

**Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen  
Klimasystem und Anthroposphäre in neoklimatologischer Zeit**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften

Vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften/Geographie (11)  
der Johann Wolfgang Goethe — Universität  
in Frankfurt am Main

von  
Tim Staeger  
aus Stuttgart

Frankfurt (2003)

vom Fachbereich ..... der  
Johann Wolfgang Goethe — Universität als Dissertation angenommen.

Dekan : .....

Gutachter : .....

Datum der Disputation : .....

# Vorwort

*„In bunten Bildern wenig Klarheit,  
Viel Irrtum und ein Fünkchen Wahrheit,...“*

Aus Goethes „Faust“, Vers 171 und 172

Die Frage, ob die Menschheit durch verstärkte Emissionen von Treibhausgasen und die dadurch verursachte Veränderung der atmosphärischen Strahlungsbilanz das globale Klima beeinflusst, gilt heute als mit hoher Wahrscheinlichkeit mit „ja“ beantwortet [12]. Dies bezieht sich jedoch vornehmlich auf die globale Mitteltemperatur. Wie wahrscheinlich lässt sich jedoch diese Frage bei räumlicher Differenzierung und Regionalisierung noch mit „ja“ beantworten? Ist die anthropogene Klimabeeinflussung auch in anderen Klimaelementen außer der bodennahen Lufttemperatur sichtbar? Und wie wirken sich die Klimaänderungen wiederum auf unsere Lebensumwelt aus? Dies sind wichtige Fragen, die noch längst nicht hinreichend beantwortet sind, was jedoch aufgrund der hohen Komplexität des Klimasystems nicht verwundert.

Mit dieser Arbeit wurde versucht, einen Beitrag zur Beantwortung dieser offenen Fragen zu leisten. Sie liefert somit ein kleines Steinchen zu dem gigantischen Mosaik, vor dem die Klimatologie steht. Es bedarf wohl noch vieler solcher Mosaiksteine, um ein klareres Bild zu erhalten als es heute bereits vorliegt, und somit die richtigen Entscheidungen für die kommenden Generationen zu treffen, damit sie über die Schönheit unserer Erde und ihrer Biosphäre noch genauso staunen können wie wir.

Zum Entstehen dieser Arbeit haben mehrere Personen beigetragen. Ganz besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. C.-D. Schönwiese, der das Thema dieser Arbeit vorgeschlagen hat und mit seiner Fachkompetenz und langjährigen Erfahrung oft die Richtung wies und den Blick für die wesentlichen Aspekte schärfte.

Wesentliche Grundlagen der Vorgehensweise des klimatologischen Teils dieser Arbeit gehen auf Ideen meines früheren Kollegen in der Arbeitsgruppe „Meteorologische Umweltforschung / Klimatologie“ am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt, Herrn Dr. Jürgen Grieser zurück. In Zusammenarbeit mit ihm entstand auch ein Projektbericht für das Umweltbundesamt [19], aus dem der erste Teil dieser Dissertation hervorging.

Die gute Zusammenarbeit mit dem Umweltbundesamt, vor allem mit Frau Dipl.-Met. Karin Kartschall, im Rahmen des F+E-Vorhabens 297 41 132, trug ebenfalls zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Meinem früheren Kollegen in der Arbeitsgruppe, Herrn Dr. Andreas Walter verdanke ich viele anregende wissenschaftliche (und private) Gespräche, die oft zu interessanten Lösungswegen führten.

Schließlich danke ich von ganzem Herzen meiner Lebensgefährtin Frau Dipl.-Päd. Nora Hubmer. Sie hatte immer viel Verständnis in arbeitsintensiven und schwierigen Phasen während der Entstehung dieser Arbeit. Zudem opferte sie viel Zeit bei der Betreuung unseres heute zweijährigen Sohnes Lino und hielt mir damit den Rücken frei, was die Beendigung dieser Arbeit erst ermöglichte.

Frankfurt am Main, im Dezember 2002

*Tim Staeger*

# Zusammenfassung

Diese Arbeit besteht aus zwei Teilen. Im ersten Teil wurde der Einfluss der anthropogen verursachten Erhöhung der atmosphärischen Konzentration von Treibhausgasen auf beobachtete Klimaelemente für die letzten 100 bis 120 Jahre untersucht. Die bodennahe Lufttemperatur wurde in unterschiedlicher räumlicher Auflösung und Abdeckung analysiert: Globales und hemisphärische Mittel, 84 flächengleiche Gebietsmittel globaler Abdeckung und  $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitterpunkte für die europäische Region, für die außerdem der auf Meeressniveau reduzierte Luftdruck und der Niederschlag untersucht wurden.

Es wurde ein empirisch-statistischer Ansatz verwendet, der die Datenfelder zunächst in ihre räumlichen und zeitlichen Hauptstrukturen zerlegt (EOF-Zerlegung) und nachfolgend Regressionsbeziehungen zwischen den zeitlichen Hauptstrukturen (Zielgrößen) und den potenziellen Einflussgrößen mittels einer Selektionsstrategie (schrittweise Regression) findet, was zu einer Signaltrennung bezüglich der unterschiedlichen anthropogenen sowie natürlichen Einflüsse führt. Durch eine Abschätzung der Überzufälligkeit der Signal-Rausch-Verhältnisse wurden die Signifikanzen der einzelnen Signale berechnet.

Als anthropogene Einflussgrößen wurden neben der logarithmierten Treibhausgaskonzentration (GHG) noch die Konzentration von troposphärischem Sulfat (SUL) aus anthropogenen Quellen verwendet. Die natürlichen Einflussgrößen umfassen Schwankungen der Solarkonstanten (SOL), Strahlungsantrieb explosiver Vulkanausbrüche (VUL), den Southern Oscillation Index (SOI, als Maß für das El-Niño-Phänomen) und den Nord-Atlantik-Oszillations-Index (NAO).

In der globalen und den hemisphärischen Mitteltemperaturen dominiert das GHG-Signal. Es unterscheidet sich dabei hochsignifikant vom Zufall und von der natürlichen Variabilität und weist eine mittlere Signalamplitude von etwa 0,5 K auf. Das SUL-Signal ist hier, wie auch in den anderen Datensätzen, unplausibel, was an den fragwürdigen verwendeten Einfluss-Zeitreihen liegt, welche die zugrundeliegenden Prozesse nicht hinreichend erfassen. In den räumlich differenzierten Datensätzen ist der zufallsartige Anteil in den Zeitreihen generell höher als in den gemittelten, was die Signifikanzen der GHG-Signale herabsetzt. In Europa ist vor allem im Winter die NAO dominant, was dort zusätzlich den Nachweis des GHG-Signals erschwert. Im europäischen Luftdruck und Niederschlag werden zwar ebenfalls GHG-Signale gefunden, die jedoch aufgrund der hohen Rauschkomponente nur sehr schwach signifikant sind. Des Weiteren ist die Wirkung der anthropogenen Erhöhung der Treibhausgase auf diese Klimaelemente indirekter als bei der Temperatur, wodurch die

statistische Ähnlichkeitsbetrachtung hier eventuell auch natürlich verursachte Trendkomponenten irrtümlich als anthropogen selektiert.

Im zweiten Teil der Arbeit wurden Witterungseinflüsse auf Ernteerträge in der BRD (West) von 1950-1998 untersucht. Die Ertragsdaten der 21 untersuchten Fruchtarten sind mit ausgeprägten Trends behaftet, die wahrscheinlich zum weitaus überwiegenden Teil durch gewollte Ertragssteigerungen verursacht worden sind. Diese sog. Züchtungsvarianz wurde daher mittels eines Gaußschen Tiefpassfilters von der interannulären Variabilität getrennt, welche Umwelteinflüssen zugeordnet wird. Hierdurch können keine Wirkungen langfristiger Klimatrends auf die Erträge untersucht werden.

Als meteorologische Parameter wurden Bundeslandmittel der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlages in monatlicher Auflösung verwendet. Die quadrierten Klima-Zeitreihen sind ein Maß für extreme Anomalien. Durch Bildung von Produkten bzw. Quotienten aus Temperatur und Niederschlag erhält man Zeitreihen, welche die kombinierte Wirkung beider Klimaelemente beschreiben.

Die Witterungsabhängigkeiten der Erträge wurden durch Korrelation und Regression (schrittweise Regression) mit den meteorologischen Parametern quantifiziert. Hierbei zeigte sich unter anderem ein negativer Einfluss feucht-warmer April-Anomalien auf Getreideerträge. Des Weiteren konnten Ernteeinbrüche verschiedener Fruchtarten mit extrem trocken-heißen Witterungsperioden im Sommer in Verbindung gebracht werden. Korrelationen und Regressionskoeffizienten von quadratischen Einflussreihen sind fast ausschließlich negativ. Somit wirken sich vor allem extreme Anomalien der meteorologischen Parameter ertragsmindernd aus.

Mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation konnte die Überzufälligkeit der durch die meteorologischen Parameter erklärten Varianzen an den Erträgen qualitativ bewertet werden. In etwa 40% der untersuchten Beziehungen ist ein Witterungseinfluss deutlich sichtbar.

Des Weiteren ist eine Untersuchung der Veränderungen (Intensität und Häufung) extremer Witterungen, vor allem sommerlicher Hitzeperioden, nötig, um den Klima-Impakt auf deutsche Ernteerträge besser abzuschätzen. Auch ist die Frage noch offen, ob langfristige anthropogene Klimaänderungen, wie sie hier detektiert worden sind, mit Änderungen des Extremwertverhaltens verknüpft sind.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Vorwort</b>	<b>iii</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>I Signalanalyse globaler und regionaler Klimadatenfelder</b>	<b>5</b>
<b>2 Das Klimasystem</b>	<b>7</b>
2.1 Natürliche Klimafaktoren . . . . .	9
2.2 Anthropogene Klimafaktoren . . . . .	11
2.3 Strahlungsantrieb . . . . .	12
<b>3 Datengrundlage</b>	<b>15</b>
3.1 Einflussgrößen . . . . .	15
3.2 Zielgrößen . . . . .	21
<b>4 Methodik</b>	<b>25</b>
4.1 Schrittweise Regression . . . . .	26
4.2 Hauptkomponentenanalyse . . . . .	30
4.3 Signifikanz der Signale . . . . .	33
<b>5 Ergebnisse und Interpretation</b>	<b>37</b>
5.1 Globale und hemisphärische Temperaturmittel . . . . .	37
5.2 Globale Temperatur - Gebietsmittel . . . . .	46
5.3 Temperatur Europa . . . . .	59
5.4 Luftdruck Europa . . . . .	69
5.5 Niederschlag Europa . . . . .	75

---

5.6	Temperatur Deutschland . . . . .	84
<b>6</b>	<b>Synopsis I</b>	<b>89</b>
<b>II</b>	<b>Witterungseinflüsse auf deutsche Ernteerträge</b>	<b>93</b>
<b>7</b>	<b>Einführung</b>	<b>95</b>
7.1	Klimaimpakt . . . . .	95
7.2	Agrarmeteorologische Grundlagen . . . . .	97
<b>8</b>	<b>Datengrundlage und -vorbehandlung</b>	<b>101</b>
8.1	Erträge . . . . .	101
8.2	Klimadaten . . . . .	102
8.3	Vorbehandlung der Ertragsreihen . . . . .	103
<b>9</b>	<b>Ergebnisse und Interpretation</b>	<b>107</b>
9.1	Sensitivitätsbetrachtung . . . . .	108
9.2	Korrelationen zwischen Ertragsreihen . . . . .	111
9.3	Korrelationen zwischen Ertrags- und Klimazeitreihen . . . . .	114
9.4	Regressionsmodell . . . . .	127
<b>10</b>	<b>Synopsis II</b>	<b>139</b>
<b>11</b>	<b>Wertung und Ausblick</b>	<b>141</b>
<b>A</b>	<b>Tabellen der Korrelationen zwischen Erträgen und Klimazeitreihen</b>	<b>143</b>
<b>B</b>	<b>Durch Klimazeitreihen erklärte Varianzen an Erträgen</b>	<b>151</b>
<b>C</b>	<b>Häufigkeiten selektierter Regressoren unterschiedlicher Feldfrüchte</b>	<b>155</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>165</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Die Erde ist mit ihrer Biosphäre ein einzigartiger Planet in unserem Sonnensystem. Im Laufe von Jahrmilliarden haben sich hier klimatische Bedingungen eingestellt, welche die Entstehung und Entwicklung des Lebens in idealer Weise ermöglichten - ja das Leben selbst hat einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf diese Bedingungen [31], steht also in Wechselwirkung mit den anderen Subsystemen des Klimasystems<sup>1</sup>, insbesondere mit der Atmosphäre und der Pedosphäre (Böden) als Teil der Geosphäre. So ist z.B. der hohe Anteil an molekularem Sauerstoff ( $O_2$ ) von etwa 20,95 Volumen-% [46] in der heutigen Atmosphäre auf photochemische Produktion im Rahmen pflanzlicher Photosynthese zurückzuführen.

Ein weiteres untrennbar mit terrestrischem Leben verknüpft Element ist der Kohlenstoff, der in der Atmosphäre in Form von Kohlendioxid ( $CO_2$ ) gebunden ist. Dieser atmosphärische Kohlenstoffspeicher steht im Austausch mit Speichern der Land-Biosphäre, den Böden und den Ozeanen, sodass man auch vom Kohlenstoffkreislauf spricht (s. z.B. [42]). Kohlendioxid ist ein klimawirksames Treibhausgas, das den Strahlungshaushalt der Atmosphäre im langwelligen Bereich ( $\lambda \approx 2 - 20 \mu m$ ) der terrestrischen Ausstrahlung beeinflusst (s. z.B. [46]).

Hier kommt nun die Menschheit ins Spiel, die in diesem Kontext auch als Anthroposphäre bezeichnet werden kann. Denn durch menschliche Aktivitäten, vornehmlich die Nutzung fossiler Energieträger, hat sich die atmosphärische  $CO_2$ -Konzentration von dem vorindustriellen Wert von etwa 280 *ppm* auf derzeit 371 *ppm* (Jahresmittelwert Mauna Loa 2001, [11]) erhöht. Dies ist der höchste Wert seit mindestens 420 000 Jahren, wahrscheinlich sogar seit 20 Millionen Jahren [12]. Neben  $CO_2$  werden von der Anthroposphäre weitere klimawirksame Treibhausgase emittiert. Die nächst wichtigsten sind Methan ( $CH_4$ ), troposphärisches Ozon ( $O_3$ )<sup>2</sup>, halogenierte Kohlenwasserstoffe (*FCKWs*) und Lachgas ( $N_2O$ ) [12].

---

<sup>1</sup>Das Klimasystem kann in folgende Subsysteme unterteilt werden: Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Geosphäre und Biosphäre [46], vgl. Kap. 2.

<sup>2</sup>Troposphärisches Ozon wird nicht emittiert sondern wird etwa zur einen Hälfte durch chemische Reaktionen gebildet und stammt zur anderen Hälfte aus der Stratosphäre [42].

Alle diese Treibhausgase haben einen positiven Strahlungsantrieb<sup>3</sup>, was zu einer Erhöhung der troposphärischen Lufttemperatur führen sollte. Im Gegensatz hierzu existieren auch anthropogene Spurenstoffe mit negativem Strahlungsantrieb<sup>4</sup>, vornehmlich troposphärisches Sulfataerosol, was konsequenterweise eine Abkühlung der Troposphäre nach sich ziehen sollte (s. z.B. [42]).

Neben diesen anthropogenen Einflussfaktoren auf das Klimasystem existieren auch eine Vielzahl natürlicher Einflüsse. Die für die hier interessierende Zeitskala von Jahrzehnten bis Jahrhunderten wichtigsten sind Schwankungen der solaren Bestrahlungsstärke [49] und explosive Vulkanausbrüche, in deren Folge eine globale Abkühlung von einigen Zehntel Kelvin in der unteren Troposphäre zu beobachten ist, die jedoch nach wenigen Jahren wieder abklingt [10]. Weiterhin gibt es interne, d.h. sich innerhalb des Klimasystems abspielende Prozesse, die zu regionalen und globalen Variationen der Klimaelemente beitragen. Ein Musterbeispiel hierfür ist das ENSO-Phänomen (**El Niño - Southern Oscillation**), dass durch quasiperiodische, alle etwa drei bis sieben Jahre auftretende Warmwasser-Anomalien im zentralen und östlichen tropischen Pazifik charakterisiert ist, und in dessen Folge auch weiträumige Anomalien der atmosphärischen Zirkulation vor allem in den Tropen beobachtet werden [5].

Im ersten Teil dieser Arbeit wird nun versucht, die verschiedenen natürlichen und anthropogenen Einflüsse in beobachteten Klimaelementen der letzten etwa 100 Jahre auf unterschiedlichen räumlichen Skalen (global, Europa, Deutschland) mit Hilfe rein empirisch - statistischer Methodik zu identifizieren und zu quantifizieren. Hierdurch kann man sich Antworten auf folgende Fragen annähern: In welchen Klimaelementen findet man wo, wie stark und seit wann den anthropogenen Einfluss, und hat dieser bereits signifikant zu einer Klimaänderung<sup>5</sup> geführt?

Nun steht jedoch auch die Anthroposphäre mit dem Klimasystem in Wechselwirkung, d.h. der Mensch ist nicht nur Verursacher von Klimaänderungen, sondern im Gegenzug auch den Wirkungen dieser Änderungen in großem Maße ausgesetzt. Dieser sog. Impakt berührt in mehr oder weniger starker Ausprägung alle Bereiche des privaten, gesellschaftlichen und nicht zuletzt des wirtschaftlichen Lebens [1]. Auswirkungen des Klimawandels auf agrarwirtschaftliche Erträge gehören zu den wichtigsten und zugleich auch der Analyse zugänglichsten Problemkreisen der sog. Impaktforschung [59].

Die im zweiten Teil dieser Arbeit untersuchten Ertragsreihen sind Bundeslandmittel der BRD (West) ab 1950, die Informationen unterschiedlichster Standorte in sich vereinen, und nicht, was wünschenswert wäre, von jeweils einem ausgewähltem Standort stammen, dessen spezielle Randbedingungen wie z.B. lokale Niederschlagsgegebenheiten o.ä. bekannt sind. Weiterhin besteht aufgrund des vorhandenen Datenmaterials das grundsätzliche Problem, die sog. Züchtungsvarianz in den Ertragsreihen, die durch Anwendung agrarwirtschaft-

---

<sup>3</sup>Veränderte Strahlungsbilanz der Troposphäre, vgl. Kap. 2.3

<sup>4</sup>Beispielsweise durch Abschwächung der kurzwelligen solaren Einstrahlung infolge von Reflexion bzw. Streuung in diesem Wellenlängenbereich.

<sup>5</sup>Diese Formulierung impliziert eine statistische Fragestellung, bzw. Test, der in Kap. 4 diskutiert wird.

---

licher Technologien wie Saatgutveredelung, Schädlingsbekämpfung oder Rationalisierungsmaßnahmen innerhalb landwirtschaftlicher Betriebe zu gewollten und nicht unerheblichen Ertragssteigerungen geführt hat [15], von der sog. Umweltvarianz, die neben meteorologischen Einflüssen z.B. auch Schädlingsbefall beinhaltet, zu separieren.

Gelingt dies, so lassen sich die von Züchtungsvarianz hinreichend bereinigten Ertragsreihen analog der im ersten Teil dieser Arbeit angewendeten Vorgehensweise in einem statistischen Modellansatz mit geeigneten meteorologischen Einflussgrößen mittels Regression in Verbindung bringen. Da jedoch die analysierten Ertragsreihen von dem durch Züchtungsvarianz hervorgerufenen, ausgeprägten Trend bereinigt werden sollten (s. Kap. 8.3), lassen sich lediglich witterungsbedingte Abhängigkeiten aufdecken.

Durch die im ersten Teil gewonnenen Erkenntnisse bezüglich anthropogener Klimabeeinflussung können zumindest begrenzte, qualitative Aussagen darüber abgeleitet werden, wie sich der Klimawandel auf Erträge der wichtigsten Feldfrüchte in Deutschland auswirken könnte. Hierbei zeigt sich, dass die starke regionale Betrachtung im Rahmen der Ertragsentwicklungen ein Hindernis in Bezug auf den Nachweis anthropogener Klimabeeinflussung auf dieser räumlichen Skala darstellt. Eine Skizzierung und Bewertung dieser Problematik schließt den Kreis der hier durchgeführten Analysen der Wechselbeziehungen zwischen der Anthroposphäre und dem Klimasystem ab.

Selbstverständlich ist die hier dargelegte Betrachtung lediglich der Versuch einer groben und genäherten Abbildung eines kleinen und speziellen Aspektes des ungemein vielfältigen und komplexen Klimasystems und seiner Wechselbeziehungen. Da wir Menschen jedoch auf „Gedeih und Verderb“ mit der Entwicklung des Klimas und seinem Impact verbunden sind, ist jeder diesbezügliche Erkenntnisgewinn wichtig. Nach den jüngsten Projektionen des IPCC (**I**ntergovernmental **P**anel on **C**limate **C**hange) wird die Weltmitteltemperatur bis zum Jahr 2100 um 1,4 bis 5,8 Kelvin höher liegen als heute [12]. In den letzten 100 Jahren ist bereits eine Erwärmung von 0,6 ( $\pm 0,2$ ) Kelvin eingetreten, jedoch in sehr unterschiedlicher regional-jahreszeitlicher Struktur [12]. Diese Strukturen sind wichtig, wenn die Folgen, beispielsweise der Rückgang der Alpengletscher (Volumenverlust in dieser Zeit ca. 50% [13]) oder die Verlängerung der Vegetationszeit in Europa (um etwa 10 Tage in der Zeit 1969-1998, bzw. ca. 3,6 Jahre pro Dekade innerhalb der letzten 50 Jahre [9, 57]) betrachtet werden. Gerade diese Auswirkungen der bisher beobachteten bzw. in Zukunft mögliche Klimaänderungen unterstreichen, welche bedeutende Rolle der Problemkreis anthropogener Klimawandel in den kommenden Jahren bis Jahrhunderten spielen wird.



# **Teil I**

## **Signalanalyse globaler und regionaler Klimadatenfelder**



# Kapitel 2

## Das Klimasystem

Wie bereits in der Einleitung (s. Kap. 1) erwähnt, wird das Klimasystem in folgende Subsysteme unterteilt: Atmosphäre, Hydrosphäre (Ozeane und Süßwasser der Kontinente), Kryosphäre (Land- und Meereis), Geosphäre (Böden und Gesteine) und Biosphäre. Alle diese Subsysteme stehen auf unterschiedlichsten Zeitskalen in Wechselwirkung miteinander, was eine Vielzahl von positiven und negativen Rückkopplungsmechanismen hervorruft. Ein bekanntes Beispiel einer positiven (verstärkenden) ist die sog. Eis-Albedo Rückkopplung: Durch eine Ausbreitung der geschlossenen Schneedecke, z.B. im Winter in hohen geographischen Breiten, wird die Albedo (Reflexionsvermögen) durch die helle Oberfläche erhöht, was zu einer Abkühlung in Bodennähe und hierdurch zu einer weiteren Ausbreitung der Schneedecke und somit zu einer weiteren Erhöhung der Albedo führt. Umgekehrt existieren auch eine Vielzahl von negativen (dämpfenden) Rückkopplungen. So erniedrigt sich beispielsweise bei zunehmender Vereisung der Landoberfläche (z.B. infolge einer Eiszeit) der Wasserdampfanteil in der Atmosphäre, was zu vermindertem Schneefall und verringerter Vereisung führt. Diese dämpfenden Mechanismen sind sehr wichtig, da sie verhindern, dass sich der Zustand des Systems durch eine positive Rückkopplung immer weiter in eine Richtung verändert („Run-Away-Effekt“, [46]). Dies sind zwei sehr einfache und gut verstandene Beispiele von Rückkopplungsmechanismen. In der Realität existiert jedoch eine unüberschaubar große Anzahl solcher Wechselwirkungen, die mit zu der hohen Komplexität des Klimasystems beitragen.

Um dieses System zu erforschen, werden verschiedene Wege beschritten. Durch die moderne Technologie der Datenverarbeitung ist es möglich geworden, aufwendige Computer-gestützte numerische Modelle zu entwickeln, welche die physikalischen Prozesse nachbilden. Um jedoch zu einer hinreichenden Abbildung des Klimasystems zu gelangen, ist es notwendig die bekannten Gleichungen an möglichst vielen Raumpunkten zu lösen. Dies erfordert einen immensen Rechenaufwand, der aus pragmatischen Gründen selbst bei lediglich gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen nicht über einige Monate Rechenzeit hinausgehen kann. Zudem ist es notwendig, wegen der begrenzten räumlichen Auflösung solcher Modelle, subskalige Prozesse zu parametrisieren [54]. Bekanntlich führt dies bei der Simulation von Bewölkung, insbesondere konvektiver Art, zu großen Problemen und

Unsicherheiten.

Des Weiteren sind längst nicht alle Mechanismen innerhalb des Klimasystems verstanden. Man bedient sich somit auch notgedrungen empirischer Erkenntnisse, die wiederum zu einer möglichst realitätsnahen Abschätzung führen sollen. So ist z.B. die Wechselwirkung zwischen der Biosphäre und den anderen Subsystemen in weiten Teilen nur unzureichend verstanden, ihre Berücksichtigung jedoch für eine befriedigende Beschreibung der Entwicklung des Systems notwendig.

Eine alternative bzw. ergänzende Möglichkeit, Informationen über das Klimasystem zu erhalten, ist die statistische Analyse beobachteter bzw. gemessener klimarelevanter Daten wie z.B. der bodennahen Lufttemperatur, des Luftdruckes oder des Niederschlages, um die wichtigsten zu nennen. Dieser in der vorliegenden Arbeit beschrittene Weg hat den prinzipiellen Nachteil, dass keine physikalisch-klimatologischen Informationen a priori in den statistischen Modellen enthalten sind. Es ist somit eine Interpretation der erhaltenen Ergebnisse in Hinblick auf klimatologische Grundvorstellungen notwendig. Dagegen erweist es sich als Vorteil, dass real gemessene Daten analysiert werden, in denen potenziell alle verfügbaren Informationen über vergangene Klimaschwankungen enthalten sind. Es ist nun eine Frage der Analysetechnik, die wichtigen und signifikanten Informationen aus diesen Daten zu extrahieren. Statistische Modelle erfordern zudem einen bei weitem geringeren Rechenaufwand als physikalische Klimamodelle. Dies erlaubt eine kostengünstige Vorgehensweise, die in relativ kurzer Zeit zum Ziel gelangt.

Selbstverständlich ist keine dieser Vorgehensweisen der anderen vorzuziehen, vielmehr ergänzen sie sich gegenseitig, da beiden das gleiche Ziel zugrundeliegt: Die Erforschung des Klimasystems zur Diagnose vergangener Klimaschwankungen und in einem nächsten Schritt zur Prognose künftiger Entwicklungen, was im Hinblick auf anthropogene Klima-beeinflussung von besonderem Interesse ist.

Zur Identifizierung anthropogener Anteile in gemessenen Klimadaten ist es notwendig, diese von natürlichen Klimaschwankungen zu separieren. Die Ursachen für Klimaschwankungen hängen stark von der betrachteten Zeitskala ab. So sind beispielsweise für das Kommen und Gehen der Eiszeiten im Laufe von Jahrzehnt- bis Jahrhunderttausenden primär die sog. Orbitalparameter verantwortlich [46], welche die Schwankungen der mittleren Erdbahn um die Sonne in diesen Zeitskalen beschreiben. Der Einfluss dieser Orbitalparameter auf die Temperaturentwicklung in neoklimatologischer Zeit<sup>1</sup> ist jedoch verschwindend gering. Es ist somit kein Widerspruch, dass sich die nächste Eiszeit wahrscheinlich in etwa 60 000 Jahren einstellen wird, die globale Mitteltemperatur sich aber um etwa 1,4 K bis 5,8 K bis zum Jahr 2100 aufgrund anthropogener Einflüsse erhöhen wird [12].

Im Folgenden werden nun die für die neoklimatologische Periode relevanten natürlichen sowie anthropogenen Einflüsse kurz charakterisiert. Die diese Einflüsse beschreibenden Zeitreihen werden in Kap. 3 vorgestellt.

---

<sup>1</sup>Die neoklimatologische Periode beginnt mit regelmäßigen Messungen klimarelevanter Parameter an hinreichend vielen Orten, was global ab etwa 1860 der Fall ist.

## 2.1 Natürliche Klimafaktoren

### Schwankungen der Solarkonstanten

Hinsichtlich des Klimasystems wird zwischen externen Einflüssen und internen Wechselwirkungen unterschieden. Abgesehen von Tages- und Jahresgang sowie den oben genannten Orbitalparametern besteht der wichtigste externe Einfluss in Schwankungen der sog. Solarkonstanten. Sie ist definiert als die solare Strahlungsflussdichte bezogen auf eine senkrecht zur Strahlungsrichtung stehenden Einheitsfläche am Oberrand der Atmosphäre, und schwankt entgegen ihres irreführenden Namens auf der Zeitskala von Jahrhunderten im Promillebereich um einen Mittelwert von etwa  $1369 \frac{W}{m^2}$  [49]. Die dominanteste Zeitstruktur dieser Schwankungen wird von dem sog. quasi-elfjährigen Sonnenfleckenzyklus hervorgerufen, dessen Länge zwischen 9 und 14 Jahren variiert [49]. Mit einem Maximum dieser dunklen und somit relativ zur Umgebung kälteren Sonnenflecken geht auch ein Maximum schwer zu beobachtender, heißerer Zonen, den sog. Flares einher, was insgesamt zu einer Erhöhung der Solarkonstanten während dieser Phasen führt [54]. Es existieren jedoch auch noch andere Variationskomponenten, die mit entsprechenden bekannten Zyklen in Verbindung gebracht werden können [49], sodass der solare Einfluss eine komplizierte Zeitstruktur aufweist.

### Explosiver Vulkanismus

Ein weiterer externer, jedoch terrestrischer, natürlicher Einfluss ist der explosive Vulkanismus. Die Klimawirksamkeit eines Vulkanausbruchs ist abhängig von der chemischen Zusammensetzung und der atmosphärischen Verweilzeit des Auswurfs [45]. Gelangt dieser in die Stratosphäre, steigt seine Verweilzeit wegen der dort vorherrschenden stabilen Schichtung und der fehlenden nassen Deposition infolge geringer Luftfeuchtigkeit drastisch an. Aus Schwefeldioxid, einem Bestandteil des vulkanogenen Aerosols, bildet sich in der Stratosphäre als Produkt von chemischen Reaktionen Sulfat ( $SO_4^{2-}$ ). Aufgrund der stratosphärischen Zirkulationseigenschaften breitet sich dieses Sulfataerosol in den ersten Wochen nach einem Vulkanausbruch zunächst in einem zonalen Band rund um den Globus aus. Die polwärts gerichtete, meridionale Ausbreitung erfolgt im Zeitraum von Monaten und ist großen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Somit breiten sich stratosphärische Aerosole extratropischer Vulkanausbrüche hemisphärisch, tropischer jedoch global aus. Je größer die erreichte Maximalhöhe des Aerosols ist, umso länger ist dessen Verweilzeit, wobei maximal ein bis vier Jahre erreicht werden [45].

Das zusätzliche stratosphärische Sulfataerosol beeinflusst die Strahlungsbilanz der Atmosphäre im Spektralbereich der solaren Einstrahlung durch verstärkte Extinktion (Absorption und Streuung), was zu einer Erwärmung der Stratosphäre, und zu einer lokalen Abkühlung der Troposphäre von bis zu einigen Kelvin führt [10]. Diese troposphärische Abkühlung setzt mit einer Zeitverzögerung von etwa drei bis sechs Monaten nach einem

Ausbruch ein und klingt nach ein bis vier Jahren, entsprechend der Verweilzeit des Aerosols wieder ab [33].

## El Niño - Southern Oscillation

Dieses abgekürzt auch als ENSO bezeichnete Phänomen ist ein interner, also innerhalb des Klimasystems wirkender Vorgang. Es ist charakterisiert durch quasiperiodische, etwa alle drei bis sieben Jahre auftretende Warmwasseranomalien der oberen Mischungsschicht des tropischen Ost- und Zentralpazifiks [2]. Diese ozeanischen Störungen sind eng verknüpft mit atmosphärischen Zirkulationsanomalien der tropischen Walkerzirkulation. Durch erhöhte Verdunstung über den erwärmten Wasserflächen kommt es zu konvektiven Luftströmungen, und damit zu verstärkten Niederschlägen in diesen Regionen. Im Gegenzug werden im äquatorialen Westpazifik negative Niederschlagsanomalien beobachtet, da dort durch die modifizierte Walkerzirkulation absinkende Luftströmungen vorherrschen [43]. Des Weiteren werden auch großflächige, bis in außertropische Regionen reichende Anomalien des bodennahen Lufttemperaturfeldes während ENSO beobachtet [20].

Diese atmosphärischen Zirkulationsanomalien wirken sich durch veränderten Windschub wiederum auf die ozeanische Zirkulation aus - ein Beispiel einer komplexen und weiträumig auftretenden Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean [53].

## Nord-Atlantik-Oszillation

Die Nord-Atlantik-Oszillation oder kurz NAO ist wie ENSO ein Beispiel für interne Klimavariabilität. Sie wird durch den Druckunterschied zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch charakterisiert, welcher, wie der Name schon suggeriert, Schwankungen unterworfen ist und vor allem im Winter einen großen Einfluss auf das Wettergeschehen in West- und Mitteleuropa hat [60].

Ein Maß für die NAO ist der sog. NAO-Index. Er beschreibt die Luftdruckdifferenz zwischen zwei geeigneten Stationen auf Island und auf den Azoren<sup>2</sup>. Ist diese Differenz groß, so ist die Luftströmung über Europa zonal geprägt, was insbesondere im Winter mit Advektion feucht-milder Luftmassen vom atlantischen Raum einhergeht. Dies führt vor allem in Nordeuropa zu positiven Temperatur- und Niederschlagsanomalien. Im Gegensatz hierzu ist ein niedriger, bzw. negativer NAO-Index mit einer meridionalen und dadurch oft blockierten Zirkulationsstruktur verbunden, was entgegengesetzte Anomalien zur Folge hat [60].

Andere Vorgänge, wie beispielsweise die quasi-zweijährige Oszillation (QBO) der tropischen Stratosphäre, die auch auf die Troposphäre Einfluss nimmt, können hier nicht berücksichtigt werden, weil dafür keine genügend langen Zeitreihen vorliegen.

---

<sup>2</sup>In einer alternativen Version des NAO-Index (s.a. Kap. 3) wird eine Station auf Gibraltar anstelle der auf den Azoren verwendet.

## 2.2 Anthropogene Klimafaktoren

### Treibhausgase

Beim sog. Treibhauseffekt muß man zwischen dem natürlichen und dem zusätzlichen (anthropogenen) Anteil unterscheiden; denn bereits ohne menschliche Einflussnahmen erhöht der natürliche Treibhauseffekt die bodennahe Weltmitteltemperatur von ca.  $-18^{\circ}\text{C}$  auf  $+15^{\circ}\text{C}$  [46]. Hervorgerufen wird dies durch Absorption und Reemission langwelliger, terrestrischer Wärmestrahlung in der Atmosphäre, vornehmlich aufgrund der Konzentration von Wasserdampf, welcher somit das wichtigste Treibhausgas ist.

Durch anthropogene Treibhausgas-Emissionen, hauptsächlich infolge der Nutzung fossiler Energieträger und Landnutzung bzw. Waldrodung, verstärkt sich dieser Effekt. Die wichtigsten anthropogenen Treibhausgase (bezüglich ihres Strahlungsantriebes, s. Kap. 2.3) sind  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{FCKWs}$  und  $\text{N}_2\text{O}$  [39]. Den Anteil, den jede einzelne Komponente zum Treibhauseffekt beiträgt, wird durch die Emissionsmenge, die mittlere Verweilzeit und das sog. Treibhauspotenzial (engl.: Global Warming Potential) bestimmt. Hierunter versteht man die Effektivität des betrachteten Spurengases, Energieumwandlungen<sup>3</sup> durch Strahlungsprozesse zu bewirken, wobei ein Zeithorizont von üblicherweise etwa 100 Jahren berücksichtigt wird [46]. Hierbei wird das relative molekulare Treibhauspotential von  $\text{CO}_2$ , dessen anthropogene Emissionsrate derzeit etwa  $29\frac{\text{Gt}}{\text{a}}$  beträgt, gleich eins gesetzt (*rel. mol. THP<sub>CO<sub>2</sub></sub>*  $\equiv 1$ ). Andere Treibhausgase, deren Emissionsrate deutlich geringer ist, haben mitunter ein vielfach höheres Treibhauspotenzial (z.B. *rel. mol. THP<sub>SF<sub>6</sub></sub>*  $\approx 22200$ ). Mit Hilfe des Treibhauspotenzials und weiterer Charakteristika, wie Konzentration und atmosphärische Verweilzeit lassen sich die Effekte anderer Treibhausgase in sog.  $\text{CO}_2$ -Äquivalente umrechnen, d.h. man bestimmt, welche  $\text{CO}_2$ -Konzentration den gleichen Beitrag zum Treibhauseffekt hätte wie die betrachtete Menge des vorliegenden Gases. Somit kann man die Klimawirksamkeit aller Treibhausgase in einer Größe zusammenfassen, der sog.  $\text{CO}_2$ -Äquivalentkonzentration (s. Kap. 3) [46].

In Abb. 2.1 ist das Jahresmittel der  $\text{CO}_2$ -Äquivalentkonzentration von 1700 bis 1998 in [ppm] aufgetragen<sup>4</sup>. Man erkennt deutlich den starken Anstieg von vorindustriellen Werten von rund 280 ppm auf 430 ppm im Jahre 1998, während die  $\text{CO}_2$ -Konzentration allein 1998 rund 367 ppm betragen hat [11].

### Troposphärisches Sulfat

In der Troposphäre befinden sich eine Vielzahl flüssiger und fester Substanzen, neben den Hydrometeoren auch sog. Aerosol. Das in seiner Klimawirksamkeit wichtigste Aerosol ist

<sup>3</sup>Umwandlung langwelliger, terrestrischer Strahlung in thermische Energie.

<sup>4</sup>Strenggenommen ist die Einheit [ppm] bei dieser Verwendung nicht korrekt, da es sich bei der  $\text{CO}_2$ -Äquivalentkonzentration nicht um ein reales Mischungsverhältnis sondern um eine fiktive Konzentration handelt.

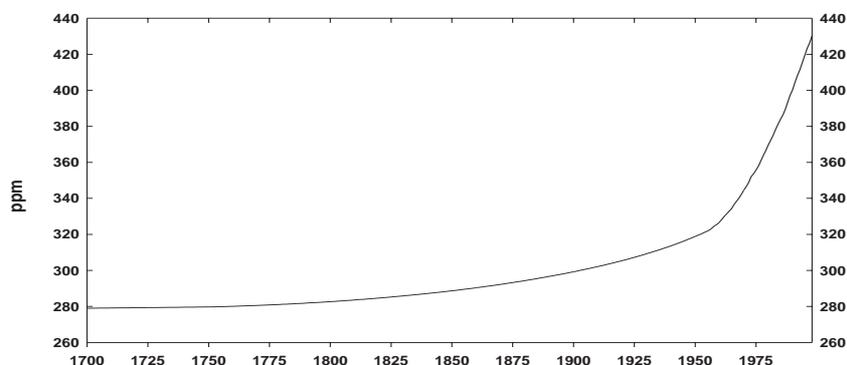


Abbildung 2.1: Jahresmittel der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Äquivalentkonzentration 1700 bis 1998 in [ppm] (engl. **p**arts **p**er **m**illion, pro 10<sup>6</sup> Teilchen. Ab 1989 IPCC Szenario A: Business as usual [23]).

das Sulfat ( $SO_4^{2-}$ ), das natürliche (vgl. Kap. 2.1) und anthropogene Quellen besitzt. Die natürlichen Quellen entstehen durch Ausgasung aus Ozeanen, Böden und Pflanzen und durch vulkanischen Eintrag. Hierzu kommen seit Beginn der Industrialisierung (etwa seit Mitte des 19. Jahrhunderts) anthropogene Quellen durch Verbrennung fossiler, schwefelhaltiger Brennstoffe und durch Biomassenverbrennung. Die Größenordnung der Emissionen liegt bei ca.  $10^2 \frac{MTS}{a}$ , wobei sich natürliche und anthropogene Quellstärken in etwa die Waage halten [58]. Die mittlere troposphärische Verweilzeit des Sulfataerosols liegt bei mehreren Wochen, sodass seine Konzentrationsverteilung starken raum-zeitlichen Schwankungen unterliegt. Dadurch kann der anthropogene Anteil den natürlichen in stark industrialisierten Regionen wie Europa, Nord-Amerika oder Süd-Ost-Asien zeitweise bis um den Faktor 15 übersteigen [58].

Das Sulfataerosol modifiziert die atmosphärische Strahlungsbilanz auf zwei prinzipiell unterschiedliche Arten. Der sog. direkte Effekt ist Streuung solarer Strahlung, was die Albedo der Troposphäre erhöht und dort folglich zu einer Abkühlung führt. Beim indirekten Effekt fungiert das Sulfataerosol als Kondensationskern, was die Wolkenbildung und damit wiederum (indirekt) die Strahlungsbilanz beeinflusst. Diese Zusammenhänge sind sehr komplex und bis dato nur unzureichend erforscht. Der Strahlungsantrieb des indirekten Effektes ist höchstwahrscheinlich negativ, was also eine Abkühlung zur Folge hat, dessen Magnitude ist jedoch unbekannt [39].

## 2.3 Strahlungsantrieb

Um nun die Klimawirksamkeit der oben vorgestellten Klimafaktoren bewerten zu können, hat sich das Konzept des sog. Strahlungsantriebes<sup>5</sup> bewährt. Hierunter versteht man die

<sup>5</sup>engl.: radiative forcing

Tabelle 2.1: Globales Jahresmittel des Strahlungsantriebes in  $\frac{W}{m^2}$  1750 bis heute (nach [39]). In Klammern steht die Unsicherheit der Schätzung (2X bedeutet um den Faktor 2 unsicher).

Einfluss	Strahlungsantrieb	wiss. Verständnis
gut gemischte Treibhausgase		
$CO_2$	+ 1,46	hoch
$CH_4$	+ 0,48	hoch
$FCKW's$	+ 0,34	hoch
$N_2O$	+ 0,15	hoch
Summe	+ 2,43 (10%)	hoch
troposphärisches $O_3$	+ 0,35 (43%)	mittel
stratosphärisches $O_3$	- 0,15 (67%)	mittel
Sulfat (direkter Effekt)	- 0,4 (2X)	niedrig
Ruß	+ 0,2 (2X)	sehr niedrig
organischer Kohlenstoff	- 0,1 (2X)	sehr niedrig
Verbrennung v. Biomasse	- 0,2 (3X)	sehr niedrig
Mineralstaub	- 0,6 bis + 0,4	sehr niedrig
Aerosol indirekter Effekt	0 bis - 2,0	sehr niedrig
Landnutzung	- 0,2 (100%)	sehr niedrig
Solar	+ 0,3 (67%)	sehr niedrig

Modifikation des atmosphärischen Strahlungshaushaltes der Troposphäre, insbesondere seine Änderung an der Tropopause in  $\frac{W}{m^2}$  durch den betrachteten Klimafaktor. Die internen Klimafaktoren wie z.B. ENSO oder die NAO leisten hierzu keinen Beitrag, da sie lediglich interne Variabilität des Klimasystems verursachen, jedoch nicht die Strahlungsbilanz modifizieren.

In Tab. 2.1 sind Abschätzungen für Strahlungsantriebe verschiedener Antriebe aufgelistet. Am stärksten ist dieser Strahlungsantrieb für die gut gemischten Treibhausgase  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $FCKW's$  und  $N_2O$ , dessen Summe etwa  $+2,43 \frac{W}{m^2}$  beträgt. Den mit Abstand grössten Anteil liefert das  $CO_2$  mit etwa  $+1,46 \frac{W}{m^2}$ . Zudem ist das wissenschaftliche Verständnis der mit diesen Gasen verbundenen Prozesse hoch (s. dritte Spalte in Tab. 2.1), was die Abschätzungen robust macht. Alle weiteren in Tab. 2.1 aufgelisteten Strahlungsantriebe sind unsicherer, deren zugrundeliegenden Prozesse weniger gut verstanden und deren Magnitude deutlich geringer, bis auf den indirekten Aerosol-Effekt, dessen Strahlungsantrieb nur sehr grob abgeschätzt werden kann und unter Umständen bis zu  $-2 \frac{W}{m^2}$  beträgt [39]. Bei mineralischen Stäuben ist nicht einmal das Vorzeichen des Antriebes bekannt [39].

Eine wichtige Fragestellung im Zusammenhang mit anthropogener Klimabeeinflussung ist die Rolle der solaren Schwankungen. Aus Tab. 2.1 ist zu entnehmen (unterste Zeile), dass der solare Strahlungsantrieb deutlich geringer, aber auch unsicherer ist als der auf Treibhausgase zurückzuführende, was bereits ein erster Hinweis auf die untergeordnete Rolle der

solaren Schwankungen gegenüber dem anthropogenen Treibhauseffekt in neoklimatologischer Zeit ist.

Da der Einfluss vulkanogenen Aerosols lediglich einen kurzzeitigen (wenige Jahre) Einfluss auf die atmosphärische Strahlungsbilanz hat, macht es keinen Sinn ihn in Tab. 2.1 mitaufzunehmen, in der Jahresmittel von Antrieben für einen Zeitraum von etwa 250 Jahren dargestellt sind. Jedoch kann der vulkanische Einfluss, der zur Erklärung kurzzeitiger Temperaturschwankungen wichtig ist, lokal und nur für wenige Monate einen Strahlungsantrieb von bis zu etwa  $-4$  bis  $-5 \frac{W}{m^2}$  aufweisen [46].

# Kapitel 3

## Datengrundlage

In diesem Kapitel werden die verwendeten Daten vorgestellt. Zunächst werden die die Einflussgrößen beschreibenden Zeitreihen charakterisiert, anschließend werden die Klimadaten aufgelistet, die in die Analysen als Zielgrößen eingehen.

### 3.1 Einflussgrößen

#### Solarer Einfluß

Auf der Basis des quasi-elfjährigen Sonnenfleckenzyklus, Satellitenmessungen sowie Vergleichsstudien der Abhängigkeiten von Zykluslängen und Strahlungsintensitäten auf sonnenähnlichen Sternen hat J. Lean [30] eine Zeitreihe der Solarkonstanten ab 1500 rekonstruiert.

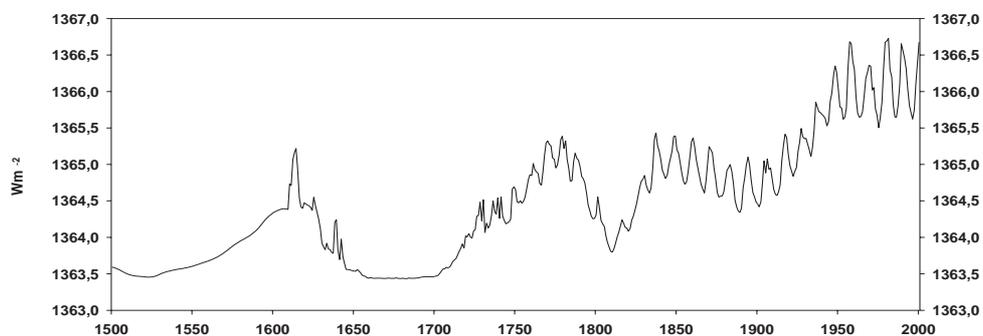


Abbildung 3.1: Jahresmittel der Schwankungen der Solarkonstante nach Lean et al. in  $\frac{W}{m^2}$ , 1500 bis 2001.

In Abb. 3.1 ist diese Zeitreihe dargestellt. Man erkennt zum einen den quasi-elfjährigen Zyklus, und zum anderen auch niederfrequenterer Schwankungen. Auffällig ist das Maunder-Minimum von ca. 1645 bis 1715 mit einer nahezu konstant niedrigen Solarkonstanten und ein langfristiger Anstieg innerhalb der letzten ca. 100 Jahre.

## Vulkanismus

Zur Beschreibung der Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen werden zum einen sog. Vulkanindizes benutzt, die einzelne Ausbrüche nach verschiedenen Kriterien klassifizieren. Zum anderen werden Vulkanparametrisierungen vorgenommen, die kontinuierliche Zeitreihen charakteristischer Größen wie vulkanische Partikelkonzentrationen oder Heizratenanomalien erzeugen. Der in dieser Arbeit verwendete Vulkanismusparameter nach Grieser [17] liefert 16 zonale Mittel der vulkanischen Heizratenanomalien in monatlicher Auflösung. In Abb. 3.2 ist der zeitliche Verlauf des globalen Mittels der vulkanischen Heizrate von

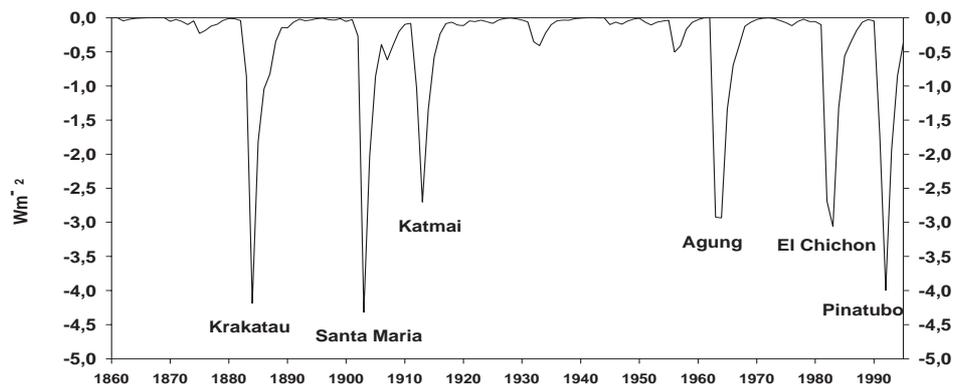


Abbildung 3.2: Global gemittelte vulkanische Heizrate in  $\frac{W}{m^2}$  1860-1995 nach Grieser [17]. Klimawirksame Ausbrüche sind mit den Namen der verursachenden Vulkane beschriftet

1860 bis 1995 wiedergegeben. Man erkennt einzelne ausgeprägte negative Peaks, welche die Strahlungsabschwächung innerhalb der Troposphäre in den Jahren nach starken explosiven Vulkanausbrüchen verdeutlichen. Da die 16 Einzelzeitreihen der zonalen Mittel in der weitergehenden Analyse aufgrund ihrer Anzahl sehr unhandlich sind, wurde mit Hilfe einer EOF-Analyse eine Datenreduktion auf drei repräsentative Zeitreihen vorgenommen, die zusammen 99,7 % der Varianz aller 16 Reihen enthalten. Die EOF-Analyse ist nichts anderes als die bereits in der Einleitung genannte Hauptachsentransformation, mit deren Hilfe ein Datenfeld in seine Hauptmuster zerlegt wird. An dieser Stelle wird sie jedoch mit einer anderen Motivation benutzt, da es hier lediglich um eine Datenreduktion geht. Eine methodische Beschreibung folgt in Kapitel 4.2.

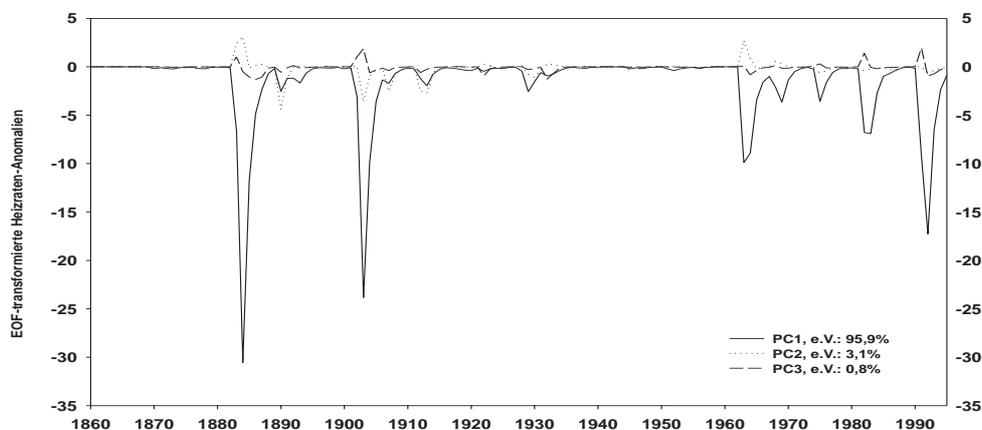


Abbildung 3.3: Die als vulkanische Einflußgrößen verwendeten ersten drei zeitlichen Hauptmuster (PC: Principal Components) der 16 zonalen Mittel des Vulkanismusparameters nach Grieser 1860 - 1995 (Ordnatenwerte: EOF-transformierte Heizratenanomalien ohne Einheit).

In Abb. 3.3 sind die ersten drei zeitlichen Hauptstrukturen des Vulkanismusparameters aufgetragen. Wie man der Abbildung entnimmt, erklärt die erste PC-Zeitreihe (**P**incipal-**C**omponent, s. Kapitel 4) bereits 95,9 % der Gesamtvarianz aller 16 zonalen Mittel. Bei der Hauptkomponentenanalyse werden die Hauptstrukturen immer nach ihrem Anteil an der Gesamtvarianz geordnet. Hier sind die zonalen Mittel alle sehr ähnlich strukturiert und werden deshalb schon durch eine einzige Zeitstruktur zu fast 96 % repräsentiert.

## El Niño - Southern Oscillation

Als atmosphärisches Maß für ENSO dient der Southern-Oscillation-Index (kurz: SOI), der eine standardisierte Differenz der zeitgleich gemessenen Luftdruckwerte auf Tahiti und Darwin (Australien) ist. Da die ausgeprägtesten Luftdruckanomalien in Verbindung mit ENSO durch großräumige Verlagerungen atmosphärischer Luftmassen im Bereich des tropischen Pazifiks verursacht werden, ist der SOI ein geeignetes Maß zur Beschreibung von ENSO. Dies wird auch durch die hohe Antikorrelation zwischen dem SOI und den SST-Anomalien (SST = **S**ea **S**urface **T**emperature) im tropischen Ostpazifik unterstrichen [51]. Aus diesem Grund dient der SOI in den hier beschriebenen Analysen als repräsentative Einflußgröße für das ENSO-Phänomen.

In Abb. 3.4 sind die Jahresmittelwerte des SOI für den Zeitraum 1866 bis 1998 aufgetragen. Man erkennt die quasiperiodische Variabilität von ENSO mit typischen Perioden zwischen drei und acht Jahren. Negative Werte des SOI kennzeichnen ein starkes El Niño-Ereignis, das von positiven SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik begleitet wird, wie es besonders ausgeprägt in den Jahren 1882/83 und 1997/98 auftrat. Das Gegenstück hierzu (positiver

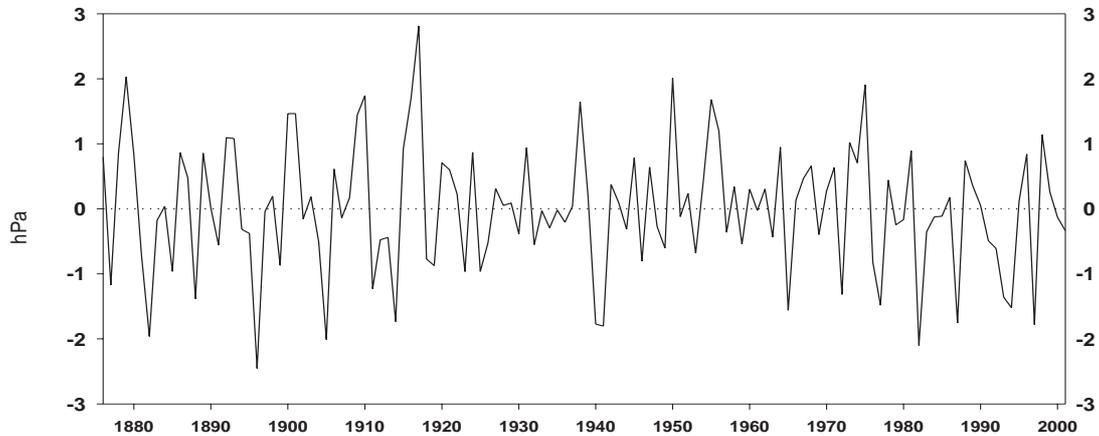


Abbildung 3.4: Jahresmittelwerte des SOI 1876-2001 (Ordinatenwerte: normierte Luftdruckdifferenz  $p(\text{Tahiti}) - p(\text{Darwin})$  in [hPa], Quelle: Climate Research Unit, University of Norwich).

SOI, negative SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik) wird La Niña genannt; ein sehr starkes La Niña-Ereignis fand z.B. 1917 statt.

## Nord-Atlantik-Oszillation

Als Maß für die NAO wird ein Index der Luftdruckunterschiede an repräsentativen Stationen benutzt. In einer Definition nach Hurrell [26] sind dies Stykkysholmur auf Island und Ponta del Gada auf den Azoren. Der NAOI nach Jones [28] verwendet anstelle der Station Ponta del Gada die Station Gibraltar. Allgemein gilt, dass der NAOI die Differenz der Druckanomalie auf den Azoren minus der auf Island ist. In Abb. 3.5 ist das Wintermittel des NAOI nach Jones und nach Hurrell für den Zeitraum 1865 bis 1998 bzw. 1999 aufgetragen. Man erkennt den quasi-oszillatorischen Charakter der Zeitreihen. Der Unterschied zwischen den beiden Reihen rührt von der unterschiedlichen Wahl für die Stationen im Bereich des Azorenhochs her. Die mittleren Positionen der Zentren der durch den NAOI zu vergleichenden Druckgebilde haben einen Jahresgang, der sich naheliegenderweise auf die Korrelation zwischen den beiden Versionen überträgt. Da das Azorenhoch im Winter weiter im Osten liegt, ist dann dementsprechend der lineare Korrelationskoeffizient zwischen der Hurrell- und der Jones-Reihe deutlich höher ( $r \approx 0.9$ ) als im Sommer ( $r \approx 0.6$ ) [60]. Die Hurrell-Reihe wird allgemein als die repräsentativere für die NAO angesehen, was aber nicht darüber hinwegtäuschen soll, dass ortsfeste Messungen den mittleren Kerndruck eines Druckgebildes nie optimal erfassen können.

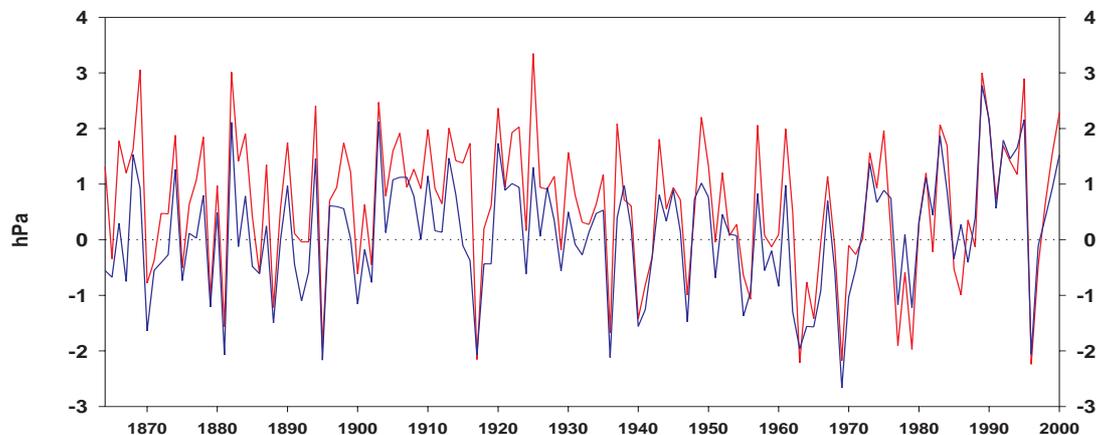


Abbildung 3.5: Wintermittel des NAOI nach Hurrell (blau, [26]) 1864 - 2000 und nach Jones (rot, [28]) 1864 - 2000 (Ordinatenwerte: Differenz des normalisierten, auf Meeressniveau reduzierten Luftdrucks in [hPa]).

## Treibhausgase

Um den Einfluß des  $CO_2$ -Konzentrationsanstieges auf das Klimasystem zu beurteilen (s.a. Abb. 2.1), ist es notwendig, die damit verbundenen Heizratenanomalien abzuschätzen (s. Tab 2.1). Aufgrund der physikalischen Vorgänge der Absorption kommt es zu einem Sättigungseffekt, d.h. mit zunehmender  $CO_2$ -Konzentration verlangsamt sich die Zunahme des dadurch verursachten Treibhauseffektes. Dies wird anschaulich, wenn man sich vorstellt, dass bei einer vorgegebenen Konzentration in einem bestimmten Wellenlängenintervall überhaupt keine Strahlung mehr durchgelassen wird - dann kann auch ein weiterer Konzentrationsanstieg keine weitere Abschwächung der Transmission erwirken.

Es konnte gezeigt werden [61], dass die Beziehung zwischen der  $CO_2$ -Konzentration und den Heizratenanomalien in dem für den anthropogenen Treibhauseffekt relevanten Konzentrationsbereich (bis ca. 1000 ppm) in sehr guter Näherung logarithmisch ist. Aus diesem Grund ist die in den hier beschriebenen Analysen verwendete Einflußgröße für den anthropogenen Treibhauseffekt der natürliche Logarithmus der mit dem vorindustriellen Wert normierten  $CO_2$ -Äquivalentkonzentration, wie in Abb. 3.6 dargestellt. Diese Kurve steigt stärker als linear an, was gleichbedeutend mit einem „überexponentiellen“ Anstieg der  $CO_2$ -Äquivalentkonzentration in dem betrachteten Zeitraum ist.

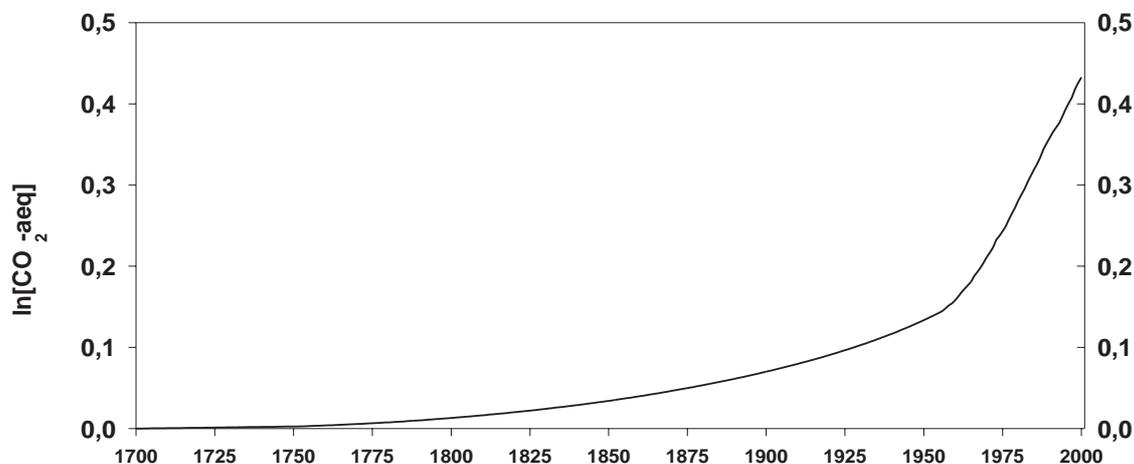


Abbildung 3.6: Jahresmittel des natürlichen Logarithmus der mit dem vorindustriellen Wert (279 ppm) normierten CO<sub>2</sub>-Äquivalentkonzentration 1700-2000.

## Troposphärisches Sulfat

Der Zusammenhang zwischen den Sulfat-Konzentrationen und den aufgrund des direkten Effektes verursachten Heizratenanomalien ist im Gegensatz zum CO<sub>2</sub> in guter Näherung linear, da bei geringen Konzentrationen keine Abschattung stattfindet [16]. Wegen der geringen Verweilzeit des Sulfates in der Troposphäre ist aber die Konzentration in guter Näherung proportional zu den Emissionen, sodass die zeitlichen Strukturen der Emissionsraten in den hier besprochenen Analysen als erste Näherung für die Heizratenanomalien verwendet werden.

Hierfür wurden aus einem vorliegenden Datensatz 80 flächengleicher Gebietsmittel der jährlichen Sulfat-Emissionsraten [50] acht zonale Mittel errechnet. Mit diesen acht Einflusszeitreihen wurde wie bereits beim Vulkanismus eine EOF-Zerlegung vorgenommen, um eine Datenreduktion zu erhalten. Es zeigte sich, dass durch die hierdurch erhaltenen ersten drei zeitlichen Hauptstrukturen (Principal Components) bereits bis zu 99.99%<sup>1</sup> der Varianz aller acht Breitenbandmittel erklärt werden können. Aus diesem Grund wurden lediglich diese drei PC-Zeitreihen als Einfluß bezüglich des troposphärischen Sulfates verwendet.

In Abb. 3.7 sind die ersten drei PC-Zeitreihen der Sulfat-Säulendichte aus anthropogenen Emissionen aufgetragen, welche 99,9% der Gesamtvarianz aus acht zonalen Mitteln erklären. Wie man sieht, besteht die Hauptstruktur aus einem langfristigen positiven Trend, der sich etwa ab 1970 abschwächt.

<sup>1</sup>Dieser Wert ist vom betrachteten Zeitintervall abhängig, jedoch in allen Fällen größer als 99%

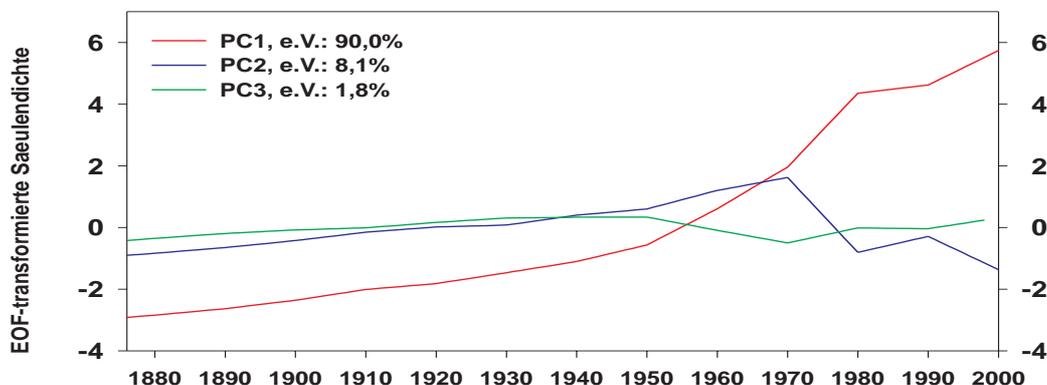


Abbildung 3.7: Die ersten drei Principal-Component-Zeitserien der 8 zonalen Mittel der Sulfat-Säulendichte aus anthropogenen Emissionen 1876-2000 (Ordinate: normierte Säulendichte ohne Einheit; ursprünglich:  $\frac{mg}{m^2}$ ) nach [6].

## 3.2 Zielgrößen

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, wurden Analysen mit verschiedenen Klimaelementen auf unterschiedlichen räumlichen Skalen (global, Europa, Deutschland) bzw. in unterschiedlicher räumlicher Differenzierung durchgeführt. Im folgenden sind alle in dieser Arbeit verwendeten Zielgrößen-Datensätze aufgelistet,

- Bodennahe Lufttemperatur, globales sowie hemisphärisches Mittel 1901-2000, Jahresmittel (s. Abb. 3.8, nach [27]).
- Bodennahe Lufttemperatur, global in Form 84 flächengleicher Gebietsmittel 1878-2000 (34 Gebietsmittel vorhanden), sowie 1901-2000 (51 Gebietsmittel vorhanden); Jahres- und saisonale Mittel (abgeleitet aus [27], s. Abb. 3.9).
- Bodennahe Lufttemperatur, Europa Gitterpunkte ( $5^\circ \times 5^\circ$ ) 1878-2000 (42 Gitterpunkte), sowie 1901-2000 (51 Gitterpunkte), Jahres- und saisonale Mittel (abgeleitet aus [27], s. Abb. 3.10).
- Saisonale und jährliche Niederschlagssummen, Europa in Form von 99 Gitterpunkten ( $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ ) 1900-1998 [24], s. auch Abb. 3.11 a).
- Auf Meeresebene reduzierter Luftdruck, Europa in Form von 45 Gitterpunkten ( $5^\circ \times 10^\circ$ ) 1896-1995 Jahres- und saisonale Mittel [3], s. auch Abb. 3.11 b).

- Jahresmittel der Deutschland-Mitteltemperatur 1878 bzw. 1901-2000 nach J. Rapp [40], s. Abb. 3.12.

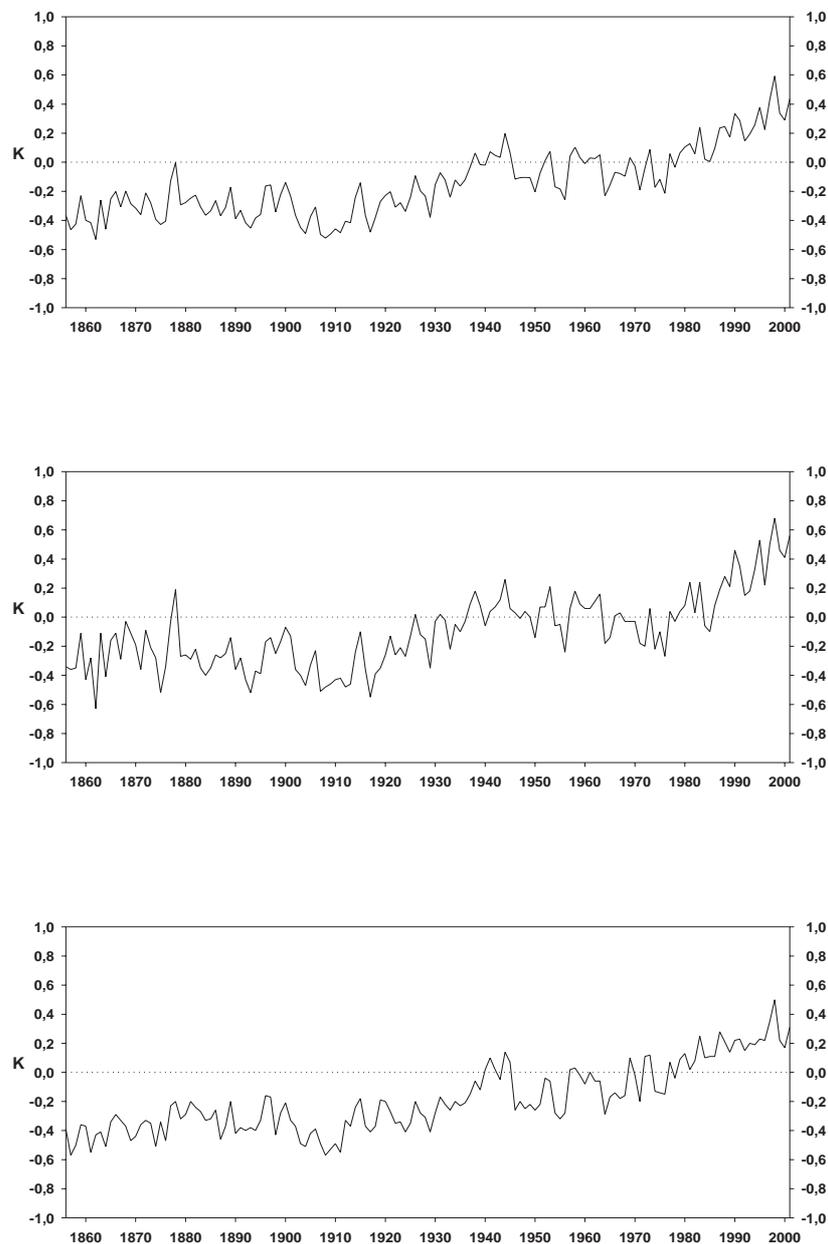


Abbildung 3.8: Globale (oben), nordhemisphärische (Mitte) und südhemisphärische (unten) Jahresmittel der bodennahen Lufttemperaturanomalien in [K] (relativ zur Periode 1961-1990) 1856-2001 nach [27].

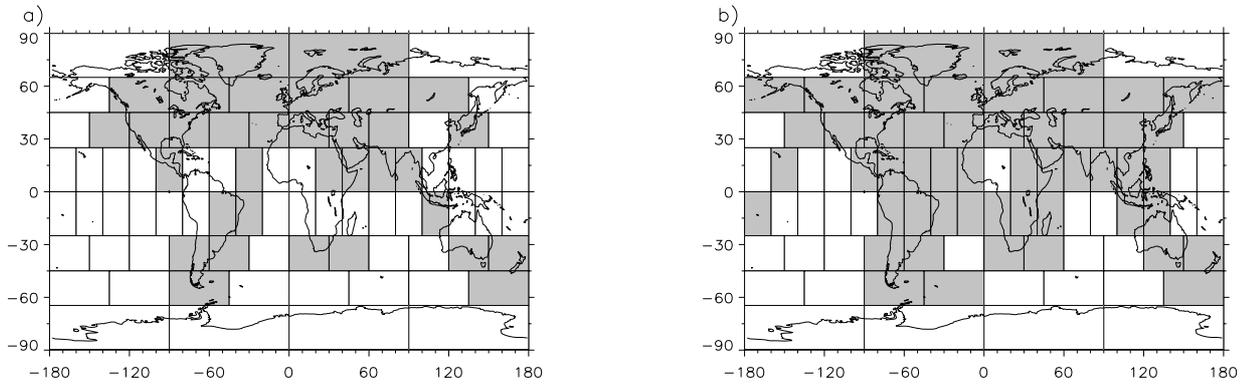


Abbildung 3.9: Einteilung der Erdoberfläche in 84 Gebietsmittel. Gebiete mit lückenlosen Zeitreihen ab 1878 (a) bzw. ab 1901 (b) sind grau unterlegt.

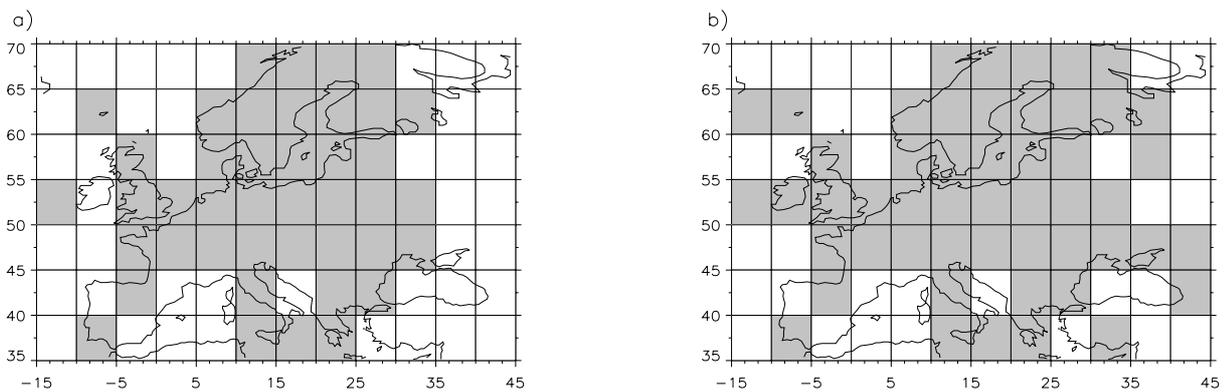


Abbildung 3.10: Europäische Temperatur-Gitterpunkte. Der Abstand beträgt  $5^\circ \times 5^\circ$ , die Gitterpunkte befinden sich in der Mitte der dargestellten Gebiete. Gitterpunkte mit lückenlosen Zeitreihen ab 1878 (a) bzw. ab 1901 (b) sind grau unterlegt.

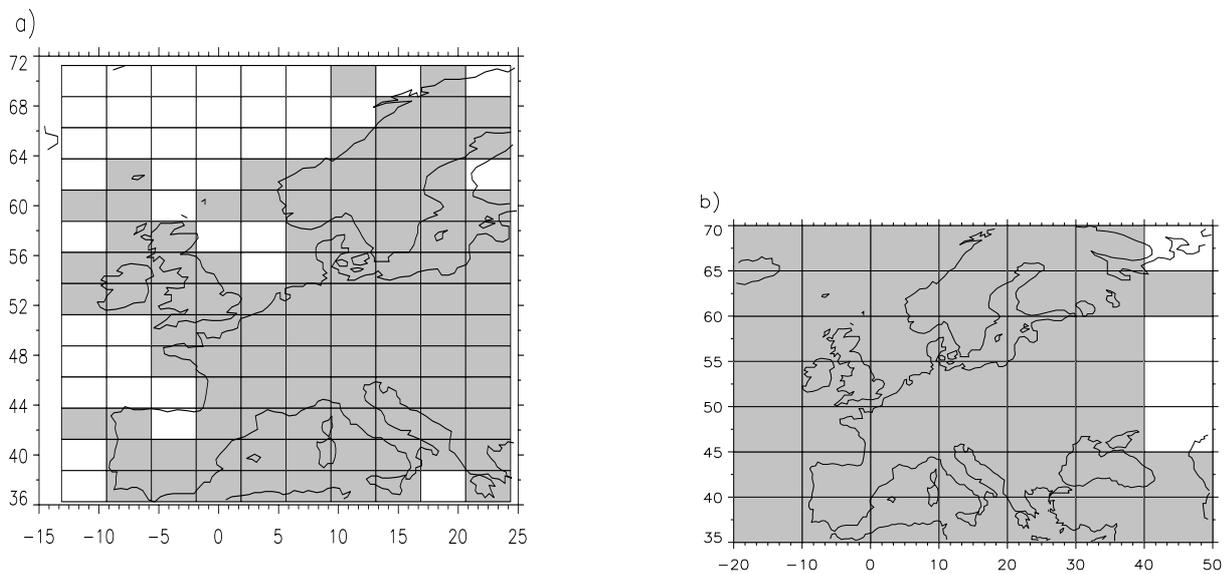


Abbildung 3.11: a) Europäische Niederschlags-Gitterpunkte. Der Abstand beträgt  $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ . b) Europäische Luftdruck-Gitterpunkte. Der Abstand beträgt  $5^\circ \times 10^\circ$ . Die Gitterpunkte befinden sich in der Mitte der dargestellten Gebiete. Gitterpunkte mit lückenlosen Zeitreihen ab 1900 (a) bzw. ab 1896 (b) sind grau unterlegt.

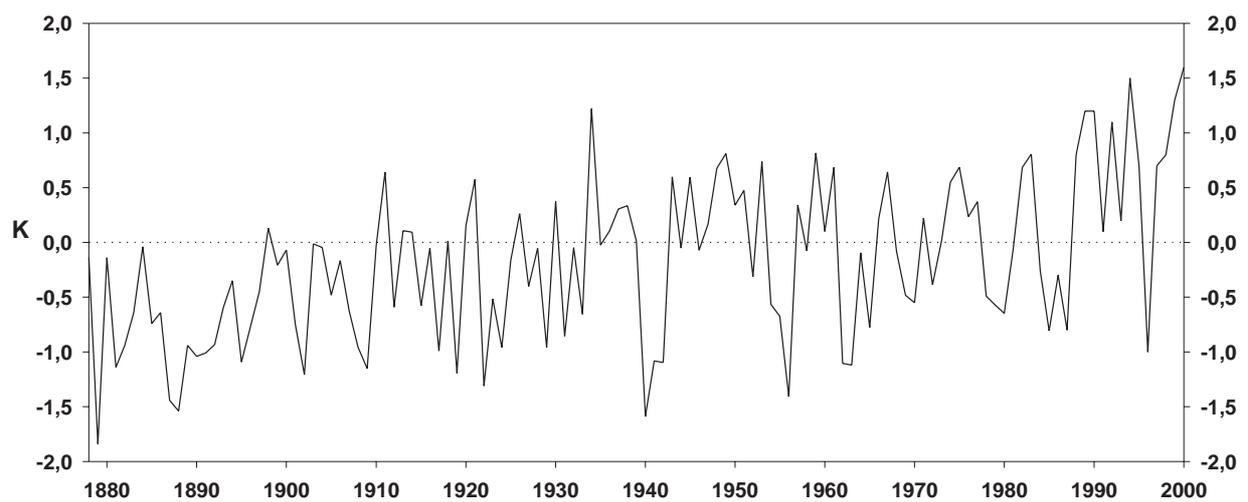


Abbildung 3.12: Jahresmittel der Deutschland-Temperatur-Anomalien 1878-2000 in K (relativ zur Periode 1961-1990) nach [40].

# Kapitel 4

## Methodik

Mit Hilfe der im folgenden beschriebenen Methodik werden strukturelle Ähnlichkeiten in den Zeitverläufen der Einflussgrößen und Zielgrößen analysiert (s. Kap. 3). Ziel ist es, Zeitreihen des betrachteten Klimaelementes (z.B. der Temperatur) in Komponenten zu zerlegen, die verschiedenen Einflüssen zugeordnet werden können und somit einen bestimmten Anteil der Varianz der Zielgröße erklären. Naturgemäß gelingt dies nicht vollständig. Die unerklärte Varianz trägt die Restkomponente, die auch als Residuum bezeichnet wird, also:

$$Z(t) = \sum_i z_i(t) + Res(t) \quad . \quad (4.1)$$

$t$ : Zeit,  
 $Z(t)$ : Zielgröße,  
 $z_i(t)$ : dem Einfluss  $i$  zugeordnete Komponente von  $Z(t)$ ,  
 $Res(t)$ : Residuum.

Die Zerlegung der Zielgröße erfolgt mittels multipler linearer Regression (MLR, für Einzelheiten siehe z.B. [41]), sodass Gl. 4.1 folgende Form annimmt:

$$Z(t) = a_0 + \sum_i a_i R_i(t) + Res(t) \quad . \quad (4.2)$$

$R_i(t)$ :  $i$ -te Einflussgröße bzw. Regressor  
 $a_i$ : Regressionskoeffizient von  $R_i(t)$ .

Hier stellt sich die prinzipielle Frage, ob ein linearer Ansatz, wie er in dieser Arbeit Verwendung findet, angemessen ist. Ein Vergleich mit nichtlinearen Methoden [56] zeigt, dass die erklärten Varianzen beim MLR-Modell gegenüber z.B. Neuronalen Netzen (NN) verschiedener Architekturen, die prinzipiell jede Art von Abhängigkeit erfassen können, bei

Tabelle 4.1: Durch unterschiedliche statistische Modelle erklärte Varianz (e. V.) der globalen Mitteltemperatur 1856-1998. Es wurden sowohl natürliche (ENSO, Solar, Vulkanismus) als auch anthropogene (Treibhausgase, troposphär. Sulfat) Einflüsse verwendet. Unterhalb der ersten Zeile (MLR: multiple lineare Regression) beziehen sich die weiteren Angaben auf verschiedene neuronale Netzwerk-Architekturen (NN, nach [56]). BPN: Backpropagation, CPN: Counterpropagation, RBF: Radiale Basisfunktionen.

Modell	e. V.
MLR	.75
BPN	.84
BPN Momentum	.88
CPN	.79
RBF	.84
Cauchy Maschine	.81

der Anwendung auf beobachtete Variationen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur nur um wenige Prozent geringer sind (siehe Tab. 4.1). Somit erscheint der lineare Ansatz als eine gute Näherung. Ein wichtiger Vorteil der MLR gegenüber NN ist zudem die Kenntnis der Regressionskoeffizienten, die eine eindeutige Zuordnung von Zeitstrukturen (den sog. Signalen) zu den zugehörigen Regressoren bzw. Einflüssen ermöglichen.

## 4.1 Schrittweise Regression

Ein ernstzunehmendes Problem jeder statistischen Modellierung ist das sog. „overfitting“. Hierbei werden bestimmten Regressoren unerwünschterweise Varianzkomponenten zugeordnet, die eigentlich im Residuum enthalten sein sollten, also entweder rein zufällige Schwankungen oder Komponenten unbekannter Einflüsse darstellen. Dieser Effekt lässt sich nicht ganz unterdrücken, ist aber umso ausgeprägter, je mehr Freiheitsgrade (hier Regressoren) ein Modell besitzt.

Eine Strategie, diesem Problem zu begegnen, besteht darin, aus einer Anzahl bereitgestellter potenzieller Regressoren die wichtigsten auszuwählen und dabei die Modelldimension möglichst gering zu halten. Dieses Vorgehen wird dementsprechend auch Modellselektion genannt. Die in dieser Arbeit verwendete Selektionsstrategie ist die sog. schrittweise Regression, deren Funktionsweise in Abb. 4.1 schematisch dargestellt ist (s. auch [4, 55]).

Die Vorgehensweise ist in zwei Teilschritte untergliedert: der sog. Vorwärts- und der Rückwärts-Regression (VR bzw. RR). Ausgehend von einem Reservoir  $i$  potenzieller Regressoren ( $R_{pot}$  in Abb. 4.1) wird im Rahmen der VR eine lineare Regression zwischen der Zielgröße  $Y$  und jedem einzelnen Regressor durchgeführt. Überschreitet der signifikanteste Koeffizient die vorgegebene Schwelle (hier 95%), so wird dieser selektiert und in das

vorläufige Modell aufgenommen<sup>1</sup>:

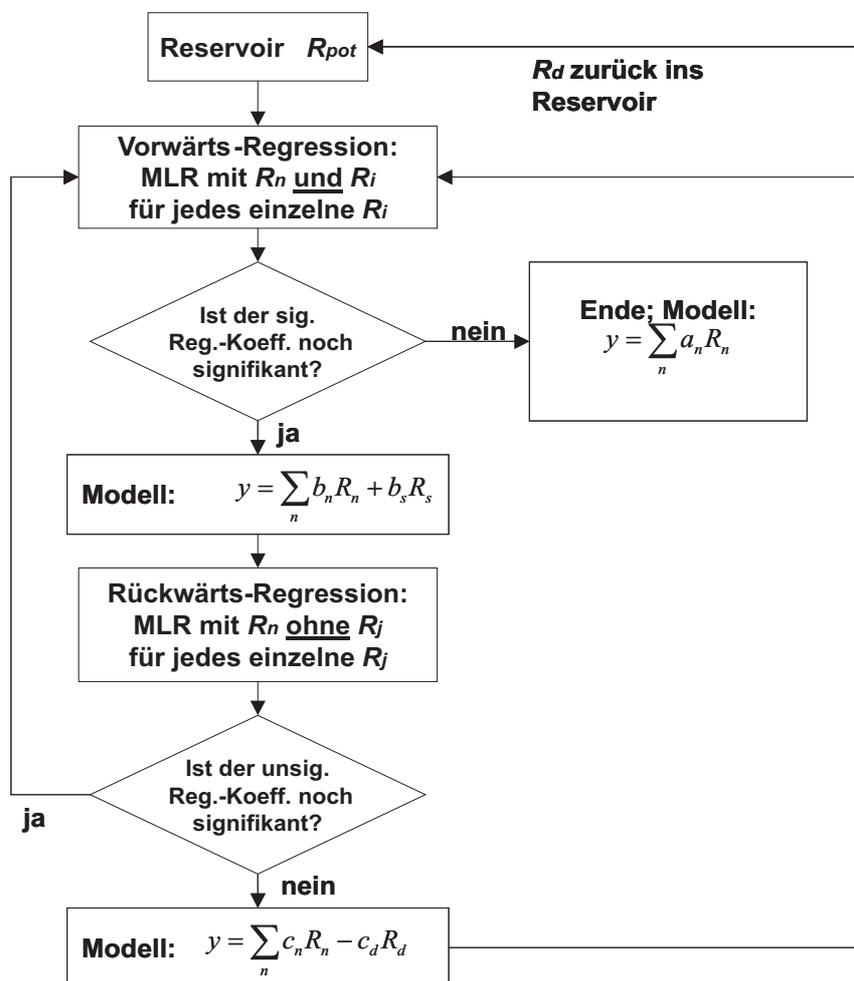


Abbildung 4.1: Funktionsweise der schrittweisen Regression (Erläuterungen siehe Text).

$$y = a_0 + a_s R_s \quad . \quad (4.3)$$

$y$ : Schätzer für die Zielgröße  $Y$ ,  
 $R_s$ : selektierter Regressor,  
 $a_s$ : Koeffizient von  $R_s$ .

Dieser Vorgang wird nun wiederholt und die Dimension des vorläufigen Modells auf zwei erhöht. Der Regressor, der in Anwesenheit des bereits selektierten Regressors am deutlichsten die Signifikanzschwelle überschreitet, wird zusätzlich in das Modell aufgenommen,

<sup>1</sup>Einzelheiten zum Signifikanztest finden sich im folgenden Unterkapitel.

also allgemein:

$$y = \sum_n b_n R_n + b_s R_s \quad . \quad (4.4)$$

$R_n$ : in einem früheren Durchlauf selektierte Regressoren,  
 $b_n$ : Koeffizienten von  $R_n$ ,  
 $R_s, b_s$ : neu selektierter Regressor und zugehöriger Koeffizient.

Wenn nach mehrmaligem Durchlaufen dieses Algorithmus kein verbleibender Regressor  $R_{pot}$  aus dem Reservoir die vorgegebene Signifikanzschwelle überschreitet, d.h. in Anwesenheit aller bereits selektierter Regressoren das Modell nicht mehr signifikant verbessert, ist die VR abgeschlossen.

Nun ist es jedoch denkbar, dass durch Hinzunahme neuer Regressoren bereits selektierte redundant werden, d.h. durch Kolineartät zweier Regressoren kann ein früher selektierter entfernt bzw. deselektiert werden, ohne dass dadurch das Modell signifikant schlechter wird. Mit anderen Worten: Der Koeffizient eines bereits selektierten Regressors wird durch Hinzunahme eines neuen unsignifikant. Diese Frage wird mittels Rückwärts-Regression beantwortet, indem für Modelldimensionen größer eins jeder Koeffizient des vorläufigen Modells erneut einem Signifikanztest unterworfen wird. Falls der unsignifikanteste Koeffizient unterhalb des vorgegebenen Schwellenwertes liegt, wird der zugehörige Regressor deselektiert und wieder dem Reservoir  $R_{pot}$  zugeführt:

$$y = \sum_n c_n R_n - c_d R_d \quad . \quad (4.5)$$

$R_n$ : nach Rückwärts-Regression signifikante Regressoren,  
 $c_n$ : Koeffizienten von  $R_n$ ,  
 $R_d, c_d$ : deselektierter Regressor und zugehöriger Koeffizient.

Die beiden Teilschritte VR und RR werden nun abwechselnd so lange wiederholt, bis sich an der Regressionsbeziehung nichts mehr ändert, weil das Modell durch Hinzunahme weiterer Regressoren nicht mehr signifikant verbessert werden kann, und auf der anderen Seite durch Deselektion das Modell signifikant verschlechtert werden würde.

Eine Schwierigkeit besteht in einer Art Rotationsschleife, die dadurch entsteht, dass z.B. Regressor  $A$  selektiert und Regressor  $B$  deselektiert wird. Im nächsten Durchlauf wird  $A$  deselektiert und  $C$  selektiert, danach  $C$  deselektiert und wiederum  $B$  selektiert, was dann wieder zur Ausgangskonfiguration führt. Das beschriebene Beispiel ist in diesem Zusammenhang eine Rotationsschleife dritter Art, es sind aber auch kompliziertere Schleifen denkbar, die erst nach mehreren Durchläufen zu ihrer Ausgangskonfiguration zurückkehren. Diesem Problem wurde dadurch begegnet, indem auf Rotationsschleifen getestet wurde, die bis zu 20 Durchläufe benötigen, um zu ihrer Ausgangskonfiguration zurückzukehren.

Wird eine solche Schleife durchlaufen, wird derjenige beteiligte Regressor selektiert, der die höchste Signifikanz aufweist, und danach der Vorgang abgebrochen.

In einem letzten Schritt werden die Regressoren des erhaltenen Modells einer Kolinearitätsdiagnose unterzogen, um zu prüfen, wie stark deren lineare Abhängigkeiten sind. Besteht eine hohe Kolinearität zwischen Regressoren, so unterliegen deren Koeffizienten hohen Schätzfehlern und reagieren sehr empfindlich gegenüber Datenausreißern [4]. Ein Maß für Kolinearität ist die sog. Toleranz. Sie ist für einen Regressor  $R_i$  folgendermaßen definiert:

$$Tol(R_i) = 1 - r_{R_i,R}^2 \quad (4.6)$$

Hierbei bezeichnet  $r_{R_i,R}^2$  das Bestimmtheitsmaß, das sich ergibt, wenn man eine MLR zwischen  $R_i$  als Zielgröße und allen übrigen Regressoren  $R$  durchführt; es gibt somit an, wieviel Varianz eines Regressors  $R_i$  durch alle übrigen Regressoren  $R_j (j \neq i)$  erklärt werden kann. Unterschreitet die kleinste Toleranz aller Regressoren einen vorgegebenen Schwellenwert  $Tol_{min}$ , so wird der betroffene Regressor nachträglich deselektiert und die Kolinearitätsdiagnose mit dem reduzierten Modell wiederholt, bis  $Tol_{min}$  nicht mehr unterschritten wird<sup>2</sup>.

### Signifikanztest der Koeffizienten

Das Selektions- bzw. Deselektionskriterium innerhalb der schrittweisen Regression ist die Signifikanz der Regressionskoeffizienten. Es handelt sich hierbei um einen t-Test (Einzelheiten siehe z.B. [41]), bei dem die Testgröße  $t$  aus dem partiellen Bestimmtheitsmaß ermittelt wird [4]:

$$|t| = \sqrt{\frac{\nu r_{i,part}^2}{1 - r_{i,part}^2}} \quad \text{mit} \quad \nu = j - n - 1 \quad . \quad (4.7)$$

- $\nu$ : Anzahl der Freiheitsgrade,
- $r_{i,part}^2$ : partielles Bestimmtheitsmaß von  $R_i$ .
- $j$ : Zeitreihenlänge,
- $n$ : Anzahl der Regressoren bzw. Modelldimension.

Der partielle Korrelationskoeffizient  $r_{i,part}$  ist der Korrelationskoeffizient des Residuums einer Regression der Zielgröße  $Y$  auf alle  $R_j (j \neq i)$  und des Residuums einer Regression von  $R_i$  auf alle  $R_j (j \neq i)$ . Das partielle Bestimmtheitsmaß  $r_{i,part}^2$  gibt somit an, welcher Anteil der durch die anderen Regressoren  $R_j (j \neq i)$  nicht erklärten Varianz der Zielgröße  $Y$  durch  $R_i$  erklärt wird, nachdem dieser von dem Einfluss der übrigen Regressoren bereinigt wurde. Je kleiner  $r_{i,part}^2$ , um so geringer ist der zusätzliche Erklärungsanteil von  $R_i$  bei gegebenem Erklärungsanteil aller übrigen  $R_j (j \neq i)$ . Er ist somit ein Hinweis auf den isolierten Beitrag von  $R_i$  zur erklärten Varianz an  $Y$  im Rahmen des gewählten Regressionsmodells. Dies ist

---

<sup>2</sup>In dieser Arbeit wurde ausschließlich  $Tol_{min} = 0,05$  verwendet.

genau die gewünschte Information, die beim hier verwendeten Signifikanztest geprüft wird. Das verwendete Signifikanzniveau lag in allen hier durchgeführten Analysen bei 95%, bzw. bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha = 0,05$ .

## 4.2 Hauptkomponentenanalyse

Bei den hier analysierten Datenfeldern handelt es sich um ein Kollektiv von Einzelzeitreihen, die jeweils ein bestimmtes räumlich begrenztes Gebiet repräsentieren. Wenn man nun die oben beschriebene schrittweise Regression auf alle Originalzeitreihen eines solchen Feldes einzeln anwendet, betrachtet man diese Gebiete völlig isoliert voneinander. Dies entspricht aber nicht der Realität, da diese Felder hier meteorologische Variablen wie Temperatur oder Niederschlag repräsentieren, die ihrerseits eine räumliche Repräsentanz aufweisen, die nicht mit den, in diesem Zusammenhang willkürlich gewählten Gebietsgrenzen übereinstimmen. Mit anderen Worten: Die Einzelzeitreihen weisen eine z.T. nicht unerhebliche Kovarianz auf. Um diesem Sachverhalt gerecht zu werden, wird hier eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt, die im klimatologischen Kontext als EOF-Transformation<sup>3</sup> bezeichnet (siehe z.B. [55]) und im Folgenden beschrieben wird.

Gegeben sei ein zweidimensionales Datenfeld  $z(x_i, t_j)$ , ( $i = 1, 2, \dots, m$ ), ( $j = 1, 2, \dots, n$ ),  $m \leq n$ , das vom Ort  $x$  und von der Zeit  $t$  abhängt. Um nun zu einem der Variabilität von  $z(x_i, t_j)$  optimal angepassten Koordinatensystem zu gelangen, führt man die oben erwähnte Hauptkomponentenanalyse durch: Bezeichnet man die Kovarianz zwischen den Einzelzeitreihen  $z(x_1, t)$  und  $z(x_2, t)$  mit  $s_{12}$  usw., so ist die sog. Kovarianzmatrix  $\mathcal{K}$  gegeben durch:

$$\mathcal{K} = \begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} & \cdots & s_{1m} \\ s_{21} & s_{22} & \cdots & s_{2m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_{m1} & s_{m2} & \cdots & s_{mm} \end{pmatrix} . \quad (4.8)$$

Der Lösungsvektor  $\vec{e}$ , der die sog. Eigenwertgleichung  $\mathcal{K} \cdot \vec{e} = \lambda \vec{e}$  erfüllt, wird Eigenvektor von  $\mathcal{K}$  genannt. Der Skalierungsfaktor  $\lambda$  wird als der zu  $\vec{e}$  gehörende Eigenwert bezeichnet [52]. Die Eigenwertgleichung ist zu einem homogenen linearen Gleichungssystem äquivalent, welches genau dann eine nichttriviale Lösung  $\vec{e} \neq \vec{0}$  besitzt, wenn die Determinante der sog. charakteristischen Matrix  $\mathcal{C} = (\mathcal{K} - \lambda \mathcal{E})$  verschwindet. Hierbei bezeichnet  $\mathcal{E}$  die Einheitsmatrix. Also:

$$P(\lambda) = \det(\mathcal{K} - \lambda \mathcal{E}) = 0 \quad . \quad (4.9)$$

$P(\lambda)$  wird auch als charakteristisches Polynom bezeichnet, dessen Nullstellen Eigenwerte von  $\mathcal{K}$  sind. Da für Kovarianzen  $s_{ij} = s_{ji}$  gilt, ist  $\mathcal{K}$  symmetrisch und besitzt ausschließlich reelle Eigenwerte.

---

<sup>3</sup>Empirische Orthogonale Funktionen

Durch das Diagonalisieren wird die Kovarianzmatrix  $\mathcal{K}$  in folgende Form überführt:

$$\mathcal{D} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \lambda_m \end{pmatrix} . \quad (4.10)$$

Wie man sieht, sind alle Elemente von  $\mathcal{D}$  Null, bis auf die Diagonalelemente, die aus den Eigenwerten  $\lambda_k$ , ( $k = 1, 2, \dots, m$ ) bestehen. Die zugehörigen Eigenvektoren  $\vec{e}_k = (e_k(x_1), e_k(x_2), \dots, e_k(x_m))$ , sind die Basisvektoren des gedrehten Systems. Diese  $\vec{e}_k(x_i)$  werden auch als räumliche Strukturen der  $k$ -ten Hauptkomponente bezeichnet.

Somit erhält man eine alternative Darstellung von  $z(x_i, t_j)$  in einem neuen Koordinatensystem, wobei durch die Transformation keinerlei Information über das Datenfeld verlorengegangen ist. Die Komponentenzeitreihen in dem durch die  $\vec{e}_k(x_i)$  aufgespannten Vektorraum weisen keine Kovarianz untereinander auf, da die Elemente von  $\mathcal{D}$  für  $i \neq j$  verschwinden. Bezeichnet man die zum Eigenvektor  $\vec{e}_k(x)$  gehörende Komponentenzeitreihe mit  $\alpha_k(t)$ , so läßt sich das ursprüngliche Datenfeld  $z(x_i, t_j)$  im neuen Koordinatensystem folgendermaßen schreiben:

$$z(x_i, t_j) = \sum_{k=1}^m \lambda_k e_k(x_i) \alpha_k(t_j) . \quad (4.11)$$

Die Teilvarianzen der neuen Komponentenzeitreihen sind so verteilt, dass in der ersten die maximal mögliche Varianz steckt, in der zweiten die maximal mögliche Teilvarianz des verbleibenden Restes usw., weshalb man auch von einem an die Variabilität des Ausgangsdatenfeldes optimal angepassten Koordinatensystem oder auch vom Eigensystem des Datenfeldes spricht. Die Eigenvektoren  $\vec{e}_k(x)$  bezeichnet man auch als **E**mpirische **O**rthogonale **F**unktionen (kurz EOF), weswegen man die Hauptkomponentenanalyse in diesem Fall auch EOF-Transformation nennt. Die zeitlichen Strukturen  $\alpha_k(t)$  werden in der Literatur auch als **P**rincipal **C**omponent time series bzw. kurz als PC bezeichnet. Somit läßt sich Gleichung 4.11 alternativ formulieren:

$$z(x_i, t_j) = \sum_{k=1}^m \lambda_k EOF_k(x_i) PC_k(t_j) . \quad (4.12)$$

Die hierdurch erhaltenen Hauptkomponentenzeitreihen (PC) dienen nun als Zielgrößen in einer schrittweisen Regression. Hierbei werden sie mit den selektierten Einflussgrößen in Verbindung gebracht, die einen Teil der Varianz der PC erklären. Somit wird erreicht, dass ein klimatischer Einfluss an verschiedenen Orten unterschiedlich stark wirkt, je nachdem, mit welchem Gewicht die signifikant korrelierte  $PC_k(t)$  an einem Ort  $x_i$  vertreten ist. Dieses Gewicht wird durch das Produkt aus dem zugehörigen räumlichen Hauptmuster und seinem Eigenwert bezogen auf diesen Ort ( $\lambda_k EOF_k(x_i)$ ) bestimmt.

### Zuordnung raumzeitlicher Signal- und Residuenfelder

Nun folgt, wie bereits erwähnt, eine MLR mit den mittels schrittweiser Regression selektierten Regressoren  $R_i(t)$ ,  $i = 1 \dots l$  ( $l$ : Anzahl der selektierten Regressoren) als Einflussgrößen und der betrachteten  $PC_j(t)$  als Zielgröße:

$$\widehat{PC}_j(t) = a_0 + \sum_{i=1}^l a_i R_i(t) = \sum_{i=1}^l a_i R_i(t) = \sum_{i=1}^l f_{i,j}(t) \quad , \quad (4.13)$$

da  $a_0$  aufgrund der Normierung der Zielgröße  $PC_j(t)$  vor der EOF-Transformation auf Mittelwert 0 und Standardabweichung 1 verschwindet. Diese Normierung wird vorgenommen, um zu verhindern, dass lokale Unterschiede der Varianz im ursprünglichen Datenfeld  $z(x, t)$  das Hauptkomponentenfeld dominieren und somit die varianzunabhängigen Unterschiede der zeitlichen Struktur nicht hinreichend abgebildet werden. Beim globalen Temperaturfeld findet man z.B. die höchste Varianz in hohen geographischen Breiten, sodass sich bei einer Hauptkomponentenzerlegung nicht normierter Gebietsmittel die zeitlichen Strukturen dieser Regionen dominant in den ersten Hauptkomponenten (Hauptkomponenten hoher erklärender Varianz) wiederfinden, was unerwünscht ist.

Somit hängt die Hauptkomponentenzeitreihe  $PC_j(t)$  über die Funktion  $f_{i,j}$  von der Einflussgröße  $R_i(t)$  ab:

$$PC_j(t) = \sum_{i=1}^l f_{i,j}(t) + Res_j(t) \quad . \quad (4.14)$$

Hierbei ist  $Res_j(t)$  der nicht durch die selektierten Einflussgrößen erklärbare Anteil, also das sog. Residuum.

Mit Hilfe von Gleichung 4.12 und Gleichung 4.14 läßt sich nun das ursprüngliche raumzeitliche Datenfeld  $z(x, t)$  folgendermaßen bezüglich der erklärten und unerklärten Anteile zerlegen:

$$\begin{aligned} z(x, t) &= \sum_{j=1}^m \lambda_j EOF_j(x) PC_j(t) \\ &= \sum_{j=1}^m \lambda_j EOF_j(x) \left( \sum_{i=1}^l f_{i,j} + Res_j(t) \right) \\ &= \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m \lambda_j EOF_j(x) f_{i,j}(t) + \sum_{j=1}^m \lambda_j EOF_j(x) Res_j(t) \\ &= \sum_{i=1}^l S_i(x, t) + Res(x, t) \\ &= S(x, t) + Res(x, t) \quad ; \\ z(x, t) &= S_{anthr}(x, t) + S_{nat}(x, t) + Res(x, t) \quad . \end{aligned} \quad (4.15)$$

Hierbei sind:

$S(x, t)$ : Raumzeitliches Signalmuster,  
 $S_{anthr}(x, t)$ : Raumzeitliches Signalmuster des anthropogenen Signals,  
 $S_{nat}(x, t)$ : Raumzeitliches Muster des natürlichen Signals  
 $Res(x, t)$ : Raumzeitliches Muster des Residuums.

### 4.3 Signifikanz der Signale

Von besonderem Interesse ist die Frage, ob die anthropogene Komponente ( $S_{anthr}$  in Gl. 4.15) überzufällig, also ein menschengemachter Einfluss auf das Klimasystem in den Daten nachweisbar ist. Diese Frage kann folgendermaßen spezifiziert werden: Hebt sich das Signal signifikant vom Rauschen ab? Man muß also fordern, dass an einem bestimmten Ort und zu einer bestimmten Zeit das anthropogene Signal  $S_{anthr}(x, t)$  größer ist als die Standardabweichung des Rauschanteils an diesem Ort  $s_{rausch}(x)$ , multipliziert mit einem vom Signifikanzniveau abhängigen Vorfaktor  $a(Si)$ :

$$S_{anthr}(x, t) > a(Si) s_{rausch}(x) \quad . \quad (4.16)$$

Somit gelangt man zur Definition der in dieser Betrachtung verwendeten Detektionsvariablen  $d(x, t)$ :

$$d(x, t) \equiv \frac{S_{anthr}(x, t)}{s_{rausch}(x)} \quad . \quad (4.17)$$

Um nun zu einer Aussage über das Signifikanzniveau einer Klimaänderung zu gelangen, kann man die Frage stellen, wie groß die Wahrscheinlichkeit  $P$  ist, aus einer identisch normalverteilten Zufallsvariablen einen Wert  $z$  zu ziehen, der kleiner als der Betrag von  $d(x, t)$  ist. Man kann zeigen [18], dass sich diese Wahrscheinlichkeit folgendermaßen berechnen läßt:

$$P(z \leq |d(x, t)|) = \operatorname{erf}\left(\frac{d(x, t)}{\sqrt{2}}\right) \quad , \quad (4.18)$$

mit  $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-u^2) du \quad .$

Hierbei bezeichnet  $\operatorname{erf}(x)$  die sog. Errorfunktion, zu deren Lösung numerische Methoden zur Verfügung stehen [38]. Das ebenfalls nicht analytisch lösbare Integral der Wahrscheinlichkeitsfunktion der Gauß-Verteilung wird mittels Variablentransformation in die Form der Errorfunktion überführt [19].

In dieser Variante der Signifikanzbestimmung einer anthropogenen Klimaänderung setzt man aufgrund der Verwendung des Betrages von  $d(x, t)$  nicht voraus, dass die Detektionsvariable ein bestimmtes Vorzeichen hat. Falls man nun aus klimatologischen Plausibilitätsbetrachtungen  $d(x, t) > 0$  ansetzt, was z.B. beim globalen Mittel der bodennahen Lufttemperatur durchaus gerechtfertigt erscheint, so sucht man also die Wahrscheinlichkeit

$P(z \leq d(x, t))$ , welche gegeben ist durch:

$$P(z \leq d(x, t)) = \frac{1}{2} \left( 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{d(x, t)}{\sqrt{2}} \right) \right) . \quad (4.19)$$

Hierdurch erhält man für identische Werte von  $d(x, t)$  höhere Signifikanzen als durch Gleichung 4.18. Da aber in dem hier vorliegenden Problem raumzeitliche Datenfelder analysiert werden, bei denen man nicht davon ausgehen kann, dass an allen Orten  $d(x, t) > 0$  ist, wurde ausschließlich Gleichung 4.18 zur Berechnung des Signifikanzniveaus verwendet.

Was ist nun aber in diesem Zusammenhang das Rauschen? Im Rahmen des Nachweises anthropogener Klimaänderungen ist der gebräuchlichste Ansatz, die unerklärte Varianz plus natürliche Variabilität als Klimarauschen zu definieren [21, 35], also  $S_{nat} + Res$  aus Gl. 4.15. Eine Alternative Sichtweise besteht darin lediglich den zufallsartigen Anteil des Residuums als Klimarauschen anzusehen [19]. Hierfür ist es notwendig, das Residuum in einen strukturierten, also potenziell erklärbaren Anteil und in einen unstrukturierten, zufallsartigen Anteil zu separieren. Letzterer kann nun als eine Schätzung des Klimarauschens in oben beschriebenen Sinne betrachtet werden. Im Folgenden wird nun die in dieser Arbeit angewandte Residualzerlegung beschrieben.

## Residuenanalyse

Um das EOF-transformierte Residuenfeld  $Res(j, t)$  hinsichtlich überzufälliger Strukturen zu untersuchen, wird es nochmals nach seinen Hauptkomponenten zerlegt:

$$Res(j, t) = \sum_{k=1}^m \lambda_k EOF_k(j) PC_k(t) . \quad (4.20)$$

Die nun erhaltenen Hauptkomponentenzeitreihen des EOF-transformierten Residuenfeldes  $PC_k(t)$  werden nun mit Hilfe der in [19] dargestellten strukturorientierten Zeitreihenzerlegung untersucht. Hierbei wird folgende Zerlegung angesetzt:

$$PC_k(t) = \text{Trendkomponente} + \text{Polynomialkomponente} + \text{Rauschen} . \quad (4.21)$$

Im Einzelnen wird folgende Vorgehensweise angewendet:

Falls in  $PC_k(t)$  eine signifikante lineare bzw. progressive (degressive) Trendkomponente der Form

$$T(t) = a_n t^n, \quad n = 1 \dots 5 \quad (4.22)$$

existiert, wird ein Residuum gebildet:

$$Res_{trend}(t) = PC_k(t) - T(t) . \quad (4.23)$$

Als nächstes wird im neu gebildeten Residuum  $Res_{trend}(t)$  bzw. direkt in der Hauptkomponentenzeitreihe  $PC_k(t)$  nach einer signifikanten Polynomialkomponente der Form

$$P(t) = \sum_{i=1}^5 b_i t^i \quad (4.24)$$

gesucht. Falls sie existiert, so erhält man ein neues Residuum:

$$\begin{aligned}
 Res_{rausch}(t) &= PC_k(t) - P(t) - T(t) \\
 &= PC_k(t) - R_{struktur}(t) \\
 Rauschen &= Gesamtresiduum - strukturierte Komponente \quad .
 \end{aligned}
 \tag{4.25}$$

Vor und nach der Zerlegung werden die Komponentenzeitreihen des Gesamtresiduums bzw. des Rauschanteils auf Normalverteilung (Kolmogoroff-Smirnoff-Test, siehe z.B. [44]) und auf Mittelwert-, Varianz- und Autokovarianzstationarität getestet, um die Veränderung der Rauscheigenschaften der Residuen durch die Zerlegung zu prüfen.

Durch zweimalige Rücktransformation erhält man somit separierte raum-zeitliche Residuenfelder, sodass das ursprüngliche Datenfeld  $z(x, t)$  schließlich folgendermaßen zerlegt worden ist:

$$z(x, t) = S_{anthr}(x, t) + S_{nat}(x, t) + Res_{struktur}(x, t) + Res_{rausch}(x, t) \quad . \tag{4.26}$$

Mit Hilfe von Gl. 4.26 können nun beide alternative Rauschkomponenten abgeleitet werden. Einerseits wird  $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  zusammengefasst, anderenfalls wird lediglich  $Res_{rausch}$  isoliert verwendet um  $s_{rausch}$  abzuleiten, was dann in Gl. 4.16 Verwendung findet. Welche Rauschkomponente nun die geeignetere ist, hängt von der Fragestellung ab. Im zweiten Fall (Verwendung des unstrukturierten Residuums in Gl. 4.16) wird getestet, ob sich das Signal signifikant vom Zufall unterscheidet, was als Nachweis eines anthropogenen Einflusses auf das Klimasystem interpretiert werden kann. Im ersten Fall (Verwendung des gesamten Residuums plus natürlicher Variabilität) wird dagegen getestet, ob sich das Signal signifikant von der gesamten beobachteten Variabilität des Klimasystems abhebt.



# Kapitel 5

## Ergebnisse und Interpretation

Im Folgenden sind die Ergebnisse hinsichtlich der räumlichen Auflösung bzw. Abdeckung der Zielgrößen geordnet, beginnend mit dem globalen und den hemisphärischen Temperaturmitteln (vgl. Abb. 3.8). Anschließend werden die globalen Gebietsmittel der Temperatur diskutiert, bevor die europäische Region (Temperatur, Luftdruck und Niederschlag) und schließlich das Deutschlandmittel der Temperatur betrachtet werden.

### 5.1 Globale und hemisphärische Temperaturmittel

Eine Vorbehandlung der Daten mittels EOF-Analyse entfällt hier, da die Zielgrößen Einzelzeitreihen und keine zweidimensionalen Datenfelder sind. Es wurden zwei unterschiedliche Zeiträume analysiert: Zum einen 1901 bis 2000, also das 20. Jahrhundert, und zum anderen 1878 bis 2000. Letzterer ist der maximal mögliche Analysezeitraum, der durch die kürzeste verfügbare Zeitreihe begrenzt ist. Wie bereits in Kap. 3.1 erwähnt, wurden auch um ein bzw. zwei Jahre in die Vergangenheit verschobene Reihen der Einflussgrößen angeboten, sodass der erst ab 1876 zur Verfügung stehende SOI eine Analyse erst ab 1878 ermöglichte.

#### Erklärte Varianzen

Von Interesse sind nun zunächst die durch die Regressionsmodelle<sup>1</sup> erklärten Varianzen (e.V.) der betrachteten Zielgrößen. Die Anzahl der insgesamt angebotenen Einfluss-Zeitreihen beträgt 28 bzw. 19 (mit bzw. ohne zugelassenem Sulfat-Einfluss, vgl. Kap. 3.1). In Tab. 5.1 sind die erklärten Varianzen zusammengestellt.

Die gesamte e.V. (**ges.** in Tab. 5.1) beträgt im globalen Mittel nahezu 80% und ist für den kürzeren Analysezeitraum (1901-2000) kaum geringer. Dies kann man auch in den hemisphärischen Mitteln beobachten, wobei hier ein deutlicher Unterschied zwischen den

---

<sup>1</sup>mittels schrittweiser Regression, s. Kap. 4.1.

Tabelle 5.1: Prozentuale erklärte (bzw. unerklärte) Varianzen nach multipler linearer Regression (Modellselektion: Schrittweise Regression, s. Kap. 4.1) unter Verwendung aller Einflussklassen (**ges.**), sowie ohne Sulfat (**o. SUL**) und einzelner Einflussklassen (**GHG**: Treibhausgase, **SUL**: Sulfat, **SOL**: solarer Einfluss, **SOI**: ENSO, **VUL**: Vulkanismus, **NAO**: Nord-Atlantik-Oszillation) bei der globalen Mitteltemperatur nach Jones [27] 1878-2000 (**GL78**) bzw. 1901-2000 (**GL01**), sowie der nord- und südhemisphärischen Mitteltemperatur von 1878- 2000 bzw. 1901-2000 (**NH78**, **NH01**, **SH78**, **SH01**). In den letzten drei Zeilen stehen die unerklärten Varianzen der Gesamtresiduen ohne Berücksichtigung des Sulfat-Einfluss (**RES**), sowie des strukturierten (**STR**) und unstrukturierten (**UNSTR**) Residuums nach Zerlegung (s.a. Kap. 4.3).

	<b>GL78</b>	<b>GL01</b>	<b>NH78</b>	<b>NH01</b>	<b>SH78</b>	<b>SH01</b>
<b>ges.</b>	78.9	78.4	67.8	63.8	79.8	78.6
<b>o. SUL</b>	78.9	78.3	67.8	67.0	81.1	80.7
<b>GHG</b>	66.6	64.9	55.0	52.4	70.6	69.8
<b>SUL</b>	63.8	61.6	51.2	47.6	69.6	69.0
<b>SOL</b>	53.6	42.0	48.2	44.3	49.5	42.7
<b>SOI</b>	6.0	10.0	5.0	6.0	9.7	12.1
<b>VUL</b>	9.5	7.2	11.4	9.2	4.8	4.5
<b>NAO</b>	0.5	0.5	0.2	0.1	1.0	1.2
<b>RES</b>	21.1	21.7	32.2	33.0	18.9	19.3
<b>STR</b>	7.3	11.0	13.2	19.2	3.0	4.7
<b>UNSTR</b>	13.8	10.7	19.0	13.8	15.9	14.6

beiden Hemisphären besteht, mit höheren e.V. auf der Südhalbkugel. Dies hat seine Ursache wahrscheinlich in den hemisphärisch inhomogen verteilten Landmassen. Auf der Südhalbkugel sind die Modifikationen der atmosphärischen Strömungsverhältnisse durch orografische Reibungseffekte geringer als auf der Nordhalbkugel, wo deutlich mehr Landmasse zu finden ist. Aus diesem Grund ist wohl auch der stochastische Anteil in den beobachteten Klimazeitreihen der Südhalbkugel verringert, was die Klimasignale deutlicher hervortreten lässt. Interessanterweise werden die e.V. durch Ausgrenzung des Sulfat-Einfluss kaum verändert und steigen z.T. sogar leicht an (s. 2. Zeile in Tab. 5.1). Dieser Sachverhalt soll im Weiteren noch etwas genauer beleuchtet werden.

In einem multiplen Regressionsmodell ist es nicht möglich, die e.V. bezüglich der einzelnen Regressoren aufzuspalten, wenn die Einflussgrößen nicht orthogonal sind, also eine Information zu erhalten, wie viel Varianz durch welchen Regressor erklärt wird. Man kann aber als diagnostisches Mittel einzelne Einflussklassen (z.B. nur Treibhausgase usw.) isoliert im Rahmen der schrittweisen Regression anbieten und die hierdurch erhaltene e.V. als Maß für das Gewicht des betrachteten Einflusses verwenden. Aus Tab. 5.1 wird ersichtlich, dass es sozusagen zwei Klassen von Einflüssen gibt: Jene mit hoher e.V. (**GHG**, **SUL** und **SOL**) und jene mit niedriger e.V. (**SOI**, **VUL** und **NAO**). Dies deutet daraufhin, dass die drei „großen“ Einflüsse Varianz konkurrierend untereinander aufteilen, da die Summe ihrer

Einzelvarianzen die gesamte e.V. im multiplen Modell deutlich übersteigt. Somit können diese Einflüsse nicht linear unabhängig sein, weisen also deutliche Kolinearität auf.

Die unerklärten Varianzen der Residuen wurden wie in Kap. 4.3 dargestellt zerlegt. Die Ergebnisse sind den letzten zwei Zeilen in Tab. 5.1 zu entnehmen. Die strukturierte Residualkomponente (**STR** in Tab. 5.1) ist mit Ausnahme der nordhemisphärischen Mitteltemperatur 1901-2000 immer kleiner als die unstrukturierte (**UNSTR** in Tab. 5.1). Dies lässt darauf schließen, dass durch die angebotenen und selektierten Regressoren die potenziell erklärbare Varianz gut erfasst wurde. Zudem sind die strukturierten Residualkomponenten im Analysezeitraum 1901-2000 immer größer als im Zeitraum 1878-2000. Der hemisphärische Unterschied ist in den Residuen sehr ausgeprägt mit einer deutlich größeren strukturierten Residualkomponente auf der Nord- gegenüber der Südhalbkugel. Vorausgesetzt, die strukturierten Residualkomponenten enthalten erklärbare Varianz, die interpretierbar, also auf klimatologische Prozesse zurückzuführen ist, deutet dieses Ergebnis daraufhin, dass diese Prozesse wahrscheinlich vor allem auf der Nordhalbkugel und dort im 20. Jahrhundert stärker wirksam waren. Dieser Sachverhalt kann jedoch im Rahmen dieser Studie nicht geklärt werden.

Wie bereits in Kap. 2.3 erwähnt, sind die hier verwendeten Sulfat-Einfluss-Zeitreihen problematisch (s.a. Tab. 2.1). Zum einen wird durch die verwendeten Einfluss-Zeitreihen lediglich der direkte Effekt berücksichtigt, zum anderen hat das Sulfat-Aerosol eine kurze Verweilzeit von einigen Wochen und ist somit in seiner räumlichen Verteilung und Wirkung sehr inhomogen. Um nun den Beitrag eines Einflusses zur e.V. des multiplen Modells beurteilen zu können, wurde untersucht, wie sich die e.V. verändert, wenn man ausgewählte Einflussklassen bei der Modellselektion von vornherein ausschließt. Die Ergebnisse dieser Betrachtung sind in Abb. 5.1 dargestellt.

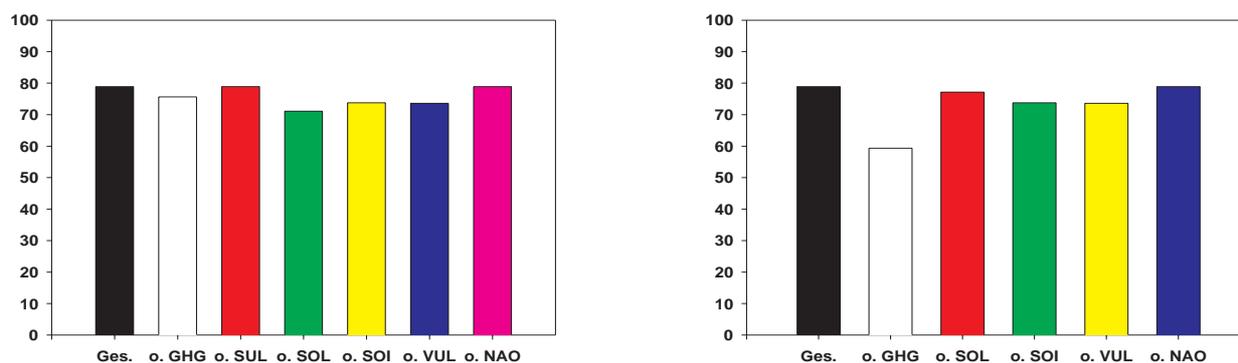


Abbildung 5.1: Links: Prozentuale erklärte Varianzen beim globalen Temperaturmittel 1878-2000 nach MLR unter Verwendung aller Einflussklassen (**ges.**) und Ausgrenzung einzelner Einflüsse (z.B. **o. GHG**: ohne Treibhausgase). Rechts: wie linke Seite, jedoch ist der Sulfateinfluss hier von vornherein unterdrückt.

Man erkennt in Abb. 5.1 links, dass sich durch Ausgrenzung des Sulfat-Einflusses die e.V. nicht verändert, was auch Tab. 5.1 zu entnehmen ist. Aber auch bei Unterdrückung der anderen wichtigen Einflüsse **GHG** und **SOL** verringert sich die e.V. nur wenig. Da alle diese Einflüsse ausgeprägte Trendstrukturen aufweisen (vgl. Abb. 3.6, 3.7 und 3.1), liegt die Vermutung nahe, dass sie auch ähnliche Varianzanteile an den Zielgrößen erklären, nämlich eben die niederfrequenten Trendkomponenten. Hier wird eine Schwäche des statistischen Modells deutlich, das über keinen physikalisch-klimatologischen „Hintergrund“ verfügt, sondern lediglich Ähnlichkeitsbetrachtungen anstellt. Es ist somit erforderlich, die analysierten Daten kritisch zu prüfen. Im Falle des Sulfats erscheint das hier erzielte Ergebnis unplausibel, da durch seine Wirkungsweise (räumlich und zeitlich begrenzt) und den geringen Strahlungsantrieb des direkten Effektes (s. Tab. 2.1, [39]) ein so großer Varianzanteil nicht erwartet wird. Die benutzten Sulfat-Reihen erscheinen die zugrundeliegenden Prozesse nicht hinreichend zu repräsentieren, und sind daher bei den folgenden Betrachtungen nicht verwendet worden.

Wenn man jedoch den Sulfat-Einfluss von vornherein nicht berücksichtigt und das statistische Experiment wiederholt, zeigt sich eine stärkere Varianzabnahme durch Weglassen von Treibhausgasen, gegenüber dem Weglassen des solaren Einfluss (s. Abb. 5.1 rechts). Dies deutet daraufhin, dass die in der Temperaturreihe vorhandene Trendstruktur besser durch den Treibhausgas-Einfluss erklärt werden kann als durch den zusätzlich vom quasi-elfjährigen Sonnenfleckenzyklus überlagerten solaren Einfluss.

### Signifikanz der Signale

Im Folgenden werden nun die Signifikanzen der Signale diskutiert, wie sie in Kap. 4.3 theoretisch beschrieben wurden.

In Abb. 5.2 und 5.3 sind die Ergebnisse für die globale Mitteltemperatur 1878-2000 dargestellt. Zu sehen sind die Einzelsignale<sup>2</sup> in unterschiedlicher Farbgebung. Um die Signale bezüglich ihrer Amplitude vergleichbar zu machen, wurde ihr Null-Niveau folgendermaßen festgelegt: Das **GHG**-Signal wurde im ersten Analysejahr Null gesetzt, Das **SOL**-Signal wurde im Jahr des ersten auftretenden Sonnenfleckenmaximums Null gesetzt, das **VUL**-Signal wurde im Jahr 1940 Null gesetzt, da dieser Zeitraum in eine längere Periode vulkanischer Inaktivität fällt, die zyklischen **SOI**- und **NAO**-Signale schließlich, wurden auf Mittelwert Null normiert.

Man erkennt in Abb. 5.2 deutlich die für die zugrundeliegenden Prozesse typischen Zeitstrukturen der einzelnen Signale. Das Treibhausgas-Signal (rot in Abb. 5.2) hebt sich mit einer Amplitude von 0,51 K hochsignifikant vom Rauschen ab und überschreitet die 99,9%-Schwelle im Jahr 1980, wenn man das unstrukturierte Residuum als Rauschkomponente verwendet (Fall 1, Abb. 5.2), bzw. im Jahr 1995 unter Verwendung des gesamten Residuums

---

<sup>2</sup>Das NAO-Signal wurde übersichtshalber weggelassen, da es in allen globalen bzw. hemisphärischen Analysen von untergeordneter Bedeutung ist (vgl. Tab. 5.1). Dies ist nicht verwunderlich, da es sich bei der NAO um ein regional begrenztes Phänomen handelt.

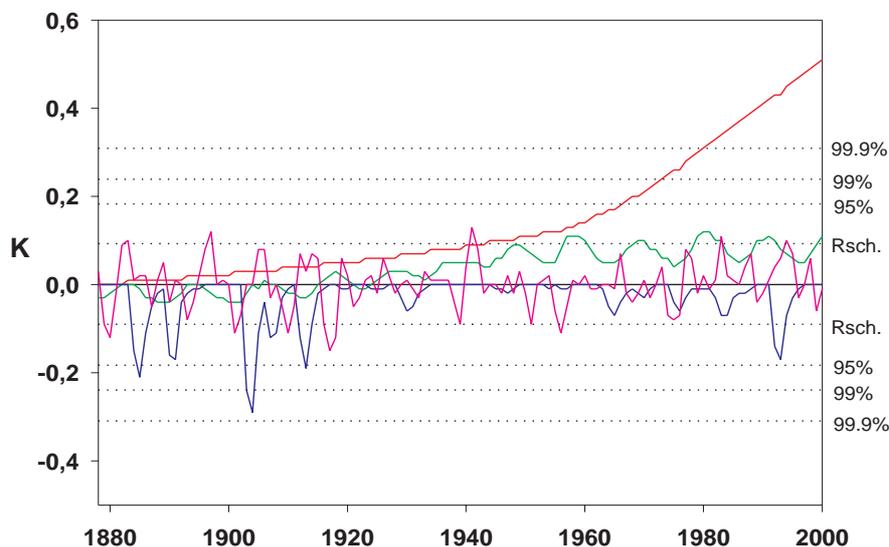


Abbildung 5.2: Signifikanz des Treibhausgas-Signals im globalen Temperaturmittel 1878-2000. Rot: Treibhausgas-Signal, Lila: ENSO-Signal, Blau: Vulkanismus-Signal, Grün: solares Signal. **Rsch.**: Standardabweichung der verwendeten Rauschkomponente. Prozentangaben 95%, 99% und 99.9%: Wahrscheinlichkeit, mit der sich ein Signal vom Rauschen abhebt, wenn es sich auf dem Niveau der zugehörigen gepunkteten Linie befindet. Ordinate: Temperaturanomalien in [K]. Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

enschießlich natürlicher Variabilität als Rauschkomponente (Fall 2, Abb. 5.3). Somit ist das anthropogene Signal in der globalen Mitteltemperatur statistisch hochsignifikant nachgewiesen und hat aufgrund der hier vorgenommenen Analyse (vgl. Kap. 4.3) im Vergleich zu 1878 hochsignifikant zu einer Klimaänderung geführt.

Das ENSO- und das solare Signal hingegen bleiben bei beiden Rauscharten im gesamten Zeitraum innerhalb des niedrigsten Signifikanzbereichs von 95%. Das Vulkanismus-Signal durchbricht bei seinem stärksten Ausschlag (um 1904, infolge des Ausbruch des Santa Maria 1902) jedoch die 99%- (Fall 1, Abb. 5.2) bzw. die 95%-Signifikanzschwelle (Fall 2, Abb. 5.3), tritt also deutlich, jedoch nur kurzfristig für wenige Jahre, aus dem Hintergrund der stochastischen Schwankungen und der natürlichen Variabilität hervor. Jedoch sind die Signifikanzschwellen in Abb. 5.3 bezüglich der natürlichen Signale nicht ganz korrekt, da sie auch in der Rauschkomponente enthalten sind.

Zum Vergleich wurden die oben dargestellten Analysen auch für den Referenzzeitraum 1901-2000 durchgeführt. Die Amplitude des Treibhausgas-Signals ist in diesem Fall mit 0,46 K (s. Abb. 5.4) nur geringfügig niedriger als für den Zeitraum 1878-2000. Die 99,9%-Signifikanzschwelle wird im Fall 1 (Abb. 5.4) 1982 überschritten, also nur geringfügig später

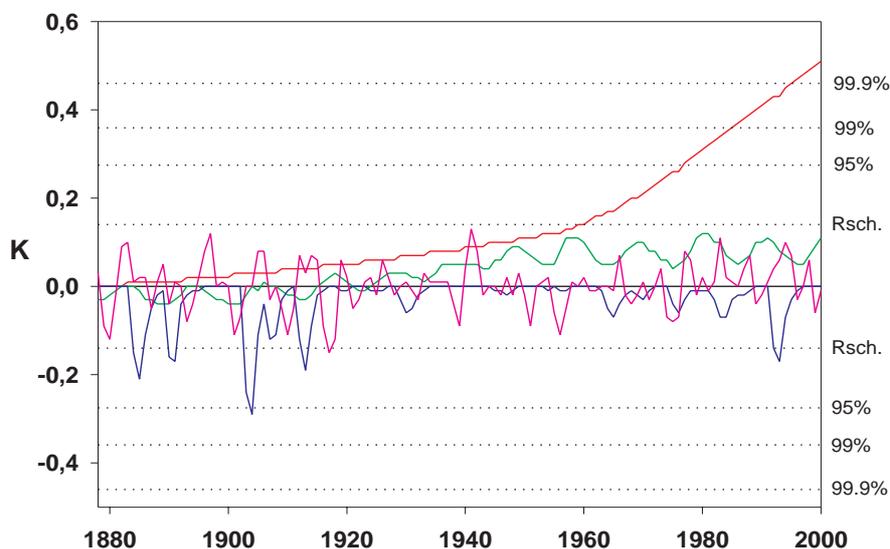


Abbildung 5.3: Analog Abb. 5.2, jedoch hier: Verwendete Rauschkomponente ist die natürliche Variabilität einschließlich komplettem Residuum ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

als in dem längeren Analysezeitraum. Da das anthropogene Treibhaus-Signal eine progressive Zeitentwicklung aufweist, ist dies jedoch nicht verwunderlich. Im Fall 2 (Abb. 5.5) wird jedoch „nur“ noch das 99%-Signifikanzniveau im Jahr 1991 überschritten.

Bis auf die kurzzeitigen Störungen des Vulkanismus-Signals bleiben auch in dieser Betrachtung alle natürlichen Signale unsignifikant.

Interessant ist auch die hemisphärisch differenzierte Betrachtung. Wie bereits weiter oben in diesem Abschnitt angemerkt, führt die unterschiedliche Verteilung der Landmassen auf der Nord- bzw. Südhalbkugel zu unterschiedlichen e.V. in den Analysen (vgl. Tab. 5.1). Dieser Sachverhalt zeigt sich konsistent auch in den unterschiedlichen Signifikanzen der Signale. Auf der Nordhalbkugel hat das Treibhaus-Signal eine Amplitude von 0,49 K, was fast mit der Amplitude von 0,51 K im globalen Mittel identisch ist. Jedoch trägt hier die Rauschkomponente eine höhere Variabilität, wodurch die 99,9%-Schwelle für den Fall 1 erst im Jahr 1990 (Abb. 5.6) überschritten wird. Im Fall 2 (komplettes Residuum einschließlich natürlicher Variabilität als Rauschkomponente, Abb. 5.7) wird lediglich die 99%-Schwelle ab dem Jahr 1996 überschritten.

Auf der Südhemisphäre zeigt sich ein anderes Bild: Zum einen ist die Amplitude des Treibhausgas-Signals mit 0,53 K etwas höher als auf der Nordhalbkugel und im globalen Mittel, zum anderen ist auch die Rauschkomponente deutlich geringer als in den anderen Analysen (s. Abb. 5.8), was auf die orografisch weniger gestörte atmosphärische Zirkula-

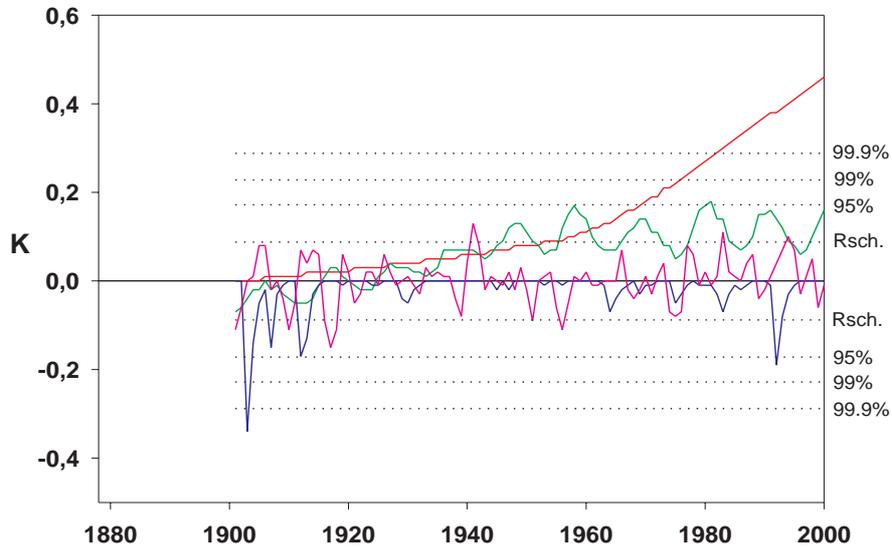


Abbildung 5.4: Wie Abb. 5.2, jedoch unter Verwendung der Globalen Mitteltemperatur 1901-2000.

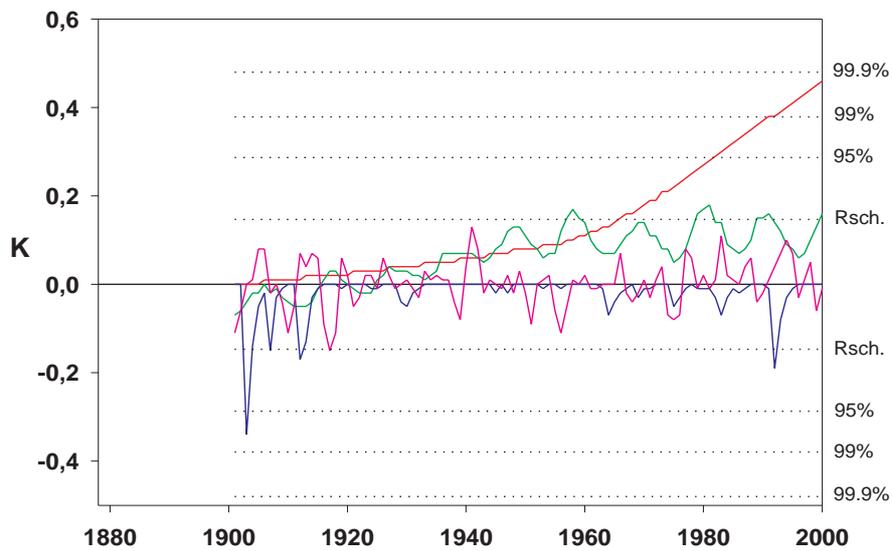


Abbildung 5.5: Wie Abb. 5.3, jedoch unter Verwendung der Globalen Mitteltemperatur 1901-2000.

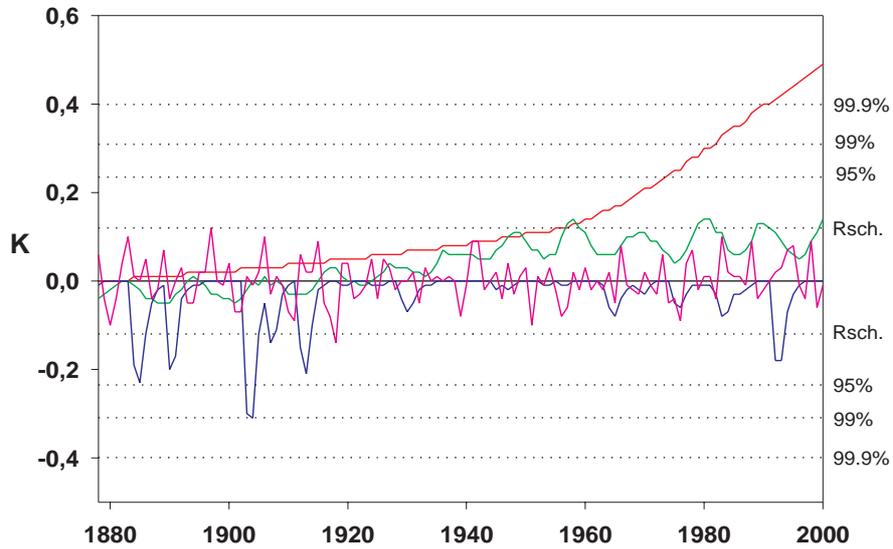


Abbildung 5.6: Wie Abb. 5.2, jedoch unter Verwendung der nordhem. Mitteltemperatur 1878-2000.

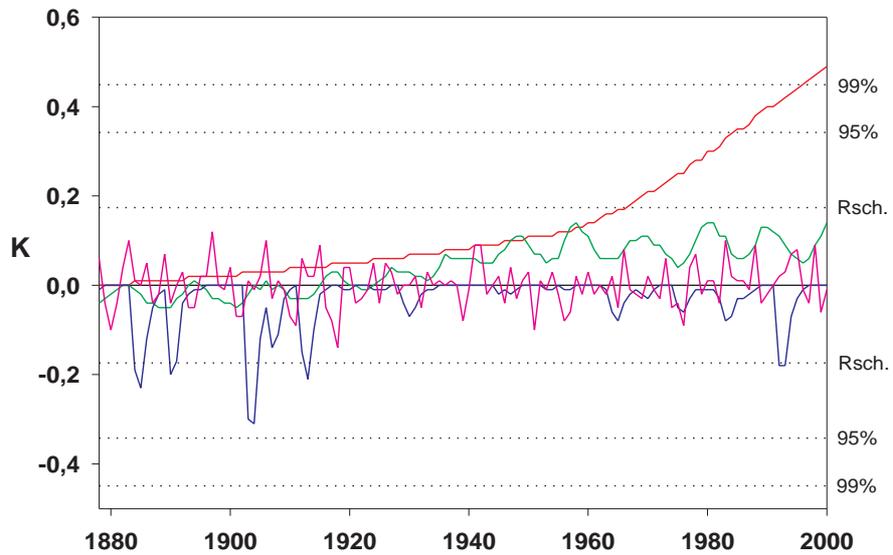


Abbildung 5.7: Wie Abb. 5.3, jedoch unter Verwendung der nordhem. Mitteltemperatur 1878-2000.

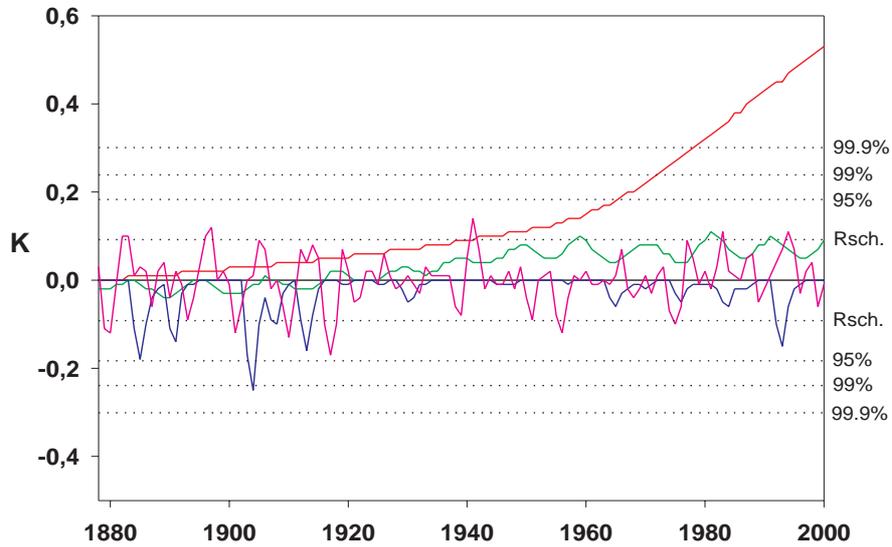


Abbildung 5.8: Wie Abb. 5.2, jedoch unter Verwendung der südhem. Mitteltemperatur 1878-2000.

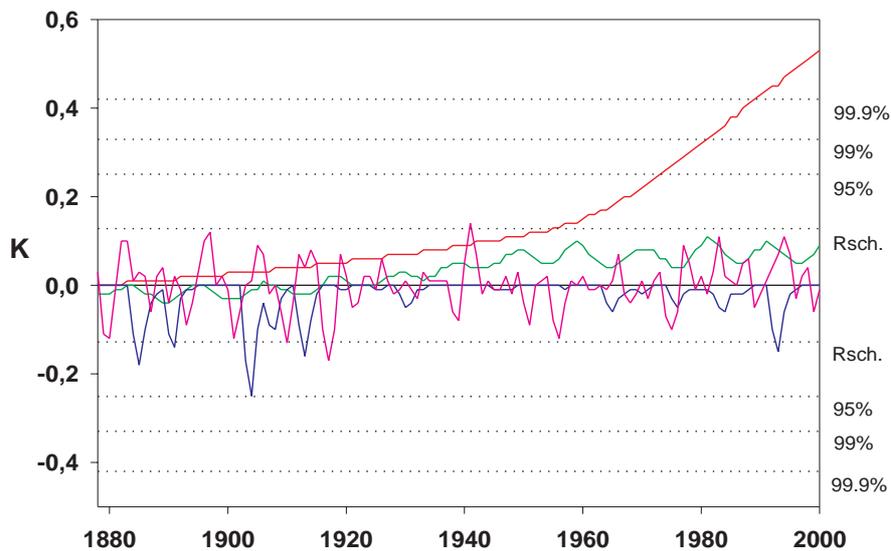


Abbildung 5.9: Wie Abb. 5.3, jedoch unter Verwendung der südhem. Mitteltemperatur 1878-2000.

tion zurückzuführen ist. Dies hat zur Folge, dass das Treibhaus-Signal bereits 1979 (Fall 1, Abb. 5.8) bzw. 1989 (Fall 2, Abb. 5.9) mit über 99,9% nachgewiesen ist. Weiterhin ist zu bemerken, dass das ENSO-Signal auf der Südhalbkugel, das Vulkanismus- und solare Signal dagegen auf der Nordhalbkugel höhere Amplituden aufweisen.

## 5.2 Globale Temperatur - Gebietsmittel

Da die hier diskutierten Datensätze zweidimensionale Felder sind, wurden sie, wie in Kap. 4.2 beschrieben, zuerst einer EOF-Transformation unterzogen. Neben der gewünschten Vorbehandlung der Daten hinsichtlich der Ordnung orthogonaler Strukturen, liefert die EOF-Analyse bereits erste diagnostische Informationen über das untersuchte Datenfeld, die im Folgenden dargestellt sind.

### Hauptkomponenten

Zunächst soll ein Blick auf die Eigenspektren geworfen werden, wie sie anhand von zwei Beispielen in Abb. 5.10 wiedergegeben sind. Dort sind die prozentualen Gewichte der ersten zehn Eigenwerte für das Jahres- und Wintermittel 1878-2000 dargestellt. Sie sind repräsentativ für die anderen nicht gezeigten Jahresmittel (1901-2000) und saisonalen Mittel.

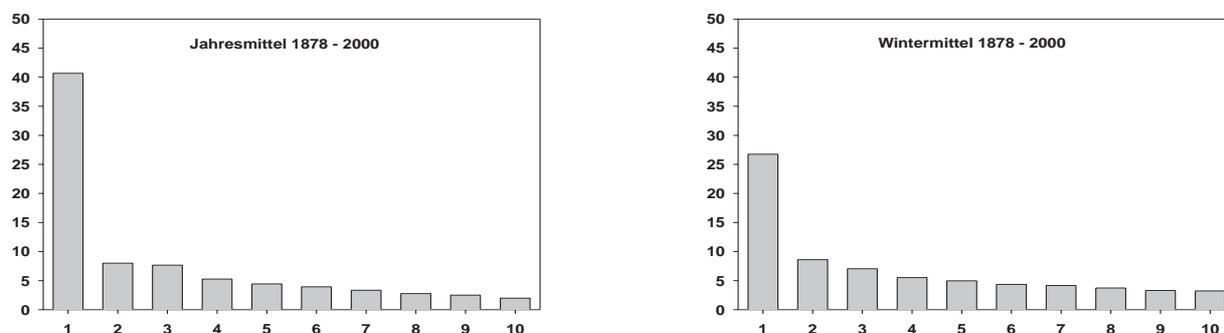


Abbildung 5.10: Eigenspektren verschiedener Temperatur-Datensätze globaler Gebietsmittel. Abszisse: Nummer der zugehörigen Hauptkomponente (es sind jeweils die ersten zehn Eigenwerte abgebildet). Ordinate: Prozentuales Gewicht des entsprechenden Eigenwertes (entspricht erklärter Varianz der zugehörigen Hauptkomponente am gesamten Datenfeld, vgl. Gl. 4.12).

Das Jahresmittel (Abb. 5.10 links) wird charakterisiert durch eine dominante Hauptstruktur (erste PC), die alleine schon über 40% der Gesamtvarianz des Datenfeldes erklärt (bei insgesamt 34 Hauptkomponenten, (vgl. Abb. 3.9 links)). In den saisonalen Mitteln zeigt sich ein ähnliches, jedoch etwas abgeschwächtes Bild mit erklärten Varianzen der ersten

Hauptstrukturen zwischen etwa 25% und 30% (hier gezeigt am Beispiel des Wintermittels in Abb. 5.10 rechts). Dies ist schon ein erster Hinweis auf potenziell klimatologisch interpretierbare großräumige Strukturen in der Variabilität. In einem Datensatz, der nur aus Zufallszahlen besteht, wäre das zugehörige Eigenspektrum deutlich flacher, und es würde sich keine zu Abb. 5.10 vergleichbare dominante Hauptstruktur ergeben.

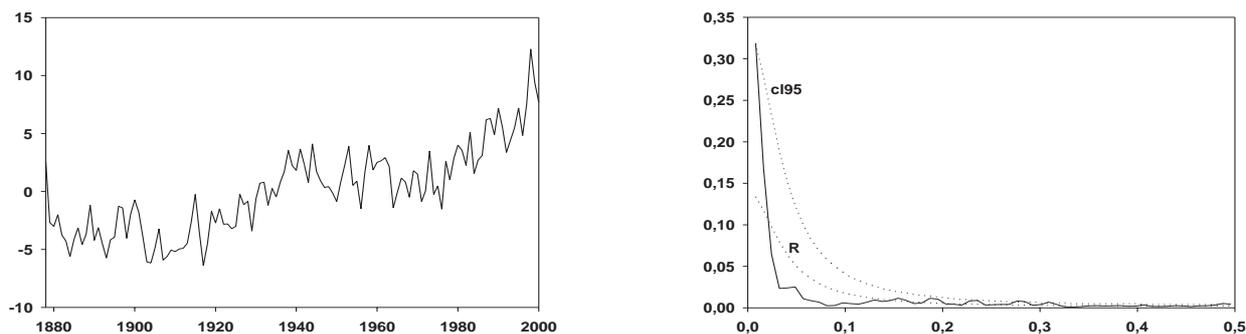


Abbildung 5.11: Links: Erste zeitliche Hauptstruktur (1. PC) des Jahresmittels der globalen Temperatur-Gebietsmittel 1878-2000 (vgl. Abb. 3.9 links, bzw. Gl. 4.12). Ordinate: EOF-transformierte Temperaturanomalien in relativen Einheiten. Rechts: Varianzspektrum dieser 1. PC. Abszisse: Frequenz in  $[\frac{1}{a}]$ , Ordinate: Prozentuale Varianz; CL95: Signifikanzschwelle 95%, R: Rotes Rauschen (auch Markov-Rauschen, s. a. [44]).

Die zum ersten Eigenwert in Abb. 5.10 links gehörende zeitliche Hauptstruktur (kurz: 1. PC, engl. **P**rincipal **C**omponent) ist in Abb. 5.11 links dargestellt. Der lineare Korrelationskoeffizient zwischen dieser 1. PC und der globalen Mitteltemperatur (vgl. Abb. 3.8) beträgt  $r = 0,98$  - Sie repräsentiert somit das globale Mittel. Weiterhin ist in Abb. 5.11 rechts das Varianzspektrum dieser 1. PC abgebildet. Wie man deutlich erkennt, liegt fast die gesamte spektrale Ladung im niederfrequenten Bereich. Das ist nicht weiter verwunderlich, da man schon mit bloßem Auge die ausgeprägte positive Trendkomponente (vgl. Abb. 5.11 links) erkennen kann. Somit kann man aus Abb. 5.10 und Abb. 5.11 folgern, dass die dominanten zeitlichen Strukturen in den analysierten globalen Temperatur-Gebietsmitteln Trendkomponenten sind.

Wie stark und mit welchem Vorzeichen die Trendkomponenten in den unterschiedlichen Gebieten vertreten sind, kann den zugehörigen ersten räumlichen Hauptstrukturen (1. EOF) in Abb. 5.12 entnommen werden, wo sie für die Jahresmittel 1878-2000 (Abb. 5.12 links) und 1901-2000 (Abb. 5.12 rechts) abgebildet sind. Wie man sieht, sind alle Komponenten der Eigenvektoren bezüglich den ersten PCs positiv, sodass also in allen untersuchten Gebieten eine positive Trendkomponente dominiert. In den äquatornahen Gebieten sind die Gewichte etwas höher. Da jedoch das Temperaturfeld vor der EOF-Transformation auf Standardabweichung 1 normiert wurde, beziehen sich die in Abb. 5.12 dargestellten Gewichte auf die lokale Varianz. Also sind die Trendkomponenten bezüglich der lokalen Varianz (nicht absolut) in den hohen geografischen Breiten etwas geringer.

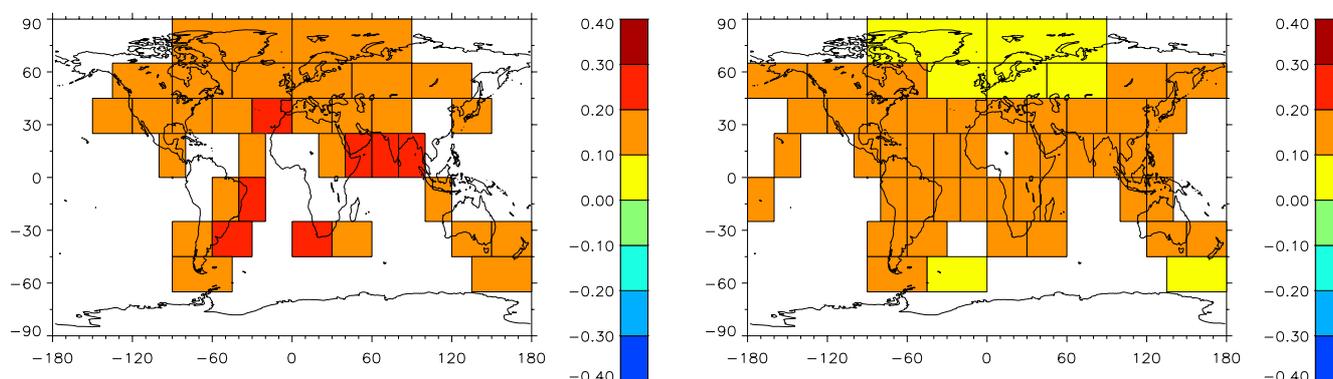


Abbildung 5.12: Die erste räumliche Hauptkomponente der globalen Temperatur-Gebietsmittel 1878-2000 (links) und 1901-2000 (rechts, vgl. Abb. 3.9). Die Skalen rechts bezeichnen die Komponenten der Eigenvektoren, deren Gesamtlängen auf 1 normiert sind.

Dies sind noch nicht alle, jedoch die wichtigsten klimatologisch interpretierbaren Informationen, die mittels EOF-Transformation aus den globalen Temperatur Gebietsmitteln gewonnen werden können. Es ist deutlich geworden, dass das Hilfsmittel der Hauptachsentransformation nicht ausschließlich zur Datenvorbehandlung bzw. Datenreduktion (vgl. Kap. 3.1) dient, sondern auch als diagnostisches Hilfsmittel eingesetzt werden kann.

### Erklärte Varianzen

Die erklärten Varianzen sind unter Verwendung der globalen Gebietsmittel der Temperatur deutlich geringer als bei dem globalen und den hemisphärischen Mitteln (vgl. Tab. 5.2 u. Tab. 5.1). Dies hat seine Ursache darin, dass durch die räumliche Mittelung der globalen und hemisphärischen Temperaturreihen zufällige Schwankungen und somit die Rauschkomponente verringert werden. Das gleiche ist auch bei zeitlicher Mittelung zu beobachten, weswegen die erklärten Varianzen der saisonalen gegenüber dem Jahresmittel in Tab. 5.2 verringert sind.

Im Gegensatz zu den globalen und hemisphärischen Mitteln sind jedoch die e.V. ohne Berücksichtigung des Sulfat-Einfluss hier geringer (vgl. 1. und 2. Zeile in Tab. 5.2 u. Tab. 5.1). Die Dominanz des Sulfat-Einflusses in globalen Temperatur-Gebietsmitteln wird auch deutlich, wenn man die verschiedenen Einflussklassen isoliert betrachtet: Hier sind die Treibhausgase hinter Sulfat nur der zweitstärkste Einfluss (vgl. Zeilen **GHG** und **SUL** in Tab. 5.2). Jedoch ist auch hier, wie schon bei den globalen und hemisphärischen Mitteln, der Sulfat-Einfluss durch die verwendeten Zeitreihen (s. Abb. 3.7) nicht befriedigend erfasst und dessen Signalfeld unplausibel (s. Abb. 5.13), was im Weiteren noch eingehender dargelegt wird.

Die e.V. der solaren Signale (**SOL** in Tab. 5.2) rangieren an dritter Stelle und heben sich in

Tabelle 5.2: Analog Tab.5.1, jedoch Zielgrößen hier: Globale Gebietsmittel der bodennahen Lufttemperatur nach Jones [27] Jahresmittel 1878-2000 (**JM78**) bzw. Jahresmittel 1901-2000 (**JM01**), sowie der saisonalen Mittel (bezogen auf die Nordhemisphäre) 1901-2000 (Winter: **WI01**, Frühjahr: **FR01**, Sommer: **SO01**, Herbst: **HE01**).

	<b>JM78</b>	<b>JM01</b>	<b>WI01</b>	<b>FR01</b>	<b>SO01</b>	<b>HE01</b>
<b>ges.</b>	46.4	51.6	36.6	34.9	37.7	38.0
<b>o. SUL</b>	42.1	43.9	31.9	31.3	32.5	32.2
<b>GHG</b>	27.8	25.5	15.8	17.5	17.5	17.4
<b>SUL</b>	34.3	37.4	22.2	25.7	27.6	27.5
<b>SOL</b>	23.3	21.2	11.4	14.8	13.7	14.4
<b>SOI</b>	5.3	10.8	9.5	8.2	7.5	7.4
<b>VUL</b>	6.4	7.8	6.7	6.6	7.0	6.4
<b>NAO</b>	4.1	4.0	4.7	1.9	1.7	2.1
<b>RES</b>	57.9	56.2	68.1	68.7	67.5	67.8
<b>STR</b>	13.3	10.4	6.6	4.9	11.2	6.6
<b>UNSTR</b>	44.6	45.8	61.5	63.8	56.3	61.2

den Jahresmitteln zusammen mit den Einflüssen **GHG** und **SUL** in ihre Stärke deutlich von den anderen natürlichen Signalen **SOI**, **VUL** und **NAO** ab. In der jahreszeitlichen Betrachtung (Spalten **WI01** bis **HE01** in Tab. 5.2) ist das Bild etwas modifiziert: Die drei „großen“ Einflüsse **GHG**, **SUL** und **SOL** sind hier etwas verringert, wohingegen sich die saisonale Mittelung kaum auf die e.V. von **SOI** und **VUL** auswirkt. **NAO** zeigt eine klare saisonale Abhängigkeit mit maximaler e.V. im Nordwinter, was allgemein bekannt ist [60].

Wie auch bei den globalen und hemisphärischen Mitteln trägt auch hier die unstrukturierte Residualkomponente eine deutlich höhere Varianz als die strukturierte (Zeilen **STR** und **UNSTR** in Tab. 5.2), was wiederum (wie in Tab. 5.1) darauf hindeutet, dass durch die angebotenen Regressoren die wichtigsten Einflüsse erfasst wurden. Dies ist auch ein weiteres Indiz für die Fragwürdigkeit der angebotenen Sulfat-Reihen, da sie in der in Tab. 5.2 (und ebenfalls in Tab. 5.1) dargestellten Residualzerlegung nicht berücksichtigt wurden. Somit kann ein großer Anteil der durch das Sulfat erklärten Varianz auch durch andere Einflüsse (vornehmlich **GHG** und **SOL** wegen der dominanten Trendkomponente in allen diesen Einflüssen) erklärt werden.

## Signale

Um die Problematik des Sulfat-Einflusses abschließend zu bewerten, sind in Abb. 5.13 die Sulfat-Signalfelder des globalen Temperaturfeldes (Jahresmittel 1901-2000) für die Jahre 1970 und 2000 dargestellt. Wie aus Abb. 3.7 hervorgeht, steigt dessen Säulendichte bis 1970 steil an und flacht danach ab, was mit der verbreiteten Verwendung geeigneter Filteranlagen

zur Reduktion der Schwefelemissionen einhergeht. Aus diesem Grund ist hier auch das Jahr 1970 von Interesse. Wie bereits in Kap. 2.2 erwähnt, sollte das Sulfat zu lokalen Abkühlungen der unteren Troposphäre über Industrieregionen führen, die jedoch aufgrund seiner geringen Verweilzeit starken raumzeitlichen Schwankungen unterworfen ist.

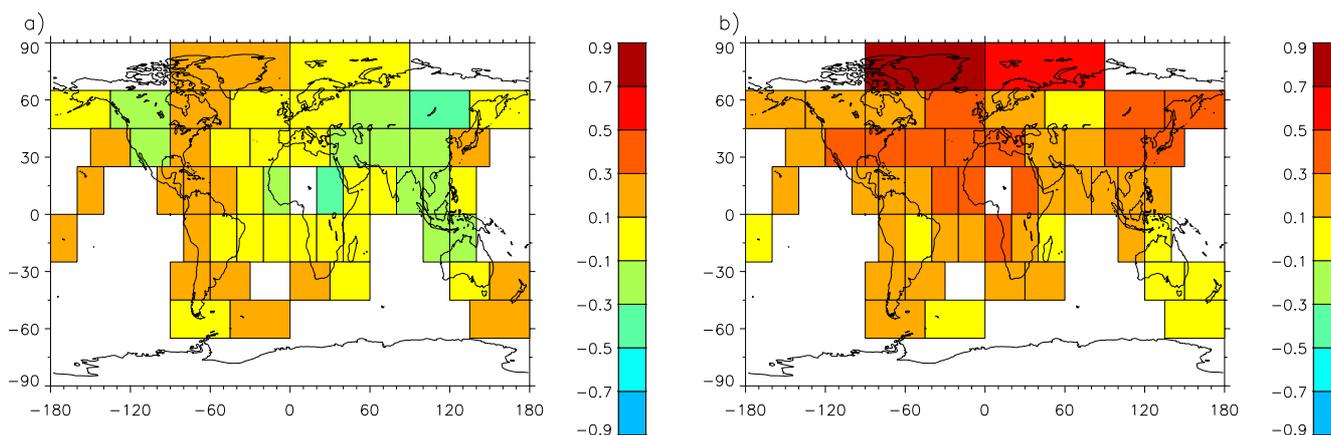


Abbildung 5.13: Sulfat-Signalfeld Jahresmittel 1970 a) und 2000 b) im Temperaturfeld globaler Gebietsmittel 1901-2000 in [K]. Signale im Jahr 1901 sind gleich Null gesetzt.

In Abb. 5.13a zeigen sich zwar regionale Abkühlung zwischen  $-0,1$  K und  $-0,5$  K, jedoch ist deren räumliche Verteilung nicht plausibel, da sie sich neben der Region Süd-Ost-Asien auch bis nach Zentralasien und Indonesien erstrecken. Des Weiteren findet man über Europa gar kein Signal und über Nord-Amerika sowohl Abkühlungen als auch Erwärmungen zwischen  $0,1$  K und  $0,3$  K, die auch über Grönland, Südamerika und Teilen des Zentralpazifiks gefunden werden. Im Jahr 2000 dagegen findet man global ausschließlich Erwärmungen von bis zu  $0,9$  K über Grönland, was zu dem zu erwartenden Resultat in krassem Widerspruch steht. Wahrscheinlich wurden hier, wie schon weiter oben angedeutet, Varianzkomponenten dem Sulfat zugeordnet, welche eigentlich durch solare Schwankungen bzw. Treibhausgase erklärt werden sollten. Somit scheint es nicht möglich, den Sulfat-Einfluss mit den verfügbaren Einflussreihen im Rahmen des hier angewendeten statistischen Ansatzes realistisch zu erfassen.

Aus diesem Grund sind alle folgenden Ergebnisse unter Ausschluss des Sulfat-Einflusses erzielt worden, da hierdurch zwar die e.V. geringer ist, jedoch eine Verzerrung durch falsche Varianz-Zuordnung vermieden wird.

In Abb. 5.14 sind nun die Treibhausgas-Signale für die Jahresmittel der zwei unterschiedlichen Analysezeiträume dargestellt. Sie sind fast ausschließlich positiv mit Ausnahme des Nord-Atlantiks, wo eine Abkühlung durch Treibhausgase von weniger als  $-0,1$  K vorliegt, die jedoch in Abb. 5.14 nicht sichtbar ist. Die stärksten, auf den anthropogenen Zusatz-Treibhauseffekt zurückzuführenden Erwärmungsraten von bis maximal über  $1,5$  K finden

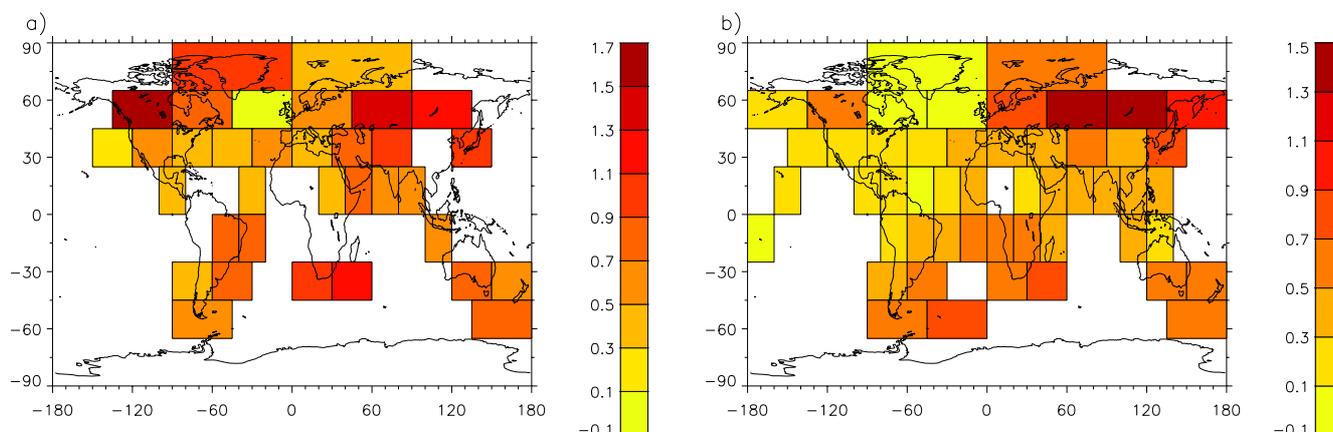


Abbildung 5.14: Treibhausgas-Signalfeld Jahresmittel 2000 im Temperaturfeld globaler Gebietsmittel 1878-2000 a) und 1901-2000 b) in [K]. Die Signale sind jeweils zu Beginn des Analysezeitraumes Null gesetzt.

sich in den Extratropen, und dort vornehmlich über den großen Kontinenten der Nordhemisphäre. Dies hat seine Ursache u.a. in der großen Wärmekapazität der Weltmeere, die deshalb viel träger als die großen Kontinentalmassen auf den Strahlungsantrieb der Treibhausgase reagieren. Interessanterweise sind die Amplituden im Bereich Nordamerika / Grönland für den Analysezeitraum 1901-2000 (s. Abb. 5.14 rechts) geringer als für den Analysezeitraum 1878-2000 (s. Abb. 5.14 links).

Es zeigen sich auch deutliche jahreszeitliche Unterschiede im **GHG**-Signalfeld, was der Abb. 5.15 zu entnehmen ist. Am auffälligsten sind die großen Signalamplituden über Zentralasien im Nordwinter und Frühling von bis über 3 K (s. Abb. 5.15a und b). Diese saisonale Abhängigkeit ist auf der Südhemisphäre nur in sehr abgeschwächter Form zu beobachten, was auf einen Einfluss der hemisphärisch inhomogen verteilten Landmassen hindeutet. Eventuell spielt hier eine Abschwächung der sog. Schnee-Albedo Rückkopplung eine Rolle (s.a. Kap. 2), da es infolge der Erwärmung zu einem Rückgang der geschlossenen Schneedecke im Winter kommt, der wiederum eine Erwärmung in den betroffenen Regionen zur Folge hat. Modifikationen in der atmosphärischen Zirkulation sind ebenfalls denkbar, was aber an dieser Stelle nicht näher untersucht worden ist.

In Abb. 5.16 sind nun einige wenige ausgewählte Beispiele natürlicher Signalfelder dargestellt, beginnend mit dem solaren Signal für das Jahresmittel 2000 als das letzte Sonnenfleckenmaximum beobachtet wurde. Alle solaren Signale sind bezogen auf das Jahr des ersten Sonnenfleckenmaximums im zugehörigen Analysezeitraum (hier 1906), in welchem sie gleich Null gesetzt wurden. In Abb. 5.16a erkennt man eine globale Erwärmung infolge des solaren Einfluss von verbreitet 0,1 K bis 0,3 K und vereinzelt bis knapp 0,5 K im Jahr 2000. Verglichen mit den Treibhausgasen (s. Abb. 5.14b) zeigt sich hier zwar ein etwas homogeneres, jedoch in seiner Amplitude deutlich schwächeres Signalfeld, das zudem in dieser Ausprägung nur in Jahren maximaler Sonnenaktivität beobachtet wird. Dies ist ein

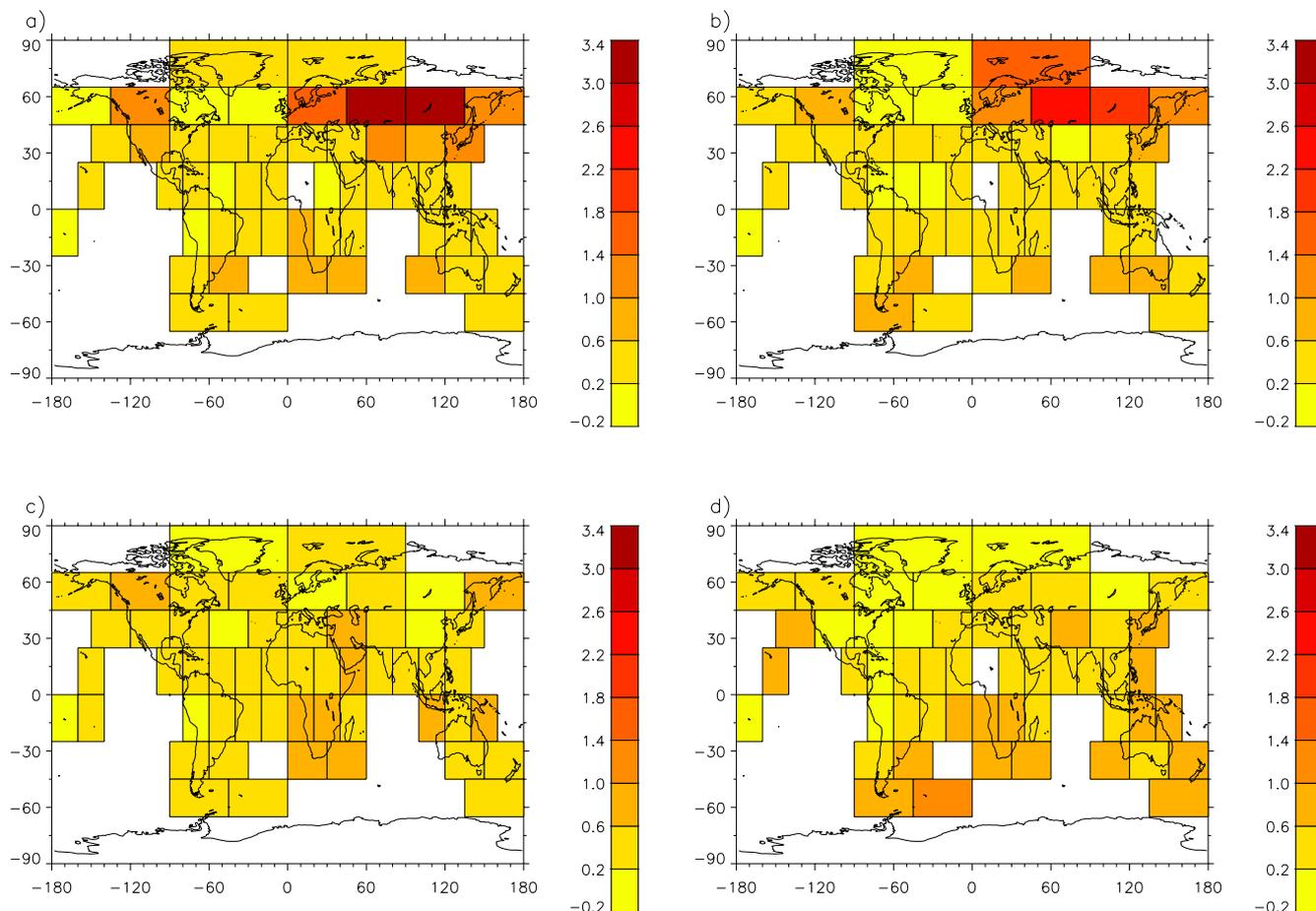


Abbildung 5.15: Wie Abb. 5.14b, jedoch saisonale Mittel (bezogen auf die Nordhemisphäre). a): Wintermittel, b): Frühjahrsmittel, c): Sommermittel und d): Herbstmittel

weiterer Hinweis auf die untergeordnete Rolle des solaren Einflusses im Vergleich mit dem anthropogenen Zusatztreibhauseffekt in neoklimatologischer Zeit.

Das Vulkanismus-Signal in Abb. 5.16b zeigt für das Jahr 1903, (1902 fand der klimawirksame Ausbruch des Santa Maria statt) verbreitet Abkühlungen von etwa  $-0,1$  K bis  $-0,5$  K, was im Einklang mit klimatologischen Grundvorstellungen ist (s.a. Kap. 2.1). Jedoch existieren auch Gebiete mit positiven Signalamplituden. Dies ist jedoch kein Widerspruch, da ein klimawirksamer Ausbruch auch die atmosphärische Zirkulation beeinflussen kann, was komplexe und regional unterschiedliche Temperaturreaktionen nach sich zieht. Die Vulkanismus-Signale sind relativ zum Jahr 1940, in welchem sie gleich Null gesetzt wurden. Diesem Jahr ging eine längere Periode vulkanischer Inaktivität (bezüglich klimawirksamer Ausbrüche) voraus, sodass durch diese Normierung näherungsweise Anomalien in Bezug auf das vulkanisch unbeeinflusste Temperaturfeld erhalten werden.

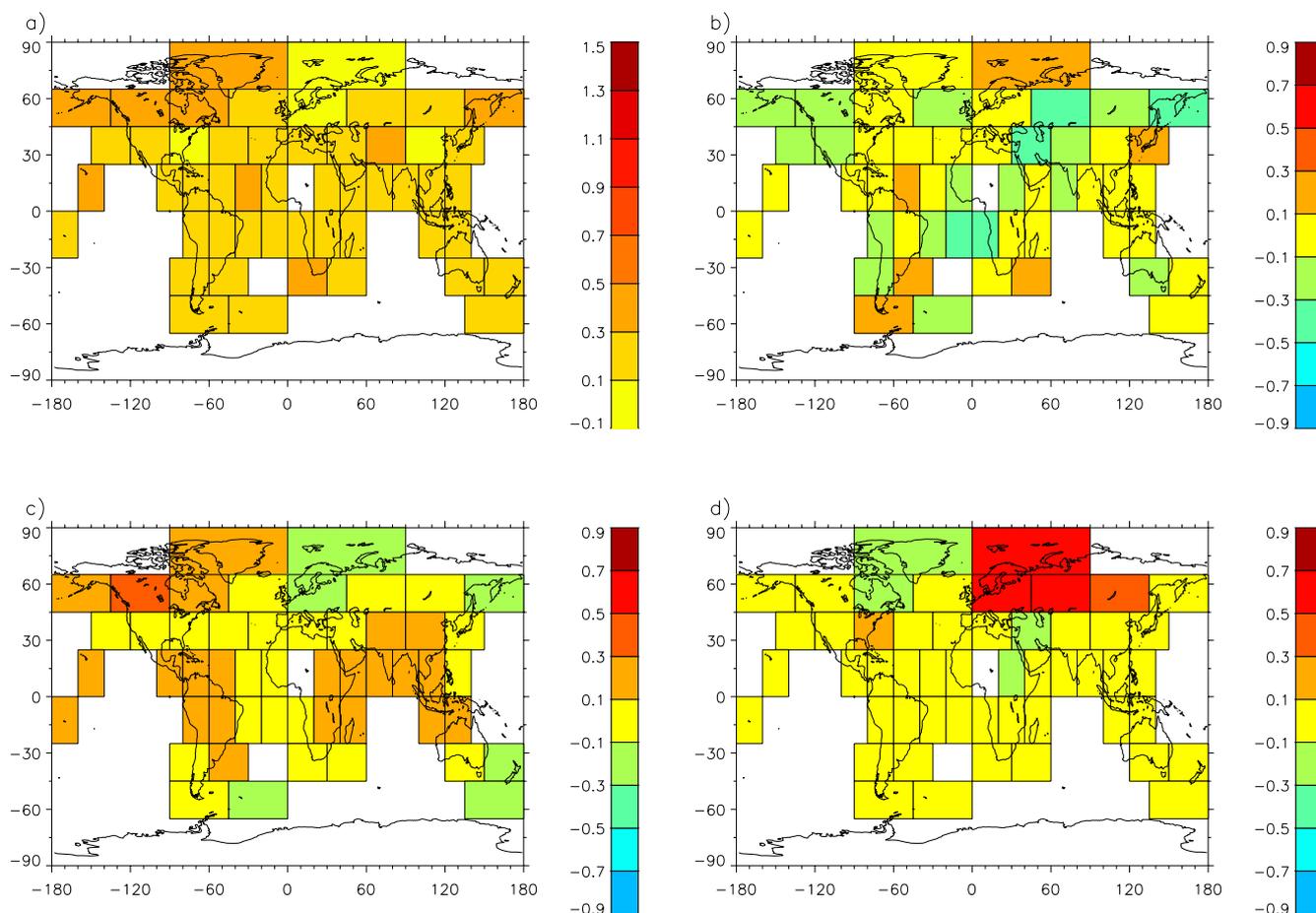


Abbildung 5.16: Natürliche Signalfelder im Temperaturfeld 1901-2000. a): Solares Signal Jahresmittel 2000, b): Vulkanismus-Signal Jahresmittel 1903, c): ENSO-Signal Jahresmittel 1998 und d): NAO-Signal Wintermittel 1993.

Das ENSO-Signal für das Jahresmittel 1998 (das letzte starke El-Niño Ereignis fand 1997-1998 statt) zeigt eine für das Phänomen typische Signalverteilung mit positiven Anomalien über weiten Teilen des Indiks und der Region tropischer Ostpazifik / Südamerika. Die außertropischen Signale mit positiven Anomalien über West-Kanada stehen in Verbindung mit dem sog. PNA-Pattern<sup>3</sup>, das bereits aus anderen ENSO Signalanalysen bekannt ist [51]. Leider ist die Datenlage über dem tropischen Zentral- und Westpazifik schlecht, sodass diese für ENSO wichtige Region nicht erfasst werden konnte.

Schließlich ist in Abb. 5.16d noch ein Beispiel für eine NAO-Signalverteilung für einen Winter mit ausgeprägt positivem NAO-Index abgebildet (1993). Das Anomaliefeld mit positiven Amplituden über Nordeuropa und demgegenüber negativen Anomalien über Grönland und Neufundland ist erwartungsgemäß und im Einklang mit anderen Studien [60].

<sup>3</sup>Pacific-North-American Pattern

Die natürlichen Signalfelder sind somit im Gegensatz zum Sulfat-Signal plausibel und mit klimatologischen Grundvorstellungen in Einklang zu bringen. Deren Amplituden sind jedoch schwächer bzw. nur kurzfristig und regional (z.B. **VUL** und **NAO**) ähnlich groß wie die der **GHG**-Signale. Wie signifikant sich die Treibhaus-Signale im globalen Temperaturfeld vom Rauschen und von der natürlichen Variabilität abheben, wird im Folgenden beleuchtet.

### Signifikanz der Signale

Da es sich hier um zweidimensionale Datenfelder handelt, können die Signifikanzen nicht wie z.B. in Abb. 5.2 für den gesamten Analysezeitraum, sondern nur für einzelne Jahre dargestellt werden. Da das Treibhaus-Signal progressiv ist, wird lediglich das Endjahr (2000) betrachtet.

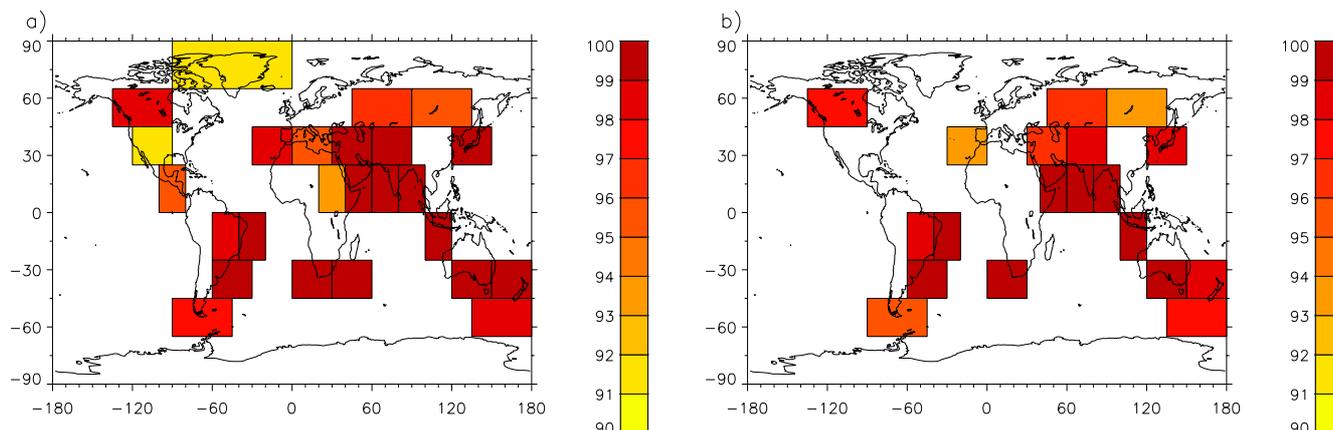


Abbildung 5.17: Signifikanz der Treibhaus-Signale in den Gebietsmitteln des globalen Temperaturfeldes Jahresmittel 1878-2000 für das Jahr 2000. a): Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3). b): Verwendete Rauschkomponente schließt die natürliche Variabilität mit ein ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

Die Ergebnisse für die Temperatur-Jahresmittel 1878-2000 sind in Abb. 5.17 für beide verwendeten Rauschkomponenten dargestellt. Der Übersicht halber sind nur Gebiete gezeigt, deren Signifikanzniveau die 90%-Schwelle überschreiten. Unter Verwendung der unstrukturierten Residualkomponente als Rauschen (Fall 1) wird im Jahr 2000 in 25 von 34 Gebieten die 90%- und in 19 die 99%-Schwelle überschritten (s. Abb. 5.17a), womit das Treibhaus-Signal in diesem Datensatz weitgehend hochsignifikant nachweisbar ist. Unter Verwendung der alternativen Rauschkomponente (komplettes Residuum einschließlich natürlicher Variabilität, Fall 2) ist das Resultat etwas abgeschwächt, da die Standardabweichungen des ortsabhängigen Rauschens in diesem Fall naturgemäß höher ist. Dennoch wird in 13 Gebieten die 90%- und in 8 Gebieten 99%-Schwelle überschritten (s. Abb. 5.17b), in denen

das Treibhaus-Signal somit hochsignifikant zu einer Klimaänderung geführt hat<sup>4</sup>.

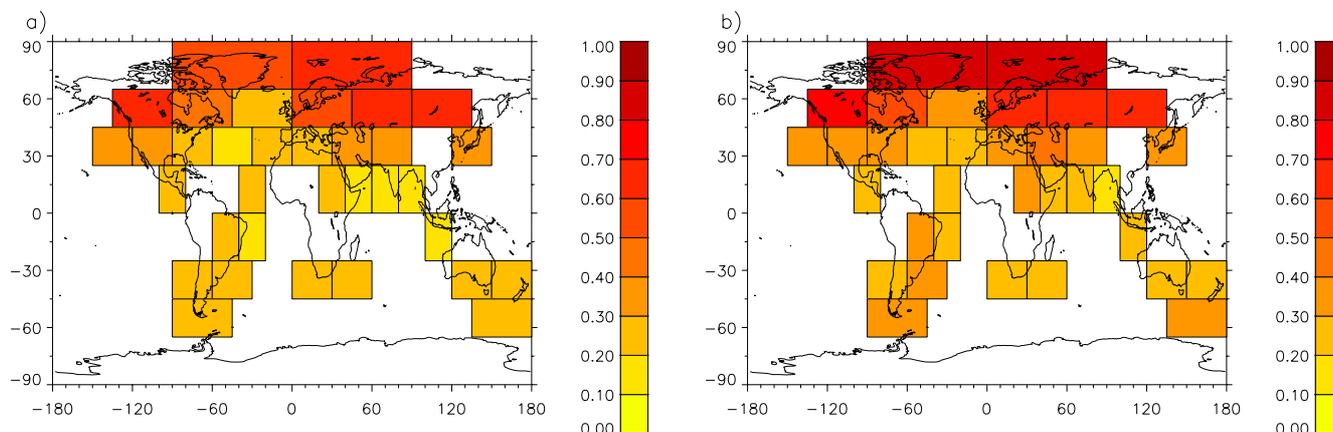


Abbildung 5.18: Standardabweichungen der Rauschkomponenten im Temperaturfeld globaler Gebietsmittel Jahresmittel 1878-2000. a): Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3). b): Verwendete Rauschkomponente schließt die natürliche Variabilität mit ein ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

Die höchsten Signifikanzen finden sich nicht dort, wo auch das Treibhaus-Signal die höchste Amplitude aufweist (vgl. Abb. 5.14a), sondern dort, wo das Signal-Rausch-Verhältnis maximal ist (vgl. Gl. 4.17 in Kap. 4.3). Um dies zu verdeutlichen, sind in Abb. 5.18 die ortsabhängigen Standardabweichungen der verwendeten Rauschkomponenten abgebildet. Die höchsten Werte finden sich in den hohen Breiten der Nordhemisphäre. Zudem sind die Standardabweichungen unter Verwendung von  $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  allgemein erhöht (vgl. Abb. 5.18a mit Abb. 5.18b). Hieraus wird ersichtlich, warum die höchsten Signifikanzen in Abb. 5.17 in den Tropen und auf der Südhemisphäre zu finden sind, obwohl sich die höchsten Signalamplituden über den großen Kontinenten der Nordhemisphäre befinden (s. Abb. 5.14). Dies ist teilweise auf den Sachverhalt zurückzuführen, dass die atmosphärischen Strömungsverhältnisse über Ozeanen aufgrund verminderter Reibung (fehlende orografische Einflüsse) ungestörter sind als über Land. Zudem weist die atmosphärische Zirkulation in den hohen Breiten, vor allem der Nordhemisphäre, eine stärkere jahreszeitliche Abhängigkeit auf (s.a. Abb. 5.20), was dort zusätzlich die stochastischen Anteile in den Beobachtungsdaten verstärkt.

Für den Analysezeitraum 1901-2000 (s. Abb. 5.19) zeigt sich ein etwas modifiziertes Bild, wie es auch bei den Treibhaus-Signalfeldern der Fall ist (vgl. Abb. 5.14a und Abb. 5.14b). Zunächst ist die Signifikanz im Verhältnis zu den vorhandenen Gebietsmitteln etwas geringer als in Abb. 5.17: In 24 (19 für Fall 2, s. Abb. 5.19b) von 51 Gebieten wird die 90%-, und in 8 (1) Gebieten die 99%-Schwelle im Jahr 2000 überschritten. Weiterhin finden sich im Gegensatz zu Abb. 5.17 über dem nordamerikanischen Kontinent keine signifikanten

<sup>4</sup>Im Sinne des angewendeten Tests, s.a. Gl. 4.17 in Kap. 4.3.

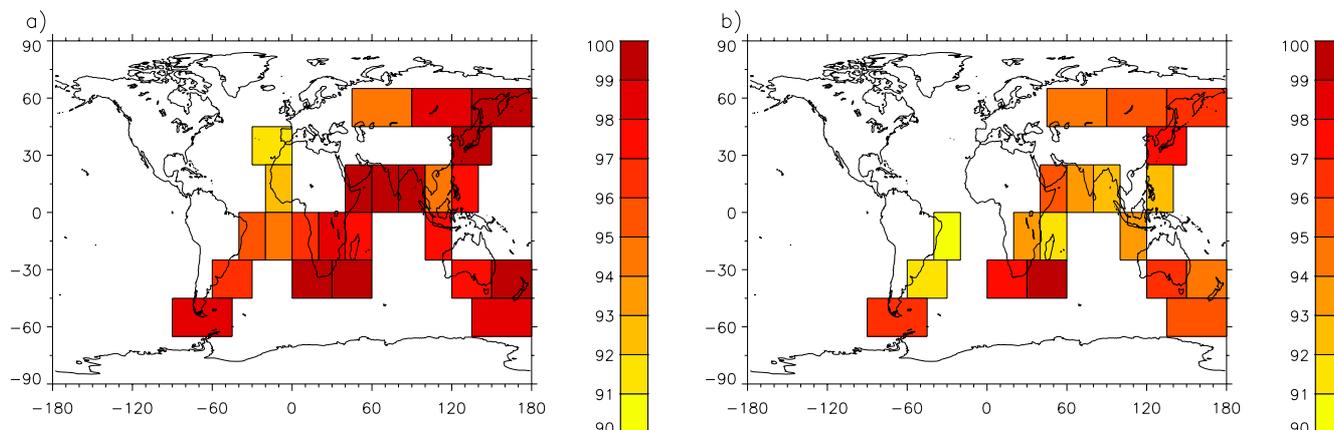


Abbildung 5.19: Wie Abb. 5.17, jedoch Jahresmittel 1901-2000

Gebiete, was mit den vergleichsweise geringeren Signalamplituden in dieser Region korrespondiert (vgl. wiederum Abb. 5.14a mit Abb. 5.14b). Die höchsten Signifikanzen finden sich wie auch in Abb. 5.17 vor allem in den Tropen und auf der Südhemisphäre. Es zeigt sich an diesem Vergleich, dass zumindest in diesem Fall ein längerer Beobachtungszeitraum zu einem besseren Nachweis anthropogener Klimabeeinflussung führt. Es ist jedoch immer ein Kompromiss zwischen Zeitreihenlängen und räumlicher Abdeckung zu finden.

Interessant ist die jahrezeitliche Betrachtung der Signifikanzfelder am Beispiel des Analysezeitraumes 1901-2000, wie sie in Abb. 5.20 dargestellt ist<sup>5</sup>. Es zeigen sich deutliche saisonale Unterschiede sowohl in der Höhe als auch in der räumlichen Verteilung der Signifikanzen. Am signifikantesten sind die Signale im Nordsummer und Herbst (s. Abb. 5.20c und Abb. 5.20d), obwohl die mit Abstand höchsten Signale in Nordwinter und Frühjahr in Sibirien vorliegen (vgl. m. Abb.5.15).

Hier ist wiederum ein Vergleich mit den zugehörigen Rauschfeldern aufschlussreich, wie sie in Abb. 5.21 dargestellt sind. Dort erkennt man die bereits bekannte Struktur mit höheren Standardabweichungen im Bereich der großen Kontinente der Nordhemisphäre (vgl. m. Abb. 5.18), die jedoch einen ausgeprägten Jahresgang besitzt. Am deutlichsten tritt dieses Muster im Nordwinter in Erscheinung (s. Abb. 5.21a), schwächt sich im Frühjahr ab (s. Abb. 5.21b) und ist im Nordsummer nicht mehr sichtbar. In dieser Jahreszeit sind die Standardabweichungen in den Extratropen beider Hemisphären ähnlich stark gegenüber denen der Tropen erhöht (s. Abb. 5.21c). Im Herbst beginnt sich dann wieder die hemisphärisch ungleich verteilte Variabilität einzustellen (s. Abb. 5.21d). Man findet hier also eine Situation vor, in der sehr große Signalamplituden (bis über 3 K im Nordwinter, bzw. Herbst

<sup>5</sup>Die Signifikanzfelder unter Verwendung der alternativen Rauschkomponente (einschließlich natürlicher Variabilität) sind im Vergleich zu den in Abb. 5.20 dargestellten lediglich abgeschwächt, deren räumliche Verteilung ist jedoch vergleichbar und liefert somit in diesem Kontext keine zusätzliche Information, weswegen sie hier nicht abgebildet sind.

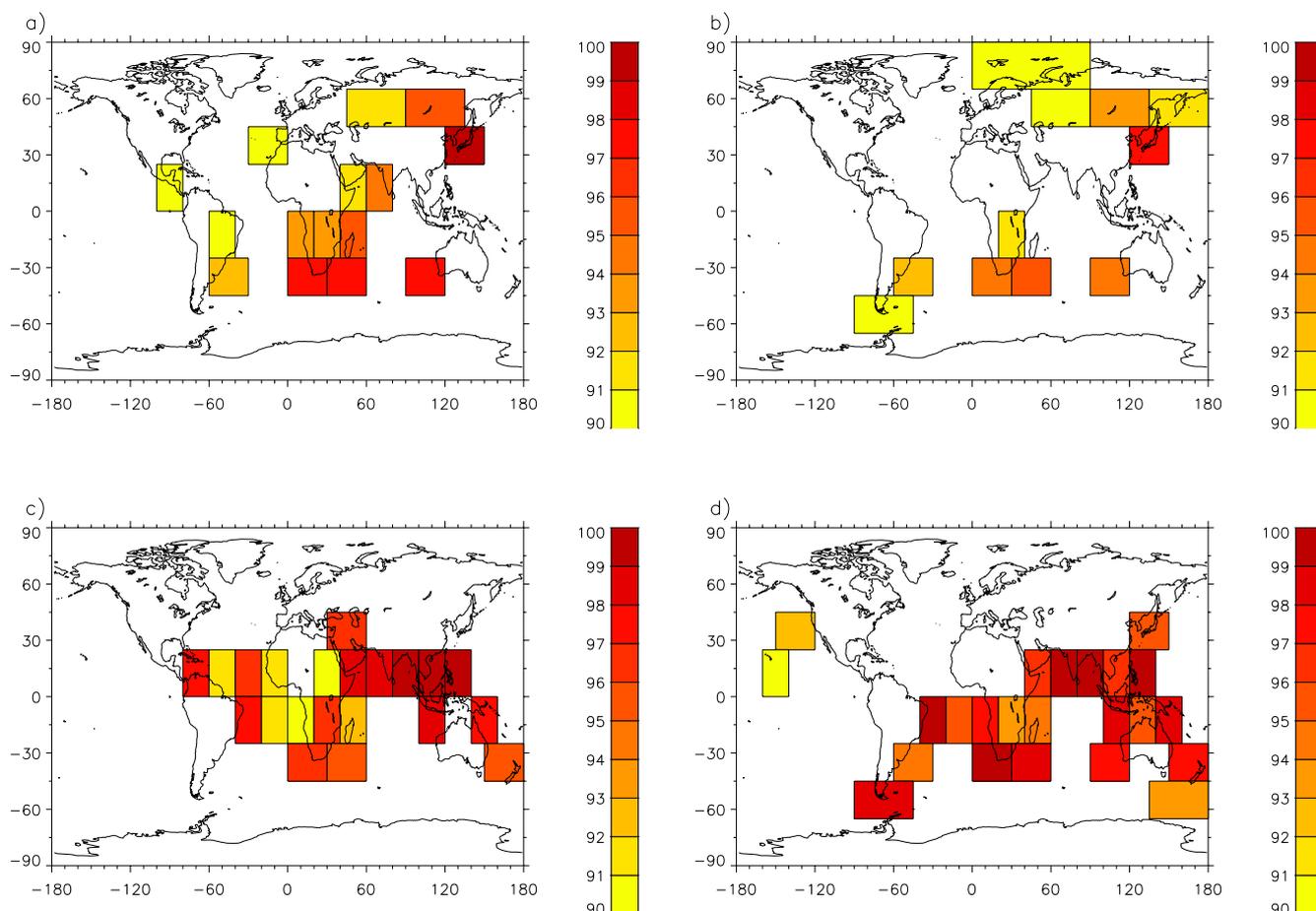


Abbildung 5.20: Wie Abb. 5.17a, jedoch Jahreszeitenmittel (bezogen auf die Nordhemisphäre) 1901-2000. a): Winter (Mittel aus Januar, Februar, März), b): Frühjahr, c): Sommer, d) Herbst.

in Sibirien) mit sehr starken zufälligen Schwankungen einhergehen, wodurch die Signifikanz des Signals herabgesetzt wird. Verursacher sowohl des starken Signals als auch des starken Rauschens könnte, wie bereits an anderer Stelle erwähnt, eine modifizierte Schnee-Albedo-Rückkopplung in Verbindung mit Anomalien der atmosphärischen Zirkulation in den betroffenen Regionen sein. Dies ist jedoch lediglich eine Vermutung, die anhand der hier erhaltenen Resultate nicht näher verifiziert werden kann.

Um nun die Signifikanzen der Treibhausgas-Signale besser einordnen zu können, ist ein Vergleich mit der Überzufälligkeit natürlicher Signale hilfreich. Diese werden analog der bisher angewendeten Vorgehensweise erhalten. Lediglich bei der Errechnung des Rauschens für Fall 2 ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  aus Gl. 4.26, Kap. 4.3) wird die natürliche Komponente, deren Signifikanz bestimmt werden soll, nicht berücksichtigt. In Abb. 5.22 sind vier ausgewählte Beispiele für Signifikanzen natürlicher Signale dargestellt. Die gezeigten Jahre bzw. Jahreszeiten lieferten besonders hohe Signifikanzen. Alle natürlichen Signale tre-

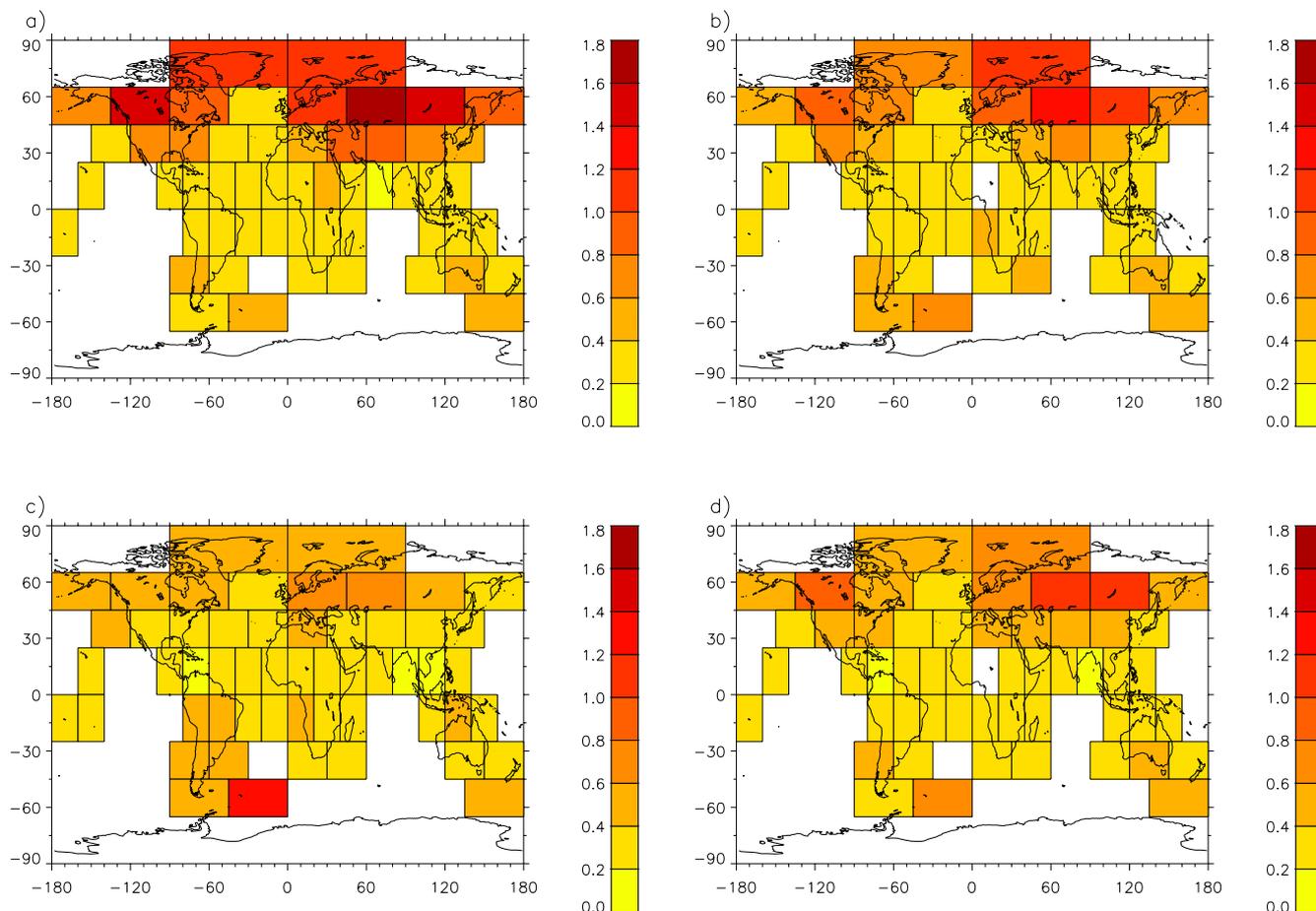


Abbildung 5.21: Wie Abb. 5.18a, jedoch Jahreszeitenmittel (bezogen auf die Nordhemisphäre) 1901-2000. a): Winter (Mittel aus Dezember, Januar, Februar), b): Frühjahr, c): Sommer, d) Herbst.

ten, wie auch bei den Analysen der globalen und hemisphärischen Mittel (vgl. Abb. 5.4), deutlich schwächer aus dem Rauschen hervor als die anthropogenen Treibhaus-Signale. Vor allem das solare Signal ist fast unsignifikant, obwohl es deutlich mehr Varianz als die anderen natürlichen Signale erklärt (vgl. Tab. 5.2). Das Vulkanismus-Signal hat jedoch in einzelnen Jahren höhere Amplituden, wo es trotzdem nur schwach signifikant vom Rauschen zu unterscheiden ist, wie z.B. nach dem Ausbruch des Pinatubo im Jahr 1992 (s. Abb. 5.22b). Das ENSO-Signal hat seine stärksten Amplituden in den Tropen, wo zusätzlich die Rauschkomponente gering ist (vgl. Abb. 5.21a). Dies hat dort z.B. im Winter 1983 während eines starken El-Niño-Ereignisses zu signifikanten Signalen geführt (s. Abb. 5.22c), die dort, wenn auch nur kurzfristig, zu einer signifikanten Klimaänderung beigetragen haben (s. Abb. 5.22d).

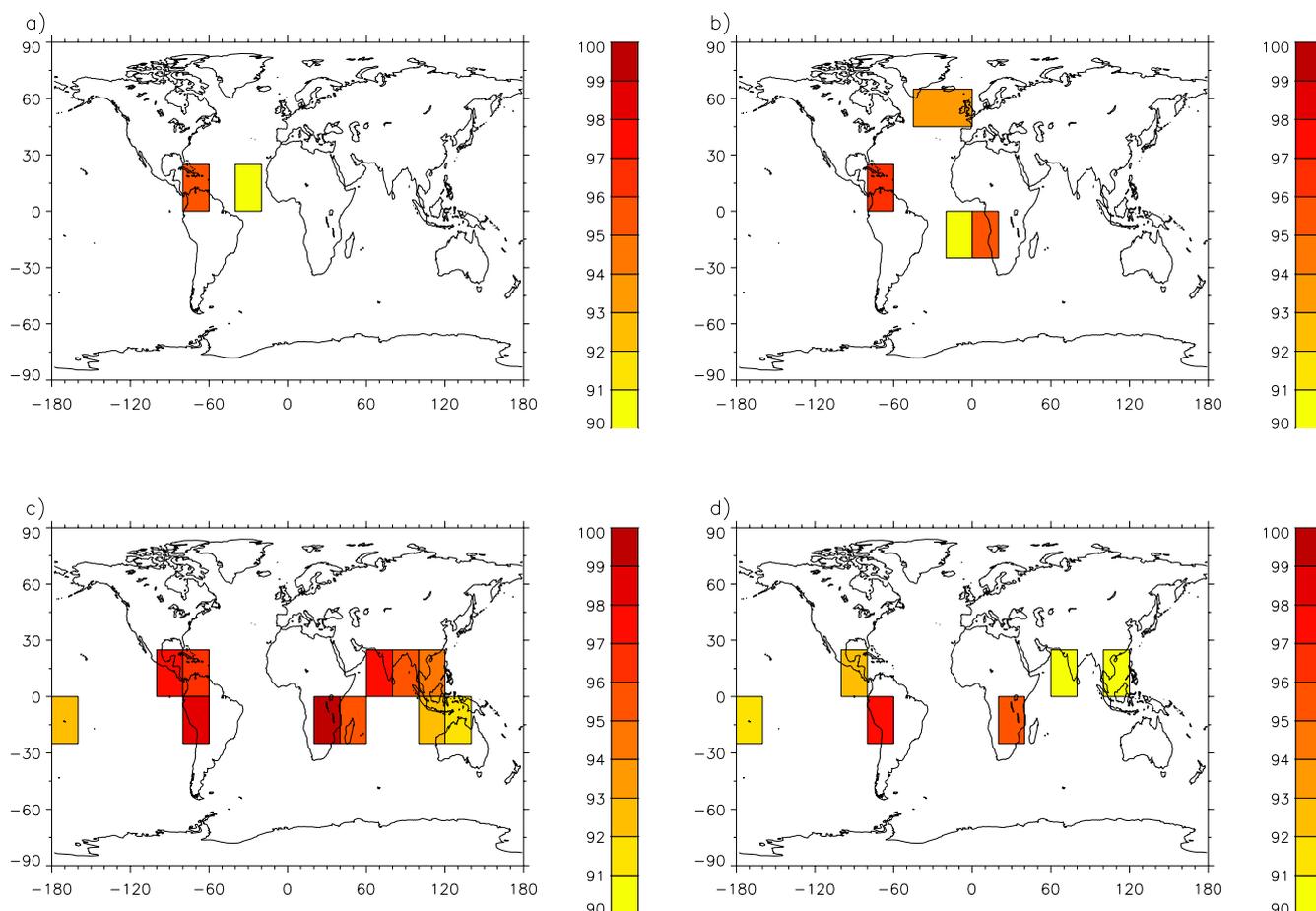


Abbildung 5.22: Signifikanz natürlicher Signale im Temperaturfeld 1901-2000. a): Solares Signal Jahresmittel 1957 (unstr. Res.), b): Vulkanismus-Signal Jahresmittel 1992 (unstr. Res.), c): ENSO-Signal Wintermittel 1983 (unstr. Res.) und d): Wie c), jedoch vollständiges Residuum einschließlich natürlicher Variabilität.

## 5.3 Temperatur Europa

### Hauptkomponenten

Die Eigenspektren des europäischen Temperaturfeldes weisen ähnlich dem globalen Temperaturfeld (vgl. Abb. 5.10) eine Hauptstruktur mit dominanter 1.PC auf, wie in Abb. 5.23 zu sehen ist. Diese 1. Hauptstruktur erklärt im Jahresmittel 1878-2000 etwa 53% der Gesamtvarianz, was sogar noch mehr ist als im globalen Feld. In jahreszeitlicher Betrachtung sind die e.V. der 1. Hauptstrukturen wie im globalen Temperaturfeld (vgl. Abb. 5.10 rechts) etwas herabgesetzt, unterliegen im europäischen Feld jedoch einer jahreszeitlichen Abhängigkeit mit erhöhter e.V. der 1. Hauptstruktur im Winter gegenüber dem Sommer (s. Abb. 5.23 rechts). Diese Besonderheit lässt sich klimatologisch interpretieren, was im

Weiteren gezeigt wird.

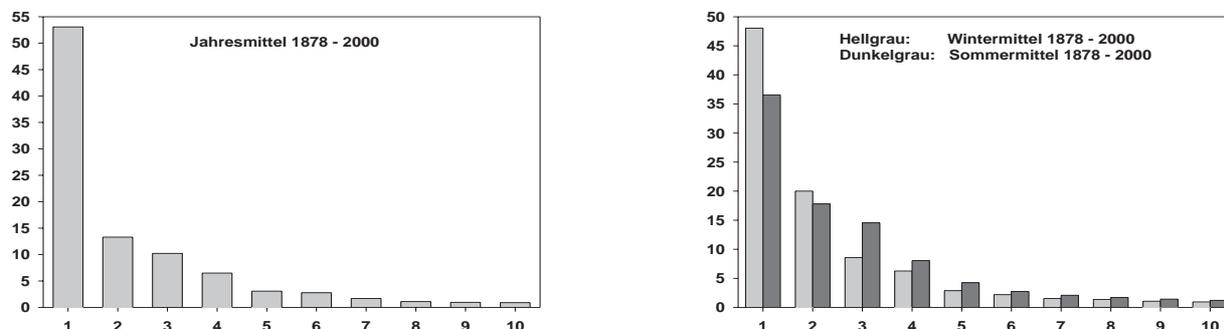


Abbildung 5.23: Eigenspektren verschiedener Temperatur-Datensätze europäischer Gitterpunkte. Abszisse: Nummer der zugehörigen Hauptkomponente (Es sind jeweils die ersten zehn Eigenwerte abgebildet). Ordinate: Prozentuales Gewicht des entsprechenden Eigenwertes (entspricht erklärter Varianz der zugehörigen Hauptkomponente am gesamten Datenfeld, vgl. a. Gl. 4.12).

Welche Zeitstruktur wird nun durch diese 1. Hauptkomponente repräsentiert? Die in Abb. 5.24 links dargestellte 1. PC des Jahresmittels 1878-2000 weist im Gegensatz zur 1. PC des globalen Temperatur-Jahresmittels (s. Abb. 5.11 links) keine so ausgeprägte Trendstruktur auf, was bereits mit bloßem Auge sichtbar ist. Dies wird durch das zugehörige Varianzspektrum in Abb. 5.24 rechts bestätigt. Die spektrale Dichte ist nicht wie im globalen Fall (vgl. Abb. 5.11 rechts) im niederfrequenten Bereich konzentriert, sondern es existieren signifikante Maxima bei unterschiedlichen Perioden von etwa 12,3, 7,7 und 2,3 Jahren. Das 7,7-Jahre Maximum könnte in Zusammenhang mit der Nord-Atlantik-Oszillation stehen, die sich im europäischen Temperaturfeld mit etwa dieser Periode aufprägt, was andere Studien bereits belegt haben [60]. Die 2,3-Jahre-Periode kann der Quasi-Zweijährigen Schwingung (QBO) der stratosphärischen Zirkulation zugeordnet werden, die sich unter Umständen bis in die untere Troposphäre fortpflanzt und in vielen klimatologischen Zeitreihen gefunden wird [48]. Sie wird hier nicht näher betrachtet, weil es hierfür nicht hinreichend lange Zeitreihen gibt. Die 12,3-Jahre-Schwingung liegt im Bereich des quasi-elfjährigen Sonnenfleckenzyklus - eine ursächliche Kopplung hiermit ist möglich, aber nicht zwingend ableitbar.

Um den Einfluss der NAO noch etwas näher zu betrachten, ist in Abb. 5.25 die 1. PC des Wintermittels der europäischen Temperatur sowie deren Varianzspektrum abgebildet, da die NAO bekanntermaßen vor allem in den Wintermonaten besonders ausgeprägt ist. Darin bildet sich neben dem schon aus dem Jahresmittel bekannten 7,7-Jahre Maximum noch ein höheres Nebenmaximum bei 5,9 Jahren aus. Da jedoch beim Periodogramm mitunter ein Frequenzband erhöhter Spektraldichte aussagekräftiger ist als einzelne Maxima [44], kann gefolgert werden, dass die NAO sich deutlicher im europäischen Wintermittel manifestiert als im Jahresmittel, was durch weitere Ergebnisse noch unterstrichen wird.

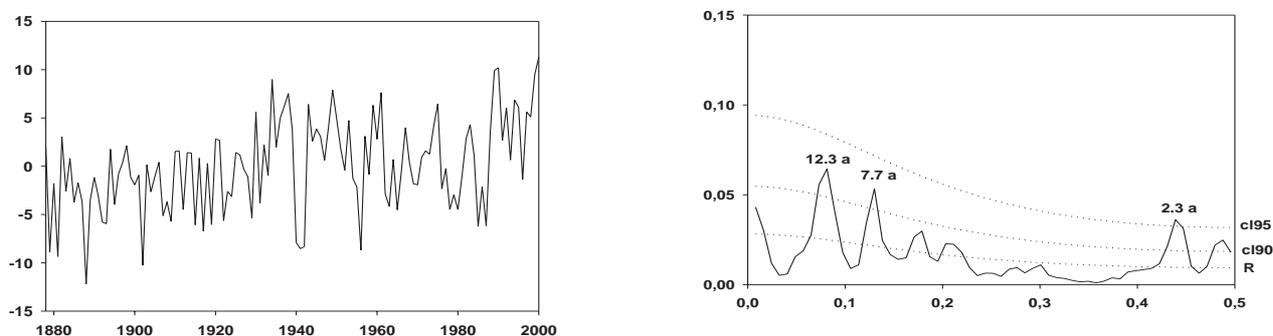


Abbildung 5.24: Links: Erste zeitliche Hauptstruktur (1. PC) des Jahresmittels der europäischen Temperatur-Gitterpunkte 1878-2000 (vgl. Abb. 3.10 links, bzw. Gl. 4.12). Ordinate: EOF-transformierte Temperaturanomalien ohne Einheit. Rechts: Varianzspektrum dieser 1. PC. Abszisse: Frequenz in  $[\frac{1}{a}]$ , Ordinate: Prozentuale Varianz; CL90: Signifikanzschwelle 90% usw., R: Rotes Rauschen (auch Markov-Rauschen, s.a. [44]). Signifikante Frequenzen sind mit zugehörigen Perioden in Jahren beschriftet.

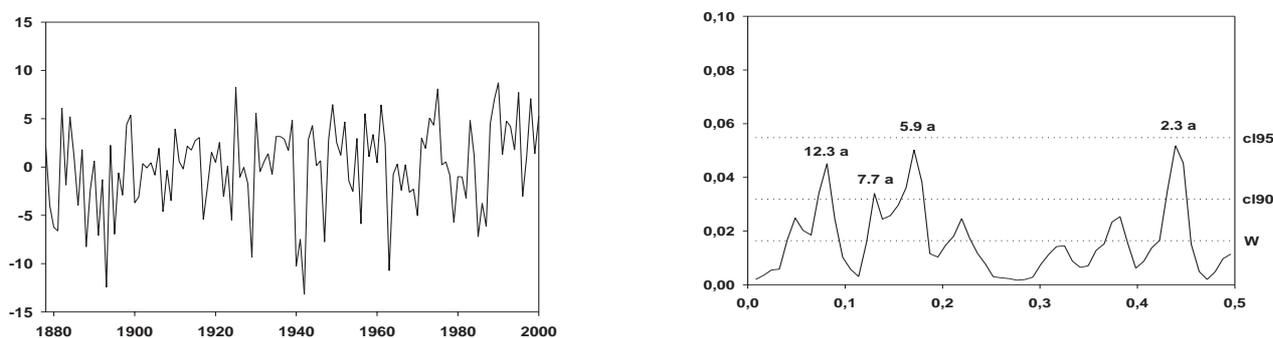


Abbildung 5.25: Wie Abb. 5.24, jedoch Wintermittel 1878-2000 des europäischen Temparturfeldes. Aufgrund der schwachen Trendkomponente wurde dem Signifikanztest hier Gauß'sches Weisses Rauschen (**W**) zugrundegelegt (Einzelheiten siehe z.B. [44]).

Somit zeigt das europäische Temperaturfeld grundlegend andere Charakteristika als das globale, in dem eine ausgeprägte Trendstruktur vorherrscht (vgl. Abb. 5.11). Hier ist dagegen eine quasiperiodische Struktur mit oszillatorischem Charakter „federführend“, die wahrscheinlich von natürlichen Einflussfaktoren verursacht ist.

Die räumliche Verteilung der Gewichtung der 1. PCs aus den Abb. 5.24 und 5.25 ist in Abb. 5.26 anhand der zugehörigen 1. EOFs verdeutlicht. Man erkennt ein Maximum positiver Gewichte im Bereich des nord-östlichen Zentraleuropas, das näherungsweise konzentrisch abfällt, sodass in der nordatlantischen sowie in der Mittelmeer-Region negative

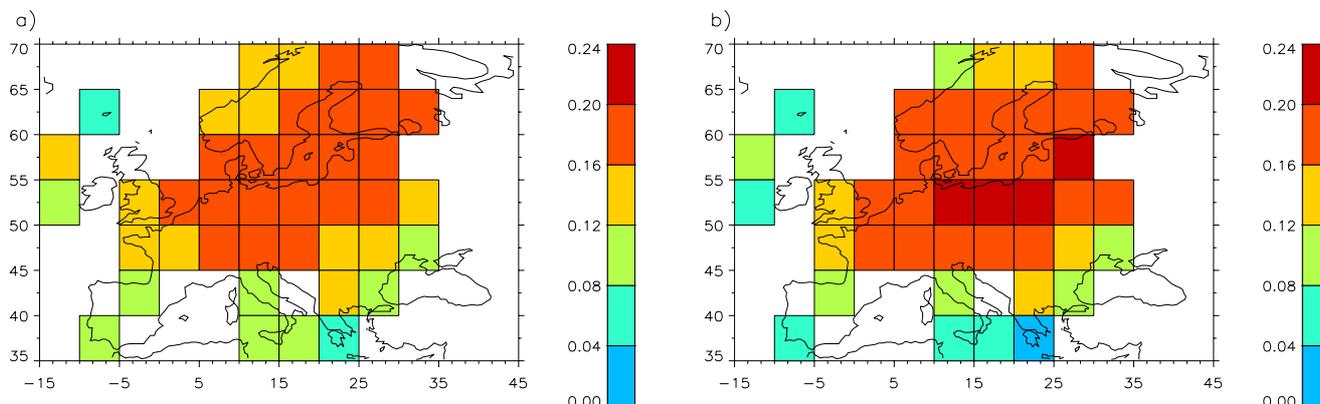


Abbildung 5.26: Die erste räumliche Hauptkomponente der europäischen Temperatur-Gitterpunkte 1878-2000 Jahresmittel (a) und Wintermittel (b). Die Skalen rechts bezeichnen die Komponenten der Eigenvektoren, deren Gesamtlängen auf 1 normiert sind.

Gewichte vorliegen. Dieses Muster unterscheidet sich ebenfalls von der 1. EOF des globalen Temperaturfeldes in Abb. 5.12, wo ausschließlich positive Gewichte (bzw. Ladungen oder Komponenten der Eigenvektoren) vorliegen. Dies ist ein weiteres Indiz dafür, dass in der europäischen Region andere Prozesse wirksam sind als auf der globalen Skala. Ein weiterer Hinweis auf eine ursächliche Verbindung zwischen den 1. Hauptstrukturen und der NAO ist die Tatsache, dass dieses räumliche Muster im Wintermittel vertärkt ist, wie Abb. 5.26 rechts zeigt. Weiterhin sind die signifikantesten Regressoren bei Anwendung der schrittweisen Regression auf diese 1. PCs NAO-Zeitreihen.

### Erklärte Varianzen

Die durch schrittweise Regression erklärten Varianzen für die unterschiedlichen Analysezeiträume und Jahreszeiten, und bezüglich unterschiedlich eingegrenzter Reservoirs potenzieller Regressoren, sind in Tab. 5.3 aufgelistet.

Wie bereits im globalen Temperaturfeld ist das Sulfat-Signal auch hier unplausibel. Die möglichen Gründe wurden bereits hinreichend diskutiert, sodass an dieser Stelle nicht weiter darauf eingegangen wird. Alle folgenden Ergebnisse wurden ohne Berücksichtigung des Sulfat-Einflusses gewonnen.

Zunächst fällt auf, dass die insgesamt erklärten Varianzen (1. Zeile in Tab. 5.3) deutlich geringer sind als im globalen Mittel und im globalen Temperaturfeld (vgl. Tab. 5.1 und 5.2). Dies hat seine Ursache hauptsächlich wiederum in der Verringerung stochastischer Variabilität durch Mittelungsprozesse. Diese Variabilität ist im europäischen Feld gegenüber den Gebietsmitteln bzw. den globalen und hemisphärischen Mitteln deutlich erhöht. Weiterhin zeigt sich ein Jahresgang der e.V. mit erhöhten Werten im Winter gegenüber dem Sommer. Dies ist auf den Jahresgang der NAO zurückzuführen, was deutlich wird, wenn man die

Tabelle 5.3: Analog Tab. 5.2, jedoch Zielgrößen hier: europäische Gitterpunkte der bodennahen Lufttemperatur nach Jones [27] Jahresmittel 1878-2000 (**JM78**) bzw. Jahresmittel 1901-2000 (**JM01**), sowie der saisonalen Mittel (bezogen auf die Nordhemisphäre) 1901-2000 (Winter: **WI01**, Frühjahr: **FR01**, Sommer: **SO01**, Herbst: **HE01**). Sulfat-Einfluss wurde hier nicht berücksichtigt.

	<b>JM78</b>	<b>JM01</b>	<b>WI01</b>	<b>FR01</b>	<b>SO01</b>	<b>HE01</b>
<b>ges.</b>	28.3	24.7	28.7	17.3	9.4	17.5
<b>GHG</b>	8.8	2.4	1.1	6.7	3.9	4.0
<b>SOL</b>	11.6	9.8	1.3	5.0	3.9	8.1
<b>SOI</b>	2.3	0.3	0.5	1.0	0.5	2.5
<b>VUL</b>	3.0	4.0	1.0	1.1	2.7	2.4
<b>NAO</b>	10.7	11.7	21.3	11.7	1.5	7.3
<b>RES</b>	71.7	75.3	71.3	82.7	90.6	82.5
<b>STR</b>	9.5	11.4	6.8	8.6	10.3	9.3
<b>UNSTR</b>	62.2	63.9	64.5	74.1	80.3	73.2

verschiedenen Einflussklassen einzeln betrachtet. Hierbei zeigt sich, dass die lediglich durch NAO-Einfluss erklärten Varianzen im Winter mit 21,3% deutlich höher liegen als im Sommer mit nur noch 1,5% (s. Tab. 5.3, Zeile **NAO**). Das Treibhausgas-Signal (**GHG**) erklärt isoliert deutlich weniger Varianz als in den globalen Analysen (vgl. Tab. 5.1 und 5.2). Im Jahresmittel 1878-2000 sind es noch 8,8%, im zugehörigen Analysezeitraum 1901-2000 jedoch nur noch 2,4%. In der saisonalen Betrachtung zeigt sich auch hier ein uneinheitliches Bild mit einem Maximalwert von 6,7% im Frühjahr gegenüber einem Minimalwert von nur 1,1% im Winter. Das solare Signal (**SOL**) erklärt in den Jahresmitteln etwas mehr Varianz als **GHG**, in jahreszeitlicher Auflösung ist das Bild ebenfalls uneinheitlich mit einem Maximum im Herbst. Der Vulkanismus (**VUL**) und vor allem das ENSO-Phänomen (**SOI**) spielen auf der europäischen Skala nur eine untergeordnete Rolle.

Ein Blick auf die unerklärten Varianzen zeigt, dass trotz deren großen Anteils (Zeile **RES** in Tab. 5.3) nur ein geringer Anteil hiervon der strukturierten Residualkomponente zugeordnet werden kann (**STR**), der größte Teil jedoch als Klimarauschen interpretiert werden muss (**UNSTR**). Somit wurde wie schon in den globalen Analysen (vgl. wieder Tab. 5.1 und 5.2) der grösste Teil der erklärbaren Varianz durch die angebotenen Regressoren erfasst.

## Signale

Trotz seiner geringen erklärten Varianz (s. Tab. 5.3) ist das europäische **GHG**-Signalfeld im Jahresmittel plausibel und passt sich in seiner Amplitude und räumlichen Struktur in das globale Bild ein (vgl. Abb. 5.27 mit Abb. 5.14). Die maximalen Amplituden finden sich mit bis zu 1,3 K in Nordost-Europa und verringern sich entlang einem Gradienten

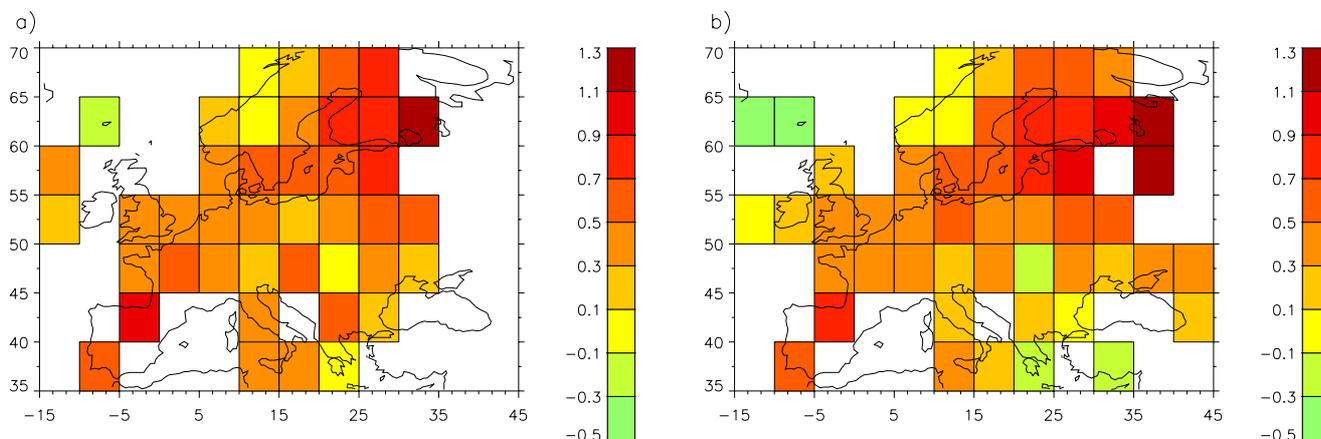


Abbildung 5.27: Treibhausgas-Signalfeld Jahresmittel 2000 im Temperaturfeld europäischer Gitterpunkte a) 1878-2000 und b) 1901-2000 in [K]. Die Signale sind jeweils zu Beginn des Analysezeitraumes Null gesetzt.

nach Südwesten. Im Bereich des Nordatlantiks und des östlichen Mittelmeeres finden sich auch negative Amplituden bis unter  $-0,3$  K. Die Abkühlung im Nordatlantik korrespondiert mit dem globalen Signalfeld, was ein Vergleich mit Abb. 5.14 zeigt. Die Amplituden sind für den kürzeren Analysezeitraum 1901-2000 (Abb. 5.27b) etwas verstärkt. Aufgrund der besseren Datenlage werden hier gegenüber Abb. 5.27a auch Regionen im Nordosten erfasst, die besonders hohe Amplituden aufweisen.

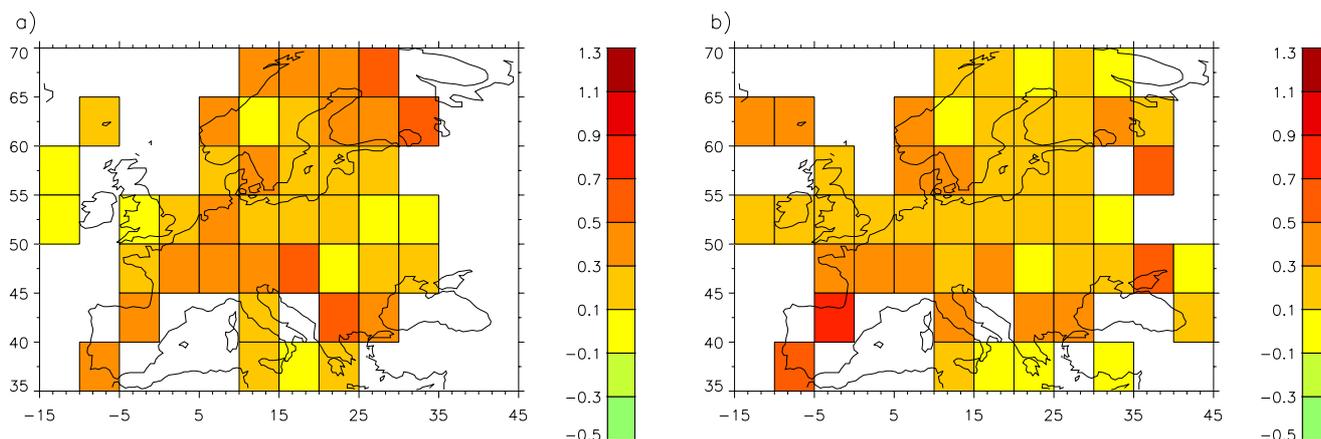


Abbildung 5.28: Solares Signalfeld Jahresmittel 1991 im Temperaturfeld europäischer Gitterpunkte a) 1878-2000 und b) 1901-2000 in [K]. Die Signale sind jeweils im Jahr des ersten Sonnenfleckensmaximums innerhalb des Analysezeitraumes Null gesetzt (1883 bzw. 1906).

Das solare Signalfeld wurde zu den Jahren 1883 bzw. 1906 (Null-Niveau) in Bezug gesetzt,

da in diesen Jahren jeweils das erste Sonnenfleckennmaximum des zugehörigen Analysezeitraumes beobachtet wurde. Im Jahr 1991, dem letzten Sonnenfleckennmaximum der Analysezeiträume<sup>6</sup>, zeigen sich die in Abb. 5.28 dargestellten Signalamplituden und -verteilungen. Es handelt sich ausschließlich um Erwärmungen, die mehr oder weniger homogen über die Untersuchungsgebiete verteilt sind. Die Maximalamplituden übersteigen 0,5 K, zeigen sich jedoch je nach Analysezeitraum an unterschiedlichen Orten. Da es sich hier im Gegensatz zum Treibhaus-Signal um ein Signal mit oszillatorischem Zeitverlauf handelt, verringern sich die hier gezeigten Amplituden in den Folgejahren wieder.

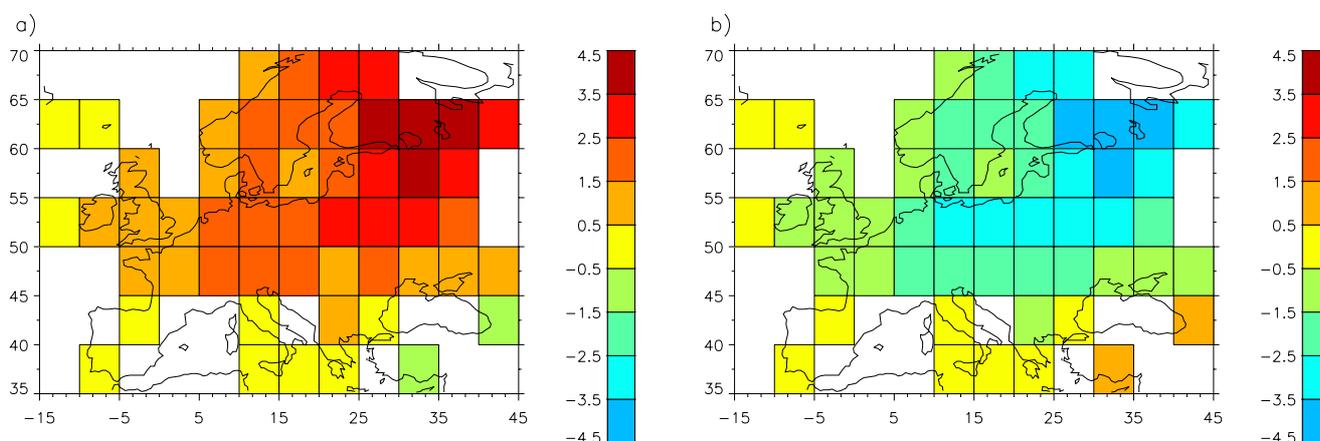


Abbildung 5.29: NAO-Signalfeld Wintermittel 1925 (a) und 1996 (b) im Temperaturfeld europäischer Gitterpunkte 1901-2000 in [K]. Die Signale sind auf Mittelwert Null normiert.

Wie bereits ersichtlich war (s. z.B. Tab. 5.3), ist der wichtigste Einfluss auf das Temperaturfeld der europäischen Region die NAO. Dies spiegelt sich auch sehr deutlich in den zugehörigen Signalfeldern wieder, die in Abb. 5.29 für zwei ausgewählte Jahre mit extremalen NAO-Indizes zu sehen sind. Die maximalen Amplituden liegen in Nordost-Europa im Jahr 1925 (stark positiver NAO-Index, s. Abb. 3.5) über 4 K, und für das Jahr 1996 (entsprechend stark negativer NAO-Index) unter -4 K. Die räumliche Signalverteilung ist typisch und mit der Wirkung der NAO auf die atmosphärische Zirkulation im Winter zu begründen. Bei hohem NAO-Index liegen hauptsächlich zonale Zirkulationsformen vor, die im Winter eine verstärkte Advektion feuchter und milder maritimer Luftmassen auf den europäischen Kontinent begünstigen. Dies verhindert das Vorrücken des winterlichen Kältehochs über Russland nach Westen, welches ansonsten in der betroffenen Region in Verbindung mit der Schnee-Albedo-Rückkopplung zu sehr kalten Wintern führen kann. Ist dagegen der NAO-Index stark negativ, liegen hauptsächlich meridionale, blockierende Zirkulationsformen vor, die entsprechend ein Vorrücken des russischen Kältehochs im Winter ermöglichen, was zu der in Abb. 5.29b dargestellten Anomalie-Verteilung führt.

<sup>6</sup>Aufgrund der positiven Trendkomponente in der Zeitreihe der Schwankungen der Solarkonstanten nach Lean [30] (s. Abb. 3.1) liegen somit auch deren höchste Absolutwerte in diesem Zeitraum.

### Signifikanz der Signale

Aufgrund der hohen unerklärten Varianzen im europäischen Temperaturfeld (s. Tab. 5.3) sind die Treibhausgas-Signale trotz ähnlicher Amplituden deutlich unsignifikanter als im Datensatz globaler Temperatur-Gebietsmittel (vgl. z.B. Abb. 5.17).

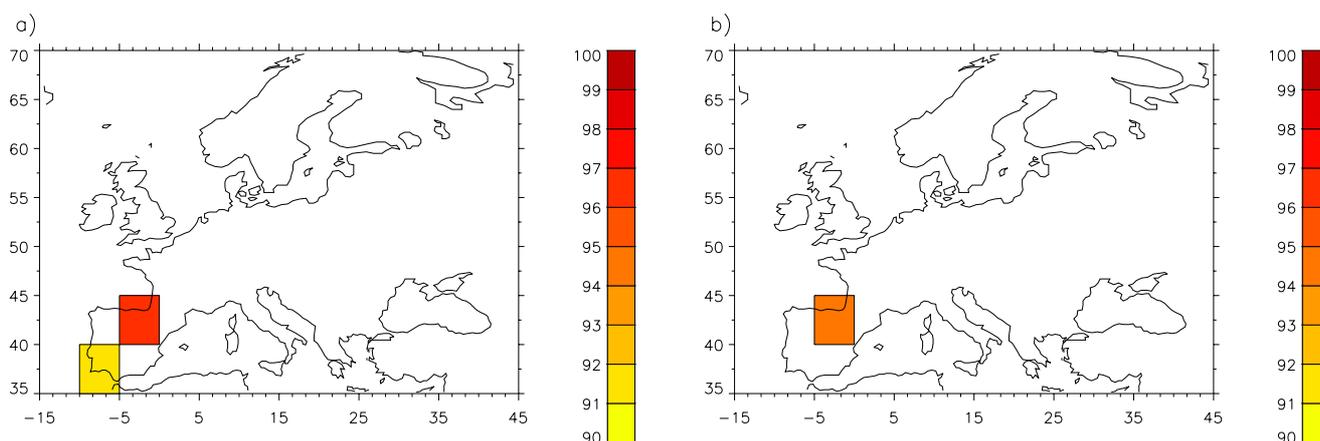


Abbildung 5.30: Signifikanz der Treibhaus-Signale in den Gitterpunkten des europäischen Temperaturfeldes Jahresmittel 1878-2000 für das Jahr 2000. a): Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3). b): Verwendete Rauschkomponente schließt die natürliche Variabilität mit ein ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

So wird beim Jahresmittel 1878-2000 im Endjahr des Analysezeitraumes unter Verwendung des unstrukturierten Residuums als Rauschkomponente (Fall 1) lediglich an zwei Gitterpunkten im äußersten Südwesten die 90%- und an einem die 95%-Schwelle überschritten (s. Abb. 5.30a). Wird das gesamte Residuum einschließlich der natürlichen Variabilität (Fall 2) als Klimarauschen verwendet, so werden die Signifikanzen zudem weiter herabgesetzt, sodass in diesem Fall nur noch an einem Gitterpunkt über der Iberischen Halbinsel die 90%-Signifikanzschwelle überschritten wird (s. Abb. 5.30b).

Für den Zeitraum 1901-2000 zeichnet sich ein ähnliches Bild mit noch etwas niedrigeren Signifikanzen ab, sodass hier im Fall 2 (s. Abb. 5.31) in überhaupt keinem Gitterpunkt mehr die 90%-Schwelle überschritten wird, also keine Klimänderung aufgrund anthropogener Treibhausgase in diesem Datensatz nachgewiesen werden kann.

Ein Vergleich des Signalfeldes aus Abb. 5.27b mit den zugehörigen Rauschfeldern, die in Abb. 5.32 dargestellt sind, verdeutlicht das Auftreten der Signifikanzen in Südwest-Europa. Interessanterweise befinden sich über Nordost-Europa die höchsten Standardabweichungen beider Rauschkomponenten, also genau dort, wo auch die höchsten Signalamplituden der Treibhausgas- und der NAO-Signalfelder gefunden werden. Diese Standardabweichungen sind erwartungsgemäß in jenem Rauschfeld besonders hoch, in dem zusätzlich die natürliche, also auch die NAO-Variabilität enthalten ist (s. Abb. 5.32b). Nun sind die Signalamplituden in Südwest-Europa recht hoch (Gitterpunkt „Südportugal“: 0,52 K bzw.

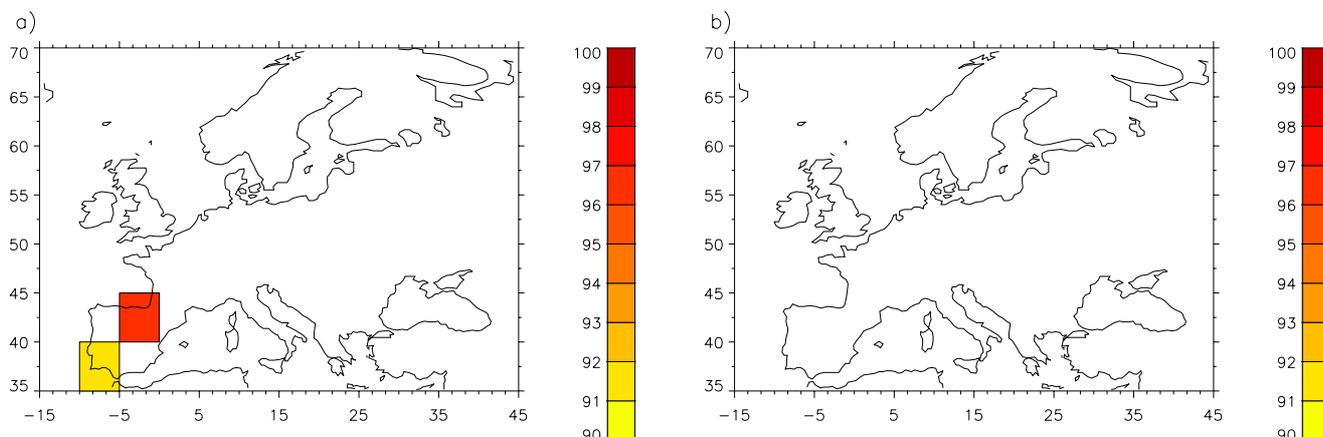


Abbildung 5.31: Wie Abb. 5.30, jedoch Jahresmittel 1901-2000

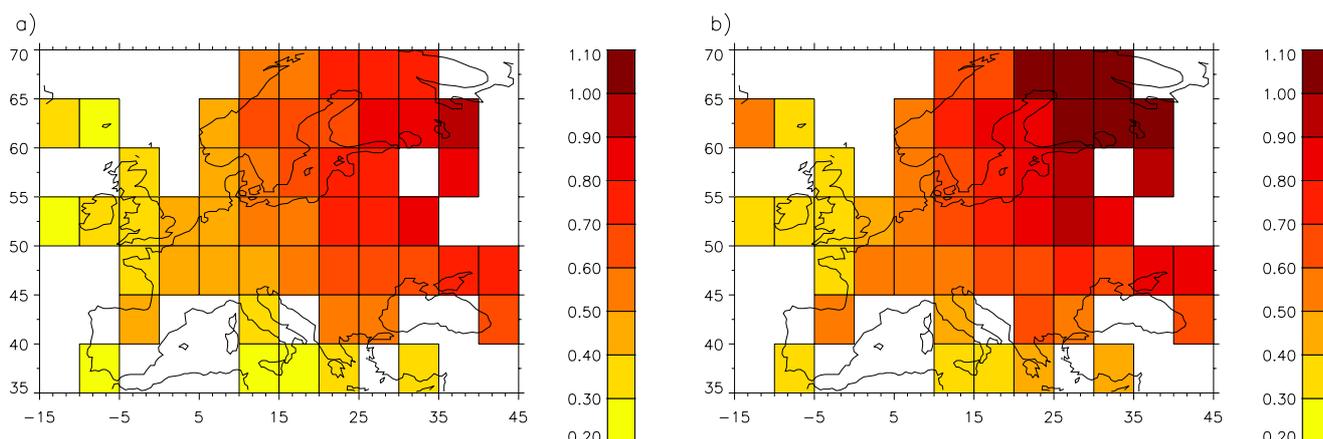


Abbildung 5.32: Standardabweichungen der Rauschkomponenten im Temperaturfeld europäischer Gitterpunkte Jahresmittel 1901-2000. a): Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3). b): Verwendete Rauschkomponente schließt die natürliche Variabilität mit ein ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

Gitterpunkt „Nordost-Spanien / Biskaya“: 0,84 K, vgl. Abb. 5.27b) und zusätzlich die Standardabweichung des unstrukturierten Residuums relativ gering (0,30 K bzw. 0,41 K, vgl. Abb. 5.32a), was zu einem signifikanten Nachweis des **GHG**-Signals in diesen Gitterpunkten führt. Aufgrund des starken Anstiegs der Residual-Standardabweichungen nach Nordosten hin (s. Abb. 5.32) gelingt der Nachweis des anthropogenen Einfluss (trotz hoher Signal-Amplituden im Nordosten, vgl. Abb. 5.27) im europäischen Temperaturfeld nur sehr eingeschränkt.

In jahrezeitlicher Betrachtung ist dieser Sachverhalt erwartungsgemäß ausgeprägter, da die

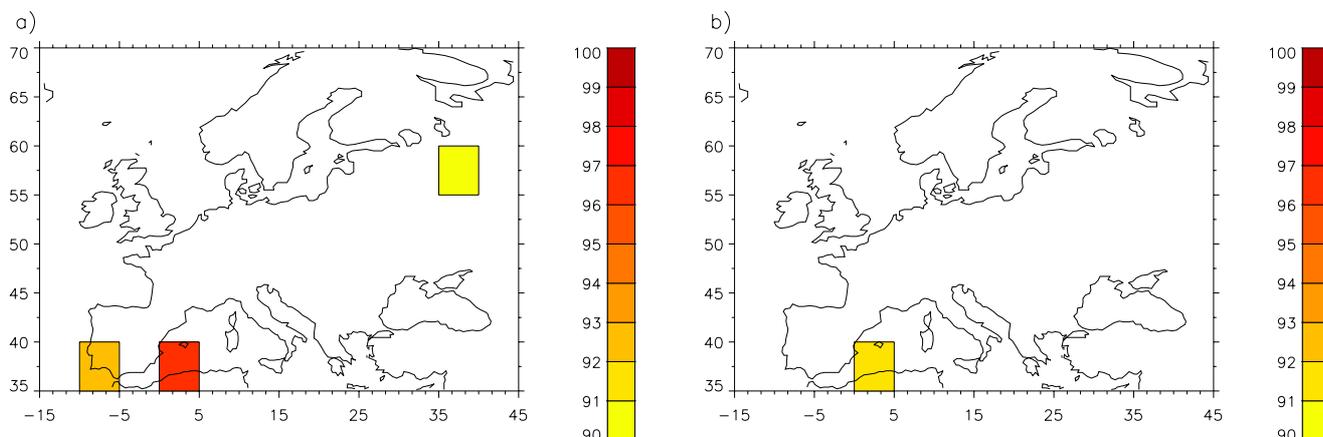


Abbildung 5.33: Wie Abb. 5.30, jedoch Frühjahresmittel 1901-2000

Rauschkomponenten hier mehr Variabilität aufweisen als im Jahresmittel (s. Tab. 5.3). Die einzige Jahreszeit, in der überhaupt signifikante Signale gefunden werden, ist das Frühjahr (s. Abb. 5.33). Die Gitterpunkte, in denen die 90%-Schwelle überschritten wird, liegen wiederum in Südwest-Europa und zusätzlich in einem Fall über Nordost-Europa, jedoch nur unter Verwendung der unstrukturierten Residualkomponente als Klimarauschen (s. Abb. 5.33a).

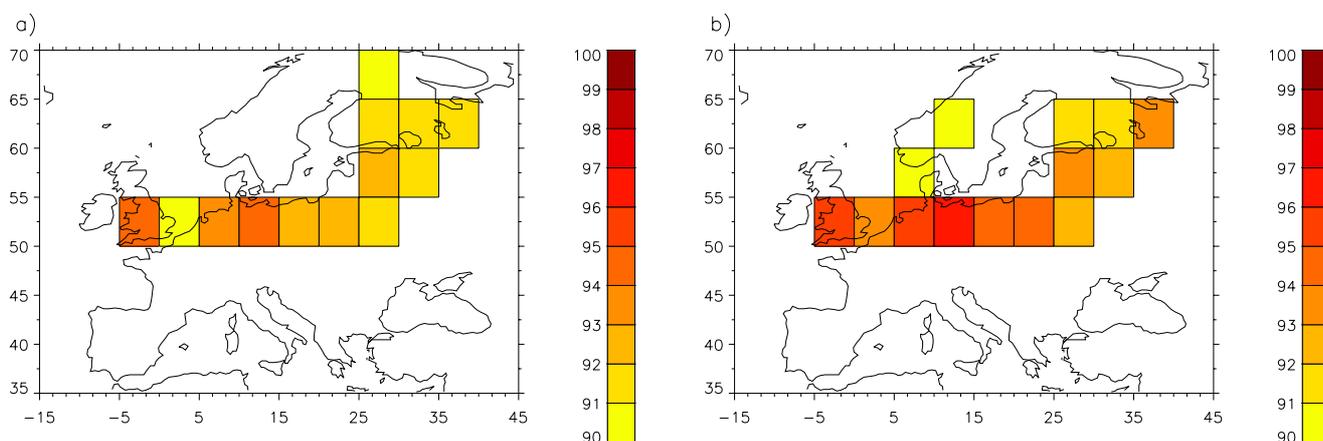


Abbildung 5.34: Wie Abb. 5.30b, jedoch Wintermittel 1901-2000 der NAO-Signale für die Jahre 1925 (a) und 1996 (b, vgl. Abb. 5.29).

Wie zu erwarten ist lässt sich das NAO-Signal besser nachweisen. In den in Abb. 5.29 gezeigten Signalfeldern gelingt dies selbst für das vollständige Residuum einschließlich natürlicher Variabilität (hier exklusive NAO-Komponente) in einem klar abgegrenzten Gebiet vom

nördlichen Mitteleuropa bis Nordosteuropa (s. Abb. 5.34). Die Nord-Atlantik-Oszillation führt somit in Wintern mit extremen NAO-Indizes zu nachweisbaren Klimaänderungen im Temperaturfeld des mittel- bis nordosteuropäischen Raum.

## 5.4 Luftdruck Europa

Beim Luftdruck (und beim Niederschlag) sind die Ursache-Wirkungsbeziehungen zwischen den Einflüssen (natürlichen und anthropogenen) und der Wirkungsgröße komplizierter als bei der Temperatur. Denn Anomalien des Strahlungsantriebes wirken sich zunächst auf das Temperaturfeld aus. Die betreffenden physikalischen Prozesse sind bekannt und mittels der Strahlungsübertragungsgleichung prinzipiell beschreibbar (s. z.B. [42]). Zwar werden die Temperatureffekte von der stets ebenfalls reagierenden atmosphärischen Zirkulation, z.B. im Zusammenhang mit der Bewölkung, modifiziert; aber Luftdruck und Niederschlag sind primär an die Zirkulation geknüpft, reagieren auf Strahlungsantriebe somit stets indirekt.

Die verwendete Einflussreihe der logarithmierten Treibhausgaskonzentration (s. Abb. 3.6) ist proportional zum diesbezüglichen Strahlungsantrieb, welcher, wie gesagt, recht direkt auf das atmosphärische Temperaturfeld einwirkt. Somit ist die Verwendung dieser Parametrisierung bei anderen Klimatelementen wie Luftdruck oder Niederschlag problematisch. Es besteht die Gefahr, dass lediglich progressive Trendkomponenten identifiziert werden, die jedoch keine ursächliche Verbindung zum anthropogenen Treibhauseffekt haben. Die im Folgenden dargestellten Ergebnisse sind im Lichte dieser Einschränkung zu bewerten.

### Hauptkomponenten

Zunächst werden wiederum die Eigenspektren vorgestellt. Diese sind in Abb. 5.35 für das Jahresmittel (links) sowie für das Winter und Sommermittel (rechts) dargestellt.

Zunächst fällt auf, dass sich die erste Hauptstruktur (PC) im Vergleich zur europäischen Temperatur (vgl. Abb. 5.23) nicht so deutlich von den höheren PCs abhebt. Das Winterfeld ist jedoch deutlich strukturierter als das Sommerfeld (s. Abb. 5.35 rechts), was auf einen saisonal unterschiedlich wirkenden, klimatologischen Prozess hindeutet. Dieser ist auch schnell identifiziert, da der signifikanteste Regressor der zugehörigen 1.PC die NAO ist. Sie erklärt im Jahresmittel allein 44,5% dieser wichtigsten Zeitstruktur, die wiederum 33,4% der Gesamtvarianz des ganzen Datenfeldes beträgt. Im Wintermittel sind es 65,0% e.V. der 1.PC, die ihrerseits hier sogar 41,8% des Gesamtvarianz erklärt.

Ein weiteres Indiz für diese Vermutung findet sich in den Varianzspektren der zugehörigen 1.PCs, die in Abb. 5.36 für das Jahres- (links), sowie das Wintermittel (rechts) dargestellt sind. Im Jahresmittel finden sich signifikante Perioden in verschiedenen Bereichen, von denen lediglich der „5-Jahres-Peak“ in den für NAO typischen Frequenzbereich um 7,5 Jahre fällt (s. a. [60]). Im Wintermittel hingegen, wo die NAO bekanntermaßen besonders deutliche Signale hinterlässt, ist ausschließlich die Periode um 6,2 a mit über 90% signifikant, was

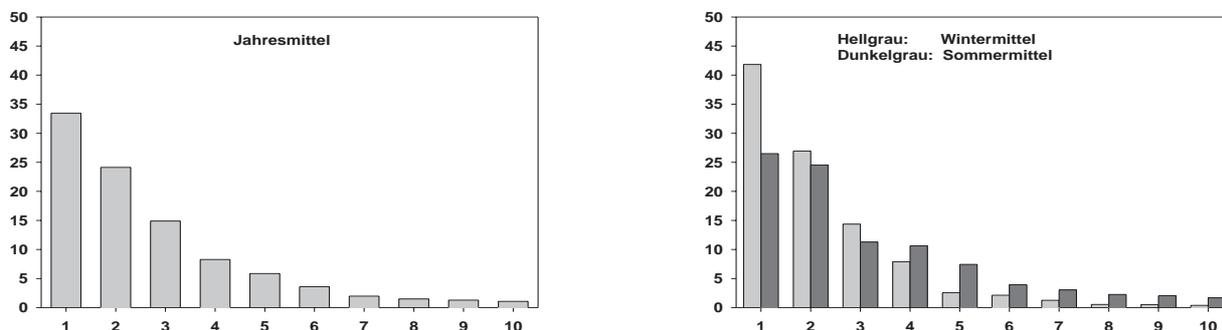


Abbildung 5.35: Eigenspektren verschiedener Luftdruck-Datensätze europäischer Gitterpunkte. Abszisse: Nummer der zugehörigen Hauptkomponente (Es sind jeweils die ersten zehn Eigenwerte abgebildet). Ordinate: Prozentuales Gewicht des entsprechenden Eigenwertes (entspricht erklärter Varianz der zugehörigen Hauptkomponente am gesamten Datenfeld, vgl. a. Gl. 4.12).

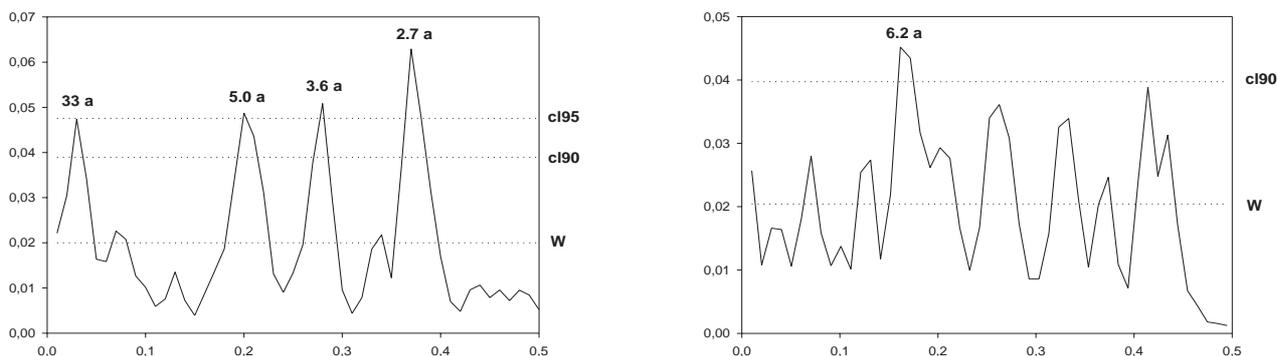


Abbildung 5.36: Varianzspektren der 1. PC des europäischen Luftdruckfeldes Jahresmittel 1896-1995 (links) bzw. Wintermittel 1897-1995 (rechts). Abszisse: Frequenz in  $[\frac{1}{a}]$ , Ordinate: Prozentuale Varianz; CL90: Signifikanzschwelle 90% usw., W: Gauß'sches Weisses Rauschen (s.a. [44]). Signifikante Frequenzen sind mit zugehörigen Perioden in Jahren beschriftet.

durchaus mit der NAO in Verbindung gebracht werden kann. Weiterhin wird durch den verwendeten Algorithmus Gauß'sches Weisses Rauschen angepasst, was mit dem Fehlen einer dominanten, niederfrequenten Trendkomponente einhergeht, wie es auch schon bei dem europäischen Temperaturfeld der Fall war (vgl. Abb. 5.24 bzw. 5.25).

Die zugehörigen räumlichen Hauptstrukturen sind in Abb. 5.37a für das Jahres- bzw. b) für das Wintermittel zu sehen. Man erkennt im Jahresmittel ein Extremum mit Zentrum über dem südlichen Mitteleuropa, das im Winter nach Süden verschoben ist, sodass hier

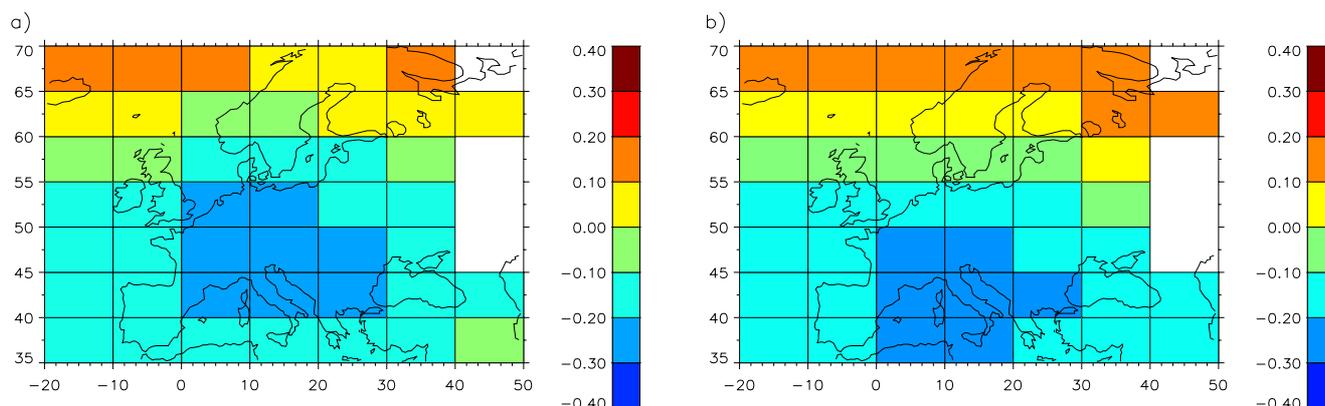


Abbildung 5.37: Die erste räumliche Hauptkomponente des europäischen Luftdruckfeldes Jahresmittel (a) und Wintermittel (b). Die Skalen rechts bezeichnen die Komponenten der Eigenvektoren, deren Gesamtlängen auf 1 normiert sind.

bereits ein Dipolcharakter entsteht, wie er für die NAO typisch ist. Dies unterstreicht wieder einmal die Kopplung von hohen Hauptstrukturen mit klimatologischen Prozessen, was die EOF-Zerlegung als diagnostisches Hilfsmittel rechtfertigt.

### Erklärte Varianzen

Die gesamte erklärte Varianz (Zeile **ges.** in Tab. 5.4) ist in ihrer Magnitude beim europäischen Luftdruck im Jahresmittel vergleichbar mit der europäischen Temperatur im einheitlichen Analysezeitraum (vgl. Tab. 5.3), in saisonaler Auflösung jedoch höher, und mit einem deutlich geringeren Jahresgang behaftet. Dies ist zum einen auf den weniger stark ausgeprägten Jahresgang der e.V. der NAO zurückzuführen (s. Zeile **NAO** in Tab. 5.4), zum anderen sind die e.V. des solaren Einflusses und der Treibhausgase (**SOL** bzw. **GHG**) im Sommer erhöht, wo die NAO allein nur vergleichsweise wenig Varianz erklären kann. Es besteht die Möglichkeit, dass die Signale des solaren Einflusses und vor allem der Treibhausgase durch die NAO „maskiert“ werden, da sie sich aufgrund der speziellen Zirkulationsbedingungen im europäischen Raum ähnlich der NAO aufprägen würden und / oder eine Erhöhung von Treibhausgasen zu einer Modifizierung bzw. Intensivierung der NAO führt<sup>7</sup>, sodass die Wirkung anthropogener Einflüsse in diesem Fall einem natürlichen Prozess zugeordnet werden würden. Diese Frage wurde auch schon von anderen Autoren gestellt [36]. Die hier vorgestellten Resultate inklusive der weiter unten gezeigten Signalfelder sind als Indizien hinsichtlich dieser These zu werten, eine definitive Verifizierung kann jedoch hier nicht geleistet werden.

ENSO und Vulkanismus (**SOI** bzw. **VUL**) spielen hier, wie auch im europäischen Tempe-

<sup>7</sup>Tatsächlich weist die NAO in den letzten etwa 30 Jahren einen Trend zu mehr und intensiveren positiven Phasen auf [60, 36].

Tabelle 5.4: Analog Tab. 5.2, jedoch Zielgrößen hier: europäische Gitterpunkte des auf Meeresebene reduzierten Luftdrucks nach Basnett und Parker [3] Jahresmittel 1896-1995 (**JM**), sowie der saisonalen Mittel (bezogen auf die Nordhemisphäre) 1896-1995 (Winter: **WI** (1897-1995), Frühjahr: **FR**, Sommer: **SO**, Herbst: **HE**). Sulfat-Einfluss wurde hier nicht berücksichtigt.

	<b>JM</b>	<b>WI</b>	<b>FR</b>	<b>SO</b>	<b>HE</b>
<b>ges.</b>	26.7	33.9	27.1	21.9	27.8
<b>GHG</b>	2.8	0.6	1.7	8.1	2.3
<b>SOL</b>	2.9	0.6	2.5	5.2	2.7
<b>SOI</b>	1.6	0.05	1.3	0.5	3.6
<b>VUL</b>	1.7	2.8	1.3	1.2	1.5
<b>NAO</b>	20.4	31.8	21.9	9.6	20.5
<b>RES</b>	73.3	66.1	72.9	78.1	72.2
<b>STR</b>	8.9	7.7	10.3	13.5	11.1
<b>UNSTR</b>	64.4	58.4	62.6	64.6	61.1

raturfeld (vgl. Tab. 5.3), nur eine untergeordnete Rolle. Die strukturierten Residualkomponenten erklären nur einen kleinen Anteil des Gesamtresiduums (vgl. Zeilen **STR** u. **RES** in Tab. 5.4). Somit ist auch in diesem Datensatz die potenziell erklärbare Varianz durch die angebotenen bzw. selektierten Regressoren gut erfasst worden.

## Signale

Die erklärten Varianzen der Treibhaus-Signalfelder sind sehr gering und lediglich im Sommer in ihrer Magnitude den e.V. der NAO vergleichbar (vgl. Zeilen **GHG** u. **NAO** in Tab. 5.4). Aus diesem Grund ist in Abb. 5.38 ein Vergleich der **GHG**-Signale im Jahres-, Winter- und Sommermittel dargestellt.

Erwartungsgemäß ist das **GHG**-Signalfeld im Sommer am deutlichsten ausgeprägt (s. Abb. 5.38c). Hier zeigt sich eine bipolare Verteilung mit Zunahmen über Nord- und Abnahmen über Südeuropa von betragsmäßig bis über 4 hPa. Im Winter ist die Anomalieverteilung umgekehrt und in ihrer Amplitude schwächer als im Sommer (s. Abb. 5.38b). Im Jahresmittel zeigen sich nur schwache Signale (Abb. 5.38a), was die jahreszeitliche Abhängigkeit dieser Anomaliefelder unterstreicht. An dieser Stelle soll noch einmal darauf hingewiesen werden, dass eine ursächliche Verbindung zwischen der Einflussreihe der logarithmierten Treibhausgas-Konzentrationen (s. Abb. 3.6) und zugeordneten Signalen im Luftdruckfeld nicht so naheliegend ist, wie im Fall der Temperatur, und diese somit auch lediglich als progressive Trendkomponenten ohne eindeutige ursächliche Zuordnung interpretiert werden können.

Die saisonale Abhängigkeit ist beim NAO-Signalfeld noch deutlicher ausgeprägt, was ein Vergleich zwischen den Jahres- und Wintermitteln am Beispiel des Jahres 1989 verdeut-

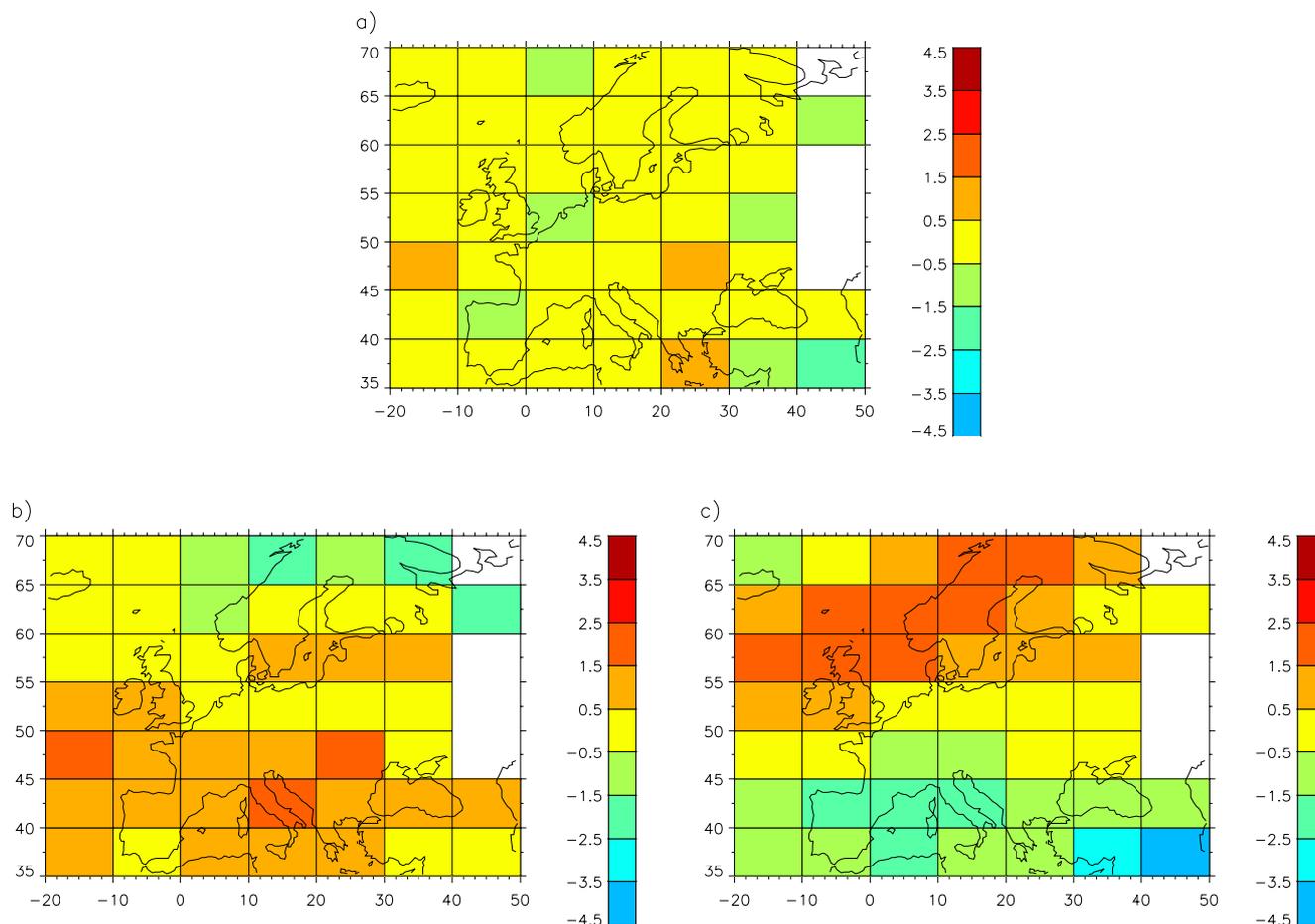


Abbildung 5.38: Treibhausgas-Signalfelder für die Jahres- (a), Winter- (b) und Sommermittel (c) im Jahr 1995 im europäischen Luftdruckfeld 1896-1995 (bzw. 1897-1995 für das Wintermittel) in [hPa]. Die Signale sind jeweils zu Beginn des Analysezeitraumes Null gesetzt.

licht, in dem die NAO in einer stark positiven Phase war (s. Abb. 3.5). Die zugehörigen Signalfelder sind in Abb. 5.39 zu sehen. Wie zu erwarten ist, zeigen sich in diesem Winter starke positive Luftdruckanomalien in Süd- bis Südwest-Europa und entsprechend negative Anomalien über dem Nordatlantik und Mittel- bis Nordskandinavien. Die Amplituden erreichen Extrema von bis  $\pm 10$  hPa. Der NAO-Index ist ja definiert als die Luftdruckdifferenz zwischen Island und Gibraltar (bzw. den Azoren). Demzufolge sollten die maximalen Amplituden im Luftdruckfeld auch in diesen Regionen liegen, was auch der Fall ist. Die Reichweite der in Abb. 5.39b dargestellten Anomalie-Verteilungen bis weit nach Osteuropa unterstreicht die Bedeutung der NAO für das europäische Festland. Die Kopplung der NAO mit der winterlichen Zirkulation wird durch die schwachen Signale in den Jahresmittelreihen deutlich, die in Abb. 5.39a zu sehen sind.

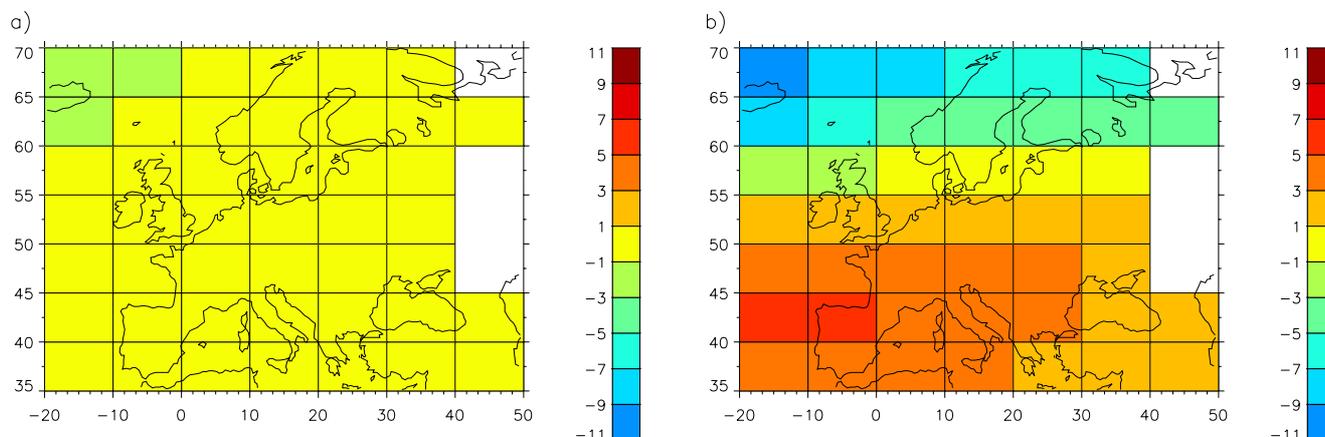


Abbildung 5.39: NAO-Signalfeld Jahres- (a) und Wintermittel (b) 1989 im europäischen Luftdruckfeld 1896-1995 (bzw. 1897-1995 für Winter) in [hPa]. Die Signale sind auf Mittelwert Null normiert.

### Signifikanz der Signale

Wie aus Tab. 5.4 ersichtlich, ist die erklärte Varianz unter ausschließlicher Verwendung von Treibhausgasen im Sommermittel gegenüber dem Jahresmittel und den anderen Jahreszeiten deutlich erhöht. Dies spiegelt sich auch in den Signifikanzen für Überzufälligkeit der Signale wieder, wie aus Abb. 5.40 ersichtlich wird.

Im Jahresmittel wird lediglich an zwei Gitterpunkten im äußersten Südosten des Analysegebietes die Signifikanzschwelle von 90% im Jahr 1995 überschritten, wenn man die unstrukturierte Residualkomponente als Rauschterm verwendet (Abb. 5.40a). Im Fall 2 (vollständiges Residuum einschließlich natürlicher Variabilität als Klimarauschen) kann in keinem Gitterpunkt ein signifikantes Signal-Rausch-Verhältnis gefunden werden (Abb. 5.40b). Im Sommer dagegen wird an 8 von 45 Gitterpunkten die 90%-Schwelle überschritten, und an 5 (Fall 1, Abb. 5.40c) bzw. 4 Gitterpunkten (Fall 2, Abb. 5.40d) noch die 99%-Schwelle überschritten. Da die beiden unterschiedlichen Rauschterme aufgrund der niedrigen insgesamt erklärten Varianz (s. Tab. 5.4) eine ähnliche Magnitude aufweisen, unterscheiden sich auch hier die Signifikanz-Verteilungen bei den beiden alternativen Fällen nicht sehr stark (vgl. Abb. 5.40c und d). Ein Nachweis anthropogener Klimaänderungen im europäischen Luftdruckfeld im Sommer ist jedoch hier nicht erbracht, da lediglich signifikante Trendkomponenten detektiert wurden, die auch natürliche Ursachen haben könnten.

Abschließend soll noch die Signifikanz der dominanten NAO-Signale beleuchtet werden. Hierzu sind in Abb. 5.41 die Verteilungen der Wahrscheinlichkeiten für überzufällige NAO-Signale im Wintermittel 1989 dargestellt.

Erwartungsgemäß finden sich die höchsten Wahrscheinlichkeiten im Bereich Nordwest- bis Nord- und Südwest- bis Südeuropas. Insgesamt wird an 16 (Fall 1, Abb. 5.41a) bzw. 15 (Fall 2, Abb. 5.41b) Gitterpunkten die 90%-Schwelle überschritten. Mehr als 99% Signifikanz

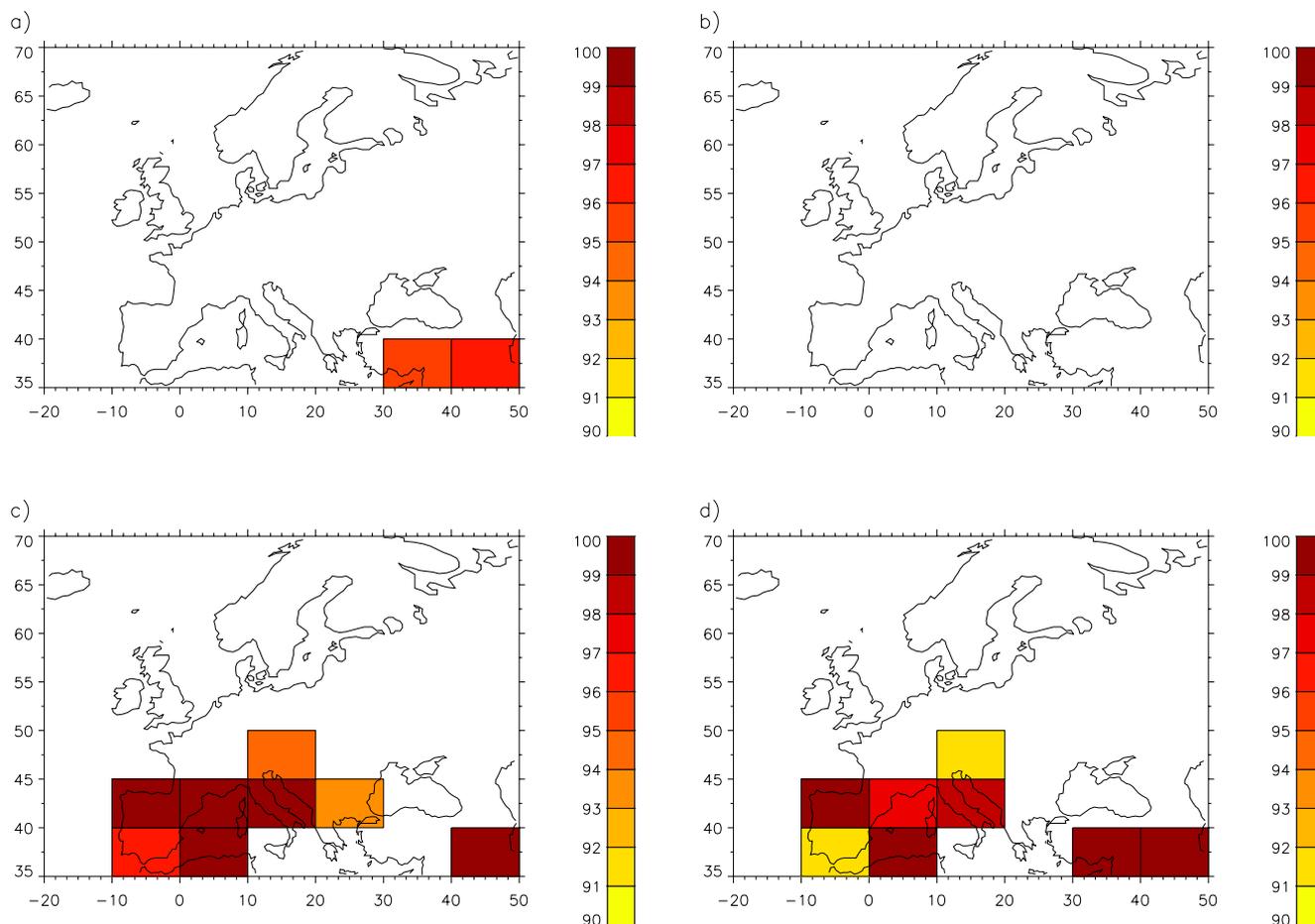


Abbildung 5.40: Signifikanz der Treibhaus-Signale im europäischen Luftdruckfeld Jahresmittel (a und b) bzw. Sommermittel (c und d) für das Jahr 1995. a) und c): Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3). b) und d): Verwendete Rauschkomponente schließt die natürliche Variabilität mit ein ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

findet sich noch an 8 bzw. 7 Gitterpunkten. Die Zuordnung des Signals zur NAO ist recht plausibel, womit man zu der Aussage gelangt, dass die NAO in Wintern mit stark positiven Indizes signifikant ins Westeuropäische Klima- bzw. Witterungsgeschehen im Luftdruckfeld eingreift.

## 5.5 Niederschlag Europa

Der Niederschlag ist ein schwieriges Klimaelement, da seine räumliche Repräsentanz deutlich geringer ist als die der Temperatur oder des Luftdrucks [46]. Um diesem Sachverhalt

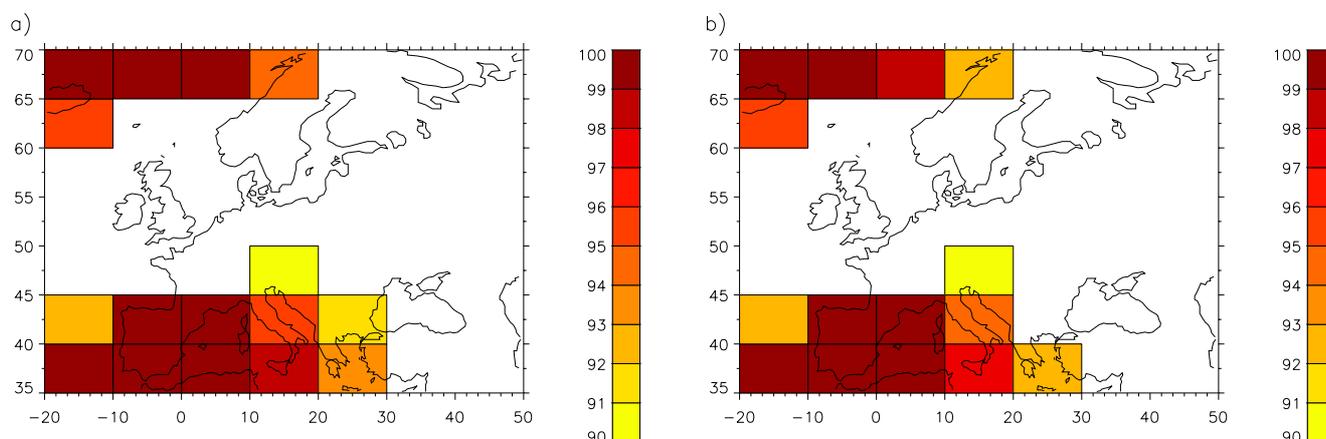


Abbildung 5.41: Signifikanzen der NAO-Signale im europäischen Luftdruckfeld Wintermittel für das Jahr 1989. Verwendete Rauschkomponente ist a): Unstrukturierte Residualkomponente, und b): Vollständiges Residuum einschließlich natürlicher Variabilität.

gerecht zu werden, wurde hier ein Datensatz mit einer möglichst kleinen Gitterpunktsweite von  $2,5^\circ \times 3,75^\circ$  analysiert (s.a. Kap. 3.2). Weiterhin ist die Ursache-Wirkungs-Kopplung zwischen den Antrieben (natürlich und anthropogen) und den gemessenen Niederschlagsmengen noch komplizierter als beim Luftdruck, da die Prozesse, die zum Niederschlag führen, neben großräumigen Vorgängen der allgemeinen Zirkulation auch von mesoskaligen, synoptischen Gebilden wie Zyklonen mit ihren Fronten und Wolkenfeldern bzw. Antizyklonen und weiteren Phänomenen, wie vor allem der Orographie (Luv-, Lee-Effekte), abhängen (s. z.B. [42]). Aus diesem Grund sind die hier dargestellten anthropogenen Signale zunächst, wie schon beim Luftdruck, lediglich signifikante, progressive Trendkomponenten, die rein formal als Treibhaus-Signale bezeichnet sind, jedoch nicht wie bei der Temperatur direkt ursächlich mit dem anthropogenen Zusatz-Treibhauseffekt gekoppelt sein müssen.

## Hauptkomponenten

Aufgrund der oben erwähnten komplizierten Prozesse in Verbindung mit dem Niederschlag ist der hier untersuchte Datensatz auch „verrauschter“ als die europäische Temperatur und der Luftdruck, was sich in einem flacheren Eigenspektrum manifestiert (vgl. Abb. 5.42 mit Abb. 5.23 u. Abb. 5.35).

Zudem heben sich in den Jahres- und vor allem in den Wintersummen die ersten zwei Hauptkomponenten von den folgenden ab. Da dies im Sommer nicht der Fall ist (s. Abb. 5.42 rechts), scheint hier wiederum ein saisonal abhängiger Prozess vorzuliegen. Tatsächlich wird in diesem Datenfeld die NAO hauptsächlich durch die zweite Hauptstruktur repräsentiert. Bei den Jahressummen ist der einzige selektierte Regressor an der 1. PC interessanterweise der um 1 Jahr zeitverschobene SOI - er erklärt jedoch lediglich 7,0% an dieser PC, die ihreseits 25,4% am gesamten Datenfeld erklärt. Die 2. PC erklärt immerhin noch 19%

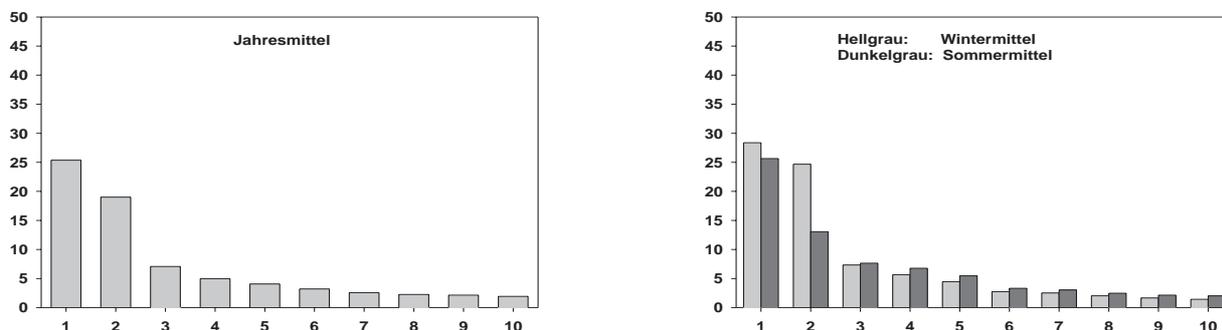


Abbildung 5.42: Eigenspektren verschiedener Niederschlags-Datensätze europäischer Gitterpunkte. Abszisse: Nummer der zugehörigen Hauptkomponente (Es sind jeweils die ersten zehn Eigenwerte abgebildet). Ordinate: Prozentuales Gewicht des entsprechenden Eigenwertes (entspricht erklärter Varianz der zugehörigen Hauptkomponente am gesamten Datenfeld, vgl. a. Gl. 4.12).

(vgl. Abb. 5.42 links) und der wichtigste Regressor ist hier der NAO-Index mit 28,4% e. V. an dieser PC. Bei den Wintersummen ist das Resultat erwartungsgemäß deutlicher: Der NAO-Index ist zwar in der ersten PC (28,4% e. V. am gesamten Datenfeld) der wichtigste Regressor, jedoch werden durch ihn „nur“ 6,2% Varianz erklärt. An der zweiten PC kann der NAO-Index aber 47,9% Varianz erklären, zusätzlich ist diese PC mit 24,7% e. V. am gesamten Datenfeld nur geringfügig schwächer als die erste PC.

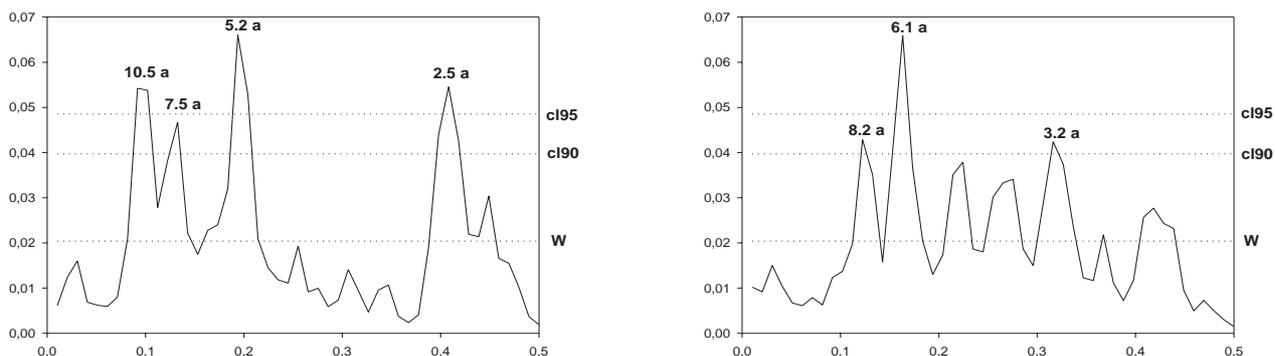


Abbildung 5.43: Varianzspektren der 1. PC (links) und 2. PC (rechts) der europäischen Niederschlagssummen Winter (Dez., Jan., Feb.) 1901-1998. Abszisse: Frequenz in  $[\frac{1}{a}]$ , Ordinate: Prozentuale Varianz; CL90: Signifikanzschwelle 90% usw., W: Gauß'sches Weisses Rauschen (s.a. [44]). Signifikante Frequenzen sind mit zugehörigen Perioden in Jahren beschriftet.

Die Spektren der 1. und 2. PC der Wintersummen, die in Abb. 5.43 dargestellt sind, un-

terstreichen die oben getroffene Aussage: Die erste PC (Abb. 5.43 links) zeigt signifikante Peaks bei verschiedenen Perioden, die nicht alle der NAO zugeordnet werden können. Lediglich der schwach signifikante „7,5-Jahre-“ und der hochsignifikante „5,2-Jahre-Peak“ fallen in den Bereich „typischer“ NAO-Perioden. Das Spektrum der 2. PC (Abb. 5.43 rechts) zeigt hingegen, wie beim Luftdruck (vgl. Abb. 5.36 rechts), nur einen hochsignifikanten Peak bei 6,1 Jahren, der mit der NAO in Verbindung stehen könnte.

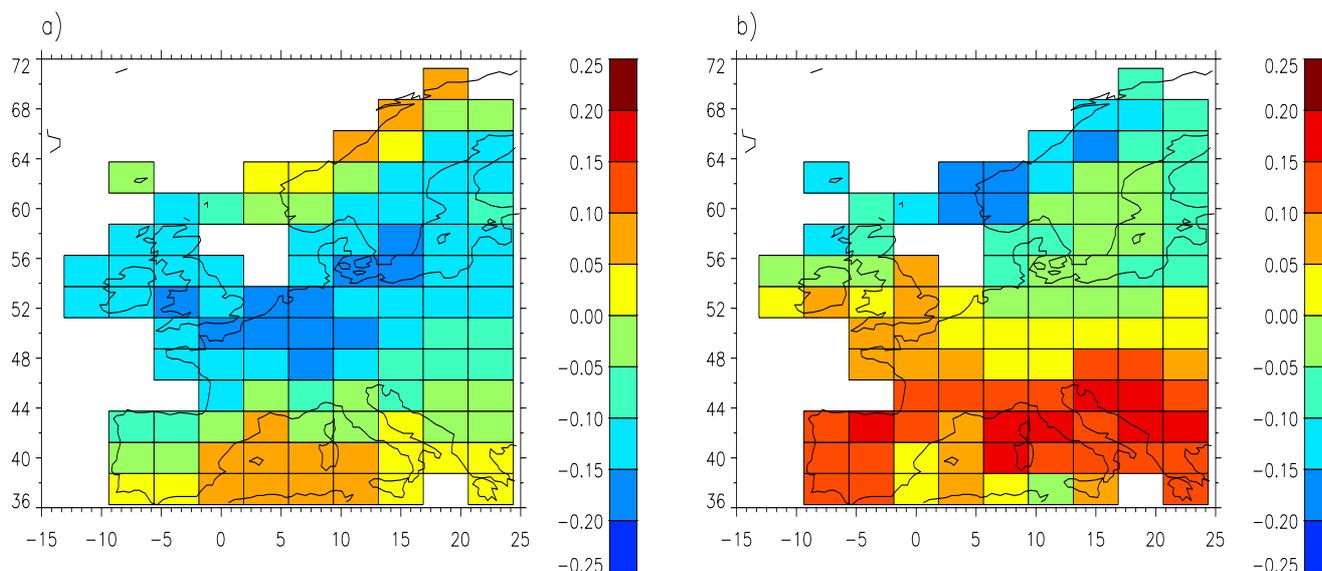


Abbildung 5.44: Die erste (a) und zweite (b) räumliche Hauptkomponente der europäischen Niederschlags-Wintersummen. Die Skalen rechts bezeichnen die Komponenten der Eigenvektoren, deren Gesamtlängen auf 1 normiert sind.

Die zugehörigen räumlichen Hauptmuster in Abb. 5.44 runden das Bild ab. Die 1. EOF (Abb. 5.44a) zeigt ein großräumiges Extremum über dem nordwestlichen Mitteleuropa mit Zentrum im Bereich Nordfrankreich und BeNeLux. Die 2. EOF dagegen bildet ein bipolares Muster mit Extrema über Nord- und Südeuropa ab, wie es für die NAO im europäischen Temperatur- und Luftdruckfeld typisch ist (vgl. Abb. 5.29 u. Abb. 5.39).

### Erklärte Varianzen

Aufgrund der relativ flachen Eigenspektren (vgl. Abb. 5.42) und des damit verbundenen hohen stochastischen Anteils in den Niederschlagsdatensätzen überrascht es nicht, dass die durch die schrittweise Regression erklärten Varianzen noch geringer sind als im europäischen Temperatur- und Luftdruckfeld (vgl. Tab. 5.5 mit Tab. 5.3 u. Tab. 5.4). Wiederum ist ein Jahresgang der e. V. mit einem Maximum im Winter festzustellen (s. Zeile **ges.** in Tab. 5.5), der hauptsächlich auf den Einfluss der NAO zurückzuführen ist, was die

Tabelle 5.5: Analog Tab. 5.2, jedoch Zielgrößen hier: europäische Gitterpunkte des Niederschlags nach Hulme et al. [24] Jahressummen 1900-1998 (**JM**), sowie der saisonalen Summen (bezogen auf die Nordhemisphäre) 1900-1998 (Winter: **WI** (1901-1998), Frühjahr: **FR**, Sommer: **SO**, Herbst: **HE**). Sulfat-Einfluss wurde hier nicht berücksichtigt.

	<b>JM</b>	<b>WI</b>	<b>FR</b>	<b>SO</b>	<b>HE</b>
<b>ges.</b>	14.8	20.8	12.5	5.2	11.2
<b>GHG</b>	0.9	0.6	0.6	0.6	0.5
<b>SOL</b>	1.0	0.8	1.4	0.8	2.2
<b>SOI</b>	2.7	0.1	2.9	1.3	1.9
<b>VUL</b>	1.1	0.9	0.9	1.0	0.9
<b>NAO</b>	7.2	15.3	6.9	2.8	6.6
<b>RES</b>	85.2	79.2	87.5	94.8	88.8
<b>STR</b>	27.3	17.9	28.0	28.7	26.0
<b>UNSTR</b>	57.9	61.3	59.5	66.1	62.8

e.V. der einzelnen Einflussklassen verdeutlichen (Zeile **NAO** in Tab. 5.5). Die e.V. aller anderen Einflüsse, insbesondere von **GHG**<sup>8</sup>, sind nahezu vernachlässigbar gering. Interessanterweise sind die e.V. des SOI-Einflusses zwar ebenfalls gering (Zeile **SOI** in Tab. 5.5), stehen jedoch hinter der NAO an zweiter Stelle.

Die Varianzen der strukturierten Residualkomponenten liegen etwa zwischen 18% und 28% (Zeile **RES** in Tab. 5.5) und sind somit höher als in allen bisher vorgestellten Datensätzen. Es scheinen somit im europäischen Niederschlag Strukturen zu existieren, die auf unberücksichtigte Prozesse zurückzuführen sind. Es ist jedoch unklar, um welche es sich hierbei handeln könnte.

Ein weiteres Problem, das speziell beim Niederschlag auftritt, ist die Verteilung der Residuen. In Gl. 4.18, Kap. 4.3, wird vorausgesetzt, dass die Stichprobe normal-verteilt ist. Dies wird im Rahmen der Residualzerlegung mittels des Kolmogoroff-Smirnoff-Tests überprüft (siehe z.B. [44]). Bei allen bisher vorgestellten Ergebnissen war dies auch hinreichend gegeben. Die Niederschlags-Residuen jedoch entsprechen nicht mehr diesem Kriterium, sodass der unten diskutierte Signifikanztest streng genommen hier nicht gültig ist. Er wurde trotzdem durchgeführt, jedoch sind die hieraus erhaltenen Resultate nicht robust und müssen unter Vorbehalt gewertet werden.

## Signale

Die formal als Treibhaus-Signale separierten progressiven Trendstrukturen im europäischen Niederschlag sind für das Jahr 1998 in Abb. 5.45 dargestellt. Wie der Tab. 5.5 zu entnehmen

<sup>8</sup>Treibhausgas-Signale sind hier zunächst progressive Trendkomponenten ohne robust nachweisbare ursächliche Verbindung zum anthropogenen Treibhauseffekt

men ist, erklären diese Signalfelder in der Jahressumme und in allen saisonalen Summen unter 1% der Gesamtvarianz (s. Zeile **GHG**). Trotzdem bilden sich vor allem in der Jahres- und Wintersumme großräumige Muster mit nicht zu vernachlässigender Amplitude heraus. Dort (s. Abb. 5.45a bzw. b) erkennt man starke positive Niederschlagstrends über Nordeuropa, vor allem im Bereich der norwegischen Küste, wo aufgrund der orographischen Bedingungen in Verbindung mit einer ausgeprägten westlichen Luftströmung insgesamt die höchsten Niederschlagsmengen in Europa gemessen werden. Dementgegen zeigen sich weiträumige negative Amplituden in Mittel- und Südeuropa mit maximalen Werten in der Mittelmeer-Region. In den anderen Jahreszeiten, hier am Beispiel der Sommersumme in Abb. 5.45c gezeigt, bildet sich dieses Muster nicht aus, und die Amplituden sind vergleichsweise gering. Zu beachten ist, dass der Wertebereich der Skalen in den saisonalen Summen in Abb. 5.45 halb so groß ist wie in der Jahressumme, deren Sammelzeitraum verglichen mit den saisonalen Summen viermal so lang ist. Somit sind die Maximalamplituden in den Wintersummen vergleichsweise hoch. Dies, sowie die Verteilung der Amplituden deutet auf eine Verbindung mit der NAO hin. Es ist somit denkbar, dass die hier separierten Trendkomponenten die Intensivierung der positiven NAO-Phasen der letzten etwa 30 Jahre abbilden.

Dies erscheint noch mehr plausibel, wenn man die NAO-Signalverteilung bei ausgeprägt hohem Index betrachtet, wie sie in Abb. 5.46 für das Jahr 1989 dargestellt ist. Hier zeigt sich eine ähnliche Signalverteilung, wie bei den Trendkomponenten (vgl. Abb. 5.45a, b), mit stark positiven Anomalien, vor allem im Winter (Abb. 5.46b), über Nordwesteuropa und negativen Anomalien im Bereich des Mittelmeeres mit Extrema über Portugal und Südpazifik. Bei hohem NAO-Index herrschen zonale Strömungscharakteristika vor, die vor allem im Winter mit vermehrten wandernden Zyklonenfamilien einhergehen, deren Zugbahnen im Bereich Mittel- und Nordeuropas liegen. Dies führt durch Advektion feuchter, maritimer Luftmassen vom Nordatlantik in Verbindung mit orographisch bedingten Stauwirkungen vor der norwegischen Küste zu hohen Niederschlägen. In Südeuropa dagegen herrscht bei diesen hohen Indexlagen vornehmlich antizyklonaler Einfluss des Azorenhochs vor, was mit den negativen Niederschlags-Anomalien in dieser Region in Verbindung steht.

Da nun die Signalverteilung der Trendkomponenten in Abb. 5.45 eine auffällige Ähnlichkeit mit diesem NAO-Muster aufweist, scheinen sie die Zunahme der positiven NAO-Lagen widerzuspiegeln, und nicht in direkter Verbindung mit dem anthropogenen Treibhauseffekt zu stehen. Die Frage, ob die Intensivierung der positiven NAO-Lagen in den letzten etwa 30 Jahren durch anthropogene Einflussnahme mitverursacht worden ist, kann im Rahmen dieser Untersuchung nicht beantwortet werden.

### Signifikanz der Signale

Wie bereits oben erwähnt ist die Signifikanzprüfung im Fall des Niederschlages problematisch, da die Residuen nicht Gauß-verteilt sind. Des Weiteren können die erhaltenen Treibhaus-Signale nicht so eindeutig, wie bei der Temperatur, anthropogenen Ursachen

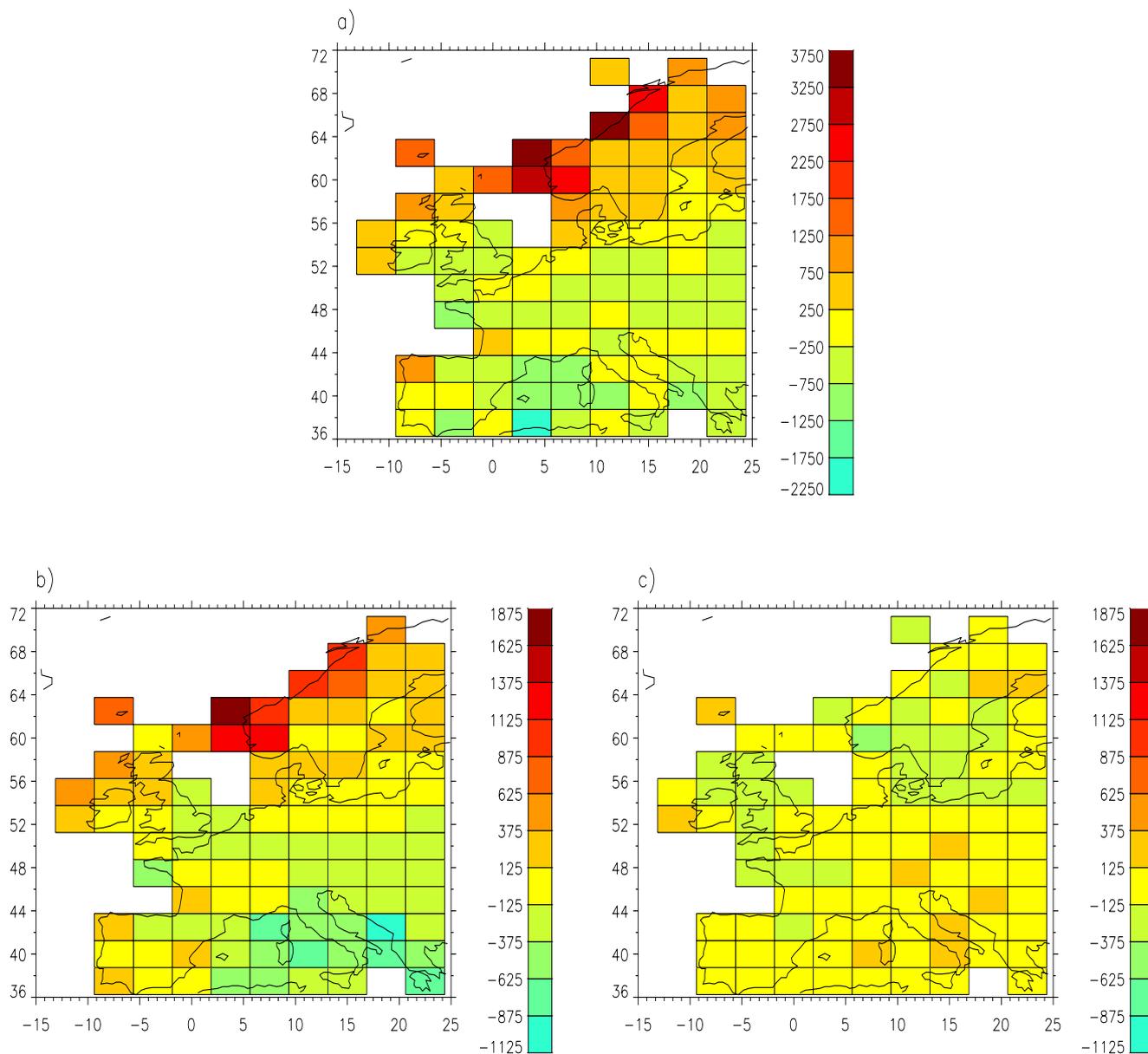


Abbildung 5.45: Treibhausgas-Signalfelder für die Jahres- (a), Winter- (b) und Sommersummen (c) im Jahr 1998 im europäischen Niederschlagsfeld 1900-1998 (bzw. 1901-1998 für die Wintersummen) in [mm]. Die Signale sind jeweils zu Beginn des Analysezeitraumes Null gesetzt.

zugeordnet werden. Unter diesen Einschränkungen sind die nun diskutierten Ergebnisse zu bewerten.

Die Treibhaus-Signale bzw. Trendkomponenten überschreiten im Endjahr der Analysen, 1998, an 16 von 99 Gitterpunkten die 90%-Signifikanzschwelle, und an 2 die 99%-Schwelle

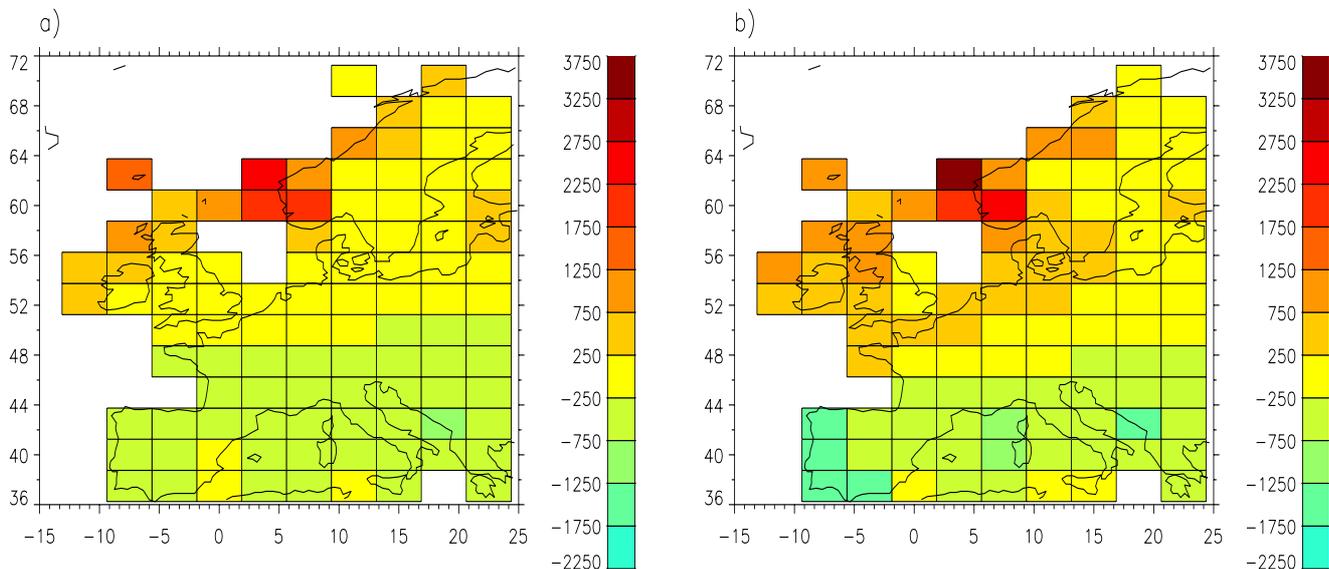


Abbildung 5.46: NAO-Signalfeld Jahres- (a) und Wintersummen (b) 1989 im europäischen Niederschlagsfeld 1900-1998 (bzw. 1901-1998 für Winter) in [mm]. Die Signale sind auf Mittelwert Null normiert.

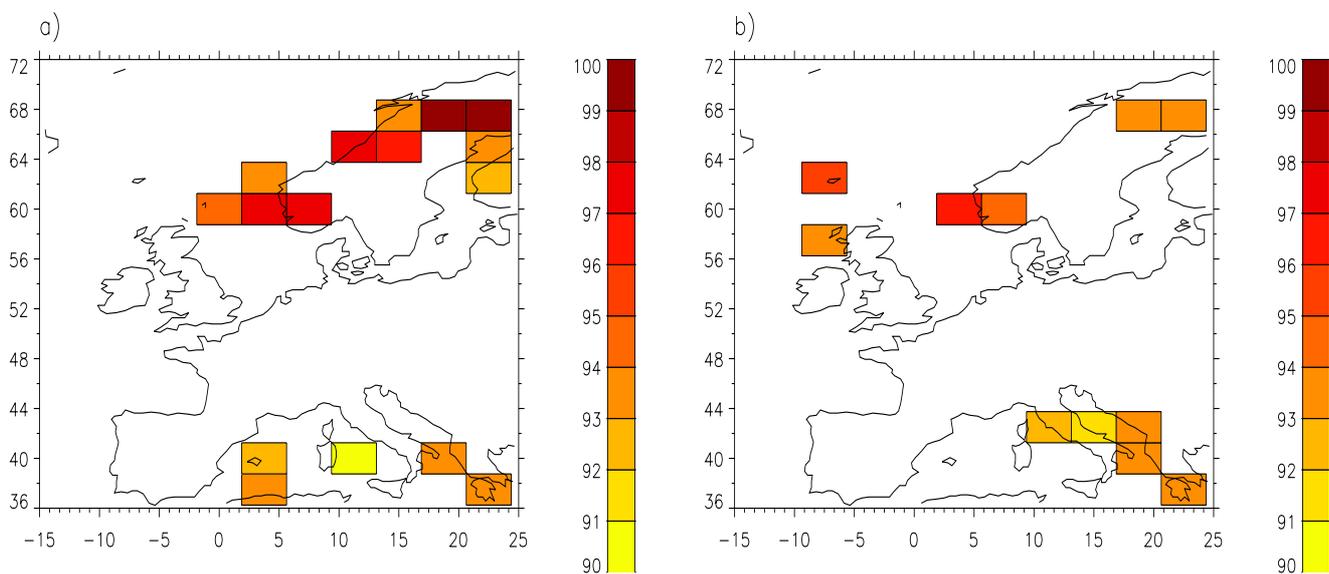


Abbildung 5.47: Signifikanz der Treibhaus-Signale im europäischen Niederschlagsfeld Jahressummen (a) bzw. Wintersummen (b) für das Jahr 1998. Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

(Fall 1, s. Abb. 5.47a). Unter Verwendung des alternativen Rauschterms sind 11 Gitterpunkte mit über 90% signifikant (s. Abb. 5.47b). Dies ist erstaunlich, da durch diese Komponenten nur sehr wenig Varianz erklärt wird (vgl. Abb. 5.5). Jedoch liegen die signifikantesten Gitterpunkte weiter im Osten, also nicht dort, wo die Signalamplitude, sondern das Signal-Rausch-Verhältnis maximal ist.

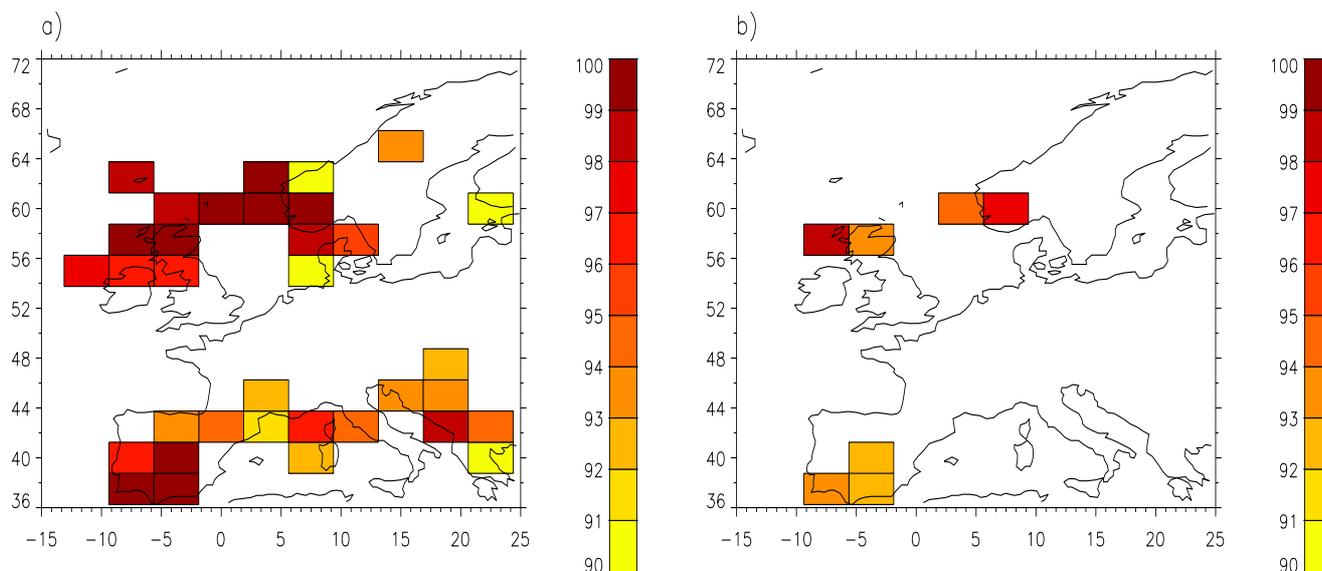


Abbildung 5.48: Signifikanzen der NAO-Signale im europäischen Niederschlagsfeld Wintersummen für das Jahr 1989. Verwendete Rauschkomponente ist a): Unstrukturierte Residualkomponente, und b): Vollständiges Residuum einschließlich natürlicher Variabilität.

Anders sieht es bei der Signifikanz-Verteilung bezüglich der NAO-Signale am Beispiel des Winters 1989 aus, wie in Abb. 5.48 zu sehen ist. Hier liegen die signifikantesten Gitterpunkte zwar ebenfalls in den beiden „NAO-Gürteln“ über Nord- und Südeuropa, jedoch sind es zum einen unter Verwendung der unstrukturierten Residualkomponente deutlich mehr (34 über 90% und 9 über 99%, Abb. 5.48a), zum anderen liegen die signifikantesten Gitterpunkte weiter im Westen als bei den Trendkomponenten (vgl. Abb. 5.47a). Wenn man die Treibhaus-Signale als „NAO-Trend-Signale“ interpretiert, kommt man zu der Aussage, dass durch die Intensivierung der NAO das Niederschlagsfeld hauptsächlich in den Randbereichen ihres Einflussgebietes, also in Nordost- bzw. Südosteuropa signifikant modifiziert wird, die NAO selbst jedoch im Bereich ihrer maximalen Wirkung signifikante Niederschlagsanomalien verursacht.

Die intensive Diskussion der Wirkung der NAO auf europäische Klimadatenfelder steht zwar zunächst nicht mit dem Problemkreis anthropogener Klimabeeinflussung in Verbindung. Da jedoch eine „Maskierung“ des Treibhaus-Signals durch die NAO diskutiert wird [36], können die hier vorgestellten Ergebnisse Hinweise auf solche Mechanismen liefern.

Tabelle 5.6: Analog Tab. 5.2, jedoch Zielgrößen hier: Deutschlandmitteltemperatur nach Rapp [40] Jahresmittel 1878-2000 (**ab 1878**), bzw. 1901-2000 (**ab 1901**). Sulfat-Einfluss wurde hier nicht berücksichtigt.

	<b>ab 1878</b>	<b>ab 1901</b>
<b>ges.</b>	41.6	39.8
<b>GHG</b>	23.7	16.9
<b>SOL</b>	21.7	13.0
<b>SOI</b>	0.0	0.0
<b>VUL</b>	0.7	0.0
<b>NAO</b>	13.0	18.9
<b>RES</b>	58.4	60.2
<b>STR</b>	5.6	4.3
<b>UNSTR</b>	52.8	55.9

## 5.6 Temperatur Deutschland

Abschließend wird nun wieder die Temperatur, jedoch auf einer noch kleinräumigeren Skala, nämlich in Form des Deutschlandmittels nach Rapp [40] untersucht (vgl. Abb. 3.12).

### Erklärte Varianzen

Da es sich hierbei wie bei den globalen und hemisphärischen Mitteln (s. Kap. 5.1) um eine einzelne Zeitreihe handelt, entfällt die EOF-Zerlegung. Es wurden wieder, wie bei den globalen Analysen, die beiden Zeiträume ab 1878 bzw. 1901-2000 analysiert.

Interessanterweise sind die durch alle berücksichtigten Einflussklassen (ausser Sulfat) erklärten Varianzen mit rund 40% höher als bei den europäischen Temperatur-Gitterpunkten (vgl. Zeilen **ges.** in Tab. 5.6 u. Tab. 5.3). Auch die e. V. der einzelnen Einflussklassen liegen im Deutschlandmittel für die wichtigen Einflüsse **GHG**, **SOL** und **NAO** höher als im europäischen Temperaturfeld, jedoch deutlich geringer (ausser **NAO**) als in den globalen und hemisphärischen Analysen (vgl. Tab. 5.1). Die e. V. von **SOI** und **VUL** sind vernachlässigbar gering. Unterschiede bestehen auch in den beiden Analysezeiträumen: die **NAO** kann im kürzeren Zeitraum mehr Varianz erklären und ist dort der wichtigste Einfluss, wohingegen ab 1878 die Treibhausgase vor dem solaren Einfluss und der **NAO** rangieren (vgl. Spalten **ab 1878** und **ab 1901** in Tab. 5.6). Dies ist konsistent mit einer intensivierten **NAO** innerhalb der letzten 30 Jahre.

Die e.V. der strukturierten Residualkomponenten sind erfreulicherweise deutlicher geringer als die der unstrukturierten (vgl. Zeilen **STR** und **UNSTR** in Tab. 5.6), was gleichbedeutend mit einer sehr guten Erfassung der potenziell erklärbaren Varianz durch die angebotenen Regressoren ist.

### Signifikanz der Signale

In den Abb. 5.49 bzw. 5.50 u. 5.51 bzw. 5.52 sind analog zu Abb. 5.2 bzw. 5.3 die wichtigsten Signale sowie die Signifikanzschwellen der unterschiedlichen Rauschterme bezüglich des Treibhaus-Signals eingezeichnet.

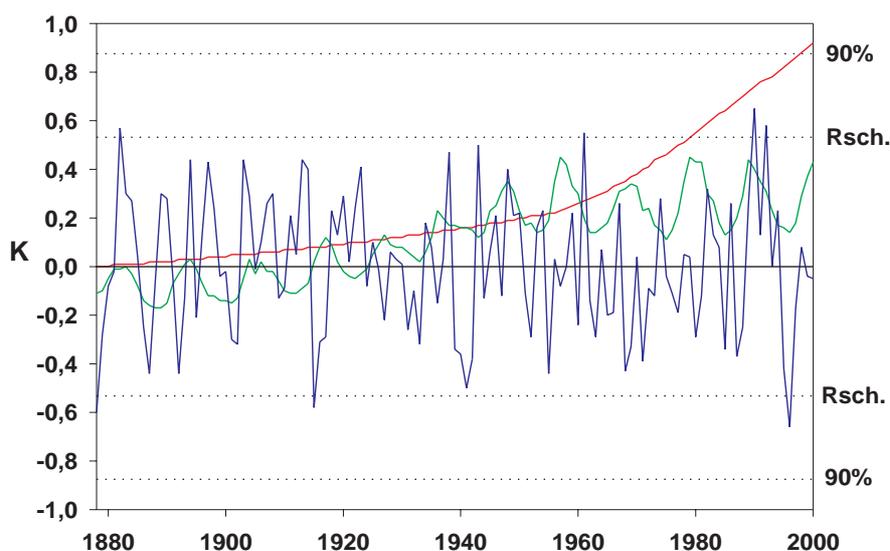


Abbildung 5.49: Signifikanz des Treibhausgas-Signals in der Deutschlandtemperatur Jahresmittel 1878-2000. Rot: Treibhausgas-Signal, Blau: NAO-Signal, Grün: solares Signal. **Rsch.**: Standardabweichung der verwendeten Rauschkomponente. Prozentangaben 90%: Wahrscheinlichkeit, mit der sich ein Signal vom Rauschen abhebt, wenn es sich auf dem Niveau der zugehörigen gepunkteten Linie befindet. Ordinate: Temperaturanomalien in [K]. Verwendete Rauschkomponente ist die unstrukturierte Residualkomponente ( $Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

Die Amplitude des Treibhaus-Signals ist mit 0,92 K ab 1878 bzw. 0,86 K ab 1901 im Jahr 2000 etwas höher als in dem nordwesteuropäischen Gebietsmittel der Globalen Analysen (0,53 K ab 1878 bzw. 0,77 K ab 1901, vgl. Abb. 5.14) und den entsprechenden Gitterpunkten des europäischen Temperatur-Datensatzes (ca. 0,4 bis 0,45 K ab 1878 bzw. ca. 0,5 K ab 1901, vgl. Abb. 5.27). Jedoch sind die Varianzen der verwendeten Rauschterme deutlich höher als in den globalen und hemisphärischen Analysen (vgl. Tab. 5.1 m. Tab. 5.6), sodass lediglich im Analysezeitraum ab 1878 und dort nur unter Verwendung der unstrukturierten Residualkomponente als Rauschterm die Signifikanzschwelle von 90% ab dem Jahr 1998 überschritten wird (s. Abb. 5.49).

Zudem ist auch im Deutschlandmittel die natürliche Variabilität höher als im globalen und in den hemisphärischen Mitteln (vgl. Tab. 5.6 mit Tab. 5.1), was hauptsächlich auf

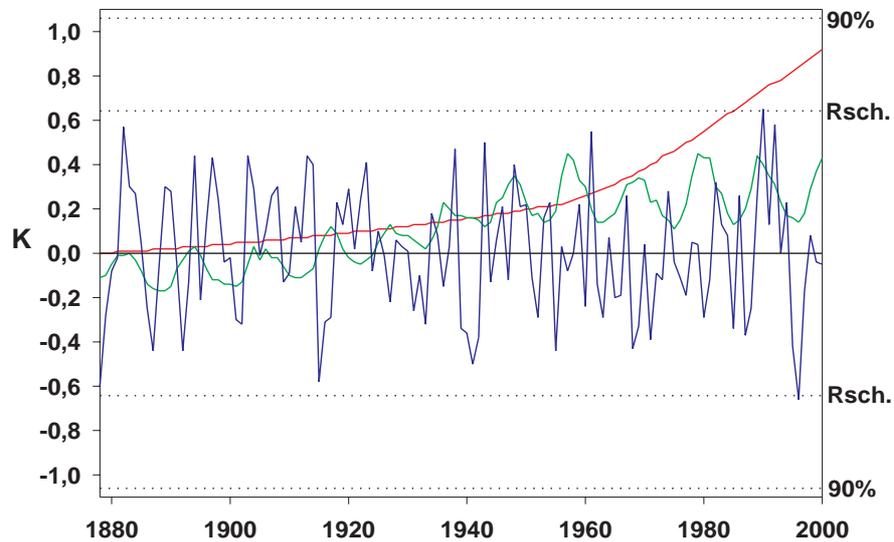


Abbildung 5.50: Analog Abb. 5.49, hier jedoch schließt die verwendete Rauschkomponente die natürliche Variabilität mit ein ( $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  in Gl. 4.26, Kap. 4.3).

den starken Einfluss der NAO auf das Deutschlandmittel der Temperatur zurückzuführen ist. Dies wird auch grafisch deutlich, wenn man die Schwankungsbreite der NAO-Signale (blaue Kurven in Abb. 5.49 bis 5.52) betrachtet.

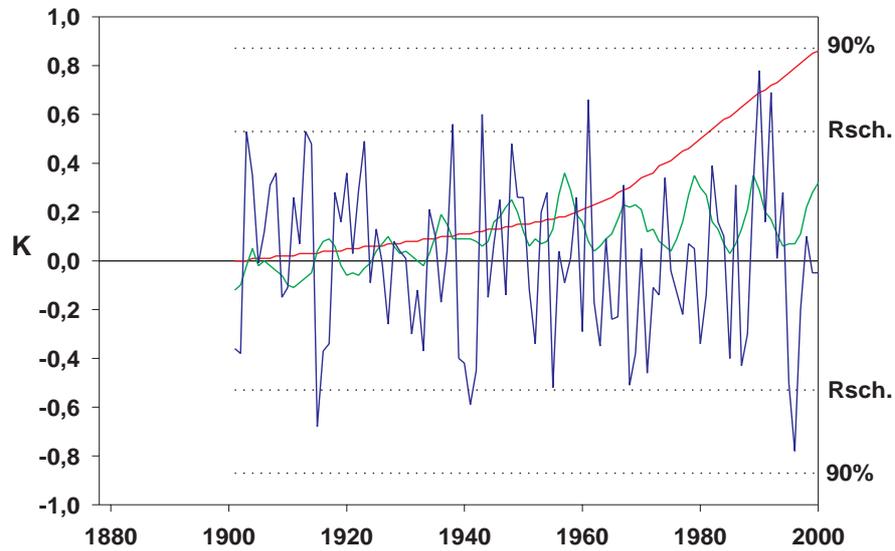


Abbildung 5.51: Wie Abb. 5.49, jedoch Deutschlandtemperatur Jahresmittel 1901-2000.

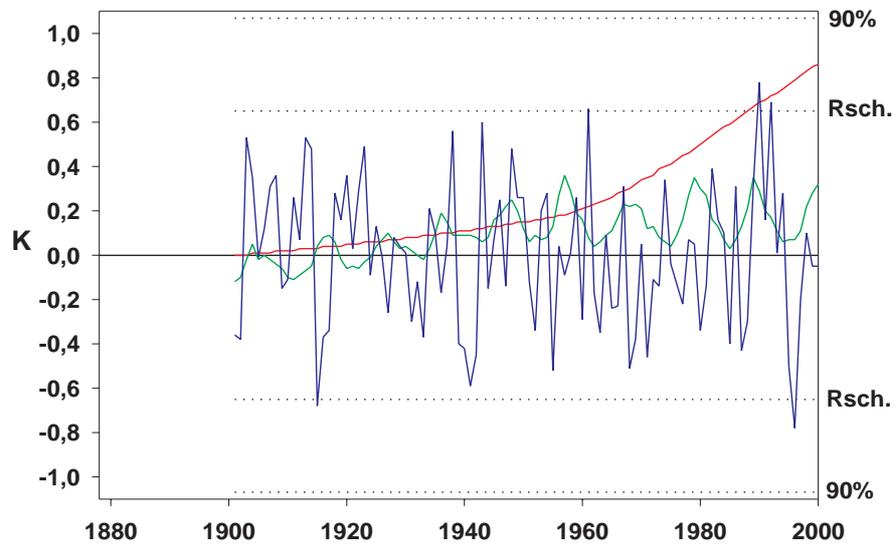


Abbildung 5.52: Wie Abb. 5.50, jedoch Deutschlandtemperatur Jahresmittel 1901-2000.



# Kapitel 6

## Synopsis I

In dieser Zusammenschau sollen noch einmal die wichtigsten Ergebnisse des ersten Teils dieser Arbeit kurz zusammengefasst werden.

Es hat sich gezeigt, dass durch die verwendeten potenziellen und schließlich durch die Selektionsstrategie der schrittweisen Regression (s. Kap. 4.1) selektierten Regressoren (s. Kap. 3.1) der weitaus größte Anteil der potenziell erklärbaren Varianz erfasst wurde (vgl. Zeilen **RES** und **STR** Tab. 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 und 5.6). Einzige Ausnahme ist der Europäische Niederschlag, bei dem die strukturierte Residualkomponente einen vergleichsweise hohen Varianzanteil aufweist (s. Tab. 5.5) und bei dem des Weiteren die Residuen nicht hinreichend Gauß-verteilt sind, was ansonsten gegeben ist.

Die insgesamt erklärten Varianzen sind in den global bzw. hemisphärisch gemittelten Reihen am größten und nehmen mit zunehmender Regionalisierung ab, was in Abb. 6.1 am Beispiel des Jahresmittels der Temperatur 1878-2000 dargestellt ist. Dies ist durch die Verminderung stochastischer Anteile durch Mittelungsprozesse zu erklären. Eine Ausnahme bildet hier die Deutschland-Temperatur, an der ein vergleichsweise hoher Varianzanteil erklärt werden kann. Möglicherweise ist die Anzahl und Qualität<sup>1</sup> der Stationsdaten, aus denen diese Reihe abgeleitet wurde, höher als beispielsweise beim Europäischen Gitterpunktsdatensatz, sodass hierdurch eine Verringerung des zufallsartigen Anteils in dieser Reihe erreicht wurde.

Der Sulfateinfluss erzeugt unplausible Signalfelder (s. Abb. 5.13), was wahrscheinlich auf die Untauglichkeit der verwendeten Parametrisierung (s. Abb. 3.7) in Verbindung mit dem hier gewählten statistischen Modell zurückzuführen ist.

Die Treibhausgase sind auf der globalen Skala (globale bzw. hemisphärische Mittel und globale Gebietsmittel) der wichtigste Einfluss auf die Temperatur (s. Abb. 6.1), gefolgt von den Schwankungen der Solarkonstanten. Die anderen natürlichen Einflüsse spielen hier eine untergeordnete Rolle (s. Abb. 6.1).

---

<sup>1</sup> Alle in die Deutschland-Temperatur eingeflossenen Daten wurden beispielsweise auf Homogenität geprüft [40].

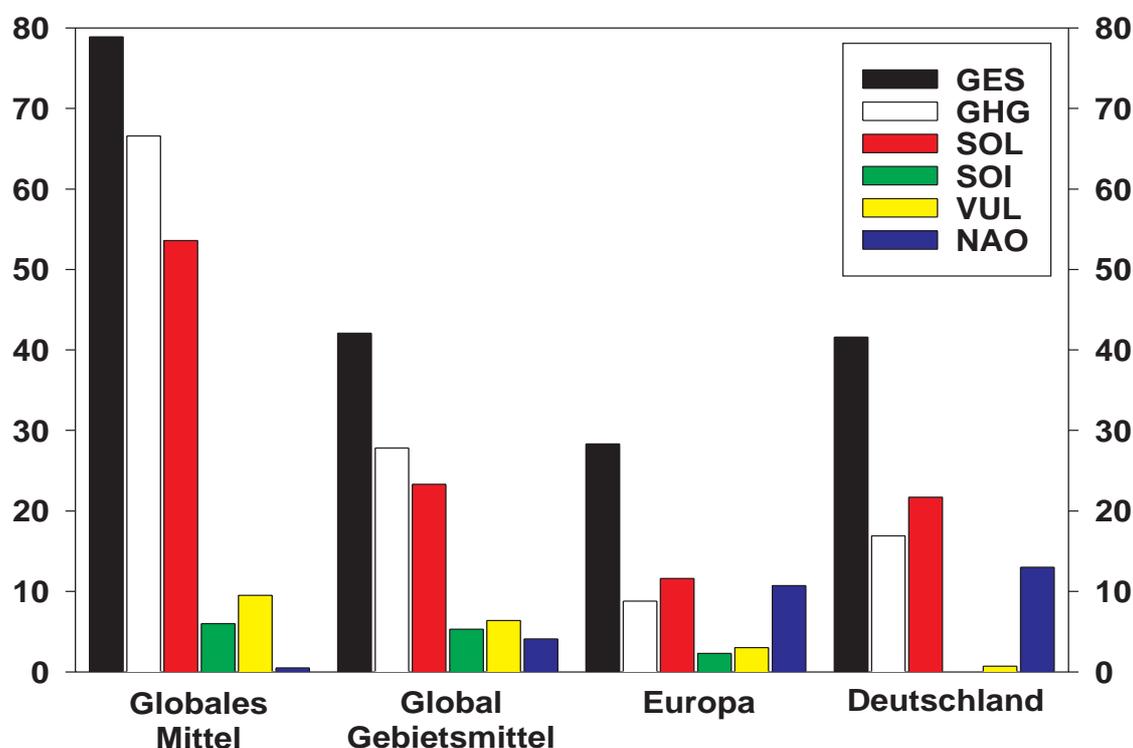


Abbildung 6.1: Erklärte Varianzen bei verschiedenen untersuchten Datensätzen (jeweils Jahresmittel 1878-2000). **GES**: Gesamte erklärte Varianz unter Berücksichtigung aller Einflussklassen, **GHG** usw.: Durch einzelne Einflussklassen erklärte Varianzen (Abkürzungen analog beispielsweise Tab. 5.1).

Auf der europäischen und der deutschen Skala spielt die NAO in allen untersuchten Datensätzen eine wichtige Rolle (s. Abb. 6.1). Sie ist einem ausgeprägten Jahresgang unterworfen und dominiert auf der hier betrachteten Zeitskala im Winter die Variabilität aller untersuchten Klimatelemente (s. Abb. 5.29, 5.39, 5.46 und 5.49).

Der Nachweis bzw. die Signifikanz anthropogener Signale<sup>2</sup> und der damit verbundenen Klimaänderung<sup>3</sup> gelingt am besten im globalen und in den hemisphärischen Temperaturmitteln (s. Abb. 5.2, 5.6), und wird mit zunehmender räumlicher Differenzierung und Regionalisierung aufgrund der damit wachsenden stochastischen Komponente erschwert (s. Abb. 5.17, 5.30 und 5.49).

<sup>2</sup>Verwendung von  $Res_{rausch}$  aus Gl. 4.26 als Rauschkomponente

<sup>3</sup>Verwendung von  $S_{nat} + Res_{struktur} + Res_{rausch}$  aus Gl. 4.26 als Rauschkomponente

Die natürlichen Signale sind auf der globalen Skala deutlich unsignifikanter als die Treibhaus-Signale (s. Abb. 5.22). Auf der europäischen Skala und dort vor allem im Winter ist die NAO signifikant (s. Abb. 5.34, 5.41 und 5.48).

Die Zuordnung anthropogener Signale beim europäischen Luftdruck und dem europäischen Niederschlag ist problematisch, da die Ursache-Wirkungs-Beziehung zwischen der verwendeten Parametrisierung (logarithmische Treibhausgaskonzentration, s. Abb. 3.6, [61]) und diesen Klimaelementen nicht so eindeutig herzustellen ist, wie bei der Temperatur. Die hier separierten Treibhausgas-Signale sind zunächst als progressive Trendkomponenten aufzufassen, die möglicherweise mit einem positiven Trend des NAO-Index innerhalb der letzten 30 Jahre in Verbindung stehen, da ihre Amplitudenverteilungen Ähnlichkeiten mit dem NAO-Signalmuster aufweisen (vgl. Abb. 5.38 mit 5.39 und Abb. 5.45 mit 5.46).

Somit ist der anthropogene Zusatz-Treibhauseffekt am besten im globalen Mittel der bodennahen Lufttemperatur nachweisbar. Die Signalstärke ist dabei entsprechenden deterministischen Modellrechnungen (gekoppelte atmosphärisch-ozeanische Zirkulationsmodelle, vgl. IPCC [12]) sehr ähnlich und daher physikalisch plausibel. Zum Teil trifft das auch auf die regionalen Strukturen zu.



## Teil II

# Witterungseinflüsse auf deutsche Ernteerträge



# Kapitel 7

## Einführung

### 7.1 Klimaimpakt

Im ersten Teil dieser Arbeit wurden Einflüsse der Anthroposphäre auf das Klimasystem untersucht. Nun soll die entgegengesetzte Wirkungsrichtung betrachtet werden, also Einflüsse des Klimasystems auf die Anthroposphäre. Dieser Problemkreis wird allgemein unter dem Sammelbegriff Impaktforschung oder auch Klimafolgenforschung zusammengefasst, wobei Auswirkungen von Klimaänderungen auf die gesamte Biosphäre mit eingeschlossen sind.

Die wichtigsten, gegenüber Klimaänderungen sensitiven, Subsysteme innerhalb der Anthroposphäre sind Wasserressourcen, Land- (hauptsächlich Nahrungssicherung) und Forstwirtschaft, Fischerei, Besiedelung, Energie und Industrie, Versicherungswesen und andere Finanzdienstleistungen und Gesundheit [1]. Die Verwundbarkeit dieser Bereiche bezüglich Klimaänderungen ist unter anderem abhängig vom Standort, der Zeit sowie sozialen, wirtschaftlichen und Umweltbedingungen.

Das IPCC<sup>1</sup> listet folgende Zukunftsprojektionen günstiger bzw. ungünstiger Auswirkungen der innerhalb der nächsten Jahrzehnte zu erwartenden Klimaänderungen auf [1]:

- Allgemeine Ertragsminderungen in den meisten tropischen und subtropischen Regionen für die meisten projizierten Temperaturerhöhungen.
- Allgemeine Ertragsminderungen (mit wenigen Ausnahmen) in den mittleren Breiten für Erhöhungen der Jahresmitteltemperatur von mindestens einigen °C.
- Verminderte Wasserverfügbarkeit für Bevölkerungen in vielen wasserarmen Regionen, vor allem in den Subtropen.
- Eine Erhöhung von durch Wirte übertragbare (z.B. Malaria) und durch Wasserverunreinigungen ausgelöste (z.B. Cholera) Krankheiten und eine Zunahme der Mortalität infolge Hitzebelastungen.

---

<sup>1</sup>Intergovernmental Panel on Climate Change Working Group II: Impacts, Adaption and Vulnerability.

- Verbreitet erhöhtes Risiko für Überflutungen durch Extremniederschläge und Anstieg des Meeresspiegels.
- Erhöhter Energiebedarf für Klimaanlage durch erhöhte Sommertemperaturen.
- Ertragssteigerungen in manchen Regionen der mittleren Breiten für eine Temperaturerhöhung von weniger als einigen °C.
- Erhöhung des Nutzholzertrages in geeignet bewirtschafteten Wäldern.
- Verbesserte Wasserverfügbarkeit in manchen wasserarmen Regionen, beispielsweise in Teilen Südost-Asiens.
- Verminderte Wintersterblichkeit in mittleren und hohen Breiten.
- Verminderter Energiebedarf zum Heizen von Innenräumen aufgrund erhöhter Wintertemperaturen.

Dies verdeutlicht, dass verschiedenste Bereiche der Antroposphäre betroffen sind, und die Auswirkungen auf die Landwirtschaft einen hohen Stellenwert besitzen, besonders vor dem Hintergrund einer schnell wachsenden Weltbevölkerung.

Zusätzlich zu Veränderungen im mittleren Verhalten der Klimaelemente ist der anthropogene Einfluss auf die Extreme von besonderem Interesse. Abschätzungen der Auswirkungen potenzieller Modifikationen von Extremen auf die Landwirtschaft beinhalten unter anderem [1]:

- Erhöhtes Risiko von Ernteschäden durch erhöhte Maximumtemperaturen, höhere Anzahl heißer Tage und Hitzewellen.
- Vermindertes Risiko für Ernteauffälle für manche Bestände und Erhöhung für andere durch erhöhte Minimumtemperaturen, weniger kalte und Frosttage bzw. kalte Witterungsabschnitte über fast allen Landgebieten.
- Verstärkte Bodenerosion durch vermehrte und intensivere Starkniederschläge.
- Ernteauffälle durch vermehrte trocken-heiße Sommer im Bereich der meisten kontinentalen Gebiete der mittleren Breiten.

Hierdurch wird deutlich, dass der Klimaimpakt auf die Landwirtschaft sehr vielfältig ist und stark vom Standort bzw. der betrachteten Region abhängt. Weiterhin spielen u.a. auch Bodeneigenschaften sowie Schädlinge und Krankheiten eine Rolle, die ebenfalls von Klimaänderungen beeinflusst werden. Besonders in den mittleren Breiten sind die projizierten Auswirkungen recht unsicher und führen je nach zu erwartender Temperaturerhöhung entweder zu Ertragssteigerungen oder -einbußen (s.o.). In Nordeuropa beispielsweise werden in den kommenden Jahrzehnten eventuell Ertragssteigerungen infolge zu erwartender

Klimaänderungen erreicht werden können, in Süd- und Osteuropa dagegen wird eher mit Ertragseinbußen gerechnet [1]. Allgemein werden aller Voraussicht nach vor allem viele Entwicklungsländer unter Ertragsminderungen infolge des Klimawandels zu leiden haben, während die Industrienationen Produktionssteigerungen verzeichnen könnten. In etwa 40 armen Entwicklungsländern mit zusammen etwa 2 Milliarden Einwohnern, darunter 450 Millionen unterernährten Menschen, können landwirtschaftliche Produktionsverluste infolge des Klimawandels die Anzahl hungerleidender Menschen drastisch erhöhen, was die Bewältigung der Armut und der Nahrungsknappheit in diesen Ländern ernsthaft behindern wird [14].

## 7.2 Agrarmeteorologische Grundlagen

Seit die Menschheit Ackerbau betreibt, in Mitteleuropa seit etwa 5000 Jahren, hat sich deren Abhängigkeit von Wetter, Witterung und Klima empfindlich erhöht. Schon frühe Bauernkulturen waren an möglichst allgemein geltenden Gesetzmäßigkeiten interessiert, die vom beobachteten Wettergeschehen auf die zu erwartende Ernte schließen lassen. Das erste, meist sehr spekulative, Wissen über diese Zusammenhänge wurde von Generation zu Generation weitergegeben, woraus im Mittelalter die sog. Bauernregeln entstanden [32]. Im Rahmen der Aufklärung hielt die Wissenschaft auch Einzug in diesen Bereich. Dies führte u.a. zur Errichtung agrarmeteorologischer Messnetze, wie z.B. 1827 in Böhmen, und Wetterwarndiensten für die Landwirtschaft, welche erstmals 1862 in Mecklenburg erprobt wurden.

Heute sind die wichtigsten Aufgabengebiete der Agrarmeteorologie, die ein Teilgebiet innerhalb der angewandten Meteorologie ist, die Untersuchung von Energie- und Stoffkreisläufen bodennaher Bereiche, des Einfluss von Wetter und Witterung auf die Pflanzenentwicklung und die Ertragsbildung sowie auf Krankheiten und Schädlinge. Weiterhin interessieren agroklimatische Standortbeurteilungen, und vor dem Hintergrund anthropogener Klimabeeinflussung, die Abschätzung der Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die Landwirtschaft [25].

Es gibt eine Vielzahl von Wachstums- und Entwicklungsfaktoren in der Umwelt der Kulturpflanzen. Diese können innerhalb des Systems „*Boden - Pflanze - Atmosphäre*“ nach ihrem Wirkungsbereich in Faktoren der Sproß- und Wurzelumwelt aufgegliedert werden [15]. Da eine Ertragsoptimierung angestrebt wird, interessieren die Möglichkeiten der Einflussnahme auf diese Umweltfaktoren.

In Tab. 7.1 ist eine Dreiteilung bezüglich der Kontrollmöglichkeiten dieser Umweltfaktoren vorgenommen worden. Hieraus wird ersichtlich, dass die Umweltfaktoren größtenteils keiner oder nur bedingter Kontrollmöglichkeit unterliegen. Dies verdeutlicht unter anderem die starke Abhängigkeit der Landwirtschaft von meteorologischen Parametern wie der Strahlung, der Lufttemperatur und dem Niederschlag, der in enger Verbindung mit dem Bodenwassergehalt steht.

Tabelle 7.1: Umweltfaktoren und ihre Kontrollmöglichkeiten innerhalb der Landwirtschaft. 1 = Kontrolle möglich, 2 = Teilkontrolle, 3 = keine oder nur geringe Kontrolle möglich (Fall 1 ist hier nie gegeben, da es sich lediglich um einen Auszug aus einer umfassenderen Tabelle handelt). Nach Geisler [15].

Faktor	Kontrollmöglichkeit
<b>Sproß- und Wurzelumwelt:</b>	
Schwerkraft	3
Atmosphärischer Druck	3
Schädlinge und Krankheitserreger	2
Verunreinigungen	3
<b>Sproßumwelt:</b>	
Globalstrahlung	3
Lichtmenge	3
Lichtqualität	3
Photoperiode	3
Temperatur	2-3
CO <sub>2</sub>	3
Luftfeuchtigkeit	3
O <sub>2</sub>	3
Luftbewegung	2-3
<b>Wurzelumwelt:</b>	
Temperatur	3
Bodengefüge	2-3
Bodenwasser	2
Bodennährstoffe	2
O <sub>2</sub>	3
CO <sub>2</sub>	3
pH	2

Die verschiedenen Faktoren wirken sich in komplexer Art und Weise auf die Entwicklung der Pflanze und damit auch auf den Ertrag aus und stehen auch untereinander in Abhängigkeit [25]. Ein hilfreiches Prinzip stammt von dem Chemiker Justus von Liebig (1803 - 1873), der im Rahmen seiner Mineralstofftheorie (1840) das sog. Gesetz des Minimums formulierte:

*„Die Höhe des Ertrages eines Feldes (von gegebener Beschaffenheit und Zusammensetzung) steht im Verhältnis zu demjenigen zur völligen Entwicklung der Pflanze unentbehrlichen Nährstoff, welcher im Boden (in geeigneter Form und Beschaffenheit) in kleinster Menge (in Minimo) vorhanden ist“*

Dieses Gesetz bezieht sich zwar auf Nährstoffe, bringt jedoch ein allgemeines Prinzip zum Ausdruck: Gegenüber dem ungünstigsten Faktor ist die Pflanze am sensitivsten. Wenn selbst bei optimaler Düngung eine extrem ungünstige Witterung, wie z.B. eine

Sommerdürre vorherrscht oder beispielsweise die Bodenstruktur durch Starkniederschläge geschädigt wird, wirkt sich das sicherlich negativ auf den Ertrag aus.

Die wichtigsten Witterungsfaktoren in den mittleren Breiten sind Lufttemperatur und Solarstrahlung, die jedoch miteinander verknüpft sind, da die Wirksamkeit der Energieaufnahme durch die Pflanze von der Temperatur abhängt [25]. Die starke Abhängigkeit zwischen dem Pflanzenwachstum und der Lufttemperatur wird auch genutzt um mit Hilfe von Phänologischen Gärten, in denen der zeitliche Verlauf der Pflanzenentwicklung beobachtet wird, eine Beziehung zwischen mittlerem Beginn bzw. Dauer der Vegetationszeit und langfristiger Temperaturtrends herzustellen, was somit einen Indikator für Klimaänderungen darstellt [9, 34].

Der Einfluss des Niederschlags ist in den mittleren Breiten, verglichen mit der Temperatur, meist gering. In den Tropen und semiariden bzw. ariden Gebieten stellt sich dies anders dar: Hier ist der Niederschlag der wichtigste Witterungsfaktor [25]. Jedoch kann auch in Mitteleuropa das Auftreten trockenheißer Sommer wie beispielsweise 1976 zu starken Ernteeinbrüchen führen. Für die Pflanze ist nicht der Niederschlag selbst, sondern der Wasservorrat des Bodens die entscheidende Größe, bei deren Bilanzierung der Niederschlag als Quellenterm eingeht. Zu den Senken zählen die sog. Interzeption (der von der Pflanze selbst am Einsickern in den Boden gehinderte Niederschlag), die Verdunstung an der Bodenoberfläche, die Wasseraufnahme und Transpiration des Bestandes, der oberirdische Abfluß und die Versickerung in das Grundwasser. Ausser der Interzeption hängen alle Senken auch von den Bodeneigenschaften ab [25]. Es sind somit komplizierte Vorgänge, die zwischen dem meteorologischen Parameter Niederschlag und der Wasserverfügbarkeit für die Pflanze vermitteln.

Weiterhin ist die Pflanze zu verschiedenen Zeitabschnitten im Jahresverlauf auch unterschiedlich sensitiv gegenüber Witterungseinflüssen, was naturgemäß von Art zu Art stark variieren kann. Winterweizen beispielsweise, dessen Aussaat bereits im Frühherbst bis Frühwinter des Vorjahres stattfindet, ist u.a. empfindlich gegenüber starkem Frost in den darauffolgenden Wochen [15, 8]. Weiterhin durchläuft die Pflanze während ihres Wachstums unterschiedliche Entwicklungsphasen, die in Keimung, Differenzierung während der Jugendentwicklung, Hauptwachstumsphase und Reifephase unterteilt werden können. Jede Phase zeigt dabei charakteristische Anforderungen bzw. Empfindlichkeiten an die Umweltbedingungen. So kann es z.B. unter spezifischen Mangelsituationen nur zu einer unvollständigen Entwicklung der Pflanze kommen, sodass einzelne Organe erst sehr verzögert oder überhaupt nicht angelegt werden [15].

Mit sog. Ertragsmodellen wird versucht, diese komplexen Vorgänge zu simulieren. Ein Beispiel hierfür sind die Agrarökosystemmodelle EPIC/ALMANAC, in denen der Witterungseinfluss mittels eines Wettergenerators simuliert wird [22]. Weitere modellierte Komponenten umfassen die Hydrologie, die Sedimentation durch Erosion, die Nährstoffkreisläufe, der Verbleib von Pestiziden, das Pflanzenwachstum, die Bodentemperatur, die Bodenbearbeitung und die Bewässerung.

Wie beim Klimasystem (s. Kap. 2), wird auch hier die statistische Analyse gemessener

Daten angewendet. Die Vor- und Nachteile der Herangehensweise ist vergleichbar: Statistische Modelle haben keine Kenntnis der zugrundeliegenden Prozesse, die Daten (hinreichender Qualität) beinhalten aber potenziell die gesamte verfügbare Information, die „nur“ geschickt extrahiert werden muss. Daten „hinreichender Qualität“ ist ein kritischer Punkt, da gewollte Ertragssteigerungen durch agrartechnische Eingriffe wie Düngung, Schädlingsbekämpfung, Bewässerung oder Saatgutveredelung den isolierten Einfluss der Witterung „verschleiern“. Somit finden sich in den meisten Ertragsreihen starke Trendkomponenten, die der sog. Züchtungsvarianz zugeordnet werden müssen. Eventuell auf langfristige Klimatrends zurückzuführende Ertragsvariationen, die der sog. Umweltvarianz angehören, können dadurch leider kaum isoliert werden [37, 29].

Um dies zu umgehen, ist es notwendig, die Ertragsvarianz unter möglichst konstanten Umweltbedingungen zu beobachten, also die Züchtungsvarianz zu minimieren. Dies gelingt nur in kontrollierten Langzeit-Feldexperimenten, in denen jegliche agrartechnische Einflussnahme vermieden bzw. überwacht wird und gleichzeitig alle wichtigen meteorologischen Parameter, wie z.B. Lufttemperatur, Globalstrahlung, Verdunstung, Niederschlag, potenzielle Evapotranspiration usw. auf Tagesbasis gemessen werden [7].

Die hier verwendeten Daten entsprechen leider nicht diesen Anforderungen, was sich deutlich auf die Zielsetzung und Konzeption der durchgeführten Analysen auswirkt. Auf dieses Problem soll nun im Weiteren etwas ausführlicher eingegangen werden.

# Kapitel 8

## Datengrundlage und -vorbehandlung

### 8.1 Erträge

Die analysierten Ertragsreihen stammen vom statistischen Bundesamt und sind dort über dessen Zeitreihenserver<sup>1</sup> abrufbar. Ursprünglich handelt es sich um Erntemengen in [t] und zugehörige Anbauflächen in [ha] innerhalb der untersuchten Bundesländer, die im Rahmen dieser Arbeit zu Erträgen in  $[\frac{t}{ha}]$  umgerechnet wurden.

Um ein möglichst breites Spektrum gebräuchlicher Feldfrüchte zu erhalten, wurden insgesamt 21, im Folgenden aufgelistete Fruchtarten aus 7 Bundesländern untersucht. Sie decken lückenlos den Zeitraum 1950-1998 ab<sup>2</sup>:

Winterweizen, Sommerweizen, Wintergerste, Sommergerste, Roggen, Hafer  
Frühkartoffeln, Spätkartoffeln  
Zuckerrüben, Runkelrüben  
Weißkohl, Rotkohl, Wirsing  
Gras, Klee  
Winterraps, Sommerraps  
Ackerbohnen  
Körnermais  
Spargel  
Erdbeeren

Leider waren die Erträge aus den Neuen Bundesländern (vor 1990 DDR) nicht verfügbar, sodass lediglich die Daten aus folgenden großflächigen<sup>3</sup> Bundesländern verwendet werden konnten: Bayern, Baden-Württemberg, Rheinland-Pfalz, Hessen, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen und Schleswig-Holstein.

---

<sup>1</sup><http://www-zr.destatis.de>

<sup>2</sup>Da die meteorologischen Zeitreihen ebenfalls erst ab 1950 vorliegen, und deren Werte des Vorjahres z.T. in die Regressionsbeziehungen eingehen, wurden die Ertragsreihen erst ab 1951 analysiert.

<sup>3</sup>ohne das Saarland, Hamburg, Bremen und Berlin (West).

## 8.2 Klimadaten

Die Klimadaten stammen von der University of Delaware, USA [63]. Es handelt sich um Gitterpunktsdaten mit einer Gitterpunktweite von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  der Monatsmittel bzw. Monatssummen der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlages für den Zeitraum 1950 bis 1998.

Um für die Bundesländer repräsentative Zeitreihen zu erhalten, wurden Hauptkomponentenanalysen (s. Kap. 4.2) bezüglich der sich in dem jeweiligen Bundesland befindlichen Gitterpunkte durchgeführt. In Abb. 8.1 sind zwei repräsentative Eigenspektren am Beispiel der Aprilmittel der Temperatur (links) bzw. der Aprilsummen des Niederschlages (rechts) in Baden-Württemberg dargestellt.

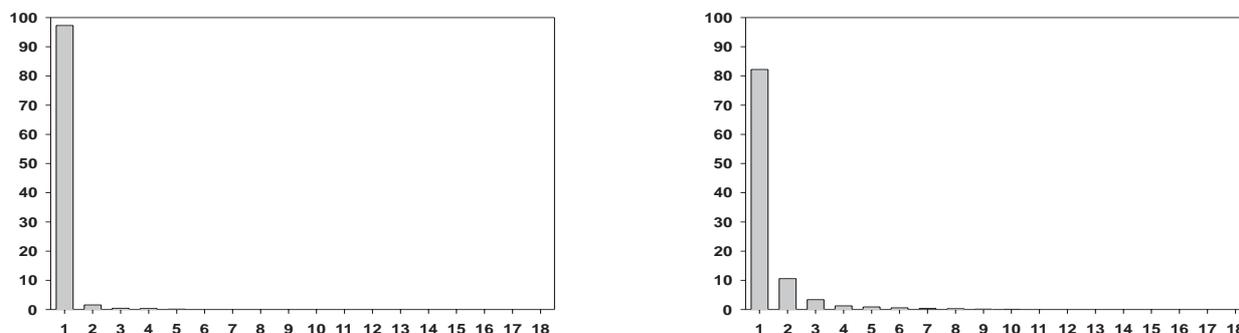


Abbildung 8.1: Eigenspektren der in Baden-Württemberg gelegenen Gitterpunkte. Links: Aprilmittel der Temperatur 1950-1998, rechts: Aprilsummen des Niederschlages 1950-1998.

Da die Temperatur allgemein eine höhere räumliche Repräsentanz als der Niederschlag aufweist [46], ist deren Eigenspektrum auch steiler als das des Niederschlages (vgl. Abb. 8.1 links und rechts). Die erste zeitliche Hauptstruktur erklärt hier bereits 97,3% der Gesamtvarianz, womit diese bedenkenlos als repräsentativ für die April-Temperatur in Baden-Württemberg für diesen Zeitraum angesehen werden kann. Bei allen anderen Temperatur-Eigenspektren liegen vergleichbare Verhältnisse vor.

Beim Niederschlag sind die Eigenspektren dagegen etwas flacher, die 1. PCs erklären jedoch immer noch einen sehr großen Anteil der Gesamtvarianz, in diesem Beispiel 82,2%<sup>4</sup>, was deren Verwendung als Bundeslandmittel rechtfertigt. Die Eigenspektren sind für Niederschlags-Felder ungewöhnlich steil, jedoch handelt es sich hier um ein deutlich kleineres Gebiet als beim europäischen Niederschlag (vgl. Abb. 5.42). Zudem sind die Daten mittels einer Interpolation vorbehandelt, was eine zusätzliche Glättung des Feldes nach sich zieht [62].

<sup>4</sup>Dies ist repräsentativ für alle untersuchten Niederschlagsfelder.

### 8.3 Vorbehandlung der Ertragsreihen

Wie bereits in Kap. 7.2 erwähnt, sind die Ertragsreihen mit einem Trend behaftet, der höchstwahrscheinlich nicht auf Umwelteinflüsse zurückgeführt werden kann, sondern durch gewollte, ertragssteigernde Eingriffe hervorgerufen wird. Die Entwicklung der Erträge von Getreidearten in historischer Zeit gegenüber Wildpflanzen kann der Tab. 8.1 entnommen werden.

Tabelle 8.1: Ertragsentwicklung von Getreidearten in  $\frac{dt}{ha}$  (nach Geisler [15]).

	Weizen	Gerste	Roggen	Hafer
Wildpflanzen <sup>a</sup>	2 - 3	2 - 3	-	-
14./15. Jhr. <sup>b</sup>	5	4	5	3
16./17. Jhr. <sup>b</sup>	9	6	8	4
um 1800 <sup>c</sup>	10	8	9	6
um 1890 <sup>c</sup>	14	13	10	12
um 1910 <sup>c</sup>	20	18	17	17
1950 <sup>d</sup>	26	24	22	22
1962 <sup>d</sup>	29	24	21	27
1975 <sup>d</sup>	46	40	34	37
1977 <sup>e</sup>	80	70	-	-

<sup>a</sup>heutige Wildpflanzenbestände im vorderasiatischen Raum.

<sup>b</sup>Norddeutscher Raum

<sup>c</sup>Deutsches Reich

<sup>d</sup>BRD

<sup>e</sup>Spitzenerträge landwirtschaftlicher Betriebe in der BRD

Wie man sieht, hat sich der Ertrag in diesem Beispiel bis 1977 gegenüber Wildpflanzen fast um zwei Größenordnungen erhöht. Die Ursachen hierfür sind vielfältige Verbesserungen im agrarwirtschaftlichen Bereich. Die wichtigsten seien hier kurz (ohne Anspruch auf Vollständigkeit) in chronologischer Abfolge aufgelistet (nach Geisler [15]):

Um ca. 100 n.Chr.: Einführung der Dreifelderwirtschaft.

Mitte des 18. Jhr. bis Ende des 19. Jhr.: Weiterentwicklung landwirtschaftlicher Geräte, Intensivierung der Düngungsmaßnahmen, Vertiefung der Pflugfurche, Unkrautbekämpfung, Verwendung von gereinigtem und gesundem Saatgut, Einführung der Fruchtwechsel.

Ende des 19. Jhr.: Verbesserung der Bodenbearbeitung, der Bestellungs- und Pflegemaßnahmen, Verwendung von Mineraldüngern, erste pflanzenzüchterische Arbeiten, Maßnahmen zur Sicherung der Saatgutqualität.

1900 bis 1950: Verbreitung biologischer, naturwissenschaftlicher und technischer Informationen und deren Nutzung, Investitionssteigerungen in den Bereichen Bodenbearbeitung, Düngung, Pflegemaßnahmen.

Ab 1950: Stark ansteigender Aufwand an Produktionsmitteln (Bodenbearbeitung, Düngung, Pflanzenschutz usw.), Spezialisierung der anbauwürdigen Kulturpflanzenarten, Rationalisierung, Monokulturen, Saatgutveredelung.

Es besteht nun das prinzipielle Problem, die Varianzanteile in den Ertragsreihen, die auf gewollte, ertragssteigernde Maßnahmen zurückzuführen sind (die sog. Züchtungsvarianz), von den durch Umwelteinflüsse hervorgerufenen Varianzanteilen (die sog. Umweltvarianz) zu separieren. Da keine Informationen über die quantitative Wirkung von ertragssteigernden Maßnahmen vorliegen, wurde hier eine 10-jährige Gauß'sche Tiefpassfilterung vorgenommen [47], um die Züchtungsvarianz näherungsweise zu separieren. Es existiert kein objektives Kriterium zur Wahl der Fensterbreite für die Filterung. Umso breiter das Fenster, desto glatter die tiefpassgefilterte Reihe bzw. desto grösser die Amplitude der hochpassgefilterten Reihe (s. Abb. 8.2). Jedoch ist dieser Einfluss im Bereich üblicher Fensterbreiten [47] gering, was durch die Ähnlichkeit der 5-, 10- und 20-jährig gefilterten Reihen in Abb. 8.2 am Beispiel des Sommerweizens in Bayern zum Ausdruck kommt. Aus diesem Grund wurde die gebräuchliche Fensterbreite von 10 Jahren gewählt. Es wurde somit angenommen, dass die tiefrequenten Anteile in den Ertragsreihen auf, sich langfristig auswirkende, agrarwirtschaftliche Maßnahmen zurückzuführen sind. Die Residuen sind dann hochpassgefilterte Reihen, welche die interannuläre Variabilität der Erträge beschreiben, die in diesem Ansatz der Wirkung von Umwelteinflüssen zugeschrieben werden.

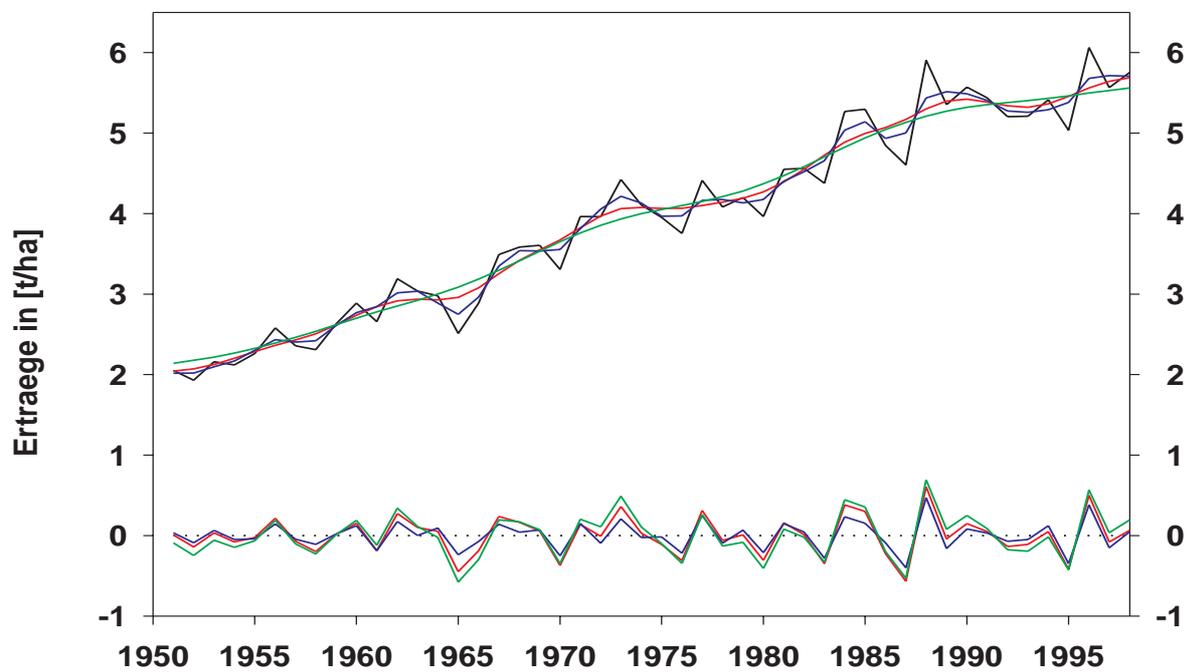


Abbildung 8.2: Erträge bzw. Anomalien des Sommerweizens in Bayern in  $[\frac{t}{ha}]$  1951-1998, schwarz: ungefiltert, rot: 10-jährig Gauß-tiefpassgefiltert (bzw. um Null schwankend: Residuum, entspricht hochpassfilterter Reihe), blau: 5-jährig Gauß-tiefpassgefiltert, grün: 20-jährig Gauß-tiefpassgefiltert.



# Kapitel 9

## Ergebnisse und Interpretation

Da in diesem Teil nur sehr einfache Methoden zur Anwendung kommen (Korrelation) bzw. die schrittweise Regression benutzt wird, die bereits in Teil I beschrieben wurde (s. Kap. 4.1), wird hier auf ein eigenes methodisches Kapitel verzichtet. Bevor jedoch Ergebnisse vorgestellt werden, soll an dieser Stelle die Vorgehensweise in Bezug zur Datenlage motiviert werden.

Wie bereits in Kap. 7.2 kurz angesprochen, sind die hier analysierten Daten nicht hinreichend, um die komplexen Wechselwirkungen im System „*Boden - Pflanze - Atmosphäre*“ in ihrer Gesamtheit zu erfassen. Durch die Verwendung von Bundeslandmitteln werden lokale Standortfaktoren „weggemittelt“, wodurch wichtige Informationen verlorengehen. Dies betrifft beispielsweise orographische Besonderheiten, die zu lokalen Niederschlagsanomalien führen. Des Weiteren ist die zeitliche Auflösung von Monaten zu grob, um witterungssensitive Phasen in der Entwicklung der Pflanzen genau zu differenzieren, da diese nicht zwingend mit den Monatsmitteln übereinstimmen. Einzelereignisse, wie z.B. Extremniederschläge, die zu Veränderungen der Bodenstruktur führen können, fallen hier ebenfalls durch das „zeitliche Raster“. Messreihen der Globalstrahlung waren hier nicht verfügbar, jedoch ist diese mit der Temperatur gekoppelt (s.a. Kap. 7.2), sodass dieser Einfluss teilweise erfasst wird. Wichtige Größen zum hydrologischen Zyklus, wie z.B. Evapotranspiration oder Bodenabfluss standen ebenfalls nicht zur Verfügung, wodurch der für die Pflanze wichtige Bodenwassergehalt unbekannt ist. Diese Größe hat nur eine geringe räumliche Repräsentanz, womit sie auch für die Anwendung auf Bundeslandmittel ungeeignet ist. Wünschenswert wären auch zusätzliche Informationen über weitere Ertragsparameter, wie sie beispielsweise bei Getreide u.a. durch Korngröße, Korngewicht und Anzahl der Körner pro Ähre usw. erhalten werden können [7].

Durch diese Limitationen sind die potenziell in den Daten vorhandenen Informationen bezüglich der Beziehungen zwischen Witterung und Erträgen begrenzt und wahrscheinlich auch von anderen Umwelteinflüssen, wie z.B. Schädlingsbefall, überlagert bzw. durch diese verdeckt. Um diesem Problemen zu begegnen, wurden die Untersuchungen für möglichst viele verschiedene Fruchtarten in möglichst vielen Bundesländern durchgeführt. Hierdurch

erhält man sehr viele Ergebnisse, die nicht alle plausibel interpretierbar sind. Jedoch können durch diese breit angelegten Analysen Häufungen ähnlicher Ergebnisse gefunden werden, die dann in ihrer Zusammenschau Hinweise auf zugrundeliegende Prozesse liefern.

Im Folgenden werden nun zunächst einige statistische Eigenschaften der Ertragsreihen untersucht, danach deren Beziehungen zu den Klimazeitreihen mittels Korrelation und Regression quantifiziert.

## 9.1 Sensitivitätsbetrachtung

Zunächst soll der Frage nachgegangen werden, wie sensitiv die einzelnen Fruchtarten in den verschiedenen Bundesländern gegenüber Umwelteinflüssen sind. Vorausgesetzt, die Eliminierung der Züchtungsvarianz (s. Kap. 8.3) gelingt mittels Hochpassfilterung, so ist die Standardabweichung der hochpassgefilterten Ertragsreihe (s.a. Abb. 8.2) ein erstes, einfaches Maß zur Abschätzung dieser Sensitivität. Um diese Standardabweichungen vergleichbar zu machen, werden sie mit dem Mittelwert der ungefilterten Reihe normiert, also:

$$Sn \equiv \frac{\sigma_{hp}}{\mu_u} \quad (9.1)$$

$Sn$ :           Sensitivitätsmaß,  
 $\sigma_{hp}$ :       Standardabweichung der hochpassgefilterten Reihe,  
 $\mu_u$ :           Mittelwert der ungefilterten Reihe.

In Abb. 9.1 sind diese Sensitivitätsmaße am Beispiel Hessens dargestellt. Hier zeigen Erdbeeren, Wirsing und Spargel die höchsten Werte, wohingegen die Sensitivitäten von Winterweizen, Körnermais und Roggen am niedrigsten sind. Der höchste Wert (Erdbeeren: 13,0) ist etwas mehr als doppelt so groß wie der des niedrigsten (Roggen: 6,0). In Abb. 9.2 sind Ertragsreihen dieser beiden Fruchtarten dargestellt. Man sieht mit bloßem Auge, dass der Erdbeer-Ertrag viel stärkeren Schwankungen unterworfen ist als der Roggenertrag. Der Roggen wird auch tatsächlich als vergleichsweise anspruchlose und robuste Kulturpflanze eingestuft [15], wohingegen die Erdbeere aufgrund ihrer frühen Erntezeit (Juni) und ihrer Empfindlichkeit gegenüber Staunässe stärker von Umweltfaktoren abhängig erscheint.

Da diese Betrachtung auf einem sehr einfachen Maß beruht, das zudem auf räumlich stark gemittelte Ertragsreihen angewendet wurde, sind einzelne Ergebnisse mitunter nicht sehr belastbar, sodass hier von der weiteren Interpretation dieser Einzelergebnisse abgesehen wird.

Wie jedoch schon eingangs dieses Kapitels erwähnt, wurden bewußt viele Ergebnisse erzeugt, da hierdurch eine Art Robustifizierung erreicht wird. Aus diesem Grund wurden die Rangplätze der Sensitivitätsmaße für jedes untersuchte Bundesland ermittelt, woraus nachfolgend ein mittlerer Rangplatz errechnet wurde, was in Tab. 9.1 aufgelistet ist.

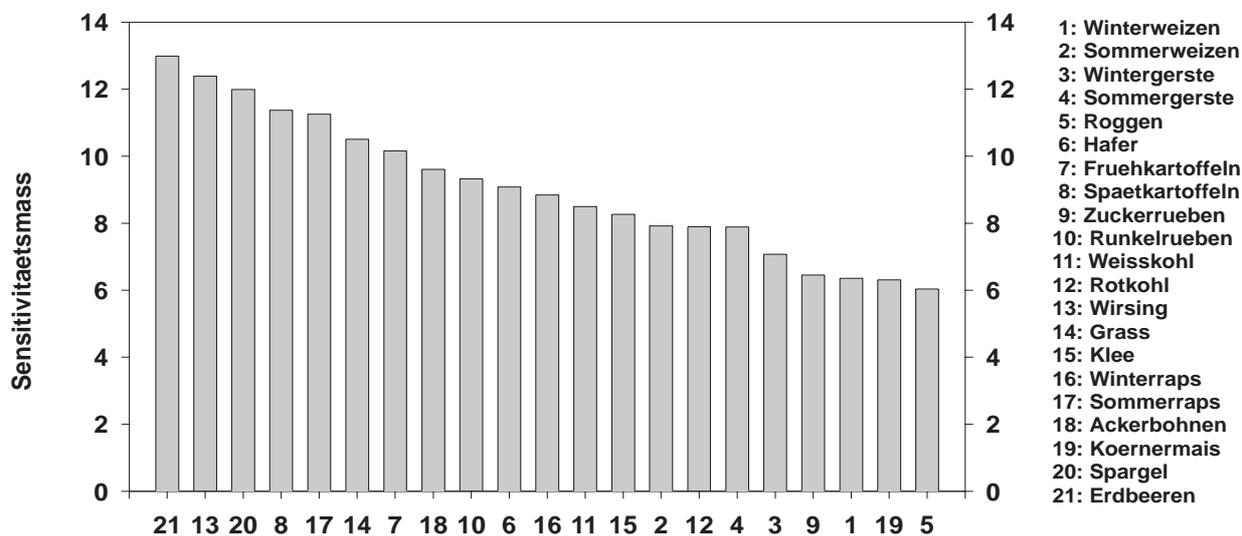


Abbildung 9.1: Sensitivitätsmaß hessischer Fruchtarten (s. Gl. 9.1).

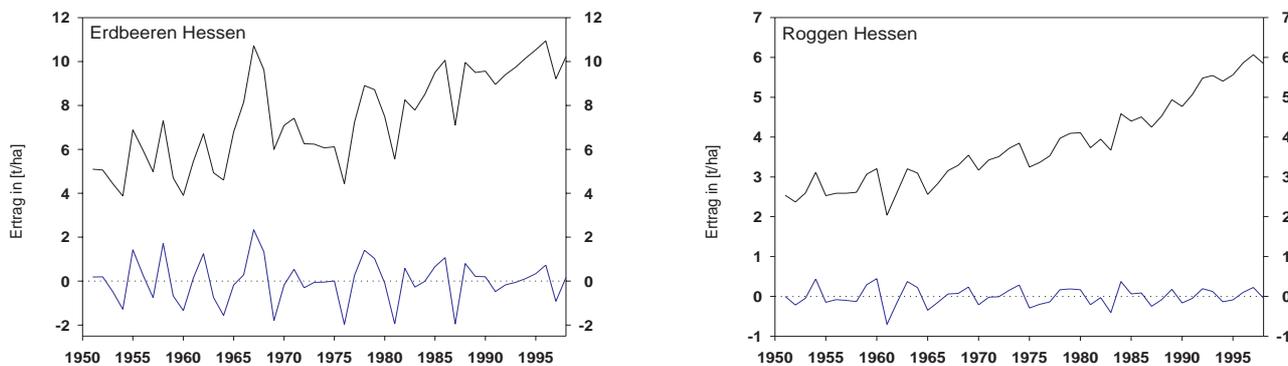


Abbildung 9.2: Erträge in  $[\frac{t}{ha}]$  von Erdbeeren (links) und Roggen (rechts) in Hessen 1951-1998, jeweils oben ungefiltert, unten hochpassgefiltert (blaue Kurven).

Bei der Betrachtung aller untersuchten Bundesländer zeigt sich der Spargel mit einem mittleren Rangplatz von 2,7 als mit Abstand am empfindlichsten gegenüber Umwelteinflüssen (s. Tab. 9.1). Danach folgen mit etwas Abstand Runkelrüben, Hafer und Spätkartoffeln. Erdbeeren stehen gemittelt über die sieben Bundesländer lediglich an sechster Stelle. Als

besonders unempfindlich gegenüber Umwelteinflüssen erscheinen in dieser Betrachtung wiederum der Roggen, Winterweizen, Wintergerste und Klee.

Tabelle 9.1: Rangplätze bezüglich des Sensitivitätsmaßes (s.a. Gl. 9.1) der einzelnen Fruchtarten innerhalb der verschiedenen Bundesländer. **BAY**: Bayern, **BWB**: Baden-Württemberg, **RPF**: Rheinland-Pfalz, **HES**: Hessen, **NRW**: Nordrhein-Westfalen, **NSA**: Niedersachsen, **SHS**: Schleswig-Holstein, **MW**: Mittelwert aus allen genannten Bundesländern.

	<b>BAY</b>	<b>BWB</b>	<b>RPF</b>	<b>HES</b>	<b>NRW</b>	<b>NSA</b>	<b>SHS</b>	<b>MW</b>
<b>Spargel</b>	2	2	7	3	2	1	2	2,7
<b>Runkelrüben</b>	3	5	3	9	3	3	10	5,1
<b>Hafer</b>	8	9	2	10	1	2	5	5,3
<b>Spätkartoffeln</b>	1	1	5	4	8	10	8	5,3
<b>Sommergerste</b>	6	6	6	16	9	4	6	7,6
<b>Erdbeeren</b>	5	11	9	1	10	6	15	8,1
<b>Frühkartoffeln</b>	4	7	10	7	4	21	15	9,7
<b>Ackerbohnen</b>	15	3	1	8	18	17	12	10,6
<b>Körnermais</b>	9	4	14	20	11	7	(1) <sup>a</sup>	10,8
<b>Sommerweizen</b>	12	8	8	14	13	8	17	11,4
<b>Sommerraps</b>	16	20	18	5	5	14	4	11,7
<b>Weisskohl</b>	18	18	19	12	6	16	3	13,1
<b>Gras</b>	21	17	4	6	19	15	11	13,3
<b>Winterraps</b>	14	21	12	11	16	11	9	13,4
<b>Rotkohl</b>	17	12	20	15	14	13	7	14,0
<b>Wirsing</b>	19	19	21	2	21	5	13	14,3
<b>Zuckerrüben</b>	13	14	16	18	12	9	19	14,4
<b>Roggen</b>	10	13	15	21	7	18	18	14,6
<b>Winterweizen</b>	11	10	17	19	15	12	21	15,0
<b>Wintergerste</b>	7	16	11	17	17	19	20	15,3
<b>Klee</b>	20	15	13	13	20	20	-	16,8

<sup>a</sup>Durch Datenausreisser verfälschtes Resultat, das zur Mittelwertberechnung nicht verwendet wurde.

Es zeigen sich auch teilweise deutliche Unterschiede in den Rangplätzen einzelner Fruchtarten in unterschiedlichen Bundesländern. So weisen Spätkartoffeln vor allem in Bayern und Baden-Württemberg (jeweils Rangplatz 1) eine hohe Sensitivität auf, die in den anderen Ländern nicht so ausgeprägt ist. Aber beispielsweise auch Wirsing, der in Hessen den Rangplatz 2 einnimmt, ist in fast allen anderen Bundesländern (ausser Niedersachsen) auf den hinteren Rangplätzen zu finden. Diese Unterschiede zeigen, dass die Einzelergebnisse nicht überinterpretiert werden sollten.

Als robustes Resultat dieser Betrachtung wird die hohe Sensitivität des Spargels angesehen. Im weiteren Verlauf dieses Kapitels wird u.a. die Art der Abhängigkeit dieser Fruchtart von Witterungseinflüssen noch näher untersucht.

## 9.2 Korrelationen zwischen Ertragsreihen

Nun sollen die Korrelationen zwischen den Ertragsreihen betrachtet werden. Hierdurch können zum einen Erkenntnisse gewonnen werden, welche Fruchtarten eines Bundeslandes ähnliche zeitliche Ertragsentwicklungen aufweisen und sich somit zu Gruppen zusammenfassen lassen. Zum anderen können auch die Erträge einer Fruchtart unterschiedlicher Bundesländer verglichen werden. Hierdurch kann man Aussagen über die räumliche Repräsentanz der jeweiligen Fruchtart gewinnen.

### Gruppierung von Fruchtarten

Tabelle 9.2: Lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Ertrags-Zeitreihen unterschiedlicher Fruchtarten innerhalb von Bundesländern. Aufgelistet sind jeweils die zehn Fruchtartenkombinationen mit den höchsten Korrelationskoeffizienten pro Bundesland. Zahlen vor den Schrägstrichen: Linearer Korrelationskoeffizient  $r$  nach Pearson. Zahlenpaare hinter den Schrägstrichen: zum vorstehenden Korrelationskoeffizienten gehörende Fruchtarten. Bundeslandabkürzungen wie in Tab. 9.1. Zahlenabkürzungen der Fruchtarten: **1**: Winterweizen, **2**: Sommerweizen, **3**: Wintergerste, **4**: Sommergerste, **5**: Roggen, **6**: Hafer, **7**: Frühkartoffeln, **8**: Spätkartoffeln, **9**: Zuckerrüben, **10**: Runkelrüben, **11**: Weisskohl, **12**: Rotkohl, **13**: Wirsing, **14**: Gras, **15**: Klee, **16**: Winterraps, **17**: Sommerraps, **18**: Ackerbohnen, **19**: Körnermais, **20**: Spargel, **21**: Erdbeeren.

BAY	BWB	RPF	HES	NRW	NSA	SHS
0,83/1-2	0,92/1-2	0,91/11-12	0,83/1-2	0,91/11-12	0,83/4-6	0,94/11-12
0,82/9-10	0,91/14-15	0,85/14-15	0,79/7-8	0,88/1-2	0,81/7-8	0,90/7-8
0,82/14-15	0,84/1-4	0,84/1-2	0,77/2-4	0,80/2-6	0,78/1-2	0,81/4-6
0,81/7-8	0,82/2-4	0,82/9-10	0,76/11-12	0,79/11-13	0,78/2-4	0,77/9-10
0,80/2-4	0,81/12-13	0,80/9-15	0,74/4-6	0,78/12-13	0,77/2-6	0,71/1-2
0,77/16-17	0,79/4-5	0,77/1-3	0,73/1-4	0,74/11-9	0,76/11-13	0,66/9-12
0,75/4-6	0,79/7-8	0,75/4-6	0,73/14-15	0,74/7-8	0,76/11-12	0,66/9-11
0,74/4-5	0,78/4-6	0,73/1-4	0,71/16-17	0,73/9-10	0,70/12-13	0,65/4-5
0,74/1-4	0,76/1-5	0,72/1-5	0,70/9-10	0,73/2-4	0,69/9-10	0,63/5-6
0,73/11-12	0,74/9-11	0,70/2-3	0,65/9-15	0,69/9-12	0,66/16-17	0,62/8-10

In Tab. 9.2 sind die höchsten zehn Pearson-Korrelationskoeffizienten (s. z.B. [47]) pro Bundesland aufgelistet. Diese hohen Korrelationen bestehen fast ausschließlich zwischen verwandten Fruchtarten wie beispielsweise Getreidearten, Kohlarten und Rübenarten, sodass

die in Tab. 9.3 aufgelisteten Gruppen gebildet wurden. Diese Gruppierungen sind nützlich, um die im Weiteren diskutierten Ergebnisse zu ordnen und übersichtlicher zusammenzufassen.

Tabelle 9.3: Gruppierung von Fruchtarten aufgrund hoher Korrelationskoeffizienten zwischen den Gruppenmitgliedern (vgl. Tab. 9.2).

<b>Gruppe:</b>	<b>Mitglieder:</b>
<b>Getreide:</b>	Winterweizen, Sommerweizen, Wintergerste, Sommergerste, Roggen, Hafer
<b>Kohl:</b>	Rotkohl, Weiskohl, Wirsing
<b>Kartoffeln:</b>	Frühkartoffeln, Spätkartoffeln
<b>Rüben:</b>	Runkelrüben, Zuckerrüben
<b>Gras / Klee:</b>	Gras, Klee
<b>Raps:</b>	Winterraps, Sommerraps

## Räumliche Repräsentanz von Erträgen

Im Rahmen dieser Vorstudien wurden nun Korrelationen zwischen gleichen Fruchtarten unterschiedlicher Bundesländer berechnet, um Aussagen bezüglich deren räumlicher Repräsentanz treffen zu können.

In Abb. 9.3 sind die Korrelationskoeffizienten für die beiden Fruchtarten mit der höchsten (Runkelrüben, Abb. 9.3 links) bzw. niedrigsten (Wirsing, Abb. 9.3 rechts) Repräsentanz gegenübergestellt. Die höchste Korrelation bei Runkelrüben mit einem Pearson-Koeffizienten von  $r = 0,83$  besteht zwischen den benachbarten Bundesländern Nordrhein-Westfalen und Niedersachsen, die niedrigste mit  $r = 0,40$  zwischen den räumlich entfernten Bundesländern Rheinland-Pfalz und Schleswig-Holstein. Beim Wirsing weisen dieselben Bundeland-Paare ebenfalls den höchsten ( $r = 0,52$ ) bzw. niedrigsten ( $r = -0,13$ ) Korrelationskoeffizienten auf. Allgemein weisen benachbarte Bundesländer erwartungsgemäß höhere Korrelationen auf als räumlich weiter voneinander entfernte (vgl. Abb. 9.3).

Mittelt man alle Koeffizienten einer Fruchtart, so erhält man ein Maß für die Repräsentanz dieser Kulturpflanze im Vergleich zu den anderen untersuchten. In Abb. 9.4 sind diese mittleren Korrelationskoeffizienten der einzelnen Fruchtarten dargestellt. Hieraus wird ersichtlich, dass neben den Runkelrüben auch die Zuckerrüben eine hohe Repräsentanz aufweisen.

Hohe Repräsentanzen weisen auch noch Gras und Klee sowie die Getreidearten Hafer, Sommer- und Wintergerste auf. Am unteren Ende dieser Rangliste befinden sich die Kohl-

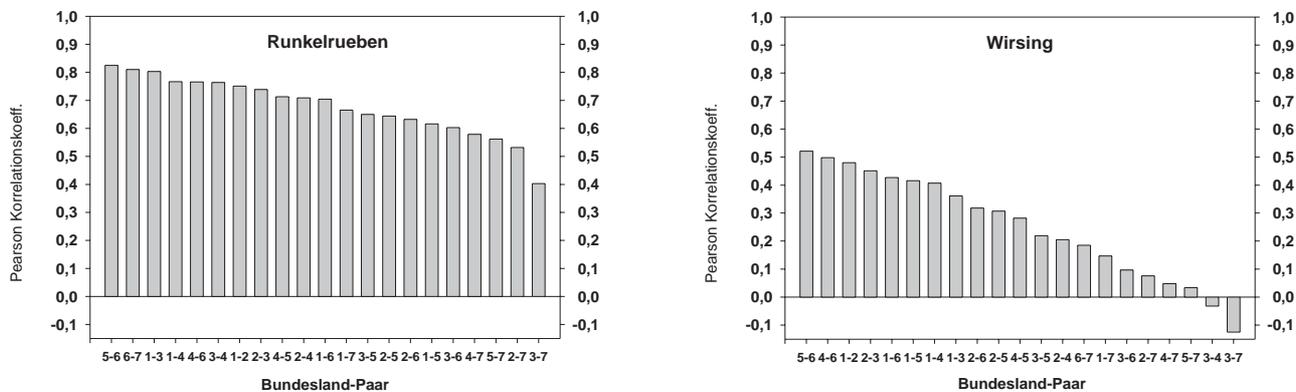


Abbildung 9.3: Linearer Korrelationskoeffizient zwischen Erträgen gleicher Fruchtarten in unterschiedlichen Bundesländern. Links: Runkelrueben, rechts: Wirsing. Zahlenpaare bezeichnen Bundesländer, zwischen denen die zugehörige Korrelation berechnet wurde. **1:** Bayern, **2:** Baden-Württemberg, **3:** Rheinland-Pfalz, **4:** Hessen, **5:** Nordrhein-Westfalen, **6:** Niedersachsen, **7:** Schleswig-Holstein.

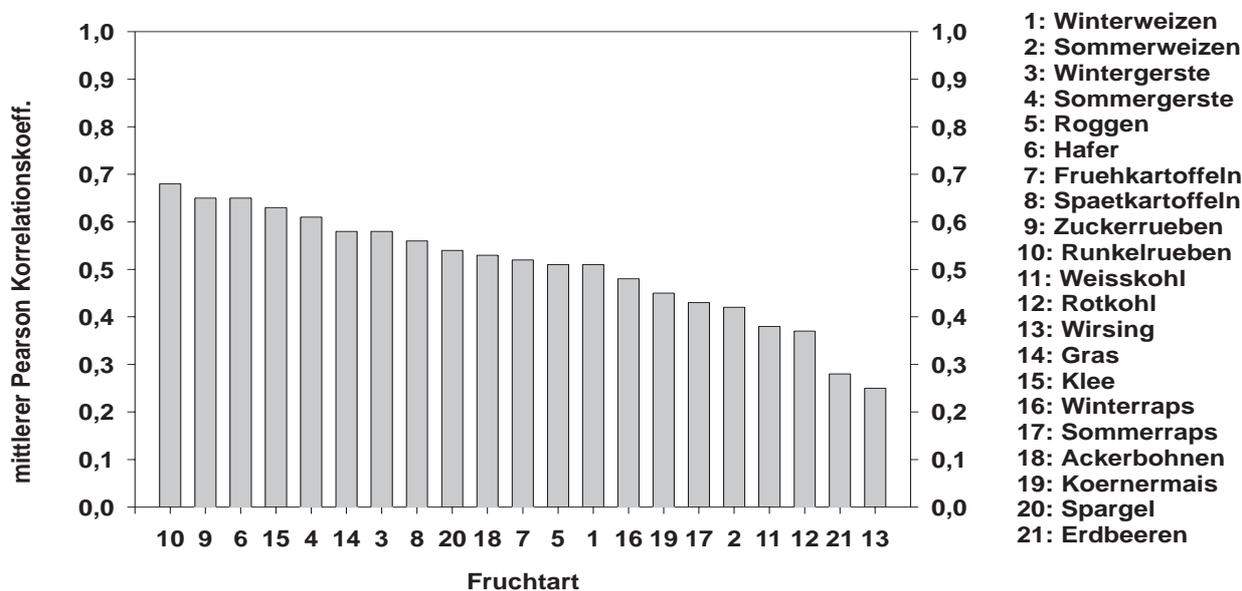


Abbildung 9.4: Mittlerer Korrelationskoeffizient  $\bar{r}$  zwischen Ertragsreihen gleicher Fruchtarten in unterschiedlichen Bundesländern.

arten und Erdbeeren (s. Abb. 9.4). Diese Resultate sollen hier nicht ursächlich interpretiert werden. Jedoch können sie bei der Bewertung der im Weiteren dargestellten Ergebnisse von Nutzen sein.

### 9.3 Korrelationen zwischen Ertrags- und Klima-zeitreihen

In einem nächsten Schritt werden nun die Ertragsreihen und die Klima-Zeitreihen mittels linearer Korrelation in Verbindung gebracht. Bei Voruntersuchungen hat sich gezeigt, dass Rangkorrelationen nach Kendall und Spearman (s. z.B. [44]), die monotone, nichtlineare Zusammenhänge erfassen, fast immer niedrigere Koeffizienten liefern als der lineare Pearson-Korrelationskoeffizient. Aus diesem Grund erscheint der lineare Koeffizient ein gutes Maß zur Beschreibung potenzieller Zusammenhänge zu sein. Zudem wurden lineare Regressionsbeziehungen gesucht (s. Kap. 9.4), deren Regressoren mit den hier errechneten linearen Korrelationen besser vergleichbar sind als mit nichtlinearen. Ein Problem von nichtlinearen Beziehungen liegt in deren schwieriger Interpretierbarkeit. Es wurden jedoch begrenzt Nichtlinearitäten durch geschickte Modifikation der „Basis-Zeitreihen“ Temperatur und Niederschlag berücksichtigt, was im Weiteren beschrieben ist.

Da die Ertragsreihen mittels einem 10-jährigen Gauß'schen Tiefpassfilter vorbehandelt sind, wurde derselbe Filter auch auf die Klimazeitreihen angewendet, um Variabilität im gleichen Frequenzbereich miteinander in Verbindung zu bringen bzw. zu vergleichen. Es zeigte sich jedoch, dass die verwendeten ersten PCs der Temperatur- und Niederschlagsfelder der untersuchten Bundesländer fast keine Varianz im niederfrequenten Bereich beinhalten, sodass dieser Filter die Klima-Zeitreihen kaum modifiziert.

Zunächst wurden Korrelationen zwischen den Ertragsreihen und allen Monatsmitteln bzw. -summen errechnet, die innerhalb der Vegetationszeit der betrachteten Feldfrucht liegen. Bei Wintergetreide sind dies auch Monate des Vorjahres, da deren Aussaat bereits im vorangehenden Herbst erfolgt. Die Monate Januar und Februar wurden im Weiteren nicht berücksichtigt, da davon ausgegangen wurde, dass sich die Pflanzen während dieser Zeit in der Winterruhe befinden. Um der Wirkung persistenter Einflüsse, wie z.B. dem Bodenwassergehalt, näherungsweise zu entsprechen, wurde zusätzlich der jeweilige Monat direkt vor Beginn der Vegetationszeit mitberücksichtigt. Das Ende der Vegetationszeit markiert jeweils der mittlere Erntemonat der betrachteten Feldfrucht. Schließlich wurden noch Temperaturmittel bzw. Niederschlagssummen der gesamten Vegetationszeit berechnet und ebenfalls mit den Erträgen korreliert.

In Abb. 9.5 sind die 1. PCs des Junimittels der hessischen Temperatur und entsprechend die 1. PCs der Junisummen des hessischen Niederschlages 1950-1998 als Beispiel für verwendete Klima-Zeitreihen dargestellt. Man beachte, dass hier auch negative Werte für den Niederschlag möglich sind. Es handelt sich bei den PCs jedoch nicht um physikalische Größen, sondern um Zeitstrukturen, die diese Größen repräsentieren.

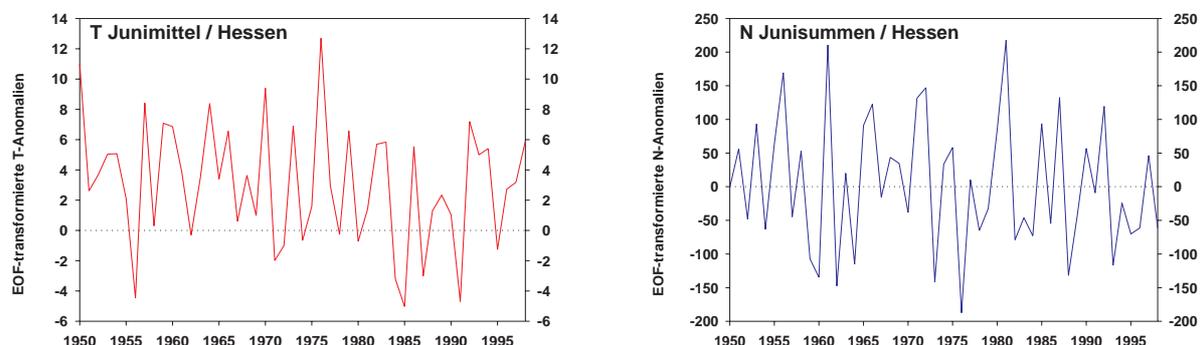


Abbildung 9.5: 1. PCs des Junimittels der hessischen Temperatur (links, rot) und der Junisummen des hessischen Niederschlages (rechts, blau) 1950-1998.

Im folgenden werden einige aussagekräftige Ergebnisse näher betrachtet. Da jeweils 21 Fruchtarten für sieben unterschiedliche Bundesländer untersucht wurden, ist es unmöglich, alle Ergebnisse einzeln zu diskutieren. Die vollständigen Tabellen aller signifikanten Korrelationen ( $Si \geq 99\%$ ) sind in Anhang A zu finden.

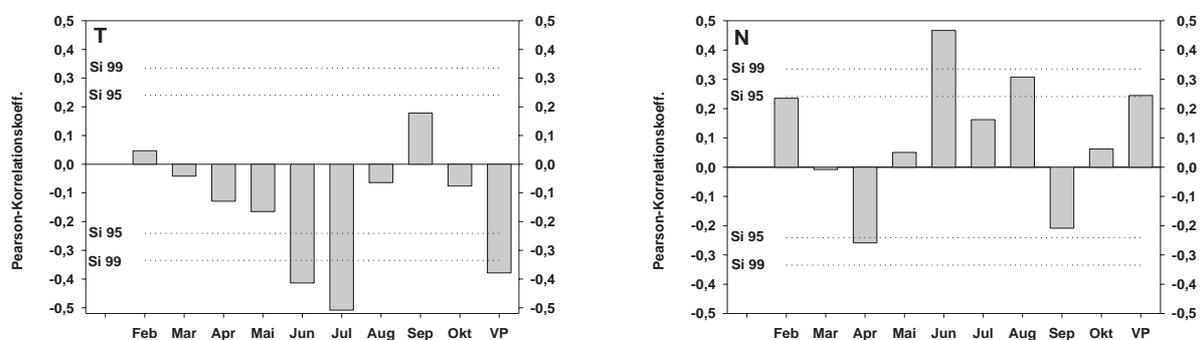


Abbildung 9.6: Lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen von Ackerbohnen 1951-1998 und den 1. PCs der Monatsmittel der Temperatur (links) bzw. den 1. PCs der Monatssummen des Niederschlages (rechts) in Baden-Württemberg. Signifikanzniveau 95% und 99% sind mit Si 95 bzw. Si 99 gekennzeichnet. VP: Vegetationszeit (hier März bis Oktober).

In Abb. 9.6 sind nun als erstes Beispiel die linearen Korrelationskoeffizienten zwischen Temperatur und Niederschlag für Ackerbohnen in Baden-Württemberg dargestellt. Die Signifikanzniveaus für die Korrelationskoeffizienten wurden mittels t-Test berechnet und sind von den Freiheitsgraden, also von der Zeitreihenlänge abhängig (s. z.B. [47]). In Abb. 9.6 links erkennt man eine auffällige Zunahme der negativen Korrelation zwischen den

Temperatur-Monatsmitteln und den Ackerbohnen-Erträgen von März bis Juli. Vor allem im Juni ( $r = -0,41$ ) und Juli ( $r = -0,51$ , s.a. Anhang A) zeigen sich hochsignifikante ( $Si \geq 99\%$ ) negative Korrelationen, was als eine Empfindlichkeit des Ertrages gegenüber zu hohen Temperaturen in diesen Monaten interpretiert werden kann. Auch die über die gesamte Vegetationsperiode gemittelte Temperatur weist eine signifikante negative Korrelation auf. Beim Niederschlag dagegen findet man in den Sommermonaten Juni (dort sogar hochsignifikant mit  $r = 0,47$ ) und August sowie in der Niederschlagssumme über die gesamte Vegetationszeit signifikante positive Korrelationen. Somit führen positive Niederschlagsanomalien im August und vor allem im Juni zu positiven Ertragsanomalien. Im April dagegen zeigt sich eine signifikante ( $Si \geq 95\%$ ) negative Korrelation.

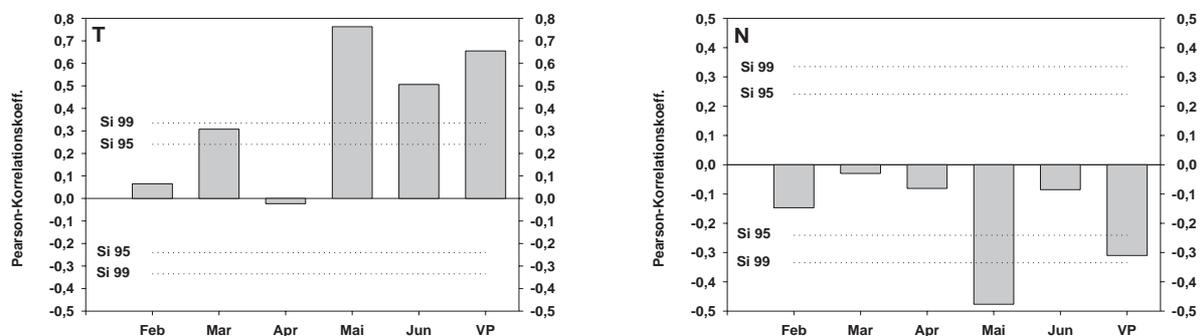


Abbildung 9.7: Wie Abb. 9.6, hier jedoch Spargel in Niedersachsen. Vegetationsperiode: März bis Juni.

In Abb. 9.7 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen Temperatur (links) bzw. Niederschlag (rechts) und den Spargelerträgen in Niedersachsen zu sehen. Besonders auffällig ist der ungewöhnlich hohe Wert von  $r = 0,76$  für das Maimittel der Temperatur, aber auch das Junimittel ( $r = 0,51$ ) und das Mittel über die Vegetationszeit (März bis Juni,  $r = 0,66$ ) sind hochsignifikant positiv. Gleichzeitig zeigt sich im Mai eine hochsignifikante negative Korrelation mit dem Niederschlag von  $r = -0,48$ .

Wie man an diesen beiden markanten Beispielen sieht, gibt es in der Entwicklungszeit der Pflanzen Monate<sup>1</sup>, die eine besondere Sensitivität gegenüber Witterungseinflüssen aufweisen. Wie bereits durch das Liebigsche Gesetz des Minimums angedeutet (s. Kap. 7.2), ist es denkbar, dass nicht nur besonders positive oder negative Anomalien wirksam sind, sondern allgemein besonders extreme Anomalien, die weit vom Mittelwert entfernt sind. Mit anderen Worten: Befindet sich die Temperatur (bzw. der Niederschlag) in einem gemäßigten Bereich, so reagiert die Pflanze nicht oder nur geringfügig auf diesen Faktor, über- bzw. unterschreitet der betrachtete Witterungseinfluss jedoch eine kritische Grenze, so

<sup>1</sup>Allgemeiner muss von Zeitperioden gesprochen werden, die nicht mit Kalendermonaten übereinstimmen müssen. Jedoch ist es in dieser Studie aufgrund der durch die Datengrundlage bestehenden Limitationen nicht möglich diese Zeitperioden genau zu identifizieren und aufzulösen.

nimmt er auf die Entwicklung der Pflanze Einfluss<sup>2</sup>. Um diesen Sachverhalt zu untersuchen, wurden die Temperatur- und Niederschlagsanomalien zunächst auf Mittelwert Null und Standardabweichung Eins normiert und nachfolgend quadriert. Das Normieren erhält die Zeitstruktur der Reihen, welche die Korrelation bestimmt, verhindert jedoch große Amplituden in den quadrierten Reihen, welche durch numerisches Rauschen hervorgerufene Fehler erhöhen würden. Des Weiteren wird durch Mittelwertbereinigung sichergestellt, dass relative Anomalien mit dem gewünschten Gewicht in die quadrierten Reihen eingehen.

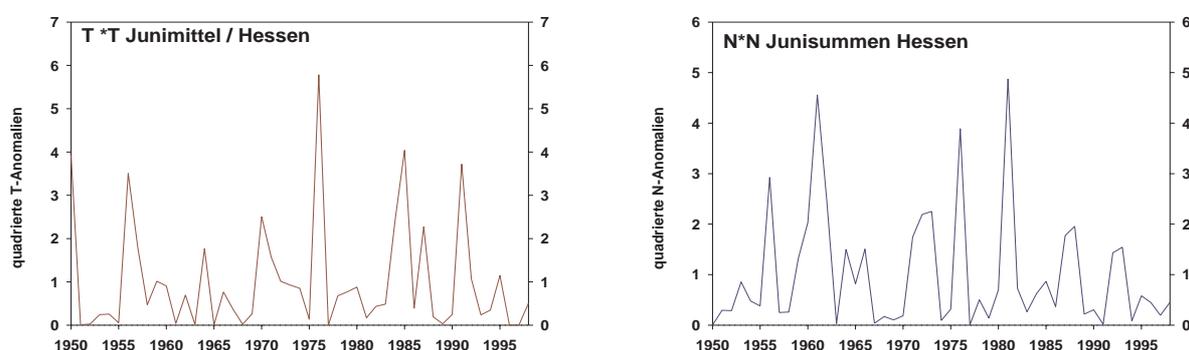


Abbildung 9.8: Normierte und quadrierte erste PCs des Junimittels der hessischen Temperatur (links, dunkelrot) und der Junisummen des hessischen Niederschlages (rechts, dunkelblau) 1950-1998 (vgl. mit Abb. 9.5).

In Abb. 9.8 sind diese quadrierten Reihen wiederum am Beispiel des hessischen Junimittels der Temperatur (Abb. 9.8 links) bzw. der Junisumme des Niederschlages (Abb. 9.8 rechts, vgl. mit Abb. 9.5) dargestellt. Naturgemäß finden sich stark positive Anomalien (z.B. 1976 bei der Temperatur, s. Abb. 9.5 links bzw. 1981 beim Niederschlag, s. Abb. 9.5 rechts) **und** stark negative Anomalien (z.B. 1985 bei der Temperatur bzw. 1976 beim Niederschlag) als ausgeprägt positive Anomalien in den quadrierten Reihen wieder, wohingegen schwächere Anomalien in den Ausgangszeitreihen entsprechend abgedämpft werden.

Die entsprechenden Korrelationskoeffizienten des Beispiels Ackerbohnen in Baden-Württemberg sind in Abb. 9.9 zu sehen. Es zeigen sich in beiden Klimaelementen hochsignifikante negative Korrelationen in den beiden Sommermonaten Juni und Juli. Dies unterstreicht die bereits gefundene Sensitivität der Ackerbohnerträge gegenüber Witterungseinflüssen im Sommer (vgl. Abb. 9.6). Weiterhin zeigt sich ein negativer Einfluss extremer Anomalien auf die Erträge, was sich bei vielen anderen Fruchtarten und in anderen Bundesländern wiederfindet (s. Anhang A).

<sup>2</sup>Der Faktor befindet sich dann im Sinne Liebigs „*in minimo*“ was in diesem Falle allgemeiner als „*in extremo*“ bezeichnet werden sollte.

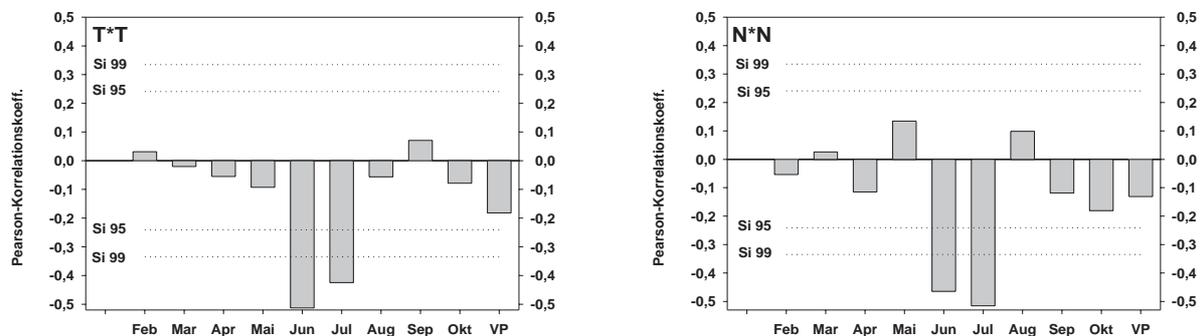


Abbildung 9.9: Analog Abb. 9.6, hier jedoch lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen von Ackerbohnen in Baden-Württemberg 1951-1998 und den entsprechenden normierten und quadrierten Klimazeitreihen: Temperatur (links) und Niederschlag (rechts).

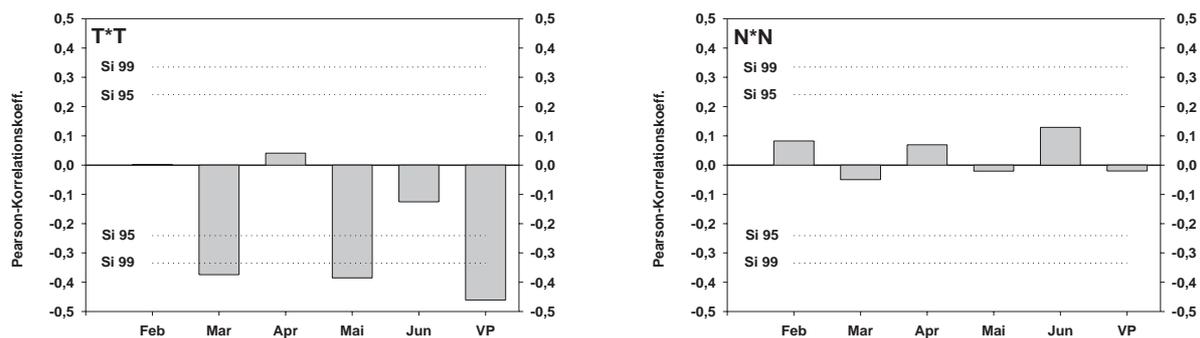


Abbildung 9.10: Analog Abb. 9.7, hier jedoch lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen von Spargel in Niedersachsen 1951-1998 und den entsprechenden normierten und quadrierten Klimazeitreihen: Temperatur (links) und Niederschlag (rechts).

Im zweiten Beispiel (Spargel - Niedersachsen) finden sich interessanterweise nur bei der Temperatur signifikante Korrelationen zwischen den Erträgen und den quadrierten Größen (s. Abb. 9.10), obwohl auch der Niederschlag im Mai signifikant korreliert ist (s. Abb. 9.7). Somit ist die Sensitivität der Spargelerträge in Niedersachsen gegenüber Extremen nur bei der Temperatur, und dort vor allem im März, im Mai und besonders ausgeprägt über die gesamte Vegetationszeit gemittelt ( $r = -0,46$ ) gegeben. Wiederum finden sich nur signifikante negative Korrelationen, was einem ertragsminderndem Einfluss dieser Temperaturextreme gleichkommt.

Wenn man den Juni in Abb. 9.6 oder den Mai in Abb. 9.7 betrachtet, so erkennt man, dass dort beide Klimaelemente hochsignifikante Korrelationen unterschiedlichen Vorzei-

chens aufweisen (Ackerbohnen Juni: Temperatur negativ, Niederschlag positiv, Abb. 9.6; Spargel Mai: Temperatur positiv, Niederschlag negativ, Abb. 9.7). Dies deutet schon darauf hin, dass die Pflanzen auf eine Kombination dieser beiden Einflüsse sensitiv reagieren könnten. In den hier diskutierten Beispielen sollten sich also trocken-warme Witterungsabschnitte im Juni negativ auf Ackerbohnenenerträge in Baden-Württemberg auswirken; im Mai hingegen müssten sie einen positiven Einfluss auf die niedersächsischen Spargelerträge haben und umgekehrt. Es sind jedoch auch gleichsinnige, kombinierte Anomalien denkbar, also trocken-kalte bzw. feucht-warme Witterungsabschnitte, die einen Einfluss auf Ernteerträge ausüben könnten.

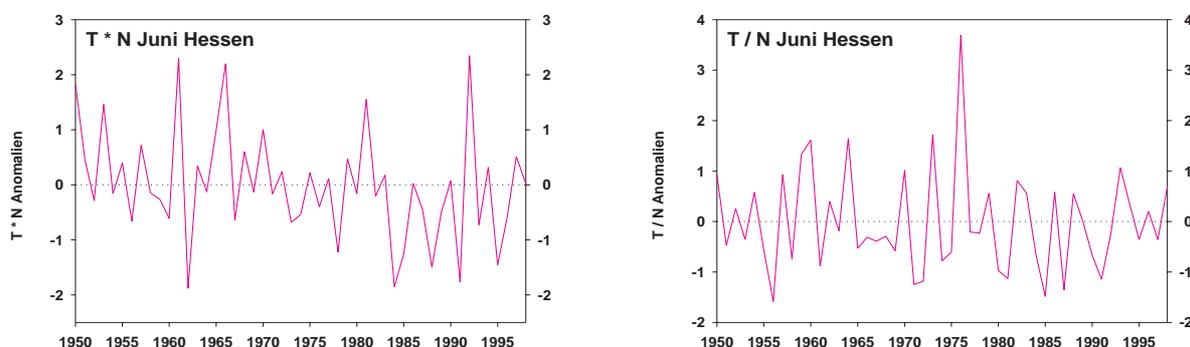


Abbildung 9.11: Normierte und multiplizierte (links) bzw. dividierte (rechts) erste PCs des Junimittels der hessischen Temperatur und der Junisummen des hessischen Niederschlages 1950-1998 (vgl. mit Abb. 9.5).

Um diese kombinierten Witterungseinflüsse zu erfassen, wurden Produkt- und Quotientenreihen aus den ersten PCs der Temperaturmittel und Niederschlagssummen der entsprechenden Monate gebildet. Hierzu wurden die PCs zunächst auf Mittelwert 1 und Standardabweichung 0,2 normiert. Hierdurch soll verhindert werden, dass in den normierten Reihen negative Werte enthalten sind, da diese die Zeitstruktur der Produkt- und Quotientenreihen verzerren würden<sup>3</sup>. Zudem war aus demselben Grund erwünscht, die Reihen um den Wert 1 schwanken zu lassen. Nach erfolgter Multiplikation bzw. Division wurden die nun erhaltenen Reihen wiederum auf Mittelwert Null und Standardabweichung Eins normiert. In Abb. 9.11 sind die durch dieses Vorgehen erhaltenen Zeitreihen am Beispiel Juni - Hessen dargestellt.

So erkennt man beispielsweise in Abb. 9.11 links einen hohen Wert in der Produktreihen für das Jahr 1961. In diesem Jahr gab es eine mässig starke positive Temperaturanomalie, jedoch eine ausgeprägte positive Niederschlagsanomalie (s. Abb. 9.5). Im Jahr 1984 dagegen gab es eine stark negative Temperaturanomalie in Kombination mit einer mässig

<sup>3</sup>Hätte eine Reihe nach dieser Normierung immer noch einen negativen Wert enthalten, so wäre das im Programmablauf angezeigt worden. Dies war jedoch nie der Fall.

ausgeprägten negativen Niederschlagsanomalie (s. Abb. 9.5), was in der Produktreihe in Abb. 9.11 links zu einem stark negativen Wert führt. Somit werden in den Produktreihen gleichsinnige Anomalien im Temperatur- und Niederschlagsfeld erfasst.

Den markantesten positiven Ausschlag in der Quotientenreihe in Abb. 9.11 rechts findet man 1976 als es den wärmsten **und** trockensten Juni in Hessen während des gesamten Analysezeitraumes gab. Im Jahr 1956 dagegen war es besonders kühl und feucht, was mit einem stark negativen Wert in Abb. 9.11 rechts einhergeht. Die Quotientenreihen bilden somit gegensinnige Anomalien der beiden Klimaelemente ab.

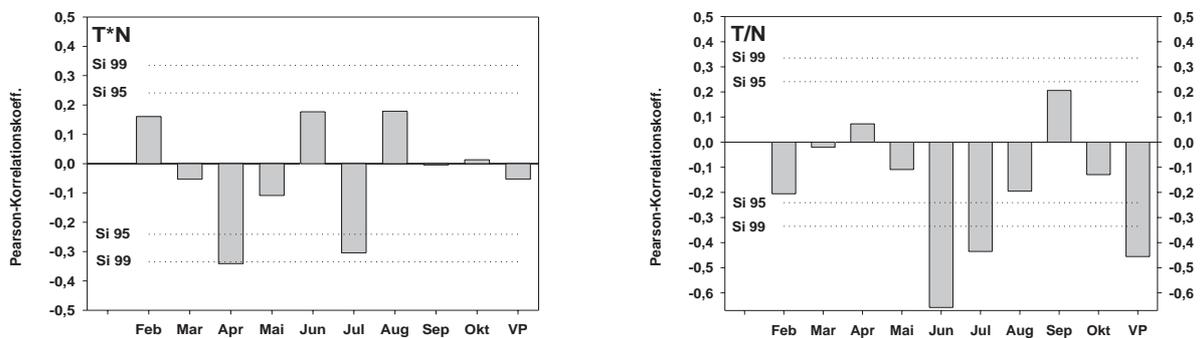


Abbildung 9.12: Analog Abb. 9.6, hier jedoch lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen von Ackerbohnen in Baden-Württemberg 1951-1998 und den entsprechenden normierten und multiplizierten (links) bzw. dividierten (rechts) Klimazeitreihen.

Die Korrelationen zwischen diesen durch Multiplikation bzw. Division modifizierten Reihen und den Ackerbohnerträgen in Baden-Württemberg sind in Abb. 9.12 zu sehen. Im Monat April findet man eine hochsignifikante negative Korrelation mit der Produktreihe. Somit wirken sich warm-feuchte Anomalien negativ auf die hier betrachteten Erträge aus. Vergleicht man dieses Resultat mit den Korrelationen der ursprünglichen PCs (s. Abb. 9.6), so findet man zwar eine signifikante negative Korrelation mit dem Niederschlag, jedoch nur eine unsignifikante negative Korrelation mit der Temperatur. In Kombination dagegen wirken sich diese Einflüsse in diesem Monat deutlicher auf die Erträge in diesem Beispiel aus, was einen Erkenntnisgewinn darstellt und somit die Einführung dieser kombinierten Reihen rechtfertigt. Im Juli findet man eine signifikante, negative Korrelation mit der Produktreihe (s. Abb. 9.12 links), obwohl der Niederschlag allein eine unsignifikante positive Korrelation mit den Erträgen aufweist (s. Abb. 9.6 rechts). In diesem Fall scheint die Korrelation der Produktreihe durch den starken Zusammenhang mit der Temperatur beeinflusst zu sein (s. Abb. 9.6 links). Es ist also wichtig die Korrelationen nicht einzeln, sondern in der Zusammenschau zu bewerten.

Die Korrelationen zwischen Ertrag und Quotientenreihen liefern hochsignifikante Koeffizienten im Juni ( $r = -0,66$ ), Juli ( $r = -0,44$ ) und für die gesamte Vegetationsperiode

( $r = -0,46$ ). Dieses Ergebnis ist erwartungsgemäß, da für diese Zeitabschnitte bereits gegensinnige und größtenteils hochsignifikante Korrelationen der einzelnen Klimazeitreihen vorliegen (s. Abb. 9.6). Es zeigt sich somit bei den Ackerbohnen in Baden-Württemberg eine auffällige Empfindlichkeit gegenüber trocken-warmen Witterungsabschnitten, vor allem im Juni.

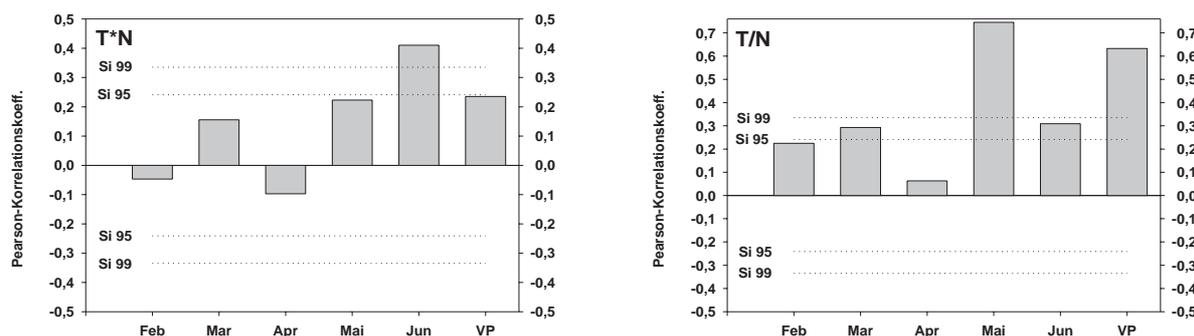


Abbildung 9.13: Analog Abb. 9.7, hier jedoch lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen von Spargel in Niedersachsen 1951-1998 und den entsprechenden normierten und multiplizierten (links) bzw. dividierten (rechts) Klimazeitreihen.

Im zweiten Beispiel, den Spargelerträgen in Niedersachsen, finden sich ebenfalls hohe Korrelationskoeffizienten mit den kombinierten Reihen, was der Abb. 9.13 entnommen werden kann. Die einzige hochsignifikante Korrelation mit Produktreihen findet sich im Juni, wo lediglich die Temperatur, nicht jedoch der Niederschlag signifikant korreliert ist (s. Abb. 9.13 links), womit diese Ergebnis hauptsächlich auf den starken Einfluss der Temperatur in diesem Monat zurückzuführen ist. Dementgegen finden sich deutlich höhere Koeffizienten in Abb. 9.13 rechts, vor allem im Mai und während der gesamten Vegetationszeit ( $r = 0,75$  bzw.  $0,63$ ). Dies verwundert nicht, da in diesem Monat bereits hochsignifikante, gegensinnige Korrelationen mit den einzelnen Klimazeitreihen vorliegen (s. Abb. 9.7). Der Spargel reagiert also auf trocken-warme Witterungsabschnitte, vor allem im Mai, sehr deutlich mit hohen Erträgen, was in Verbindung mit seiner auffällig hohen Witterungssensitivität (vgl. Tab. 9.1) besonders erwähnenswert erscheint.

Nun werden noch drei besonders markante Ergebnisse diskutiert, alle weiteren, sehr umfangreichen Resultate dieser Korrelationsanalyse werden am Schluss dieses Abschnittes qualitativ zusammengefasst, und sind in Anhang A tabellarisch zusammengestellt.

In Abb. 9.14 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen der Sommergerste in Schleswig-Holstein und entsprechenden meteorologischen Parametern dargestellt. Besonders auffällig sind die hohen auftretenden Koeffizienten im Juni: Mit der 1.PC der Temperatur beträgt  $r = -0,56$  und mit der 1.PC des Niederschlag ist  $r = 0,62$  (Abb. 9.14

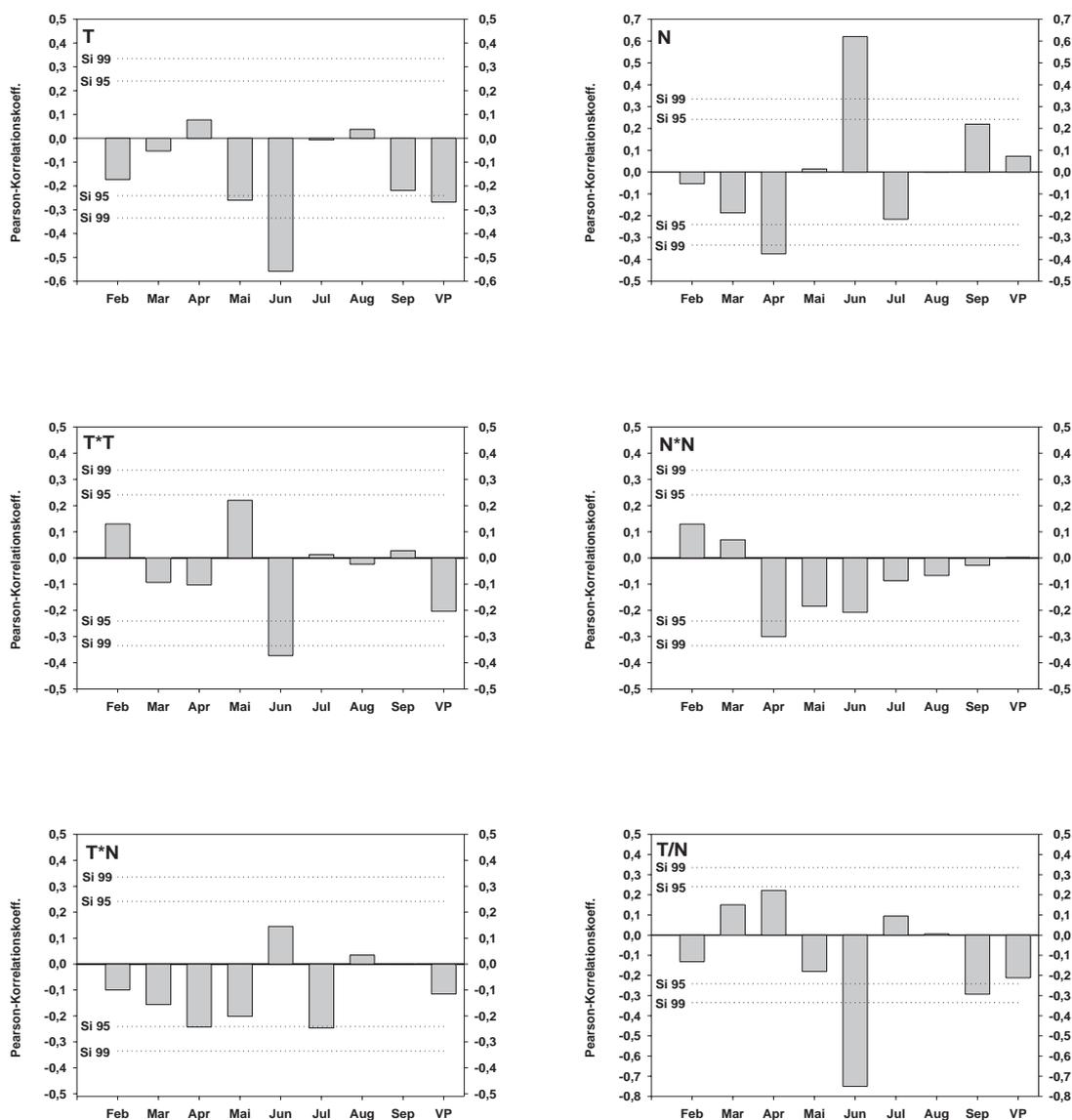


Abbildung 9.14: Lineare Korrelationskoeffizienten zwischen Erträgen der Sommergerste in Schleswig-Holstein 1951-1998 und meteorologischen Parametern. Oben links: 1.PC Temperatur, oben rechts: 1.PC Niederschlag, Mitte links: Temperatur quadratisch, Mitte rechts: Niederschlag quadratisch, unten links: Produkt aus Temperatur und Niederschlag, unten rechts: Quotient aus Temperatur und Niederschlag. Dauer der Vegetationszeit: März bis September.

oben). Dies deutet auf eine sehr ausgeprägte Sensitivität der Sommergerste in Schleswig-Holstein gegenüber trocken-warmen Sommern hin, was durch einen Korrelationskoeffizienten von  $r = -0,75$  mit der Quotientenreihe unterstrichen wird (s. Abb. 9.14 unten rechts). Die Sensitivität gegenüber Extremen ist in der Temperatur ebenfalls im Juni zu finden

(s. Abb. 9.14 Mitte links), was dieses Resultat zusätzlich robustifiziert. Weiterhin findet sich ein hochsignifikanter negativer Koeffizient im April-Niederschlag und ein signifikanter ( $S_i \geq 95\%$ ) beim quadratischen Niederschlag (s. Abb. 9.14 oben und Mitte rechts). Diese negative Korrelation mit dem April-Niederschlag findet sich sehr verbreitet bei Getreidearten, die aufgrund ihrer ähnlichen Ertragsentwicklungen zu einer Gruppe zusammengefasst werden können (s.a. Tab. 9.3 in Kap. 9.2). Aus diesem Grund wird auf dieses Phänomen an anderer Stelle nochmals gesondert eingegangen.

Beim Sommerweizen in Baden-Württemberg findet man diese negative Korrelation mit dem April-Niederschlag ebenfalls ( $r = -0,57$ , s. Abb. 9.15 oben rechts), jedoch zeigt sich hier kein Zusammenhang mit trocken-warmen Witterungsabschnitten im Sommer, wie es im vorangegangenen Beispiel bei der Sommergerste in Schleswig-Holstein der Fall war (vgl. Abb. 9.15 mit Abb. 9.14). Es werden keine signifikanten Korrelationen, sowohl mit der Temperatur als auch mit dem Quadrat der Temperatur gefunden (s. Abb. 9.15 oben und Mitte links), sodass in diesem Fall der Niederschlag der bestimmende Klimafaktor zu sein scheint. Interessanterweise ist die Korrelation mit dem Quadrat des Aprilniederschlags unsignifikant, was im Mai nicht der Fall ist (s. Abb. 9.15 Mitte rechts). Die Sensitivität des Sommerweizens gegenüber dem Aprilniederschlag scheint somit nicht auf dessen Extremverhalten zu beruhen, was sich im Mai eher andeutet. Die kombinierten Einflüsse (s. Abb. 9.15 unten) weisen ebenfalls im April die signifikantesten Korrelationen auf: Trocken-kalte und trocken-warme Witterungsperioden scheinen sich positiv auf den Ertrag auszuwirken. Da jedoch die Temperatur, wie bereits bemerkt, unsignifikant Korrelationen aufweist, beruhen die hohen Koeffizienten bei den kombinierten Zeitreihen im April wohl hauptsächlich auf dem hohen Einfluss des Niederschlages. Da dieses Resultat in ähnlicher Form sehr oft bei Getreidearten gefunden wird (s.a. Anhang A), ist es an dieser Stelle etwas ausführlicher dargelegt worden.

Das letzte, ausführlich diskutierte Beispiel ist der Klee-Ertrag in Hessen. Die zugehörigen Korrelationskoeffizienten sind in Abb. 9.16 dargestellt. Hier zeigt sich, wie bereits bei den Ackerbohnen in Baden-Württemberg (s. Abb. 9.6, 9.9, 9.12), und der Sommergerste in Schleswig-Holstein (s. Abb. 9.14), eine markante Abhängigkeit der Erträge gegenüber trocken-warmer Witterung im Sommer, vor allem im August ( $r = -0,67$ , s. Abb. 9.16 unten rechts). Bemerkenswert sind auch die hochsignifikanten Koeffizienten mit der Temperatur im Juli und August ( $r = -0,46$  bzw.  $-0,39$ , Abb. 9.16 oben links), mit dem Niederschlag im Juni und August, sowie summiert über die Vegetationszeit ( $r = 0,47$  bzw.  $0,61$  und  $0,61$ , Abb. 9.16 oben rechts). Die Sensitivität gegenüber Extremen im Sommer findet sich in diesem Fall nur bei der Temperatur (Abb. 9.16 Mitte links). Jedoch zeigt sich beim Klee in allen untersuchten Bundesländern im Gegensatz zu den Getreidearten keine bzw. keine durch diese Betrachtung nachweisbare Witterungsabhängigkeit im Frühjahr (vgl. Anhang A).

Abschließend wird nun versucht, die umfangreichen Ergebnisse der hier teilweise dargestellten Korrelationen qualitativ zusammenzufassen:

Durch die Korrelationen werden Monate bzw. Zeitabschnitte identifiziert, in denen die Ent-

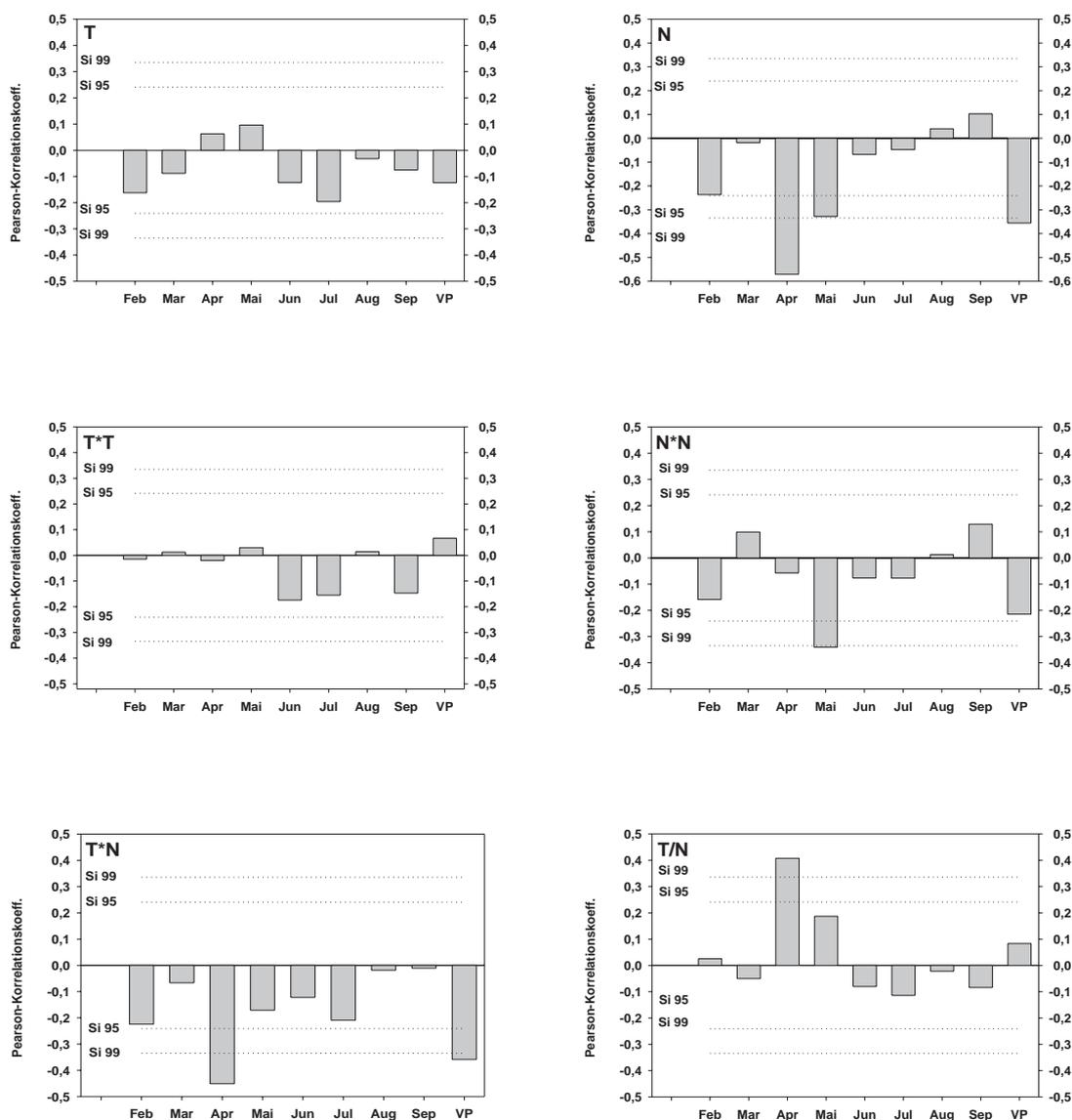


Abbildung 9.15: Analog Abb. 9.14, hier jedoch Erträge des Sommerweizens in Baden-Württemberg. Dauer der Vegetationszeit: März bis September.

wicklung der Kulturpflanzen eine besondere Sensitivität gegenüber Witterungseinflüssen aufweist. Durch Verwendung abgeleiteter meteorologischer Parameter kann die Empfindlichkeit gegenüber Extremen (quadrierte Zeitreihen) und gegenüber kombinierten Einflüssen (Anomalien feucht-warm  $\leftrightarrow$  trocken-kalt mittels Produktreihen, bzw. Anomalien trocken-warm  $\leftrightarrow$  feucht-kalt mittels Quotientenreihen) erfasst werden.

Die Ergebnisse variieren zwischen den Fruchtarten und auch innerhalb der unterschied-

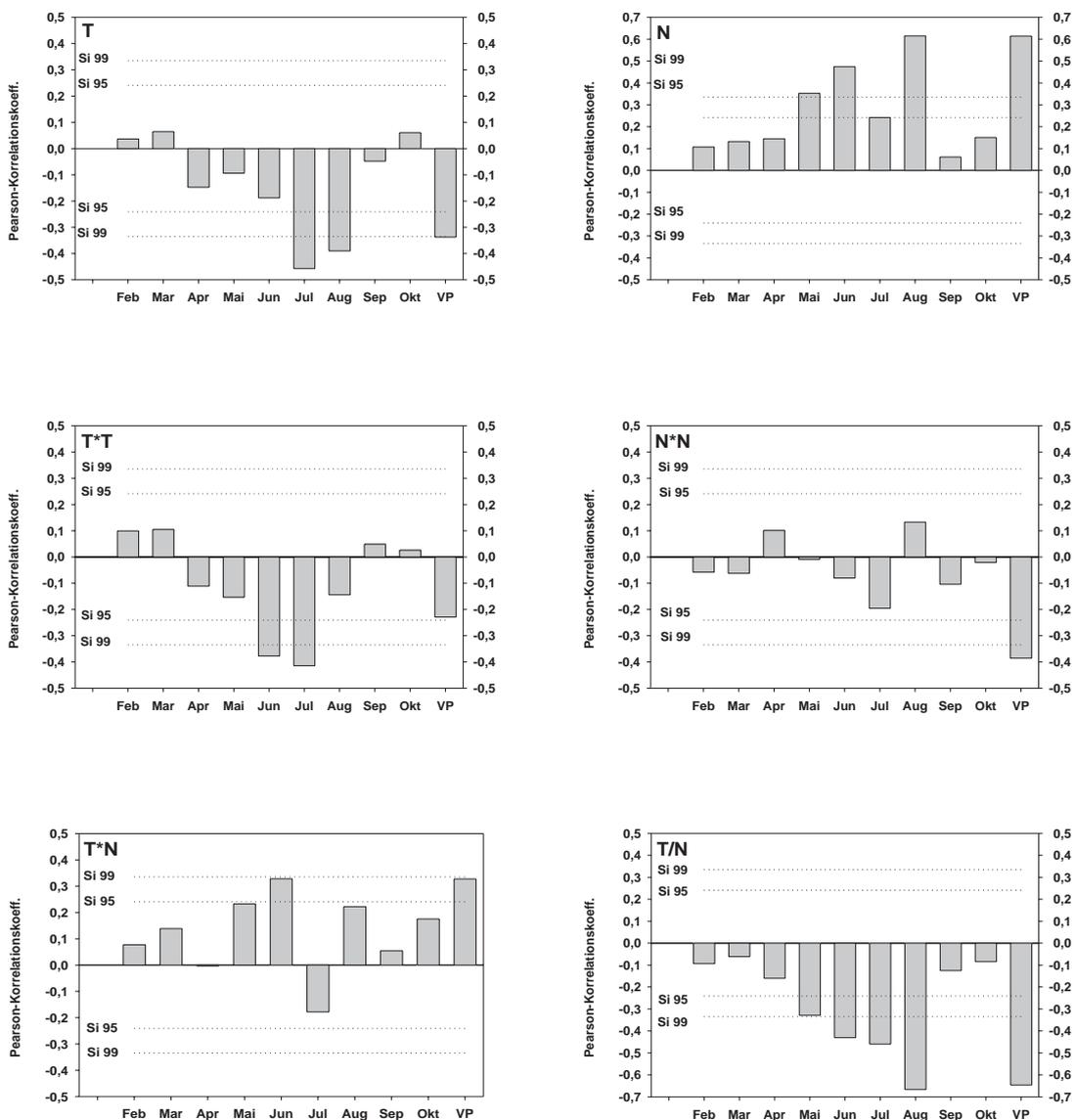


Abbildung 9.16: Analog Abb. 9.14, hier jedoch Erträge des Klees in Hessen. Dauer der Vegetationszeit: März bis Oktober.

lichen Bundesländern teilweise recht deutlich, jedoch lassen sich einige markante Muster identifizieren, wie sie im folgenden charakterisiert werden.

Es werden sehr häufig hochsignifikante, negative Korrelationen zwischen trocken-warmen Witterungsperioden in den Sommermonaten und den Erträgen gefunden. Dies ist besonders ausgeprägt bei Zucker- und Runkelrüben (hier besteht diese Abhängigkeit in den nördlichen Bundesländern Schleswig-Holstein und Niedersachsen nicht, bzw. nur schwach),

bei Kohlarten (im Norden wiederum nur schwach, zudem ist hier der Zusammenhang mit der Temperatur ausgeprägter als mit dem Niederschlag), bei Gras und Klee (mit einer abgeschwächten Temperatur-Abhängigkeit in den nördlichen Bundesländern) und wie gezeigt bei Ackerbohnen (s. Abb. 9.6 bis 9.12). Weiterhin findet sich diese Abhängigkeit auch noch teilweise bei Kartoffeln und Raps sowie auch bei den Getreidearten Sommerweizen, Sommergerste, Roggen und Hafer und zwar in Schleswig-Holstein und Rheinland-Pfalz. Ansonsten scheint vor allem Wintergetreide jedoch unempfindlicher gegenüber trocken-heißen Sommern zu sein. Eine Ausnahme ist der Spargel, der sehr ausgeprägt mit Ertragssteigerungen auf trocken-warme Witterungen, vor allem im Mai, reagiert, wobei der Einfluss der Temperatur offenbar von besonderer Bedeutung ist.

Sehr ausgeprägt trocken-heiße Sommer können somit durch Minimierung des Bodenwassergehaltes die Umweltbedingungen vieler Kulturpflanzen so stark beeinflussen, dass sie im erweiterten Liebig'schen Sinne zum bestimmenden Umweltfaktor für den Ertrag werden.

Des Weiteren finden sich zum größten Teil negative Korrelationen zwischen quadratischen Zeitreihen und Erträgen (in 190 von insgesamt 204 hochsignifikanten Fällen, s.a. Anhang A), was die Erweiterung des Liebig'schen Satzes des Minimums (s.a. Kap. 7.2) in dem hier gebrauchten Sinne rechtfertigt, da sich Extreme in den meteorologischen Parametern also fast ausschließlich negativ auf die Erträge auswirken. Diese Korrelationen tauchen bei allen untersuchten Fruchtarten auf, jedoch zeigt sich eine auffällige Häufung in den Monaten Juni und Juli sowie in den über die Vegetationszeit gemittelten bzw. aufsummierten Reihen. Des Weiteren zeigen sich etwas öfter hochsignifikante Korrelationen mit quadrierten Temperaturreihen als mit quadrierten Niederschlagssummen, was mit der Vorstellung konform ist, das in Mitteleuropa die Temperatur einen wichtigeren Einfluss auf Ernteerträge ausübt als der Niederschlag [25], jedoch ist dieses Resultat nicht sehr markant (s. wiederum Anhang A).

Schließlich findet sich sowohl bei Sommer-, als auch bei Wintergetreidearten (ausser bei der Wintergerste), wie bereits kurz erwähnt, eine auffällige Häufung von hochsignifikanten, negativen Korrelationen mit den Aprilsummen des Niederschlages sowie mit der April-Produktreihe: In 42 untersuchten Fällen (6 Getreidearten in 7 Bundesländern) finden sich 26 hochsignifikante, ausschließlich negative Korrelationen mit dem Niederschlag und 25 (ebenfalls hochsignifikante, negative) mit der Produktreihe in diesem Monat. Eine Erklärung hierfür ist nicht bekannt; es besteht jedoch die Möglichkeit, dass eine durch positive Niederschlagsanomalien verursachte Bodenwassersättigung in Verbindung mit hohen Temperaturen Pilzerkrankungen begünstigt, welche die Entwicklung der jungen Pflanzen hemmt. Weiterhin besteht die Möglichkeit, dass die Bodentemperaturen durch positive Niederschlags-Anomalien herabgesetzt sind, was die Keimfähigkeit der Jungpflanzen schwächt<sup>4</sup>. Ebenfalls ist denkbar, dass durch die Bodenwassersättigung der Sauerstoffaustausch und damit die Aufnahme von Nährstoffen durch die Pflanze behindert wird<sup>5</sup>. Eine Verifizierung kann jedoch im Rahmen dieser Untersuchung nicht geleistet werden.

---

<sup>4</sup>F.-M. Chmielewski, persönliche Mitteilungen.

<sup>5</sup>U. Weiss, persönliche Mitteilungen.

## 9.4 Regressionsmodell

In einem nächsten Schritt werden nun mittels der bereits in Teil I vorgestellten schrittweisen Regression (s. Kap. 4.1) Beziehungen ermittelt, die weitere Einblicke in die Zusammenhänge zwischen Witterung und Ernteerträgen erlauben.

Als potenzielle Regressoren wurden die Monatsmittel der Lufttemperatur und die Monatssummen des Niederschlages innerhalb der Vegetationszeit und für den vorangehenden Monat (zur Berücksichtigung persistenter Prozesse), sowie das Mittel bzw. die Summe über die gesamte Vegetationszeit, angeboten. Des Weiteren wurden die bereits im vorangegangenen Abschnitt vorgestellten (s. Kap. 9.3) abgeleiteten quadratischen und kombinierten Einflussreihen in der gleichen zeitlichen Auflösung zur Selektion bereitgestellt. Dies ergibt, je nach Dauer der Vegetationszeit zwischen 36 und 78 potenzielle Regressoren. Es ist nun, wie bereits in Teil I, wünschenswert, ein möglichst niedrigdimensionales Modell zu finden, das die wichtigsten Regressoren berücksichtigt. Dies ist genau die Zielsetzung der schrittweisen Regression, weswegen sie auch in dieser Untersuchung zur Anwendung kommt.

Die Signifikanzschwelle für die Vorwärts-, sowie für die Rückwärts-Regression (s. Kap. 4.1) wurde, wie bei der Anwendung in Teil I auf 95% gesetzt. Die der Toleranzschwelle ( $Tol_{min}$ , s. Gl. 4.6 in Kap. 4.1) betrug 5%.

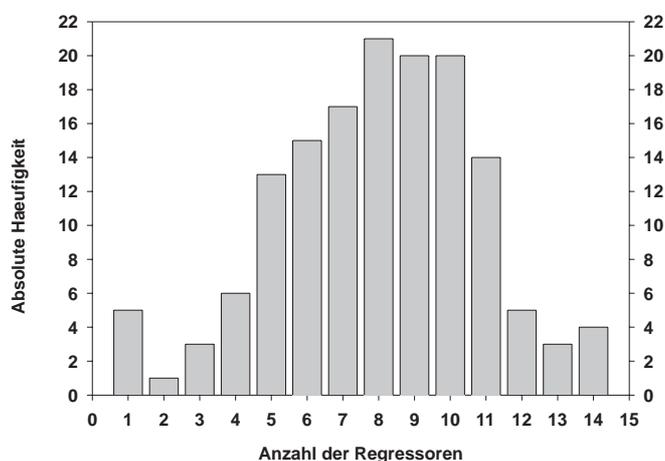


Abbildung 9.17: Häufigkeitsverteilung der Modelldimensionen (Anzahl selektierter Regressoren) aus 146 ermittelten Regressionsbeziehungen zwischen Erträgen und meteorologischen Parametern.

Es wurden insgesamt 146 Regressionsbeziehungen ermittelt (21 Fruchtarten in 7 Bundesländern, ohne Klee in Schleswig-Holstein), bei denen am häufigsten zwischen 5 und 11, jedoch nie mehr als 14 Regressoren selektiert wurden (s. Abb. 9.17).

Ein Problem besteht nun in der Abschätzung der Signifikanz der durch die Regressionsbeziehungen erklärten Varianzen. Jeder einzelne Regressor im Modell ist zwar mit 95% signifikant, d.h. aber, dass im Mittel von 20 Regressoren einer fälschlicherweise selektiert wird. Zudem werden aus den Basisregressoren der Temperatur und des Niederschlages weitere durch vorgegebene Transformationen abgeleitet, sodass es kaum möglich ist, durch einen Vergleich der selektierten mit den potenziellen Regressoren auf die Signifikanz des Gesamtmodells zu schließen.

Zur qualitativen Abschätzung der gesuchten Signifikanz wurde in dieser Untersuchung ein empirischer Ansatz angewandt: Es wurden mittels eines Zufallsgenerators [38] Zeitreihen Gauß-verteilter Zufallszahlen erzeugt und diese anstelle der meteorologischen Basisregressoren der schrittweisen Regression angeboten. Diese Zufallsreihen wurden daraufhin analog den meteorologischen Zeitreihen quadriert sowie multipliziert bzw. dividiert. Auch das Mittel bzw. die Summe der Vegetationszeit wurde analog simulativ gebildet, sodass schließlich dieselbe Anzahl an potenziellen Regressoren vorlag wie im „realen“ Fall. Daraufhin wurde die schrittweise Regression durchgeführt und mittels der erhaltenen Regressionsgleichung die Varianz berechnet, die durch diese Zufallsreihen an der betrachteten Ertragsreihe erklärt werden. Dieses Monte-Carlo-Experiment wurde nun für jede Fruchtart in jedem Bundesland insgesamt 100 mal wiederholt und somit insgesamt 14600, durch Zufallszahlen erklärte Varianzen an den Erträgen berechnet.

Zur quantitativen Abschätzung der Signifikanzen der durch meteorologische Zeitreihen erklärten Varianzen an den Erträgen bedarf es der Anpassung der Verteilung der durch Zufallszahlen errechneten Varianzen an eine theoretische Verteilung, aus der die Wahrscheinlichkeit für das zufällige Auftreten der realen e.V. berechnet werden kann. Dies gelang leider nicht, da die Verteilung der Zufallvarianzen nicht kontinuierlich verläuft, sondern die diskrete Realisation von 0% e.V. besitzt (wenn kein einziger potenzieller Regressor selektiert wird), was unter Verwendung meteorologischer Regressoren nie der Fall war. Jedoch erhält man aus dem Mittelwert und der Standardabweichung der empirischen Verteilungen der durch die Zufallsreihen erklärten Varianzen ein qualitatives Maß zur Abschätzung der Überzufälligkeit der durch die meteorologischen Reihen erhaltenen Varianzen an den Erträgen.

In Abb. 9.18 sind die durch schrittweise Regression erklärten Varianzen an vier verschiedenen Fruchtarten gezeigt. Die Abbildungen der erklärten Varianzen aller weiteren Fruchtarten finden sich in Anhang B. Farblich hinterlegt sind die mittleren, durch Zufallsreihen erklärten Varianzen, sowie additiv eine bzw. zwei Standardabweichungen dieser jeweils 100 Realisationen. Somit lassen sich die durch die meteorologischen Zeitreihen erklärten Varianzen bezüglich ihrer Überzufälligkeit qualitativ bewerten.

Es zeigen sich deutliche Unterschiede der e.V. sowohl zwischen den einzelnen Fruchtarten als auch innerhalb der unterschiedlichen Bundesländer. Bei der Frühkartoffel beispielsweise (s. Abb. 9.18 oben links) liegt in sechs von sieben Bundesländern die e.V. über der Summe aus der mittleren, durch Zufallszahlen erklärten Varianz und deren zweifacher Standardabweichung, was in diesem Kontext nun als „Überschreiten der  $2\sigma$ -Schwelle“ bezeichnet

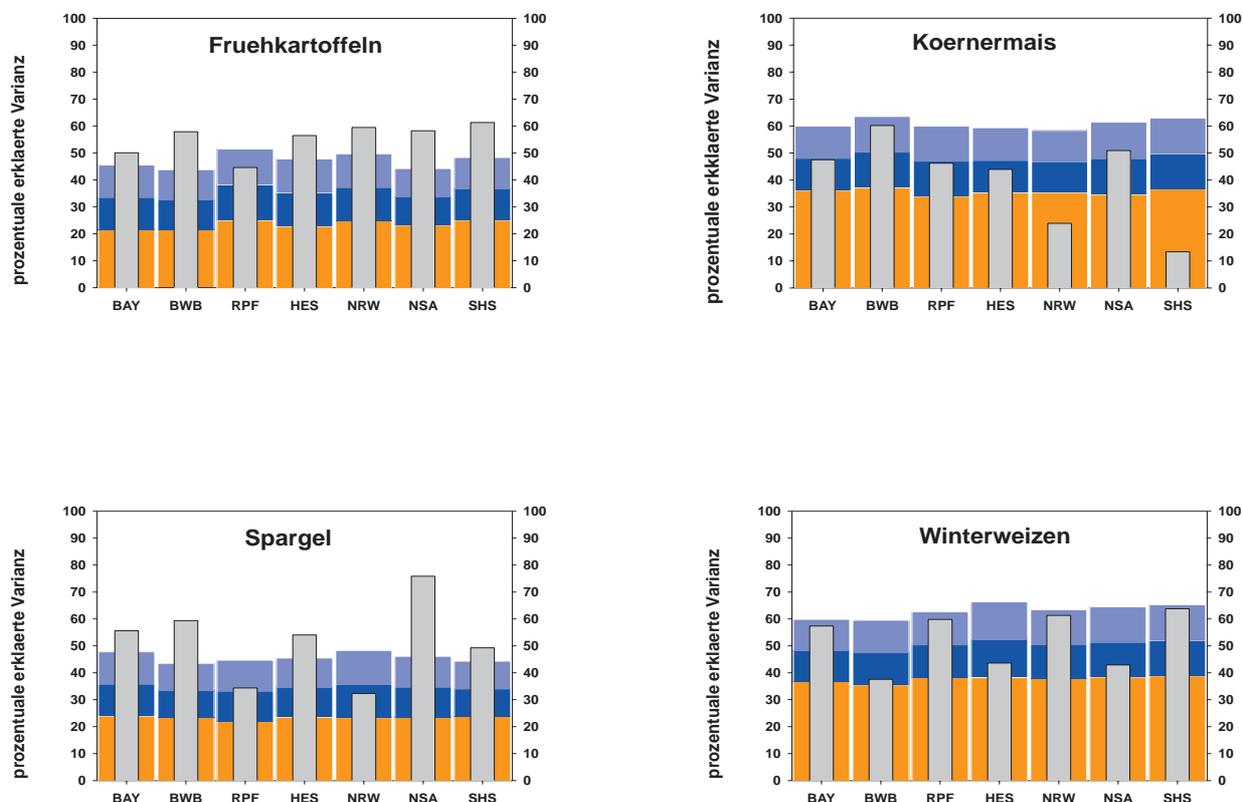


Abbildung 9.18: Durch meteorologische Parameter mittels schrittweiser Regression erklärte Varianzen an Ernteerträgen verschiedener Bundesländer (graue, dünne Balken). Breite Balken dahinter: Mittlere, durch 100 Zufalls-Zeitreihen erklärte Varianz an dem entsprechenden Ertrag (orange), und dazu addiert: Eine bzw. zwei Standardabweichungen (dunkel- bzw. hellblau) der durch die Zufallszeitreihen erklärten Varianzen. Abkürzungen der Bundesländer analog Tab. 9.1.

wird, obwohl keine theoretische Verteilung zugrunde liegt.

Beim Körnermais dagegen (s. Abb. 9.18 oben rechts) wird nur in zwei Fällen die  $1\sigma$ -Schwelle überschritten, obwohl für beide Fruchtarten eine ähnliche Sensitivität gegenüber Umwelteinflüssen berechnet wurde, was der Tab. 9.1 entnommen werden kann. Das in Kap. 9.1 abgeleitete Sensitivitätsmaß (vgl. Gl. 9.1) ist also mitunter nicht sehr aussagekräftig, weshalb dort auch auf eine zu weitgehende Interpretation verzichtet wurde. Jedoch kann dieses Resultat darauf hindeuten, dass nicht Witterungs- sondern hauptsächlich andere Umwelteinflüsse wie beispielsweise Schädlingsbefall die interannulären Ertragsschwankungen in diesem Fall beeinflussen.

Interessant ist, dass die mittleren, durch Zufallszahlen erklärten Varianzen immerhin et-

wa zwischen 20% und 40% liegen, obwohl jeder einzelne selektierte Regressor mit 95% signifikant ist. Jedoch werden eine große Anzahl an Regressoren bereitgestellt, sodass die Wahrscheinlichkeit einen Regressor aus diesem Pool fälschlicherweise zu selektieren ansteigt. Somit ist die hier durchgeführte Monte-Carlo-Simulation durchaus gerechtfertigt.

Deutliche Unterschiede innerhalb der einzelnen Bundesländer zeigen sich beispielsweise beim Spargel (Abb. 9.18 unten links), dessen e.V. in Niedersachsen mit 75,8% deutlich die  $2\sigma$ -Schwelle überschreitet, im Nachbarland Nordrhein-Westfalen jedoch mit 32,3% nur wenig über der mittleren durch Zufall erklärbaren Varianz liegt. Aber auch beim Winterweizen zeigen sich Unterschiede innerhalb benachbarter Bundesländer (Abb. 9.18 unten rechts) und beispielsweise leider keine systematische Ab- oder Zunahme der e.V. von Süd nach Nord, was dann als Einfluss unterschiedlicher klimatischer Bedingungen interpretiert werden könnte.

Die maximalen e.V. aller ermittelten Regressionsbeziehungen liegen bei etwas über 75%, was jedoch bei unterschiedlichen Fruchtarten in unterschiedlichen Bundesländern der Fall ist. Die „Spitzenreiter“ sind: Sommergerste in Rheinland-Pfalz mit 78,6% e.V. und 14 selektierten Regressoren, Ackerbohnen in Baden-Württemberg mit 76,6% e.V. und 13 selektierten Regressoren, Zuckerrüben in Rheinland-Pfalz mit ebenfalls 76,6% e.V. und 11 selektierten Regressoren sowie Spargel in Niedersachsen mit 75,8% e.V. und 8 selektierten Regressoren.

Es werden in etwa 75% aller untersuchten Fälle die  $1\sigma$ -Schwelle und noch in 40% die  $2\sigma$ -Schwelle überschritten. Somit ist der Witterungseinfluss auf unterschiedlichste Ernterträge im Bundeslandmittel für die alten Bundesländer ab 1950 in fast der Hälfte der Fälle sehr gut und in etwa drei von vier Fällen noch gut sichtbar.

Bezüglich der Häufigkeit dieser Überschreitungen können Ranglisten unter den Fruchtarten bzw. Bundesländern gebildet werden. Wie man der Tab. 9.4 entnimmt, sind die e.V. besonders überzufällig für Frühkartoffeln, Sommergerste und Spargel. Dagegen heben sich die e.V. von Erdbeeren, Wintergerste, Winterweizen und Körnermais nur selten und schwach vom Zufall ab. Vergleicht man nun Tab. 9.4 mit den Sensitivitäten der Fruchtarten aus Tab. 9.1, so zeigen sich teilweise ähnliche Rangplätze. Spargel beispielsweise ist in dem hier verwendeten Sinne (s. Gl. 9.1) mit Abstand am sensitivsten und steht auch in Tab. 9.4 an dritter Stelle. Auch Frühkartoffeln und Sommergerste finden sich im oberen Drittel der Sensitivitäts-Rangliste (Tab. 9.1) wieder. Dagegen scheint Wintergetreide eher unempfindlich gegenüber Umwelteinflüssen zu sein, was zu den schlecht vom Zufall unterscheidbaren e.V.s dieser Art passt (s. Tab. 9.4). Jedoch gibt es auch Gegenbeispiele wie den Klee, der in Tab. 9.1 ganz unten, aber in Tab. 9.4 an vierter Stelle steht. Dies verdeutlicht nochmals die Schwierigkeit dieser Interpretation und auch die z.T. recht heterogenen Ergebnisse. Die hier diskutierten Unterschiede können, wie bereits am Beispiel des Körnermais (s.o.) angedeutet, ein Hinweis auf unterschiedliche Witterungs-Anteile innerhalb der Umweltvarianz der unterschiedlichen Fruchtarten sein. Beim Vergleich zwischen den Bundesländern (Tab. 9.4 unten) zeigt sich keine systematische Abstufung von Nord nach Süd, weshalb dieses Resultat nicht weiter bewertet werden kann.

Tabelle 9.4: Anzahl der Überschreitungen der  $1\sigma$ - und der  $2\sigma$ -Schwelle für unterschiedliche Fruchtarten und in unterschiedlichen Bundesländern.

<b>Fruchtart:</b>	<b>über <math>1\sigma</math></b>	<b>über <math>2\sigma</math></b>
<b>Frühkartoffeln</b>	7	6
<b>Sommergerste</b>	7	6
<b>Spargel</b>	6	5
<b>Klee (6)<sup>a</sup></b>	6	4
<b>Zuckerrüben</b>	7	4
<b>Hafer</b>	7	4
<b>Rotkohl</b>	6	4
<b>Gras</b>	5	4
<b>Ackerbohnen</b>	5	4
<b>Spätkartoffeln</b>	6	3
<b>Weisskohl</b>	6	3
<b>Runkelrüben</b>	5	3
<b>Sommerraps</b>	5	3
<b>Sommerweizen</b>	4	2
<b>Roggen</b>	5	1
<b>Wirsing</b>	4	1
<b>Winterraps</b>	3	1
<b>Erdbeeren</b>	5	0
<b>Wintergerste</b>	4	0
<b>Winterweizen</b>	4	0
<b>Körnermais</b>	2	0
<b>Bundesland:</b>		
<b>Baden-Württemberg</b>	18	12
<b>Niedersachsen</b>	16	9
<b>Rheinland-Pfalz</b>	17	8
<b>Bayern</b>	16	8
<b>Hessen</b>	13	8
<b>Schleswig-Holstein (20)<sup>a</sup></b>	11	8
<b>Nordrhein-Westfalen</b>	18	5

<sup>a</sup>In Schleswig-Holstein ist Klee nicht erfasst

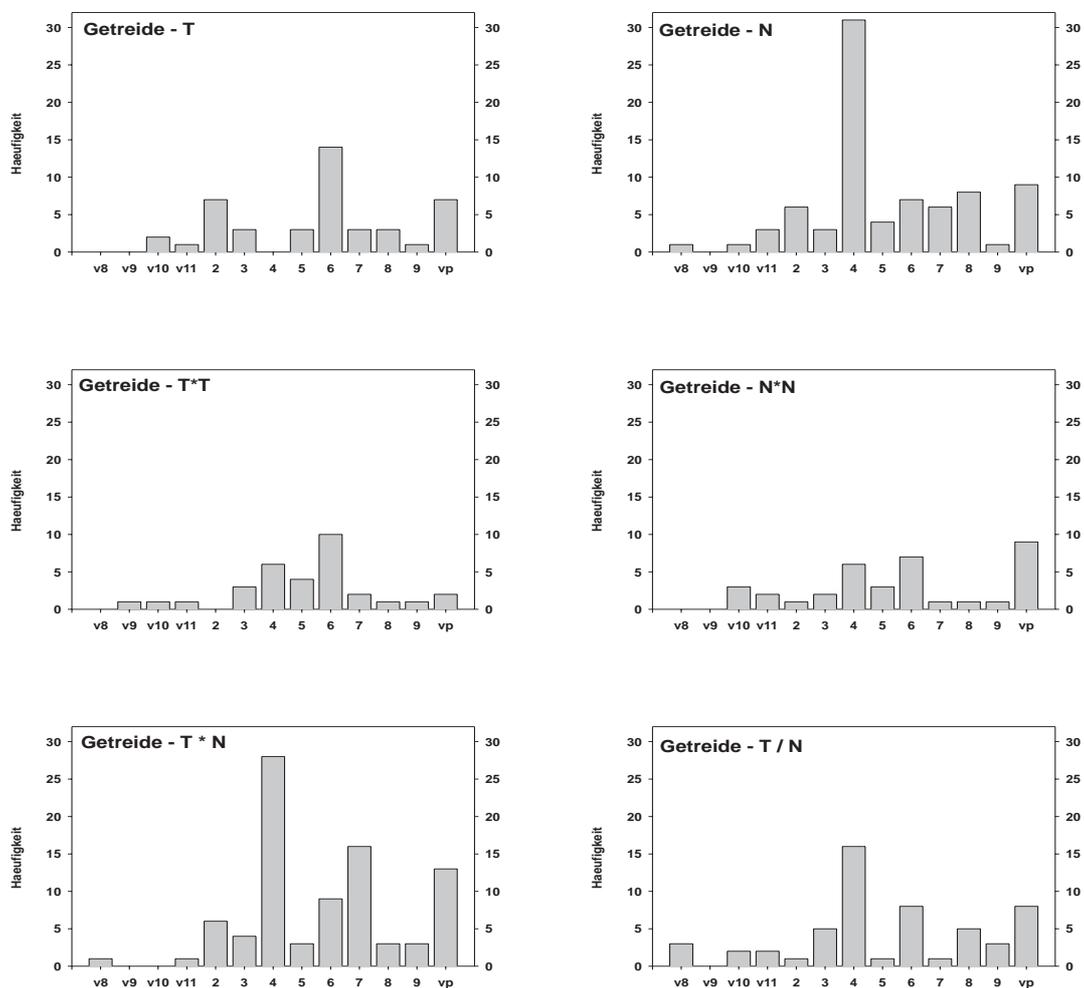


Abbildung 9.19: Häufigkeiten selektierter Regressoren für alle Getreidearten (Winterweizen, Sommerweizen, Wintergerste, Sommergerste, Hafer und Roggen) in allen untersuchten Bundesländern.

Tabelle 9.5: Vorzeichen der fünf am häufigsten selektierten Regressoren für Getreide (s. Abb. 9.19).

Regressor	positiv	negativ
<b>t6</b>	1	13
<b>n4</b>	2	29
<b>tn4</b>	3	25
<b>tn7</b>	0	16
$\frac{t}{n}4$	7	9

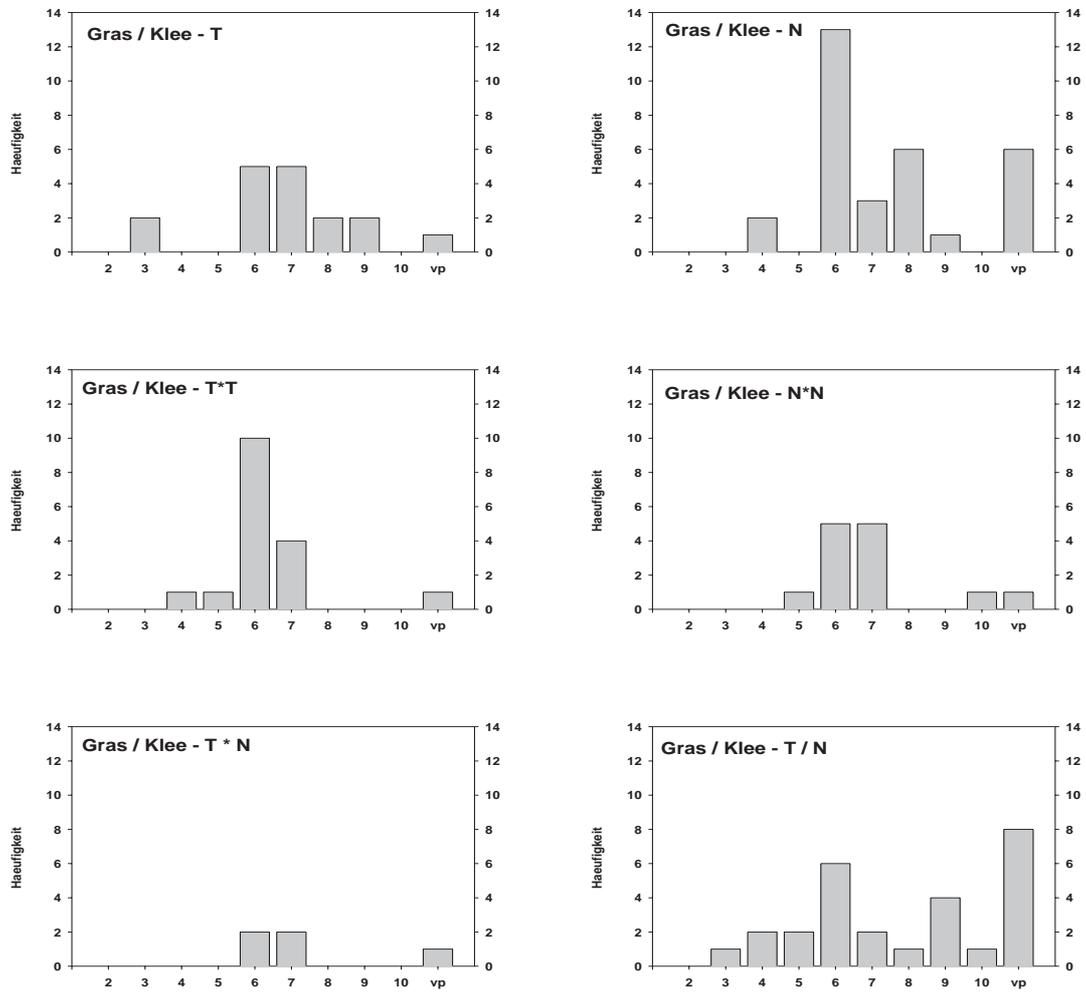


Abbildung 9.20: Analog Abb. 9.19, hier jedoch für Gras und Klee.

Tabelle 9.6: Analog Tab. 9.5, hier jedoch für Gras und Klee (vgl. mit Abb. 9.20).

Regressor	positiv	negativ
$t_6/t_7$	2	8
$n_6$	11	2
$t^2_6$	1	10
$\frac{t}{n}_6$	2	5
$\frac{t}{n} vp$	0	8

Neben der Magnitude und Überzufälligkeit der erklärten Varianzen (e.V.) sind auch die selektierten Regressoren von Interesse, die zu diesen Varianzen beitragen. Es werden nun zwei ausgewählte Beispiele diskutiert (s. Abb. 9.19 und Tab. 9.5, sowie Abb. 9.20 und Tab. 9.6). Die hier nicht gezeigten Abbildungen und Tabellen bezüglich dieser Betrachtung sind im Anhang C zusammengestellt. Aufgrund der gut korrelierten Getreideerträge (vgl. Tab. 9.3) sind die Häufigkeiten selektierter Regressoren aller Regressionsgleichungen bezüglich Getreidearten ausgezählt worden. Das Ergebnis ist in Abb. 9.19 dargestellt. In 31 von 42 ermittelten Regressionsgleichungen wurde der April-Niederschlag verwendet (s. Abb. 9.19 oben rechts), davon 29 mal mit negativem Vorzeichen (s. Tab. 9.5). Die Produktreihen im April wurden 28 mal selektiert, davon 25 mal mit negativem Vorzeichen (s. Abb. 9.19 unten links und Tab. 9.5). Dies sind auffällige Häufungen, die mit den vielen hochsignifikanten Korrelationen zwischen den Getreideerträgen und den hier betrachteten Klimazeitreihen konsistent sind (vgl. Kap. 9.3).

Die Empfindlichkeit gegenüber trocken-heißen Sommern, die bei vielen Fruchtarten gefunden wird, lässt sich auch durch die selektierten Regressoren bestätigen, wie es in Abb. 9.20 am Beispiel von Gras und Klee gezeigt ist. Die am häufigsten selektierten Regressoren sind (vgl. Tab. 9.6) die Temperaturen im Juni und Juli mit hauptsächlich negativem Vorzeichen, der Niederschlag im Juni mit positivem Vorzeichen, das Quadrat der Temperatur im Juni (negativ), sowie die Quotientenreihen im Juni und August, die einen überwiegend negativen Einfluss haben. Diese Zusammenschau ist ein weiteres Indiz für die Empfindlichkeit sommerlicher, trocken-warmer Witterungsabschnitte, wie sie nicht nur bei den beiden hier exemplarisch ausgewählten Fruchtarten besteht.

Um die Zusammenhänge mit trocken-heißen Sommern und mit feucht-warmen Witterungsabschnitten im April (bei Getreide) noch weiter zu beleuchten, werden an ausgewählten Beispielen die durch die Regressionsbeziehungen gefundenen Zeitstrukturen mit den, für diese Zusammenhänge wichtigen, Klimazeitreihen verglichen.

In der Ertragsentwicklung der Sommergerste in Schleswig-Holstein ist der Ernteeinbruch im Jahr 1992 besonders auffällig, was dem oberen Teilbild der Abb. 9.21 entnommen werden kann. In diesem Fall wurden hochsignifikante negative Korrelationen mit der Juni-Temperatur, dem Quadrat der Juni-Temperatur und der Quotientenreihe im Juni (negativer Einfluss von trocken-warmen Anomalien) sowie eine hochsignifikante positive Korrelation mit dem Juni-Niederschlag gefunden (s. Abb. 9.14). Diese Zeitreihen wurden auch von der schrittweisen Regression mit den entsprechenden Vorzeichen selektiert, was aus Gl. 9.2 hervorgeht<sup>6</sup>. Einzige Ausnahme ist die Juni-Quotientenreihe, die zwar selektiert, jedoch durch das Toleranzkriterium wieder deselektiert wurde (s. Gl. 4.6). Die Regressionsgleichung für Sommergerste in Schleswig-Holstein (54 pot. Regressoren) lautet:

$$\widehat{\mathbf{er}}_{\text{sg-shs}} = a_0 - a_1 \mathbf{t6} - a_2 \mathbf{n4} + a_3 \mathbf{n6} - a_4 \mathbf{n7} - a_5 \frac{\mathbf{t}}{\mathbf{n}} \mathbf{4} - a_6 \mathbf{t^2 6} - a_7 \mathbf{n^2 4} - a_8 \mathbf{t_{vp}} \quad (9.2)$$

<sup>6</sup>Da in diesem Zusammenhang nur die Vorzeichen der Regressionskoeffizienten von Interesse sind, wurden deren Zahlenwerte in Gl. 9.2 bis 9.5 weggelassen, um eine bessere Übersichtlichkeit zu erreichen.

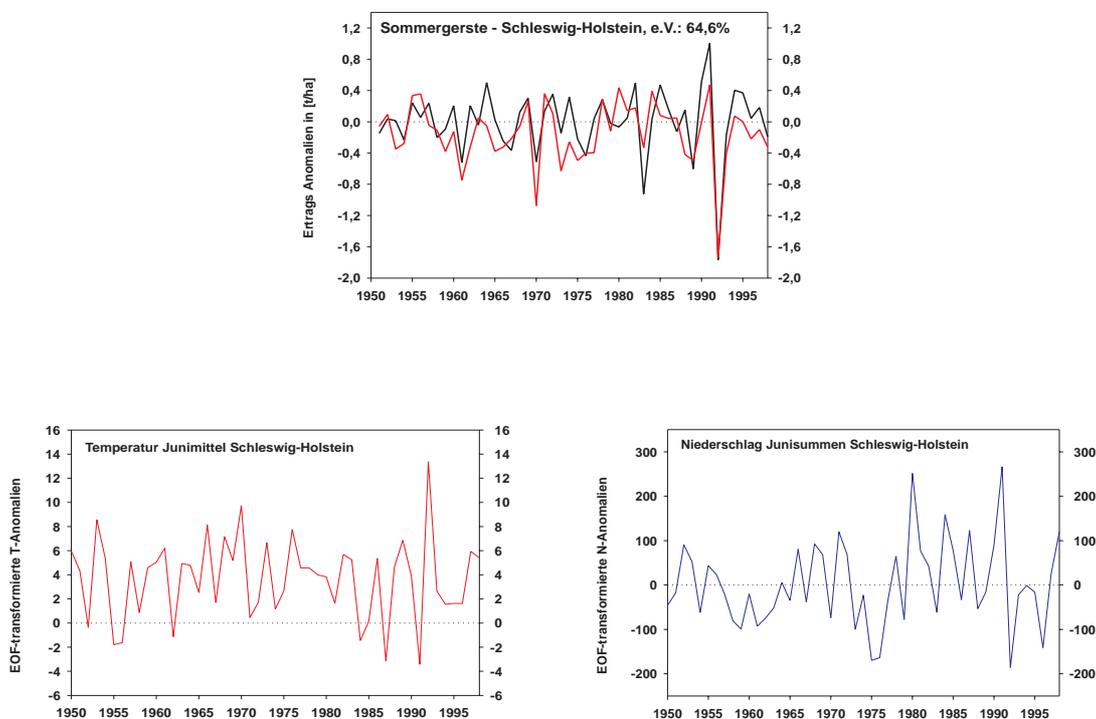


Abbildung 9.21: Oben: Hochpassgefilterter Ertrag der Sommergerste in Schleswig-Holstein 1951-1998 (schwarz) und durch meteorologische Parameter (s. Gl. 9.2) erklärter Anteil (rot). Unten: 1.PC des Junimittels der Temperatur (links, rot) und 1.PC der Junisummen des Niederschlages (rechts, blau) in Schleswig-Holstein.

$\widehat{er}_{sg-shs}$ :      Geschätzter Ertrag,  
 $a_0$  bis  $a_8$ :      Beträge der Regressionskoeffizienten,  
 $\mathbf{t6}$  usw.:          zugehörige Regressoren.

Da offensichtlich in diesem Beispiel die Witterungsverhältnisse im Juni wichtig sind, wurden die entsprechenden Klimazeitreihen in Abb. 9.21 dargestellt. Dort erkennt man, dass der Juni 1992 der wärmste **und** trockenste des gesamten Analysezeitraumes in Schleswig-Holstein gewesen ist. Der zeitgleiche Ernteeinbruch wird durch die Regressionsgleichung gut erfasst, was an der sehr guten Übereinstimmung zwischen der roten und schwarzen Kurve in Abb. 9.21 oben zu sehen ist.

Interessanterweise zeigt die Sommergerste in Hessen ganz andere Abhängigkeiten. Die signifikantesten Korrelationen sind negative mit dem April-Niederschlag, der Produktreihe im April, sowie der Produktreihe bezüglich der Vegetationszeit, was dem Anhang A zu entnehmen ist. Dies ist zudem repräsentativ für viele Getreide-Erträge, und soll aus diesem Grund etwas genauer betrachtet werden. Die Regressionsgleichung für Sommergerste

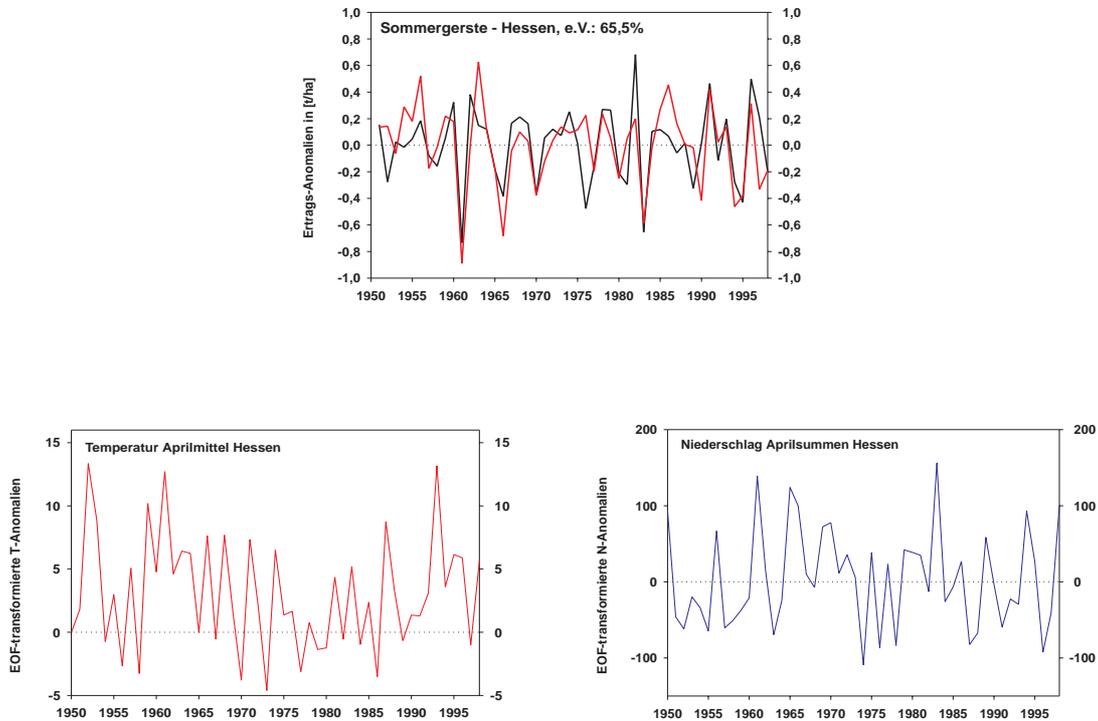


Abbildung 9.22: Oben: Analog Abb. 9.21, jedoch hier Sommergerste in Hessen (s.a. Gl. 9.3). Unten: 1.PC des Aprilmittels der Temperatur (links, rot) und 1.PC der Aprilsummen des Niederschlages (rechts, blau) in Hessen.

in Hessen (54 pot. Regressoren) lautet:

$$\widehat{\mathbf{er}}_{\text{sg-hes}} = a_0 - a_1 \mathbf{t}2 - a_2 \mathbf{n}2 - a_3 \mathbf{n}4 + a_4 \mathbf{n}8 + a_5 \mathbf{tn}3 - a_6 \mathbf{tn}4 + a_7 \frac{\mathbf{t}}{\mathbf{n}} 8 - a_8 \mathbf{t}^2 7 - a_9 \frac{\mathbf{t}}{\mathbf{n}} \text{vp} \quad (9.3)$$

In der zugehörigen Regressionsgleichung finden sich ebenfalls sowohl der April-Niederschlag als auch die April-Produktreihe mit entsprechenden negativen Koeffizienten ( $\mathbf{n}4$  bzw.  $\mathbf{tn}4$  in Gl. 9.3). Die auf die Vegetationszeit bezogene Produktreihe wurde jedoch nicht selektiert, was eventuell an einer linearen Abhängigkeit mit der entsprechenden April-Reihe liegen kann. Da in diesem Fall der April von besonderer Bedeutung ist, wurden in Abb. 9.22 zusätzlich die entsprechenden Klima-Zeitreihen dargestellt.

Den stärksten Ernteeinbruch in diesem Beispiel gab es 1961, gefolgt von 1983 (Abb. 9.22 oben). In beiden Jahren war es im April sehr feucht, 1983 wurde die höchste und 1961 die zweithöchste Niederschlagssumme des gesamten Analysezeitraumes gemessen (Abb. 9.22 unten rechts). Jedoch war es im April 1961 zusätzlich noch sehr warm (der drittwärmste April des Analysezeitraumes, s. Abb. 9.22 unten links), was zu dem stärkeren Ernteeinbruch in diesem Jahr beigetragen haben könnte. Diese Ertragsschwankungen werden durch

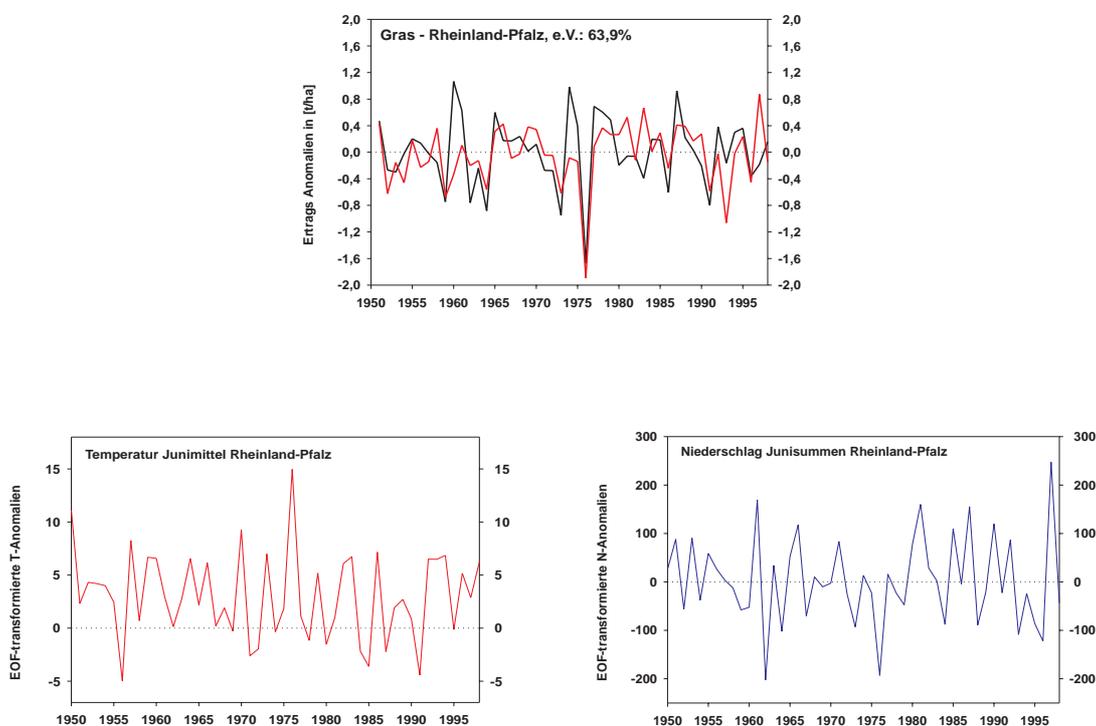


Abbildung 9.23: Oben: Analog Abb. 9.21, jedoch hier Gras in Rheinland-Pfalz (s.a. Gl. 9.4). Unten: 1.PC des Junimittels der Temperatur (links, rot) und 1.PC der Junisummen des Niederschlages (rechts, blau) in Hessen.

das Regressionsmodell wiederum sehr gut erfasst, wofür die Übereinstimmung der roten und schwarzen Kurve in Abb. 9.22 oben spricht. In diesem Beispiel scheint sich also die kombinierte Wirkung einer feucht-warmen Witterung im April negativ auf den Ertrag auszuwirken, obwohl dem Niederschlag hier mehr Bedeutung beizumessen ist.

Der Gras-Ertrag in Rheinland-Pfalz ist, wie bereits die Sommergerste in Schleswig-Holstein, ein sehr schönes Beispiel für eine ausgeprägte Empfindlichkeit gegenüber trocken-heißen sommerlichen Witterungsabschnitten, jedoch handelt es sich hierbei um eine Fruchtart, die nicht der Getreide-Gruppe angehört. Die Regressionsgleichung für Gras in Rheinland-Pfalz (60 pot. Regressoren) lautet:

$$\widehat{\mathbf{e}}_{\text{gr-rpf}} = a_0 - a_1 \mathbf{t6} + a_2 \mathbf{n6} - a_3 \mathbf{n9} - a_4 \mathbf{t^2 4} - a_5 \mathbf{t^2 6} + a_6 \mathbf{n_{vp}} \quad (9.4)$$

Die signifikantesten Korrelationen findet man mit der Niederschlagssumme über die gesamte Vegetationszeit (positiv), der auf die Vegetationszeit bezogenen Quotientenreihe (negativ) sowie mit der Quotientenreihe im Juni (negativ), was dem Anhang A zu entnehmen ist. Bei der schrittweisen Regression ist von diesen drei potenziellen Regressoren lediglich der Niederschlag über die Vegetationszeit selektiert worden (s. Gl. 9.4). Jedoch wurde

die Quotientenreihe im Juni nachträglich wieder deselektiert, da deren Varianz zu einem großen Teil durch die Juni-Temperatur und den Juni-Niederschlag erklärt werden kann. Diese beiden Zeitreihen sind ebenfalls hochsignifikant korreliert und auch im endgültigen Regressionsmodell enthalten (s. Gl. 9.4). Somit ist der Juni in diesem Fall ein für den Ertrag bedeutender Monat, weshalb die zugehörige Temperatur- und Niederschlags-Reihe ebenfalls in Abb. 9.23 zu sehen sind.

Der stärkste Ernteeinbruch fand hier 1976 statt als der mit Abstand wärmste und nach 1962 trockenste Juni im Zeitraum 1950-1998 in Rheinland-Pfalz gemessen wurde. Auch in diesem Fall wird die Beziehung des Ertrages zu solchen extremen Witterungsbedingungen gut erfasst, was die rote Kurve in Abb. 9.23 oben anzeigt.

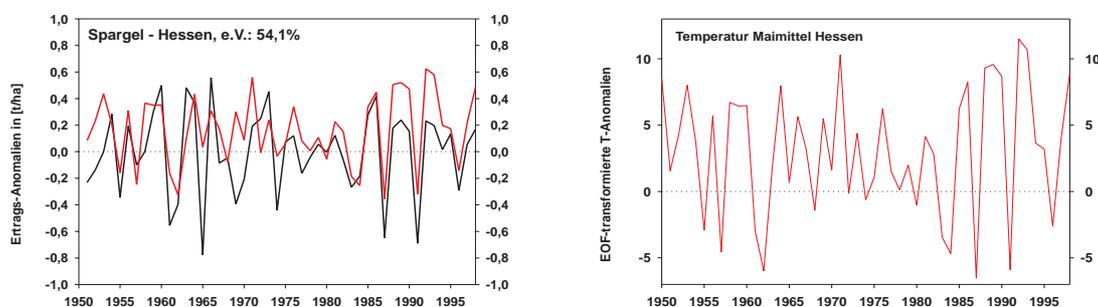


Abbildung 9.24: Rechts: Analog Abb. 9.21, jedoch hier Spargel in Hessen (s. a. Gl. 9.5). Links: 1.PC des Maimittels der Temperatur (rot) in Hessen.

Das letzte Beispiel wurde aufgrund seiner einfachen Regressionsbeziehung ausgewählt. Aus 34 potenziellen Regressoren wurde beim Spargel-Ertrag in Hessen lediglich die Mai-Temperatur selektiert (s. Gl. 9.5), durch die 54,1% der hochfrequenten Varianz dieses Ertrages erklärt werden kann (s. Abb. 9.24 rechts). Dies ist ein bemerkenswertes Resultat und unterstreicht nochmals die Sonderstellung des Spargels hinsichtlich seiner Witterungsabhängigkeit. Die Regressionsgleichung für Spargel in Hessen (34 pot. Regressoren) lautet:

$$\widehat{\mathbf{er}}_{\text{sp-hes}} = a_0 + a_1 \mathbf{t5} \quad (9.5)$$

Durch die ermittelten Regressionsbeziehungen haben sich somit die wichtigsten, bereits durch einfache Korrelationen gefundenen Resultate bestätigt (vgl. mit. Kap. 9.3). Zudem erhält man Informationen, welche Varianzanteile der hochpassgefilterten Erträge durch meteorologische Parameter erklärbar und somit Witterungseinflüssen zuzuordnen sind und wie stark diese sich vom Zufall abheben.

# Kapitel 10

## Synopsis II

Es werden nun die wichtigsten Ergebnisse des zweiten Teils zusammengefasst.

Es hat sich gezeigt, dass die Ertragsreihen mit einem starken Trend behaftet sind, welcher höchstwahrscheinlich der Züchtungsvarianz zuzuordnen ist. Mittels einer 10-jährigen Gauß'schen Tiefpassfilterung wurde diese Komponente vom hochfrequenten Varianzanteil abgespalten (s. Abb. 8.2). Dieser hochfrequente Anteil beschreibt die interannuläre Ertragsvariabilität, die wahrscheinlich überwiegend auf Umwelteinflüsse zurückzuführen ist. Nach dieser Trendbereinigung ist es nicht mehr möglich, langfristige, durch Klimaänderungen hervorgerufene Trends in den meteorologischen Zeitreihen mit Schwankungen der Ernteerträge quantitativ in Verbindung zu bringen.

Durch einen Vergleich der Standardabweichungen der hochpassgefilterten Ertrags-Reihen, die mit dem Mittelwert der ungefilterten Reihen normiert werden (s. Gl. 9.1), kann die Sensitivität der unterschiedlichen Fruchtarten gegenüber Umwelteinflüssen in einer ersten Näherung beurteilt werden. Hierbei weist der Spargel die mit Abstand höchste Sensitivität auf. Als besonders unempfindlich gegenüber Umwelteinflüssen erscheinen in dieser Betrachtung Wintergetreide und Klee (s. Tab. 9.1).

Durch Korrelationen zwischen Erträgen unterschiedlicher Fruchtarten können diese zu Gruppen ähnlicher Ertragsentwicklung zusammengefasst werden (s. Tab. 9.2). Die größte Gruppe bilden die sechs untersuchten Getreidearten (s. Tab. 9.3).

Die räumliche Repräsentanz der Erträge, die mittels Korrelationen gleicher Fruchtarten in unterschiedlichen Bundesländern untersucht wurde, ist bei Rüben, Roggen, Sommer- und Wintergerste sowie bei Gras und Klee am höchsten. Eine auffällig schlechte räumliche Repräsentanz weisen Kohl und Erdbeeren auf (s. Abb. 9.4).

Aus den meteorologischen „Basis-Zeitreihen“ der 1.PCs der Monatsmittel bzw. -summen der Temperatur bzw. des Niederschlages wurden einerseits durch Quadrieren Zeitreihen abgeleitet, die ein Maß für extreme Anomlien dieser Parameter darstellen (s. Abb. 9.8). Andererseits wurden in geeigneter Weise Produkt- und Quotientenreihen aus Temperatur und Niederschlag berechnet (s. Abb. 9.11), welche die kombinierten Einflüsse dieser Klimatelemente beschreiben. Hierbei sind Produktreihen ein Maß für gleichsinnige Anomalien

(feucht-warm  $\leftrightarrow$  trocken-kalt) und Quotientenreihen entsprechend ein Maß für gegensinnige Anomalien (trocken-warm  $\leftrightarrow$  feucht-kalt).

Die linearen Korrelationen zwischen diesen Einflussreihen und den Erträgen liefern eine Vielzahl von Ergebnissen, die im Anhang A tabellarisch zusammengestellt sind. Bei vielen Fruchtarten führen trocken-heiße Witterungsanomalien in den Sommermonaten zu Ernteinbrüchen (s. Abb. 9.12), was jedoch in Schleswig-Holstein nicht so ausgeprägt ist. Getreidearten zeigen häufig Empfindlichkeiten gegenüber feucht-warmen Witterungsabschnitten im April (s. Abb. 9.15). Größtenteils (mit Ausnahme Schleswig-Holsteins, s. Abb. 9.14) zeigen sich Getreidearten jedoch unempfindlicher gegenüber sommerlichen Hitzeperioden. Die Korrelationen mit den quadrierten Klima-Zeitreihen sind fast ausschließlich negativ - Extreme Anomalien wirken somit ertragsmindernd. Der Spargel nimmt eine Sonderstellung ein, da sich trocken-warme Witterungsabschnitte, vor allem im Mai, sehr deutlich positiv auf seinen Ertrag auswirken (s. Abb. 9.13).

Die mittels schrittweiser Regression (s. Kap. 4.1) durch die meteorologischen Parameter erklärten Varianzen der hochpassgefilterten Ertragsreihen wurden mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation auf ihre Überzufälligkeit untersucht. In etwa 75% der untersuchten Fälle ist ein Witterungseinfluss auf die Erträge befriedigend, in etwa 40% der Fälle gut sichtbar. Am besten vom Zufall unterscheidbar sind die e.V. von Frühkartoffeln, Sommergerste, Spargel und Klee. Am zufälligsten sind jene von Erdbeeren, Wintergetreiden, Körnermais (s. Tab. 9.4 und Anhang B). Es zeigen sich auch Unterschiede bezüglich der Überzufälligkeiten in den betrachteten Bundesländern: In Baden-Württemberg lassen sich die Witterungseinflüsse am besten vom Zufall unterscheiden - in Schleswig-Holstein am schlechtesten (s. Tab. 9.4).

Die anhand der Korrelationen gefundenen Witterungsabhängigkeiten der Erträge konnten durch die Regressionsbeziehungen bestätigt (s. Abb. 9.19 bzw. Tab. 9.5, Abb. 9.20 bzw. Tab. 9.6 und Anhang C) und weiter quantifiziert werden (s. Abb. 9.21 bis 9.24).

Die höchsten e.V. von bis über 75% finden sich in den Fällen, wo eine ausgeprägte Abhängigkeit mit extremen Witterungsabhängigkeiten besteht (vornehmlich trocken-heißen Sommern), welche durch die gefundenen Regressionsbeziehungen gut erfasst werden (s. Abb. 9.21 bis 9.24).

# Kapitel 11

## Wertung und Ausblick

In dieser Arbeit wurden anhand zweier Beispiele die komplexen Wechselbeziehungen zwischen dem Klimasystem und der Anthroposphäre untersucht. Während es sich beim anthropogenen Zusatz-Treibhauseffekt um das, in diesem Kontext, wohl wichtigste Problem globalen Ausmasses handelt, sind die Witterungsabhängigkeiten deutscher Ernteerträge ein recht spezielles und regionales Beispiel. Die anthropogen verursachten Klimaänderungen wirken aufgrund der zugrundeliegenden Strahlungsprozesse in Verbindung mit den gut durchmischten Treibhausgasen hoher Verweilzeit (Größenordnung 100 Jahre, s. z.B. [46]) global, der Impakt auf die Anthroposphäre hingegen ist sehr vielfältig und stark von lokalen Gegebenheiten abhängig, weswegen im Rahmen einer solchen Untersuchung lediglich ein spezielles und lokales Phänomen des Klimaimpaktes beleuchtet werden kann.

Als Ansatzpunkt weiterer Betrachtungen stellt sich nun die folgende Frage: Wirken sich anthropogene Klimaänderungen auf deutsche Ernteerträge aus, und wenn ja, in welcher Weise? Eine abschließende, quantitativ gesicherte Antwort kann hier nicht gegeben werden. Die Gründe hierfür finden sich in beiden Teilen dieser Studie.

Im ersten Teil dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass der anthropogene Zusatz-Treibhauseffekt in den Beobachtungsdaten der bodennahen Lufttemperatur der letzten 100 bis etwa 120 Jahre identifizierbar, separierbar und quantifizierbar ist. Da zufallsartige Schwankungen in den Klima-Zeitreihen, welche der Rauschkomponente zugeordnet werden, durch Mittelungen verringert werden, zeigt sich das mit Abstand deutlichste Treibhausgas-Signal in den global und hemisphärisch gemittelten Reihen (s. z.B. Abb. 5.2). In den räumlich differenzierten sowie regionalisierten Datensätzen hebt es sich nicht mehr so signifikant vom Klimarauschen ab (s. z.B. Abb. 5.17 und 5.30). Zudem dominiert im europäischen Temperaturfeld, vor allem im Winter, der Einfluss der NAO (s. Abb. 5.29), die dort zusätzlich den Nachweis der direkten Wirkung des anthropogenen Zusatz-Treibhauseffektes erschwert. Der Nachweis anthropogener Komponenten in den in Teil II verwendeten Temperaturmitteln (vgl. Kap. 8.2) für die, in Verbindung mit Witterungsabhängigkeiten, wichtigen Monate April, Juni und Juli, ist nicht gelungen, was sowohl an der zu geringen räumlichen als auch zeitlichen Auflösung dieser Reihen liegt.

Dasselbe gilt im Prinzip für das europäische Niederschlagsfeld, jedoch kommt hier im Vergleich zur Temperatur noch erschwerend hinzu, dass die Prozesse, die den Niederschlag steuern, sehr komplex sind und stets nur indirekt mit der anthropogenen Einwirkung einer Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen verknüpft sind. Dieser Einwirkung zugeordnete Trendstrukturen in der zeitlichen Entwicklung des Niederschlagsfeldes haben somit eventuell auch oder sogar überwiegend natürliche Ursachen.

Im zweiten Teil der Studie ist dem Problem der stark trendbehafteten Ertragsreihen dadurch begegnet worden, dass die anthropogen verursachte Züchtungsvarianz mittels Tiefpassfilterung aus den Reihen eliminiert wurde. Hierdurch sind aber auch höchstwahrscheinlich die Informationen aus den Erträgen verschwunden, die mit der eventuellen Wirkung langfristiger Klimatrends zusammenhängen. Somit scheint es nicht möglich, eine direkte Wirkung anthropogener Klimaänderungen in den hier untersuchten Ertragsreihen statistisch nachzuweisen.

In Kap. 7.1 wurde daraufhingewiesen, dass nicht nur Veränderungen im mittleren Verhalten der meteorologischen Parameter für die Ertragsentwicklung von Bedeutung sind, sondern auch Veränderungen im Extremverhalten der relevanten Klimafaktoren Temperatur und Niederschlag. Extreme Witterungsabschnitte, vor allem trocken-heiße Perioden im Sommer, führten in den untersuchten Bundesländern in den letzten 50 Jahren offenbar immer wieder zu starken Ernteeinbrüchen. Dies sind robuste Ergebnisse, die trotz der schlechten Datenlage bei vielen untersuchten Fruchtarten deutlich hervortreten (s. Kap. 9.3 und 9.4).

Wenn nun die Veränderungen des Extremverhaltens in beobachteten Klima-Zeitreihen in Deutschland quantifiziert werden, und eventuell dessen künftige Entwicklung in Verbindung mit anthropogener Einflussnahme projiziert wird, könnten durch die hier gewonnenen Erkenntnisse bezüglich der Witterungsabhängigkeit der verschiedenen Feldfrüchte qualitative Aussagen über den diesbezüglichen Klimaimpakt gemacht werden. Das Extremverhalten klimatologischer Parameter und dessen zeitliche Veränderung ist ein aktueller Forschungsgegenstand innerhalb der Klimatologie, der in absehbarer Zukunft sicherlich zu weiteren Erkenntnissen führen wird.

Die Intension der im zweiten Teil durchgeführten Studie lag in der statistischen Beschreibung und dem damit verbundenen Nachweis bzw. der Quantifizierung von objektivierbaren Beziehungen zwischen Witterung und Ernteerträgen. Mangels agrarwissenschaftlichem Fachwissen wurde bewusst auf eine zu weitgehende Interpretation der Ergebnisse verzichtet, da die Prozesse im System „*Boden - Pflanze - Atmosphäre*“ sehr komplex sind und durch die verfügbaren Daten wahrscheinlich nur sehr grob erfasst wurden. Viele Ergebnisse bergen sicherlich noch Informationen, die mit fachlichem Hintergrundwissen zu interessanten Interpretationen führen können.

Somit ergeben sich in der „Regionalisierung“ der auf verschiedene, insbesondere anthropogene Ursachen zurückgehenden Klimasignale, der Erfassung des damit sich möglicherweise verändernden klimatologischen Extremwertverhaltens und der Aufdeckung der räumlich-zeitlichen Strukturen des Klimaimpacts wichtige, noch keinesfalls befriedigend gelöste Aufgaben für die Klimaforschung.

# Anhang A

## Tabellen der Korrelationen zwischen Erträgen und Klimazeitreihen

Hochsignifikante ( $S_i \geq 99\%$ ) lineare Korrelationskoeffizienten nach Pearson zwischen Erträgen von Feldfrüchten (jeweils in der ersten Zeile jeder Tabelle genannt) und meteorologischen Parametern in folgenden Bundesländern (in der zweiten Zeile jeder Tabelle genannt): **BAY**: Bayern, **BWB**: Baden-Württemberg, **RPF**: Rheinland-Pfalz, **HES**: Hessen, **NRW**: Nordrhein-Westfalen, **NSA**: Niedersachsen, **SHS**: Schleswig-Holstein. In den Abkürzungen der meteorologischen Parameter bedeuten (jeweils in der ersten Spalte unterhalb des zugehörigen Bundeslandes aufgelistet) : **t**: 1.PC (zeitliche Hauptstruktur, vgl. Kap. 4.2) des Temperaturfeldes des entsprechenden Bundeslandes, **n**: 1.PC des entsprechenden Niederschlagfeldes, **tn**: Produktreihe (s.a. Abb. 9.11 links),  $\frac{t}{n}$ : Quotientenreihe (s.a. Abb. 9.11 rechts), arabische Ziffern: Nummer des zugehörigen Monats (Januar = 1 usw.), Index **v**: Monat des Vorjahres, Index **vp**: Über die Vegetationsperiode gemittelte bzw. aufsummierte Reihe. Besonders hochsignifikante Koeffizienten ( $|r| \geq 0.5$ ) sind **fett** hervorgehoben.

Winterweizen													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n4	-.44	n4	<b>-.53</b>	t6	-.38	n4	-.44	n4	<b>-.56</b>	n4	<b>-.51</b>	n <sup>2</sup> 7	-.34
tn4	-.35	t <sub>v</sub> 10	.34	tn6	-.34	n7	-.39	tn4	-.47	tn4	-.43		
n <sub>vp</sub>	-.40	$\frac{t}{n}$ 4	.43	tn7	-.34	tn4	-.38	tn6	-.36	$\frac{t}{n}$ 4	.34		
n <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.42	tn <sub>v</sub> 10	.34	t <sup>2</sup> 6	-.40	n <sup>2</sup> 6	-.45	$\frac{t}{n}$ 4	.35	n <sup>2</sup> 5	-.41		
		n <sub>vp</sub>	-.39	n <sub>vp</sub>	-.46								
		tn <sub>vp</sub>	-.34	tn <sub>vp</sub>	-.43								

Sommerweizen													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n4	-.37	n4	<b>-.57</b>	t6	-.47	n4	-.41	n4	<b>-.56</b>	t6	-.40	t6	-.35
tn4	-.38	tn4	-.45	tn3	.36	tn4	-.43	tn4	-.40	n4	-.49	$\frac{t}{n}6$	-.47
$n_{vp}^2$	-.42	$\frac{t}{n}4$	.41	$\frac{t}{n}6$	-.40	tn7	-.36	$\frac{t}{n}4$	.35	tn4	-.40	t <sup>2</sup> 8	.37
		n <sup>2</sup> 5	-.34	$\frac{t}{n}8$	-.39	n <sup>2</sup> 6	-.35	tn7	-.40				
		n <sub>vp</sub>	-.36	t <sup>2</sup> 6	<b>-.56</b>	tn <sub>vp</sub>	-.36	$\frac{t}{n}6$	-.35				
		tn <sub>vp</sub>	-.36	$\frac{t}{n}vp$	-.39	t <sup>2</sup> 5	.34						
				$n_{vp}^2$	-.42	tn <sub>vp</sub>	-.35						

Wintergerste													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n5	-.41	t <sub>v</sub> 10	.34	t6	-.39	t <sup>2</sup> 4	-.36	t8	.38	t8	.37	t2	.34
n <sub>vp</sub>	-.39	t <sup>2</sup> 4	-.34	tn4	-.40	n <sup>2</sup> 6	<b>-.50</b>	tn4	-.39	n <sup>2</sup> 9	.34	t3	.36
$n_{vp}^2$	-.36	t <sub>v</sub> <sup>2</sup> 11	-.37	tn6	-.39	n <sub>v</sub> <sup>2</sup> 11	-.42	t <sub>v</sub> <sup>2</sup> 10	-.35			$\frac{t}{n}2$	.39
		n <sub>vp</sub>	-.35	t <sup>2</sup> 4	-.36	n <sub>vp</sub>	-.36					$\frac{t}{n}3$	.34
				t <sup>2</sup> 6	-.35							t <sub>vp</sub>	.37
												$\frac{t}{n}vp$	.37

Sommergerste													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n4	<b>-.54</b>	n4	<b>-.57</b>	t6	-.35	t2	-.35	n4	-.45	t2	-.42	t6	<b>-.56</b>
tn4	-.45	tn4	-.42	n4	-.36	n4	<b>-.58</b>	tn2	-.37	t6	-.46	n4	-.37
n <sub>vp</sub>	-.40	$\frac{t}{n}4$	.36	n8	.43	tn4	<b>-.60</b>	tn4	-.45	n2	-.36	n6	<b>.62</b>
tn <sub>vp</sub>	-.39	n <sub>vp</sub>	<b>-.52</b>	tn4	-.45	tn6	-.48	t <sup>2</sup> 5	.37	n3	-.42	$\frac{t}{n}6$	<b>-.75</b>
$n_{vp}^2$	-.36	tn <sub>vp</sub>	<b>-.52</b>	tn7	<b>-.50</b>	tn7	-.35	tn <sub>vp</sub>	-.44	n4	-.47	t <sup>2</sup> 6	-.37
				$\frac{t}{n}8$	-.44	n <sup>2</sup> 4	-.35			n6	.34		
				t <sup>2</sup> 6	-.43	n <sub>vp</sub>	-.39			tn2	-.43		
				t <sup>7</sup> 7	-.38	tn <sub>vp</sub>	<b>-.59</b>			tn3	-.37		
				t <sub>vp</sub>	-.36					tn4	-.44		
										$\frac{t}{n}6$	-.46		
										t <sup>2</sup> 5	.36		
										t <sub>vp</sub>	-.46		
										tn <sub>vp</sub>	-.47		

Roggen													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t9	-.38	n4	-.36	tn4	-.40	n4	-.49	n4	-.36	n3	-.45	n6	.41
tn6	-.36	t <sub>v</sub> 10	.41	tn7	<b>-.54</b>	n6	-.38	n6	-.38	n4	-.40	$\frac{t}{n}3$	.46
n <sup>2</sup> 6	-.34	tn4	-.35	$\frac{t}{n}10$	.41	n <sub>v</sub> 10	-.36	tn4	<b>-.50</b>	tn4	<b>-.53</b>	$\frac{t}{n}6$	-.38
		tn7	-.49	t <sup>2</sup> 6	-.37	tn4	<b>-.56</b>	n <sup>2</sup> 8	.40	$\frac{t}{n}3$	.44		
		$\frac{t}{n}10$	.37			t <sup>2</sup> 9	-.34	n <sub>vp</sub>	-.36				
		tn <sub>vp</sub>	-.40			n <sup>2</sup> 4	-.40	tn <sub>vp</sub>	-.40				
						n <sup>2</sup> 6	-.38						
						n <sup>2</sup> 10	-.43						

Hafer													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t6	-.44	t7	-.37	t6	<b>-.58</b>	t2	-.39	n4	-.47	t6	<b>-.52</b>	t6	<b>-.53</b>
tn4	-.36	n4	<b>-.54</b>	t7	-.47	t6	-.39	tn4	-.35	n3	-.40	n4	-.42
tn7	-.37	tn7	-.43	n4	-.34	t7	-.35			n4	<b>-.51</b>	n6	<b>.52</b>
$\frac{t}{n}6$	-.41	$\frac{t}{n}4$	.40	tn7	-.36	n4	<b>-.53</b>			n6	.35	$\frac{t}{n}6$	<b>-.63</b>
n <sup>2</sup> 6	-.35	t <sup>2</sup> 6	-.35	$\frac{t}{n}6$	<b>-.59</b>	tn2	-.35			tn4	-.42	t <sup>2</sup> 5	.35
		n <sup>2</sup> 6	-.34	$\frac{t}{n}7$	-.36	tn4	-.41			tn7	-.37		
		tn <sub>vp</sub>	-.41	t <sup>2</sup> 6	<b>-.51</b>	tn6	-.36			$\frac{t}{n}6$	<b>-.51</b>		
				t <sup>2</sup> 7	-.41	tn7	-.45			t <sub>vp</sub>	-.41		
				t <sub>vp</sub>	-.39	$\frac{t}{n}4$	.36			tn <sub>vp</sub>	-.37		
				$\frac{t}{n}vp$	-.45	t <sub>vp</sub>	-.42						
				n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.40	tn <sub>vp</sub>	-.39						

Frühkartoffeln													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n <sup>2</sup> 6	-.48	t7	-.42	t6	-.37	t <sup>2</sup> 5	-.36	t6	-.47	t7	-.43	t7	<b>-.50</b>
t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.45	n4	-.40	t7	-.35	t <sup>2</sup> 6	-.38	n4	-.48	n4	-.46	n5	-.44
n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.40	tn4	-.35	n6	.44	t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.51</b>	$\frac{t}{n}4$	.38	tn4	-.37	n6	.38
		$\frac{t}{n}7$	-.37	$\frac{t}{n}6$	<b>-.54</b>			$\frac{t}{n}6$	-.39	tn7	-.44	$\frac{t}{n}3$	.34
		t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.37	t <sup>2</sup> 6	-.38			t <sup>2</sup> 6	-.38	tn <sub>vp</sub>	-.43	$\frac{t}{n}5$	.36
				t <sup>2</sup> 7	-.47							$\frac{t}{n}6$	-.41
				$\frac{t}{n}vp$	-.42							$\frac{t}{n}7$	<b>-.50</b>
				t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.52</b>								
				n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.38								

Spätkartoffeln													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
		t5	.34	t7	-.40	t7	-.37	t10	-.36	t7	<b>-.53</b>	t7	<b>-.51</b>
				t8	<b>-.55</b>	t8	-.41	n4	<b>-.61</b>	t8	-.36	n5	-.45
				tn7	<b>-.55</b>	t9	-.43	tn4	-.39	n4	-.37	$\frac{t}{n}3$	.36
				$\frac{t}{n}8$	<b>-.63</b>	n8	.35	tn7	-.39	n9	.34	$\frac{t}{n}5$	.34
				t <sup>2</sup> 6	-.37	tn7	-.36	$\frac{t}{n}4$	.46	tn7	-.35	$\frac{t}{n}7$	<b>-.51</b>
				t <sup>2</sup> 7	-.40	tn9	-.35	t <sub>vp</sub>	-.36	$\frac{t}{n}7$	-.43	$\frac{t}{n}8$	-.42
				t <sub>vp</sub>	-.48	$\frac{t}{n}8$	<b>-.50</b>	$\frac{t}{n}8$	-.38			t <sub>vp</sub>	-.42
				$\frac{t}{n}vp$	-.46	t <sub>vp</sub>	-.45	t <sub>vp</sub>	-.43			$\frac{t}{n}vp$	-.40

Zuckerrüben													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t5	.37	t7	<b>-.57</b>	t7	<b>-.51</b>	t8	-.36	tn5	.43	n4	-.34	t5	.41
t7	-.37	t8	-.46	t8	-.41	n8	<b>.58</b>	$\frac{t}{n}8$	-.36	n8	.46	tn4	-.37
n7	.40	n7	<b>.57</b>	n8	<b>.59</b>	n10	<b>.52</b>	t <sup>2</sup> 7	-.37	tn4	-.36	tn6	.39
tn10	.37	n8	.39	$\frac{t}{n}6$	-.34	tn5	.39	t <sub>vp</sub>	-.36	tn6	.36	n <sup>2</sup> 5	-.34
$\frac{t}{n}5$	.39	tn10	.36	$\frac{t}{n}7$	<b>-.51</b>	tn7	-.34			tn8	.37		
$\frac{t}{n}7$	-.47	$\frac{t}{n}7$	<b>-.67</b>	$\frac{t}{n}8$	<b>-.64</b>	tn10	<b>.51</b>			$\frac{t}{n}8$	-.42		
		$\frac{t}{n}8$	<b>-.51</b>	t <sup>2</sup> 7	-.47	$\frac{t}{n}8$	<b>-.60</b>						
		t <sup>2</sup> 7	-.39	n <sub>vp</sub>	<b>.58</b>	t <sup>2</sup> 7	-.34						
		n <sup>2</sup> 7	-.41	tn <sub>vp</sub>	.38	n <sub>vp</sub>	.37						
				$\frac{t}{n}vp$	<b>-.50</b>	tn <sub>vp</sub>	.41						
				t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.35	t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.41						

Runkelrüben													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t7	-.41	t7	-.39	t7	-.39	t7	-.37	n8	.40	t7	-.40	n4	-.37
n7	.34	t8	-.38	t8	-.43	t8	-.38	$\frac{t}{n}8$	-.38	n4	-.36	$\frac{t}{n}4$	.36
n8	.35	n5	-.36	n8	<b>.65</b>	n8	<b>.63</b>	t <sup>2</sup> 7	-.38	n9	.44	n <sup>2</sup> 5	-.34
$\frac{t}{n}7$	-.43	n7	.43	$\frac{t}{n}7$	-.40	tn7	-.35			$\frac{t}{n}4$	.36	n <sup>2</sup> 7	-.38
t <sup>2</sup> 7	-.44	n8	.37	$\frac{t}{n}8$	<b>-.67</b>	$\frac{t}{n}8$	<b>-.62</b>			$\frac{t}{n}8$	-.36		
		$\frac{t}{n}7$	-.49	t <sup>2</sup> 7	-.47	t <sup>2</sup> 6	-.37						
		$\frac{t}{n}8$	-.47	n <sup>2</sup> 8	.35	n <sup>2</sup> 7	-.43						
		t <sup>2</sup> 7	-.45	n <sub>vp</sub>	.48	n <sup>2</sup> 8	.37						
		n <sup>2</sup> 9	.38	$\frac{t}{n}vp$	-.39	n <sub>vp</sub>	.36						
						$\frac{t}{n}vp$	-.34						

Weisskohl													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t <sup>2</sup> 7	-.38	t7	-.41	t7	-.39	t7	<b>-.57</b>	t7	-.41	tn4	-.48	t5	.34
n <sup>2</sup> 6	-.42	t8	-.36	t8	-.40	t8	-.34	t8	-.35	n <sup>2</sup> 5	-.38	t6	.36
t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.50</b>	n4	-.34	$\frac{t}{n}$ 7	-.46	n6	.35	n8	.41	n <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.37	n9	-.37
		n7	.37	$\frac{t}{n}$ 8	-.45	n7	.34	n9	.35			tn4	-.38
		$\frac{t}{n}$ 7	-.47	t <sup>2</sup> 7	-.49	n8	.35	$\frac{t}{n}$ 7	-.37			n <sup>2</sup> 5	-.42
		$\frac{t}{n}$ 8	-.43	t <sub>vp</sub>	-.41	$\frac{t}{n}$ 6	-.36	$\frac{t}{n}$ 8	<b>-.50</b>			n <sup>2</sup> 7	-.37
		t <sup>2</sup> 7	-.36	n <sub>vp</sub>	.40	$\frac{t}{n}$ 7	<b>-.54</b>	$\frac{t}{n}$ 9	-.40			n <sub>vp</sub>	-.40
		n <sup>2</sup> 6	-.35	$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.54</b>	$\frac{t}{n}$ 8	-.44	t <sup>2</sup> 7	-.39				
		n <sup>2</sup> 7	-.36	t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.45	t <sup>2</sup> 7	-.34	t <sub>vp</sub>	-.46				
		t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.42			t <sub>vp</sub>	-.42	n <sub>vp</sub>	.43				
						n <sub>vp</sub>	<b>.53</b>	$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.66</b>				
						$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.60</b>	t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.51</b>				
						t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.55</b>	n <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.54</b>				

Rotkohl													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n3	.35	t7	-.36	t7	-.48	t7	-.46	t7	-.45	t10	.35	t6	.36
tn7	-.36	$\frac{t}{n}$ 7	-.39	t8	-.47	t8	-.38	n8	.36	tn4	-.34	n9	-.43
t <sup>2</sup> 7	-.39	t <sup>2</sup> 7	-.36	n7	.37	n10	.38	$\frac{t}{n}$ 7	-.42	tn10	.36	tn4	-.37
n <sup>2</sup> 6	-.38	n <sup>2</sup> 6	-.47	n9	.36	tn10	.46	$\frac{t}{n}$ 8	-.43	n <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.34	$\frac{t}{n}$ 6	-.35
t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.45	n <sup>2</sup> 7	-.38	$\frac{t}{n}$ 7	<b>-.55</b>	$\frac{t}{n}$ 7	-.46	$\frac{t}{n}$ 9	-.39			$\frac{t}{n}$ 9	-.41
		$\frac{t}{n}$ vp	-.36	$\frac{t}{n}$ 8	-.48	$\frac{t}{n}$ 8	-.36	t <sup>2</sup> 7	-.34			n <sub>vp</sub>	-.41
		t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.41	t <sup>2</sup> 7	-.46	n <sub>vp</sub>	.42	t <sub>vp</sub>	-.42				
				t <sub>vp</sub>	<b>-.53</b>	$\frac{t}{n}$ vp	-.48	n <sub>vp</sub>	.44				
				n <sub>vp</sub>	<b>.54</b>	t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.41	$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.64</b>				
				$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.69</b>			t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.52</b>				
				t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.40			n <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	<b>-.57</b>				
				n <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.38								

Wirsing													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n6	.37	$\frac{t}{n}6$	-.35	t5	-.41	t10	.37	t7	-.38	t4	-.39	t10	.34
$\frac{t}{n}6$	-.35	$\frac{t}{n}7$	-.39	$\frac{t}{n}5$	-.44	tn10	.46	n8	.40	tn4	-.34	n7	-.34
n <sup>2</sup> 6	-.34	t <sup>2</sup> 7	-.47	t <sub>vp</sub>	-.40			$\frac{t}{n}7$	-.36	$\frac{t}{n}7$	-.36	t <sup>2</sup> 10	.36
		n <sup>2</sup> 7	-.40	$\frac{t}{n}vp$	-.37			$\frac{t}{n}8$	-.39	$\frac{t}{n}vp$	-.43	n <sup>2</sup> 5	-.42
		t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.37					t <sup>2</sup> 7	<b>-.54</b>	t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.41	n <sup>2</sup> 7	-.41
								t <sub>vp</sub>	-.35	n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.46	n <sub>vp</sub>	-.40
								$\frac{t}{n}vp$	<b>-.56</b>				
								t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	<b>-.53</b>				
								n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	<b>-.53</b>				

Gras													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t7	-.44	t7	-.45	t6	-.36	t7	-.39	t7	-.48	t6	-.45	n6	.35
t9	.34	t8	-.37	t7	-.42	n6	.39	n6	.44	t7	-.42	$\frac{t}{n}6$	-.47
$\frac{t}{n}6$	-.41	n6	.42	t8	-.35	n8	.44	n8	.43	n6	.48		
$\frac{t}{n}7$	-.46	n7	.38	n6	.41	$\frac{t}{n}6$	-.41	tn7	-.37	$\frac{t}{n}6$	<b>-.58</b>		
t <sup>2</sup> 7	-.46	n8	<b>.51</b>	n8	.37	$\frac{t}{n}7$	-.36	$\frac{t}{n}6$	<b>-.51</b>	$\frac{t}{n}7$	-.34		
n <sub>vp</sub>	.36	$\frac{t}{n}6$	-.49	$\frac{t}{n}6$	<b>-.54</b>	$\frac{t}{n}8$	<b>-.50</b>	$\frac{t}{n}7$	-.39	t <sup>2</sup> 6	-.34		
$\frac{t}{n}vp$	-.37	$\frac{t}{n}7$	<b>-.53</b>	$\frac{t}{n}7$	-.40	t <sup>2</sup> 6	-.39	$\frac{t}{n}8$	-.48	n <sup>2</sup> 6	-.37		
		$\frac{t}{n}8$	<b>-.56</b>	$\frac{t}{n}8$	-.49	t <sup>2</sup> 7	-.36	t <sup>2</sup> 7	-.34	$\frac{t}{n}vp$	-.35		
		t <sup>2</sup> 7	-.45	t <sup>2</sup> 6	-.45	n <sub>vp</sub>	<b>.58</b>	n <sub>vp</sub>	.40				
		n <sup>2</sup> 7	-.47	t <sub>vp</sub>	-.34	tn <sub>vp</sub>	.39	$\frac{t}{n}vp$	-.45				
		n <sub>vp</sub>	.45	n <sub>vp</sub>	<b>.68</b>	$\frac{t}{n}vp$	<b>-.55</b>						
		$\frac{t}{n}vp$	-.46	tn <sub>vp</sub>	.34	t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.37						
				$\frac{t}{n}vp$	<b>-.64</b>	n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.38						
				t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.36								
				n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.37								

Winteraps													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t6	-.44			t6	-.41	$\frac{t}{n}6$	-.41	n <sub>vp</sub>	-.34	n5	-.34	t3	.41
$\frac{t}{n}6$	-.38			n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.36	t <sup>2</sup> <sub>v</sub> 10	-.35	n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.34	n <sup>2</sup> 3	-.37	n5	-.39
						n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	-.38					t <sub>v</sub> 9	.35
												$\frac{t}{n}2$	.34
												$\frac{t}{n}3$	.40
												$\frac{t}{n}9$	.35

Klee											
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA	
t7	-.41	t7	<b>-.52</b>	t7	-.36	t7	-.46	n6	.39	n6	.38
t9	.40	n6	.49	n6	.36	t8	-.39	tn6	.39	n8	.34
n6	.42	n7	.47	n8	.45	n5	.35	t <sup>2</sup> 7	<b>.51</b>	$\frac{t}{n}$ 5	-.36
$\frac{t}{n}$ 6	-.47	n8	.39	$\frac{t}{n}$ 6	<b>-.50</b>	n6	.47	n <sub>vp</sub>	.43	$\frac{t}{n}$ 6	-.40
$\frac{t}{n}$ 7	-.48	$\frac{t}{n}$ 6	-.49	$\frac{t}{n}$ 7	-.38	n8	<b>.61</b>	tn <sub>vp</sub>	.37	$\frac{t}{n}$ 8	-.47
t <sup>2</sup> 6	-.35	$\frac{t}{n}$ 7	<b>-.62</b>	$\frac{t}{n}$ 8	-.46	$\frac{t}{n}$ 6	-.43	$\frac{t}{n}$ vp	-.44	n <sub>vp</sub>	<b>.63</b>
t <sup>2</sup> 7	-.39	$\frac{t}{n}$ 8	-.42	t <sup>2</sup> 6	-.42	$\frac{t}{n}$ 7	-.46	t <sup>2</sup> vp	-.41	tn <sub>vp</sub>	.49
		t <sup>2</sup> 6	-.38	t <sup>2</sup> 7	-.41	$\frac{t}{n}$ 8	<b>-.67</b>	n <sup>2</sup> vp	-.45	$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.60</b>
		t <sup>2</sup> 7	-.40	t <sub>vp</sub>	-.40	t <sup>2</sup> 6	-.38			n <sup>2</sup> vp	-.42
		n <sup>2</sup> 7	<b>-.50</b>	n <sub>vp</sub>	<b>.62</b>	t <sup>2</sup> 7	-.41				
		n <sub>vp</sub>	.48	$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.66</b>	t <sub>vp</sub>	-.34				
		$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.50</b>	t <sup>2</sup> vp	-.38	n <sub>vp</sub>	<b>.61</b>				
				n <sup>2</sup> vp	-.43	$\frac{t}{n}$ vp	<b>-.65</b>				
						n <sup>2</sup> vp	-.39				

Sommerraps													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t6	<b>-.52</b>	t6	-.37	t6	-.38	tn6	-.41	n4	-.34	t6	-.36	n6	.37
$\frac{t}{n}$ 6	-.44	tn4	-.35	$\frac{t}{n}$ 6	-.42	n <sup>2</sup> 4	-.36	$\frac{t}{n}$ 6	-.43	n4	<b>-.54</b>	tn5	-.36
		$\frac{t}{n}$ 6	-.42	t <sup>2</sup> 6	-.42			t <sup>2</sup> 5	.40	tn4	<b>-.55</b>	$\frac{t}{n}$ 3	.36
		t <sup>2</sup> 7	-.43	t <sup>2</sup> vp	-.43			tn <sub>vp</sub>	-.48	$\frac{t}{n}$ 3	.36	$\frac{t}{n}$ 6	-.44
		n <sup>2</sup> 6	-.35	n <sup>2</sup> vp	-.41					$\frac{t}{n}$ 6	-.38		
		tn <sub>vp</sub>	-.38							t <sub>vp</sub>	-.38		
		t <sup>2</sup> vp	-.41							tn <sub>vp</sub>	<b>-.50</b>		

Körnermais													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t5	.47	t12	.39	n8	.39	n8	.41	t5	.37	t5	.42	n9	-.37
n5	-.45	n5	-.44	t <sup>2</sup> 5	-.34	$\frac{t}{n}$ 8	-.46			n11	-.42		
$\frac{t}{n}$ 5	<b>.53</b>	n12	.36	t <sup>2</sup> 6	-.41	t <sup>2</sup> 6	-.40			tn11	-.39		
t <sub>vp</sub>	.39	tn12	.44	t <sup>2</sup> 7	-.35	t <sup>2</sup> 7	-.44						
		$\frac{t}{n}$ 5	.37	n <sub>vp</sub>	.40								
		t <sup>2</sup> 7	-.39	$\frac{t}{n}$ vp	-.36								

Ackerbohnen													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t6	-.37	t6	-.41	t7	-.41	t4	-.40	t6	-.42	t7	-.36	t7	-.44
t7	-.49	t7	<b>-.51</b>	n8	.40	t7	-.40	t7	-.42	n6	.36	$\frac{t}{n}7$	-.46
n6	.34	n6	.47	$\frac{t}{n}7$	-.34	$\frac{t}{n}4$	-.36	n6	.41	$\frac{t}{n}5$	-.37	$n_{vp}^2$	-.46
$\frac{t}{n}6$	-.48	tn4	-.34	$\frac{t}{n}8$	-.44	$\frac{t}{n}6$	-.45	$\frac{t}{n}6$	<b>-.51</b>	$\frac{t}{n}6$	-.43		
$\frac{t}{n}7$	-.47	$\frac{t}{n}6$	<b>-.66</b>	t <sup>2</sup> 6	-.44	$\frac{t}{n}7$	-.43	$\frac{t}{n}7$	-.36	t <sup>2</sup> 9	.34		
t <sup>2</sup> 6	-.36	$\frac{t}{n}7$	-.44	t <sub>vp</sub>	-.39	t <sup>2</sup> 7	-.47	t <sup>2</sup> 7	-.48	t <sub>vp</sub>	-.35		
t <sup>2</sup> 7	-.40	t <sup>2</sup> 6	<b>-.51</b>	n <sub>vp</sub>	.43	t <sub>vp</sub>	-.34	t <sub>vp</sub>	-.38	$\frac{t}{n_{vp}}$	-.48		
		t <sup>2</sup> 7	-.42	$\frac{t}{n_{vp}}$	<b>-.56</b>	$\frac{t}{n_{vp}}$	-.49	$\frac{t}{n}$	-.44	$n_{vp}^2$	<b>-.50</b>		
		n <sup>2</sup> 6	-.46	t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.38	$n_{vp}^2$	<b>-.55</b>	$n_{vp}^2$	-.47				
		n <sup>2</sup> 7	<b>-.52</b>	$n_{vp}^2$	-.42								
		$\frac{t}{n_{vp}}$	-.46										

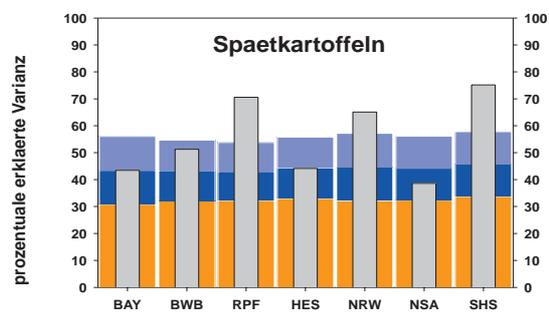
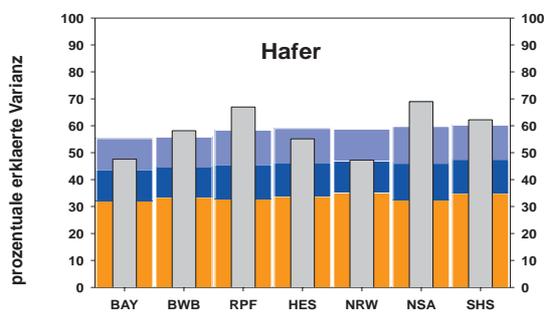
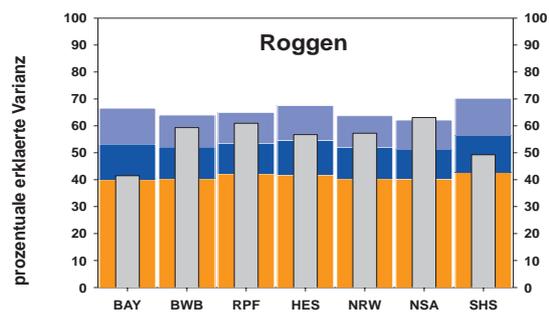
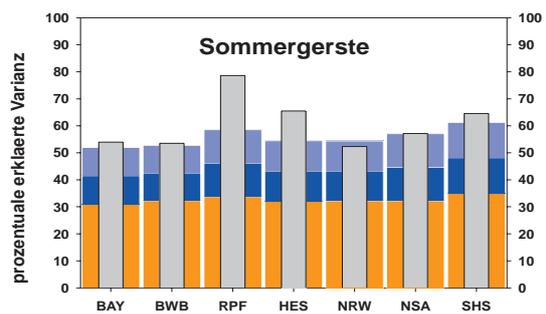
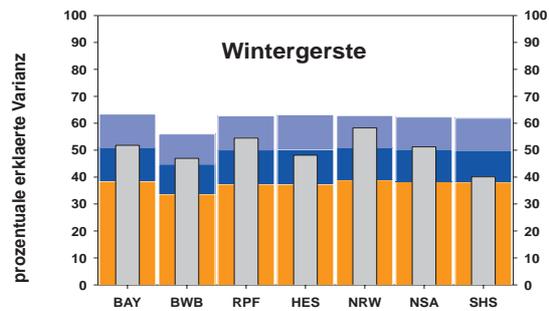
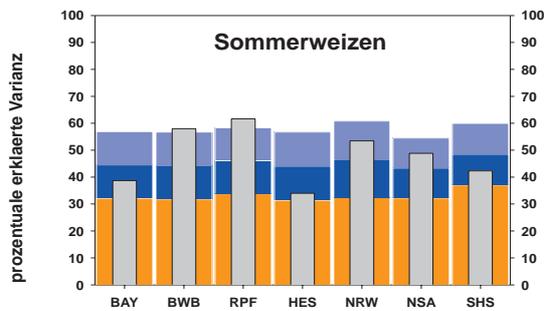
Spargel													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
t5	<b>.58</b>	t4	.38	t5	.40	t5	<b>.74</b>	t5	<b>.57</b>	t5	<b>.76</b>	t5	<b>.55</b>
n5	-.38	t5	<b>.61</b>	t6	.36	t6	.35	$\frac{t}{n}5$	.48	t6	<b>.51</b>	t6	.40
$\frac{t}{n}5$	<b>.50</b>	tn5	.39	tn4	.36	tn5	.40			n5	-.48	tn5	.37
t <sup>2</sup> 5	-.43	$\frac{t}{n}5$	.47	tn6	.38	$\frac{t}{n}5$	<b>.62</b>			tn6	.41	$\frac{t}{n}5$	.35
n <sup>2</sup> 6	-.34	t <sub>vp</sub>	<b>.60</b>	$\frac{t}{n}5$	.41	$\frac{t}{n}6$	.34			$\frac{t}{n}5$	<b>.75</b>	t <sup>2</sup> 5	-.44
t <sub>vp</sub>	<b>.51</b>	$\frac{t}{n_{vp}}$	<b>.52</b>	t <sub>vp</sub>	<b>.54</b>	t <sup>2</sup> 5	-.39			t <sup>2</sup> 3	-.37	n <sup>2</sup> 6	-.37
n <sub>vp</sub>	-.34	tn <sub>vp</sub>	.39			t <sub>vp</sub>	<b>.52</b>			t <sup>2</sup> 5	-.39	t <sub>vp</sub>	.48
$\frac{t}{n_{vp}}$	-.44					$\frac{t}{n_{vp}}$	.48			t <sub>vp</sub>	<b>.66</b>	$\frac{t}{n_{vp}}$	.37
t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.43					t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.34			$\frac{t}{n_{vp}}$	<b>.63</b>	t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.36
$n_{vp}^2$	-.36									t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	-.46		

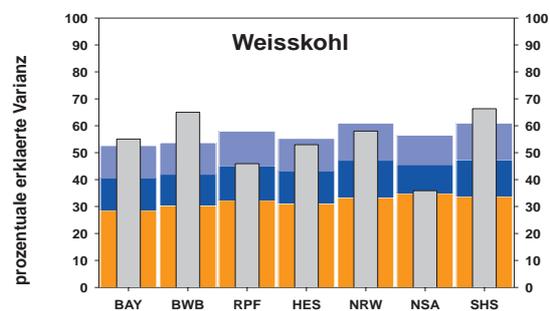
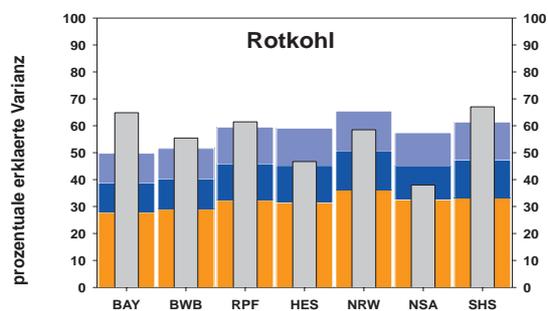
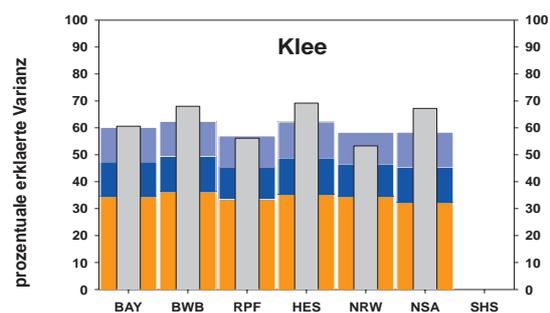
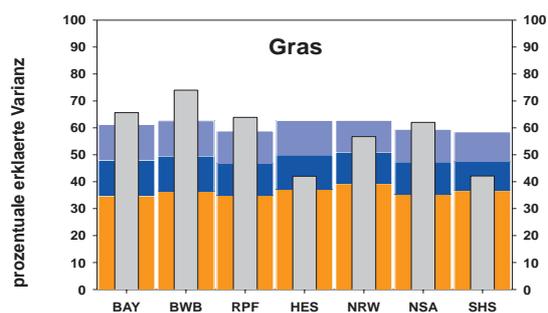
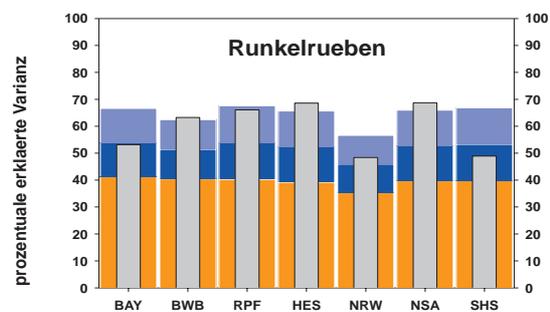
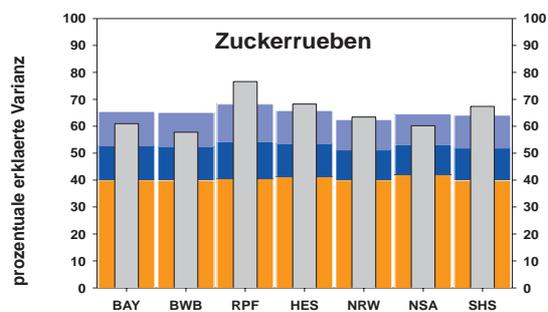
Erdbeeren													
BAY		BWB		RPF		HES		NRW		NSA		SHS	
n3	.36	n2	.41	t <sup>2</sup> 5	-.35					t4	.41	t5	.35
n <sup>2</sup> 6	-.40	tn2	.41	t <sup>2</sup> 6	-.43					n5	.34	n <sup>2</sup> 7	-.37
		$\frac{t}{n}6$	-.36	$n_{vp}^2$	-.35								
		n <sup>2</sup> 5	.35										
		n <sup>2</sup> 6	-.43										
		$\frac{t}{n_{vp}}$	-.35										

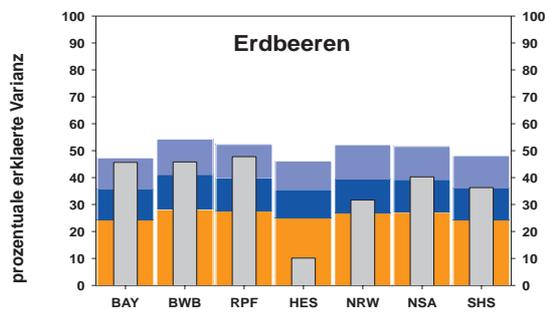
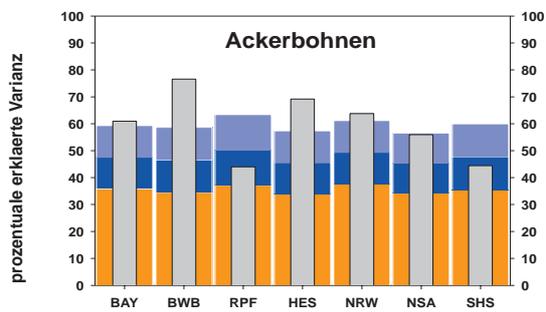
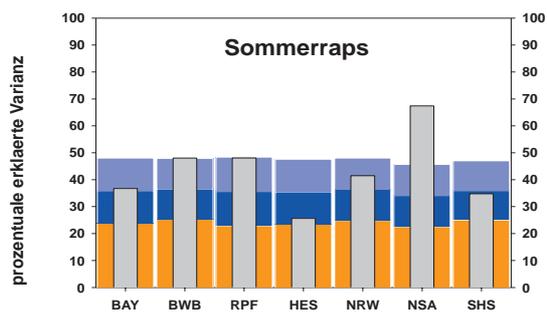
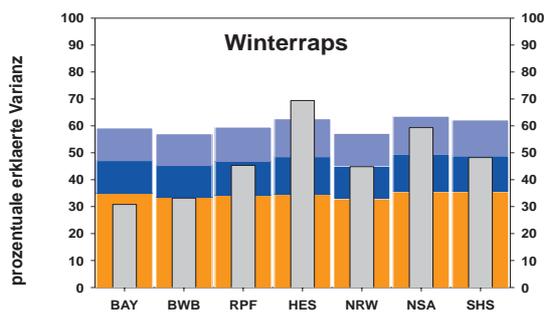
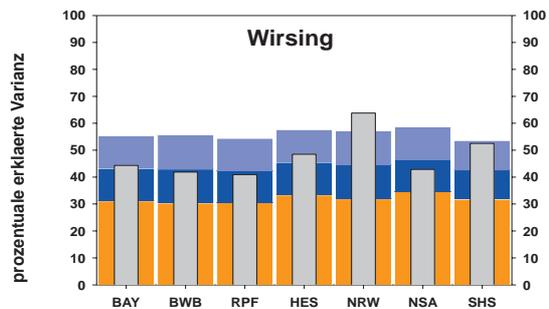
## Anhang B

# Durch Klimazeitreihen erklärte Varianzen an Erträgen

Durch meteorologische Parameter mittels schrittweiser Regression erklärte Varianzen der Ernteerträgen verschiedener Bundesländer (graue, dünne Balken). Breite Balken dahinter: Mittlere, durch 100 Zufalls-Zeitreihen erklärte Varianz an dem entsprechenden Ertrag (orange), und dazu addiert: Eine bzw. zwei Standardabweichungen (dunkel- bzw. hellblau) der durch die Zufallszeitreihen erklärten Varianzen. Abkürzungen der Bundesländer analog Tab. 9.1 bzw. Anhang A.





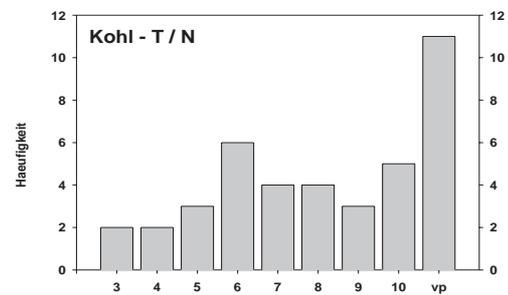
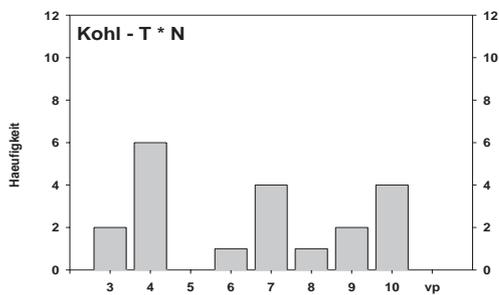
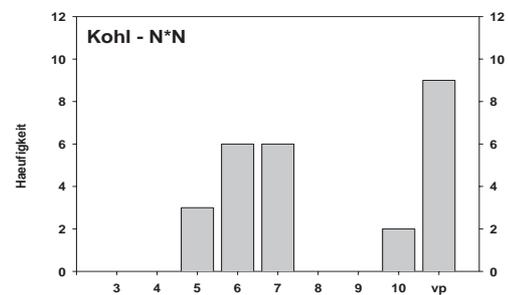
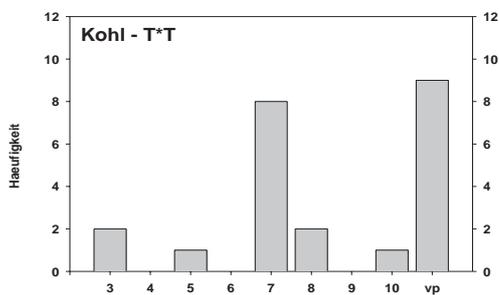
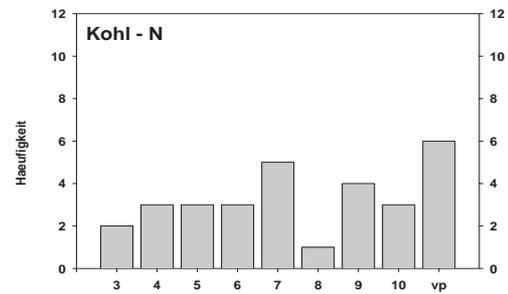
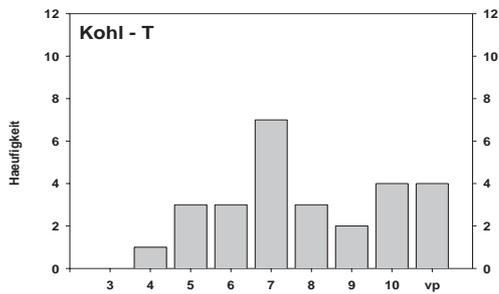


## Anhang C

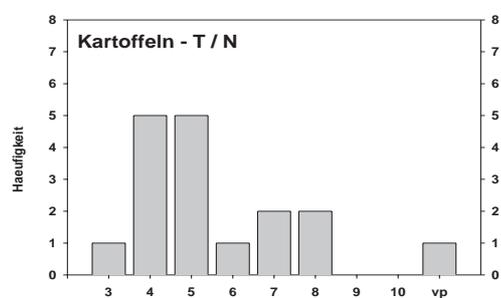
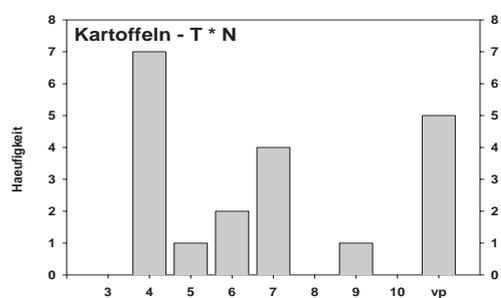
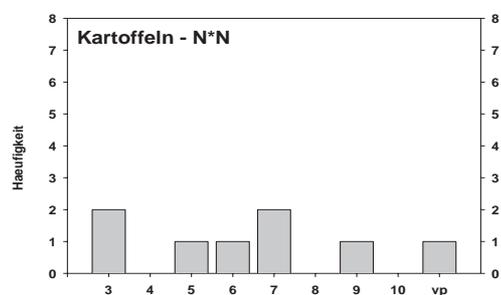
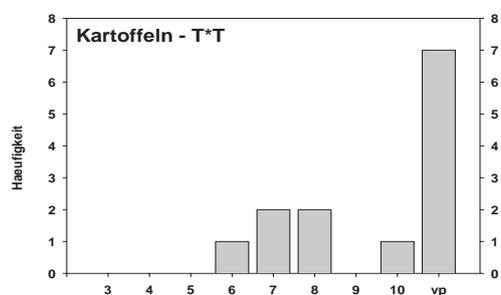
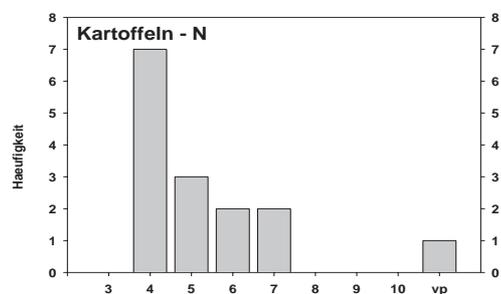
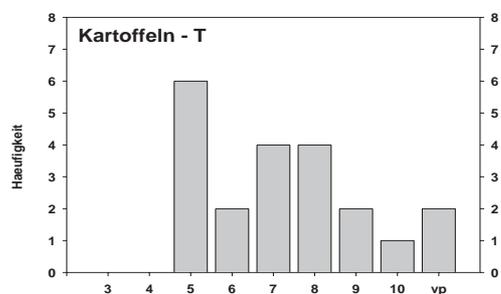
# Häufigkeiten selektierter Regressoren unterschiedlicher Feldfrüchte

Abbildungen: Häufigkeiten selektierter Regressoren für die in den Abbildungen angegebenen Feldfrüchte bzw. gemäß Tab. 9.3 zusammengefassten Feldfrucht-Gruppen.

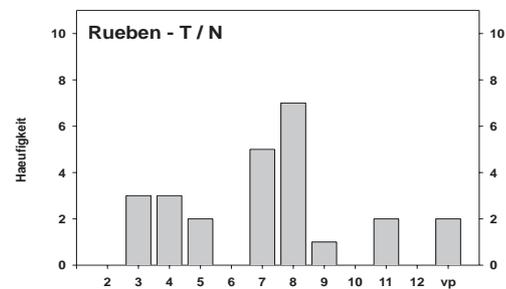
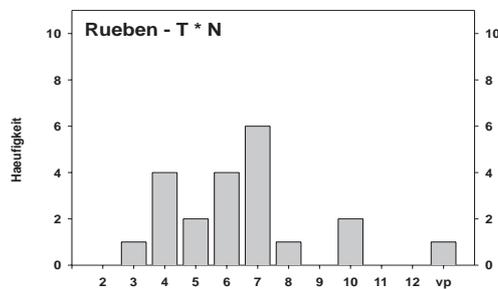
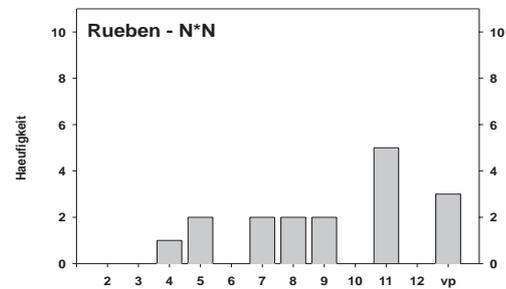
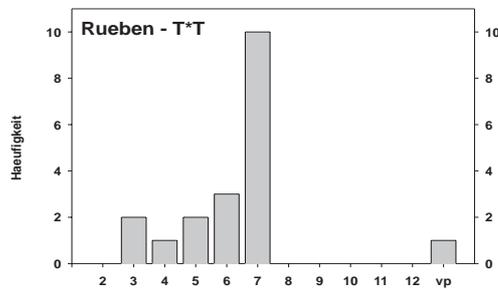
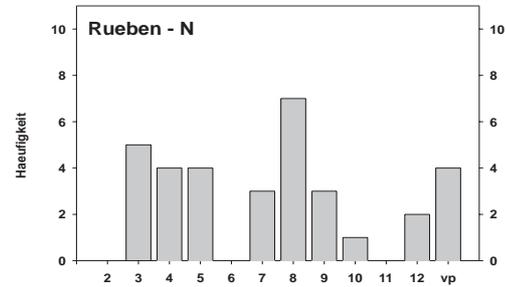
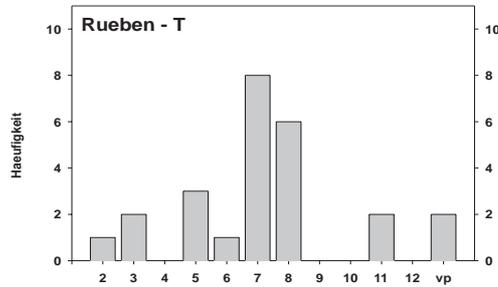
Zugehörige Tabellen befinden sich jeweils direkt unterhalb der Abbildungen und geben die Anzahl unterschiedlicher Vorzeichen der am häufigsten selektierten Regressoren an. Die Abkürzungen der Regressoren sind analog zu Anhang A.



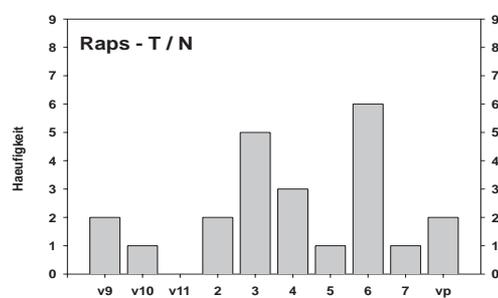
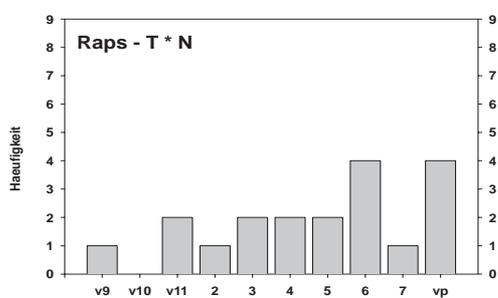
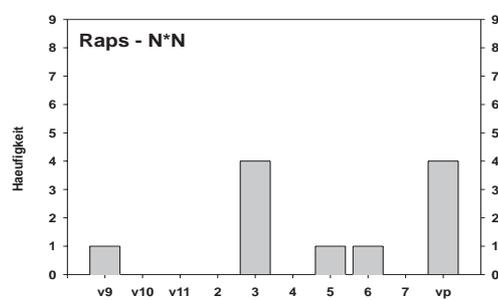
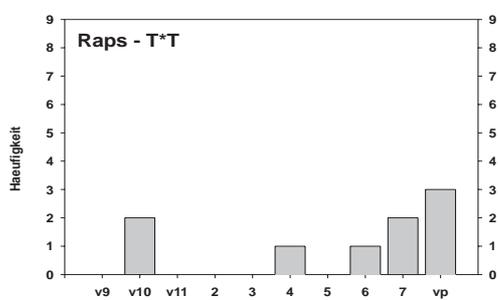
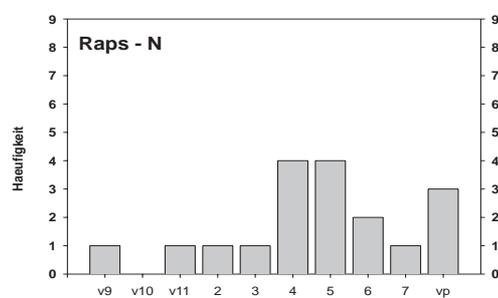
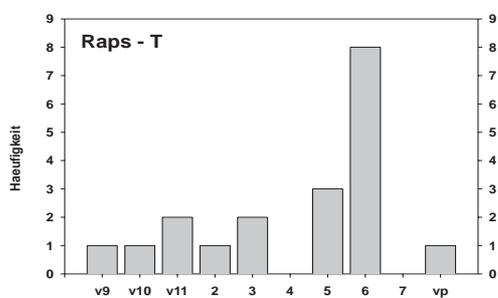
Regressor	positiv	negativ
t7	1	6
t <sup>2</sup> 7	0	8
t <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	0	9
n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	0	9
$\frac{t}{n}$ <sub>vp</sub>	3	8



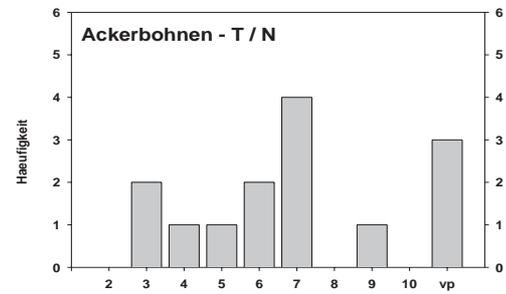
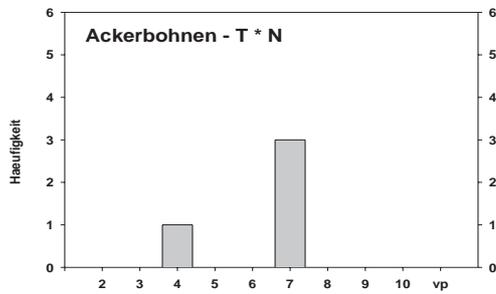
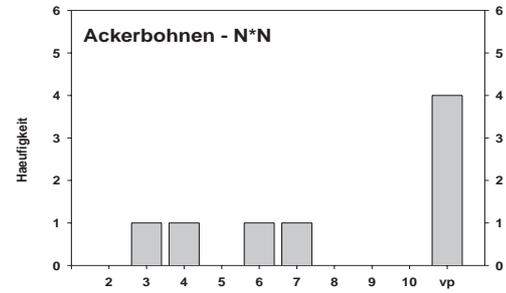
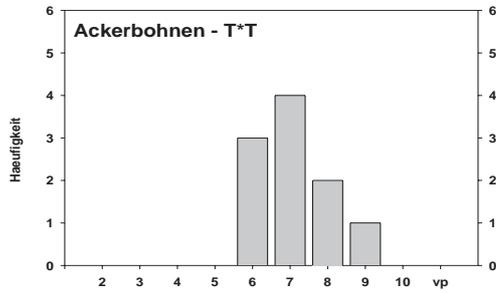
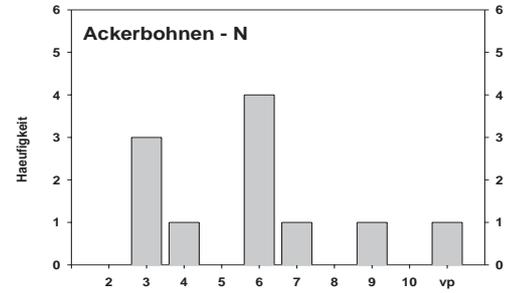
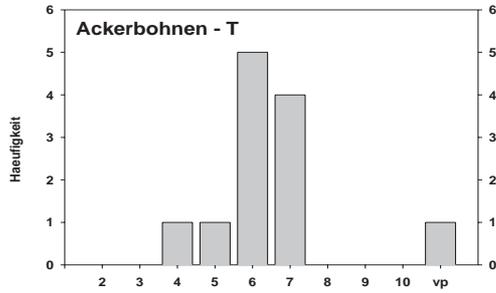
Regressor	positiv	negativ
t5	5	1
n4	0	7
t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	0	7
tn4	3	8



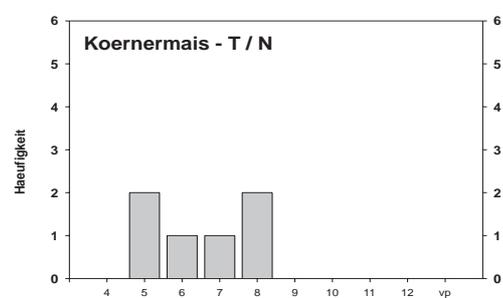
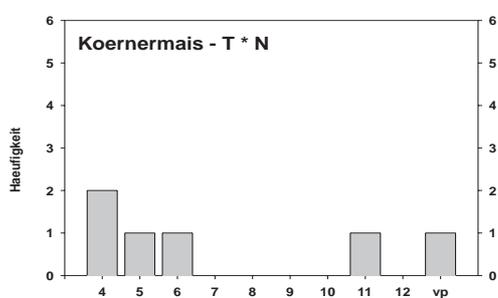
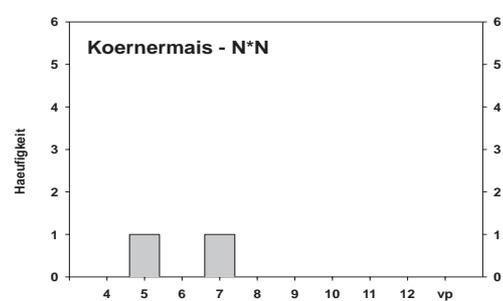
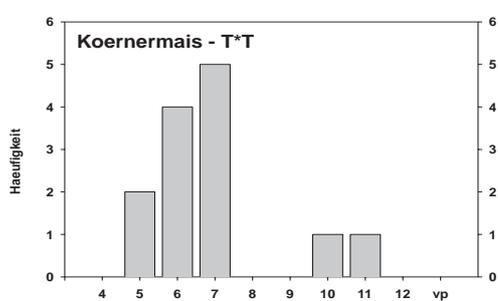
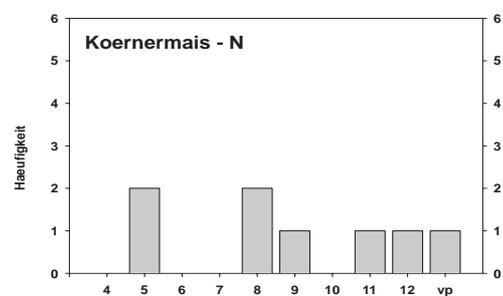
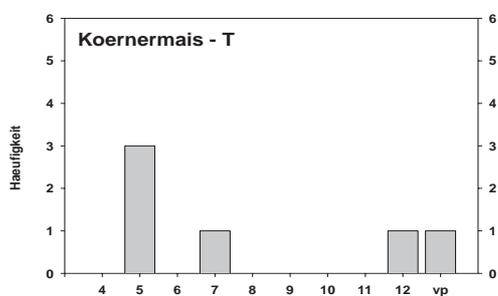
Regressor	positiv	negativ
t7	3	5
n8	6	1
t <sup>2</sup> 7	0	10
tn7	0	6
$\frac{t}{n}$ 8	2	5



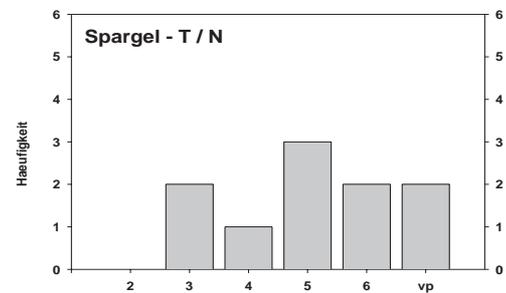
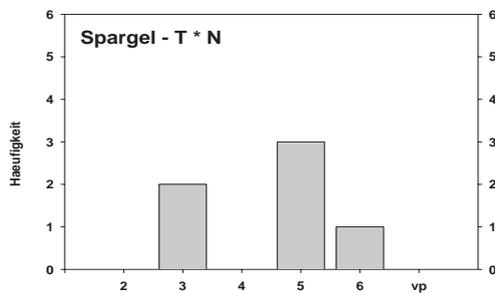
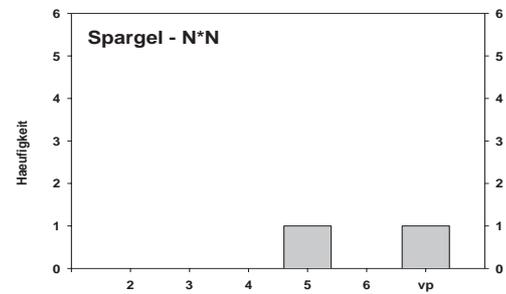
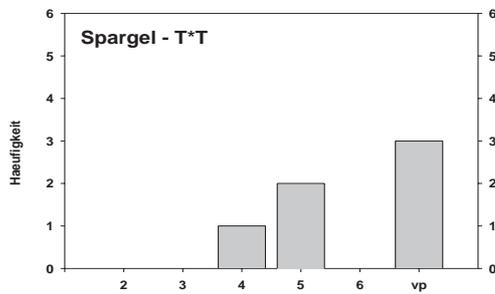
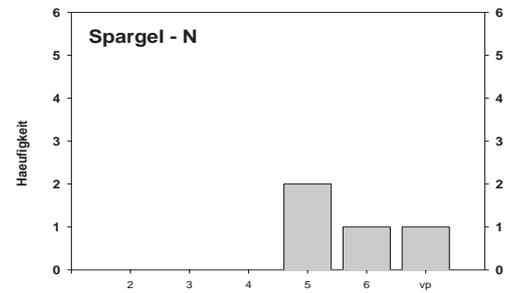
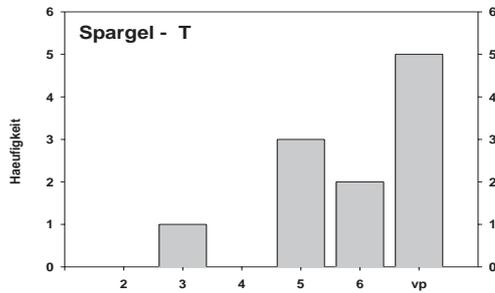
Regressor	positiv	negativ
t6	0	8
$\frac{t}{n} 6$	1	5



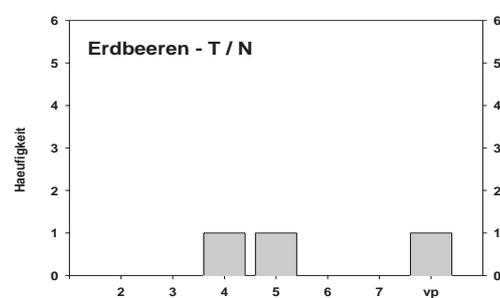
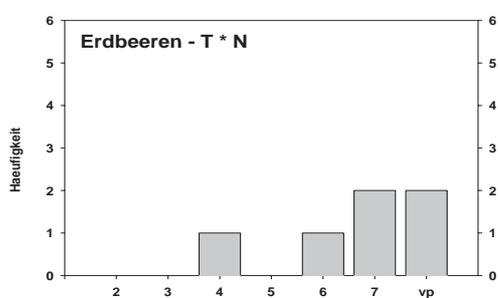
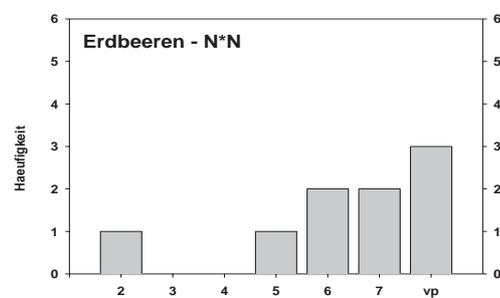
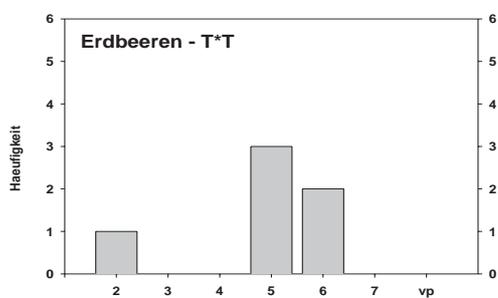
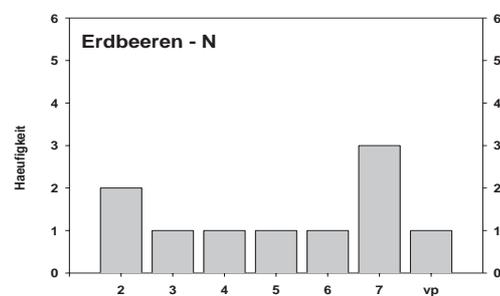
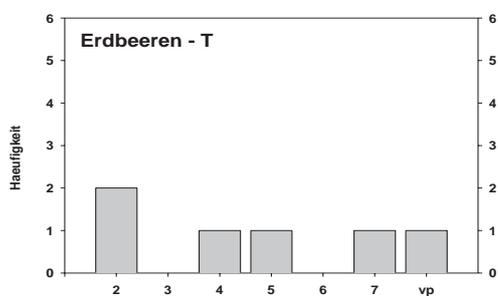
Regressor	positiv	negativ
$t_6/t_7$	3	6
$n_6$	4	0
$t^2_7$	0	4
$n^2_{vp}$	0	4
$\frac{t}{n}_7$	1	3



Regressor	positiv	negativ
t5	3	0
t <sup>2</sup> 6	0	4
t <sup>2</sup> 7	0	5



Regressor	positiv	negativ
t5	3	0
tn5	3	0
$\frac{t}{n}7$	3	0
t <sub>vp</sub>	5	0
t <sub>vp</sub> <sup>2</sup>	0	3



Regressor	positiv	negativ
n7	0	3
t <sup>2</sup> 5	1	2
n <sup>2</sup> <sub>vp</sub>	1	2



# Literaturverzeichnis

- [1] Q. K. Ahmad et al. Climate Change 2001: Impacts, Adaption, and Vulnerability. A Report of Working Group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for Policymakers., 2001.
- [2] W. E. Arntz und E. Fahrbach. *El Niño - Klimaexperiment der Natur: die physikalischen Ursachen und biologischen Folgen*. Birkhäuser, Basel, Boston, Berlin, 1991.
- [3] T. A. Basnett und D. E. Parker. Development of the Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2. Climatic Research Technical Note 79, Hadley Center, Meteorological Office, Bracknell, 1997.
- [4] E. Bellgardt. *Statistik mit SPSS*. Verlag Vahlen, München, 1997.
- [5] J. Bjerknes. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163–172, 1969.
- [6] R. J. Charlson, J. Langner, C. B. Leovy und S. G. Warren. Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43AB:152–163, 1991.
- [7] F.-M. Chmielewski und W. Köhn. The long-term agrometeorological field experiment at Berlin-Dahlem, Germany. *Agricultural and Forest Meteorology*, 96:39–48, 1999.
- [8] F.-M. Chmielewski und W. Köhn. Impact of weather on yield components of winter rye over 30 years. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102:253–261, 2000.
- [9] F.-M. Chmielewski und T. Rötzer. Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108:101–112, 2001.
- [10] M. Denhard, J. Grieser, M. Klein und C.-D. Schönwiese. Statistische und deterministische Abschätzung vulkanischer Einflüsse auf das globale Klima. Institutsbericht 101, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt, 1997.
- [11] Carbon Dioxide Information Analysis Center. Current Greenhouse Gas Concentrations. [http://cdiac.esd.ornl.gov/pns/current\\_ghg.html](http://cdiac.esd.ornl.gov/pns/current_ghg.html) , 2002.

- [12] J. T. Houghton et al., Hrsg.. *IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2001.
- [13] W. Häberli et al. Glaciers as key indicator of global climate change. In J. L. Lozán et al., Hrsg., *Climate of the 21st Century, Changes and Risks. Wiss. Auswertungen*, S. 212–220. GEO, Hamburg, 2001.
- [14] G. Fischer, M. Shah, H. van Velthuizen und F. O. Nachtergaele. Global Agro-ecological Assessment for Agriculture in the 21st Century. International Institute for Applied System Analysis, Laxenburg, Austria, 2001.
- [15] G. Geisler. *Pflanzenbau*. Verlag Paul Parey, Berlin und Hamburg, 1988.
- [16] J. Grieser. Eine makroskopische Klimadynamik und ihre diagnostische und prognostische Anwendung auf globale Temperaturvariationen. Berichte des Zentrums für Umweltforschung 26, Zentrum für Umweltforschung der Universität Frankfurt, 1997.
- [17] J. Grieser und C.-D. Schönwiese. Parametrization of Spatio-temporal Patterns of Volcanic Aerosol Induced Stratospheric Optical Depth and its Climate Radiative Forcing. *Atmósfera*, 12:111–133, 1998.
- [18] J. Grieser und C.-D. Schönwiese. Process, forcing and signal analysis of global mean temperature variations by means of a three-box energy balance model. *Climatic Change*, 48(4):617–647, 2001.
- [19] J. Grieser, T. Staeger und C.-D. Schönwiese. Statistische Analysen zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Institutsbericht 103, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt, 2000.
- [20] M. S. Halpert und C. F. Ropelewski. Surface temperature patterns associated with the Sothern Oscillation. *Journal of Climate*, 5:577–592, 1992.
- [21] K. Hasselmann. Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. *Clim. Dyn.*, 13:601–611, 1997.
- [22] T. H. Hilger, T. Gaiser, L. G. R. Ferreira, J. Herfort, L. S. Schneider und I. de Barros. *Die Agrarökosystemmodelle EPIC/ALMANAC und deren Einbindung in das WAVES Programm*. Institut für Pflanzenproduktion und Agrarökologie der Tropen und Subtropen, Institut für Bodenkunde und Standortlehre, Institut für Pflanzenernährung, Universität Hohenheim, Universidade Federal do Ceará.
- [23] J. T. Houghton, G. J. Jenkins und J. J. Ephraums, editors. *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*, Anhang: Appendix 1. Cambridge University Press, Cambridge, 1990.

- [24] M. Hulme, T. J. Osborn und T. C. Johns. Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 25:3379–3382, 1998.
- [25] P. Hupfer und W. Kuttler, editors. *Witterung und Klima*. B. G. Teubner, Stuttgart, Leipzig, 10. Auflage, 1998.
- [26] J. W. Hurrell und H. van Loon. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climate Change*, 36:301–326, 1997.
- [27] P. D. Jones et al. Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature timeseries. *J. Geophys. Res.*, 106:3371–3380, 2001.
- [28] P. D. Jones, T. Jónsson und D. Wheeler. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17:1433–1450, 1997.
- [29] W. Lauer und P. Frankenberg. *Zur Rekonstruktion des Klimas im Bereich der Rheinpfalz seit Mitte des 16. Jahrhunderts mit Hilfe von Zeitreihen der Weinquantität und Weinqualität*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York, 1986.
- [30] J. Lean. Evolution of the Sun’s spectral Irradiance Since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27(16):2425–2428, 2000.
- [31] J. E. Lovelock. *Gaia: a New Look at Life on Earth*. Oxford University Press, Oxford, 1979.
- [32] H. Malberg. *Bauernregeln*. Springer, 3. Auflage, 1999.
- [33] P. M. McCormick, L. W. Thomason und C. R. Trepte. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 373:231–234, 1995.
- [34] A. Menzel. Phenology: It’s Importance to the Global Change Community. *Climatic Change*, 54(4):379–385, 2002.
- [35] J. F. B. Mitchell et al. Detection of Climate Change and Attribution of Causes. In J. T. Houghton et al., editors, *Climate Change 2001, The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- [36] H. Paeth, A. Hense, R. Glowienka-Hense, R. Voss und U. Cubasch. The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. *Climate Dynamics*, 15:953–960, 1999.
- [37] C. Pfister. *Klimageschichte der Schweiz 1525-1860. Das Klima der Schweiz von 1525-1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft*, volume I. Academia Helvetica, Bern, Stuttgart, 1984.

- [38] W. H. Press, B. P. Flannery, S. A. Teukolsky und W. T. Vetterling. *Numerical Recipes*. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney, 1989.
- [39] V. Ramaswamy et al. Radiative Forcing of Climate Change. In J. T. Houghton et al., editors, *Climate Change 2001, The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- [40] J. Rapp. Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 212, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2000.
- [41] H. Rinne. *Taschenbuch der Statistik*. Verlag Harri Deutsch, Thun und Frankfurt am Main, 1997.
- [42] W. Roedel. *Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1994.
- [43] C. F. Ropelewski und M. S. Halpert. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115:1606–1626, 1987.
- [44] R. Schlittgen und B. H. J. Streitberg. *Zeitreihenanalyse*. R. Ouldenbourg Verlag, München, 5. Auflage, 1994.
- [45] H. U. Schmincke. *Vulkanismus*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 2. Auflage, 2000.
- [46] C.-D. Schönwiese. *Klimatologie*. UTB, Stuttgart, 1994.
- [47] C.-D. Schönwiese. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 3. Auflage, 2000.
- [48] C.-D. Schönwiese, J. Malcher und C. Hartmann. Globale Statistik langer Temperatur- und Niederschlagsreihen. Institutsbericht 65, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt, 1990.
- [49] C.-D. Schönwiese, R. Ullrich und F. Beck. Solare Einflüsse auf die Lufttemperaturvariationen der Erde in den letzten Jahrhunderten Projektbericht im Auftrug des Gesamtverbands des Deutschen Steinkohlenbergbaus. Institutsbericht 92, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt, 1992.
- [50] C.-D. Schönwiese, A. Walter, J. Rapp, S. Meyhöfer und M. Denhard. Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogenen Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Institutsbericht 102, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt, 1998.

- [51] T. Staeger. Statistische Analyse des ENSO- und Vulkanismus-Signals in Klima-Zeitreihen. Diplomarbeit, Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt, 1998.
- [52] H. Stöcker, Hrsg.. *Taschenbuch mathematischer Formeln und moderner Verfahren*. Verlag Harry Deutsch, Thun; Frankfurt am Main, 1992.
- [53] M. J. Suarez und P. S. Schopf. A delayed action oscillator for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(21):3283–3287, 1988.
- [54] H. von Storch, S. Güss und M. Heimann. *Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung*. Springer, Berlin, 1999.
- [55] H. von Storch und F. W. Zwiers. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- [56] A. Walter. Zur Anwendung neuronaler Netze in der Klimatologie. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 218, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2001.
- [57] G.-R. Walther, E. Post, P. Convey, A. Menzel, C. Parmesan, T. J. C. Beebee, J.-M. Fromentin, O. Hoegh-Guldberg und F. Barlein. Ecological response to recent climate change. *Nature*, 416(28):389–390, 2002.
- [58] R. T. Watson, H. Rodhe, H. Oeschger und U. Siegenthaler. Greenhouse gases and aerosols. In G.J. Jenkins und J.J. Ephraums Houghton, J.T., Hrsg., *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, 1990.
- [59] R. T. Watson, M. C. Zinyowera und R. H. Moss. *Impacts, Adaption and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge University Press, Cambridge, 1996.
- [60] A. Werner und C.-D. Schönwiese. A statistical analysis of the north atlantic oscillation and it's impact on European temperature. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 8(4):293–306, 2002.
- [61] T. M. L. Wigley. Radiative contribution of different trace gases to the Greenhouse Effect. *Climate Monitor*, 16:14–28, 1987.
- [62] C. J. Willmott und K. Matsuura. Smart Interpolation of Annually Averaged Air Temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology*, 34:2577–2586, 1995.
- [63] C. J. Willmott und S.M. Robeson. Climatologically Aided Interpolation (CAI) of Terrestrial Air Temperature. *International Journal of Climatology*, 15:221–229, 1995.

## Lebenslauf von Tim Staeger:

**13. August 1965:** Geboren in Stuttgart.

**1971:** Einschulung in Filderstadt.

**1987:** Bestehen der Abiturprüfung am Lise-Meitner-Gymnasium in Böblingen.

**1987 bis 1989:** Studium der Physik an der Universität Tübingen.

**1991 bis 1998:** Studium der Meteorologie an der Universität Frankfurt.

**24. März 1998:** Bestehen der Diplomhauptprüfung im Fach Meteorologie. Thema der Diplomarbeit: Statistische Analysen des ENSO- und Vulkanismus-Signals in Klima-Zeitreihen. Betreuer der Diplomarbeit: Prof. Dr. C.-D. Schönwiese.

**1998 bis 1999:** Beschäftigt als wiss. Mitarbeiter in der Arbeitsgruppe „Meteorologische Umweltforschung / Klimatologie“. Arbeitsgruppenleiter: Prof. Dr. C.-D. Schönwiese. Mitarbeit am F+E-Vorhaben des Umweltbundesamtes: Untersuchung von Parametern zur Früherkennung von Klimaänderungen.

**Dezember 1999 bis Dezember 2001:** Beschäftigt beim Zentrum für Umweltforschung der Universität Frankfurt: Projektthema: Empirisch-statistische Analyse von großräumigen bzw. regionalen Klimaveränderungen, ihren Ursachen und ihren Zusammenhängen mit ökonomischen Daten.

**ab Januar 2002:** Beschäftigt als wiss. Mitarbeiter in der Arbeitsgruppe „Meteorologische Umweltforschung / Klimatologie“.