fig. 4.8). Allerdings gibt es mindestens zwei Gründe, warum die erhaltenen Veränderungen nicht als vernachlässigbar angesehen werden sollten:

Erstens lag bei den verfügbaren Stichprobengrößen die Schwelle für signifikante Veränderungen ziemlich hoch, zwischen zirka 10% und 20% (Tab. 4.5). Diese Werte sind in der selben Größenordnung wie die Streubreiten der verschiedenen Szenariowerte (Fig. 4.12) und insbesondere auch in der selben Größenordnung wie die Standardabweichungen der saisonalen Niederschläge (Tab. 4.4). Unter der Annahme einer Normalverteilung würde die Verschiebung des Erwartungswerts um eine Standardabweichung bedeuten, dass die zukünftigen Niederschläge in 50% der Fälle um mindestens so viel vom heutigen Mittel abweichen, wie dies unter heutigen Bedingungen für lediglich 16% der Ereignisse der Fall ist. Solche Veränderungen dürften in vielen Sektoren grössere Auswirkungen zur Folge haben.

Zweitens deuten die verfügbaren Studien darauf hin, dass sich nicht nur die Erwartungswerte, sondern gleichzeitig auch die Variabilität des Niederschlags ändern könnten. Ähnliche starke Zunahmen der starken Niederschlagsereignisse wie sie in der *SENS2K*-Studie (Frei et al. 1998) berechnet wurden, ergaben sich zum Teil auch in anderen Simulationen mit globalen (z. B. Gregory und Mitchell 1995, Cubasch et al. 1995, Zwiers und Kharin 1998) sowie regionalen Klimamodellen (z. B. Jones et al. 1997). Zukünftige Zirkulationsveränderungen könnten insbesondere zu einer Verstärkung, aber auch zu einer Umkehrung der von Frei et al. (1998) gefundenen Veränderungen führen. Ein Beispiel für eine mögliche Abnahme der starken Niederschlagsereignisse ist im Szenario *ECH4/GHG/2085-1985+2xREWIH3D* zu finden.

Die Schweizer Szenarien zeigten auch beim Niederschlag einige grössere regionale Unterschiede (Fig. 4.9 und 4.10). Diese deuten darauf hin, dass die Alpensüdseite besonders sensitiv auf die zu erwartende Zunahme des atmosphärischen Feuchtegehalts (Kattenberg et al. 1996) in einer wärmeren Atmosphäre reagieren könnte. Diese erhöhte Sensitivität könnte auf die unmittelbare Nähe des Mittelmeers zurückzuführen sein, das in allen Jahreszeiten ein praktisch unerschöpfliches Feuchtereservoir darstellt.

Die Rolle der mediterranen Luftmassen für den Niederschlag auf der Alpensüdseite ist jedoch unseres Wissens selbst für das heutige Klima noch nie quantitativ untersucht worden. Ebenfalls unklar ist, inwieweit die in der CCA(SLP&T)-Prozedur berechneten Niederschlagszunahmen, die vor allem durch das grossräumige Temperatursignal bewirkt wurden, physikalisch konsistent sind. Insbesondere ist die Annahme, wonach die grossräumige Temperaturverteilung einen guten Indikator für den atmosphärischen Feuchtegehalt der dem Alpenraum zugeführten Luftmassen darstellt (Gyalistras et al. 1994), bisher noch nicht überprüft worden.

4.4.6. Fazit

Bestandesaufnahme von Szenarien für den Alpenraum

Für den Alpenraum existiert mittlerweile eine Vielzahl von Klimaszenarien, die mittels aller gängiger Regionalisierungsmethoden berechnet wurden. Etliche dieser Szenarien beruhen auf zeitabhängigen Simulationen mit gekoppelten, atmosphärisch-ozeanischen globalen Klimamodellen. Einige der Szenarien berücksichtigen auch den kühlenden Effekt der Sulfataerosole.

Trotz der in den letzten Jahren erzielten Fortschritte sind noch erhebliche Lücken in unserem Wissensstand festzustellen: So basieren alle heute verfügbaren Szenarien auf Simulationen mit lediglich sechs verschiedenen globalen Modellen. Der Grossteil dieser Simulationen wurde vor drei oder mehr Jahren durchgeführt. Die Szenarien widerspiegeln zudem nur ein sehr beschränktes Spektrum an Annahmen über das zukünftige Forcing durch Treibhausgase. Das direkte Forcing durch Sulfataerosole wurde nur in einer einzigen, das indirekte Sulfataerosol-Forcing in keiner der verwendeten globalen Simulationen berücksichtigt. Ferner wurden alle verfügbaren Szenarien nur für isolierte zukünftige Zeitfenster berechnet, so dass keine genaueren Angaben zur möglichen zeitlichen Entwicklung der Klimaveränderung in den Alpen vorliegen. Schliesslich sind bisher noch kaum Szenarien zu möglichen Veränderungen der natürlichen Klimavariabilität, zu möglichen raschen Wechseln zwischen verschiedenen globalen Klimazuständen oder zu extremen Wetterereignissen erarbeitet worden.

Die vorliegenden Resultate dürften somit die tatsächlich vorhandenen Unsicherheiten bei der Abschätzung des zukünftigen Klimas der Alpen eher unter- als überschätzen. Um die vielen vorliegenden Informationen aus den bisher durchgeführten sowie ständig neu hinzukommenden globalen Simulationen optimal zu nutzen, sind noch weitere Szenarien für den Alpenraum zu berechnen und zu analysieren.

Klimatische Sensitivität des Alpenraums

Die von uns untersuchten Szenarien lassen für den Alpenraum in den nächsten Jahrzehnten eine generelle Erwärmung und im Jahresmittel eher feuchtere Verhältnisse erwarten. Die errechneten Veränderungen waren für die saisonalen Temperaturen in allen Fällen, für die saisonalen Niederschlagssummen hingegen nicht immer statistisch signifikant. Es gibt jedoch Hinweise, dass selbst relativ kleine, statistisch nur schwer feststellbare Verände-

rungen des langjährig mittleren Niederschlags je nach Jahreszeit mit grösseren Zu- oder Abnahmen in den Häufigkeiten von Starkniederschlägen einhergehen dürften.

Gemäss unserer Analyse könnte der globale Temperaturanstieg im Mittel über den gesamten Alpenraum in allen Jahreszeiten verstärkt werden. Für das schweizerische Gebiet deuten die Szenarien hingegen auf eine generelle Abschwächung des globalen Signals hin. Die Gründe für diese Unterschiede sind nicht bekannt. Möglicherweise spielt die Wahl der Regionalisierungsmethode eine entscheidende Rolle (positive Rückkopplungs- bei den dynamischen versus Mittelungseffekte bei den statistischen Regionalisierungsverfahren). Die Erwärmung könnte im Winter und im Frühling mit der Höhe zunehmen und auf der schweizerischen Alpennordseite stärker als auf der Alpensüdseite ausfallen.

Für den Niederschlag wurden in den Szenarien je nach Annahmen zum Teil komplett entgegengesetzte Veränderungen berechnet. Es liessen sich jedoch die folgenden Tendenzen feststellen: Im Winter ist für den gesamten Alpenraum und für die Schweiz eher mit einer Zunahme des Niederschlags zu rechnen. Ferner könnte der Niederschlag auf der schweizerischen Alpennordseite im Herbst und auf der Alpensüdseite in allen Jahreszeiten zunehmen.

Probleme

Die erhaltenen Veränderungen sind in Anbetracht der vielen jeweils getroffenen Annahmen, der systematischen Fehler der globalen Klimamodelle sowie der zahlreichen bei der Klimaregionalisierung auftretenden Probleme vorsichtig zu beurteilen. Die Wahl des Regionalisierungsverfahrens hatte in einzelnen Fällen einen ähnlich grossen Effekt auf die resultierenden Szenarien wie die Wahl des Forcing-Szenarios, des zukünftigen Zeitpunktes, oder des globalen Klimamodells.

In den zwei untersuchten Simulationen mit und ohne Sulfataerosol-Forcing liessen sich die unter dem Sulfataerosol-Forcing erhaltenen regionalen Veränderungen nicht durch eine einfache Umskalierung der unter dem Nur-Treibhausgas-Forcing berechneten Resultate voraussagen. Da die meisten bis heute verfügbaren Szenarien lediglich die möglichen Auswirkungen eines Nur-Treibhausgas-Forcings berücksichtigen, ist nicht auszuschliessen, dass nach der Auswertung von weiteren, neueren globalen Simulationen die in der vorliegenden Arbeit gefundenen Tendenzen revidiert werden müssen.

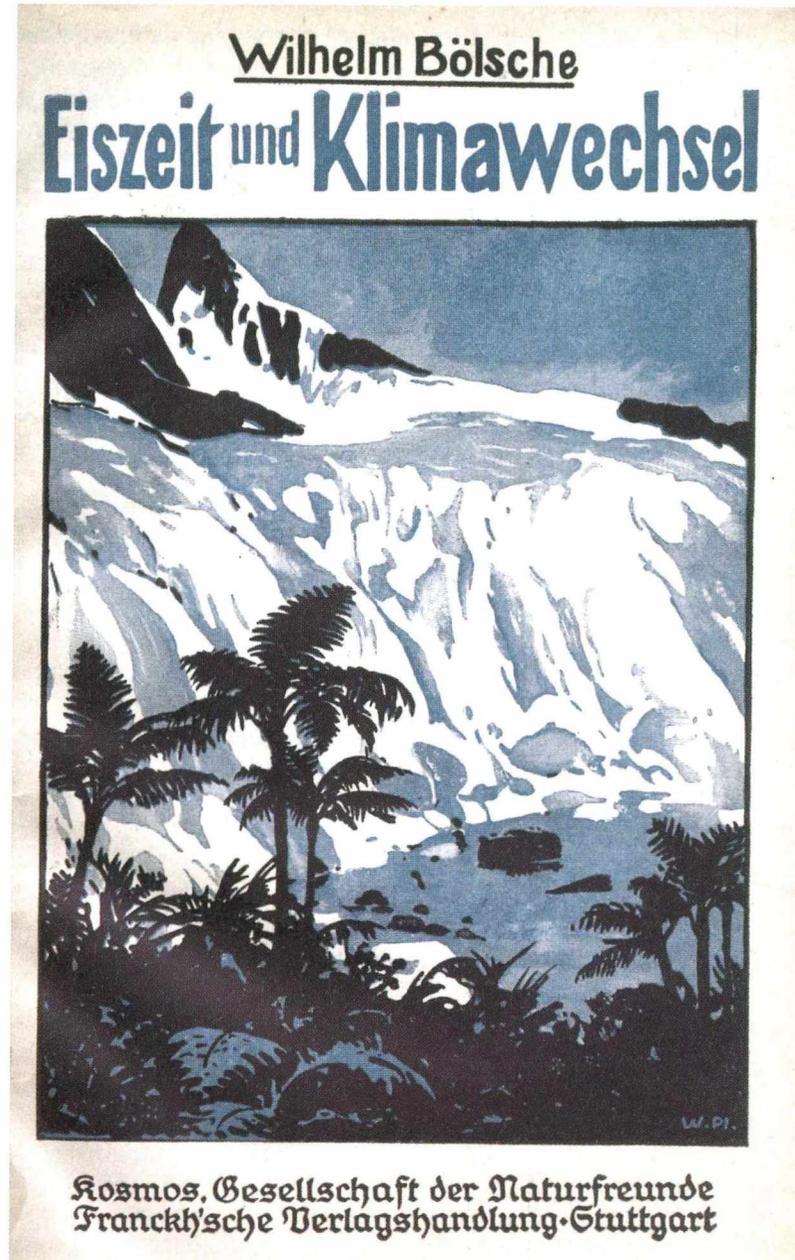
Das Verständnis und der Vergleich der verschiedenen Szenarien wurden durch methodische Probleme stark erschwert. Ein systematischer Vergleich der verschiedenen Regionalisierungsverfahren könnte dazu beitragen, die Spannbreiten der unter einem bestimmten Forcing-Szenario zu erwartenden Veränderungen besser einzugrenzen.

Bedeutung für Klimawirkungsstudien

Unsere Untersuchung bestätigte erneut, dass im Alpenraum mit räumlich wie jahreszeitlich stark variierenden Klimaveränderungen zu rechnen ist. Das in gewissen Klimawirkungsstudien immer wieder anzutreffende Vorgehen, von stark vereinfachten Szenarien auszugehen, scheint daher fragwürdig. An dessen Stelle sollten trotz aller Unsicherheiten bevorzugt die hier vorgestellten Szenarien verwendet werden, die physikalisch konsistenter sind, da sie auf zahlreichen theoretischen und empirischen Kenntnissen über das Klimasystem basieren.

Die Frage, ob gewisse der hier vorgestellten Szenarien besonders wahrscheinlich sind, ist nicht einfach zu beantworten. Es ist prinzipiell unmöglich, eine objektiv nachprüfbare Wahrscheinlichkeit oder einen genauen Zeitpunkt für das Eintreten eines bestimmten Szenarios anzugeben. Auch ist die Beurteilung der physikalischen Konsistenz eines jeden einzelnen Szenarios aufgrund der Komplexität des Klimasystems und der vielen auftretenden Unsicherheiten mit zahlreichen Schwierigkeiten verbunden.

Bei einem fest vorgegebenen Forcing-Szenario sind jedoch in der Regel die neueren Szenarien den älteren Berechnungen vorzuziehen. Ansonsten glauben wir, dass *alle Szenarien zusammengenommen* unseren momentanen Kenntnisstand zur Klimaveränderung im Alpenraum immer noch am besten widerspiegeln. Für Klimawirkungsstudien bedeutet dies, dass immer die Konsequenzen von möglichst vielen Szenarien gleichzeitig zu untersuchen sind.



Palmen oder Gletscher – in welche Richtung steuert das alpine Klima? Eine aktuelle, aber keineswegs neue Frage, wie die Titelseite aus einem 1919 erschienenen populärwissenschaftlichen Büchlein zeigt (Bölsche 1919, vgl. Brönnimann 1999).

5. Schlussfolgerungen

Autoren: Heinz Wanner, Dimitrios Gyalistras, Jürg Luterbacher, Ralph Rickli, Esther Salvisberg und Christoph Schmutz

Betrachtungen zum Klimawandel (verstanden als Klimavariabilität und Klimatrend) im Alpenraum gestalten sich aus verschiedenen Gründen schwierig: Zum ersten sind die Alpen als Übergangsraum zu bezeichnen. Das Gebirge liegt in zonaler Richtung gesehen in der Übergangszone zwischen dem atlantischen Ozean und dem eurasischen Festland. Meridional betrachtet bildet es einen Grenzraum zwischen dem Mittelmeerklima im Süden und dem Mittelbreitenklima nördlich davon. Zum zweiten ist diese Übergangs- oder Grenzsituation dafür verantwortlich, dass sich der Alpenraum auch prozessmässig an einer schwierig zu interpretierenden Scharnierstelle befindet. Ein Blick auf die räumlichen Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation, des wichtigsten langfristigen Klimamodus Europas, zeigt klar, dass die Alpen am Übergang zwischen positiven und negativen (oder umgekehrt) Wirkungen dieses Oszillators im Norden und Süden oder im Westen und Osten liegen. Dynamisch gesehen fällt dabei die Tatsache auf, dass sich der Alpenkörper im Winterhalbjahr in vielen Fällen im Bereich des südöstlichen Astes der Divergenzzone des Polarfrontjets über Westeuropa befindet. Räumliche Verschiebungen dieser durch Massenzuwachs und Druckanstieg gekennzeichneten Zone führen zu messbaren interannuellen bis dekadischen oder sogar längerfristigen Änderungen des Klimas im Bereich Druck, Temperatur und Niederschlag. Zum dritten schliesslich führt das Vorhandensein einer komplexen Gebirgstopographie – im Falle der Alpen ist dies ein gekrümmtes Band von zirka 800 km Länge mit Hochgebirgen klar über 4000 m ü. M. – zusätzlich zu komplexen dynamischen Vorgängen (zum Beispiel Gebirgswellen, starke Fallwinde oder Leezyklongenese mit Starkniederschlägen) und zu einer Verstärkung der horizontalen Gradienten von klimatologischen Zustandsgrössen.

Diese Randbedingungen des alpinen Klima werden in Kapitel 2 detailliert dargestellt. Dabei muss auf der klimatologischen Zeitskala naturgemäss jenen Prozessen grosse Aufmerksamkeit geschenkt werden, welche eine langfristige Gedächtnisfunktion haben. Im nordatlantisch-europäischen Raum ist dies der Einfluss des Ozean-Meereis-Systems und dessen Wechselwirkung mit der Atmosphäre. Dabei ist oft schwierig zu erkennen, wie weit die betrachteten Prozesse als rein stochastisches Phänomen zu betrachten sind. Bereits erwähnt wurde die zentrale Bedeutung der Nordatlantischen

Oszillation, welche auf der Nordhemisphäre im Winter grob gesagt etwa ein Drittel der Druck- und Temperaturvariabilität erklären kann. Sie bildet den Eckpfeiler für die Erklärung der langfristigen Klimavariabilität auch im Alpenraum, wobei klar sichtbar wird, dass vor allem hohe Korrelationen zwischen dem Luftdruck über den Alpen und im polaren Wirbel (vor allem im Islandtief) auftreten. Insgesamt darf nicht ausser acht gelassen werden, dass neben der Nordatlantischen Oszillation noch andere Zustandsmoden des globalen oder hemisphärischen Klimasystems eine wesentliche Rolle spielen dürften. Zwar kann deutlich festgestellt werden, dass die Wirkungen des El Niños auf den Alpenraum – auch wenn sie nicht sehr breit erforscht sind – entweder gering sein dürften, oder aber das nordatlantische System in sehr komplexer Weise beeinflussen. Es treten jedoch Phänomene auf, welche auf die Existenz weiterer wichtiger Moden hindeuten. So sind beispielsweise die Starkniederschläge (inklusive die Schneefälle) der letzten Jahre, welche zu Überschwemmungen und Lawinen geführt haben, sehr oft auf langanhaltende Nordwest-, West- oder Südwestlagen zurückzuführen. Sind diese Lagen ebenfalls dem Phänomen der Nordatlantischen Oszillation (zum Beispiel dem Übergang von einem Modus in den andern) oder aber einem andern Klimaregime zuzuordnen? Welche Forcingfaktoren (Sonne, Vulkane, anthropogene Einflüsse) oder welche internen Oszillatoren helfen mit, die Prozesse zu erklären, welche einen Wechsel vom einen Klimaregime ins andere provozieren? Hier sind viele Fragen gestellt, und wir sind nach wie vor weit weg nur schon von statistisch signifikanten saisonalen Klimaprognosen.

Bei der Betrachtung der zeitlichen Struktur des Klimawandels in Kapitel 3 können ausgewählte Beispiele des Variabilitäts- und Trendverhaltens zumindest in Ansätzen erklärt und einzelnen Prozessen zugeordnet werden. Auf der Zeitskala von über zehntausend Jahren seit der letzten Eiszeit ist es beispielsweise möglich, die letzten grossen Kälterückfälle der Jüngeren Dryas vor etwa 12'000 Jahren und jenen vor etwa 8200 Jahren anhand von Schwankungen der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik zu erklären. Schon schwieriger gestaltet sich die Interpretation der über die letzten 3200 Jahre rekonstruierten Gletscherschwankungen, welche immerhin eine erstaunliche Quasizyklizität aufweisen. Immerhin darf aufgrund des Studiums des sehr wechselvollen Klimacharakters der «Kleinen Eiszeit» (Little Ice Age; zirka 1340 bis 1890) angenommen werden, dass sich die Alpengletscher in einem sensiblen Gleichgewicht befinden und sehr fein auf die Summe der winterlichen und sommerlichen Temperatur- und Niederschlagsschwankungen reagieren. So kann der Massenzuwachs der Gletscher beispielsweise sowohl durch kalttrockene (zum Beispiel während des späten Maunder Minimums) als auch durch warmfeuchte Winter gebremst werden. Die ungeheure Vielfalt der Temperatur- und Feuchteschwankungen während der Kleinen Eiszeit, welche in drei hauptsächlichen Phasen positive Massenbilanzen zu erzeugen vermochte, lässt sich zum Teil tatsächlich durch die

beiden Moden der Nordatlantischen Oszillation erklären. Ist damit ein Hinweis gegeben auf die relativ regionale Ausprägung dieser Klimaschwankung? Eine klare Antwort lässt sich auch aufgrund des komplexen Wechselspiels der Forcingfaktoren (solare Aktivitätsschwankungen, Vulkanausbrüche) kaum geben. Immerhin kann der Übergang zum 20. Jahrhundert – und damit zu einem erneut wärmeren Klima – synoptisch gedeutet werden. Dabei lassen sich die stark variierenden raumzeitlichen Wetterlagenmuster zusammen mit grossräumigeren Zirkulationsmustern zu einem Gesamtbild der Schwankungen innerhalb des intermittierenden Klimasystems verbinden. Demnach war im 19. Jahrhundert vor allem ein Modus wirksam, bei dem im niederfrequenten Bereich von Jahren vor allem Schwankungen zwischen zonalen Situationen über dem östlichen Nordatlantik und Westeuropa mit Blocking-Lagen über Osteuropa auftraten. Dabei war auch die Persistenz von Nordwestlagen im Winter erhöht. Eine recht deutliche Umstellung trat um die 1930er Jahre ein. Zum einen nahm die Zahl der Südwestlagen markant zu. Zum andern liess sich nach 1950 auch der Zusammenhang mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation viel klarer deuten. Dieser lag bis 1974 im stark negativen Bereich, was teils zu mehr Schneefällen, teils aber auch zu extrem kalttrockenen Wintern wie 1962/63 führte. Nach 1974 trat der Nordatlantische Oszillationsindex bis 1995 in einen extrem positiven Modus mit warmen Wintern und Temperaturrekorden in den 1990er Jahren in allen Jahreszeiten ein. Hier stellt sich die berechtigte Frage nach dem Einfluss des Treibhauseffektes, die im Szenarienkapitel diskutiert wird. Der Winter 1998/99 legte ein deutliches Zeugnis der Klimavariabilität im Alpenraum ab, indem eine persistente Nordwestlage nach einer Serie von extrem schneearmen Wintern zu Jahrhundertsschneefällen führte.

Im Kapitel 4 wurden drei ausgewählte Aspekte des zukünftigen Klimawandels im Alpenraum näher ausgeleuchtet. Dabei zeigt sich, dass nach dem heutigen Wissensstand trotz dem Vorliegen einer Vielzahl von Studien und Modellsimulationen nur beschränkte Aussagen über die zu erwartenden Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation im Raum Nordatlantik-Europa gemacht werden können. Die heute vorliegenden Resultate zeigen jedoch klar das Potential für komplexe und signifikante Veränderungen auf. Für den Winter scheint eine generelle Nordwärtsverschiebung vieler Zirkulationsmerkmale (wie z. B. der Gebiete hoher zyklonaler Aktivität) wahrscheinlich. Jedoch bereits bei der Frage, ob zum Beispiel die Häufigkeit und Intensität der Tiefdruckgebiete zu- oder abnehmen wird, liegen die momentan verfügbaren Modellergebnisse weit auseinander. Grosse Lücken bestehen insbesondere im Hinblick auf die zu erwartenden Änderungen für den Sommer, und noch viel mehr für die Übergangsjahreszeiten, obwohl Klimaverschiebungen gerade in diesen Jahreszeiten für viele Sektoren (z. B. Wasser- und Landwirtschaft) von besonderer Tragweite sein können. Anhand von quantitativen Sensitivitätsstudien konnten wir andererseits klar nachweisen, dass

Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation ein erhebliches Potential für signifikante Veränderungen im Niederschlag beinhalten. Dies gilt für die Alpennord- wie auch für die Alpensüdseite und für alle Jahreszeiten. Die Analyse der bestehenden regionalen Klimaszenarien zeigt schliesslich, dass in den nächsten Jahren unmöglich Abschliessendes zur Frage der zukünftigen Klimaänderung in den Alpen und spezifisch zur Schweiz zu erwarten ist. Dank der Forschungsanstrengungen der letzten Jahre liegt jedoch eine Vielzahl von für die Anwender nützlichen Szenarien vor. Diese lassen darauf schliessen, dass das Klima des Alpenraums besonders stark auf eine globale Erwärmung reagieren könnte. Dabei ist aber mit grossen regionalen und jahreszeitlichen Unterschieden zu rechnen. Eine Einengung der Unsicherheiten, soweit überhaupt möglich, bedarf weiterer, koordinierter Anstrengungen in der Analyse empirischer und modellierter Daten sowie der (Weiter-) Entwicklung entsprechender Methoden in enger Zusammenarbeit mit den Anwendern von Klimainformationen.

Anhang A

Synoptische Wetterlagen nach Schüepp

Tabelle A1: Synoptische Wetterlagen nach Schüepp.

	Grundtyp	Nr.	Lage	genaue Bezeichnung	
Konvektive Lagen	Hochdrucklagen	1	+Ho	Hochdrucklage mit schwacher Höhenströmung	
		Höhenluftdruck übernormal für die Jahreszeit	2	+Hw	Hochdrucklage mit westlicher Höhenströmung
		3	+Hn	Hochdrucklage mit nördlicher Höhenströmung	
		4	+He	Hochdrucklage mit östlicher Höhenströmung	
		5	+Hs	Hochdrucklage mit südlicher Höhenströmung	
	Flachdrucklagen	6	Fo	Flachdrucklage mit schwacher Höhenströmung	
		Höhenluftdruck ungefähr normal für die Jahreszeit	7	Fw	Flachdrucklage mit westlicher Höhenströmung
		8	Fn	Flachdrucklage mit nördlicher Höhenströmung	
		9	Fe	Flachdrucklage mit östlicher Höhenströmung	
		10	Fs	Flachdrucklage mit südlicher Höhenströmung	
Tiefdrucklagen	11	-Lo	Tiefdrucklage mit schwacher Höhenströmung		
	Höhenluftdruck unternormal für die Jahreszeit	12	-Lw	Tiefdrucklage mit westlicher Höhenströmung	
	13	-Ln	Tiefdrucklage mit nördlicher Höhenströmung		
	14	-Le	Tiefdrucklage mit östlicher Höhenströmung		
	15	-Ls	Tiefdrucklage mit südlicher Höhenströmung		
Advektive Lagen	Westlagen	16	Wj	Westlage mit jetartiger Strömung in der Höhe	
		17	+Wp	West-Gleichstromlage, Höhenluftdruck übernormal	
		18	-Wp	West-Gleichstromlage, Höhenluftdruck unternormal	
		19	+Wx	Westlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck übernormal	
		20	-Wx	Westlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck unternormal	
	Nordlagen	21	Nj	Nordlage mit jetartiger Strömung in der Höhe	
		22	+Np	Nord-Gleichstromlage, Höhenluftdruck übernormal	
		23	-Np	Nord-Gleichstromlage, Höhenluftdruck unternormal	
		24	+Nx	Nordlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck übernormal	
		25	-Nx	Nordlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck unternormal	

Advektive Lagen (Forts.)	Ostlagen	26	Ej	Ostlage mit jetartiger Strömung in der Höhe
		27	+Ep	Ost-Gleichstromlage, Höhenluftdruck übernormal
		28	-Ep	Ost-Gleichstromlage, Höhenluftdruck unternormal
		29	+Ex	Ostlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck übernormal
	30	-Ex	Ostlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck unternormal	
Südlagen		31	Sj	Südlage mit jetartiger Strömung in der Höhe
		32	+Sp	Süd-Gleichstromlage, Höhenluftdruck übernormal
		33	-Sp	Süd-Gleichstromlage, Höhenluftdruck unternormal
		34	+Sx	Südlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck übernormal
		35	-Sx	Südlage mit Winddrehung mit der Höhe, Höhenluftdruck unternormal
Mischlagen	Wirbellage	36	Xx	aktiver Tiefdruckwirbel mit Zentrum über dem Gebiet
	Höhenstrom-Jetlagen	37	+Xj	schwache Bodenströmung mit jetartiger Strömung in der Höhe, Höhenluftdruck übernormal
		38	-Xj	schwache Bodenströmung mit jetartiger Strömung in der Höhe, Höhenluftdruck unternormal
	Bodenstromlagen	39	+Xo	wesentliche Bodenströmung mit schwacher Höhenströmung, Höhenluftdruck übernormal
		40	+Xo	wesentliche Bodenströmung mit schwacher Höhenströmung, Höhenluftdruck unternormal

Anhang B

Tabellenanhang zu Kapitel 4.2.

Tabelle B1: Übersicht der Fachzeitschriften, welche bei der Literaturrecherche zu Zirkulationsveränderungen im Raum Nordatlantik-Europa berücksichtigt wurden.

Zeitschrift	Nummer (von – bis)	Zeitraum (von – bis)
Bulletin of the American Meteorological Society	77(1)–80(10)	01/96–10/99
Climate Dynamics	1(1)–15(10)	09/86–09/99
Climate Research	1(1)–13(1)	12/90–07/99
Geophysical Research Letters	22(1)–26(17)	01/95–09/99
Global and Planetary Change	7(1)–20(4)	05/93–05/99
International Journal of Climatology	14(1)–19(12)	01/94–10/99
Journal of Applied Meteorology	35(1)–38(09)	01/96–09/99
Journal of Atmospheric Sciences	53(1)–56(20)	01/96–10/99
Journal of Climate	1(1)–12(10)	01/88–10/99
Monthly Weather Review	124(1)–127(10)	01/96–10/99
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society	120(515)–125(558)	01/94–07/99
Tellus - Series A	45(1)–51(2)	93–99
Theoretical and Applied Climatology	49(1)–63(4)	94–08/99
Climatic Change Journal of Geophysical Research (Atmosphäre) Meteorologische Zeitschrift	(einzelne Ausgaben)	

Tabelle B2: Übersicht der gefundenen Simulationsstudien (s. Tab. B1) mit Angaben zu möglichen Zirkulationsveränderungen im Raum Nordatlantik/Europa. Zu den Zahlen in eckigen Klammern in der Tabelle befinden sich Anmerkungen am Ende der Tabelle.

Schlüssel zur Tabelle, linke Hälfte:

ARPEGE/IFS: Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle/Integrated Forecast System (Gemeinsam von Meteo-France, Toulouse und dem European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF, Reading, UK, entwickeltes Modell);

BaU: «Business-as-Usual» Szenario für zukünftige Treibhausgas-Konzentrationen gemäss Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC; CO₂-Erhöhung von ca. 1.3% per Jahr);

CCCma: Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Victoria, Canada);

CCM: Community Climate Model des National Center for Climate Research (NCAR, Boulder, USA);

CNRM EMERAUDE: Vom Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France (Toulouse und Paris) entwickeltes Modell, es handelt sich um ein Vorläufermodell von ARPEGE/IFS;

CSC02: Climate Sensitivity and Carbon Dioxide-Modell des NCAR, es handelt sich um eine Weiterentwicklung von CCM0;

DFSA: Direktes Forcing von Sulfataerosolen;

ECHAM: Modell des ECMWF, modifiziert für Klimasimulationen am Max-Planck Institut für Meteorologie (MPI, Hamburg);

GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Princeton, USA);

GISS: Goddard Institute for Space Studies (New York, USA);

HadCM: Modell des Hadley Centre for Climate Prediction and Research (Bracknell, UK);

IFSA: Indirektes Forcing von Sulfataerosolen;

IS92a: Szenario für zukünftige Treibhausgas-Konzentrationen gemäss IPCC (CO₂-Erhöhung von ca. 1% pro Jahr);

LSG: Ozeanmodell, das grossräumige geostrophische (Large-Scale Geostrophic) Bewegungen darstellt;

OPYC: Ozeanmodell mit auf Flächen gleicher Dichte (isoPYCnals) basierendem vertikalem Koordinatensystem;

Sim. Nr.: Simulationsnummer;

SST: Meeresoberflächentemperatur (sea surface temperature);

THG: Treibhausgase;

UKMO: United Kingdom Met. Office (Bracknell, UK).

Schlüssel zur Tabelle, rechte Hälfte:

AH: Azorenhoch;

AMJ: April–Juni.

AWG: atmosphärischer Wasserdampfgehalt;

BK: Baroklinität;

BL: Blocking;

D–M: Dezember bis März;

DFSA: direktes Forcing von Sulfataerosolen;

DJF: Dezember–Februar;

EU1/2: Eurasisches Muster 1 und 2;

HZ: Hadley-Zirkulation;

IFSA: Indirektes Forcing von Sulfataerosolen;

IT: Islandtief;

JAS: Juli–September;

JFM: Januar–März;

JJA: Juni–August;

JZ: Jahreszeit;

KE: kinetische Energie;

KH/T: kontinentales Hoch (Winter) / Tief (Sommer);

MAM: März–Mai;

N–A: November–April;

N: Nord;

NA: Nordatlantik;

NAO: Nordatlantische Oszillation;

NAOI: Nordatlantischer Oszillationsindex;

NE: Nordost;

NW: Nordwest;

E: Ost;

OND: Oktober–Dezember;

PE: potentielle Energie;

PFJ: Polarfrontjet;

S: Süd;

SLP: Luftdruck reduziert auf Meereshöhe (sea-level pressure);

SE: Südost;

SON: September–November;

ST: Stormtrack;

STJ: Subtropenjet;

SV: Region erhöhter synoptischer Variabilität;

SW: Südwest;

T: Temperatur;

TS: Troposphäre;

W: West;

WG: Windgeschwindigkeit;

ZM: Zonales Mittel;

+: Verstärkung;

o: keine Veränderung;

–: Abschwächung;

→X: Verschiebung in Richtung von X;

↔X: Verlängerung in Richtung von X;

(x): Angabe x unsicher.

Sim. Atmosphärisches + Nr. ozeanisches Modell [1]	Forcing und Definition der Klimaveränderung	Klimamodell und/oder globale Simulation beschrieben in	Zirkulationsanalysen in
1 CNRM EMERAUDE(T42, L30) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2 x CO ₂ 5 Jahre 345 ppm & klimatol. SST 1979–1988 aus Messungen vs. 5 Jahre 690 ppm & SST-Anomalien aus den Jahren 2041–2050 von Simulation Nr. 17	Mahfouf et al. (1994)	Mahfouf et al. (1994)
2 ARPEGE/IFS (T42, L30) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2 x CO ₂ 5 Jahre 345 ppm & klimatol. SST 1979–1988 aus Messungen vs. 5 Jahre 690 ppm & SST-Anomalien aus den Jahren 2041–2050 von Simulation Nr. 17	Timbal et al. (1995)	Timbal et al. (1995) Timbal et al. (1997) Cubasch et al. (1997)
3 wie Sim. Nr. 2	2 x CO ₂ 5 Jahre 345 ppm & klimatol. SST 1979–1988 aus Messungen vs. 5 Jahre 690 ppm & SST-Anomalien aus den Jahren 66–75 von Simulation Nr. 31	Timbal et al. (1995)	Timbal et al. (1995) Timbal et al. (1997) Cubasch et al. (1997)
4 ARPEGE/IFS (räumlich variable horiz. Auflösung [2], L31) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2 x CO ₂ 10 Jahre 354 ppm & SST aus Simulation Nr. 32 vs. 10 Jahre 708 ppm & SST aus den Jahren 2054–2064 der selben Simulation	Déqué et al. (1998)	Déqué et al. (1998)
5 CCCma-GCMII (T32, L10) + Mischungsschicht-Ozean	2 x CO ₂ 10 Jahre 660 ppm vs. 10 Jahre 330 ppm	McFarlane et al. (1992) Boer et al. (1992)	Boer et al. (1992) Boer (1995) Gutowski Jr. et al. (1995) Lambert (1995) Zwiers & Kharin (1998) [3]
6 wie Sim. Nr. 5	2 x CO ₂ + DFSA 20 Jahre 660 ppm + geschätzte Veränderung des DFSA zwischen 1974 und 2047 vs. 30 Jahre 330 ppm ohne DFSA	Reader & Boer (1998)	Reader & Boer (1998)
7 CCCma-GCMII (T32, L10) + dynamischer Ozean (1.875° x 1.875°, L29) = CGCM1	Transient (CO ₂ + DFSA) 1900–1990: Messungen 1991–2100: IS92a	Flato et al. (1999) Boer et al. (1999)	Fyfe et al. (1999)

Jahreszeit	IT	AH	K H/T	HZ	STJ	PFJ	SV	ST	BL	Bemerkungen
Jahr				ZM +						Verstärkung und häufigeres Auftreten von plötzlichen stratosphärischen Erwärmungsepisoden über dem N-Pol im Winter.
DJF	+	(o)	+			ZM +			o	Positive SLP-Anomalie über E-Europa und Russland.
JJA				o →S		(ZM o)			o	
DJF	+	(o)	(o)			ZM +			o	Positive SLP-Anomalie über Europa.
JJA				+		ZM +			o	
DJF	-	+	-	ZM +						Negative SLP-Anomalie über Zentraleuropa und dem Mittelmeer mit Zentrum über N-Italien führt zu N-Drehung der Bodenwinde (von SW nach W) und somit zu einer geringeren Erwärmung über Zentraleuropa.
DJF	+	+	-	--			-	o		Negative SLP-Anomalie über N- und Zentraleuropa und dadurch knapp signifikante Zunahme extrem hoher WG. Generelle Abnahme der verfügbaren PE. Insgesamt unveränderter, aber effizienterer polwärtiger Energietransport aufgrund des höheren AWG. Dieser führt auch zu stark erhöhtem polwärtigem Feuchtetransport, katalysiert einen schnelleren Lebenszyklus transienter Wirbel, und führt zu erhöhter mittlerer KE der Wirbel. Im Mittel ist aber die KE in den mittleren Breiten unverändert und im ZM ergibt sich eine leichte N-Verschiebung der Wirbel aufgrund verstärkter polseitiger Aktivität. Die totale Anzahl der Zyklonen in der N-Hemisphäre nimmt ab, die Häufigkeit sehr tiefer Zyklonen jedoch zu.
JJA	-	-	-				-	→N		Negative SLP-Anomalie über SE-Europa und Asien. Im ZM Abnahme der mittleren KE der transienten Wirbel. Leichte S-Verschiebung der Wirbel aufgrund abgeschwächter polseitiger Aktivität (diese Aussage ist mit größeren methodischen Unsicherheiten behaftet).
DJF			(-)							Negative SLP-Anomalie über NE-Europa und N-Russland. Generelle Abnahme der verfügbaren PE, Effekt aber kleiner als im Fall ohne DFSA.
JJA			-							Negative SLP-Anomalie über SE-Europa und Asien.
DJF, JJA										Allgemein führt die Berücksichtigung von DFSA zu einer Abschwächung der unter «2 x CO ₂ » erhaltenen Veränderungsmuster, jedoch zu keinen prinzipiell neuen Mustern.
N-A	(o)	+	-							Positiver Trend im Arktischen Oszillationsindex, jedoch kein Trend im NAOI.

Sim. Atmosphärisches + Nr. ozeanisches Modell	Forcing und Definition der Klimaveränderung	Klimamodell und/oder globale Simulation beschrieben in	Zirkulationsanalysen in
15 wie Sim. Nr. 13	Sensitivitätsstudie IFSA 20 Jahre ohne IFSA vs. 20 Jahre mit «heutigem» IFSA	Erickson III et al. (1995)	Erickson III et al. (1995)
16 CCM1 [6] (R15, L12) + Mischungsschicht-Ozean	2 x CO ₂ (CO ₂ + andere THG) 100 Jahre 354 ppm vs. 100 Jahre 660 ppm	Wang et al. (1991) Wang et al. (1992)	Wang et al. (1992) Liang et al. (1995) Liang et al. (1996) Zhang & Wang (1997)
17 ECHAM1 (T21, L19) + LSG (4° x 4°, L11)	Transient (nur CO ₂) 1985–2095: BaU	Cubasch et al. (1992)	König et al. (1993) Timbal et al. (1997)
18 ECHAM2 (T21, L19) + OPYC3 (T42, L11) [7]	Transient (nur CO ₂) 1985–2095: BaU	Lunkeit et al. (1996a) Lunkeit et al. (1996b)	Lunkeit et al. (1996a) Lunkeit et al. (1998) Cubasch et al. (1997)
19 ECHAM3 (T21, L19) + LSG (4° x 4°, L11)	Transient (nur CO ₂) 1880–1985: Messungen 1986–2049: BaU	Hasselmann et al. (1995) Cubasch et al. (1996b)	Räisänen (1998)
20 wie Sim. Nr. 19	Transient (CO ₂ + DFSA) 1880–1985: Messungen 1986–2049: CO ₂ BaU, DFSA gemäss IS92a.	Hasselmann et al. (1995) Cubasch et al. (1996b)	Räisänen (1998)
21 ECHAM3 (T42, L19) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2 x CO ₂ 100 Jahre 345 ppm & klimatol. SST 1979–1988 aus Messungen vs. 30 Jahre 690 ppm & SST-Anomalien um das Jahr 2045 aus Simulation Nr. 17.	Cubasch et al. (1995) Perlwitz (1997)	Schubert et al. (1998)

Jahreszeit	IT	AH	K H/T	HZ	STJ	PFJ	SV	ST	BL	Bemerkungen
DJF	→E							+		ST-Zunahme über der NE-Küste von N-Amerika, dem NE-Atlantik und Russland. Positive Anomalien der Lufttemperatur und der 500 hPa-Druckfläche über E-Europa und Russland.
JJA										Positive 500 hPa-Anomalie über Grönland. IFSA am grössten im Sommer, aber grösste Auswirkungen im Winter.
DJF				- →N	+			-	-	Im ZM starke Abnahme (leichte Zunahme) der BK unterhalb (oberhalb) 5 km. Reduzierter Ozean-Land-contrast, daher geringere Tendenz zur Zyklonenbildung an der E-Küste der USA. Reduzierte Zyklonogenese über dem Mittelmeer. Erhöhter AWG führt zu effizienterem polwärtsigem Energietransport und dadurch trägere Zirkulation.
Jan.										NAO-Fernkopplungsmuster schwächer und räumlich weniger stark ausgeprägt. Eurasisches Fernkopplungsmuster: Abschwächung des skandinavischen (aufgrund regional reduzierter Schnee- und Eisbedeckung) und E-Verschiebung des sibirischen Zentrums.
Apr.										NW-Verschiebung der Zentren des NAO-Fernkopplungsmusters.
Alle JZ										Keine signifikanten Veränderungen in der interannuellen Variabilität der grossräumigen, saisonal gemittelten SLP und 500 hPa-Felder.
Jahr						ZM +		-		ST-Angabe gilt für die ganze N-Hemisphäre.
DJF								→N		Signifikanz-Niveau α = 90%
MAM								o		Signifikanz-Niveau α = 90%
JJA								→N		Signifikanz-Niveau α = 90%
SON								-		Signifikanz-Niveau α = 90%
DJF					+			→N		Reduzierte BK in der unteren, aber erhöhte BK in der oberen TS. Zunahme im ST nimmt mit der Höhe ab, so dass keine signifikante Zunahme des ST in Bodennähe über Europa. Kleine, statistisch nicht signifikante Zunahme der Anzahl bodennaher Zyklonen, vor allem über N-Europa. Leichte Abnahme der mittleren WG über Europa, aber Zunahme der Häufigkeit von Tagen mit hohen WG.
DJF	(+)	(+)	-					+		im ZM Verstärkung und N-Verschiebung der Westwinddrift.
JJA	(-)	+	+					→N		Im ZM Verstärkung und N-Verschiebung der Westwinddrift.
DJF	+	(-)	-					↔E		Keine signifikanten Veränderungen in der Westwinddrift.
JJA	o	-	-							Im ZM Verstärkung und S-Verschiebung der Westwinddrift.
DJF								+		Abnahme der Zyklonenhäufigkeit im E von N-Amerika und im Mittelmeer, Zunahme SE von Grönland; NE-Verschiebung des Maximums. Total Anzahl Zyklonen im NA ca. unverändert, aber mehr mittelstarke und dafür weniger sehr schwache und sehr starke Zyklonen.
								↔O		

Sim. Atmosphärisches + Nr. ozeanisches Modell	Forcing und Definition der Klimaveränderung	Klimamodell und/oder globale Simulation beschrieben in	Zirkulationsanalysen in
22	3 x CO ₂ 10 bis 100 Jahre (je nach Analyse) 345 ppm & klimatol. SST 1979–1988 aus Messungen vs. 10 bis 30 Jahre 1045 ppm & SST-Anomalien um das Jahr 2080 aus Simulation Nr. 17.	Cubasch et al. (1995) Perlitz (1997)	Sausen (1995) Christoph et al. (1997) Cubasch et al. (1997) Schubert et al. (1998)
23 ECHAM3 (T106, L19) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2 x CO ₂ 6 Jahre 337 ppm & klimatol. SST 1979–1988 aus Messungen vs. 6 Jahre 674 ppm & SST-Anomalien um das Jahr 2045 aus Simulation Nr. 17.	Bengtsson et al. (1995) Bengtsson et al. (1996)	Beersma et al. (1997) Bengtsson et al. (1996) Wild et al. (1997)
24 ECHAM4 (T42, L19) + OPYC3 (T42, L11)	Transient (CO ₂ + andere THG) 1860–1990: Messungen 1991–2100: IS92a	Roeckner et al. (1999)	Ulbrich & Christoph (1999)
25 GFDL (R15, L9) + Mischungsschicht-Ozean	2 x CO ₂ 10 Jahre 600 ppm vs. 10 Jahre 300 ppm	Manabe & Wetherald (1987)	Branscome & Gutowski (1992)
26 GFDL (R15, L9) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2.5 x CO ₂ 3000 Tage unter 1 x CO ₂ & SST aus GFDL (R15, L9) + dynam. Ozean (4.5° x 3.75° /L12) vs. 3000 Tage unter 2.5 x CO ₂ & SST um das Jahr 95 aus transienter Simulation (nur CO ₂ , +1% /Jahr) mit dem gleichen gekoppelten Modell.	Manabe et al. (1991)	Stephenson & Held (1993)
27 GISS II (8° x 10°, L9) + Mischungsschicht-Ozean	2 x CO ₂ 5–10 Jahre 315 ppm vs. 10 Jahre 630 ppm	Hansen et al. (1984)	Rind (1986) Rind (1988) Pollack et al. (1993)
28 GISS II (4° x 5°, L9) + klimatologischer Ozean (Zeitscheibenexperiment)	2 x CO ₂ 3 Jahre 1 x CO ₂ & SST aus Simulation Nr. 27 vs. 3 Jahre 2 x CO ₂ aus der selben Simulation.	Rind (1988)	Rind (1988)

Jahreszeit	IT	AH	K H/T	HZ	STJ	PFJ	SV	ST	BL	Bemerkungen
DJF						+		+ ↔SE	-	Abnahme der Zyklonenhäufigkeit im Mittelmeer und N-Verschiebung des Maximums (aufgrund veränderter Meereis-Verteilung und BK in Polnähe). Keine signifikante Veränderung in der totalen Anzahl Zyklonen. Veränderungen in der Zyklonenintensität ähnlich wie im 2 x CO ₂ -Fall. Abnahme des BL über W-Europa.
MAM								+	-	BL-Abnahme über dem östlichen NA und W-Europa.
JJA									(o)	Eventuell BL-Zunahme über dem NA.
SON								+	-	BL-Abnahme über W-Europa.
Alle JZ										Resultate für BL aus Sausen (1995) vermutlich nicht signifikant, da zur Definition des Referenz- und geänderten Klimas nur je 10 Jahre verwendet wurden. Deswegen wurden, wo verfügbar, die Resultate von Cubasch et al. (1997) vorgezogen.
DJF	↔E	↔W		-	+	→N		+	↔E	Reduzierte BK in der unteren, aber leicht erhöhte BK in der oberen TS. Drehung der Winde über dem östlichen NA nach W, Abnahme der Anzahl Zyklonen und deren Kerndruck über dem gesamten NA, erhöhte Anzahl Stürme über der Nordsee und der Biskaya sowie erhöhte WG über Zentraleuropa (alle gefundenen Effekte sind relativ klein und statistisch kaum signifikant).
DJF, JJA										In den mittleren Breiten im ZM generelle Reduktion der WG in 10 m Höhe.
DJF	+	+						+		Erhöhte BK über dem NE-Atlantik aufgrund (i) des vergrößerten T-Gradienten in der oberen TS und möglicherweise (ii) aufgrund verstärkter diabatischer Erwärmung in Folge des generell erhöhten AWG. Leichte Verstärkung des räumlich fixen NAOI bei gleichzeitiger NE-Verschiebung der NAO-Aktionszentern.
DJF										Im ZM Abnahme der mittleren KE und leichte N-Verschiebung der transienten Wirbel aufgrund schwächerer Diffusion der Wirbel nach den Subtropen; totaler Feuchtefluss in den Wirbeln aber nahezu unverändert, da generell höherer AWG.
DJF					+	→N			-	Größere Erwärmung von N-Amerika im Vergleich zum N-Atlantik führt zu geringerer BK im Entstehungsgebiet von Stürmen im W-Atlantik.
DJF	-	+	-	ZM o	ZM +	(ZM -)				Im ZM in der N-Hemisphäre Abnahme der KE von Wirbeln und der totalen PE. Leicht verstärkter polwärtiger Energietransport in den Wirbeln aufgrund erhöhter Verfügbarkeit von Feuchte in den niederen Breiten. Zunahme des totalen polwärtigen Energietransports (Wirbel + mittlere Strömung).
DJF	-	+	(-)	ZM +	ZM +					Abnahme in der KE von Wirbeln und der totalen PE stärker als im (8° x 10°) Modell. Polwärtiger Energietransport in den Wirbeln nimmt allerdings im ZM ab. Im ZM Zunahme des totalen polwärtigen Energietransports (Wirbel + mittlere Strömung).

Sim. Atmosphärisches + Nr. ozeanisches Modell	Forcing und Definition der Klimaveränderung	Klimamodell und/oder globale Simulation beschrieben in	Zirkulationsanalysen in
29 GISS II (erweitert) (4° x 5°, L9) + Mischungsschicht-Ozean	2 x CO ₂ 5 Jahre 1 x CO ₂ vs. 20 Jahre 2 x CO ₂	Rind (1998)	Rind (1998)
30 UKMO (2.5° x 3.75°, L11) + Mischungsschicht-Ozean	2 x CO ₂ 10 Jahre 323 ppm vs. 10 Jahre 646 ppm [8]	Mitchell et al. (1990), Viner & Hulme (1993)	Hall et al. (1994) Senior (1995) Huth (1997a)
31 UKMO (2.5° x 3.75°, L11) + dynamischer Ozean (2.5° x 3.75°, L17) = HadCM1	Transient (nur CO ₂) 75 Jahre +1% /Jahr 10 Jahre ~646 ppm (Jahre 66-75) vs. 10 Jahre 323 ppm [9]	Murphy (1995) Murphy & Mitchell (1995)	Murphy & Mitchell (1995) Carnell et al. (1996) Timbal et al. (1997)
32 UKMO (2.5° x 3.75°, L19) + dynamischer Ozean (2.5° x 3.75°, L20) = HadCM2	Transient (nur CO ₂) 1860-1990: Messungen 1991-2100: +1% /Jahr	Johns et al. (1997) Mitchell & Johns (1997)	Mitchell & Johns (1997)[10] Carnell & Senior (1998)[11] Osborn et al. (1999) [12]
33 wie Sim. Nr. 32	Transient (CO ₂ + DFSA) 1860-1990: Messungen 1991-2100: CO ₂ +1% /Jahr, DFSA gemäss IS92a.	Johns et al. (1997) Mitchell & Johns (1997)	Mitchell & Johns (1997) Osborn et al. (1999)

Jahreszeit	IT	AH	K H/T	HZ	STJ	PFJ	SV	ST	BL	Bemerkungen
DJF	(o)			ZM +						Nur geringe Reduktion des bodennahen Äquator-Pol T-Gradienten (Grund: unterschiedliche Veränderungen in den optischen Dicken niedriger Wolken in den hohen und niederen Breiten). Relativ geringe Erhöhung des Land-Ozean T-Kontrastes, im Jahresmittel leichte Abnahme der verfügbaren PE und der KE von Wirbeln.
JJA	(o)			(ZM +)						
DJF	-	+						→N	+ →N ↔E	Erhöhte BK in der unteren TS im NE-Atlantik, sowie in der oberen TS, insbesondere über dem östlichen Mittelmeer. Auf der 500 hPa-Druckfläche Abschwächung der meridionalen Zirkulation über Europa und Häufung der zonalen Zirkulationsmuster; Abnahme der BL vor allem über dem östlichen NA. In Bodennähe Verstärkung der NW-Strömungskomponente über Mitteleuropa und erhöhte WG über dem östlichen NA. Aufgrund erhöhten AWG verstärkter polwärtiger Feuchtefluss in den transienten Wirbeln. S-Verschiebung der NAO-Aktionszentren. NE-Verschiebung des EU1 und SW-Verschiebung des EU2-Musters.
JJA				+						
Jahr				+ (→N)		ZM +				Veränderungen vor allem im S-Ast der HZ.
DJF		+	-				-	+	→NW	Abnahme des Land-Ozean T-Gradienten an der E-Küste der USA, aber Zunahme der BK weiter östlich, da Abschwächung der thermohalinen Zirkulation und nur geringe Erwärmung S von Island. Negative SLP-Anomalie über dem arktischen Ozean und positive Anomalie über dem N-Atlantik und W-Europa, daher Verstärkung der NW-Strömungskomponente über Mitteleuropa. Mehr transiente Zyklonen über dem NW- und weniger, aber tiefere Zyklonen über dem NE-Atlantik. Erhöhung der mittleren WG über N-Europa und hohe WG über England häufiger.
JJA	o/+	o/-	+							Veränderungen klein, aber signifikanter als für DJF, da Jahr-zu-Jahr-Variabilität der SLP kleiner.
Jahr					ZM +					Erhöhte BK in der oberen TS.
DJF	(+)	(-)	-					-	- (→N)	Positive SLP-Anomalie über Mitteleuropa und dem E-Mittelmeer. E-seitige Verkürzung des ST und weniger, aber tiefere Zyklonen über dem Mittelmeer.
D-M	(+)	(+)	+							Leicht negativer Trend im NAOI.
JJA										Niederschlagsabnahme über Mitteleuropa und dem Mittelmeer.
Jahr					+					Erhöhte BK in der oberen TS.
DJF	(+)	-	-		ZM + (→S)					Im Gegensatz zur «nur CO ₂ »-Simulation Zunahme der W-Winde nicht nur in der oberen TS, sondern bis in Bodennähe. Positive SLP-Anomalie über Europa und dem E-Mittelmeer.
D-M										Leicht negativer Trend im NAOI.
JJA	ZM- →S	-	o/+			(-)				Stärkste Reduktion der W-Winde bei 45° N, südlich davon Verstärkung. Im Vergleich zum Winter im Sommer grösserer DFSA-Effekt aufgrund des höheren Sonnenstands und Zirkulationsveränderungen stärker vom Land-Ozean T-Kontrast abhängig. Daher im Gegensatz zur «nur CO ₂ »-Simulation Niederschlagszunahme über Mitteleuropa und dem Mittelmeer.

Anmerkungen zur Tabelle B2

- [1] Die Klammern nach den Modellnamen enthalten die horizontale und vertikale Auflösung der Modelle. Die horizontale Auflösung wird in spektralen Modellen über die Nummer der höchsten dargestellten Welle (bei rhomboidaler Beschneidung als *RWellennummer*, bei triangulärer Beschneidung als *TWellennummer*), sonst als Anzahl Breitengrade mal Anzahl Längengrade angegeben. R15 entspricht einer horizontalen Auflösung von ca. $4.5^\circ \times 7.5^\circ$; T21: $5.6^\circ \times 5.6^\circ$; T32: $3.75^\circ \times 3.75^\circ$; T42: $2.8^\circ \times 2.8^\circ$; T106: $1.125^\circ \times 1.125^\circ$. *LAnzahl* gibt die Anzahl vertikaler Schichten (Levels) in einem Modell an.
- [2] Zwischen T150 und T220 (= ca. 60 km x 60 km) über Europa und T18 über dem Südpazifik (gegenüberliegende Seite des Globus).
- [3] In dieser Studie wurden 10 weitere Jahre unter 660 bzw. 330 ppm analysiert (d. h. total je 20 Jahre).
- [4] In dieser Studie wurden nur 10 Jahre unter 330 ppm verwendet.
- [5] Vermutete Anzahl Jahre, da keine entsprechende Angabe in der Originalpublikation gefunden.
- [6] Es handelt sich um eine leicht veränderte Version von CCM1, mit modifizierter Berechnung der langwelligen Strahlung zwecks Berücksichtigung weiterer Treibhausgase als nur CO₂, sowie einer anderen Parametrisierung der Landoberfläche, und einem alternativem Ozean- / Eismodell.
- [7] Erhöhte meridionale Auflösung (1°) zwischen 30° S und 30° N.
- [8] Dieses Simulationsexperiment ist auch bekannt unter dem Namen UKHI.
- [9] Dieses Simulationsexperiment ist auch bekannt unter dem Namen UKTR.
- [10] Ausgewertet wurden die Jahre 2030–50 vs. 130 simulierte Jahre unter präindustriellem Forcing (Jahr 1860).
- [11] Ausgewertet wurden je vier Simulationen für die Jahre 2006–2036 («2 x CO₂») und 2070–2100 («4 x CO₂») vs. 120 simulierte Jahre unter heutigem Forcing.
- [12] Ausgewertet wurden die NAOI-Trends aus je vier 240-jährigen (1860–2100) Simulationen unter dem «nur CO₂»- sowie dem «CO₂ + DSA»-Forcing.

Literatur

A

- Alley, R. B. und P. U. Clark, 1999: The deglaciation of the northern hemisphere: a global perspective. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* **27**, 149–182.
- Appenzeller, C., T. F. Stocker und M. Anklin, 1998: North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science* **282**, 446–448.
- Aschwanden A., M. Beck, C. Häberli, G. Haller, M. Kiene, A. Roesch, R. Sie und M. Stutz, 1996a: *Die Ergebnisse des Projekts KLIMA90, Band 1: Auswertungen*. Schweiz. Meteor. Anst., Zürich, 134 S.
- Aschwanden A., M. Beck, C. Häberli, G. Haller, M. Kiene, A. Roesch, R. Sie und M. Stutz, 1996b: *Die Ergebnisse des Projekts KLIMA90, Band 3: Graphiken*. Schweiz. Meteor. Anst., Zürich, 257 S.

B

- Barnett, T. P., 1985: Variations in near-global sea level pressure. *J. Atmos. Sci.* **42**, 478–501.
- Barnston, A. G. und R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1083–1126.
- Barriendos Vallve, M. und J. Martin-Vidé, 1998: Secular climate oscillation by catastrophic floods in the spanish mediterranean coastal area (14th–10th century). *Clim. Change* **38**, 473–491.
- Barry, R. G. und A. H. Perry, 1973: *Synoptic Climatology. Methods and Applications*. Methuen & Co Ltd, London.
- Bates, G. T. und G. A. Meehl, 1986: The effect of CO₂ concentration on the frequency of blocking in a general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. *Mon. Wea. Rev.* **114**, 687–701.
- Beer, J., F. Joos, C. Lukascyk, W. Mende, J. Rodriguez, U. Siegenthaler und R. Stellmacher, 1994: ¹⁰Be as an indicator of solar variability and climate, in: Nesmé-Ribes, E. (Hrsg.), *The solar engine and its influence on terrestrial atmosphere and climate*. Springer, Berlin, Heidelberg, 221–233.
- Beer, J., W. Mende, R. Stellmacher und O. R. White, 1996: Intercomparisons of proxies for past solar variability, in: Jones, P. D., R. S. Bradley und J. Jouzel (Hrsg.), *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*. NATO ASI Series 41, 501–517.
- Beersma, J. J., K. M. Rider, G. J. Komen, E. Kaas und V. V. Kharin, 1997: An analysis of extratropical storms in the North Atlantic region as simulated in a control and 2*CO₂ time-slice experiment with a high-resolution atmospheric model. *Tellus* **49A**, 347–361.
- Bengtsson, L., M. Botzet und M. Esch, 1995: Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus* **47A**, 175–196.
- Bengtsson, L., M. Botzet und M. Esch, 1996: Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to a higher frequency and greater intensity of hurricanes? *Tellus* **48A**, 57–73.
- Berger, A. (Hrsg.), 1981: *Climatic variations and variability: Facts and theories*. Reidel, Dordrecht.
- Berger, A., 1978: Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* **35**, 2362–2367.

- Berger, A. (Hrsg.), 1984: *Milankovic and climate*. 2 Bde. Reidel, Dordrecht.
- Binder, P. und C. Schär, 1995: *MAP (Mesoscale Alpine Programme)*. Design Proposal. Zürich, 63 S.
- Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.* **33**, 1607–1623.
- Blair, D., 1998: The Kirchofer technique of synoptic typing revisited synoptic climatology. *Int. J. Climatol.* **18**, 1625–1635.
- Blunier, T., J. A. Chappelaz, J. Schwander, J. M. Barnola, T. Despert, B. Stauffer und D. Raynaud, 1993: Atmospheric methane record from a Greenland ice core over the last 1000 years. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 2219–2222.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane und M. Lazare, 1992: Greenhouse gas-induced climate change simulated with the CCC second-generation general circulation model. *J. Clim.* **5**, 1045–1077.
- Boer, G. J., 1995: Some dynamical consequences of greenhouse gas warming. *Atmosphere-Ocean* **33**, 731–751.
- Boer, G. J., G. Flato und D. Ramsden, 2000: A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate for the 21st century. *Clim. Dyn.* (im Druck).
- Bölsche, W., 1919: *Eiszeit und Klimawechsel*. Franckh'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 78 S.
- Bradley, R. S. und P. D. Jones, 1995: Records of explosive volcanic eruptions over the last 500 years, in: Bradley R. S. und P. D. Jones (Hrsg.), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London, 606–622.
- Branscome, L. E. und W. J. Gutowski, 1992: The impact of double CO₂ on the energetics and hydrological processes of mid-latitude transient eddies. *Clim. Dyn.* **7**, 29–37.
- Brázdil, R. und A. N. Zolotokrylin, 1995: The QBO signal in monthly precipitation fields over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* **51**, 3–12.
- Brázdil, R. und M. Bil, 2000: ENSO and its climatic influence in Europe (eingereicht).
- Briffa, K. R., P. D. Jones, F. H. Schweingruber und T. J. Osborn, 1998: Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature* **393**, 450–455.
- Broccoli, A. J. und S. Manabe, 1992: The effects of orography on midlatitude northern hemisphere dry climates. *J. Clim.* **5**, 1181–1201.
- Broccoli, A. J., N.-C. Lau und M. J. Nath, 1998: The Cold Ocean-Warm Land pattern: Model simulation and relevance to climate change detection. *J. Clim.* **11**, 2743–2763.
- Broecker, W. S., 1991: The great ocean conveyor. *Oceanogr.* **4**, 79–89.
- Brönnimann, S. und U. Neu, 1998: A possible photochemical link between stratospheric and near-surface ozone on Swiss mountain sites in late winter. *J. Atmos. Chem.* **31**, 299–319.
- Brönnimann, S., 1999: Verwildern unsere Alpen? Ein «nationales Forschungsprojekt» über Klimaänderungen in den Alpen - vor 180 Jahren! *UNIPRESS - Forschung und Wissenschaft an der Universität Bern* **101**, 17–19.
- Bryson, R. A. und J. F. Lahey, 1958: *The march of the seasons*. Dep. of Met., Univ. Wisconsin, Madison. AFCRC-TR-58-223, ASTIA, No. AD-152 500, Final Report Contract AF19(604)-992, 41 S.
- Budyko, M. I., 1982: *The Earth's Climate: Past and Future*. Academic Press, New York.
- Buishand, T. A. und T. Brandsma, 1997: Statistical linkage of daily precipitation in Switzerland to atmospheric circulation and temperature. *J. Hydrol.* **198**, 98–123.
- Burga, C. A. und R. Perret, 1998: *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngern Eiszeitalter*. Ott, Thun, 805 S.

- Burkhardt, U., 1995: Validation of the small-scale performance of a climate model. *Clim. Dyn.* **11**, 299–305.
- Burkhardt, U., 1999: Alpine precipitation in a tripled CO₂-climate. *Tellus* **51A**, 289–303.
- Burroughs, W. S., 1992: *Weather cycles, real or imagery?* Cambridge University Press, Cambridge, 207 S.
- Busuioc, A., H. von Storch und R. Schnur, 1999: Verification of GCM-generated regional seasonal precipitation for current climate and of statistical downscaling estimates under changing climate conditions. *J. Clim.* **12**, 258–272.

C

- Campbell, G. G., T. G. F. Kittel, G. A. Meehl und W. M. Washington, 1995: Low-frequency variability and CO₂ transient climate change. Part 2: EOF analysis of CO₂ and model-configuration sensitivity. *Global Planet. Change* **10**, 201–216.
- Carissimo, B. C., H. Oort und J. Von der Haar, 1985: Estimating the meridional energy transport in the atmosphere and oceans. *J. Phys. Oceanogr.* **15**, 82–91.
- Carnell, R. E., C. A. Senior und J. F. B. Mitchell, 1996: An assessment of measures of storminess: simulated changes in northern hemisphere winter due to increasing CO₂. *Clim. Dyn.* **12**, 467–476.
- Carnell, R. E. und C. A. Senior, 1998: Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *Clim. Dyn.* **14**, 369–383.
- Carter, T. R., M. L. Parry, H. Harasawa und S. Nishioka, 1994: *IPCC technical guidelines for assessing climate change impacts and adaptations*. Dep. of Geography, Univ. College London, National Institute for Environmental Studies, Japan, London, Tsukuba, 59 S.
- Cayan, D. R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: the connection to monthly atmospheric circulation. *J. Clim.* **5**, 354–369.
- Charles, S. P., B. C. Bates, P. H. Whetton und J. P. Hughes, 1999: Validation of downscaling models for changed climate conditions: case study of southwestern Australia. *Clim. Res.* **12**, 1–14.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard und M. Botzet, 1996: *The HIRHAM4 regional atmospheric model*. Danish Meteorological Institute, Copenhagen.
- Christensen, J. H., B. Machenhauer, R. G. Jones, C. Schär, P. M. Ruti, M. Castro und G. Visconti, 1997: Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions. *Clim. Dyn.* **13**, 489–506.
- Christoph, M., U. Ulbrich und P. Speth, 1997: Midwinter suppression of Northern Hemisphere storm track activity in the real atmosphere and in GCM experiments. *J. Atmos. Sci.* **54**, 1589–1599.
- Couzin, J., 1999: Landscape changes make regional climate run hot and cold. *Science* **283**, 317–318.
- Cox, S. J., W.-C. Wang und S. E. Schwartz, 1995: Climate response to radiative forcings by sulfate aerosols and greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 2509–2512.
- Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer und R. Sausen, 1992: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.* **8**, 55–69.
- Cubasch, U., J. Waszkewitz, G. Hegerl und J. Perlwitz, 1995: Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Clim. Change* **31**, 273–304.
- Cubasch, U., H. von Storch, J. Waszkewitz und E. Zorita, 1996a: Estimates of climate change in Southern Europe derived from dynamical climate model output. *Clim. Res.* **7**, 129–149.
- Cubasch, U., G. C. Hegerl und J. Waszkewitz, 1996b: Prediction, detection and regional assessment of anthropogenic climate change. *Geophysica* **32**, 77–96.

Cubasch, U., J.-Y. Caneill, M. A. Filiberti, G. Hegerl, T. C. Johns, A. Keen, S. Parey, O. Thual, U. Ulbrich, R. Voss, J. Waszkewitz, M. Wild und J. P. van Ypersele, 1997: *EUR 17466 – Anthropogenic climate change*. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 73 S.

D

- Dai, J., E. Mosley-Thompson und L. G. Thompson, 1991: Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption six years preceding Tambora. *J. Geophys. Res.* **96**, 17361–17366.
- De Silva, S. und G. A. Zielinski, 1998: Global Influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature* **393**, 455–458.
- Defant, F., 1949: Zur Theorie der Hangwinde nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Arch. Met. Geoph. Biokl.* **A1**, 421–450.
- Déqué, M., P. Marquet und R. G. Jones, 1998: Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Clim. Dyn.* **14**, 173–189.
- Deser, C. und M. L. Blackmon, 1993: Surface climate variations over the North Atlantic ocean during winter: 1900–1989. *J. Clim.* **6**, 1743–1753.
- DiCiccio, T. und R. Tibshirani, 1987: Bootstrap confidence intervals and bootstrap approximations. *J. Am. Stat. Assoc.* **82**, 163–170.
- Dickson, R. R., J. Meincke, S.-A. Malinberg und A. J. Lee, 1988: The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic, 1968–1982. *Progr. Oceanogr.* **20**, 103–151.

E

- Eddy, J. A., 1976: The Maunder Minimum. *Science* **192**, 1189–1202.
- Elsner, J. B. und A. A. Tsonis, 1996: *Singular spectrum analysis. A new tool in time series analysis*. Plenum Press, New York/London, 164 S.
- Enke, W. und A. Spekat, 1997: Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression. *Clim. Res.* **8**, 195–207.
- Erickson III, D. J., R. J. Oglesby und S. Marshall, 1995: Climate response to indirect anthropogenic sulfate forcing. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 2017–2020.
- Exner, F. M., 1924: Monatliche Luftdruck- und Temperaturanomalien auf der Erde. *Sitz. K. Akad. der Wissenschaften Wien (Abt. IIa Math.-Naturw.)* **122**, 1165–1241.

F

- Fischlin, A. und D. Gyalistras, 1997: Assessing impacts of climatic change on forests in the Alps. *Global Ecol. Biogeogr. Lett.* **6**, 19–37.
- Flato, G. M., G. J. Boer, W. G. Lee, N. A. McFarlane, D. Ramsden, M. C. Reader und A. J. Weaver, 2000: The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate. *Clim. Dyn.* (eingereicht).
- Fliri, F., 1974: *Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum*. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 24, Innsbruck.
- Fliri, F., 1984: *Synoptische Klimatographie der Alpen zwischen Mont Blanc und Hohen Tauern (Schweiz – Tirol – Oberitalien)*. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 29, Innsbruck, 686 S.
- Flohn, H. und R. Fantechi, 1984: *The Climate of Europe: Past, Present and the Future*. Reidel, Dordrecht, 356 S.
- Flohn, H., 1985: *Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft*. Wiss. Buchgenossenschaft, Darmstadt.

- Flohn, H., A. Kapala, H. R. Knoche und H. Mächel, 1990: Recent changes of the tropical water and energy budget and of midlatitude circulations. *Clim. Dyn.* **4**, 237–252.
- Flohn, H., 1993: Climatic evolution during the last millennium: What can we learn from it? in: Eddy, J. A. und H. Oeschger (Hrsg.), *Global changes in the perspective of the past*. J. Wiley and Sons, Chichester, 383 S.
- Foukal, P. und J. Lean, 1990: An empirical study of total solar irradiance variation between 1874 and 1988. *Science* **247**, 556–558.
- Fraedrich, K. und K. Müller, 1992: Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *J. Climatol.* **12**, 25–31.
- Fraedrich, K., 1994: An ENSO impact on Europe? A review. *Tellus* **46A**, 541–552.
- Frakes, B. und B. Yarnal, 1997: A procedure for blending manual and correlation-based classifications. *Int. J. Climatol.* **17**, 1381–1396.
- Frankignoul, C. und K. Hasselmann, 1997: Stochastic climate models. Part II. Application to sea surface temperature variability and thermocline variability. *Tellus* **29**, 284–305.
- Frei, C. und C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain gauge observations. *Int. J. Climatol.* **18**, 873–900.
- Frei, C., C. Schär, D. Lüthi und H. C. Davies, 1998: Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1431–1434.
- Frey-Buness, A., 1993: *Ein statistisch-dynamisches Verfahren zur Regionalisierung globaler Klimasimulationen*. Forschungsbericht DLR DLR-FB 93-47, Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen, 149 S.
- Frey-Buness, A., D. Heimann und R. Sausen, 1995: A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate change simulations. *Theor. Appl. Climatol.* **50**, 117–131.
- Fröhlich, C., 1987: Variability of the solar «constant» on time scales of minutes to years. *J. Geophys. Res.* **92**, 796–800.
- Fuentes, U., D. Heimann, V. Sept und G. Torres, 1998: *A new statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology*. DLR Report Nr. 104, DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, 30 S.
- Fyfe, J. C., G. J. Boer und G. M. Flato, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1601–1604.

G

- Gates, W. L., A. Henderson-Sellers, G. J. Boer, C. K. Folland, A. Kitoh, B. J. McAvaney, F. Semazzi, N. Smith, A. J. Weaver und Q.-C. Zeng, 1996: Climate models – evaluation, in: Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskell (Hrsg.), *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge und New York, 229–284.
- Gerstengarbe, F. W., P. C. Werner, W. Busold, U. Rüge und K. O. Wegener, 1993: *Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881–1992*. 4., vollständig neu bearbeitete Auflage. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 113. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 249 S.
- Ghil, M. und J. McWilliams, 1994: Workshop tackles oceanic thermohaline circulation. *Eos, Transactions, AGU* **75**, 493–498.
- Giorgi, F. und L. O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev. Geophys.* **29**, 191–216.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci und G. Visconti, 1992: A 2xCO₂ climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in a General Circulation model - Part II: climate change scenario. *J. Geophys. Res.* **97**, 10011–10028.

- Giorgi, F., M. R. Marinucci und G. T. Bates, 1993a: Development of a second generation regional climate model (RegCM2): Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 2794–2813.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci, G. T. Bates und G. Decanio, 1993b: Development of a second generation regional climate model (RegCM2): Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 2814–2832.
- Giorgi, F. und M. R. Marinucci, 1996: An investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies. *Mon. Wea. Rev.* **124**, 148–166.
- Giorgi, F., J. W. Hurrell, M. R. Marinucci und M. Beniston, 1997: Elevation dependency of the surface climate change signal: a model study. *J. Clim.* **10**, 288–296.
- Glantz, M. H., 1996: *Currents of change: El Niño's impact on climate and society*. Cambridge University Press, 194 S.
- Glaser, R., 1997: On the course of temperature in central Europe since the year 1000 A.D. *Hist. Soc. Res.* **22**, 59–87.
- Glaser, R., U. Beyer und C. Beck, 1999: *Weighted hygric and thermal indices from Germany, 1500 to 1995*. Unveröffentlichte Daten aus der HISKILD Datenbank und instrumentelle Beobachtungen. Geogr. Inst. Univ. Würzburg.
- Gregory, J. M. und J. F. B. Mitchell, 1995: Simulation of daily variability of surface temperature and precipitation over Europe in the current and 2xCO₂ climates using the UKMO climate model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **121**, 1451–1476.
- Gribi, N., 1995: *Klimatologische Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) auf den Alpenraum*. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Bern, 59 S.
- Grotch, S. L. und M. C. MacCracken, 1991: The use of general circulation models to predict regional climate change. *J. Clim.* **4**, 286–303.
- Grötzner, A., M. Latif und T. P. Barnett, 1998: A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Clim.* **11**, 831–847.
- Grove, J. M., 1988: *The Little Ice Age*. Methuen & Co., London und New York, 498 S.
- Grübler, A., 1999: Techniques for estimating uncertainty in climate change scenarios and impact studies – Quantitative techniques (Commentary to a discussion paper by M. Hulme and T. Carter), in: Carter, T., M. Hulme und D. Viner (Hrsg.), *Representing uncertainty in climate change scenarios and impact studies*. ECLAT-2 Report No. 1, Helsinki Workshop, 14–16 April 1999, CRU Norwich, UK, 55–56.
- Gutowski Jr., W. J., P. C. Nendick und L. E. Branscome, 1995: Sensitivity of transient eddies to climate change in the CCC general circulation model. *Atmosphere-Ocean* **33**, 753–770.
- Gyalistras, D., H. von Storch, A. Fischlin und M. Beniston, 1994: Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps. *Clim. Res.* **4**, 167–189.
- Gyalistras, D., A. Fischlin und M. Riedo, 1997: Herleitung stündlicher Wetterszenarien unter zukünftigen Klimabedingungen, in: Fuhrer, J. (Hrsg.), *Klimaänderung und Grünland – eine Modellstudie über die Auswirkungen zukünftiger Klimaveränderungen auf das Dauergrünland in der Schweiz*. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich, 207–276.
- Gyalistras, D., C. Schär, H. C. Davies und H. Wanner, 1998: Future alpine climate, in: Cebon, P., U. Dahinden, H. C. Davies, D. M. Imboden und C. C. Jäger (Hrsg.), *Views from the Alps: Regional perspectives on climate change*. MIT Press, Cambridge MA, 171–223.
- Gyalistras, D. und A. Fischlin, 1999: Towards a general method to construct regional climatic scenarios for model-based impacts assessments. *Petermanns Geogr. Mitt.* **143**, 251–264.

H

- Hafner, T. A., M. E. Reinhardt, E. L. Weisel und H. Fimpel, 1987: Boundary layer aspects and elevated heat source effects of the Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.* **36**, 61–73.
- Haigh, J. D., 1994: The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature* **370**, 544–546.
- Haigh, J. D., 1996: The impact of solar variability on climate. *Science* **272**, 981–984.
- Hall, N. M. J., B. J. Hoskins, P. J. Valdes und C. A. Senior, 1994: Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 1209–1230.
- Hammer, C. U., H. B. Clausen und W. Dansgaard, 1980: Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanisms and its climatic impact. *Nature* **288**, 230–235.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy und J. Lerner, 1984: Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms, in: Hansen, E. J. und T. Takahashi (Hrsg.), *Climate processes and climate sensitivity*. American Geophysical Union, Washington, 130–163.
- Harington, C. R. (Hrsg.), 1992: *The Year Without a Summer?* Canadian Museum of Nature, Ottawa.
- Hasselmann, K., L. Bengtsson, U. Cubasch, G. C. Hegerl, H. Rodhe, E. Roeckner, H. von Storch, R. Voss und J. Waszkewitz, 1995: *Detection of anthropogenic climate change using a fingerprint method*. MPI Report 168, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Hastenrath, S., 1985: *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel, Dordrecht, 455 S.
- Hegerl, G. C., K. Hasselmann, U. Cubasch, J. F. B. Mitchell, E. Roeckner, R. Voss und J. Waszkewitz, 1997: Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. *Clim. Dyn.* **13**, 613–634.
- Heimann, D. und V. Sept, 1998: *Climatic change of summer temperature and precipitation in the Alpine region – a statistical-dynamical assessment*. Report Nr. 112, DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, 31 S.
- Heimann, D., 1994: *REWIH3D – 1.0, Physical and technical model description*. Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen, 72 S.
- Heimann, D., V. Sept und U. Busch, 1998: *Auswirkungen globaler Klimaveränderungen auf sommerliche Starkniederschläge im bayerischen Alpenvorland*. Abschlussbericht zum Projekt «H4» des Bayerischen Klimaforschungsprogrammes. Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V., Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, 44 S.
- Held, I. M., 1993: Large-scale dynamics and global warming. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **74**, 228–241.
- Hess, P. und H. Brezowsky, 1952: *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 33, Bad Kissingen, 37 S.
- Hess, P. und H. Brezowsky, 1969: *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. 2. neu bearbeitete und ergänzte Auflage. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 113, Offenbach am Main, 70 S.
- Hess, P., 1952: *Der Katalog der Grosswetterlagen Europas: Einführung und erste Zirkulationsuntersuchungen*. Bericht des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 35. Bad Kissingen, 42–48.
- Holzhauser, H. und H. J. Zumbühl, 1996: To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years – palaeosols, fossil wood and historical pictorial records – new results. *Z. Geomorph. N.F.* **104**, 95–127.
- Holzhauser, H., 1987: Betrachtungen zur Gletschergeschichte des Postglazials. *Geogr. Helvetica* **42**, 80–91.
- Hotz, R. und P. Vosseler, 1929: *Leitfaden für den Geographie-Unterricht an Sekundar-Schulen*. Verlag Helbing & Lichtenhahn, Basel, 206 S.

- Hoyt, D. V. und K. H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992. *J. Geophys. Res.* **98**, 18895–18906.
- Hughes, M. K. und H. F. Diaz, 1994: Was there a «Medieval Warm Period», and if so, where and when? *Clim. Change* **26**, 109–142.
- Hulme, M., K. R. Briffa, P. D. Jones und C. A. Senior, 1993: Validation of GCM control simulations using indices of daily airflow types over the British Isles. *Clim. Dyn.* **9**, 95–105.
- Hurrell, J. W. und H. van Loon, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Clim. Change* **36**, 301–326.
- Hurrell, J. W., 1995a: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676–679.
- Hurrell, J. W., 1995b: Comparison of NCAR Community Climate Model (CCM) climates. *Clim. Dyn.* **11**, 25–50.
- Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 665–668.
- Huth, R. 1996: An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods. *Int. J. Climatol.* **16**, 893–922.
- Huth, R., 1997a: Continental-scale circulation in the UKHI GCM. *J. Clim.* **10**, 1545–1561.
- Huth, R., 1997b: Potential of continental-scale circulation for the determination of local daily surface variables. *Theor. Appl. Climatol.* **56**, 165–186.

I

- IPCC, 1990: *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, 364 S.
- IPCC, 1996: *Climate Change 1995. The Science of Climate Change* (Working Group I). Cambridge University Press, 572 S.

J

- Jacobeit, J., H. Wanner, M. Gudd und G. Koslowski, 1999: European surface pressure patterns for months with outstanding climate anomalies during the sixteenth century. *Clim. Change* **43**, 201–221.
- Johns, T. C., R. E. Carnell, J. F. Crossley, J. M. Gregory, J. F. B. Mitchell, C. A. Senior, S. F. B. Tett und R. A. Wood, 1997: The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: model description, spinup and validation. *Clim. Dyn.* **13**, 103–134.
- Jones P. D. und P. M. Kelly, 1987: Hemispheric and global temperature data, in: Wanner, H. und U. Siegenthaler (Hrsg.), *Long and short term variability of climate*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 18–34.
- Jones P. D., T. M. L. Wigley und K. R. Briffa, 1987: *Monthly mean pressure reconstructions for Europe (back to 1780) and North America (to 1858)*. DOE Technical Report NO. TR037, Washington.
- Jones, P. D., K. R. Briffa, T. P. Barnett und S. F. B. Tett, 1998: High-resolution paleoclimatic records for the last millenium: Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene* **8**, 455–471.
- Jones, R. G., J. M. Murphy und M. Noguier, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **121**, 1413–1449.
- Jones, R. G., J. M. Murphy, M. Noguier und A. B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **123**, 265–292.

K

- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.-C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne und D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**, 437–471.
- Kapala, A. H., H. Mächel und H. Flohn, 1998: Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part II: Associations with regional climate anomalies. *Int. J. Climatol.* **18**, 23–36.
- Kattenberg, A., F. Giorgi, H. Grassl, G. A. Meehl, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer, T. Tokioka, A. J. Weaver und T. M. L. Wigley, 1996: Climate models – projections of future climate, in: Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskell (Hrsg.), *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge und New York, 289–357.
- Kidson, J. W. und I. G. Watterson, 1995: A synoptic climatological evaluation of the changes in the CSIRO nine-level model with doubled CO₂ in the New Zealand region. *Int. J. Climatol.* **15**, 1179–1194.
- Kim, J. W., J. T. Chang, N. L. Baker, D. S. Wilks und W. L. Gates, 1984: The statistical problem of climate inversion: determination of the relationship between local and large-scale climate. *Mon. Wea. Rev.* **112**, 2069–2077.
- Kirchhofer, W., 1974: *Classification of European 500 mb patterns*. Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt Nr. 43, Genf, 72 S.
- König, W., R. Sausen und F. Sielmann, 1993: Objective identification of cyclones in GCM simulations. *J. Clim.* **6**, 2217–2231.
- Kothavala, Z., R. J. Oglesby und B. Saltzman, 1999: Sensitivity of equilibrium surface temperature of CCM3 to systematic changes in atmospheric CO₂. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 209–212.
- Kushnir, Y., 1994: Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *J. Clim.* **7**, 141–157.
- Kushnir, Y. und I. Held, 1996: Equilibrium atmospheric response to North Atlantic SST anomalies. *J. Clim.* **9**, 1208–1220.

L

- Labitzke, K. und H. van Loon, 1988: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter. *J. Atmos. Terr. Phys.* **50**, 197–206.
- Lamb, H. H., 1977: *Climate: Present, Past and Future*, Vol. 2. Methuen, London, 835 S.
- Lamb, H. H., 1980: Weather and Climate Patterns of the Little Ice Age, in: Oeschger, H., B. Messerli und M. Svilar (Hrsg.), *Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 149–160.
- Lamb, H. H., 1982: *Climate, History and the Modern World*. Methuen & Co., London.
- Lamb, P. J. und R. A. Pepler, 1987: North Atlantic Oscillation: Concept and application. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **68**, 1217–1225.
- Lambert, S. J., 1995: The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strenghts. *J. Clim.* **8**, 1447–1452.
- Landsberg, H. E., 1985: Historic weather data and early instrumental observations, in: Hecht, A. D. (Hrsg.), *Palaeoclimatic Analysis and Modelling*. Wiley, New York, 27–69.

- Lassen, K. und E. Friis-Christensen, 1995: Variability of the solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate. *J. Atmos. Terr. Phys.* **57**, 835–845.
- Latif, M. und T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science* **266**, 634–637.
- Latif, M., 1998: Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Clim.* **11**, 602–624.
- Le Treut, H., M. Forichon, O. I. Boucher und Z.-X. Li, 1998: Sulfate aerosol indirect effect and CO₂ greenhouse forcing: equilibrium response of the LMD GCM and associated cloud feedbacks. *J. Clim.* **11**, 1673–1684.
- Lean, J., J. Beer und R. S. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3195–3198.
- Lean, J., 1996: Reconstruction of past solar variability, in: Jones, P. D., R. S. Bradley und J. Jouzel (Hrsg.), *Climatic variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 years*. Springer, Berlin, 519–532.
- Lean, J. und D. Rind, 1996: The sun and climate, in: *CONSEQUENCES. The nature & implications of environmental change*. Vol. 2, No. 1, 26–36.
- Lean, J. und D. Rind, 1998: Climate forcing by changing solar radiation. *J. Clim.* **11**, 3069–3094.
- Lean, J. und D. Rind, 1999: Evaluating sun-climate relationships since the little ice age. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* **61**, 25–36.
- Liang, X.-Z., W.-C. Wang und M. P. Dudek, 1995: Interannual variability of regional climate and its change due to the greenhouse effect. *Global Planet. Change* **10**, 217–238.
- Liang, X. Z., W.-C. Wang und M. P. Dudek, 1996: Northern hemispheric interannual teleconnection patterns and their changes due to the greenhouse effect. *J. Clim.* **9**, 465–479.
- Lienert, G. A., 1973: *Verteilungsfreie Methoden in der Biostatistik*. Band I. Verlag Anton Hain, Meisenheim am Glan.
- Lienert, G. A., 1978: *Verteilungsfreie Methoden in der Biostatistik*. Band II. Verlag Anton Hain, Meisenheim am Glan.
- Lister, G. S., D. M. Livingstone, B. Ammann, D. Ariztegui, W. Haeberli, A. F. Lotter, C. Ohlendorf, C. Pfister, J. Schwander, F. Schweingruber, B. Stauffer und M. Sturm, 1999: Alpine Paleoclimatology, in: Cebon, P., U. Dahinden, H. Davies, D. M. Imboden und C. C. Jäger (Hrsg.), *Views from the Alps: Regional Perspectives on Climate Change*. The MIT Press, Cambridge, 73–169.
- Lockwood, J. G., 1979: *Causes of climate*. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London, 260 S.
- Lopez, P., T. Schmith und E. Kaas, 2000: Sensitivity of the Northern hemisphere circulation to North Atlantic SSTs in the Arpège Climate AGCM. *Clim. Dyn.* (im Druck).
- Lunkeit, F., M. Ponater, R. Sausen, M. Sogalla, U. Ulbrich und M. Windelband, 1996a: Cyclonic activity in a warmer climate. *Contrib. Atmos. Phys.* **69**, 393–407.
- Lunkeit, F., R. Sausen und J. M. Oberhuber, 1996b: Climate simulations with the global coupled atmosphere-ocean model ECHAM2/OPYC. Part I: present day-climate and ENSO events. *Clim. Dyn.* **12**, 195–212.
- Lunkeit, F., K. Fraedrich und S. E. Bauer, 1998: Storm tracks in a warmer climate: sensitivity studies with a simplified global circulation model. *Clim. Dyn.* **14**, 813–826.
- Lupo, A. R., R. J. Oglesby und I. I. Mokhov, 1997: Climatological features of blocking anticyclones: a study of Northern Hemisphere CCM1 model blocking events in present-day and double CO₂ concentration atmospheres. *Clim. Dyn.* **13**, 181–195.
- Luterbacher, J., C. Schmutz, D. Gyalistras, E. Xoplaki und H. Wanner, 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to A.D. 1675. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2745–2748.

- Luterbacher, J., R. Rickli, C. Tinguely, E. Xoplaki, E. Schüpbach, D. Dietrich, J. Hüsler, M. Ambühl, C. Pfister, P. Beeli, U. Dietrich, A. Dannecker, T. D. Davies, P. D. Jones, V. Slonosky, A. E. J. Ogilvie, P. Maheras, F. Kolyva-Machera, J. Martin-Vide, M. Barriendos, M. J. Alcoforado, F. Nunez, T. Jónsson, R. Glaser, J. Jacobeit, C. Beck, A. Philipp, U. Beyer, E. Kaas, T. Schmith, L. Bärring, P. Jönsson, L. Rácz, L. und H. Wanner, 2000a: Reconstruction of monthly mean sea level pressure over Europe for the Late Maunder Minimum period (1675–1715) based on Canonical Correlation Analysis. *Int. J. Climatol.* (im Druck).
- Luterbacher, J. R. Rickli, C. Tinguely, E. Xoplaki, C. Beck, C. Pfister und H. Wanner: 2000b: The Late Maunder Minimum (1675–1715) – a key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Clim. Change* (im Druck).
- Lüthi, D., A. Cress, H. C. Davies, C. Frei und C. Schär, 1996: Interannual variability and regional climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.* **53**, 185–209.
- Lüthi, D., C. Frei, C. Schär und H. Davies, 1997: *A regional climate model for the alpine region*. Nationales Forschungsprogramm «Klimaänderungen und Naturkatastrophen» (NFP31), Schlussbericht. vdf Hochschulverlag, Zürich, 53. S.

M

- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Bozet, J. H. Christensen, M. Déqué, R. G. Jones, P. M. Ruti und G. Visconti, 1998: *Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe*. MPI Report 275, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 87 S.
- Madden, R. A. und P. R. Julian, 1994: Observations of the 40–50 day tropical oscillation – a review. *Mon. Wea. Rev.* **122**, 814–837.
- Mahfouf, J. F., D. Cariolle, J.-F. Royer, J.-F. Geleyn und B. Timbal, 1994: Response of the Météo-France climate model to changes in CO₂ and sea surface temperature. *Clim. Dyn.* **9**, 345–362.
- Manabe, S. und R. T. Wetherald, 1987: Large-scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. *J. Atmos. Sci.* **44**, 1211–1236.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman und K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response. *J. Clim.* **4**, 785–818.
- Manley, G., 1974: Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **100**, 389–405.
- Mann, M. E., R. S. Bradley und M. K. Hughes, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* **392**, 779–787.
- Mann, M. E., R. S. Bradley und M. K. Hughes, 1999: Northern hemisphere temperatures during the past millenium: Interferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 759–762.
- Marshall, J. C. und F. Molteni, 1993: Towards a dynamical understanding of weather regimes. *J. Atmos. Sci.* **50**, 1792–1818.
- Marshall, S., M. E. Mann, R. J. Oglesby und B. Saltzman, 1995: A comparison of the CCM1-simulated climates for pre-industrial and present-day CO₂ levels. *Global Planet. Change* **10**, 163–180.
- Marshall, J., Y. Kushnir, D. Battisti, P. Chang, J. W. Hurrell, M. McCartney und M. Visbeck, 1997: *Atlantic climate variability. A CLIVAR «white paper»*. Manuscript, 35 S.
- Martin, E., B. Timbal und E. Brun, 1997: Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Clim. Dyn.* **13**, 45–56.
- Matthes, F. E., 1939: Report of Committee on Glaciers, April 1939. *Trans. Am. Geoph. Union* **20**, 518–523.

- Matyasovszky, I., I. Bogardi, A. Bardossy und L. Duckstein, 1993: Estimation of local precipitation statistics reflecting climate change. *Water Resour. Res.* **29**, 3955–3968.
- May, W. und L. Bengtsson, 1996: *On the impact of the El Niño/Southern Oscillation Phenomenon on the Atmospheric Circulation in the Northern Hemisphere Extratropics*. Max-Planck Institut für Meteorologie, Report No.224, Hamburg.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer, J.-P. Blanchet und M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. Clim.* **5**, 1013–1044.
- Meehl, G. A., W. M. Washington und T. R. Karl, 1993: Low-frequency variability and CO₂ transient climate change. Part 1. Time-averaged differences. *Clim. Dyn.* **8**, 117–133.
- Meehl, G. A., W. M. Washington, D. J. Erickson III, B. P. Briegleb und P. J. Jauman, 1996: Climate change from increased CO₂ and direct and indirect effects of sulfate aerosols. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 3755–3758.
- Mehta, V. M., 1998: Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal time scales, Part I: The Atlantic Ocean. *J. Clim.* **11**, 2351–2375
- Messerli, B., H. Zumbühl, K. Ammann, H. Kienholz, H. Oeschger, C. Pfister und M. Zurbuchen, 1975: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte. *Z. Gletscherk.* **11**, 3–110.
- Mitchell, J. F. B., S. Manabe, V. Meleshko und T. Tokioka, 1990: Equilibrium climate change – and its implications for the future, in: Houghton, J. T., G. J. Jenkins und J. J. Ephraums (Hrsg.), *Climate change – the IPCC scientific assessment*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 139–173.
- Mitchell, J. F. B. und W. J. Ingram, 1992: On CO₂ and climate: mechanisms of changes in cloud. *J. Clim.* **5**, 5–21.
- Mitchell, J. F. B. und T. C. Johns, 1997: On modification of global warming by sulfate aerosols. *J. Clim.* **10**, 245–267.
- Mörner, N.-A., 1994: The Maunder Minimum, in: Frenzel, B., C. Pfister und B. Gläser (Hrsg.), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715*. Fischer, Stuttgart, 1–8.
- Moron, V. und M. N. Ward, 1998: ENSO teleconnections with climate variability in the European and African sectors. *Weather* **53**, 287–295.
- Moses, T., G. N. Kiladis, H. F. Diaz und R. G. Barry, 1987: Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends. *J. Climatol.* **7**, 13–30.
- Moulin, C., C. E. Lambert, F. Dulac und U. Dayan, 1997: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature* **387**, 691–694.
- Murphy, J., 1995: Transient response of the Hadley centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part I: Control climate and flux adjustment. *J. Clim.* **8**, 36–56.
- Murphy, J. und J. F. B. Mitchell, 1995: Transient response of the Hadley centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part II: Temporal and spatial structure of response. *J. Clim.* **8**, 57–80.
- Mysak, L. A., D. K. Manak und R. F. Marsden, 1990: Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Clim. Dyn.* **5**, 111–133.

N

- Namias, J., 1950: The index cycle and its role in the general circulation. *J. Meteorol.* **7**, 130–139.
- Neidhöfer, F., 1999: *Interpolation and downscaling of precipitation in the Alps*. Dissertation Geogr. Inst. Univ. Bern, 168 S.

- Nesmé-Ribes, E., E. N. Ferreira, R. Sadourny, H. Le Treut und Z. X. Li, 1993: Solar dynamics and its impact on solar irradiance and the terrestrial climate. *J. Geophys. Res.* **98**, 18923–18935.
- Nobre, P. und J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Clim.* **9**, 2464–2479.
- Noguer, M., R. G. Jones und J. M. Murphy, 1998: Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *Clim. Dyn.* **14**, 691–712.

O

- Oglesby, R. J. und B. Saltzman, 1992: Equilibrium climate statistics of a General Circulation Model as a function of atmospheric carbon dioxide. Part I: Geographic distributions of primary variables. *J. Clim.* **5**, 66–92.
- Oke, T. R., 1987: *Boundary Layers Climates*. Routledge London, New York. 372 S.
- Osborn, T. J., K. R. Briffa, S. F. B. Tett, P. D. Jones und R. M. Trigo, 1999: Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim. Dyn.* **15**, 685–702.

P

- Palmer, T. N. und Z. Sun, 1985: A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**, 947–975.
- Palmer, T. N., 1999: A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Clim.* **12**, 575–591.
- Peixoto, J. P. und A. H. Oort, 1992: *Physics of climate*. American Institut of Physics, New York, 520 S.
- Peng, S., W. A. Robinson und M. P. Hoerling, 1997: The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states. *J. Clim.* **10**, 971–987.
- Perlitz, J. und H.-F. Graf, 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *J. Clim.* **8**, 2281–2295.
- Perlitz, J., 1997: *Zeitscheibenexperimente mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell T42-ECHAM3 für eine verdoppelte und verdreifachte CO₂-Konzentration unter besonderer Beachtung der Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik*. Examensarbeit 50, Hamburg. 155 S.
- Pettitt, A. N., 1979: A Non-parametric Approach to the Change-point Problem. *Appl. Statistics* **28**, 126–135.
- Pfister, C., 1984: *Klimageschichte der Schweiz 1525–1860*. Haupt, Bern. 347 S.
- Pfister, C., 1988: Variations in the spring-summer climate of central Europe from the High Middle Ages to 1850, in: Wanner, H. und U. Siegenthaler (Hrsg.), *Long and Short Term Variability of climate*. Springer, Berlin, Heidelberg, 57–82.
- Pfister, C., 1992: Monthly temperature and precipitation in central Europe from 1525–1979: Quantifying documentary evidence on weather and its effects, in: Bradley, R. S. und P. D. Jones (Hrsg.), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London, 118–142.
- Pfister C., J. Kington, G. Kleinlogel, H. Schüle und E. Siffert, 1994: The creation of high resolution spatio-temporal reconstructions of past climate from direct meteorological observations and proxy data. Methodological considerations and results, in: Frenzel, B., C. Pfister und B. Gläser (Hrsg.), *Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715*. Fischer, Stuttgart, 329–376.

- Pfister C., G. Schwarz-Zanetti, F. Hochstrasser und M. Wegmann, 1996: Winter Severity in Europe: The fourteenth century. *Clim. Change* **34**, 91–108.
- Pfister, C., J. Luterbacher, G. Schwarz-Zanetti und M. Wegmann, 1998: Winter Air Temperature Variations in Western Europe during the Medieval Warm Period (A.D. 750–1300). *The Holocene* **8**, 535–552.
- Pfister, C., 1999: *Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen 1496–1995*. Haupt, Bern, 304 S.
- Pfister, C. und R. Brázdil, 1999: Climatic variability in the sixteenth century Europe and its social dimension. A synthesis. *Clim. Change* **43**, 5–53.
- Pfister, C., in Vorb.: Winter air Temperature Variations in Central Europe (A.D. 750–1300).
- Philander, S. G., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego, 293 S.
- Philander, S. G. H., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, N.-C. Lau, T. Li und R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J. Clim.* **9**, 2958–2957.
- Pichler, H. und R. Steinacker, 1987: On the synoptics and dynamics of orographically induced cyclones in the Mediterranean. *Meteorol. Atmos. Phys.* **36**, 108–117.
- Pielke, R. A., R. Avissar, M. Raupach, J. A. Dolman, X. Zeng und A. S. Denning, 1998: Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global Change Biol.* **4**, 461–476.
- Pollack, J. B., D. Rind, A. Lacis, J. E. Hansen, M. Sato und R. Ruedy, 1993: GCM simulations of volcanic aerosol forcing. Part I: Climate changes induced by steady-state perturbations. *J. Clim.* **6**, 1719–1742.

R

- Rácz, L., 1999: *Climate history of Hungary since 16th century: Past, present and future*. Pécs, 160 S.
- Rahmstorf, S., 1995: Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* **378**, 145–149.
- Räisänen, J., 1998: CO₂- and aerosol-induced changes in vertically integrated zonal momentum budget in a GCM experiment. *J. Clim.* **11**, 625–639.
- Ramaswamy, V. und C.-T. Chen, 1997: Linear additivity of climate response for combined albedo and greenhouse perturbations. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 567–570.
- Reader, M. C. und G. J. Boer, 1998: The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulphate aerosols. *Clim. Dyn.* **14**, 593–607.
- Rex, D. F., 1950: The effect of Atlantic blocking action upon regional climate. *Tellus* **3**, 101–112.
- Rickli, R., 1995: *Gruppierung Europäischer Grosswetterlagen nach alpin-synoptischen Kriterien*. Arbeitsbericht zuhanden des Nationalen Forschungsprogrammes 31 «Klimaänderung und Naturkatastrophen», Geogr. Inst. Univ. Bern, 38 S.
- Riedo, M., D. Gyalistras, A. Fischlin und J. Fuhrer, 1999: Using an ecosystem model linked to GCM-derived local weather scenarios to analyse effects of climate change and elevated CO₂ on dry matter production and partitioning, and water use in temperate managed grasslands. *Global Change Biol.* **5**, 213–223.
- Rind, D. und W. B. Rossow, 1984: The effects of physical processes on the Hadley circulation. *J. Atmos. Sci.* **41**, 479–507.
- Rind, D., 1986: The dynamics of warm and cold climates. *J. Atmos. Sci.* **43**, 3–24.
- Rind, D., 1988: Dependence of warm and cold climate depiction on climate model resolution. *J. Clim.* **1**, 965–997.

- Rind, D., 1998: Latitudinal temperature gradients and climate change. *J. Geophys. Res.* **103**, 5943–5971.
- Rind, D., D. Shindell, P. Lonergan und N. K. Balachandran, 1998: Climate change and the middle atmosphere. Part III: The doubled CO₂ climate revisited. *J. Clim.* **11**, 876–894.
- Robinson, P. J. und P. L. Finkelstein, 1991: The development of impact-oriented climate scenarios. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **72**, 481–490.
- Robock, A. und J. Mao, 1992: Winter warming from large volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.* **19**, 2405–2408.
- Roeckner, E., L. Bengtsson, J. Feichter, J. Lelieveld und H. Rodhe, 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Clim.* **12**, 3004–3032.
- Roedel, W., 1992: *Physik unserer Umwelt – Die Atmosphäre*. Springer, Berlin, 457 S.
- Rogers, J. C., 1984: The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* **112**, 1999–2015.
- Ropelewski, C. F. und M. S. Halpert, 1987: Global and regional precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1606–1626.
- Rotach, M. W., M. R. Marinucci, M. Wild, P. Tschuck, A. Ohmura und M. Beniston, 1997: Nested regional simulation of climate change over the Alps for the scenario of a doubled greenhouse forcing. *Theor. Appl. Climatol.* **57**, 209–227.

S

- Salvisberg, E., 1996: *Wetterlagenklimatologie – Möglichkeiten und Grenzen ihres Beitrages zur Klimawirkungsforschung im Alpenraum*. Geographica Bernensia, G 51, Bern, 187 S.
- Saunders, I. R. und J. M. Byrne, 1996: Generating regional precipitation from observed and GCM synoptic-scale pressure fields, southern Alberta, Canada. *Clim. Res.* **6**, 237–249.
- Sausen, R., 1995: Analysis of blocking events from observations and ECHAM model simulations. *Tellus* **47A**, 421–438.
- Schär, C., C. Frei, D. Lüthi und H. C. Davies, 1996: Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 669–672.
- Scherhag, R., 1939: Die gegenwärtige Milderung der Winter und ihre Ursachen. *Ann. Hydrograph.* **67**, 292–303.
- Schiesser, H. H., C. Pfister und J. Bader, 1997: Winter storms in Switzerland north of the Alps 1864/1865–1993/1994. *Theor. Appl. Climatol.* **58**, 1–19.
- Schmutz, C., 1996: *Analyse von Bodenluftdruckfeldern über Europa zwischen 1780 und 1994*. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Bern, 98 S.
- Schmutz, C. und H. Wanner, 1998: Low frequency variability of atmospheric circulation over Europe between 1785 and 1994. *Erdkunde* **52**, 81–94.
- Schmutz, C., J. Luterbacher, D. Gyalistras, E. Xoplaki und H. Wanner, 2000: Can we trust proxy-based NAO index reconstructions? *Geophys. Res. Lett.* (im Druck).
- Schneider, N., 1997: *Einfluss von ENSO-Signalen auf den nordatlantisch-europäischen Raum*. Bericht Forschungspraktikum Geogr. Inst. Univ. Bern, 16 S.
- Schönwiese, C.-D. 1985: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 232 S.
- Schönwiese, C.-D., 1994: *Klimatologie*. UTB für Wissenschaft, Ulmer, Stuttgart.
- Schönwiese, C.-D. und J. Rapp, 1997: *Climate trend atlas of Europe based on observations 1891–1990*. Kluwer, Dordrecht, 228 S.
- Schönwiese, C.-D., M. Denhard, J. Grieser und A. Walter, 1997: Assessments of the global anthropogenic greenhouse and sulfate signal using different types of simplified climate models. *Theor. Appl. Climatol.* **57**, 119–124.

- Schönwiese, C.-D., A. Walter, J. Rapp, S. Meyhöfer und M. Denhard, 1998: *Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogener Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung*. Berichte d. Inst. f. Meteor. u. Geophysik d. Univ. Frankfurt/Main, Nr. 102. 156 S.
- Schröder, W., 1988: Aurorae during the Maunder Minimum. *Meteorol. Atmos. Phys.* **38**, 246–251.
- Schröder, W. und H.-J. Treder, 1997: Doubts over the sunspot-climate link. *Weather* **52**, 60–61.
- Schubert, S., 1994: A weather generator based on the European «Grosswetterlagen». *Clim. Res.* **4**, 191–202.
- Schubert, M., J. Perlwitz, R. Blender, K. Fraedrich und F. Lunkeit, 1998: North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: Frequency, intensity, and tracks. *Clim. Dyn.* **14**, 827–837.
- Schüepp, M., 1954: Die witterungsklimatologische Einteilung der Wetterlagen in Gebirgsländern. Wissenschaftlicher Bericht über die dritte Internationale Tagung für alpine Meteorologie in Davos-Platz, Schweiz, vom 12. bis 14. April 1954. *Wetter und Leben* **6**, Heft 10–12, 189–190.
- Schüepp, M., 1968: *Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967*. Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Nr. 11, Zürich, 42 S.
- Schüepp, M., 1979: *Witterungsklimatologie. Klimatologie der Schweiz*. Band III. Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (Jahrgang 1978). Herausgegeben von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Zürich, 93 S.
- Schüepp, M. 1991: The precipitation series of the Gr. St. Bernard and Geneva since 1818. *Theor. Appl. Climatol.* **44**, 139–142.
- Schwarzbach, M., 1974: *Das Klima der Vorzeit*. Enke, Stuttgart. 275 S.
- Selten, F. M., R. J. Haarsma und J. D. Opsteegh, 1999: On the mechanism of North Atlantic decadal variability. *J. Clim.* **12**, 1956–1973.
- Senior, C. A., 1995: The dependence of climate sensitivity on the horizontal resolution of a GCM. *J. Clim.* **8**, 2860–2880.
- Shine, K. P. und P. M. d. F. Forster, 1999: The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. *Global Planet. Change* **20**, 205–225.
- Siedler, G. und W. Zenk, 1997: Ozeanographie, in: Raith, W. (Hrsg.), *Erde und Planeten*. W. de Gruyter, Berlin, New York, 53–130.
- Siegmund, P., 1992: Linear simulation of the stationary eddy response of a general circulation model to a doubling of atmospheric CO₂. *Clim. Dyn.* **7**, 29–37.
- SMA (Schweizerische Meteorologische Anstalt), 1985: *Alpenwetterstatistik. Witterungskalender. Beschreibung der einzelnen Parameter*. Herausgegeben von der SMA, Abteilung Forschung, 26 S.
- Speth, P. und R. A. Madden, 1987: The observed general circulation of the atmosphere. *Landolt-Börnstein, Band 4a*. Springer Berlin, 140–453.
- Steinacker, R., 1987: Zur Ursache der Talwindzirkulation. *Wetter und Leben* **39**, 61–64.
- Stephenson, D. B. und I. M. Held, 1993: GCM response of Northern winter stationary waves and storm tracks to increasing amounts of carbon dioxide. *J. Clim.* **6**, 1859–1870.
- Stocker, T. F. und D. G. Wright, 1991: Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. *Nature* **351**, 729–732.
- Stocker, T., 1996: An overview of century time-scale variability in the climate system: observations and models, in: Anderson, D. L. T. und J. Willebrand (Hrsg.), *Decadal climate variability, dynamics and predictability*. NATO ASI Series, Vol. I 44, 379–406.
- Sutton, R. T. und M. R. Allen, 1997: Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature* **388**, 563–567.

- Svensmark, H. und E. Friis-Christensen, 1997: Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* **59**, 1225–1232.

T

- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1297–1300.
- Timbal, B., J.-F. Mahfouf, J.-F. Royer und D. Cariolle, 1995: Sensitivity to prescribed changes in sea surface temperature and sea ice in doubled carbon dioxide experiments. *Clim. Dyn.* **12**, 1–20.
- Timbal, B., J.-F. Mahfouf, J.-F. Royer, U. Cubasch und J. M. Murphy, 1997: Comparison between doubled CO₂ time-slice and coupled experiments. *J. Clim.* **10**, 1463–1469.
- Timmermann, A., M. Latif, R. Voss und A. Grötzner, 1998: Northern Hemispheric interdecadal variability: A coupled air-sea mode. *J. Clim.* **11**, 1906–1931.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **78**, 2771–2777.

U

- Ulbrich, U. und M. Christoph, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.* **15**, 551–559.
- Uppenbrink, J., 1999: The North Atlantic Oscillation. *Science* **283**, 948–949.

V

- van Loon, H. und J. C. Rogers, 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. *Mon. Wea. Rev.* **106**, 296–310.
- Veryard, R. G. und R. A. Ebdon, 1961: Fluctuations in tropical stratospheric winds. *Met. Mag.* **90**, 125–143.
- Viner, E. und P. Hulme, 1993: *The UK Met. Office high resolution GCM equilibrium experiment*. Technical Note No. 1, Climatic Research Unit, Norwich, 16 S.
- Viner, D. und M. Hulme, 1994: *The climate impacts LINK project*. A report prepared for the UK Department of the Environment. London, 24 S.
- Visbeck, M., D. Stammer, J. Toole, P. Chang, J. Hurrell, Y. Kushnir, J. Marshall, M. McCartney, J. McCreary, P. Rhines, W. Robinson und C. Wunsch, 1998: *Atlantic climate variability experiment prospectus*. Manuskript, 49 S.
- von Rudloff, H., 1980: Die Klima-Entwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Überblick auf die postglaziale Periode), in: Oeschger, H., B. Messerli und M. Svilar (Hrsg.), *Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*. Springer, Berlin, Heidelberg, 125–148.
- von Storch, H., E. Zorita und U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Clim.* **6**, 1161–1171.
- von Storch, H., 1995: Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteor. Z. N. F.* **4**, 72–80.
- von Storch, J.-S., V. Kharin, U. Cubasch, G. Hegerl, D. Schriever, H. von Storch und E. Zorita, 1997: A description of a 1260-year control integration with the coupled ECHAM1/LSG general circulation model. *J. Clim.* **10**, 1525–1543.

W

- Wagner, A., 1938: Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. *Geol. Beitr. z. Geophys.* **52**, 408–449.
- Walker, G. T., 1924: Correlations in seasonal variations of weather. *IX. Memoires of the Indian Met. Department* **24**, 275–332.
- Wallace, J. M., Y. Zhang und J. A. Renwick, 1995: Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science* **270**, 780–783.
- Walsh, J. E. und W. L. Chapman, 1990: Arctic contribution to upper-ocean variability in the North Atlantic. *J. Clim.* **3**, 1467–1473.
- Wang, W.-C., M. P. Dudek, X.-Z. Liang und J. T. Kiehl, 1991: Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in simulating the greenhouse effect of other radiatively active gases. *Nature* **350**, 573–577.
- Wang, W.-C., M. P. Dudek und X.-Z. Liang, 1992: Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in assessing the regional climate change due to other radiatively active gases. *Geophys. Res. Lett.* **19**, 1375–1378.
- Wanner, H. und C. Pfister, 1994: The Late Maunder Minimum (1675–1704) – a key period for studying rapid climate change in Europe. *Proc. Congress on Contemporary Climatology*, Brno, Aug. 1994, 574–579.
- Wanner, H. und M. Beniston, 1995: Approaches to the establishment of future climate scenarios for the Alpine region, in: Guisan, A., J. I. Holten, R. Spichiger und L. Tessier (Hrsg.), *Potential ecological impacts of climate change in the Alps and Fennoscandian mountains*. Annex to the IPCC Second Assessment Report. Working Group II – C, 87–95.
- Wanner, H., C. Pfister, R. Brazdil, P. Frich, K. Frydendahl, T. Jonsson, J. Kington, H. H. Lamb, S. Rosenorn und E. Wishman, 1995: Wintertime European circulation patterns during the late Maunder Minimum cooling period (1675–1704). *Theor. Appl. Climatol.* **51**, 167–175.
- Wanner, H., R. Rickli, E. Salvisberg, C. Schmutz und M. Schüepp, 1997: Global climate change and variability and its influence on Alpine climate – concepts and observations. *Theor. Appl. Climatol.* **58**, 221–243.
- Wanner, H., E. Salvisberg, R. Rickli und M. Schüepp, 1998: 50 years of Alpine Weather Statistics (AWS). *Meteor. Z., N. F.* **7**, 99–111.
- Wanner, H., H. Holzhauser, C. Pfister und H. Zumbühl, 2000: Interannual to centennial scale climate variability in the European Alps? *Erdkunde* (im Druck).
- WASA Group, 1998: Changing waves and storms in the northeast Atlantic? *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**, 741–760.
- Washington, W. M. und G. A. Meehl, 1984: Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. *J. Geophys. Res.* **89**, 9475–9503.
- Washington, W. M. und G. A. Meehl, 1989: Climate sensitivity due to increased CO₂: experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. *Clim. Dyn.* **4**, 1–38.
- Washington, W. M. und G. A. Meehl, 1993: Greenhouse sensitivity experiments with penetrative cumulus convection and tropical cirrus albedo effects. *Clim. Dyn.* **8**, 211–223.
- Washington, W. M., G. A. Meehl, L. Verplank und T. W. Bettge, 1994: A world ocean model for greenhouse sensitivity studies: resolution intercomparison and the role of diagnostic forcing. *Clim. Dyn.* **9**, 321–344.
- Watanabe, M. und T. Nitta, 1999: Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere. *J. Clim.* **12**, 494–510.
- WCRP (World Climate Research Programme), 1997: *CLIVAR – A research programme on climate variability and predictability for the 21st century*. World Climate Research Programme (WCRP No. 101, WMO/TD No. 853, ICPO No. 10), Bellegarde.
- Weigel S., 1994: *Klimafernkopplungen des Alpenraumes*. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Bern. 138 S.
- White, W. B., J. Lean, D. R. Cayan und M. D. Dettinger, 1997: Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *J. Geophys. Res.* **102**, 3255–3275.
- Whiteman, C. D., 1990: Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain, in: Blumen, W. (Hrsg.), *Atmospheric processes over complex terrain*. *Meteor. Monogr.* **45**, 5–42.
- Widmann, M. L., 1996: *Mesoscale variability and long-term trends of Alpine precipitation and their relation to the synoptic-scale flow*. Diss. ETH No. 11769, Zürich. 185 S.
- Widmann, M. und C. S. Bretherton, 2000: Validation of mesoscale precipitation in the NCEP reanalysis using a new gridpoint data set for the northwestern US. *J. Clim.* (im Druck).
- Widmann, M. und C. Schär, 1997: A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1333–1356.
- Wigley, T. M. L., 1981: *Climate and History*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Wilby, R. L., 1994: Stochastic weather type simulation for regional climate change impact assessment. *Water Resour. Res.* **30**, 3395–3403.
- Wilby, R. L., T. M. L. Wigley, D. Conway, P. D. Jones, B. C. Hewitson, J. Main und D. S. Wilks, 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resour. Res.* **34**, 2995–3008.
- Wild, M., A. Ohmura und U. Cubasch, 1997: GCM-simulated surface energy fluxes in climate change experiments. *J. Clim.* **10**, 3093–3110.
- WMO (World Meteorological Organization), 1986: *Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX)*. Vol. I and II. WMO/TD-No. 108, 710 S.
- Wohlleben, T. M. H. und A. J. Weaver, 1995: Interdecadal climate variability in the subpolar North Atlantic. *Clim. Dyn.* **11**, 459–467.

Y

- Yarnal, B., 1993: *Synoptic climatology in environmental analysis*. Belhaven Press, London, Florida, 195 S.

Z

- Zhang, Y. und W.-C. Wang, 1997: Model-simulated northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. *J. Clim.* **10**, 1616–1634.
- Zorita, E., J. P. Hughes, D. P. Lettemaier und H. von Storch, 1995: Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *J. Clim.* **8**, 1023–1042.
- Zwiers, F. W. und V. V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO₂ doubling. *J. Clim.* **11**, 2200–2222.

Register

A

- Abkühlung (regional) (s. auch Jüngere Dryas, Klimaänderung, -trend) 79, 80, 87, 88, 102, 156
- Abkühlung, globale (s. auch Klimaänderung, -trend) 79, 80
- Abstrahlung → Strahlung, langwellige
- Advektion (s. auch Kaltluftadvektion, Wetterlage, advective) 68, 70, 71, 141, 231
- advective Wetterlage → Wetterlage, advective
- Aerosole, Sulfat- (SA, auch Aerosoleinfluss auf das Klima) 17, 18, 161–172, 178, 198–228, 233, 234, 244–251, 254–256
- Aerosole, vulkanische (s. auch Forcing, vulkanisches) 18
- Albedo (-veränderung) 24, 25, 114, 166, 230
- Aletschgletscher 100, 137–139
- Alëutentief 20, 66
- Alpenklima → Klima, alpines
- Alpenwetterstatistik (s. auch Wetterlagen) 125, 140–148, 241, 242
- Altdorf 59, 60–63, 67–72
- Analogfallstudien 100
- Analogfallsuche 137–139, 204, 221
- Antarktischer Eisschild → Eisschild, antarktischer
- anthropogene Klimabeeinflussung → Forcing, anthropogenes
- Antizyklone, grönländische → Grönlandantizyklone
- Antizyklone, osteuropäische → Russlandhoch
- Antriebsfaktoren → Forcingfaktoren
- Arktische Oszillation (AO) 165, 171, 247
- Arktischer Ozean (auch Nördliches Eismeer) 23, 24, 45–47, 52, 60, 62, 66, 129, 255
- ARPEGE (s. auch Zirkulationsmodell) 68, 177, 201, 211, 213, 221, 227, 244–247
- Atmosphärische Zirkulation → Zirkulation, atmosphärische
- Auflösung (räumliche, im Modell) 11, 19, 56, 162, 164, 177, 180, 189, 197–205, 210, 227, 246–256
- Auflösung (zeitliche, von Zeitreihen) 73, 74, 82, 105

Aziditätsindex 97

Azorenhoch (AH, s. auch Hadley-Zirkulation, Subtropenhochdruckgebiete) 20, 29, 38–49, 59–61, 69, 70, 86, 89, 91, 111, 114–116, 120, 157, 165, 168–175, 181, 246–255

B

- Barentssee 100
- Baroklinität (s. auch Wellen, barokline) 52, 64, 148, 165, 175, 249–255
- Barriereeffekt 35
- Basel 115, 120, 151, 154, 155
- Baumringe (s. auch Dendrochronologie) 82, 87, 94
- Beaufort-Gyre 45
- Beobachtungsreihen (auch Messreihen, Zeitreihen) 12, 21, 43, 51, 60, 73, 80–94, 105, 107, 151–155, 162, 163, 181, 202
- Beringstrasse 24
- Bern 72, 151, 154, 155, 186–191, 195
- Bewölkung (s. auch Wolkenbildung) 25, 68, 160, 176, 231, 255
- Bise (s. auch Wetterlagen) 33, 59, 70, 88, 91
- Blockierung (BL, s. auch Wetterlagen) 33, 43, 49, 85–88, 100, 101, 111, 113, 116, 119–122, 125, 165–169, 172, 174, 176, 246–255
- Bodendruck → Luftdruck
- Bodenfeuchte 25
- Bodenversiegelung (s. auch Forcing, anthropogenes, Oberflächenveränderung, Verstädterung) 19, 25
- Bora 33
- Business as Usual → Emissionsszenarien

C

- Chroniken 82
- Clusteranalyse 90
- Cold Ocean Warm Land (COWL) 57
- Community Climate Model (CCM, s. auch Zirkulationsmodell) 166, 170, 205, 221, 244, 248–251

Conveyor Belt (s. auch Nordatlantische Drift, Meeresströmungen, Thermohaline Zirkulation) 23, 24

D

Dänemarkstrasse 24

Dendrochronologie (s. auch Baumringe) 75

Desertifikation (s. auch Oberflächenveränderung) 17

Downscaling 11–16, 162, 197, 201–209, 214–234

Druck → Druckfelder, -gradient, Luftdruck

Druckfelder, -muster 12, 16, 22, 27–30, 34, 38, 39, 50, 56, 62–72, 88–90, 107–117, 121–123, 140, 177, 178, 188–192, 203, 204

Druckgradient (s. auch Luftdruck) 32, 44, 56, 109, 111, 118, 138–141, 148, 149

Druckmuster → Druckfelder

Dust Veil Index → Forcing, vulkanisches

E

Early Instrumental Period (EIP) → Instrumentenperiode, frühe

ECHAM (s. auch Zirkulationsmodell) 50, 166, 170, 189, 195, 199–205, 209, 213–215, 219–221, 226, 227, 232, 244, 250–253

Einstrahlung → Strahlung, kurzweilige

Eisbohrkerne (Ice core) 73–75, 97, 98

Eisschild, antarktischer (s. auch Inlandeis) 23

Eiszeit 15, 23, 238

Eiszeit, kleine → Kleine Eiszeit

El Niño Southern Oscillation (ENSO) 16–18, 21, 27–29, 50, 57, 58, 65, 98, 100, 152, 156, 158, 238

Emissionen, anthropogene 161

Emissionsszenarien 197, 200, 203, 205, 244–250

Energiebilanz 17, 25, 163, 192

Energietransport/-austausch (auch Wärmetransport/-austausch, kinetische und potentielle Energie) 20–25, 51, 54, 56, 165, 176, 246–256

ENSO → El Niño Southern Oscillation

EOF → Hauptkomponentenanalyse

Erdbahnelemente → Forcing, orbitales

Erwärmung (regional) 96, 102, 152–158, 174, 175, 209–223, 229–233, 239, 247, 253

Erwärmung, globale (s. auch Klimatrend, -änderung) 153–157, 181, 198, 220, 221, 228, 229, 234

Erwärmung, plötzliche stratosphärische → Sudden Stratospheric Warming

eurasisches Hoch → Russlandhoch

Eurasisches Pattern (EU) 16, 27–30, 115, 152, 165, 171, 251, 255

Evaporation → Verdunstung

Expansionskoeffizienten 53, 89, 90, 110, 113–115

Extremereignisse (s. auch Hochwasser, Starkniederschlag, Stürme) 45, 83, 86, 96, 97, 102, 156, 157, 199, 233, 239

Exzentrizität der Erdbahn → Forcing, orbitales

F

Fernwirkungen → Teleconnections

Feuchte → Wasserdampf

Feuchtetransport 31, 38, 72, 86, 159, 163, 192, 232, 247–255

Feuchtgebiete 38, 73, 75

Flachdrucklage (s. auch Wetterlage, konvektive) 60, 111, 139–145, 148, 241

Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW) 18, 98

Föhn → Nordföhn, Südföhn

Forcing, anthropogenes (s. auch Aerosole, Sulfat-, Landnutzungsänderung, Treibhauseffekt) 15–19, 29, 50, 93–95, 103, 167, 223

Forcing, orbitales (auch Exzentrizität, Präzession) 15, 17

Forcing, solares (auch Solaraktivität) 15, 17, 21, 49, 50, 73, 80, 88, 94–96, 102–104, 151, 156, 157, 161, 223, 239

Forcing, vulkanisches (auch Vulkanismus) 17, 19, 49, 50, 95–97, 101–103, 151, 156, 158, 161, 223, 238

Forcingfaktoren 12, 15, 17, 27, 50, 77, 96, 151, 152, 156–158, 168, 175, 179–181, 223, 226, 238, 239

Forstwirtschaft (s. auch Wald) 182

Fram Strait 44, 48, 52, 54

Frontalzone → Polarfront

Fronten → Kaltfront

Frost 89, 102

G

GCM → Zirkulationsmodell

Genf 120

geostrophischer Wind → Wind, geostrophischer

Gewitter (s. auch Starkniederschlag) 22, 60, 71

Glaziales Maximum → Eiszeit

Gletscher (s. auch Aletsch-, Grindelwald-, Rhonegletscher) 24, 74, 75, 82, 86, 94, 236, 238

Gletscherrückzug 73–76, 93, 102

Gletschervorstoss 75–81, 83, 86, 92, 100–102, 151, 238

Gletschervorstoss, kleiner → Little Ice Age Type Event

Globales Zirkulationsmodell (GCM) → Zirkulationsmodell

Golfstrom → Nordatlantische Drift

Great Salinity Anomaly (s. auch Salinität) 52, 56, 158

Grenzschicht 18

Grindelwaldgletscher 76, 86

Grönlandantizyklone 39, 44–48, 54, 63, 66

Grönlandsee 24, 44–48, 54, 64, 68

Grosser St. Bernhard 120, 151–153, 156, 157, 159

Grosswetterlagen → Wetterlagen

Gyre → Wirbel

H

Hadley-Zirkulation (HZ) 16, 20, 58, 65, 163–176, 246–255

Hangwinde 35

Hauptkomponentenanalyse 53, 89, 90, 107–119, 122

Herunterskalieren → Downscaling

Hess und Brezowsky → Wetterlagen

High-Index-Lagen (s. auch Wetterlagen) 20, 44

Hitzetief (s. auch Tiefdruckgebiete) 40, 61, 66, 71

Hoch, kontinentales (eurasisches) → Russlandhoch

Hochdruckgebiete, subtropische → Subtropenhochdruckgebiete

Hochdrucklage (s. auch Wetterlage, konvektive) 34, 66–68, 85, 88, 99, 101, 126–130, 133, 139–148, 159, 241

Hochwasser 72, 86, 88, 93, 102, 238

I

Impakt (auch Klimaimpakt, Klimawirkungsforschung) 11, 192, 198, 205, 232, 234, 235, 240

Inlandeis (s. auch Gletscher) 23, 44–48

Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) 58

Instrumentenperiode, frühe (EIP) 12, 105

Interglazial 15

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 18, 151, 194, 199–205, 244

Intermittenz (s. auch Stationarität) 18, 42, 44, 48, 116, 239

Interne Systemoszillation → Systemoszillation, interne

Inversion 24, 68, 69

IPCC → Intergovernmental Panel on Climate Change

Islandtief (IT) 20, 29, 38–49, 59–63, 111–116, 120, 122, 157, 165–176, 238, 246–255

Isotope → Kohlenstoffisotope, Sauerstoffisotope

J

Jahr ohne Sommer (s. auch Tambora) 92, 93, 102, 151

Jetstream (s. auch Polarfrontjet, Subtropenjet) 38, 45, 48, 59, 159

Jüngere Dryas 54, 73

K

Kaltfront 32, 33

Kaltluftadvektion, -vorstoss, -ausbruch 32–35, 43–49, 61–68, 85, 86, 90, 100, 101, 144, 152, 156, 157

Kaltfluthoch (s. auch Grönlandantizyklone, Russlandhoch) 40, 45, 65, 111, 114, 115, 119

Kaltwasseradvektion 44–48, 54

Kaltwasserpool 44, 48, 52, 55, 57

Kanonische Korrelation (CCA) 88, 202–204, 214–223, 232, 239

katabatischer Wind → Wind, katabatischer

Kelvinwelle 22

Klassifikation 12, 107–129, 135–138, 146–149, 186

Kleine Eiszeit (s. auch Late Maunder Minimum) 42, 76–83, 92–103, 151, 156, 238

- Klima, alpines 27, 31, 38, 59–62, 161–163, 183–185, 206, 207, 228–232, 237
- Klimaänderung, -trend (s. auch Abkühlung, regionale und globale, Erwärmung, regionale und globale) 11, 15–19, 32, 37, 38, 94, 123, 159–163, 178, 185, 198–205, 235–240
- Klimabeeinflussung, anthropogene → Forcing, anthropogenes
- Klimamodell → Zirkulationsmodell
- Klimaoptimum, mittelalterliches 73, 77, 79
- Klimaoptimum, postglaziales 74
- Klimaprognose 27, 40, 238
- Klimaschwankung (s. auch Abkühlung, regionale und globale, Erwärmung, regionale und globale) 11, 15–20, 74, 79, 82, 98, 102, 105, 161, 239
- Klimaszenarien 11, 13, 160–165, 174, 179–182, 197–235, 239, 240
- Klimatologie, synoptische 13, 16, 31, 32
- Klimavariabilität 11, 15, 16, 32, 37, 38, 51, 73, 80, 81, 161, 178, 181, 189–196, 212, 214, 237–239
- Kohlendioxid (CO₂) (s. auch Treibhausgase) 13, 95, 98, 162–170, 180, 189, 190, 195, 198–205, 212, 219–221, 244–256
- Kohlenstoffisotope 75, 94
- Kontinentaleinfluss 30, 31, 38, 40, 56, 90, 115
- Konvektion (Atmosphäre) 22, 58, 65–70, 141, 175
- Konvektion (Ozean) → Tiefenkonvektion
- Korrelation 21, 29, 49, 59–71, 95–97, 107–111, 115, 118, 121–123, 152, 189–194, 223, 238
- kosmische Strahlung → Strahlung, kosmische
- Krakatau 97, 102, 152
- kontinentales Hoch → Russlandhoch
- L**
- La Niña → El Niño Southern Oscillation
- Labradorsee 44–48, 54, 68, 100
- Lachgas (N₂O, s. auch Treibhausgase) 166
- Landnutzungsänderung (s. auch Oberflächenveränderung, Verstädterung) 11, 19, 103, 161, 185, 226
- Landwirtschaft 124, 182, 205, 239
- Late Maunder Minimum (LMM, auch Maunder Minimum) (s. auch Kleine Eiszeit) 12, 76, 80, 81, 88–91, 94, 96, 100, 238
- latente Wärme → Wärmefluss, sensibler und latenter
- Lawinen 92, 150
- Leezyklone (Leezyklogene) 32, 33, 36, 237
- Little Ice Age → Kleine Eiszeit
- Little Ice Age Type Event (LIATE) 76, 77, 79, 82, 83, 101, 102
- Low-Index-Lage (s. auch Wetterlagen) 20
- Luftdruck (SLP) (s. auch Druckfelder, -gradient) 28, 29, 35, 38–44, 48, 54, 56–72, 88–91, 107, 108, 159, 247, 249, 255
- Luftfeuchtigkeit → Wasserdampf
- Lugano 59–63, 67, 186–191
- M**
- Madden Julian Oscillation 16, 22
- Massenaustausch/-transport 20–24, 35, 51, 58
- Maunder Minimum → Late Maunder Minimum
- Medieval Warm Period → Klimaoptimum, mittelalterliches
- Meereis 16, 17, 23–26, 38, 44–54, 82, 98–102, 156, 158, 163, 166, 175, 177, 192, 237, 249, 253
- Meeresoberflächentemperatur 16, 20, 24, 27, 44–58, 68, 98–100, 156, 157, 163, 165, 244, 246, 250–253
- Meeresströmungen (s. auch Conveyor Belt, Nordatlantische Drift, Thermohaline Zirkulation) 12, 16, 23, 25, 44–47, 54–56, 98, 177
- meridionale Wetterlagen → Wetterlagen, meridionale
- Messreihen → Beobachtungsreihen
- Methan (CH₄) (s. auch Treibhausgase) 73, 75, 98, 166
- Milankovich-Theorie (s. auch Forcing, orbitales) 15
- Mistral 33
- Mittelmeer 30–35, 45, 49, 62–65, 86, 89, 173, 174, 229, 232, 237, 247–255
- Monsun 16
- N**
- Niederschlag → Gewitter, Winter, schneereiche, Staulage, Starkniederschlag
- Nord-, Nordwestlagen (s. auch Wetterlage, advective) 68, 91, 126, 129, 132, 140–144, 152, 238–241

- Nordatlantische Drift (s. auch Conveyor Belt, Meeresströmungen, Thermohaline Zirkulation) 24, 54
- Nordatlantische Oszillation (NAO) 16, 18, 27–29, 40–52, 57–60, 64, 67, 86, 89, 98, 113–117, 122–125, 146, 152, 156, 165, 170, 171, 237–239, 249–255
- Nordatlantische Tiefenwasserbildung → Tiefenwasserbildung
- Nordatlantischer Oszillationsindex (NAOI) 41–50, 54, 57–64, 85, 100, 111–115, 123, 135, 156–159, 171, 176, 181, 247, 253
- Nordostpassat → Passatwinde
- Nordpazifische Oszillation (NPO, North Pacific Oscillation) 16, 28
- O**
- Oberflächenveränderung (s. auch Albedoänderung, Desertifikation, Landnutzungsänderung) 17, 19, 57
- Orbitalförderung → Forcing, orbitales
- Ozean-Atmosphären-Interaktion (OAI) 24, 25, 40, 50–56, 98, 100
- Ozean-Atmosphären-System (OAS) 24–26, 44, 51, 156, 192
- Ozeane, tropische (auch Indischer Ozean) 20, 23, 24
- Ozeanoberflächentemperatur → Meeresoberflächentemperatur
- Ozeanzirkulation → Conveyor Belt, Meeresströmungen, Thermohaline Zirkulation
- Ozon (O₃), troposphärisches, Grenzschichtozon (s. auch Treibhausgase) 17–19, 98
- Ozonschicht, stratosphärische 17, 18
- P**
- Passatwinde (s. auch Hadley-Zirkulation) 16, 45–49, 57, 58, 64
- Payerne 59, 61, 67, 211
- Pazifischer Ozean 24, 27, 57
- Pazifisch-nordamerikanisches Pattern (PNA) 16, 28
- Persistenz, persistente Lagen 55, 64, 68, 85, 88, 101, 102, 134–139, 146, 147, 165, 239
- Pinatubo (s. auch Vulkaneruptionen) 99, 158
- Pluvialzeiten 15
- Polarfront (s. auch Wellen, planetare) 64
- Polarfrontjet (PFJ, s. auch Jetstream, Subtropenjet) 20, 38, 62, 67, 163–176, 237, 246–255
- Polargyre 46–48
- Polarlicht 88
- Polarwirbel (obere Troposphäre, Stratosphäre) 21, 49, 64, 238
- Pollen 74
- postglaziales Klimaoptimum → Klimaoptimum, postglaziales
- Proxydaten, -indikatoren 12, 73, 74, 81, 82, 94
- Q**
- Quasi Biennial Oscillation (QBO) 16, 20–22
- R**
- Regionalisierung → Downscaling
- Regression 107, 202, 220, 224, 250
- Rekonstruktion 12, 43, 75, 80–91, 100, 107, 110, 156, 238
- Rhonegletscher 86
- Russlandhoch (auch kontinentales, eurasisches Hoch, KH) 64, 65, 70, 111, 122, 165–174, 179, 181, 246–255
- S**
- Salinität (s. auch Great Salinity Anomaly) 24, 25, 48, 52, 54, 56, 99, 158
- Salzgehalt → Salinität
- Säntis 59–63, 67
- Sauerstoffisotope 73, 75
- Schneedecke (s. auch Winter, schneereiche) 11, 65, 67, 72, 114, 115, 163, 230, 251
- schneereiche Winter → Winter, schneereiche
- Seegröfni 79, 81, 88, 89, 157
- Seesedimente 82
- sensible Wärme → Wärmefluss, sensibler und latenter
- Skandinavienhoch (s. auch Russlandhoch) 30, 60–62, 65, 70, 88, 89, 102, 111, 129, 171
- SLP → Luftdruck
- Solaraktivität → Forcing, solares
- Solarkonstante 80, 96
- Sommer, feuchte und kühle 18, 75, 83, 87–92, 96–98, 101, 102, 153, 157
- Sommer, heiße und trockene 124, 156, 157
- Sonnenaktivität → Forcing, solares

Sonnenflecken 15, 88, 96, 104
 Sonnenforcing → Forcing, solares
 Sonnenzyklus → Sonnenflecken, Forcing, solares
 Southern Oscillation Index (SOI) → El Niño Southern Oscillation
 Spätes Maunder Minimum → Late Maunder Minimum
 Spektralanalyse 42, 51, 116, 117, 123
 SST → Meeresoberflächentemperatur
 Starkniederschlag (s. auch Extremereignisse, Stürme) 211, 232, 234, 237, 239
 Starkwinde 32, 37, 237, 251
 Stationarität, Nichtstationarität (s. auch Intermitenz) 118, 122
 Staulage (auch Stauniederschlag) (s. auch Wetterlagen) 68, 86
 Stormtracks (ST) 27, 50, 56, 64, 91, 99, 126, 159, 165–181, 246–255
 Strahlstrom → Jetstream
 Strahlung, kosmische 17, 94
 Strahlung, kurzwellige (auch solare Einstrahlung) 18, 20, 25, 34, 35, 49, 56, 65, 162, 163, 166, 176, 199, 231
 Strahlung, langwellige 65, 114, 256
 Strahlung, ultraviolette 18
 Strahlungsbilanz 11, 18, 49, 68
 Stratosphäre 21, 22, 49, 177
 Strengwinter → Winter, strenge
 Stürme (s. auch Extremereignisse, Starkwinde, Zyklonenaktivität) 92, 176, 181–184
 Subboreal 74
 Subsidenz 59, 62, 68, 69, 174
 Subtropengyre 45–48
 Subtropenhochdruckgebiete (s. auch Azorenhoch) 16, 20, 64, 175, 246–255
 Subtropenjet (STJ, s. auch Jetstream, Polarfrontjet) 16–21, 62–67, 163–175, 181
 Sudden Stratospheric Warming (s. auch Stratosphäre, Polarwirbel) 16, 21, 247
 Südföhn 32, 68, 70
 Sulfataerosole → Aerosole, Sulfat
 Süßwasser (auch Frischwasser) 24, 25, 44–47, 52–56
 Synoptik → Klimatologie, synoptische
 Systemoszillation, interne 11, 12, 17–27, 50, 73, 98, 103, 158, 238
 Szenarien → Klimaszenarien, Emissionsszenarien

T

Talwind 35
 Tambora (s. auch Jahr ohne Sommer, Vulkaneruptionen) 97, 102, 151, 158
 Teleconnections 16, 27, 28, 40, 62, 64, 170, 171
 Temperatur → Meeresoberflächentemperatur
 Thermohaline Zirkulation (THC) 24, 25, 52–56, 73, 74, 238, 255
 Tiefdruckaktivität → Zyklonenaktivität
 Tiefdruckgebiete (s. auch Aläutentief, Islandtief, Hitzetief, Leezyklone, Stormtracks, Tiefdrucklage, Zyklonenaktivität) 20, 50, 64, 67, 91, 114, 126, 140, 173, 239, 247–255
 Tiefdrucklage (s. auch Wetterlage, konvektive) 60, 68, 91, 122, 126, 140–144, 241
 Tiefenkonvektion (Ozean) 24, 44–48, 54
 Tiefenwasserbildung (s. auch Thermohaline Zirkulation) 16, 23–25, 44, 52, 56, 73
 Treibhauseffekt (auch THG-Forcing) (s. auch Forcing, anthropogenes, Treibhausgase) 13, 17, 18, 50, 98, 123, 158–160, 166–178, 205–228, 233, 234, 239
 Treibhausgase (THG, s. auch Forcing, anthropogenes, Kohlendioxid, Lachgas, Methan, Ozon, Treibhauseffekt) 95, 98, 156, 158, 161–172, 196, 200, 216, 219, 233, 244, 250–253
 Trockengebiete 38, 86
 Trockenheit 49, 64, 89, 157
 Trockenzeiten 15, 92
 Trog 64–68, 115, 129, 132, 133
 Troglage (s. auch Wetterlagen) 61, 65, 68, 70
 Tropische Atlantik Variabilität (TAV) 57
 Tropopause 62, 67, 69
 Troposphäre 18, 49, 61, 62, 64, 69, 164, 165, 175, 176, 251–255

U

Überschwemmung → Hochwasser
 Ultraviolette Strahlung → Strahlung, ultraviolette
 Unsicherheit, Unschärfe 18, 51, 161, 177–182, 197, 198, 203, 214–217, 226–235, 240
 Upscaling 11, 16

V

Vegetationsdecke (s. auch Landnutzungsänderung, Oberflächenveränderung) 19, 20, 25, 114, 163
 Vegetationsperiode 90
 Verdunstung (s. auch Wasserdampf, Wärmefluss, sensibler und latenter) 23–25, 52, 54, 100, 231, 175
 Verstärkung (s. auch Landnutzungsänderung, Oberflächenveränderung) 17, 19
 Vorticity 35
 Vulkaneruptionen, explosive (auch VEI) (s. auch Forcing, vulkanisches) 17, 18, 49, 95–103, 151, 157, 158, 239
 Vulkanismus → Forcing, vulkanisches

W

Wald (s. auch Forstwirtschaft) 184
 Wallis 32
 Wärmefluss, sensibler (fühlbarer) und latenter (s. auch Wasserdampf) 11, 25, 35, 51, 54, 164, 175, 176
 Wärmetransport/-austausch → Energie-transport/-austausch
 Warmluftadvektion (WLA) 62, 69, 194
 Warmperiode, mittelalterliche → Klimaoptimum, mittelalterliches
 Warmwasseradvektion 46–48, 54
 Warmwasserpool 24, 48, 52, 55, 57
 Wasserdampf (s. auch Wärmefluss, sensibler und latenter) 98, 164, 176, 185, 194, 199, 202, 227, 232, 247–255
 Wasserwirtschaft 182, 205, 239
 Wellen, barokline (planetare, stationäre) 20, 38, 50, 56, 64, 66, 68, 152, 175
 Westerlies → Westwinddrift
 Westlage 85, 89, 101, 126–131, 143, 144, 148, 152, 241
 Westwinddrift 16–21, 28, 36–48, 52, 58–61, 111, 115, 159, 163–165, 251
 Wetterlage, advektive 70, 141–149, 241, 242
 Wetterlage, konvektive 141–149, 241
 Wetterlage, meridionale 65, 66, 118, 126, 127
 Wetterlage, zonale → Zonalität
 Wetterlagen (s. auch Bise, Blockierung, Flachdrucklage, High-Index-Lage, Hochdrucklage, Low-Index-Lage, Nordföhn, Nord-/Nordwestlage, Staulage, Südföhn, Südwestlage, Tiefdrucklage, Troglage, Westlage, Zonalität) 13, 65, 67, 125–129,

134–149, 157, 159, 163, 185–197, 231, 239, 241, 242
 Wind, geostrophischer 51, 52
 Wind, katabatischer 35, 44
 Windstress 25, 51, 56
 Winter, milde und schneearme 18, 89, 90, 98, 158, 239
 Winter, schneereiche (s. auch Schneedecke) 86, 92, 101, 106, 156, 157, 238, 239
 Winter, strenge (trockenkälte) 81–94, 101, 102, 152–157, 238, 239
 Wirbel (Ozean) (auch Gyre) 44–48, 54–56
 Wirbel (polare Stratosphäre) → Polarwirbel
 Wirbelgröße → Vorticity
 Witterungslagen → Wetterlagen
 Wolkenbildung (s. auch Bewölkung) 17, 166, 226

Z

Zeitreihen → Beobachtungsreihen
 Zeitscheibenexperiment (s. auch Zirkulationsmodell) 165, 167, 197, 200, 203, 205, 221, 224, 246, 247, 250–253
 Zirkulation, atmosphärische (s. auch Zirkulationsindex, Wetterlagen) 13, 20, 25, 27, 49, 57, 60, 92, 98, 99, 105, 107, 110, 118, 123, 162–182, 185, 191–196, 202, 207, 227, 232, 239, 249
 Zirkulation, ozeanische → Thermohaline Zirkulation, Meeresströmungen
 Zirkulationsindex (s. auch Arktische Oszillation, Eurasisches Pattern, Nordatlantische Oszillation, Nordpazifische Oszillation, Pazifisch-nordamerikanisches Pattern) 13, 170
 Zirkulationsmodell (s. auch ARPEGE, Community Climate Model, ECHAM, Zeitscheibenexperiment) 11, 13, 37, 51, 68, 100, 158, 161–234, 239, 240, 244–256
 Zonalität (auch zonale Wetterlage) (s. auch Westlage) 43, 59, 86, 89, 110, 111, 116, 118, 122, 126–129, 153
 Zürich 81, 151, 154, 155, 211
 Zyklonen → Tiefdruckgebiete
 Zyklonenaktivität (auch Tiefdruckaktivität) (s. auch Starkwinde, Stormtracks, Stürme) 20, 62–67, 98, 164, 168, 173–176, 182, 239, 246–255
 Zyklonenzugbahnen → Stormtracks

Anschriften

Heinz Wanner
Geographisches Institut der Universität Bern
Hallerstrasse 12
CH-3012 Bern

Dimitrios Gyalistras
Geographisches Institut der Universität Bern
Hallerstrasse 12
CH-3012 Bern

Jürg Luterbacher
Geographisches Institut der Universität Bern
Hallerstrasse 12
CH-3012 Bern

Ralph Rickli
Meteotest
Fabrikstrasse 14
CH-3012 Bern

Esther Salvisberg
Niederriedstr. 3
CH-3210 Kerzers

Christoph Schmutz
Geographisches Institut der Universität Bern
Hallerstrasse 12
CH-3012 Bern