Deutscher Wetterdienst

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

212

Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland

von
J. Rapp

Offenbach am Main 2000
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Frankfurt am Main
zur Erlangung des Grades Doktor der Naturwissenschaften Dr. phil. nat.
angenommene Dissertation.

Referent:	Prof. Dr. Christian-D. Schönwiese
Koreferent:	Prof. Dr. Peter Hupfer
Tag der Promotion:	13. Juli 2000

ISSN 0072-4130
ISBN 3-88148-365-9

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren) auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt ist der Autor verantwortlich.

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main

Anschrift des Autors:

Dr. Jörg Rapp
Institut für Meteorologie und Geophysik
J. W. Goethe-Universität Frankfurt am Main
D-60054 Frankfurt am Main
Telefax: 0 69/79 82 24 82
e-mail: Rapp@meteor.uni-frankfurt.de

Vorwort

"Wir sind überhaupt bloß da, um die Natur zu beobachten; erfinden können wir in derselben nichts. Daher können auch die meteorologischen Beobachtungen, wenn solche unermüdet fortgesetzt werden, gewiß noch zu bedeutenden Resultaten führen".

Johann Wolfgang von Goethe, 1831

So wird der Dichter und Naturwissenschaftler Johann Wolfgang von Goethe (1749-1832) zitiert, der neben mineralogischen Studien auch Schriften zu den Wolkenformen und zur Witterungslehre anfertigte (Cotta'sche Buchhandlung, 1960). Zwar hatte Goethe unrecht, wenn er glaubte, dass der Mensch in der Natur nichts erfinden könnte. Die industrielle Revolution, die seinem Zeitalter folgte, bis hin zur daraus resultierenden Beeinflussung des Klimas durch den Menschen beweisen das Gegenteil. Die Bedeutung vieljähriger meteorologischer Beobachtungsreihen ist dagegen in den letzten Jahrzehnten tatsächlich angestiegen, seitdem möglich erscheint, dass der sogenannte "anthropogene Treibhauseffekt" das globale Klima modifiziert.

Heute, 250 Jahre nach Goethes Geburtstag, hat der Verfasser der hier vorgelegten Arbeit die Hoffnung, einen Beitrag zu den "bedeutenden Resultaten" geliefert zu haben.

Ausgehend von den beiden "Pionierstudien", dem Trendatlas für Europa (erhältlich ist nur noch die englische Fassung: Schönwiese & Rapp, 1997) und seinem Nachfolger, dem Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland (Rapp & Schönwiese, 1996; ebenfalls vergriffen), wird mit dieser Arbeit erstmals eine systematische und umfassende "Bestandsaufnahme" der rezenten Klimaänderung in Europa und speziell in Deutschland vorgelegt. Sie wurde am Institut für Meteorologie und Geophysik der Johann Wolfgang Goethe-Universität unter der Betreuung von Prof. Dr. Christian-D. Schönwiese angefertigt.

Ihm ist an erster Stelle zu danken. Er ermutigte mich zur Promotion und gab mir damit die Möglichkeit, viele meiner Ideen zu realisieren und einer, so hoffe ich, interessierten Fachöffentlichkeit zu präsentieren. Dies schließt mit ein, die zunehmende Relevanz der Klimaforschung für andere Wissenschaftszweige, für die Ökonomie und die Öffentlichkeit zu erkennen, eine Tatsache, die mich immer wieder motivierte.

Dank erhält das Institut für Meteorologie und Geophysik, das mir den nötigen Freiraum und die Infrastruktur zur Verfügung stellte, und meine dortigen Kolleginnen und Kollegen, die mir mit gutem Rat zur Seite standen. Meine Anerkennung gilt überdies dem Deutschen Wetterdienst, namentlich Herrn Dr. Bruno Rudolf, für ihre vielfältige Unterstützung.

Meinen Eltern danke ich für ihren langjährigen Rückhalt. Mein abschließender und besonderer Dank aber gilt meiner Frau Marion, die mich in der entscheidenden Phase der Promotion dermaßen stützte, dass ich ihr diese Arbeit widmen möchte.

Frankfurt, im Februar 2000

Jörg Rapp

Inhalt

Zusammenfassung VII
Summary VIII
Abkürzungsverzeichnis IX

1 Einleitung 1

2 Allgemeine Methodik der klimatologischen Trendanalyse 6
2.1 Grundlagen 6
2.1.1 Der lineare Trend 8
2.1.2 Die Mittelwertdifferenz 10
2.1.3 Definition und Problematik relativer Trends 11
2.2 Die Signifikanz des Trends 12
2.2.1 Der Trendtest nach Mann und Kendall 13
2.2.2 Das Trend-Rausch-Verhältnis 14
2.2.3 Der t-Test 14
2.3 Trendumkehrpunkte 15
2.4 Variablentransformierte Trends 17
2.4.1 Eintritt thermischer Jahreszeiten 17
2.4.2 Zahl der Tage mit Niederschlag 19
2.5 Ergänzende Anmerkungen zur Trendanalyse 20
2.5.1 Die Bedeutung der zeitlichen Auflösung der Datenbasis bei der Berechnung von Trends 20
2.5.2 Trends von Extrema 21
2.5.3 Vergleich zwischen linearem Trend und Mittelwertdifferenz 22

3 Zeitliche und räumliche Repräsentanz von Trends 26
3.1 Zeitliche Repräsentanz 26
3.2 Räumliche Repräsentanz 30
3.3 Darstellungsvarianten räumlicher Trends 36
3.4 Erweiterte Definition des Trendbegriffs 39

4 Potentielle Fehlereinflüsse auf die Trendberechnung 40
4.1 Datenlücken und Datenausreißer 40
4.2 Systematische Fehler bei der Messung der Klimaelemente 43
4.2.1 Niederschlagshöhe 43
4.2.2 Lufttemperatur, Luftfeuchte und Luftdruck 49
4.3 Inhomogenitäten 50
4.4 Fazit 57

5 Resultate der regional differenzierenden Trendanalyse für Europa (1891-1990) 58
5.1 Bodennahe Klimatrends 59
5.1.1 Lufttemperatur 59
5.1.2 Niederschlagshöhe 61
5.1.3 Luftdruck 62
5.1.4 Luftfeuchte 63
5.2 Troposphärische Klimatrends 63
5.2.1 Lufttemperatur 64
5.2.2 Mittlere Schichtungsstabilität 65

5.2.3 Geopotentielle Höhe ... 65
5.2.4 Mittlere relative Topographie ... 67

6 Aktuelle Resultate der regional differenzierenden Trendanalyse für Deutschland (1891-1995) ... 68
6.1 Niederschlagshöhe ... 69
6.2 Lufttemperatur ... 72

7 Kombination von Niederschlags- und Lufttemperaturtrends ... 76
7.1 Trends der thermisch-hygrischen Bedingungen ... 76
7.2 Synopsis von Niederschlags- und Temperaturtrends ... 77
7.3 Zusammenfassung der Ergebnisse der Trendanalysen ... 80

8 Die Zeitreihe des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland (1761-1998) ... 82
8.1 Motivation und mögliche Anwendungen ... 82
8.2 Synthese der Zeitreihe ... 82
8.2.1 Datenbasis ... 82
8.2.2 Berechnung der Gebietsmittel ... 84
8.3 Statistische Charakteristika der Zeitreihe ... 86
8.3.1 Längerperiodische Variationen ... 86
8.3.2 Kürzerperiodische Variabilität ... 88
8.4 Vergleich mit anderen Gebietsmittelreihen und Quintessenz ... 90

9 Fazit und Ausblick ... 94

Literatur ... 100

Anhänge ... 111
1 Zusammenhang von linearem Trend und Mittelwertdifferenz bei stufenförmigen Zeitreihen ... 111
2 Ausgewählte Trendkarten für Europa 1891-1990 und 1961-1990 ... 112
3 Aktualisierte Trendkarten für Deutschland 1896-1995 und 1966-1995 ... 123
4 Verlauf des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland 1761-1998 für alle Jahreszeiten ... 136
5 Dokumentation der monatlichen Gebietsmittelwerte der Lufttemperatur in Deutschland 1761-1998 ... 138
6 Lineare Trends des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland und Österreich 1769-1998, 1899-1998, 1969-1998 ... 144
7 Reproduktion einer "Special-Witterungskarte von Teutschland, der Schweiz und den Niederlanden" ... 146

Zusammenfassung

Die Bedeutung von Trendanalysen in der Klimadiagnostik beruht auf verschiedenen Aspekten. Sie fungieren einerseits als Basis zur Verifikation modellierter Klimavariationen der Vergangenheit, andererseits als Referenz für die Hypothese, dass die von den Zirkulationsmodellen prognostizierten Klimaänderungen aufgrund des "anthropogenen Treibhauseffektes" andeutungsweise schon eingetreten sein könnten. Die Abschätzung der Wirkung von Klimaänderungen auf die Umwelt benötigt ebenfalls abgesicherte Informationen über Beobachtungstrends der wichtigsten Klimaelemente. Zuverlässige Aussagen jedoch sind nur dann möglich, wenn der Begriff "Trend" plausibel und praktikabel definiert ist und dessen Berechnung in eine "Hierarchie" von statistischen Analysen, insbesondere von Datenprüfungen wie Repräsentanz- oder Homogenitätstests, eingebettet ist. In der klimadiagnostischen Praxis sind Fehlereinflüsse aufgrund von Datenlücken bzw. -ausreißern, von Inhomogenitäten in den Datenreihen und aufgrund des systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung am bedeutendsten.

Neben dem "linearen Trend" als häufig verwendete Größe zur Bestimmung von beobachteten Klimaänderungen, ist die Differenz der Mittelwerte zweier Zeitreihenintervalle eine weitere mögliche Definition des Trendbegriffes. Beide Varianten erfordern die Ermittlung der statistischen Signifikanz des Trends, wozu grundsätzlich der parameterfreie Trendtest nach Mann und Kendall zur Verfügung steht. Im Fall des "linearen Trends" und bei normalverteiltem Datenkollektiv kann er durch das sogenannte "Trend-Rausch-Verhältnis", im Fall der "Mittelwertdifferenz" durch den t-Test ersetzt werden. Aber erst die Betrachtung der zeitlichen und räumlichen Repräsentanz von Trends komplettiert deren Aussagekraft, für die sich jeweils geeignete Maßzahlen einführen lassen. Bei der zeitlichen Repräsentanz ist die Berechnung der Trends für alle kombinierbaren Subintervalle einer Zeitreihe nötig, um festzustellen, ob die Repräsentanz gering ist, daß heißt, ob sich die Signifikanz dieser Trends bei Variation des Subintervalls modifiziert. Bei der räumlichen Repräsentanz wird dagegen festgestellt, wie stark Trends von Ort zu Ort fluktuieren. Bei der Lufttemperatur ist sie prinzipiell größer und nimmt mit zunehmender Distanz auch langsamer ab als bei der Niederschlagshöhe.

Die Anwendung dieser Methoden führt zu folgenden Resultaten: Die Lufttemperatur ist in Europa im Laufe der letzten 100 Jahre meist um 0.5 bis 1°C angestiegen, eine Erwärmung, die in Deutschland sogar signifikant ist. Nur vereinzelt ist es in kürzeren Zeitabschnitten auch zu vorübergehender Abkühlung gekommen. Allerdings überwiegt für die Zeit zwischen 1961 und 1990 sowohl bodennah als auch troposphärisch die Temperaturzunahme, während in der unteren Stratosphäre die Luft kälter geworden ist. Die Niederschlagshöhe, neben der Lufttemperatur das für Impaktstudien wichtigste Klimaelement, hat in den letzten 50 bis 100 Jahren im Norden Europas tendenziell zugenommen, in der Mittelmeerregion sich dagegen verbreitet verringert, mit häufigeren Trockenperioden vor allem im Herbst und Winter. In weiten Teilen Deutschlands ist die winterliche Niederschlagszunahme, die bis zu 30 % beträgt, signifikant. Ihr steht für die letzten Jahrzehnte eine sommerliche Reduktion der Regenfälle, mithin eine jahreszeitliche "Niederschlagsumverteilung", gegenüber. Der Grund für diese vermehrten Winterniederschläge ist die Intensivierung der Zonalzirkulation der mittleren Breiten, die aufgrund der deutlichen Zunahme des Gradienten des Bodenluftdruckes (NAO), aber auch des Geopotentials, diagnostiziert wird. Als wesentliche Konsequenz der vorliegenden Untersuchung sollte die kontinuierliche Neuberechnung dieser Entwicklungen ("Trendmonitoring") auf der Basis aktualisierter Datensätze resultieren.

Summary

The importance of observed climate trend analyses is based on different aspects. On the one hand, they are used as fundamental basis to verify simulated historical climate variations. On the other hand, trend analyses serve as reference to the hypothesis that climate changes predicted by general circulation models have already occured to a certain extent Models due to the anthropogenic greenhouse effect. The estimation of the effect of climate changes on the environment needs reliable information about climate trends, too. But reliable statements are only possible if a plausible and practical definition of the term "trend" exists and if its estimation is integrated into an hierarchical structure of statistical analyses, especially regarding data checks like tests of representativeness and homogeneity. Error influences due to data gaps or data peaks, inhomogeneities of time series, and due to the systematic error of precipitation measurements are the most significant in practical climate diagnostics.

The calculation of the "linear trend" is a method often used to estimate observed climate changes. In addition to that, the difference of the means of two periods of time series is another useful parameter. Both methods require the determination of the statistical significance of the trend, for which the trend test after Mann and Kendall is the most appropriate. This test can be replaced by the trend-to-noise-ratio, if the trend is linear and the data are normaly distributed. The t-test is chosen if the difference of the means is used. But only temporal and spatial representativeness of trends complete the meaningfulness of the trend value. A suitable parameter for temporal representativeness results from the estimation of trends for all possible sub-periods of a time series. If the significance value regarding all sub-periods varies remarkable, the temporal represention is small. However, in case of spatial representativeness it can be detected, how much trends fluctuate from place to place. The spatial representativeness of air temperature is generally larger and the decrease with distance is smaller in comparison to the spatial representativeness of precipitation.

The application of these methods leads to the following results: Air temperature in Europa has mostly increased during the last 100 years from 0.5 up to 1.0°C. This warming up is particular significant in Germany. Short cooling periods have appeared only in some parts of Europe. Though the increase of temperature predominates between 1961 and 1990 with regard to the ground and tropospheric regions, whereas the air became colder in the lower stratosphere. The total precipitation, which is another important climate element for impact studies, has increased during the last 50 to 100 years in the Northern parts of Europe. Nevertheless, most of the Mediterranean areas show decreasing precipitation, with more frequent dry spells, especially in autumn and winter. The significant rise of winter precipitation in large areas of Germany amounts up to 30 %. In contrast to that, a reduction of summer rain has appeared in Germany during the last decades, which indicates a temporal redistribution of precipitation. The reason for the increasing winter precipitation totals is the intensification of the zonal circulation of the mid-laditudes due to remarkable amplification of both, the meridional gradient of mean sea level pressure (e.g., Northern Atlantic Oscillation) and the geopotential height. The most important consequence out of this study should be the continuous revision of the estimations of climate trends, based on regularly updated data sets.

Abkürzungsverzeichnis

AfTA ..... Akademie für Technikfolgenabschätzung in Baden-Württemberg
ASA ..... Autokorrelations-Spektralanalyse
BayFORKLIM .... Bayerischen Klimaforschungsprogramms
CLINO ..... Climate Normals (deutsch: Klimanormalwerte)
CSIRO ..... Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization
..... (Australia)
DFIR ..... Double Fence Intercomparison Reference (Precipitation Gauge)
DWD ..... Deutscher Wetterdienst
ECAC ..... European Conference on Applied Climatology
ECHAM ..... European Centre/Hamburg Model (ECMWF/MPI)
ECSN ..... European Climate Support Network
ENSO ..... El Niño - Southern Oscillation
GCM ..... General Circulation Model (Globales Zirkulationsmodell)
GFDL ..... Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA)
GHCN ..... Global Historical Climate Network
GISS ..... Goddard Institute of Space Studies
GPCC ..... Global Precipitation Climatology Centre (deutsch: WZN)
ILTIS ..... Integriertes Literatur-, Tonträger und Musikalien-
..... Informationssystem (Deutsche Bibliothek)
IMGF ..... Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität
..... Frankfurt/Main
IPCC ..... Intergovernmental Panel on Climate Change
ISC92a ..... IPCC-Szenario "Business as usual" (1992)
KLIS ..... Klimainformationssystem des DWD
KOSTRA ..... Regionalisierung koordinierter Starkniederschlagsauswertungen
..... für Deutschland
LfU ..... Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg
METLIS ..... Literaturinformationssystem Meteorologie des DWD
MPI ..... Max-Planck-Institut (hier: für Meteorologie)
NAO ..... North Atlantic Oscillation (deutsch: Nord-Atlantik-Oszillation)
NCAR ..... National Center for Atmospheric Research (USA)
NOAA ..... National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
PIK ..... Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
SMA ..... Schweizerische Meteorologische Anstalt (heute: MeteoSchweiz)
SOI ..... Southern Oscillation Index
SYNOP ..... Surface Synoptic Observations
TDH ..... Gebietsmittel der Lufttemperatur für Deutschland aus
..... homogenen Zeitreihen
UKMO ..... United Kingdom Meteorological Office
WMO ..... World Meteorological Organisation
WZN ..... Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (englisch: GPCC)

1 Einleitung

"The balance of evidence suggests a discernible human influence on global climate." [1]

IPCC (Houghton et al., 1996)

Auch wenn die Klimaforschungs-Arbeitsgruppe des IPCC (Working Group I) schon im Jahr 1996 zu ihrer berühmten, oben zitierten Aussage kam, bleibt es einer der wichtigsten Aufgaben der Klimadiagnostik, die raum-zeitlichen Muster der Klimaänderungen zu dokumentieren, um die Simulationen der Klimamodelle zu verifizieren oder falsifizieren. Dazu soll diese Arbeit, die auf der Basis von Beobachtungszeitreihen eine umfassende "Bestandsaufnahme" der Klimatrends in Europa und speziell in Deutschland beinhaltet, einen Beitrag leisten.

Inzwischen mehren sich die Hinweise, dass der von den Klimamodellen erwartete "Fingerabdruck" der Menschheit in den Beobachtungsdaten durchscheint (Graßl, 1999; Hasselmann, 1997; Barnett et al., 1999). Unter Annahme einer Verdoppelung des CO_2-Gehaltes (bzw. der CO_2-Äquivalentkonzentration) der Atmosphäre simulieren die Klimamodelle eine globale Erwärmung von durchschnittlich 1,5 bis 4,5 °C (Houghton et al., 1996). In Europa soll sie, geht man von einem Mittelwert von insgesamt neun Modellvarianten (MPI, GFDL, CSIRO, NCAR, UKMO) der Jahre 1994 bis 1997 aus, zwischen 2 und 3,5 °C betragen (Giorgi et al., 1998), wobei das Maximum im nordeuropäischen Winter erwartet wird (vergleiche Tabelle 1.1). Die räumliche Verteilung der vorhergesagten Niederschlagsänderungen fluktuiert stärker. Während in Nordeuropa im Sommer und, deutlicher noch, im Winter zunehmende Niederschlagsmengen modelliert werden, steht in der Mittelmeerregion einer geringen winterlichen Niederschlagszunahme ein sommerliches Regendefizit von ca. -8 % gegenüber, das immerhin sieben der neun Modelle berechnen.

Schon die (transienten) Modellsimulationen des rezenten Klimas weisen gute Übereinstimmung mit den realen Messwerten auf, wenn auch mit regionalen Diskrepanzen. Beispielweise reproduziert das GCM ("General Circulation Model") des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI) in Hamburg eine globale Erwärmung von ca. 0.6°C zwischen 1860 und 1992, falls Treibhausgase, Sulfataerosole und troposphärisches Ozon als Einflussgrößen berücksichtigt werden (Roeckner et al., 1998). Während Sulfat aufgrund von Vulkaneruptionen vorübergehend abkühlend wirkt, wird die langfristige Fluktuation der Lufttemperatur, und damit die globale Erwärmung, zum großen Teil durch den anthropogenen "Treibhauseffekt" bestimmt (vergleiche zum Beispiel Walter & Schönwiese, 1999). Ähnlich große Zahlenwerte wie das MPI liefern die Modelle des GFDL und des UKMO (Haywood et al., 1997). Die säkulare Erwärmung (1896-1995) für das Gebiet Deutschlands wird von Arpe & Roeckner (1999) sogar noch etwas deutlicher modelliert. Gleichzeitig wird für diese Zeit eine Niederschlagszunahme von ca. 50 mm ermittelt.

Allerdings variieren die simulierten Trends nicht nur regional, sondern auch von Modell zu Modell zum Teil erheblich (Barnett et al., 1999). Während nach den Rechnungen des Hadley-Centre und des GFDL für Europa in der Zeit zwischen 1945 und 1995 generell eine Temperaturzunahme von 0 bis 0.5°C rekonstruiert wird, weisen die Analysen des Hamburger ECHAM-Modells verbreitet auch negative Werte bis -0.2°C auf, zum Beispiel für Mitteleuropa (ca. -0.1°C).

---

[1] *"Alle Befunde zusammen deuten auf einen erkennbaren menschlichen Einfluss auf das globale Klima."*

Tabelle 1.1: Von insgesamt neun verschiedenen Klimamodellen simulierte, mittlere wahrscheinliche Klimaänderung für Nord- und Südeuropa bei Verdoppelung des CO_2-Gehalts der Atmosphäre, Ergebnisse der Simulationen CO_2- abzüglich Kontrollexperiment nach Giorgi et al. (1998). Die Variationsbreite der Modellergebnisse beträgt im Fall der Lufttemperatur 4 bis 6 °C, im Fall der Niederschlagshöhe 12 bis 20 %.

Region: / Klimaelement:	Nordeuropa		Südeuropa	
	Modelle 2 x CO_2	bisher beoachtet	Modelle 2 x CO_2	bisher beobachtet
Lufttemperatur, Sommer	+ 2 °C	?	+ 2,5 °C	?
Niederschlagshöhe, Sommer	+ 5 %	?	- 8 %	?
Lufttemperatur, Winter	+ 3,5 °C	?	+ 2,5 °C	?
Niederschlagshöhe, Winter	+ 12 %	?	+ 5 %	?

Zeigen sich die modellierten raum-zeitlichen Strukturen andeutungsweise schon in den aktuellen Beobachtungstrends? Diese Frage wird spätestens am Ende dieser Studie (Kapitel 9) beantwortet sein, wenn die Tabelle ein weiteres Mal vorgelegt wird, mit dem Unterschied, dass dann die Fragezeichen durch Beobachtungsergebnisse ersetzt sein werden.

Wenn auch Beobachtungstrends den anthropogenen Einfluss auf das Klima, der zudem nur *eine Ursache* möglicher Klimaänderungen ist, nicht beweisen können, ist sicher, dass eine Reihe von *Klimawirkungen* inzwischen beobachtet werden können. Dabei bleibt meist unklar, welchen Beitrag das Klima gegenüber anderen Umweltfaktoren ausübt. Die Trendanalyse ist jedenfalls ein Instrument, den klimabedingten Einfluss besser quantifizieren zu können.

Beispielsweise hat der rezente Temperaturanstieg die Eintrittstermine der einzelnen Jahreszeiten verschoben (Rapp & Schönwiese, 1994; Gerstengarbe & Werner, 1999) und dadurch das Vogelzug- und Vogelbrutverhalten modifiziert, was neuerdings eine Reihe interdisziplinärer Forschungsarbeiten bestätigten (näheres in Kapitel 9)[2]. Ein weiteres Beispiel: In den letzten Jahren bzw. Jahrzehnten scheint die Zahl und das Ausmaß extremer Wetterereignisse (vor allem Überschwemmungen und Stürme; Münchener Rück, 1999) in Mitteleuropa zugenommen zu haben[3]. Die Hochwasser des Rheins (1993, 1995), der Oder (1997), in Mitteleuropa (1998) und im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee (1999)[4], deuten auf eine Zunahme von Starkniederschlagsereignissen hin (vergleiche Caspary & Haeberli, 1999), auch wenn noch andere Faktoren, insbesondere Flächenversiegelungen oder Flussbegradigungen, zu den ungewöhnlich hohen Pegelständen beigetragen haben dürften (Immendorf, 1997). Die Klimatrendanalyse erhält zunehmende Bedeutung, da sie nicht nur Hinweise zu den möglichen Ursachen dieser Hochwasserereignisse liefert, sondern ebenso verdeutlicht, dass ver-

---

[2] Schon J.W.v.Goethe wusste um die Abhängigkeit der belebten Natur von Wetter und Klima, als er in einem Brief im Zusammenhang mit seiner Witterungslehre 1825 schrieb (Cotta'sche Buchhandlung, 1960): "*Vielleicht wäre noch die frühere oder spätere Ankunft der Zugvögel, eine geringere oder größere Vermehrung dieser Geschöpfe wie auch der einheimischen Vögel und sonstigen Geflügels zu beachten.*"

[3] Die Anzahl der Elementarschadenereignisse, wozu in geringerem Umfang auch Erdbeben und Hagelschläge zählen, und deren volkswirtschaftliche Schäden haben sich in Deutschland im Laufe der letzten 30 Jahre annähernd verdoppelt (Münchener Rück, 1999).

[4] Zur meteorologisch-klimatologischen Einschätzung der letzten drei genannten Starkniederschlagsereignisse siehe auch im Klimainformationssystem des DWD, KLIS (www.dwd.de/research/klis/produkte/prod.htm).

schiedene behördliche Vorschriften und Regelwerke, die auf einer statischen Interpretation des Klimabegriffs beruhen, den "variierenden Klimazuständen" angepasst werden müssten. Dazu zählen zum Beispiel der KOSTRA-Starkniederschlagsatlas (Bezugsintervall 1951-1980; Bartels et al., 1997), der unter anderem zur hinreichenden Dimensionierung von Kanalsystemen herangezogen wird, oder bestimmte rechtliche Vorschriften, um die Schäden bei Hochwasser möglichst gering zu halten[5].

Die Berechnung von Trends gehört inzwischen zum Alltag des Klimadiagnostikers. Sie hat zudem in vielen verwandten naturwissenschaftlichen Disziplinen Eingang gefunden. Allerdings treten regelmäßig Defizite bei der Angabe der Signifikanz von Trends, der Übertragbarkeit der Ergebnisse[6] auf andere Zeitintervalle oder bei der Sicherung der Datenbasis durch Repräsentanz- und Homogenitätstests[7] auf.

Da diese Schwächen, offensichtlichen Mängel und Irreführungen aber immer wieder auftreten und teilweise sogar benutzt werden, um die Öffentlichkeit zu desinformieren, ist auch aus diesem Grund eine systematische Darstellung der Methodik und Proble-

---

[5] Das Umweltgutachten des Rats von Sachverständigen für Umweltfragen (1996) schlägt vor, dass vorsorgender Hochwasserschutz in § 32 des Wasserhaushaltsgesetzes berücksichtigt werden sollte.

[6] Aus einer Vielzahl von Publikationen sei hier stellvertretend eine Arbeit von Engel (1999) genannt. Unabhängig vom Informationsgehalt berührt die wesentliche Kritik die Wahl der Zeitintervalle. Der Autor stellt die Entwicklung der Niederschlagshöhe zwischen 1931 und 1990 den Abflusszeitreihen gegenüber, für die er lineare Trends für die Zeit von 1891 bis 1995 berechnet. Er vermeidet nicht nur die Angabe der Signifikanz dieser Trends, sondern zusätzlich die Synchronisierung der Vergleichszeiträume. Der Trend des Abflusses kann zwischen 1931 und 1990 selbst vom Vorzeichen her ein gänzlich anderer sein als der Trend des Klimaelements.

[7] So veröffentlichte Balling (1995) die Ergebnisse seiner Analyse zu Klimavariationen in Deutschland der instrumentellen Beobachtungsperiode mit dem Fazit, dass eine bedeutende rezente Erwärmung nicht stattgefunden habe. An der Arbeit ist zunächst zu kritisieren, dass nicht erwähnt wird, welche Homogenitätstests zur Analyse der Temperatur- und Niederschlagsreihen durchgeführt und welche Ergebnisse dabei erzielt wurden. Zwar hat der Autor die statistische Signifikanz des Trends untersucht, über die Methodik und die Resultate berichtet er aber nicht. Balling folgert dann lapidar: *" ... in the most recent 80 years, Germany has shown no statistically significant warming"*. Es bleibt unbekannt, bei welcher Irrtumswahrscheinlichkeit er einen "signifikanten" Trend festmacht. Hinzu kommt, daß die Wahl der Zeitspanne 1911 bis 1990 für die Berechnung des rezenten Erwärmungstrends nicht nur inaktuell, sondern ebenso willkürlich ist. Die beschränkte zeitliche Repräsentanz von Trends findet bei Balling keine Beachtung.
Ein weiteres Beispiel liefert das Handelsblatt (Heuseler, 1998), das unter der Rubrik "Themen und Trends" (sic!) beschrieb, dass der Begriff "Globaltemperatur" leicht in die Irre führen würde. Bezüglich der mitteleuropäischen Temperaturreihe nach Baur (vergleiche Kapitel 8) heißt es dort unter anderem: *"Der Essener Klimatologe Dr. Gerd-Rainer Weber setzte die gleitenden zehnjährigen Mittelwerte der Temperatur in der Vegetationsperiode (April bis September) in Bezug zum langjährigen Durchschnittswert 1761-1970 und kam zum Ergebnis: Der Temperaturverlauf über den Gesamtzeitraum 1761 bis 1996 läßt keinen signifikanten Trend erkennen, ungeachtet der Tatsache, daß die letzten zehn Jahre einer der wärmsten Perioden zuzurechnen sind."*
Dieser kurze Abschnitt leidet an vier Mängeln, die zur Irreführung des Lesers beitragen, und in den angegebenen Kapiteln genauer behandelt werden:
1. Für Aussagen zur Globaltemperatur die Messungen von vier mitteleuropäischen Stationen heranzuziehen, ist aufgrund der beschränkten räumlichen Repräsentanz von Zeitreihe und Trends der Lufttemperatur nicht möglich (Kapitel 2 und 3).
2. Es ist nur die halbe Wahrheit, die Temperaturentwicklung in den Monaten April bis September zu betrachten, zumal in den Wintermonaten die stärksten Erwärmungstrends aufgetreten sind (Kapitel 5 bis 8).
3. Die Messwerte zwischen 1761 und der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts sind aufgrund der sich erst entwickelnden Messtechnik und -methodik mit großer Vorsicht zu interpretieren (Kapitel 3 und 8).
4. Die Wahl des Analyseintervalls (1761 bis 1996) ist willkürlich. Informationen zur zeitlichen Repräsentanz des Trends fehlen. Eine im Kontext des Artikels, nämlich hinsichtlich des anthropogenen Treibhauseffektes, geeignetere Untersuchungszeit wäre zweifelsohne die Zeitspanne zwischen der frühindustriellen Epoche in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts und der unmittelbaren Gegenwart (Kapitel 3).

Tabelle 1.2: Inflation des Begriffes "Trend", am Beispiel seiner Verwendung in den Titeln bzw. Untertiteln aller neuerschienenen Bücher in Deutschland (Datengrundlage: Deutsche Bibliothek, Literaturrecherchesystem ILTIS, Stand: Juli 1999) bzw. in den Titeln der beim Deutschen Wetterdienst katalogisierten meteorologischen Publikationen (Bücher und Aufsätze; Datengrundlage: Deutscher Wetterdienst, Literaturrecherchesystem METLIS, Stand: Juli 1999).

Zeitintervall von bis	1950 1954	1955 1959	1960 1964	1965 1969	1970 1974	1975 1979	1980 1984	1985 1989	1990 1994	1995 1999
	Zahl der Bücher									
ILTIS	1	0	2	6	14	12	34	57	83	65
METLIS	-	-	-	2	14	35	21	31	48	41

matik der Trendanalyse und ihrer Ergebnisse sinnvoll und nötig. Dies schließt natürlich eine präzise Definition des Begriffes "Trend" ein. Denn der Gebrauch dieses Terminus hat in den letzten beiden Jahrzehnten in der bundesdeutschen Gesellschaft beinahe inflationär zugenommen. Das Beispiel der in Deutschland seit 1950 neuerschienenen Bücher mit dem Begriff "Trend" im Titel oder Untertitel macht diese Behauptung anschaulich klar. Während in den 60er und 70er Jahren nur selten derartige Bücher publiziert wurden, stieg die Herausgabe von "Trendliteratur" seit 1980 markant an (Tabelle 1.2). Inzwischen erscheinen jedes Jahr zwischen 10 und 20 neue Titel. Auch die Zahl der meteorologischen Fachliteratur mit Bezug zum Trendbegriff hat in den letzten Jahren deutlich zugenommen (siehe abermals Tabelle 1.2).

Die Bedeutung des Begriffes ist breit gefächert. Grundsätzlich wird er sowohl diagnostisch als auch prognostisch verwendet. Er kann eine Entwicklung, die in der Vergangenheit stattfand und ggf. bis in die Gegenwart reicht, beschreiben. Zu dieser Kategorie zählen nicht nur die in dieser Arbeit behandelten beobachteten Klimatrends, sondern beispielsweise auch Börsentrends. Durch die tägliche Bildung zeitlich gleitender Mittelwerte verschiedener Aktienindizes, zum Beispiel für die vergangenen 30 oder 90 Tage, wird das langfristige Verhalten des Börsenmarktes charakterisiert.

Die Bezeichnung "Trend" kann andererseits eine Tendenz, die für die Zukunft erwartet wird, wiedergeben, dabei vage deren Richtung andeuten oder sie durch Zahlenwerte genau quantifizieren. Hierzu gehören die Ergebnisse der Wettervorhersage- oder Klimamodelle. Eine Extrapolation des diagnostizierten Trends in die Zukunft hinein ist jedoch ohne Wissen über die physikalischen Ursachen der Klimavariationen nicht ohne weiteres möglich (siehe Kapitel 2).

Die statistische Trendanalyse im diagnostischen Sinn ist eingebettet in eine Hierarchie von Analyseschritten, die in einer früheren Arbeit (Rapp & Schönwiese, 1996; Kapitel 2) ausführlich vorgestellt wurden[8]. An dieser Stelle sollen wegen einiger methodischer Fortentwicklungen nur die wichtigsten Aspekte kurz rekapituliert werden (Abbildung 1.1). Es sind fünf Untersuchungskomplexe zu unterscheiden, die sich jeweils in Einzelanalysen, die sukzessive abgearbeitet werden, untergliedern.

[8] Etwa zur gleichen Zeit hat die Schweizerische Meteorologische Anstalt (SMA) die Ergebnisse des Projektes KLIMA90 vorgelegt, das in gut gegliederter Form die dort verwendete Datenaufbereitung einschließlich der Homogenitäts- und Trendanalysen dokumentiert (Aschwanden et al., 1996b). Leider liegen die Klimatrends nur für das kurze Zeitintervall 1961-1990 vor (Aschwanden et al., 1996a). Siehe auch Kapitel 2.

Ausgangspunkt sind Stationszeitreihen, die gegebenfalls erfasst und ergänzt und danach einer Qualitätskontrolle unterzogen werden müssen. Dadurch können Datenfehler, die den Trend verfälschen würden, ausfindig gemacht und korrigiert werden.

Im nächsten Schritt, den sogenannten "Basisanalysen", wird zunächst ermittelt, welche Datenreihen zur weiteren Bearbeitung geeignet sind. Die Homogenitätsanalyse hat die Elimination inhomogener Zeitreihen zur Folge. Mit der Residuenanalyse wird überprüft, ob die Annahme der Linearität des Trends gerechtfertigt ist. Durch die räumliche Repräsentanzanalyse schließlich wird nachgewiesen, dass die vorliegende Stationsdichte eine Interpolation der Trends in Form von Feldern ermöglicht.

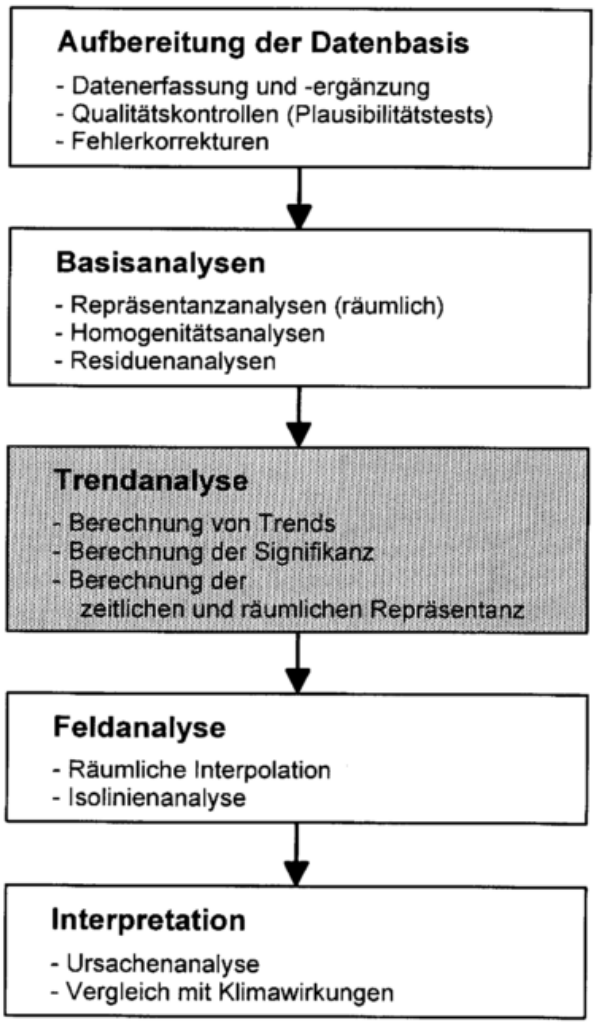


Abbildung 1.1: Analysehierarchie zur Bestimmung und Interpretation klimatologischer Trends.

Die Trendanalyse beinhaltet die Berechnung der - ggf. linearen - Trends, ihre statistische Signifikanz sowie ihre zeitliche und räumliche Repräsentanz. Anschließend werden die als Punktdaten unregelmäßig verteilten Stationstrends durch ein geeignetes Interpolationsverfahren (zum Beispiel Kriging) in Gitterpunktwerte transformiert, und als Felder (zum Beispiel Isolinien) dargestellt. Die einzelnen Analyseschritte führen zur Interpretation der Ergebnisse, die den Versuch einer Ursachenanalyse und einen Vergleich mit beobachteten Klimawirkungen implizieren sollte.

Während Datenaufbereitung und Basisanalysen ausführlich in Rapp & Schönwiese (1996) behandelt werden, legt die vorliegende Studie ihren methodischen Schwerpunkt auf die Trendanalyse. Sie setzt sich vier wesentlichen Teilen zusammen:

- der Beschreibung der Methodik und Problematik der Trendanalyse (Kapitel 2 bis 4),
- der Präsentation der wichtigsten Ergebnisse der Trendanalyse für Europa und Deutschland (Kapitel 5 bis 8), ergänzt durch einen aktualisierten Satz von Trendkarten (Anhang 2), der den schon 1996 herausgegebenen Klimatrendatlas für Deutschland (Rapp & Schönwiese, 1996) konsequent fortführt,
- dem Fazit mit einer Übersicht über bereits eingetretene Klimawirkungen aus dem Untersuchungsgebiet und der generellen Einordnung der gefundenen Klimatrends (Kapitel 9) und
- der Produktdokumentation (Anhänge). Einzelne Produkte sind auf Anfrage beim Autor bzw. beim Institut für Meteorologie und Geophysik der Goethe-Universität Frankfurt am Main für Forschungszwecke erhältlich.

Kapitel 2: Allgemeine Methodik der klimatologischen Trendanalyse

"Aber vielleicht ist zu keiner Erkenntnis die Erfahrung so unerläßlich wie zur richtigen Schätzung des Unbestandes und Wechsels der Dinge. Weil eben jeder Zustand für die Zeit seiner Dauer notwendig und daher mit vollstem Rechte vorhanden ist, so sieht jedes Jahr, jeder Monat, jeder Tag aus, als ob nun endlich er Recht behalten wollte für alle Ewigkeit. Aber keiner behält es, und der Wechsel allein ist das Beständige. Der Kluge ist der, welchen die scheinbare Stabilität nicht täuscht und der noch dazu die Richtung, welche der Wechsel zunächst nehmen wird, vorhersieht."

Artur Schopenhauer, 1788-1860

Die Trendanalyse als diagnostisches Mittel zur Detektion beobachteter Klimavariationen hat in den letzten beiden Jahrzehnten zunehmende Bedeutung erlangt. Dabei wird der Begriff "Trend" sehr unterschiedlich benutzt. Der Bericht der "Working Group I" zum "Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change" (IPCC; Houghton et al., 1996) beruht im Abschnitt über beobachtete Temperaturtrends (Kapitel 3.2, Seiten 141 ff.) auf einer Vielzahl von Berechnungsmethoden und Bezugszeiten. Exemplarisch seien Jones (1994) und Parker et al. (1995) genannt, die die Mittelwerte der Lufttemperatur der beiden Intervalle 1955-1974 und 1975-1994 in Beziehung setzen und aus dieser Differenz globale Karten entwerfen. Andere Autoren werden mit nicht spezifizierten, möglicherweise linearen Trends zitiert. Regelmäßig werden auf 1, 10 oder 100 Jahre normierte Zahlenangaben verwendet. Gleichzeitig werden 12 verschiedene Untersuchungsintervalle angeführt. Zudem fehlen häufig Informationen zur Signifikanz der Trends.

Mit dem Begriff "Trend" verbindet der Klimatologe gewöhnlich die langfristige Veränderung einer oder mehrerer Klimaelemente oder daraus abgeleiteter Größen, das heißt eine Niveauverschiebung der mittleren Klimaverhältnisse. Dabei befähigt die Trendanalyse nicht zur Extrapolation ihrer Resultate über Anfang und Ende der Untersuchungszeit hinaus. Ohne die Berücksichtigung der Ursachen der Klimavariationen, entweder auf statistischem Weg (wie zum Beispiel bei Schönwiese et al., 1997; Schönwiese et al., 1998; und Walter & Schönwiese, 1999) oder auf der Basis dynamischer Klimamodelle (siehe zum Beispiel Roeckner et al.,1996; Machenhauer et al., 1998) ist prinzipiell keine Prognose möglich.

In der wirtschaftswissenschaftlichen Fachliteratur exisitieren leicht variierende, qualitative Beschreibungen des Trendbegriffs, zum Beispiel bei:

- Hochstädter (1991): langfristige Grundrichtung der zeitlichen Entwicklung,
- Bohley (1991): säkulare wirksame Entwicklungstendenz oder "Grundrichtung",
- Schlittgen & Streitberg (1995): langfristige systematische Veränderung des mittleren Niveaus der Zeitreihe.

Es ist zunächst erforderlich, die wesentlichen praktischen Grundlagen der statistischen Trendanalyse für die Klimadiagnose zusammenfassend darzustellen, dabei auftretende Probleme und gegebenenfalls Lösungswege aufzuzeigen. Dabei wird von dem klassischen Komponentenmodell ökonomischer Zeitreihen, das in den Wirtschaftswissenschaften schon länger bekannt ist, ausgegangen.

2.1 Grundlagen

Das Komponentenmodell geht von der Annahme aus, dass eine Zeitreihe durch das Zusammenwirken mehrerer zeitlicher Variationskomponenten entsteht bzw. sich in die-

se zerlegen lässt (Schlittgen & Streitberg, 1995; Bohley, 1991; Hochstädter, 1991; Grieser et al., 1999).

Für klimadiagnostische Zwecke ist eine genauere Differenzierung dieses Ansatzes einer strukturorientierten Zeitreihenzerlegung zweckmäßig, wie sie Grieser et al. (2000) vorgeschlagen haben. Die Zeitreihe y_t (y Merkmalswert, t Zeit) besteht demnach aus sechs bzw. sieben Komponenten, die miteinander additiv[1] verknüpft sind:

$$y_t = M + T + C + S + E + R \qquad (2.1)$$

Dabei ist: M der Mittelwert der Zeitreihe,
T der Trend, auch Fundamentalkomponente genannt, der zu einer hohen Autokorrelation ("rotes Rauschen") der Zeitreihe führt,
C die zyklische Komponente, in der Ökonomie auch Konjunkturkomponente genannt, da sie sich typischerweise auf Zykluslängen von einigen Jahren bezieht, ähnlich wie bei den Klimaphänomenen ENSO, NAO und QBO oder dem Sonnenfleckenzyklus (Grieser et al. (2000) schlüsseln hier weiter in polynomiale und harmonische Komponente auf),
S der Jahresgang, auch saisonale Komponente genannt, die durch Subtraktion der Zeitreihenwerte vom mittleren Jahresgang oder Bandpassfilterung eliminiert werden kann,
E seltene extreme Ereignisse (Extrema, Ausreißer),
R die Restkomponente, auch residuale oder irreguläre Komponente genannt, die aus der stochastischen kürzerperiodischen Variabilität besteht.

Bei der Differenzierung zwischen den Komponenten T und C, die in der Literatur (Schlittgen & Streitberg, 1995, u.a.) zuweilen zur "glatten" Komponente zusammengefasst werden, ist darauf zu achten, dass bestimmte langperiodische Klimaphänomene, zumal wenn deren Andauer nicht genau bekannt ist, durch eine Zeitreihenzerlegung "zerrissen" und nicht mehr als Ganzes diagnostiziert werden können.

Es exisitieren eine Reihe von Möglichkeiten der Erfassung bzw. Quantifizierung der glatten Komponente bzw. des Trends:

- die lineare Regression, das heißt Berechnung der Trendgeraden (vgl. Kapitel 2.1.1),
- die robuste Schätzung linearer Trends, falls Ausreißer zuvor nicht eliminiert werden konnten (vgl. Schlittgen & Streitberg, 1995),
- nicht-lineare (polynomiale, exponentielle, logarithmische) Funktionsanpassungen der Zeitreihe (vgl. Schlittgen & Streitberg, 1995; u.a.),
- sogenannte "Splines", also das Konzept der Glättung der Zeitreihe durch Bestimmung von Funktionsableitungen (vgl. Schlittgen & Streitberg, 1995),
- die Gauß'sche Tiefpassfilterung (vgl. Schönwiese, 1992),
- die Bildung zeitlich gleitender Durchschnittswerte (vgl. Bohley, 1991; u.a.).

Hinzu tritt die schon kurz erwähnte Differenz der Mittelwerte zweier Zeitreihenabschnitte, die zusammen mit der Berechnung des linearen Trends die in der Klimadiagnose verbreitetste Möglichkeit der Bestimmung der "Grundrichtung" einer Zeitreihe darstellt. Sie werden in den nachfolgenden Kapiteln behandelt.

---

[1] Bei multiplikativer Verknüpfung nimmt die Streuung der kürzerperiodischen Anteile um die glatte Komponente mit dieser zu, was für Klimazeitreihen offenbar nicht notwendigerweise gilt.

2.1.1 Der lineare Trend

Beim linearen Trend wird durch die Zeitreihe y_n der Länge N (zum Beispiel N Jahre) eine Regressionsgerade

$$\hat{y}_n = \alpha + \beta\, t_n \tag{2.2}$$

nach dem Kriterium der kleinsten Quadrate gelegt, das heißt, die Summe der quadrierten Differenzen $y_n - \hat{y}_n$ muss minimal werden (Schlittgen & Streitberg, 1995):

$$\sum_{n=1}^{N} \left(y_n - \hat{y}_n\right)^2 = Min. \tag{2.3}$$

Es bedeuten $\hat{y}_n$ die Ordinatenwerte der Regressionsgeraden zu den Zeitpunkten t_n, α, β die Regressionskoeffizienten. Aus (2.2) und (2.3) bestimmt sich die Steigung β der Regressionsgeraden (Schlittgen & Streitberg, 1995; Schönwiese, 1992) zu

$$\beta = \frac{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} t_n y_n - \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} t_n \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} y_n}{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} t_n{}^2 - \left(\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} t_n\right)^2}. \tag{2.4}$$

Werden die Zeitpunkte t_n durchnummeriert (t_n = 1,...,N), vereinfacht sich (2.4) zu

$$\beta = \frac{\frac{12}{N}\left(\sum_{n=1}^{N} t_n y_n - \frac{N+1}{2}\sum_{n=1}^{N} y_n\right)}{N^2 - 1}. \tag{2.5}$$

Der Trend T ist nun angebbar entweder

- als bloße Richtungsinformation:

$$T = \operatorname{sgn} \beta\,, \tag{2.6}$$

- als Differenz des ersten und letzten Ordinatenwertes der Regressionsgerade für das betrachtete Zeitintervall:

$$T = \Delta\, \hat{y} = \hat{y}_N - \hat{y}_1 = \beta\,(N-1), \tag{2.7}$$

  wobei N die Anzahl der Zeitreihenwerte ist, also wiederum t_n = 1, ..., N ohne Beschränkung der Allgemeinheit gilt;

- als normierter Trend, was problematisch ist, da zur zeitlichen Intra- oder Extrapolation (Prognose) verleitet wird:

$$T = \frac{\Delta \hat{y}}{N}\, k\,, \tag{2.8}$$

  wobei k beispielsweise 1, 10, oder 100 (Jahre) betragen kann. Die Verwendung eines normierten Trends bewährt sich, falls einzelne Stationen eine etwas geringere zeitliche Datenverfügbarkeit besitzen als das Gros des Datenkollektivs, aber diese Stationen dennoch in der Analyse verbleiben sollen;

- als relativer Trend:

$$T = \frac{\Delta\hat{y}}{\bar{y}} \quad bzw. \quad T = \frac{\Delta\hat{y}}{\hat{y}_1}, \tag{2.9}$$

vergleiche Kapitel 2.1.3. Prinzipiell sollte immer auch das dazugehörige Analyseintervall und der Ort, auf den sich die Daten beziehen, mit angegeben werden.

Falls das Modell des linearen Trends für die zu analysierenden Zeitreihendaten angemessen ist, sollten die Residuen der Merkmalswerte der Trendgerade

$$\Delta r_n = \hat{y}_n - y_n \tag{2.10}$$

näherungsweise einen Zufallsprozess repräsentieren, der der Stationarität (das heißt keine zeitlichen Änderungen des Mittelwertes, der Standardabweichung, etc.) unterliegt, keine Autokorrelation und normalverteilte Daten aufweist (Schlittgen & Streitberg, 1995)[2]. Betrachtet man im Fall der Jahresniederschlagshöhe für Frankfurt/Main die Häufigkeitsverteilung der Residuen Δr_n (Abbildung 2.1), ist wenigstens die Annahme der Normalverteilung gerechtfertigt, da der Kolmogorov-Smirnov-Test (Sachs, 1993) die Null-Hypothese, dass eine Gauß'sche Normalverteilung auf einem Vertrauensintervall von 99 % vorliegt, bestätigt, auch wenn ein leichter positiver Exzess zu erkennen ist.

Die Berechnung der Residuen für die Trends der Jahresniederschlagshöhe, wie sie von Rapp & Schönwiese (1996) für rund 150 Niederschlagstationen in Deutschland durchgeführt wurde, zeigt, dass etwa 86 % aller Zeitreihen die Testbedingungen der Normalverteilung (Vertrauensbereich > 95 %) erfüllen. Nur 14 % der Stationen werden als fragwürdig eingestuft.

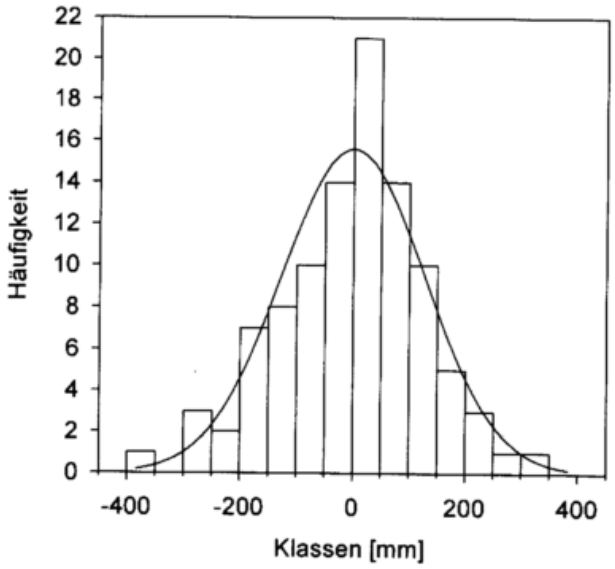


Abbildung 2.1: Häufigkeitsverteilung der Residuen des linearen Trends der Jahresniederschlagshöhe in Frankfurt/Main, 1891-1990, mit angepasster Gauß'scher Normalverteilung (aus Rapp & Schönwiese, 1996).

[2] Sofern die Residuen mit einem Erwartungswert von 0 und konstanter Varianz unabhängig normalverteilt sind, handelt es sich bei den geschätzten Regressionskoeffizienten α und β um sogenannte "beste unverzerrte Schätzer". Die Annahme der Unabhängigkeit, das heißt, die Residuen sind nicht autokorreliert, ist in der Zeitreihenanalyse aber praktisch nie erfüllt. Nähere Erläuterungen zur Residuenanalyse siehe Schlittgen & Streitberg (1995), S. 17 ff.

2.1.2 Die Mittelwertdifferenz

Die Berechnung der Differenz der Mittelwerte für zwei Zeitreihenabschnitte gestaltet sich einfacher als die Berechnung einer Regressionsgeraden. Sie erinnert an die mathematische Definition der Treppenfunktion (Forster, 1983). Um wie bei der linearen Regression alle Einzeldaten mit gleichem Gewicht in die Berechnung einzubinden, sollten die beiden Subintervalle gleich lang sein und das gesamte Analyseintervall abdecken, sich selbst aber nicht überschneiden. Der Trend bestimmt sich, falls die Zeitpunkte wiederum durchnummeriert werden, dann zu

$$\Delta\bar{y} = \bar{y}_2 - \bar{y}_1 = \frac{2}{N}\left(\sum_{t=\frac{N}{2}+1}^{N} y_t - \sum_{t=1}^{\frac{N}{2}} y_t\right) \qquad (2.11)$$

Bei ungeradem N ist der erste Summand der ersten Summe allerdings y ($t = \frac{N}{2}$), das heißt, der Merkmalswert exakt in der Mitte des Zeitintervalls geht bei beiden Mittelungen ein, was die Mittelwertdifferenz jedoch nicht beeinflusst.

In der Literatur (zum Beispiel Houghton et al., 1996; siehe oben) werden oft unterschiedlich lange oder nicht direkt aufeinanderfolgende Zeitintervalle miteinander verglichen. Teilweise werden die Mittelwerte nur für das erste und das dritte Drittel der Zeitreihe miteinander in Beziehung gesetzt, der mittlere Abschnitt bleibt dagegen unberücksichtigt. Noch ungünstiger ist die Gegenüberstellung der Mittelwerte für zwei sich überschneidende und/oder unterschiedlich lange Zeitintervalle. Diese Trendberechnung ist zu vermeiden, da sich die Bestimmung der Signifikanz unnötig verkompliziert (vergleiche Kapitel 2.2.2).

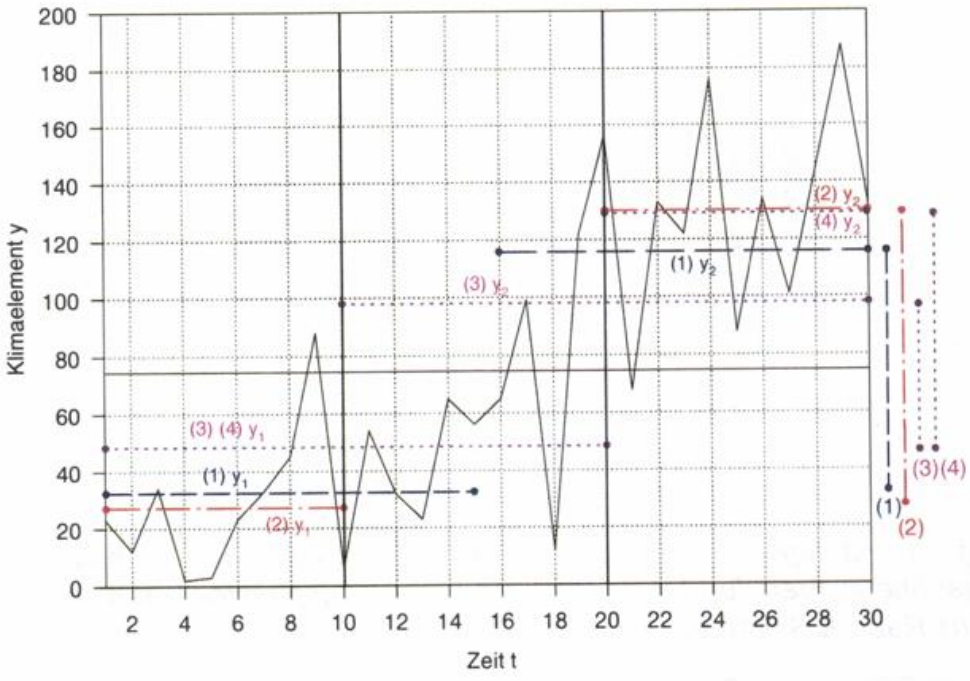


Abbildung 2.2: Schema der Auswahl von Subintervallen zur Berechnung von Mittelwertdifferenzen. Nährere Erläuterungen im Text.

Abbildung 2.2 demonstriert für eine willkürliche Zeitreihe verschiedene Möglichkeiten der Berechnung der Mittelwertdifferenz mit teilweise sehr unterschiedlichen Resultaten, worauf beim Vergleich von Untersuchungen unbedingt zu achten ist. Der nach (2.11) berechnete Trend (Beispiel (1)) beträgt $\Delta\overline{y} = 83$. Beispiel (2) einer Drittelung liefert $\Delta\overline{y} = 102$, Beispiel (3) einer Überschneidung um ein Drittel dagegen nur $\Delta\overline{y} = 51$ und Beispiel (4) für ungleich lange Subintervalle nur zufällig einen ähnlich hohen Wert wie Beispiel (1), nämlich $\Delta\overline{y} = 81$.

2.1.3 Definition und Problematik relativer Trends

Bei Klimaelementen, die physikalische Stoffmengen (z.B. die Niederschlagshöhe) oder die Andauer bestimmter atmosphärischer Zustände (z.B. die Sonnenscheindauer) mit Werten $y \geq 0$ beschreiben, ist die Einführung eines "relativen Trends" zweckmäßig, da er den Vergleich von Stationsreihen mit räumlich variierenden Mittelwerten erlaubt. Die mittlere Niederschlagshöhe beispielsweise ist höhen- und orographieabhängig. Absolute Trends spiegeln kleinskalige geografische Abhängigkeiten gut wider, während relative Trends großräumige klimatologische Strukturen besser veranschaulichen (vergleiche auch Trendkarten in den Anhängen 2 und 3).

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, relative Trends (kurz: T_{rel}) zu definieren. Die erste Möglichkeit beruht darauf, die Veränderung der Klimavariablen (z.B. den linearen Trend T_{abs}) während des Untersuchungsintervalls in Relation zum Mittelwert der Klimavariable $\overline{y}$ zu setzen, also das Verhältnis

$$(1)\; T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\overline{y}} \tag{2.12}$$

zu bilden und es gegebenenfalls prozentual auszudrücken.

Die zweite Möglichkeit ist die Berechnung der Abweichung des aktuellen Niveaus einer Klimavariablen (zum Beispiel am Ende einer Trendgeraden) von den mittleren Bedingungen. Diese Differenz ist ebenfalls in Bezug zum Mittelwert der untersuchten Zeitreihe anzugeben:

$$(2)\; T_{rel} = \frac{\frac{1}{2} T_{abs}}{\overline{y}}. \tag{2.13}$$

Schließlich beruht die dritte Variante, die gebräuchlich ist, abermals auf der Änderung der Klimavariablen im Laufe des Analysezeitraums, bezieht diese Veränderung aber auf den Anfangswert der Zeitreihe bzw. Trendgeraden:

$$(3)\; T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\hat{y}_1}. \tag{2.14}$$

Bei der letzten Möglichkeit der Definition besteht allerdings die Paradoxie, dass betragsmäßig gleiche absolute Trends, die sich nur im Vorzeichen unterscheiden, verschieden große relative Trends implizieren. Einer Zunahme wird ein betragsmäßig größerer relativer Trend zu geordnet als einer Verminderung der Klimagröße (Abbildung 2.3, Fall (3)). Im Fall einer theoretisch denkbaren, in der Praxis jedoch selten vorkommenden Zunahme von "0 bzw. nahe 0 auf 100" lässt sich kein relativer Trend gemäß Formel (2.14) ermitteln bzw. er ist, ähnlich wie bei den anderen beiden Varianten, exor-

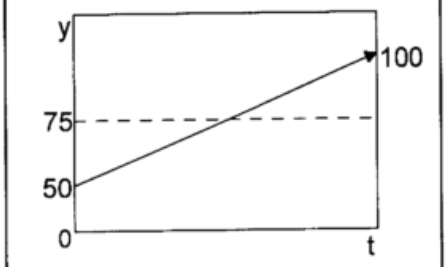
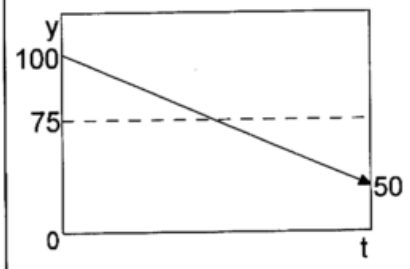
	(1) $T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\bar{y}}$ (3) $T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\hat{y}_1}$	$T_{rel} = +\frac{50}{75} = +0.666 \equiv +67\ \%$ $T_{rel} = +\frac{50}{50} = +1.0 \equiv +100\ \%$
	(1) $T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\bar{y}}$ (3) $T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\hat{y}_1}$	$T_{rel} = -\frac{50}{75} = -0.666 \equiv -67\ \%$ $T_{rel} = -\frac{50}{100} = -0.5 \equiv -50\ \%$

Abbildung 2.3: Vergleich der Definition relativer Trends auf der Basis des Mittelwertes (1), Formel (2.14), und des Anfangswertes (3) der Zeitreihe, Formel (2.12).

bitant groß. Konkret tritt dieses Dilemma bei der Darstellung von Niederschlagsanomalien in Wüsten- und Steppengebieten auf (vergleiche Karten des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie in "Die Witterung in Übersee", Deutscher Wetterdienst, 1998a). Allgemein sollten bei sehr kleinen Mittelwerten (nahe 0) daher relative Trends ignoriert und stattdessen absolute Trends bzw. Abweichungen angegeben werden.

Aufgrund der Probleme bei der Definition des relativen Trends nach Formel (2.14) wird in dieser Arbeit die eindeutige Variante gemäß Formel (2.12) benutzt. Der relative Trend nach Formel (2.13) ist sofort aus (2.12) ableitbar.

2.2 Die Signifikanz des Trends

Der Trend kann ohne Information über seine statistische Signifikanz nicht richtig interpretiert werden. Es muss eine zusätzliche Aussage getroffen werden, wie "streng" beziehungsweise wie "sicher" er ist, also wie deutlich er sich gegenüber der Zeitreihenvariabilität heraushebt. Die Bewertung eines Trends wird durch diese qualifizierende Information erst möglich. Zum Beispiel bietet der Trendtest nach Cox und Stuart (vergleiche zum Beispiel Jenkins und Watts, 1968) ein einfaches Prüfverfahren ("Schnelltest"), um die Zufälligkeit eines Trends zu untersuchen. Er prüft zwar wie der Trendtest nach Mann und Kendall (Kap. 2.2.1) die Vorzeichen von Wertedifferenzen, vergleicht sie allerdings nur für die Datenwerte des ersten mit denen des letzten Drittels der Zeitreihe. Zur näheren Erläuterung sei auf die Literatur verwiesen (zum Beispiel Schönwiese, 1992).

Ein Trend setzt sich somit aus Vorzeichen, Betrag und Signifikanz zusammen. In Kapitel 3 werden zwei essentielle, den Trend charakterisierende Größen hinzugefügt.

2.2.1 Der Trendtest nach Mann und Kendall

Der Trendtest nach Mann (1945) und Kendall (1970) ist ein geeignetes Verfahren zur Abschätzung der Signifikanz, ohne dass eine Normalverteilung der Daten (damit nichtparametrischer Test) oder die Linearität des Trends vorausgesetzt wird. Der Test bewertet lediglich ein relatives Ansteigen oder Abfallen der Reihenwerte, aus der keinerlei detaillierte Informationen über den zeitlichen Verlauf der Änderung abgeleitet werden kann. Allerdings werden in einem einzigen Analyseschritt alle möglichen in der Zeitreihe vorkommenden Trends erfasst (vergleiche auch Sneyers, 1990; Denhard & Schönwiese, 1992). Die Signifikanzaussage darf deshalb nicht auf den linearen Trend bezogen werden, der strenggenommen Normalverteilung voraussetzt (Kapitel 2.1.1).

Der von Mann (1945) ursprünglich entwickelte Trendtest lautet

$$Q_s = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^{N} \operatorname{sgn}(y_j - y_i)}{\frac{1}{2}N(N-1)} = \frac{S}{\frac{1}{2}N(N-1)}, \qquad (2.15)$$

worin N die Länge der untersuchten Zeitreihe, y_i und y_j die zu vergleichenden Beobachtungswerte bedeuten. Die Summierung erfolgt über alle möglichen, das heißt insgesamt $\frac{1}{2} N (N-1)$ Wertepaare (y_i, y_j), für die $i < j$ gilt.

Ist $N > 10$, ist der Testwert Q_s näherungsweise normalverteilt mit dem Mittelwert $\mu = 0$ und der Varianz

$$\sigma^2 = \frac{2(2N+5)}{9N(N-1)}. \qquad (2.16)$$

Schließlich ergibt sich die normierte Testgröße

$$Q = \frac{Q_s - \mu}{\sigma} = \frac{S}{\sqrt{\frac{1}{18}N(N-1)(2N+5)}}. \qquad (2.17)$$

Kendall (1970) modifizierte diesen Test für den Fall identischer Zeitreihenwerte und erhielt

$$Q = \frac{S}{\sqrt{\frac{1}{18}\left[N(N-1)(2N+5) - \sum_l b_l(b_l-1)(2b_l+5)\right]}}, \qquad (2.18)$$

wobei b_l die Anzahl der identischen Reihenwerte des Beobachtungswertes y_l ist. In dieser Form liefert der Mann-Kendall-Trendtest Zahlenwerte Q, die mit den in Tabelle 2.1 angegebenen Vertrauensgrenzen V und Irrtumswahrscheinlichkeiten α der Standardnormalverteilung identifiziert werden können.

Tabelle 2.1: Signifikanz der Trends: Vertrauensgrenzen V und Irrtumswahrscheinlichkeiten α für den Mann-Kendall-Trendtestwert Q in Orientierung an die Standardnormalverteilung (und andere Trendtests, ggf. auch das Trend-Rausch-Verhältnis T/R; aus Schönwiese & Rapp, 1997).

Q	V	α	V	α	Q
> 1	> 68.3 %	< 0.317	> 80 %	< 0.2	> 1.282
> 1.5	> 86.6 %	< 0.134	> 90 %	< 0.1	> 1.645
> 2	> 95.4 %	< 0.046	> 95 %	< 0.05	> 1.960
> 3	> 99.7 %	< 0.003	> 99 %	< 0.01	> 2.576
> 4	> 99.99 %	< 0.00001	> 99.9 %	< 0.001	> 3.290

2.2.2 Das Trend-Rausch-Verhältnis

Setzt man den linearen Trend zur Gesamt-Variabilität der Zeitreihe in Beziehung, das heißt im Sinne des Komponentenmodells (Kapitel 2.1) T mit (T+C+S+E+R), erhält man als Maß der Signifikanz das Trend-Rausch-Verhältnis

$$T/R = \frac{T_{lin}}{\sigma}, \tag{2.19}$$

sofern die Variabilität durch die Standardabweichung σ identifiziert wird. Nimmt es den Wert 2 an, dann ist der Trend doppelt so groß wie die Standardabweichung, erreicht also gerade die sogenannte "2σ-Grenze". Bei normalverteilten Daten entspricht diesem Trend-Rausch-Verhältnis ein Signifikanzniveau von ungefähr 95 % (Irrtumswahrscheinlichkeit α = 0.05), vergleiche Tabelle 2.1.

Das Trend-Rausch-Verhältnis ist in Anlehnung an das Signal-Rausch-Verhältnis aus der Nachrichtentechnik übernommen worden und findet in der Klimadiagnose verbreitet Anwendung. Der Vorschlag, anstatt der Standardabweichung der originären Beobachtungsreihe die Standardabweichung der trendbereinigten Zeitreihe

$$y_n(ohne\,Trend) = y_n - (\hat{\beta}\, t_n + \alpha) \tag{2.20}$$

zu benutzen, also nicht mehr die Gesamt-Variabilität als Vergleichsmaßstab zu benutzen, findet keine weitere Beachtung, da (2.19) üblich und wegen $\sigma_{mit\ Trend} > \sigma_{ohne\ Trend}$ die vorsichtigere Abschätzung der Signifikanz ist.

2.2.3 Der t-Test

Der t-Test gibt Auskunft, ob die Mittelwerte $\bar{y}_1$ und $\bar{y}_2$ zweier unabhängiger, also nicht überlappender Zeitreihenabschnitte der Länge N_1 und N_2 sich signifikant voneinander unterscheiden oder nicht. Er fungiert als Maß der Signifikanz für die in Kapitel 2.1.2 vorgestellte Mittelwertdifferenz. Die beiden Subintervalle sollten gleich groß sein, da dann eine Abweichung von der Normalverteilung weniger schwerwiegend ist (Sachs, 1993). Für den an dieser Stelle interessierenden speziellen Fall $N_1 = N_2$ gilt nach Schönwiese (1992) bzw. Sachs (1999) für die Prüfgröße

$$\hat{t} = \frac{|\bar{y}_1 - \bar{y}_2|}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{N_1}}} \tag{2.21}$$

und die Zahl der Freiheitsgrade

$$\nu = \frac{(N_1 - 1)\left(\sigma_1^2 + \sigma_2^2\right)}{\left(\sigma_1^2\right)^2 + \left(\sigma_2^2\right)^2}. \tag{2.22}$$

Falls die Prüfgröße größer oder gleich einem tabellierten Wert der t-Verteilung für die Irrtumswahrscheinlichkeit α und die Zahl der Freiheitsgrade ν ist, sind die Mittelwerte auf einem Niveau von (100 - 100 α) [%] signifikant voneinander unterschieden. Für die Vertrauensbereiche gilt approximativ

$$|\bar{y}_1 - \bar{y}_2| - t_{\nu,\alpha}\, B \le \Delta\bar{\mu} = \bar{\mu}_2 - \bar{\mu}_1 \le |\bar{y}_1 - \bar{y}_2| + t_{\nu,\alpha}\, B, \tag{2.23}$$

wobei $\bar{\mu}_i$ hypothetische Mittelwerte sind und für B gilt

$$B = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{N_1}}. \tag{2.24}$$

Falls die Varianzen σ_1^2 und σ_2^2 ungefähr gleich sind, was man beispielsweise mit dem F-Test feststellen kann (Schönwiese, 1992), vereinfachen sich die Ausdrücke (2.21, 2.22, 2.24) weiter. Sind wiederum $N_1 = N_2 > 10$, ist der t-Test gegenüber Abweichungen von der Normalverteilung robust. Bei deutlich schiefen Verteilungen, aber ähnlichem Verteilungstyp, sollte $N_1 = N_2 > 20$ sein (Sachs, 1993). Beide Bedingungen sind bei der Trendanalyse langer Zeitreihen in der Regel erfüllt, da normalerweise $N \ge 30$ bzw. $N \ge 100$.

2.3 Trendumkehrpunkte

Gelegentlich wird die Berechnung eines Trends für das gesamte Analyseintervall der tatsächlichen Entwicklung nicht gerecht. Dies ist dann der Fall, wenn sich der Trend ein oder mehrere Mal mehr oder weniger rasch umkehrt, also sein Vorzeichen ändert. Trendumkehrpunkte sind dabei solche Zeitpunkte, die am Ende der einen Trendrichtung und gleichzeitig am Beginn der dieser entgegengesetzten Trendrichtung stehen (Schlittgen & Streitberg, 1995).

Ein bekanntes eindrucksvolles Beispiel aus der Klimadiagnose ist der Verlauf der Jahresmitteltemperatur des Hohenpeißenbergs zwischen 1782 und 1998 (Abbildung 2.4). Der lineare Trend für die gesamte Zeitspanne ist nicht signifikant und beträgt nur ca. 0.3 °C (Tabelle 2.2). Bestimmt man jedoch die Trends für zwei Teilintervalle, wird die tatsächliche Entwicklung überzeugender beschrieben: In der ersten Hälfte bis etwa 1890 geht die Temperatur um 0.9 °C zurück, um anschließend in der gleichen Zeit um etwa den gleichen Betrag (0.8 °C) anzusteigen. Beide Trends sind, legt man den Mann-Kendall-Test zugrunde, statistisch signifikant (vergleiche wiederum Tabelle 2.2).

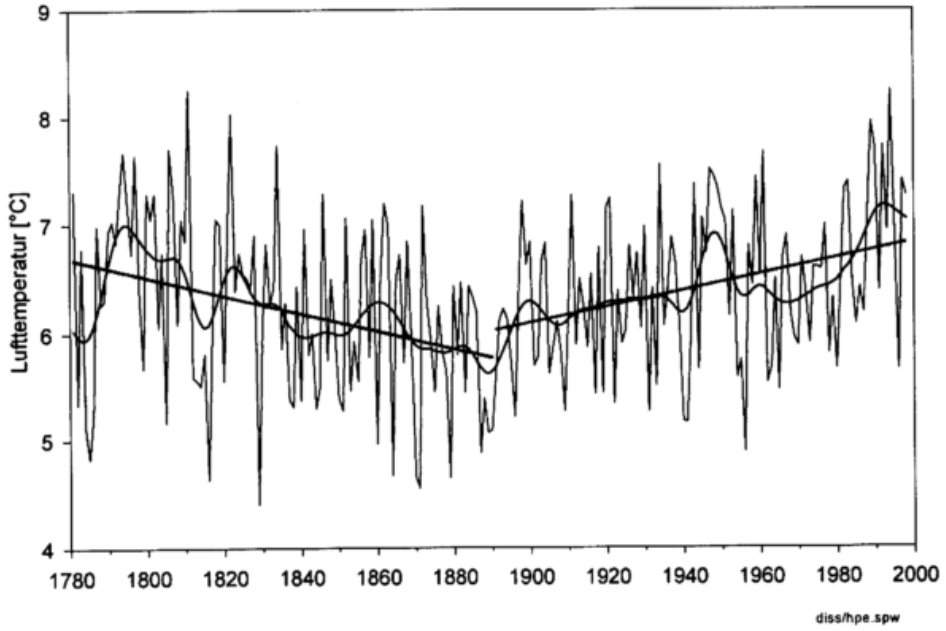


Abbildung 2.4: Verlauf der Jahresmitteltemperatur des Hohenpeißenbergs 1781-1998 mit 20-jährig tiefpassgefilterten Werten und den Trendgeraden für die Teilintervalle 1781-1890 und 1891-1998.

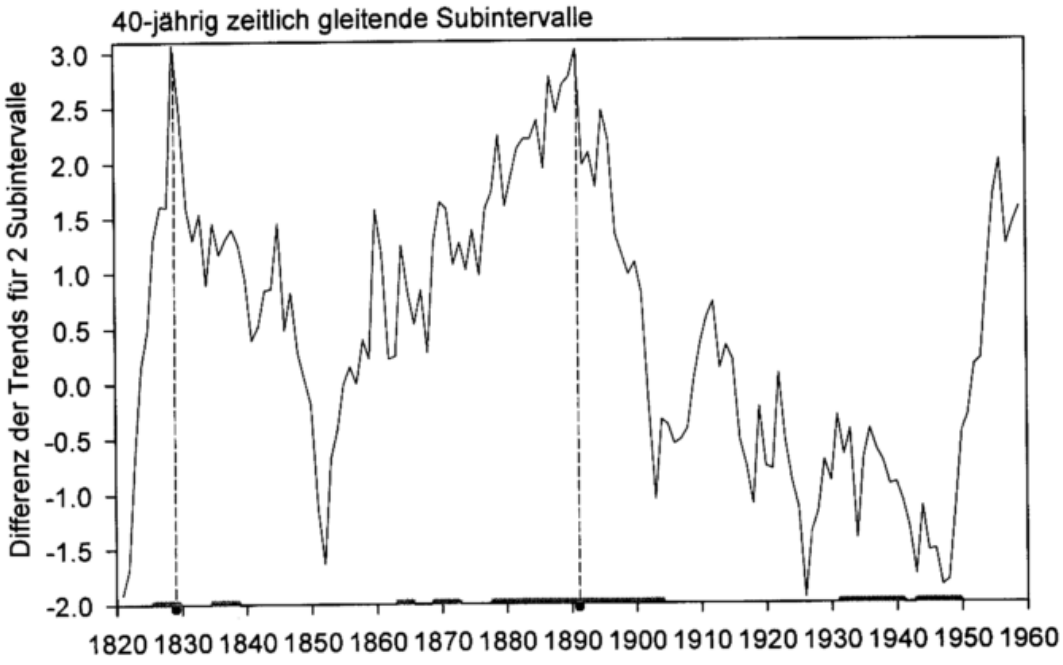


Abbildung 2.5: Dynamische Analyse der Differenz des linearen, auf 100 Jahre normierten Trends für zwei aufeinanderfolgende, jeweils 40-jährige Subintervalle für die Zeitreihe der Lufttemperatur des Hohenpeißenbergs, 1781-1998. Die Abszisse gibt den Zeitpunkt des Ende des ersten und Anfang des zweiten Subintervalls, also den Zeitpunkt einer potentiellen Trendumkehr an.

Tabelle 2.2: Statistische Trendgrößen für die Zeitreihe der Jahresmitteltemperatur des Hohenpeißenbergs.

	Zahl der Jahre	Linearer Trend [°C]	Trend-Rausch-Verhältnis	Mann-Kendall-Trendtest Q
1781-1998	218	0.27	0.34	1.32
1781-1890	110	-0.91	-1.08	-3.43
1891-1998	109	0.78	1.10	3.15

Eine exakte Lokalisierung dieses "Trendumkehrpunktes" ist mit einer zeitlich gleitenden Berechnung der normierten linearen Trends für jeweils zwei unmittelbar aneinandergrenzende Subintervalle möglich. Die zeitlich variierende Differenz dieser Trends wird in Abbildung 2.5 verdeutlicht. Der Trend verändert sein Vorzeichen zu den an der Abszisse grau markierten Zeiten. Besonders deutlich ist der Richtungswechsel um das Jahr 1891. Der Trend im Subintervall 1851-1890 unterscheidet sich vom Trend im nachfolgenden Subintervall 1891-1930 um ca. 3°C. Ein weiterer, jedoch irrelevanter Umkehrpunkt befindet sich im Jahr 1829. An dieser Stelle liegt nämlich kein zeitlich stabiler Vorzeichenwechsel vor, so dass keine durchgreifende Trendumkehr erwartet werden kann, eine Feststellung, die auch Abbildung 2.4 stützt.

2.4 Variablentransformierte Trends

Zahlreiche Phänomene in Fauna und Flora orientieren sich nicht unmittelbar an Lufttemperatur, Niederschlagshöhe oder anderen Klimaelementen, sondern an daraus abgeleiteten Größen, wie den Eintritt günstiger Witterungsbedingungen, Wärme- und Kältesummen oder der Anzahl von Tagen mit charakteristischen Wetter- und Witterungserscheinungen. Dies gilt für das Vogelzugverhalten ebenso wie für die Entwicklung der phänologischen Phasen, deren beobachtete zeitliche Verschiebungen exemplarisch in Kapitel 9 vorgestellt werden. Denkbar ist weiterhin die Ableitung von Starkniederschlagsereignissen aus der monatlichen Niederschlagshöhe. Schließlich lassen sich Gradtagszahlen (vergleiche Kapitel 9) und die Zahl der Sommer- oder Frosttage direkt aus der Lufttemperatur[3] schließen. Allerdings besteht das Problem, dass die Zusammenhänge nicht immer eindeutig determiniert sind. Vielmehr beeinflussen noch andere Faktoren, klimatologische oder nicht-klimatologische, die Zusammenhänge zwischen Klimaelement und daraus abgeleiteter Größe. An zwei Beispielen soll die Bedeutung derart "variablentransformierter Trends" illustriert werden.

2.4.1 Eintritt thermischer Jahreszeiten

Als "meteorologische Jahreszeiten" sind die Monate März bis Mai (Frühling), Juni bis August (Sommer), September bis November (Herbst) und Dezember des Vorjahres bis Februar (Winter) definiert. Diese Definition ist allerdings ebenso unbefriedigend wie die astronomische, wenn Auswirkungen und mögliche Änderungen des Eintrittsdatums und der Dauer von Jahreszeiten betrachtet werden sollen. Für viele Anwendungen ist eine Bestimmung der Jahreszeiten auf rein thermischer Basis sinnvoller (Gerstengarbe & Werner, 1999). Dazu werden auf der Grundlage der Jahresgänge der Tagesmitteltem-

[3] Das Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin benutzt für ihre monatlichen Temperaturprognosen derartige Zusammenhänge (Dettmann et al., 1999; Dettmann & Malberg, 1997).

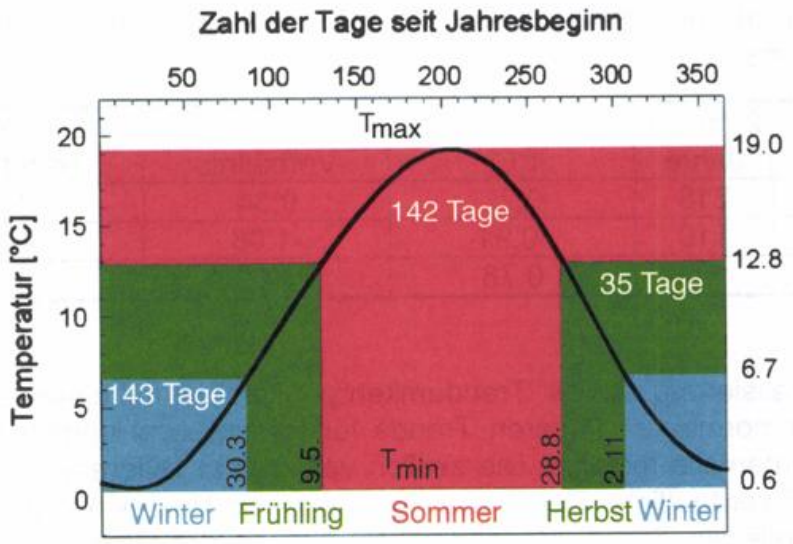


Abbildung 2.6: Mittlerer, 60-tägig tiefpassgefilterter Jahresgang von Frankfurt/Main, 1949-1992. Einteilung dreier gleich großer Temperaturintervalle, die jeweils das Temperaturniveau einer Jahreszeit repräsentieren. Zusätzlich sind die mittleren Eintrittstermine und die mittlere Dauer der Jahreszeiten angegeben (aus Rapp & Schönwiese, 1994).

peratur anhand eines möglichst objektiven und eindeutigen Verfahrens die Eintrittszeitpunkte der Jahreszeiten abgeschätzt (Einzelheiten in Rapp, 1991, bzw. Rapp & Schönwiese, 1994).

Dazu ist es erforderlich, aus täglichen Daten einen mittleren Jahresgang zu berechnen, der so stark geglättet wird (zum Beispiel durch eine Gauß'sche Tiefpassfilterung), dass sich ein (annähernd) monotones Funktionsstück für jeweils eine der beiden Jahreshälften ergibt (Abbildung 2.6). Die Zuordnung der Merkmalswerte ($\hat{T}_d$, tägliche mittlere Lufttemperatur) zu den Ordinatenwerten (d, Datum, hier Zahl der Tage seit Jahresbeginn) muss eindeutig sein:

$$\hat{T}_d = f(d). \tag{2.25}$$

Der Variationsbereich des tiefpassgefilterten Jahresgangs wird in einem weiteren Schritt in drei gleich große Temperaturintervalle unterteilt, die jeweils eine bestimmte Jahreszeit charakterisieren: das obere Drittel den Sommer, das untere den Winter und das mittlere die beiden Übergangsjahreszeiten Frühling bzw. Herbst:

$$\Delta\hat{T}_{Winter} = \left[\hat{T}_{d,\min}, \hat{T}_{d,\min} + \frac{1}{3}\left(\hat{T}_{d,\max} - \hat{T}_{d,\min}\right)\right] \tag{2.26a}$$

$$\Delta\hat{T}_{Frühling} = \Delta\hat{T}_{Herbst} = \left[\hat{T}_{d,\min} + \frac{1}{3}\left(\hat{T}_{d,\max} - \hat{T}_{d,\min}\right), \hat{T}_{d,\min} + \frac{2}{3}\left(\hat{T}_{d,\max} - \hat{T}_{d,\min}\right)\right] \tag{2.26b}$$

$$\Delta\hat{T}_{Sommer} = \left[\hat{T}_{d,\min} + \frac{2}{3}\left(\hat{T}_{d,\max} - \hat{T}_{d,\min}\right), \hat{T}_{d,\max}\right] \tag{2.26c}$$

Aus diesen Intervallen lassen sich sofort der mittlere Eintrittstermin und die durchschnittliche Dauer der "thermischen" Jahreszeiten ermitteln.

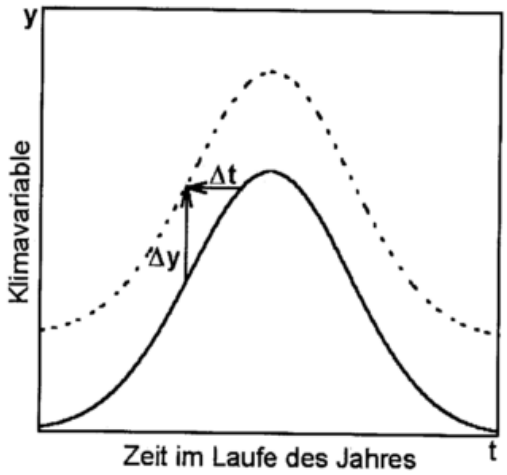


Abbildung 2.7: Transformation des Trends einer Klimavariablen Δy in den Trend des Eintrittszeitpunktes Δy, falls sich der Jahresgang zu höheren Merkmalswerten hin verschiebt.

Ähnlich wie beim mittleren Jahresgang wird bei den Einzeljahren verfahren, die allerdings - um immer ein Jahr verschoben - über fünf Jahre hinweg gemittelt werden. Die Tiefpassfilterung der individuellen Jahresgänge darf nicht zu stark sein, da die Information der 5-jährigen Subintervalle so weit wie möglich erhalten bleiben sollte. Es hat sich bei Stabilitätsanalysen, beruhend auf der Variation des Filters zwischen 10 und 100 Tagen, empirisch herausgestellt, dass ein Filter von 60 Tagen geeignet ist (Rapp, 1991).

Für jedes Subintervall wird die Jahresamplitude nach Maßgabe der zuvor errechneten mittleren Schwellenwerte (Formeln 2.26 a-c) der Temperatur in drei Bereiche unterteilt, jeweils das genaue Eintrittsdatum festgestellt und die Zeitreihe dieser Eintrittstermine einschließlich ihres Trends konstruiert. Ändert sich nun im Verlauf der Zeit der Jahresgang (indem er sich zu höheren oder niedrigeren Temperaturen hin verschiebt, seinen sinusförmigen Verlauf und/oder seine Ampitude ändert), werden sich in der Regel auch die individuellen Eintrittsdaten der einzelnen Jahreszeiten modifizieren (Abbildung 2.7).

Die wichtigsten Ergebnisse dieser "Variablentransformation" für Zeitreihen aus Deutschland sind in das Kapitel 6 integriert worden.

2.4.2 Zahl der Tage mit Niederschlag

Als Niederschlagstage werden in der klimatologischen Praxis (Schirmer et al., 1987) die Tage bezeichnet, an denen im Zeitraum von 24 Stunden messbarer Niederschlag (also mindestens 0,05 mm) gefallen ist. Die Zahl dieser Tage beträgt im vieljährigen Jahresmittel in Deutschland zwischen 170 und 200 (Richter, 1995). Maximalwerte werden in den Gipfellagen des Rheinischen Schiefergebirges und Schwarzwaldes mit über 220 Tagen erreicht. Die geringste Anzahl von Regentagen trifft man dagegen in Rheinhessen (im Lee des Hunsrücks), an der mittleren Donau (im Lee der Schwäbischen Alb), östlich des Harzes (im Lee dieses Gebirges) und im Oderbruch an. Diese charakteristische räumliche Struktur ist im wesentlichen auf drei Ursachen zurückzuführen: der Zu-

nahme der Zahl der Niederschlagstage mit der Höhe, der generellen Verringerung der Zahl der Niederschlagstage von Westen nach Osten aufgrund zunehmender Kontinentalität und dem lokal bzw. regional wirkenden Leeeffekt der Mittelgebirge.

Einen empirischen Zusammenhang zwischen der Zahl der Niederschlagstage n_p (mit einer Niederschlagshöhe $P_d > 0.25$ mm), der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe P_m und der mittleren monatlichen Lufttemperatur T_m fand Jackson (1986), den Legates (1987) weiter optimierte:

$$n_P = n_m \, 1.09 \left[1.0 - (1.00425)^{P_d (T_m - 50.94)} \right] \tag{2.27}$$

mit $P_d = \frac{P_m}{n_m}$, wobei n_m die Zahl der Tage im Monat m (n_m = 28.25, 30, 31) ist.

Die nach dieser Formel berechnete Zahl der Tage mit Niederschlag beträgt im Januar in weiten Teilen Deutschlands, dabei von Monat zu Monat variierend, 8 bis 14, in höheren Lagen bis zu 20. Etwas geringer fallen die Werte im Juli bzw. August aus. Sie liegen im Vergleich zur Analyse direkter Beobachtungsdaten (Richter 1995) allerdings etwas zu niedrig. Entgegen der Behauptung des Autors (Jackson, 1986) liegt das u.a. auch an der Definition des Niederschlagstages, die das Kriterium für einen solchen Tag bei 0.25 und nicht schon bei 0.05 mm setzt.

Mit Hilfe der Formel (2.27) lassen sich die Klimaelemente Niederschlagshöhe und Lufttemperatur in die neue Variable "Zahl der Niederschlagstage" transformieren. Führt man dies für die Klimabedingungen zu Beginn und am Ende eines bestimmten Untersuchungszeitraums durch, zum Beispiel für Anfangs- und Endwert der Regressionsgeraden durch die Zeitreihe, lässt sich die Berechnung linearer Trends für die abgeleitete Größe realisieren (siehe Kapitel 6.1).

2.5 Ergänzende Anmerkungen zur Trendanalyse

In den vorangangenen Abschnitten wurde der Begriff "Trend" im Sinne der Klimadiagnose genauer beleuchtet, dabei einige prinzipielle Probleme im Umgang mit dieser statistischen Größe aufgezeigt und die verschiedenen Bedeutungsebenen des Begriffes (vergleiche Abbildung 2.8) vergegenwärtigt.

prognostisch - diagnostisch
monoton - fluktuativ
absolut - relativ - normiert
linear - nicht-linear
qualitativ - quantitativ
signifikant - nicht-signifikant

Abbildung 2.8: Bedeutungsebenen des Begriffes "Trend" in der Klimatologie.

An dieser Stelle soll kurz auf drei weitere Aspekte eingegangen werden, und zwar auf

- die Bedeutung der zeitlichen Auflösung der Datenbasis bei der Berechnung von Trends,
- die Trendanalyse von Extremwerten und
- den Vergleich von linearem Trend und Mittelwertdifferenz.

2.5.1 Die Bedeutung der zeitlichen Auflösung der Datenbasis bei der Berechnung von Trends

Der Trend verhält sich invariant gegenüber der Wahl der zeitlichen Auflösung der Datenbasis $\Delta y = y_t - y_{t+1}$, da er als "Langfristkomponente" sowohl in den Jahres- als auch in den Jahreszeiten- und Monatsdaten einer Zeitreihe enthalten ist. Die Standardabweichung, berechnet auf der Grundlage von saisonalen oder monatlichen Daten, impliziert jedoch zusätzliche Variationsanteile, nämlich den Jahresgang als zyklische Komponente, so dass grundsätzlich $\sigma_{mon} > \sigma_{sais} > \sigma_{ann}$ gilt. Dieses Faktum muss bei der Abschätzung der Signifikanz (Kapitel 2.2) beachtet werden. Der Jahresgang führt außerdem dazu, dass die Q-Werte des Mann-Kendall-Tests größer sind als bei Verwendung von Jahreswerten, da die Einzelwerte teilweise schon geordnet vorliegen. Tabelle 2.3 illustriert am Beispiel der in Kapitel 8 genauer untersuchten Gebietsmittelreihe der Lufttemperatur in Deutschland die Konstanz des Trends bei gleichzeitiger Variation der Standardabweichung bzw. des Q-Wertes, falls der zeitliche Abstand der Zeitreihenglieder verändert wird.

Tabelle 2.3: Lineare Trends T (in °C), Standardabweichung σ (in °C) und Q-Wert des Mann-Kendall-Trendtests für die Gebietsmittelreihe der Lufttemperatur in Deutschland (vergleiche Kapitel 8) bei Variation des zeitlichen Abstands der Zeitreihenglieder Δy (in Monate).

Zeitintervall	Zahl der Zeitreihenglieder	Zeitliche Distanz der Zeitreihenglieder Δy [Monate]								
		T			σ			Q		
		1	3	12	1	3	12	1	3	12
1761-1998	2856	0.89	0.89	0.88	1.85	1.26	0.76	7.19	6.67	5.10
1899-1998	1200	0.79	0.77	0.78	1.77	1.21	0.68	4.56	3.60	3.37
1969-1998	360	0.85	0.89	0.84	1.76	1.19	0.71	2.73	2.14	1.86

2.5.2 Trends von Extrema

Ein Trend hat in der Regel auch eine Änderung der Extremereignisse oder Extremwerte einer Zeitreihe zur Folge. Die Häufigkeitsverteilung der Lufttemperatur zum Beispiel verschiebt sich zu höheren Werten hin (vergleiche Abbildung 2.9), falls ein Temperaturtrend T existiert. Allerdings muss sich nicht notwendigerweise das Extremwertverhalten modifizieren, wenn sich zudem die Variabilität der Zeitreihe, insbesondere die Form der Häufigkeitsverteilung verändert.

Es ist aus praktischen Gründen sinnvoll, die Extrema aus der Perspektive ihrer Häufigkeit und ihres Ausmaßes (ihrer Stärke bzw. Amplitude) getrennt zu betrachten. Je nach Bedarf ist die Anzahl ungewöhnlicher Wetter- bzw. Klimaphasen interessanter als deren Ausmaß und umgekehrt[4]. Die Idee und das statistische Konzept von Ausmaß bzw. Häufigkeit extremer Ereignisse wird in Sánchez Penzo et al. (1997) auf der Basis der partiellen (bezüglich der Häufigkeit der Extreme) bzw. jährlichen Serie (bezüglich des Ausmaßes) näher erläutert. Die partielle Serie ist genau der Teil der vollständigen Serie (Zeitreihe), der alle Ereignisse größer bzw. kleiner einem Schwellenwert berücksichtigt.

[4] Beispielsweise interessiert die Flussschifffahrt die Zahl von Hochwasserereignissen, bei denen verlustbringend geankert werden muss, während die Bewohner der Kölner Altstadt ein bestimmtes Ausmaß des Rheinhochwassers im Auge behalten, das zur Überflutung der Schutzwände führt.

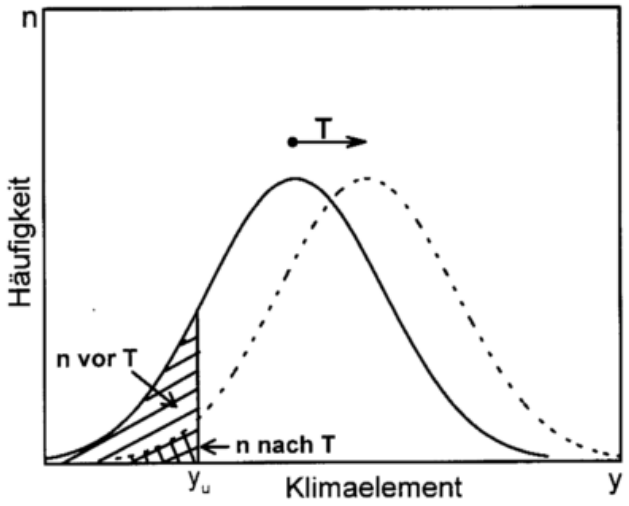


Abbildung 2.9: Schema zur Veränderung der Häufigkeit n von Extremwerten, falls ein Trend T der Klimagröße existiert, y_u = unterer Grenzwert.

Die jährliche Datenserie beinhaltet eine spezielle Auswahl der gesamten Beobachtungsdaten, und zwar wird von jedem Beobachtungsjahr lediglich der Extremwert ausgewählt (Draschoff, 1988).

Zur Auswertung der extremen Ereignisse muss vorher definiert werden, was ein Extremereignis ist. Dazu können feste Grenzwerte (wie die Lufttemperatur, bei der die Nettoprimärproduktion (NNP) mitteleuropäischer Pflanzen endet[5], oder die Wetterbedingungen, bei der die Bauwirtschaft pausieren muss[6]), ortsabhängige (beispielsweise temperatur- und niederschlagsabhängige Trockengrenzen, vgl. Kapitel 7.1) oder gegebenenfalls sogar zeitabhängige (zum Beispiel für verschiedene CLINO-Perioden) Schwellenwerte fungieren.

2.5.3 Vergleich zwischen linearem Trend und Mittelwertdifferenz

Zwischen dem linearen Trend und der Mittelwertdifferenz besteht ein einfache, allerdings nur approximative Beziehung. Die Gegenüberstellung der beiden Trendgrößen für die Veränderung der Niederschlagshöhe von 246 deutschen Stationen ergibt das in Abbildung 2.10 wiedergegebene Bild. Der Zusammenhang ist offenbar linear bei relativ großer gemeinsamer Varianz (ca. 90 %). Die Mittelwertdifferenz beträgt etwa die Hälfte des linearen Trends.

Eine analoge Auswertung für die Lufttemperatur, gemittelt über 83 Stationen in Deutschland, liefert bei Variation der Untersuchungsintervalle ein Verhältnis von Mittelwertsdifferenz und linearem Trend von knapp über 0.5 und eine erklärte Varianz von

---

[5] Die untere NPP-Schwelle beträgt nach Ford (1982) 5.6°C.

[6] Schlechtwetterbedingungen führen nach einer Festlegung des Deutschen Wetterdienstes (1970) zu sehr erschwerten bzw. unmöglich werdenden Arbeiten, und somit zur Auszahlung von "Schlechtwettergeld", falls das Tagesmaximum der Lufttemperatur kleiner als 0°C und das Tagesminimum kleiner als –7°C ist, oder die 24-stündige Niederschlagshöhe 30 mm übersteigt, oder die Niederschlagsdauer zwischen 7 und 14 Uhr 3 Stunden und gleichzeitig die Niederschlagshöhe 4 mm beträgt, oder eine Schneedeckenhöhe von mindestens 40 cm bzw. eine Neuschneehöhe von mindestens 20 cm gemessen wird. Durch bautechnische Fortentwicklungen werden diese Limits inzwischen aber nicht mehr streng eingehalten.

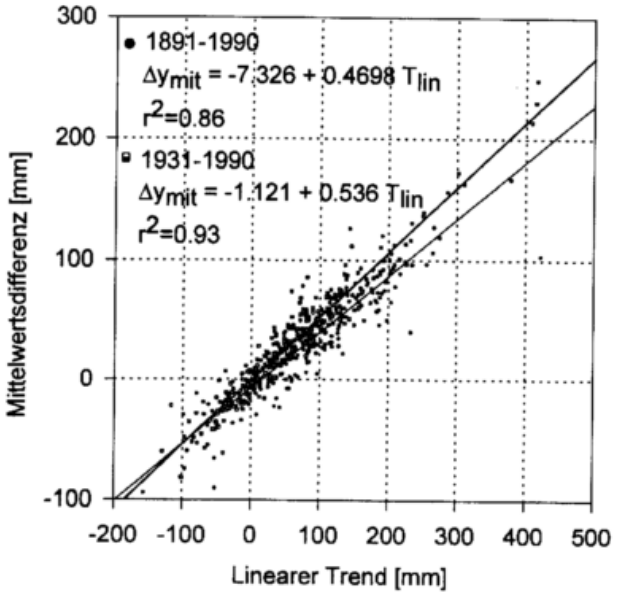


Abbildung 2.10: Gegenüberstellung von linearem Trend und Mittelwertdifferenz für 246 deutsche Niederschlagsstationen und zwei Zeitintervalle.

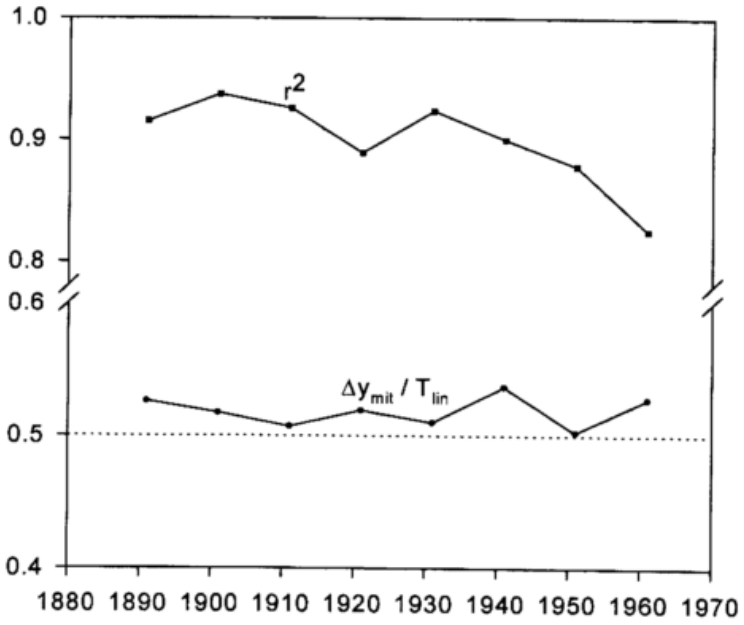


Abbildung 2.11: Verhältnis zwischen Mittelwertdifferenz $\Delta y_{mit} = \Delta\bar{y}$ und linearem Trend T_{lin} der Jahresmitteltemperatur für verschiedene Zeitintervalle (angegeben ist an der Abszisse das jeweilige Anfangsjahr, das Endjahr ist generell 1990), gemittelt über 83 deutsche Stationen, mit erklärter Varianz r^2.

ca. 90 % (Abbildung 2.11). Die Simulation des Verhältnisses anhand von 500 Zufallszeitreihen bestätigt diese Beobachtungen. Die mittlere Mittelwertdifferenz ist unter diesen speziellen Bedingungen genau halb so groß wie der lineare Trend (Abbildung 2.12). Offenbar führt eine Nicht-Linearität der Zeitreihe zu einer leichten Über- oder Unterschreitung dieses Verhältnisses. Als Grundregel gilt:

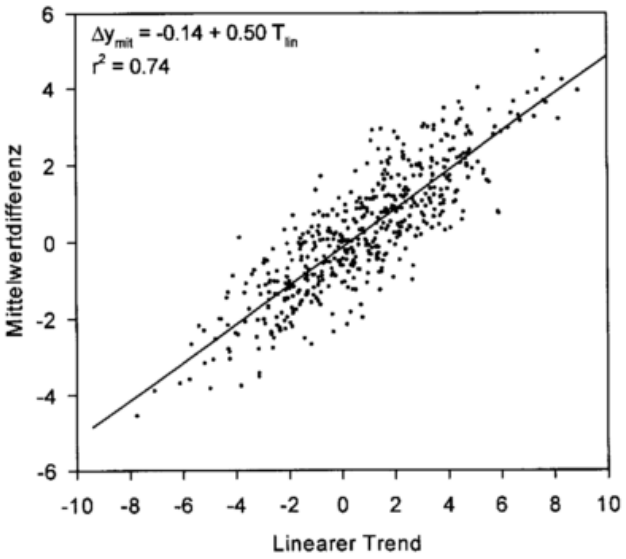


Abbildung 2.12: Simulation des Verhältnisses der beiden Trendgrößen Mittelwertdifferenz und linearer Trend anhand von 500 Zufallszeitreihen (mit Mittelwert 50, Standardabweichung 30 und Länge der Zeitreihe n=100).

$$\Delta\bar{y} \approx \tfrac{1}{2} T_{lin}\,, \tag{2.28}$$

womit eine schnelle Umrechnung ("Daumenregel") der in der Literatur vorfindbaren Angaben leicht möglich ist. Die Verhältniszahl 0.5 stabilisiert sich bei höhere N (> 100), wie weitere Simulationen mit Zufallszahlen ergaben. Im Fall der später eingeführten Zeitreihe der Lufttemperatur in Deutschland (Kapitel 8) sollte die Regel (2.28) für Intervalllängen < 50 Jahre nicht mehr angewendet werden. In der Tabelle 2.4 sind für verschiedene Zeitintervalle charakteristische Trendgrößen und Signifikanzwerte notiert; sie gibt einen Eindruck von der Größenordnung der einzelnen Maße.

Tabelle 2.4: Vergleich verschiedener Größen zur Charakterisierung des Trends des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland 1761-1998, Jahreswerte. N = Zahl der Jahre, T_{lin} = linearer Trend, T_{lin}/100yr = auf 100 Jahre normierter linearer Trend, β = Steigung der Regressionsgeraden, T/R = Trend-Rausch-Verhältnis, Q = Q-Wert des Trendtests nach Mann und Kendall, $\Delta\bar{y}$ = Mittelwertdifferenz, ν = Zahl der Freiheitsgrade, $\hat{t}$ = Prüfgröße beim t-Test.

Anfangs-jahr	End-jahr	N	T_{lin}	T_{norm}/ 100yr	β	T/R	Q	$\Delta\bar{y}$	ν	$\hat{t}$	$\frac{\Delta\bar{y}}{T_{lin}}$
1761	1998	238	0.88	0.37	0.0037	1.16	5.10	0.41	234	4.36	0.47
1799	1998	200	1.13	0.57	0.0057	1.45	5.87	0.60	195	5.90	0.53
1849	1998	150	1.09	0.73	0.0073	1.50	5.29	0.57	147	5.20	0.52
1899	1998	100	0.78	0.78	0.0078	1.15	3.37	0.35	96	2.61	0.45
1949	1998	50	0.58	1.16	0.0119	0.82	1.51	0.36	47	1.87	0.62
1969	1998	30	0.84	2.79	0.0289	1.19	1.86	0.33	23	1.29	0.39
1979	1998	20	0.97	4.84	0.0510	1.21	1.49	0.78	17	2.47	0.80

Ohne den Ergebnissen des Kapitels 8 vorgreifen zu wollen, ist die Zunahme der Lufttemperatur in Deutschland bemerkenswert, unabhängig davon, wie weit man das Zeitintervall in die Vergangenheit hinein verlängert. Die Trends sind durchweg größer als Null und betragen für alle hier gezeigten Zeitspannen zwischen 0.6 und 1.1 °C. Allerdings ist die statistische Signfikanz dieser Trends ganz unterschiedlich. Sie sinkt in der Regel bei sich verringerndem N. Der Trendtest nach Mann und Kendall ordnet allen Zeitreihen gleich oder über 100 Jahre Dauer Signifikanz zu, den kürzeren aber nicht. Offenbar ist die zeitliche Repräsentanz des Trends und seiner Signifikanz variabel, eine Erkenntnis, die zum nächsten, einem zentralen Kapitel dieser Untersuchung, führt. Neben der räumlichen Repräsentanz ist sie eine unabdingbare Größe zur vollständigen Charakterisierung eines klimatischen Trends, das heißt die Beständigkeit einer Klimaänderung einzuschätzen.

Kapitel 3: Zeitliche und räumliche Repräsentanz von Trends

Eine überzeugende "Detektion" des anthropogenen Klimawandels kann nur gelingen mit langen Reihen von Beobachtungsdaten. ... Zur Beurteilung der Normalität oder einer Abweichung von normalen Mustern reichen Daten über 30 Jahre nicht aus. Viele Interpretationen über systematische Veränderungen beruhen auf unzulässigen Verallgemeinerungen von Analysen zu kurzer Datensätze.

Hans von Storch, Nico Stehr, 1999

Neben der Signifikanz des Trends (Kapitel 2.2) hat seine Repräsentanz, und zwar in zeitlicher wie in räumlicher Hinsicht, eine fundamentale Bedeutung. Aussagen zur Klimaänderung sollten möglichst nicht auf Trendanalysen einzelner Beobachtungsstationen beruhen, sondern berücksichtigen, ob bestimmte signifikante Entwicklungen auch zeitlich stabil und zudem flächendeckend verlaufen. Die Ergänzung der Trendanalyse durch die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Repräsentanz der Trends relativiert die Einwände, dass allein nur solche Zeitintervalle oder Stationen in eine Analyse einbezogen würden, die die Argumentation bzw. Thesen eines Wissenschaftlers stützten. Die Repräsentanz von Trends ist zu unterscheiden von der Repräsentanz des Klimaelementes selbst, zum Beispiel von der zeitlichen und regionalen Übertragbarkeit von Klimamittelwerten und anderer Momente einzelner Beobachtungsstationen.

3.1 Zeitliche Repräsentanz

Unter der zeitlichen Repräsentanz ist die Veränderlichkeit des Trendwertes zu verstehen, falls der Analysezeitraum sukzessive variiert (verschoben, verkürzt oder verlängert) wird. Modifiziert sich dabei die statistische Signifikanz des Trends oder kehrt sich sogar ihr Vorzeichen um, ist der für das zuvor gewählte Untersuchungsintervall gefundene Trend instabil.

Die Zahl aller Subintervalle, in die man eine Zeitreihe y_n der Länge N ($n = t_1,...,t_N$; $N = t_N - t_1 + 1$) zerlegen kann, also die Zahl aller Kombinationen aus Anfangsjahr t_i (kurz: i) und Endjahr t_j (kurz: j), ist (vgl. Bayer et al., 1994):

$$N_{ij} = \sum_{k=0}^{N-1} (N-k). \tag{3.1}$$

Die für diese Subintervalle bestimmbaren Trends T_{ij} (einschließlich ihrer Signifikanz) lassen sich in eine (obere) Dreiecksmatrix übertragen, deren Reihenelemente die Variation des Anfangsjahres i und deren Spaltenelemente die Variation des Endjahres j beschreiben (Abbildung 3.1). Dabei gilt für i und j gleichermaßen $\{i,j\} = t_1,..., t_N$. Die Dreiecksmatrix, hier auch "Trendmatrix" genannt, ist dann definiert als

$$T_{ij} = \begin{cases} = \text{Formel (2.7) bzw. (2.9)} \quad \text{für } i < j \quad \text{(Trendwerte)} \\ = y_i \quad \text{für } i = j \quad \text{(Diagonale = Zeitreihenwerte)} \\ = \{\,\} \quad \text{für } i > j \end{cases} \tag{3.2}$$

Anstelle der T_{ij} könnten auch die Signifikanzen dieser Trends (zum Beispiel die Q-Werte des Trendtests nach Mann und Kendall) stehen. Für die einzelnen Subintervalle gilt N(i,j) = j-i+1. Der normierte Trend (vergleiche Kapitel 2.1.1) $T_{ij}/N(i,j)$ hat den Vor-

teil, dass er einen quantitativen Vergleich mit benachbarten Trendwerten innerhalb der Trendmatrix leichter ermöglicht. Allerdings ist dies für die Bestimmung der zeitlichen Repräsentanz unerheblich.

Die Berechnung und Gegenüberstellung zahlreicher Trendmatrizen für verschiedene Stationen lässt erkennen, dass aufgrund der starken Veränderlichkeit der Trends für Zeitreihenlängen von weniger als ca. 30 (monatliche Niederschlagshöhe) bzw. ca. 20 Jahren (Monatsmittel der Lufttemperatur) dieser Teil der Trendmatrix nicht interpretierbar ist. Die Fluktuation der Trendwerte ist in diesem Bereich so stark, dass die Ableitung einer zeitlichen Repräsentanz meist fehlschlägt. Das führt zu der wichtigen Schlussfolgerung, dass bei Berechnung von Klimatrends Zeitreihenlängen unter 30 bzw. 20 Jahre vermieden werden sollten. Die von der WMO für die Mittelung von Klimaelementen eingeführte Dauer der CLINO-Perioden (30 Jahre) ist aus dieser Perspektive auch für Trendabschätzungen als sinnvoller Grenzwert anzusehen. Die von Landsberg & Jacobs (1951) vorgeschlagenen notwendigen Längen von Bezugsreihen zur Bildung klimatologischer Mittelwerte für außertropische Küstenregionen und außertropisches Flachland (für Lufttemperatur < 20 Jahre, für Luftfeuchte < 10 Jahre) sind dagegen für Trendberechnungen deutlich zu kurz.

Die Frage ist nun, wie sehr der Untersuchungszeitraum variiert (nämlich sukzessive verschoben, verkürzt oder verlängert) werden muss, damit der Trend eine vorgegebene Signifikanzgrenze erreicht (Signifikanzkriterium) oder sogar sein Vorzeichen ändert (Vorzeichenkriterium). Ist für die konkrete Interpretation des Trends von Bedeutung, ob seine Signifikanz zeitlich stabil ist, wird das erste Kriterium benutzt; ist es dagegen von größerer Wichtigkeit, ob die Richtung des Trends sich robust verhält, das zweite. Die Zahl der Jahre, um die ich das Analyseintervall mindestens ändern muss, um eines der Kriterien zu erreichen, ist dann ein Maß für die zeitliche Repräsentanz des Trends.

Zur genaueren Ausführung der methodischen Einzelheiten soll der Analysezeitraum mit "a" (Anfangsjahr i_a, Endjahr j_a) und die jeweiligen Vergleichszeiträume mit "b" (Anfangsjahr i_b, Endjahr i_b) identifiziert werden (vergleiche Abbildung 3.1). Die maximal mögliche Zahl der Vergleichsintervalle ist durch Formel (3.1) gegeben.

Prinzipiell lassen sich vier Fälle der Variation eines Zeitreihenintervalls separieren:
1. $N_a = N_b$, $i_a \neq i_b$, $j_a \neq j_b$, Verschiebung von b auf der Diagonalen durch a; das heißt lediglich Zeitreihenverschiebung.
2. $N_a < N_b$, $i_a = i_b$ oder $j_a = j_b$, Verschiebung von b auf der Horizonzalen bzw. Vertikalen durch a nach rechts bzw. oben; das heißt lediglich Zeitreihenverlängerung.
3. $N_a > N_b$, $i_a = i_b$ oder $j_a = j_b$, Verschiebung von b auf der Horizonzalen bzw. Vertikalen durch a nach links bzw. unten; das heißt lediglich Zeitreihenverkürzung.
4. Kombination aus 1. und 2. oder 3., was zu einer Verschiebung und Verlängerung oder Verkürzung der Zeitreihe führt.

Zunächst sind alle (zeitlichen) Distanzen zwischen Analysezeitraum und Vergleichszeiträumen zu berechnen. Dazu können verschiedene Distanzmaße dienen (siehe zum Beispiel Steinhausen & Langer, 1977). Häufig wird neben der City-Block-Distanz die Euklidische Distanz

$$d_{ab} = \sqrt{(i_a - i_b)^2 + (j_a - j_b)^2} \qquad (3.3)$$

benutzt. Dann ist das minimale d_{ab} zu suchen, für das im Fall des Signifikanzkriteriums

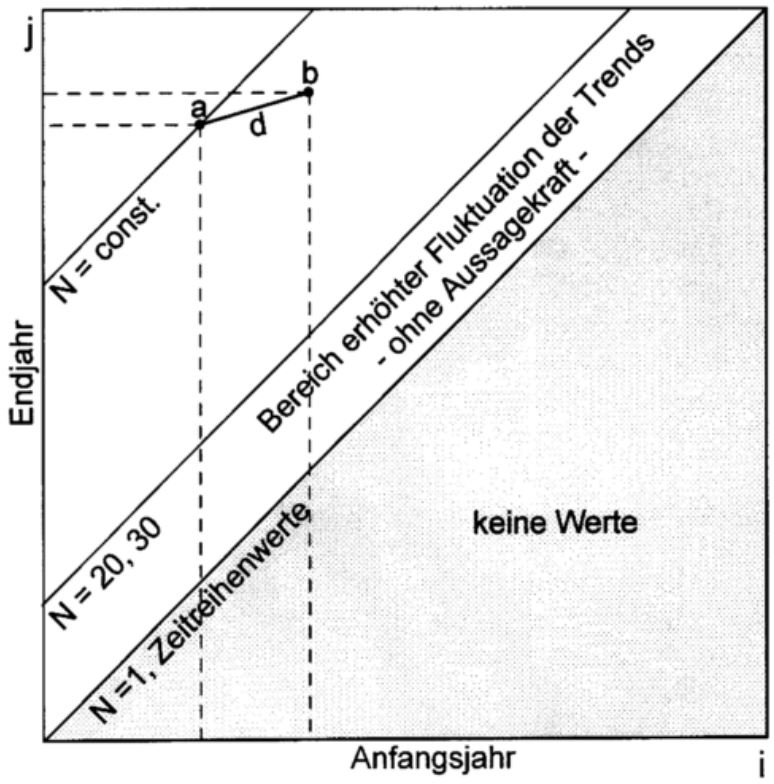


Abbildung 3.1: Schema einer Trendmatrix bei Variation von Anfangs- und Endjahr aller Subintervalle einer Zeitreihe; nähere Erläuterungen im Text.

$$\begin{aligned} &Si\left(T_{i_b j_b}\right) < 95\%\ (oder\ 90\%, 99\%, ...) \quad falls\ Si\left(T_{i_a j_a}\right) > 95\% \\ &Si\left(T_{i_b j_b}\right) > 95\%\ (oder\ 90\%, 99\%, ...) \quad falls\ Si\left(T_{i_a j_a}\right) < 95\% \end{aligned} \tag{3.4}$$

und im Fall des Vorzeichenkriteriums

$$\begin{aligned} &T_{i_b j_b} < 0 \quad falls\ T_{i_a j_a} > 0 \\ &T_{i_b j_b} > 0 \quad falls\ T_{i_a j_a} < 0 \end{aligned} \tag{3.5}$$

gilt. Es ist der kürzeste Zeitabschnitt bis zur Signifikanzgrenze bzw. bis zum Vorzeichenwechsel des Trends für das vorgegebene Untersuchungsintervall i_a bis j_a und soll "zeitliche Repräsentanz" d_{ab} heißen. Für die zeitliche Repräsentanz soll definitionsgemäß weiterhin gelten:

$$d_{ab} = \begin{cases} \geq 0 & falls\ Si\,(T_{i_a j_a}) \geq Signifikanzkriterium \\ < 0 & falls\ Si\,(T_{i_a j_a}) < Signifikanzkriterium \end{cases} . \tag{3.6}$$

Hiermit wird unterschieden, ob ein signifikanter Trend zeitlich *stabil ist* ($d_{ab} > 0$) bzw. bei welcher Veränderung der Zeitreihe er zeitlich *stabil wird* ($d_{ab} < 0$). Je größer $d_{ab} > 0$ ist, desto größer ist die zeitliche Repräsentanz des Trends, desto stabiler verhält er sich gegenüber sukzessiven Veränderungen des Analysezeitraums. Erfahrungsgemäß ist im Fall von Klimatrendanalysen auf der Basis von langen, monatlich vorliegenden Zeitreihen der Niederschlagshöhe und der Lufttemperatur eine zeitliche Distanz von d_{ab} = + 5 Jahren ein geeigneter Anhaltspunkt, um von Repräsentanz zu sprechen. Dann

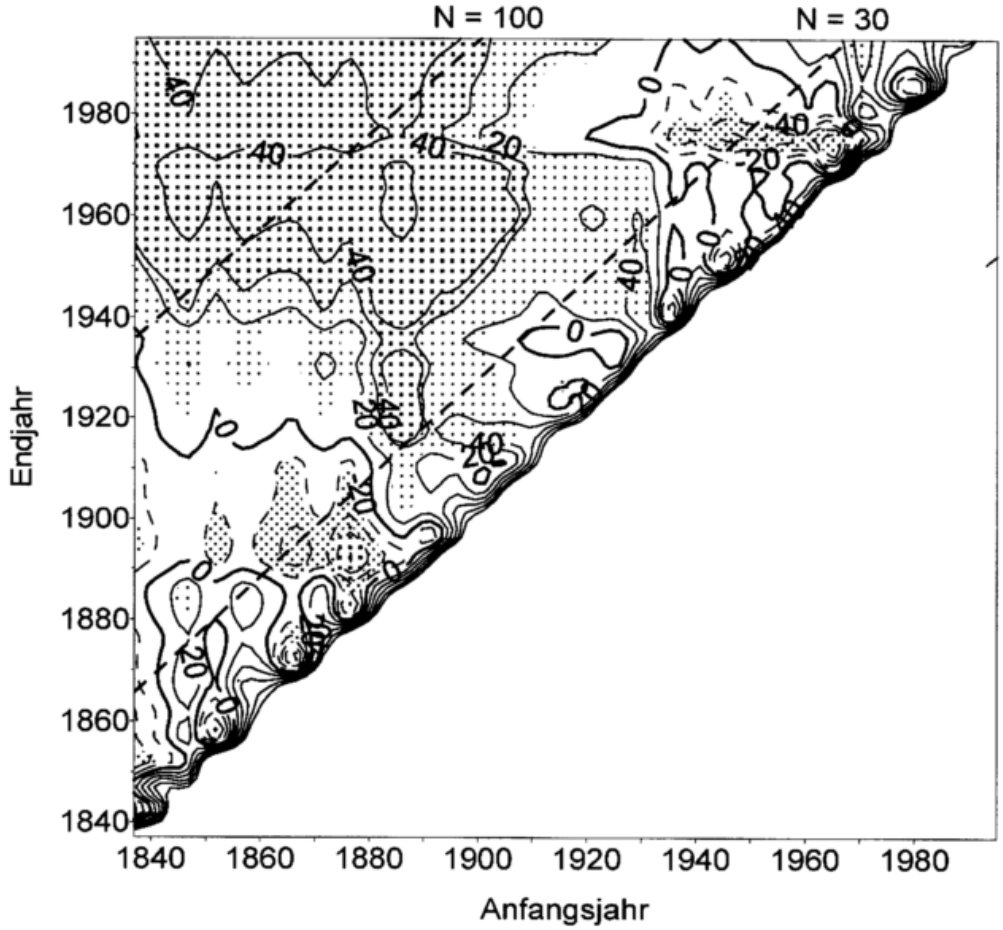


Abbildung 3.2: Trendmatrix für die Niederschlagshöhe im Winter in Frankfurt/Main-Feldbergstraße, 1837-1995. Isolinien in mm, Signifikanzgebiete gerastert (wie Abbildung 3.3). Die gestrichelten Diagonalen kennzeichnen Trends gleicher Zeitreihenlänge (N = 100 Jahre und N = 30 Jahre).

werden (hinzu- oder weggenommene) Einzeljahre in der Regel die Aussagekraft des Trends nicht modifizieren. Im übrigen gibt die Visualisierung der Trendmatrix (Abbildung 3.2) einen raschen ersten Überblick der zeitlichen Repräsentanz eines Trends. Die Abbildung enthält alle Trends der Zeitreihe für die Niederschlagshöhe im Winter in Frankfurt/Main-Feldbergstraße, 1837-1995. Die langfristigen Trends (oben links) sind nicht nur signifikant, sondern auch zeitlich stabil (um ca. +40 mm), während die kurzfristigen (N < 30 Jahre) sehr variabel und zudem wenig signifikant sind. Ein Beispiel für die variable Trendanalyse einer Temperaturzeitreihe befindet sich in Kapitel 8.

Abbildung 3.3 zeigt die räumliche Verteilung der zeitlichen Repräsentanz im Falle der Niederschlagshöhe im Winter 1961-1990. Nur in Gebieten mit signifikanten Trends (Q > 2 nach dem Trendtest nach Mann und Kendall) sind die Zahlenwerte positiv. Schon eine geringe Veränderung des Zeitintervalls würde hier Nicht-Signifikanz zur Folge haben. Andererseits führte eine leichte Verschiebung bzw. Verkürzung oder Verlängerung des Analysezeitraums bei einigen norddeutschen Orten, deren Repräsentanzzeit bei nur -2 Jahren liegt, zu einer Signifikanz des Trends auf hohem Niveau (Q > 2), obwohl signifikante Trends (mit Q > 1) dort sporadischer auftreten als zum Beispiel im Süden Deutschlands. Die Einführung der zeitlichen Repräsentanz zieht offenbar einen Informationsgewinn über den Trend und dessen räumliche Struktur nach sich.

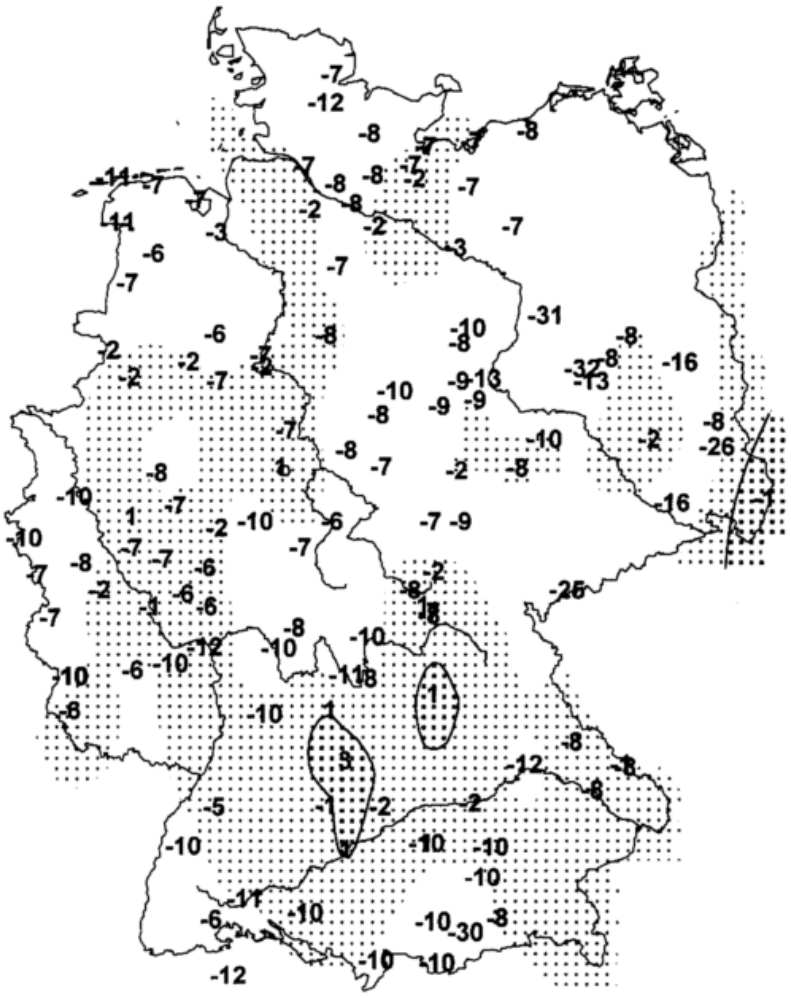


Abbildung 3.3: Zeitliche Repräsentanz (Zahlenwerte in Jahren) und Signifikanz des Trends (gerasterte Flächen) der Niederschlagshöhe im Winter 1961-1990. Signifikanz aufgrund des Trendtestes nach Mann und Kendall (grob gerastert: Q > 2, fein gerastert: Q > 1; aus Rapp & Schönwiese, 1996). Das Signifikanzkriterium ist Q = 2, so dass in Gebieten mit Q > 2 die Repräsentanz gemäß Formel (3.6) positiv, sonst negativ zählt.

Nicht unerwähnt bleiben darf, dass Sneyers (1971), Bayer et al. (1994) und Steinrücke (1999) die Idee der Berechnung aller Trends einer Zeitreihe verfolgen, aber speziell unter dem Gesichtspunkt der Detektion einer Trendumkehr (vgl. Kapitel 2.3). Lediglich M. Denhard (in Bayer et al., 1994) subsummierte die positiven Trends für alle möglichen Subintervalle europäischen Stationsreihen und stellte diese "kollektiven" Trends in Kartenform dar.

3.2 Räumliche Repräsentanz

Die räumliche, nach Schönwiese (1994) "örtliche" Repräsentanz einer Klimazeitreihe beschreibt, inwieweit ihre zeitliche Schwankungsstruktur, einschließlich ihres Trends, auch in der Umgebung einer Station anzutreffen ist. Sie gibt Auskunft über die räumliche Veränderlichkeit des betreffenden Klimaelements. Dabei ist daran zu erinnern, dass Klimatrends gewöhnlich dreidimensional auftreten, also nicht auf eine Fläche (z.B. die Landoberfläche) beschränkt bleiben. Diesem Sachverhalt trägt die Berücksichtigung

von relativ kurzfristigen Klimatrends der freien Atmosphäre (Troposphäre und untere Stratosphäre) Rechnung, wie sie erstmals in Bayer et al. (1994) publiziert und als Kapitel 5.2 in diese Arbeit integriert wurde.

Unabhängig von der Dimensionalität ist zwischen der Repräsentanz der Mittelwerte bzw. Momente des Klimaelements und der Repräsentanz ihres Trends zu unterscheiden. Die Mittelwerte variieren aufgrund der orografischen Struktur in Mittel- und Süddeutschland stärker als die Trends. Beispielsweise beträgt die räumliche Variationsbreite der mittleren Niederschlagshöhe im Winter (Dezember, Januar, Februar) in Hessen ca. 200 mm, die der Trends aber nur ca. 30 mm (Rapp & Schönwiese, 1998)[1].

Bei der Berechnung regionaler Klimatrends ist die räumliche Repräsentanz der Trends von ausschlaggebender Bedeutung. Die Stationsdichte muss hoch und die Stationsverteilung homogen genug sein, um aus der Ähnlichkeit des Zeitreihenverlaufs zweier benachbarter Stationen prinzipiell Trendaussagen auch für das Gebiet zwischen diesen Punkten ableiten zu können. Erst so macht räumliche Interpolation (zum Beispiel in Form von Isolinien-Karten) Sinn.

Die Bestimmung der räumlichen Repräsentanz ist aber auch für andere Arbeitsgebiete von Relevanz:

- Bei der Durchführung relativer Homogenitätstests darf die zu analysierende Reihe nur mit gut korrelierten Nachbarzeitreihen (Referenzreihen) verglichen werden (Beispiel: München-Riem und Hohenpeißenberg; vergleiche Paesler, 1970).
- Informationen zur räumlichen Repräsentanz werden bei der Projektierung (insbesondere Dimensionierung) von Stationsnetzen benötigt (Fett, 1969; Grimm-Luczak & Luczak, 1984, für Deutschland; Peterson et al., 1997, global).
- Die Berechnung von Gebietsmitteln erfordert eine hinreichend hohe Zahl von Stationen, deren Zeitreihen korreliert sein müssen, so dass sie das gesamte Gebiet ohne größere Lücken repräsentiert (siehe Rudolf, 1995).

Zur Erfassung der räumlichen Repräsentanz dient der zweidimensionale lineare Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson r (kurz: Korrelationskoeffizient; siehe Schönwiese, 1992, u.a.), der die Ähnlichkeit von Zeitreihen oder charakteristischen Größen (z.B. Monatstrends) zweier Stationen beschreibt. Das Bestimmtheitsmaß r^2, das häufig prozentual angegeben wird, ist der Betrag der gemeinsamen Varianz der beiden Zeitreihen bzw. Größen (Sachs, 1993; Schönwiese, 1992). In Anlehnung an Schönwiese et al. (1990) kann als Mindestkriterium für eine befriedigend hohe Repräsentanz ein Koeffizient von $r = 0.7$ (das heißt eine gemeinsame Varianz von ca. 50 %) angesehen werden. Die geringe räumliche Variabilität der monatlichen Temperaturmittel erlaubt allerdings mit Koeffizienten von $r = 0.8$ oder sogar $r = 0.9$ (also ca. 80 % gemeinsamer Varianz) ein anspruchsvolleres Kriterium.

Die räumliche Repräsentanz der Niederschlagshöhe und der Lufttemperatur in Deutschland lässt sich ermitteln durch paarweise Kombination und Korrelation der vorliegenden Stations*zeitreihen*. Die horizontale Distanz zwischen zwei Stationspunkten y_1 und y_2 mit bekannten geographischen Koordinaten (Breite φ und Länge λ in rad) stellt eine ausreichende Näherung der realen (dreidimensionalen) Distanz dar und ist gegeben durch

[1] Als Maß für die räumliche Streuung der mittleren Niederschlagshöhe ist die Standardabweichung der einzelnen Stationswerte vom Gebietsmittel vorstellbar.

$$d = r_E \arccos (\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_1 - \lambda_2)), \quad (3.7)$$

wobei

$r_E \approx 6367$ km (mittlerer Erdradius),
$1° \approx 0.01745$ rad ($360° \approx 2\,\pi$).

Die Distanz, bei der die gemeinsame Varianz im Mittel nur noch 50 % beträgt, soll definitionshalber "räumliche Repräsentanz d_R" genannt werden.

Als Resultat der Repräsentanzanalyse von insgesamt 132 Niederschlagsreihen (1896-1995) und 75 Temperaturzeitreihen (1956-1995), dem Datenkollektiv, auf dem auch die Trendkarten im Anhang 3 basieren, kristallieren sich die in Abbildung 3.4 und 3.5 wiedergegebenen Ausgleichskurven heraus. Die für mitteleuropäische Verhältnisse typischen Repräsentanzwerte d_R sind in Tabelle 3.1 zusammengestellt. Entgegen den Annahmen von Schönwiese et al. (1990) und Rapp & Schönwiese (1996) ist der Zusammenhang zwischen Stationsabstand und Korrelationskoeffizient sowohl für die Niederschlagshöhe als auch für die Lufttemperatur nicht-linear.

Im Fall der Niederschlagshöhe nimmt der Korrelationskoeffizient in der Nähe der Station (bis 200 km) zunächst rasch ab, mit größerem Abstand jedoch weniger schnell. Dieses Verhalten entspricht einer Abnahme mit dem Logarithmus der Entfernung, die Sneyers & Dupriez (1978) auch für die Monatssummen des Niederschlags in Belgien fanden. Die räumliche Repräsentanz d_R liegt abhängig von Monat bzw. Jahreszeit zwischen 100 und 200 km. Im Winter ist die Repräsentanz deutlich höher als im Sommer. So hat sich die Fläche des Gebietes, in der Stationen mit mindestens 50 % gemeinsamer Varianz liegen, gegenüber der Situation im Sommer von ca. 20 000 km^2 auf ca. 250 000 km^2 mehr als verzehnfacht. Der Grund hierfür sind die im Winter regelmäßig auftretenden stratiformen Niederschlagsgebiete, während im Sommer lokal begrenzte konvektive Niederschläge (Gewitter und Schauer) zunehmen. Die im Norden Deutschlands nur schwach ausgeprägten Luv- und Leeeffekte wiederum führen dazu, dass die Repräsentanz dort etwas höher ist als im orografisch stärker gegliederten Süddeutschland. Dort ist die räumliche Korrelation zwischen Gebirgsstationen größer als zwischen Stationen im Flachland (Ambs, 1978).

Tabelle 3.1: Mittlere Distanz [km], bei der die räumliche Repräsentanz der Niederschlags- bzw. Temperaturzeitreihen 50 bzw. 80 % der gemeinsamen Varianz zweier Stationen beträgt. Datenbasis: Niederschlag: 132 Zeitreihen, 1896-1995; Lufttemperatur: 75 Zeitreihen, 1956-1995.

Distanz [km]	gemeinsame Varianz	Januar	Juli	Winter	Sommer	Jahr
Niederschlagshöhe						
Deutschland, gesamt	50 %	190	80	280	80	120
Deutschland, > 50°N	50 %	210	90	300	80	120
Deutschland, < 50°N	50 %	180	70	250	70	130
Lufttemperatur						
Deutschland, gesamt	50 %	900	850	800	650	1050
Deutschland, gesamt	80 %	520	470	440	300	470

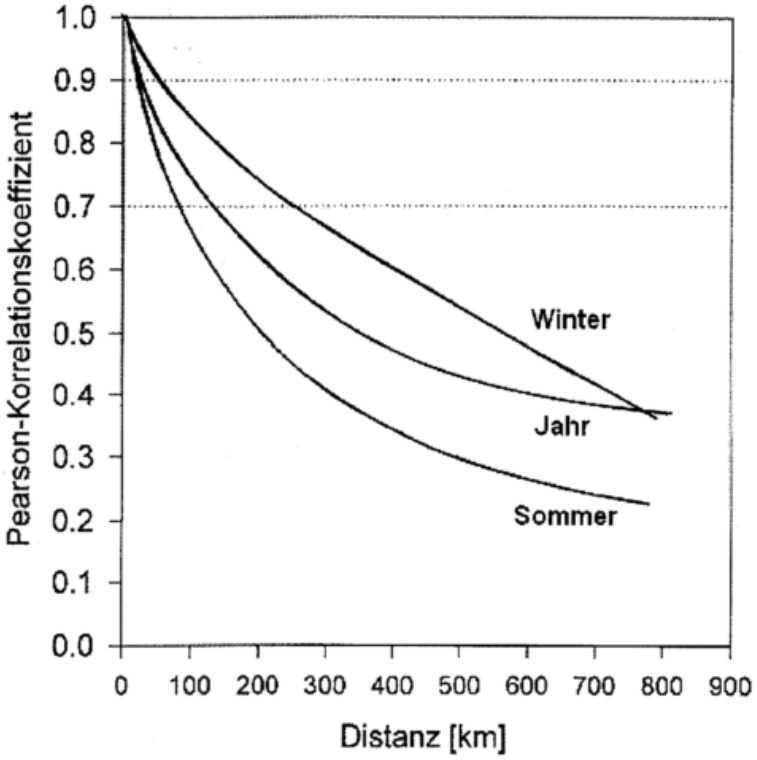


Abbildung 3.4: Entfernungsabhängige Abnahme des Pearson-Korrelationskoeffizienten im Fall der Niederschlagshöhe auf der Basis von Stationsreihen aus Mitteleuropa.

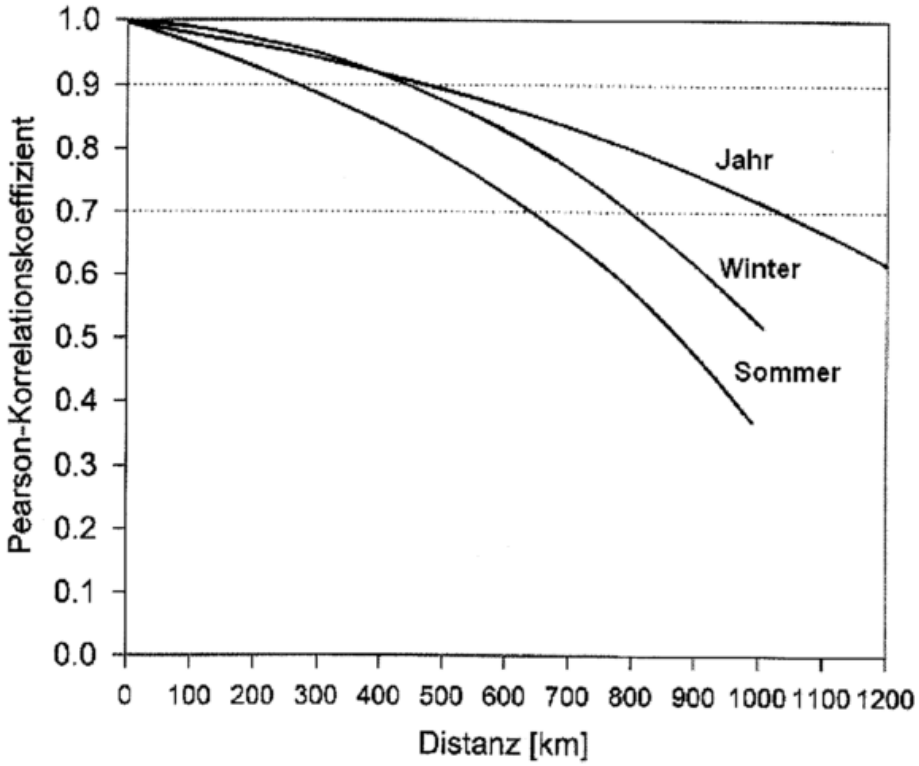


Abbildung 3.5: Entfernungsabhängige Abnahme des Pearson-Korrelationskoeffizienten im Fall der Lufttemperatur auf der Basis von Stationsreihen aus Mitteleuropa.

Die Repräsentanz der Lufttemperatur ist im Vergleich zur Niederschlagshöhe um den Faktor 5 bis 10 höher. Sie nimmt in Stationsnähe nur langsam, in größerer Entfernung etwas schneller mit dem Stationsabstand ab und ist im Winter ebenfalls größer als im Sommer. Die räumliche Repräsentanz d_R beträgt für Jahresmittelwerte ca. 1000 km, was die von Schönwiese et al. (1990) angeführten Ergebnisse (Vardö 850 km, München 1200 km) bestätigt.

Die Analyse der räumlichen Repräsentanz auf der Basis der *Trends* für die 12 Einzelmonate[2] ist gegenüber den zuvor benutzten *Zeitreihen* eine unmittelbare Abschätzung der Übertragbarkeit der Trends einer Station auf deren Umgebung. Um eine statistisch ausreichende Anzahl von Wertepaaren zu erhalten, fungieren die Trends von zwei Zeitintervallen (1896-1995, 1966-1995) als Datengrundlage. Sowohl bei der Niederschlagshöhe als auch bei der Lufttemperatur wird im Gegensatz zur Zeitreihenkorrelation ein linearer Zusammenhang zwischen Distanz und Korrelationskoeffizient gefunden (Abbildung 3.5); d_R beträgt im Fall der Niederschlagshöhe ca. 200 km. Sie ist größer als die ensprechenden Werte auf der Basis der Zeitreihenkorrelation, und zwar unabhängig davon, ob Monats-, Jahreszeiten- oder Jahreswerte benutzt werden (vergleiche Tabelle 3.1). Im Fall der monatlichen Temperaturtrends wird eine Repräsentanz d_R von ca. 400 km ermittelt, was niedriger ist als der vergleichbare Betrag auf der Basis von Zeitreihen.

Bezieht man die Korrelation auf eine feste Referenzstation, zum Beispiel Frankfurt/Main, resultiert die in den Abbildungen 3.6 und 3.7 wiedergegebene unterschiedliche räumliche Abnahme der Korrelationskoeffizienten. Anscheinend dämpfen einige Mittelgebirge die Repräsentanz der Niederschlagstrends. Die Zeitreihenkorrelation nimmt von Frankfurt/Main aus nach Nordwesten (Taunus und Hunsrück) wesentlich schneller ab als nach Osten (Maintal), eine Feststellung, die für beide Klimaelemente gilt. Bei der Temperatur bilden sich im Bereich markanter Gebirge (Harz, Schwarzwald, Alpen) lokale Minima aus, deren Ursache Inversionswetterlagen sein dürften, da sie sich im Winter stärker bemerkbar machen als im Sommer (Rapp & Schönwiese, 1996). Auffällig ist zudem der sommerliche Gradient im Voralpenraum, der sich auf Stauwetterlagen zurückführen lässt, da bei Nordwest- und Nordlagen dort relativ niedrige Temperaturen herrschen, während sich in der Mitte und im Norden Deutschlands oftmals schon Hochdruckeinfluss ("Azorenhochkeil") mit Wolkenauflösung und höheren Temperaturen bemerkbar macht.

Die Repräsentanz der Temperaturtrends der Einzelmonate wird von der Orografie, mit Ausnahme einiger alpiner Bergstationen, erwartungsgemäß kaum beeinflusst. Die Temperaturtrends in Frankfurt lassen sich gleichmäßig, wenn auch bei abnehmender Repräsentanz, auf Orte in immer größerer Entfernung übertragen. Bei den monatlichen Niederschlagstrends repräsentieren die für Frankfurt berechneten Werte die Entwicklung in fast ganz West- und Mitteldeutschland sehr gut, während die Ähnlichkeit der Trends nach Osten hin abnimmt, deutlicher als im Fall der Lufttemperatur und auch deutlicher als auf der Basis der Zeitreihenkorrelation der Jahresniederschlagshöhe.

Offenbar erfordert eine Trendanalyse der monatlichen Lufttemperatur wesentlich mehr Stationen, als dies eine herkömmliche Korrelation auf der Grundlage von Zeitreihen vermuten lässt. Für die Korrelation der monatlichen Niederschlagstrends gilt adäquates. Die räumliche Repräsentanz ist somit eine wichtige Ergänzung der zeitlichen Repräsentanz (Kapitel 3.1) und erweitert die Aussagekraft eines Trends.

---

[2] Allerdings müssen die Trends der Einzelmonate nicht unabhängig voneinander auftreten, vergleiche auch Schönwiese (1979).

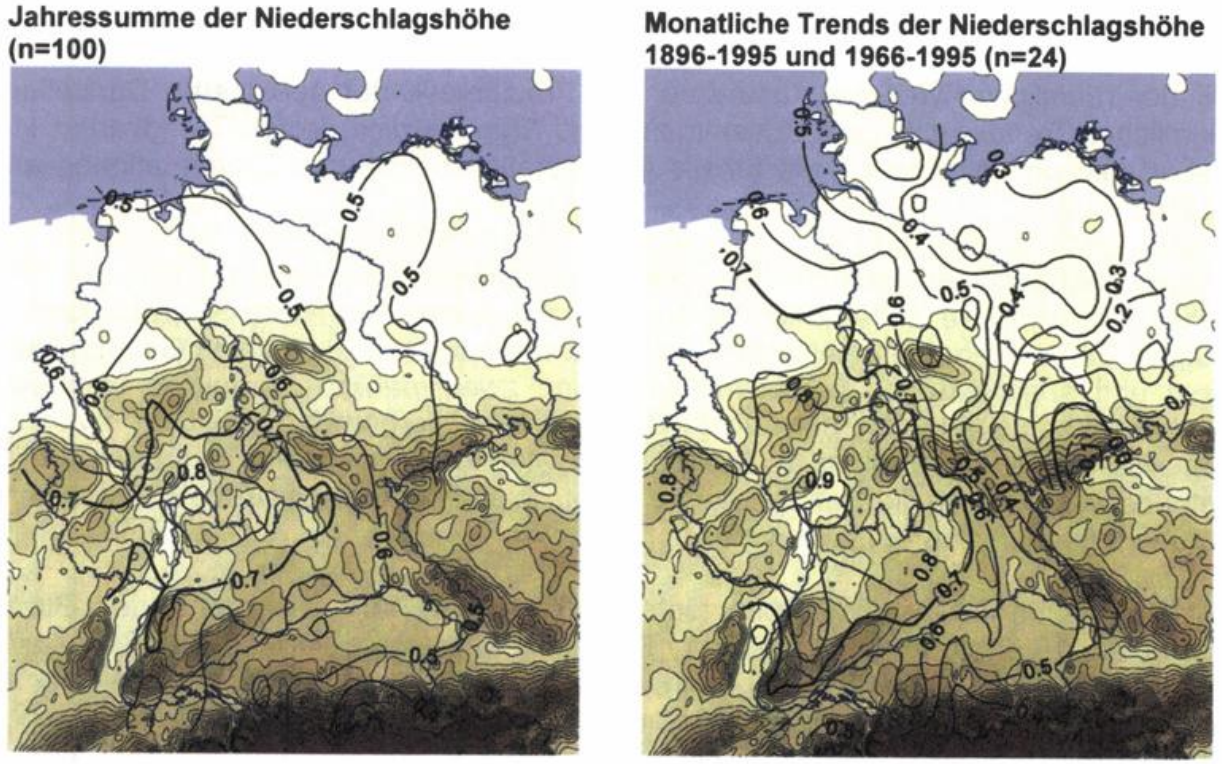


Abbildung 3.6: Räumliche Repräsentanz der Niederschlagshöhe bezüglich der Referenzstation Frankfurt/Main, links: Korrelation der Jahresniederschlagshöhen 1896-1995 (n=100), rechts: Korrelation der Trends der Einzelmonate 1896-1995 und 1966-1995 (n=24).

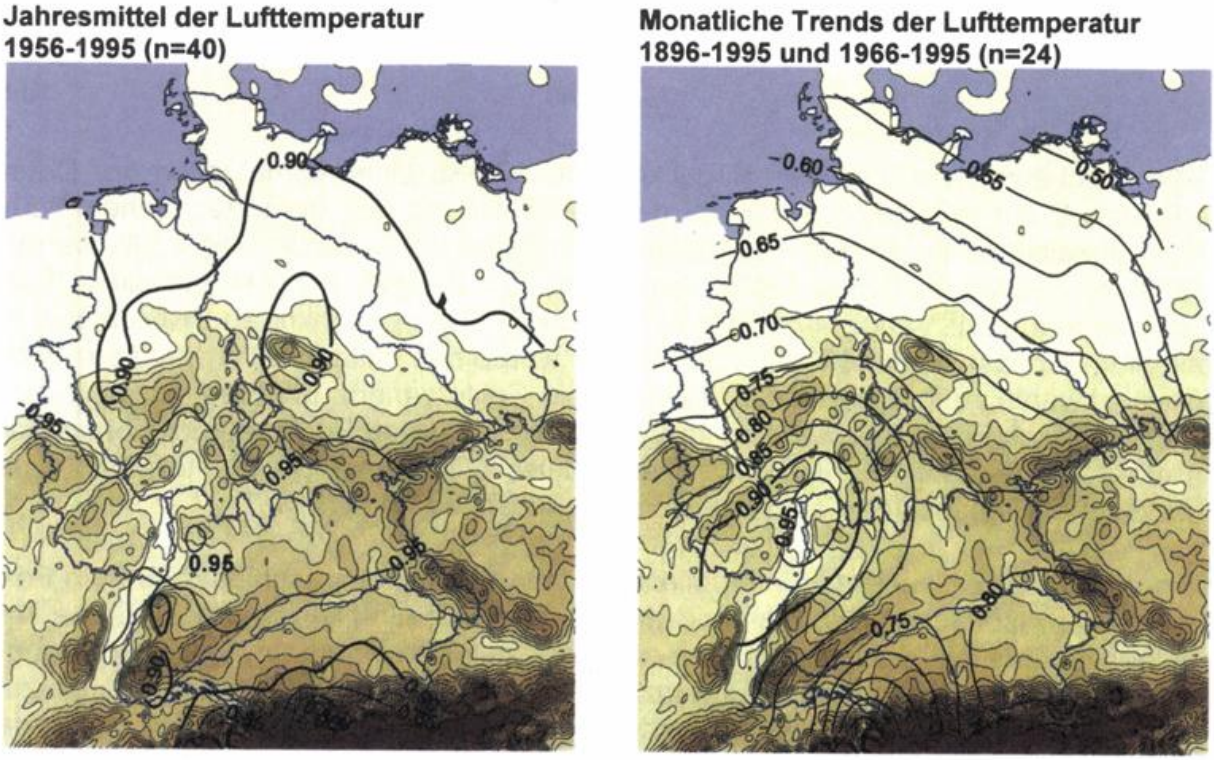


Abbildung 3.7: Räumliche Repräsentanz der Lufttemperatur (2 m) bezüglich der Referenzstation Frankfurt/Main, links: Korrelation der Jahresmitteltemperaturen 1956-1995 (n=100), rechts: Korrelation der Trends der Einzelmonate 1896-1995 und 1966-1995 (n=24).

3.3 Darstellungsvarianten räumlicher Trends

Mit der räumlichen Repräsentanz steht die Problematik der geeigneten Darstellung räumlicher Trends in engem Zusammenhang. Grundsätzlich sollten Trendkarten klar lesbar sein und gleichzeitig die für die Interpretation notwendigen Informationen enthalten.

Stehen genügend repräsentative und möglichst homogen verteilte Stationen zur Verfügung, deren mittlere Entfernung kleiner sein sollte als die räumliche Repräsentanz d_R (Kapitel 3.2), ist die Interpolation der Stationswerte auf ein äquidistantes Gitterpunktsystem und anschließende grafische Darstellung zweckmäßig. Interpolationsmethode, Suchalgorithmus und Gitterpunktabstand sollten dabei so gewählt sein, dass zwischen Generalisierung und regionaler Auflösung ("Datentreue") ein plausibler Kompromiss gefunden wird. Im Falle der Karten für Deutschland beträgt der Gitterpunktabstand 0.25°, im Falle der Europakarten meist 1°.

Zur Berechnung dieses Gitterpunktdatensatzes eignet sich prinzipiell jedes Punkt-Interpolationsverfahren. Dem "Ordinary Kriging" (näheres u.a. in Isaaks & Srivastava, 1989), wird jedoch der Vorzug gegeben, nicht zuletzt, da es ein statistisches Regionalisierungsverfahren darstellt, das inzwischen weit verbreitet ist (Klein, 1994; Bárdossy & Muster, 1993). Es zeichnet sich dadurch aus, dass es in der Lage ist, den mittleren Fehler zwischen Schätzwerten $\hat{T}_i$ (Gitterpunktstrends etc.) und Datenwerten T_i (Stationstrends etc.)

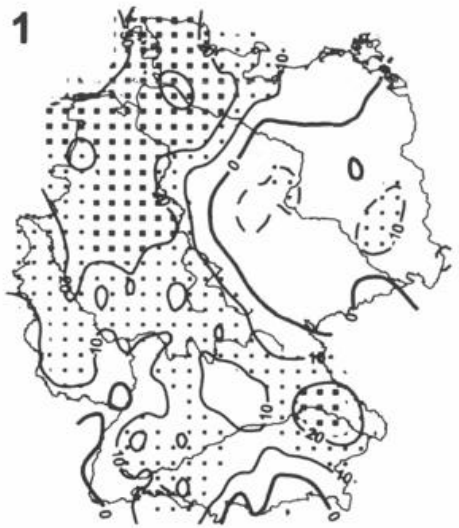
$$m_R = \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k}(\hat{T}_i - T_i) = 0 \qquad (3.8)$$

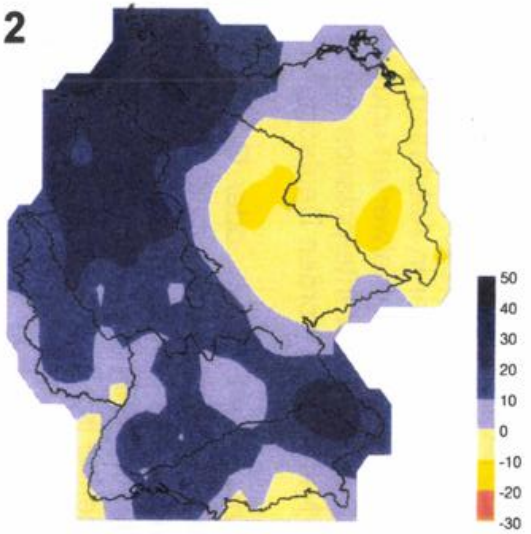
auf Null zu reduzieren, während es gleichzeitig die Fehlervarianz σ_R^2 minimiert:

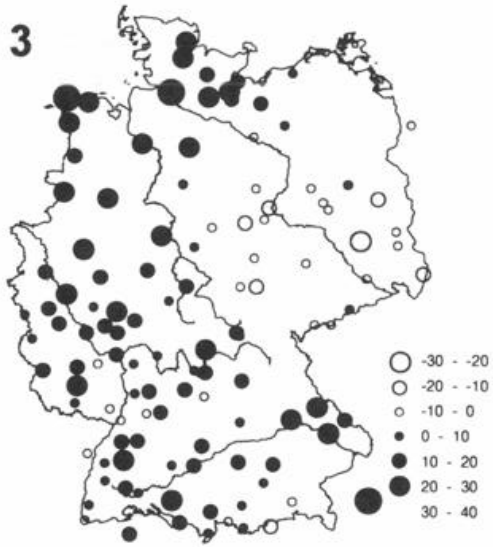
$$\sigma_R^2 \rightarrow \text{Min.} \qquad (3.9)$$

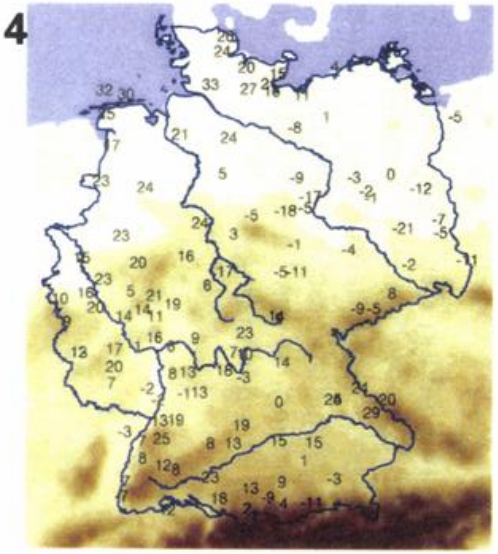
Die abgeschätzen Werte stellen dabei eine gewichtete Linearkombination der Datenwerte dar. Durch die geeignete Wahl der Gewichte und des herangezogenen Wahrscheinlichkeitsmodells können die beiden Anforderungen (3.8 und 3.9) erfüllt werden. Das Wahrscheinlichkeitsmodell wird durch eine Zufallsfunktion bestimmt, die in Form eines sogenannten "Variogrammes" frei wählbar ist und der konkreten Problemstellung optimal angepasst sein sollte. An dieser Stelle wurde das einfachste, das lineare Variogramm gewählt. Aufgrund der Minimierung der Fehlervarianz und des auf Null reduzierten mittleren Fehlers erhält man im Vergleich zu anderen Punktinterpolationsverfahren die datentreuesten Schätzwerte. Der Einfluss unregelmäßig verteilter Datensätze (sogenannter "Datencluster") auf das Isolinienbild ist zudem geringer.

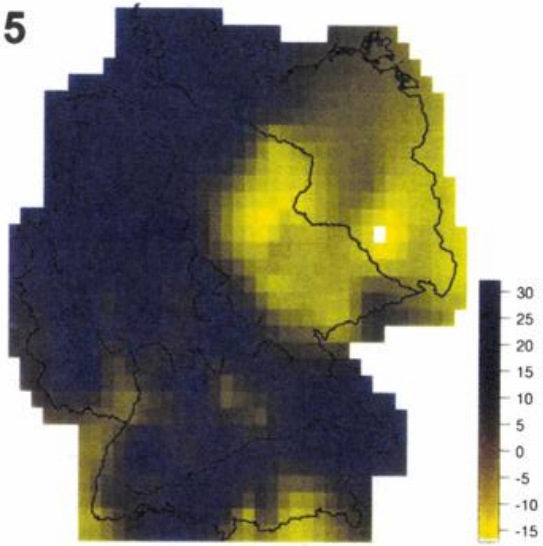
Die grafische Umsetzung des interpolierten Gitterpunktfeldes geschieht häufig in Form von Isolinien, Isoflächen u.ä. (vergleiche Abbildung 3.8, Grafiken 1 und 2). Diese Darstellungsvariante hat den Vorteil, dass zusätzlich Informationen zur Signifikanz (gegebenenfalls auch zeitlichen Repräsentanz, vergleiche Abbildung 3.3, und andere), zum Beispiel als Rasterfeld, integriert werden können. Isolinienkarten wurden für den "Trendatlas Europa" (Schönwiese & Rapp, 1997) und, zusätzlich mit Signifikanzgebieten als Rasterflächen, für den "Trendatlas Deutschland" (Rapp & Schönwiese, 1996) eingesetzt.











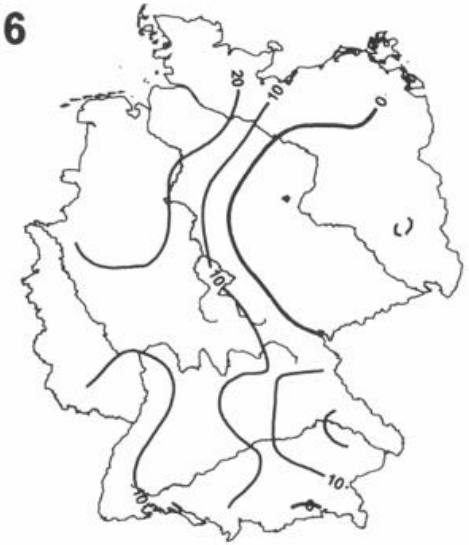


Abbildung 3.8: Darstellungsvarianten räumlicher Trends am Beispiel des relativen Trends der Niederschlagshöhe im Herbst 1896-1995 in % (vgl. auch Karte im Anhang 3). Gitterpunktabstand 0.25°.

1: Isolinien mit gerasterten Signifikanzgebieten, 2: Isoflächen, 3: proportionierte Stationssymbole, 4: Stationswerte (mit Orografie), 5: 0.25°-Raster, 6: zusätzliche Glättung ("matrix-smoothed").

Weitere Erläuterungen im Text.



Abbildung 3.9: Differenz der originalen und mittels "Ordinary Kriging" interpolierten Werte des relativen Trends der Niederschlagshöhe (in % des Mittelwertes) für den Herbst 1896-1995.

Auch wenn die räumliche Repräsentanz gross genug ist, ist die Interpolation der Trendkarten mit Fehlern behaftet, was bei der Ablesung für einzelne Orte zu beachten ist. Abbildung 3.9 veranschaulicht diesen Sachverhalt am Beispiel der in Abbildung 3.8 gezeigten Trendkarten. Sie beinhaltet die Differenzen zwischen Originalwerten und mittels des Kriging-Verfahrens interpolierten Trendwerte. Der Fehler der Interpolation schwankt mit -2 bis +2 % etwas stärker im Süden und in der Mitte als im Norden Deutschlands.

Man vermeidet eine "Überinterpretation", indem man die Stations- oder Gitterpunktswerte in Form von (proportionierten) Einzelsymbolen (Grafik 3) oder als Zahlenwerte (Grafik 4) wiedergibt. Eine derartige Variante findet sich oftmals bei globalen Trendkarten für die Niederschlagshöhe (zum Beispiel Hulme, 1991, und Eischeid et al., 1995, in Watson et al., 1998), da die Stationsdichte zu gering ist. Eine weitere Modifikation ist die Transformation der Gitterpunktwerte in Rasterfelder (Grafik 5), wie sie zum Beispiel vorzugsweise beim "Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN/GPCC)" (Rudolf, 1995) in Form von 2.5°- oder 1°-Rastern Anwendung findet.

Eine zu starke Glättung des Feldes (Grafik 6 in Abbildung 3.8) hat zwar den Vorteil, dass die großräumige Struktur, also das Wesentliche, sofort evident wird. Doch der Nachteil besteht jedoch darin, dass sich interessante Gebiete mit extremen Werten verkleinern oder ganz verschwinden. Eine weitere Generalisierung der Trendkarten besteht in der Einführung von Farbflächen für Flusseinzugsgebiete (siehe Rapp & Schönwiese, 1996), Bundesländer oder Großlandschaften.

3.4 Erweiterte Definition des Trendbegriffs

Der Trend einer Zeitreihe ist zunächst durch seine Richtung, seinen Betrag und seine Signifikanz determiniert (Kapitel 2). Hinzu tritt seine zeitliche und räumliche Repräsentanz. Tabelle 3.2 fasst alle Elemente der klimatologischen Trendanalyse und deren vorwiegend benutzte Analysemethoden zusammen. Diese Zusammenstellung beinhaltet neben der Analysemethode und Definition der charakteristischen Trendgrößen auch Beispielkriterien, bei denen eine beobachtete Klimavariation Relevanz erlangt, wenn sie sich vom Zufälligen abhebt und möglicherweise bestimmte Klimawirkungen anstößt.

Eine Klimaentwicklung ist nicht schon dann relevant, wenn sie gewisse Signifikanzlevels erreicht oder überschritten hat, sondern wenn sie auch für eine bestimmte Zeit signifikant bleibt und zudem flächendeckend auftritt, das heißt, wenn der Trend zeitlich und räumlich repräsentativ ist. Zusammen mit geeignet vorgegebenen kritischen Grenzwerten für Betrag, Signifikanz und Repräsentanz stellt ein "Trendmonitoring", also die permanente (zum Beispiel monatliche) Neuberechnung des Trends für entsprechend aktualisierte Klimareihen, eine wichtige und zugleich praktikable Komponente zur operationellen Klimaüberwachung dar.

Tabelle 3.2: Elemente der klimatologischen Trendanalyse.

			N E U	
Charakteristische Trendgröße	Trendwert T (Vorzeichen, Betrag)	Signifikanz Si	Zeitliche Repräsentanz d_{ab}	Räumliche Repräsentanz d_R
Analysemethode	1. linearer Trend 2. Mittelwertdifferenz	1. T/R (NV); M/K 2. t-Test	Variable Trendanalyse (Trendmatrix)	Korrelation von Zeitreihen oder Trends
Definition (Formel)	1. (2.7) 2. (2.11)	1. (2.19); (2.18) 2. (2.21)	(3.3)-(3.6)	(3.7)
Zahl der zu analysierenden Zeitreihen	≥ 1	≥ 1	≥ 1	≥ 3
Beispielkriterien	$T > 0$, $T < 0$; Grenzwerte aus Sozioökonomie oder Ökologie	$Si \geq 95$ %	$d_{ab} \geq 5$ (bei N =100)	$r \geq 0.7$; $d_R < 1000$ km (Temperatur) $d_R < 200$ km (Niederschlagshöhe)

Abkürzungen: T/R = Trend-Rausch-Verhältnis; T = Trend; R = "Rauschen", z.B. Standardabweichung; Si = Signifikanzlevel; M/K = Trendtest nach Mann und Kendall; NV = bei Normalverteilung, N = Zeitreihenlänge, r = Korrelationskoeffizient.

Kapitel 4: Potentielle Fehlereinflüsse auf die Trendberechnung

"Leider findet die historische Klimakunde in Deutschland nur sehr wenige Mitarbeiter, trotz ihrer wachsenden praktischen Bedeutung. ... Wer sich mit älteren Beobachtungen befasst hat, kenn die großen Fehler und Inhomogenitäten dieser Reihen. ..."

H.Flohn, in: Witterung und Klima in Mitteleuropa, 1954

Jede Trendanalyse ist Fehlerquellen ausgesetzt, die, falls sie bekannt sind, gegebenenfalls korrigiert, zumindest aber bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden sollten. Im wesentlichen existieren drei Arten potentieller Datenfehler, die den Trend verfälschen und zu "virtuellen" Trendkomponenten führen können: Sporadisch auftretende Datenlücken und Datenausreißer (Kapitel 4.1) sind aufgrund ihrer zeitlich eng begrenzten Wirkung weniger problematisch als die Folgen systematischer Messfehler (Kapitel 4.2) oder zeitliche Inhomogenitäten (Kapitel 4.3), die die Qualität der ganzen oder eines Teils der Zeitreihe verringern.

4.1 Datenlücken und Datenausreißer

Einzelne Datenlücken (es fehlen Zeitreihenwerte y_t für ein oder einige t) und Datenausreißer ($y_t >> y_{t-1},y_{t+1}$ falls $y_t > 0$; $y_t << y_{t-1},y_{t+1}$ falls $y_t < 0$) können entweder ignoriert werden, das heißt, die fehlerhafte Zeitreihe wird als partielle Serie (siehe Kapitel 2.5) aufgefasst, deren Trend formal ohne weiteres berechnet werden kann. Oder Datenlükke bzw. Ausreißer werden durch einen realistischen Wert ersetzt. Dabei ist die Detektion der Datenlücke trivial, die des Ausreißers nicht. Es müssen nämlich im letzteren Fall geeignete Kriterien definiert werden, die ermöglichen, einen unrealistisch hohen oder niedrigen Wert aufzufinden. Einen guten Überblick über verschiedene Plausibilitätstests, aber auch zur Problematik der Behandlung von Messlücken geben Aschwanden et al. (1996) im Rahmen des KLIMA 90-Projektes der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt. Rudolf et al. (1992) schlagen Kriterien für Ausreißerwerte speziell für Monatsdaten der Niederschlagshöhe vor.

Zur Bestimmung des "Ersatzwertes" existieren verschiedene Verfahren, die sich klassifizieren lassen in

- Recherchen nach fehlenden bzw. fehlerhaften Werten in Alternativquellen (Meteorologische Jahrbücher, Original-Datenlisten, Facharbeiten),
- Methoden auf der Basis der unvollständigen bzw. fehlerhaften Zeitreihe, das heißt zeitliche Interpolation (zum Beispiel die Verwendung des Mittelwertes des Gesamt- oder eines Teilintervalls, Verwendung des Ordinatenwertes der Trendgeraden durch die Zeitreihe zum Zeitpunkt der Datenlücke bzw. -ausreißers, robuste Verfahren (Schlittgen & Streitberg, 1995) oder eine Funktionsanpassung mit Hilfe eines Periodogramms, eines Splines, o.ä.m.)
- Methoden, die benachbarte Referenzstationen berücksichtigen, das heißt räumliche Interpolation (zum Beispiel räumliche Mittelwertbildung, lineare oder multiple Regressionsbeziehungen (Sánchez Penzo et al., 1997) oder entfernungs- und richtungsabhängige Interpolation, wie sie im Falle der Niederschlagshöhe von Rudolf, 1995, vorgeschlagen wird).

Die häufigste Ursache für Lücken und Ausreißer sind Fehler bei der Datenübertragung und Datenspeicherung. Zusätzlich entstehen Datenausfälle durch fehlende Messungen.

Aus dem mitteleuropäischen Raum sind gerade die Beobachtungsjahre 1945 und 1946 von den Folgen des Zweiten Weltkrieges betroffen (siehe Meteorologische Jahrbücher der einzelnen Besatzungszonen). In der Praxis (Rapp & Schönwiese, 1996) wird häufig eine Datenbelegung von 90 % gefordert, um Trendanalysen, ggf. nach Ergänzung der Lücken, sinnvoll durchführen zu können.

Die Verfälschung des Trends ist einerseits abhängig von Zeitpunkt und Ausprägung des Auftretens von Lücken und Ausreißern. Ausprägung bedeutet bei Lücken deren Dauer und zeitliche Abfolge, bei Ausreißern deren Merkmalswert. Andererseits ist der Charakter der Zeitreihe, also ihre Länge (Dauer des Analyseintervalls), ihre Variabilität (Varianz) und ihr klimatischer Trend, relevant.

Auf der Basis von 50 Zufallsreihen soll der Einfluss von Lücken und Ausreißern untersucht werden. Die Zufallsreihen bestehen aus jeweils N = 100 normalverteilten Einzelwerten mit einem Mittelwert von $y_t = 0$ ohne Beschränkung der Allgemeinheit). Ihnen werden zu variierenden Zeitpunkten Lücken bzw. Ausreißer bestimmter Charakteristik aufgeprägt. Der mittlere lineare Trend der derart manipulierten Zeitreihen wurde anschließend zu 0 normiert.

Der Einfluss von *Datenlücken* ist an den Rändern der Zeitreihe größer als in der Mitte. Eine Lücke in der ersten Hälfte der Zeitreihe kann genauso zu einem virtuellen negativen Trend führen wie in der zweiten Hälfte und umgekehrt (Abbildung 4.1). Bei zunehmender Zahl direkt aufeinanderfolgender Datenlücken und ansteigender Variabilität der Zeitreihe wird die Wahrscheinlichkeit, dass der Trend verfälscht wird, größer (Abbildung 4.1).

Wie bei Datenlücken modifizieren einzelne *Ausreißer* am Anfang und Ende einer Zeitreihe den linearen Trend stärker als solche in der Mitte des Intervalls. Ausreißer nach oben führen in der ersten Hälfte des Zeitintervalls zu einer Trendabschwächung, in der zweiten Hälfte zu einer Trendverstärkung. Bei Ausreißern zu niedrigeren Werten ist es umgekehrt. Befindet sich ein Ausreißer exakt in der Mitte des Analysezeitraums (N/2, falls N ungerade ist), ist sein Einfluss nicht existent. Der Zusammenhang zwischen virtuellem Trend und Eintrittszeitpunkt ist linear (Abbildung 4.2), denn bei Variation des Ausreißers y_A um das Vielfache der Standardabweichung σ

$$y_A = \bar{y} + n\,\sigma, \quad n = 3, 5, 10, 20 \tag{4.1}$$

wird die Verfälschung des linearen Trends dementsprechend größer. Außerdem ist der Effekt eines Ausreißers unabhängig von der Standardabweichung der Zeitreihe, was Vergleichsstudien mit variabler Standardabweichung (σ = 0.5, 1, 3) beweisen. Dagegen wird die Trendverfälschung durch Lücken oder Ausreißern im Fall zunehmender Zeitreihenlänge (N) geringer.

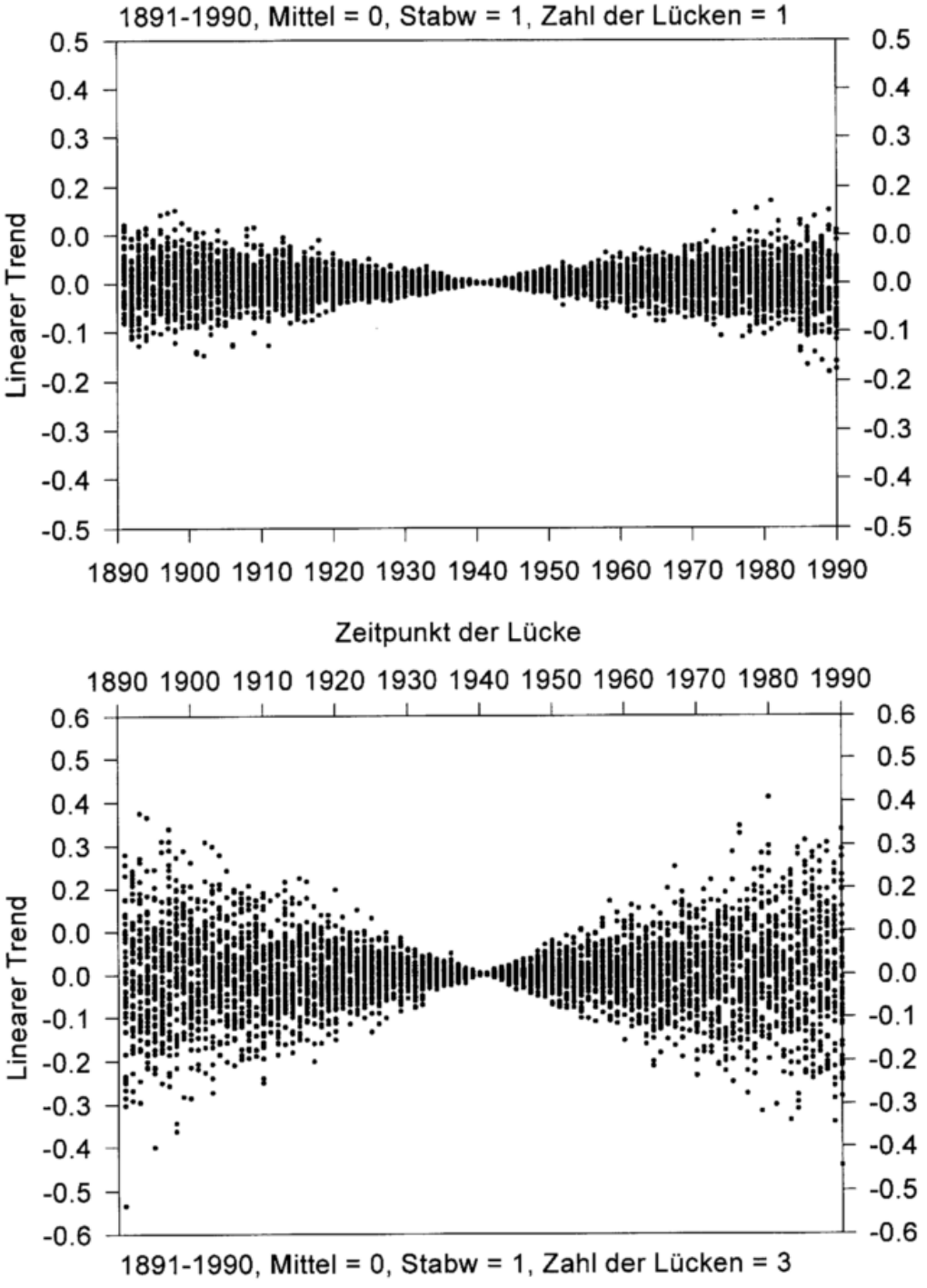


Abbildung 4.1: Simulation der Wirkung von 1 (oben) bzw. 3 direkt aufeinanderfolgenden (unten) Datenlücke(n) auf den linearen Trend bei 50 Zufallsreihen (Mittelwert = 0, Standardabweichung = 1, Zeitraum 1891-1990), deren Eintrittszeitpunkt von 1891 bis 1990 stetig variiert wird.

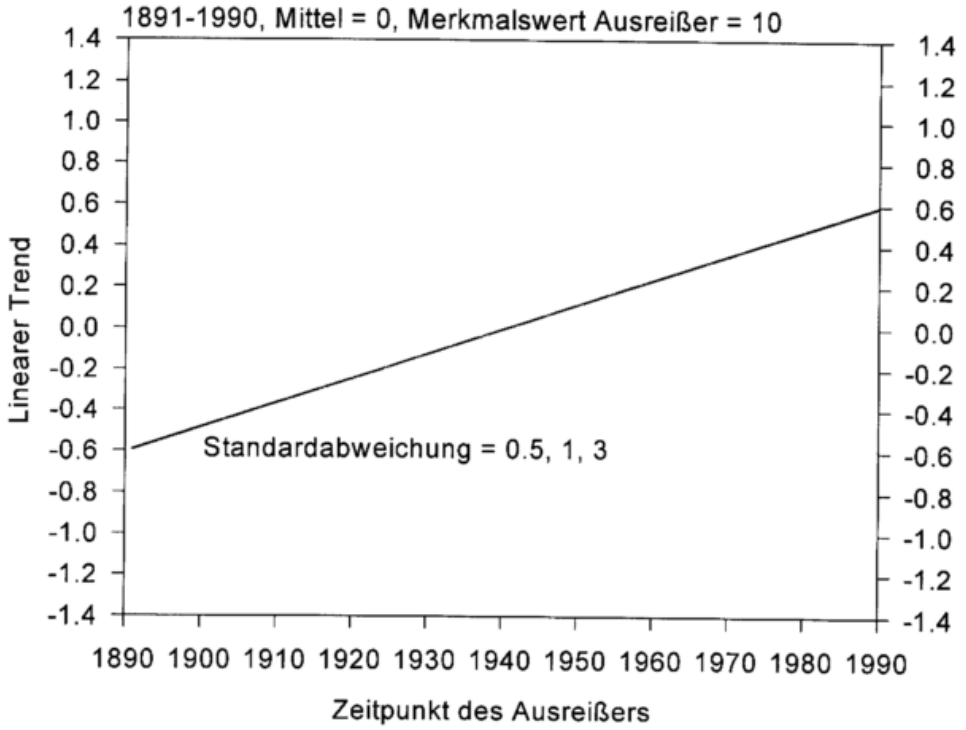


Abbildung 4.2: Simulation der Wirkung eines Ausreißers auf den linearen Trend bei 50 Zufallsreihen verschiedener Variabilität (Mittelwert = 0, Standardabweichung = variabel, Zeitraum 1891-1990), falls der Eintrittszeitpunkt des Ausreißers von 1891 bis 1990 stetig variiert wird.

4.2 Systematische Fehler bei der Messung der Klimaelemente

4.2.1 Niederschlagshöhe

Die Messung der Niederschlagshöhe ist mit teils erheblichen Schwierigkeiten und Fehlern verbunden. Neben dem dominierenden Windeinfluss (Herauswehen durch Turbulenz und Wirbelbildung) können der Aufbau und die Eigenschaften des Messinstrumentes (Maße, Installationshöhe, Form, Material, Farbe, Alter, Isolation) sowie eventuell auftretende Gerätefehler (Herausspritzen, Verdunstung, Kondensation, Benetzung, Lecks) und Beobachterfehler (Ablesung) die Messwerte verfälschen (Sevruk & Nespor, 1994). Sie führen zu systematischen Messfehlern. Nichtsystematische Fehler resultieren demgegenüber aus zufälligen Übertragungsfehlern auf dem Weg von der Messung zur Archivierung oder entstehen durch das Vervollständigen von lückenhaften Reihen der Klima- oder SYNOP-Meldungen (Rudolf, 1995). Diese Fehler sind stochastischer Natur und werden hier nicht behandelt.

Inzwischen liegen die Abschlussergebnisse der von der WMO initiierten Vergleichsmesskampagnen für eine Reihe nationaler Messgerätetypen vor, differenziert nach flüssigen (Sevruk & Hamon, 1984) und festen bzw. gemischten Niederschlagsanteilen (Goodison et al., 1998). Die Messwerte wichtiger nationaler Pluviometer, darunter auch die in Deutschland benutzte Version nach Hellmann, wurden mit den Daten eines in unmittelbarer Nähe aufgestellten Referenzgerätes, des "Double Fence Intercomparison Reference" (DFIR), das sehr geringe systematische Messfehler aufweist und damit der

"wahren" Niederschlagshöhe am nächsten kommen dürfte, verglichen und in Form von Algorithmen quantifiziert.

Die Freilandexperimente bestätigten, dass die meisten Standardgeräte nur 50 bis 95 % des "wahren" Niederschlages aufnehmen, wobei der Fehlbetrag mit wachsender Windexposition zunimmt. Steht das Auffanggerät in offenem Gelände, ist die Windstärke erhöht und der Messfehler groß. Nimmt jedoch die Bebauung oder Vegetation zu, wird der Wind abgebremst und eine größere Niederschlagsmenge kann in das Messgerät gelangen (genauere Erläuterungen geben Goodison et al.,1998, und Sevruk & Nespor, 1994). Von einer Hellmann-Apparatur werden bei starkem Wind durchschnittlich ca. 10 % des tatsächlich gefallenen flüssigen Niederschlags nicht aufgefangen (Abbildung 4.3). Bei Schneefall betragen die Verluste zum Teil sogar weit mehr als 50 % (Goodison et al. 1998), was den Sinn der Angabe eines Absolutwertes vollends in Frage stellt. Richter (1995) gibt für Deutschland Windfehler in der Größenordnung von ca. 2 bis 35 % an, abhängig von der Jahreszeit und der Stationslage (Abbildung 4.4).

Neben den windinduzierten Niederschlagsverlusten spielt als weitere Fehlerquelle die Benetzungs- und Verdunstungsfehler des Auffangtrichters und der Sammelkanne eine wichtige Rolle. Nach Untersuchungen von Richter (1995) beträgt der Fehler im Tiefland durchschnittlich 3 %. In den Mittelgebirgen ist er sogar doppelt so groß. Verdunstungs- und Benetzungsverluste zusammengenommen können zumindest im Nordosten Deutschlands jahreszeitabhängig 4 bis 8 % ausmachen (Abbildung 4.4). Im Winter überwiegen bei weitem die Windfehler, im Sommer dagegen - weniger deutlich - die Benetzungs- und Verdunstungsfehler. Sämtliche Fehler sind von der Niederschlagsintensität und der Häufigkeit des Niederschlagsereignisses abhängig (Günther, 1993; Richter, 1995).

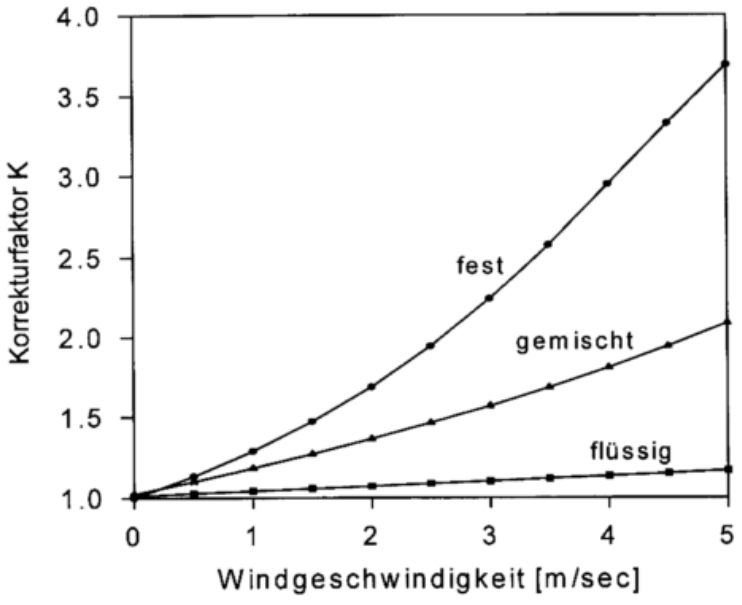


Abbildung 4.3: Korrekturfaktor K (vgl. Formel 4.6) für die gemessene Niederschlagshöhe in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der Niederschlagsphase für den in Deutschland gebräuchlichen, windungeschützten Hellmann-Niederschlagsmesser (nach Goodison et al., 1998). Ein Korrekturfaktor von 2 bedeutet ein systematischer Messfehler von 50 %.

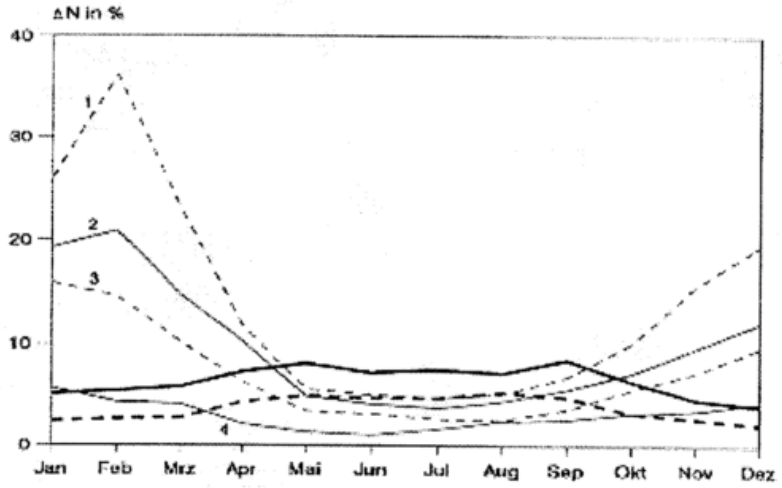


Abbildung 4.4: Mittlerer Jahresgang des gemessenen Windfehlers (in %) für das Hellmann-Gerät für freie (1), leicht geschützte (2), mäßig geschützte (3) und stark geschützte (4) Stationslagen sowie des Benetzungs- und Verdunstungsfehlers für Tiefland- (fett ausgezogen) und Mittelgebirgsstationen (fett gestrichelt); aus Richter (1995).

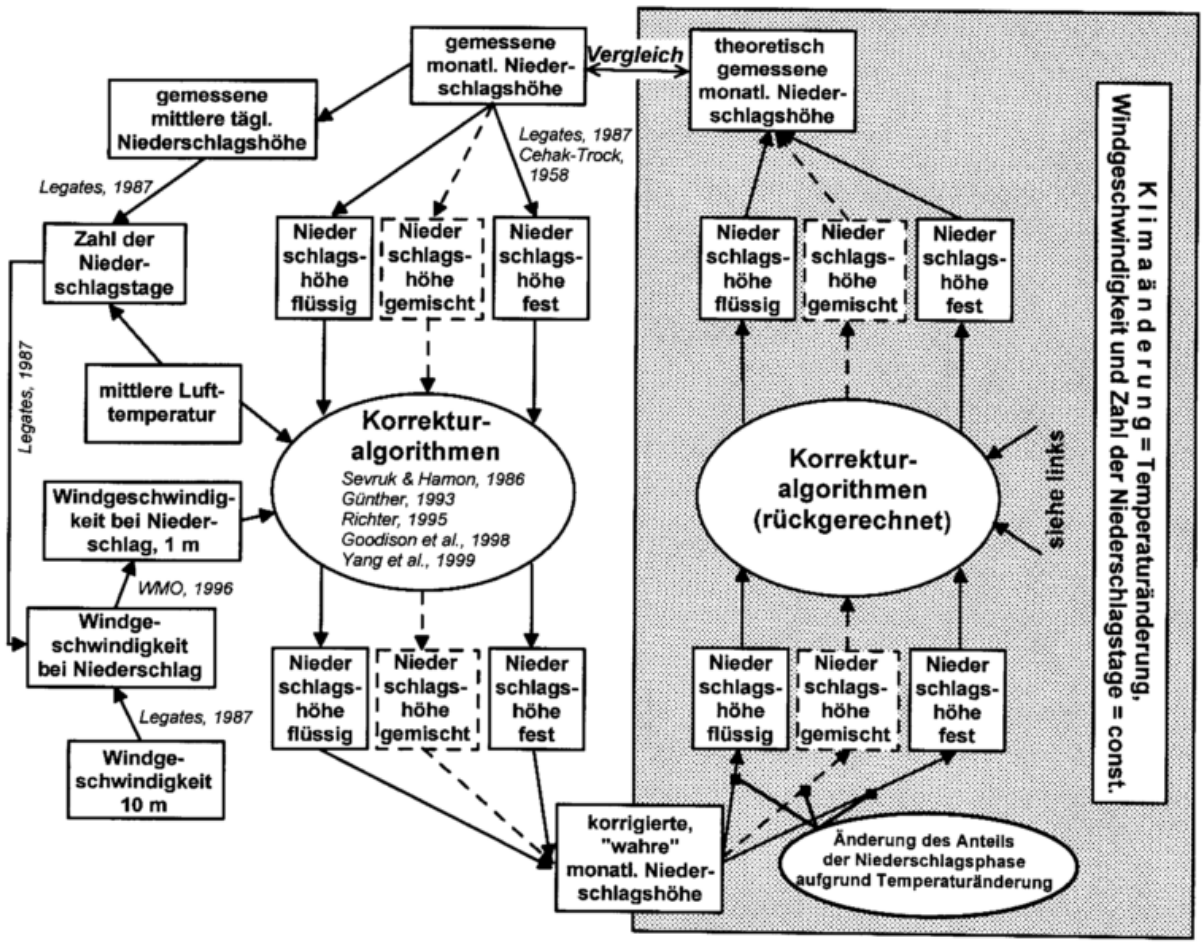


Abbildung 4.5: Flussdiagramm zur Abschätzung des rein messtechnisch verursachten Trends der Niederschlagshöhe bei Änderung der Lufttemperatur.

Da die Algorithmen zur Korrektur des systematischen Messfehlers für die einzelnen Niederschlagsphasen getrennt vorliegen, ist zunächst die Bestimmung der Anteile des festen und des flüssigen Niederschlages an der Gesamtniederschlagsmenge vorzunehmen. Falls keine geeigneten Beobachtungswerte (wie zum Beispiel in Richter, 1995) vorliegen, kann eine empirische Annäherungsformel, die Cehak-Trock (1958) entwickelte und Legates (1987) optimierte, verwendet werden. Sie liefert eine Abhängigkeit des Anteils des festen Niederschlages (r_{fest}) von der mittleren Lufttemperatur (T_m in °C) in Form einer logistischen Kurve

$$r_{fest} = \frac{1}{1 + 1.61\,(1.35)^{T_m}}\,. \tag{4.2}$$

Gleichzeitig ist:

$$r_{flüssig} = 1 - r_{fest}\,. \tag{4.3}$$

Für die gemischte Niederschlagsphase (Schneeregen, aber auch Graupel) liegt keine derartige Beziehung vor.

Aufgrund seines frontalen bzw. konvektiven Entstehungsmechanismus fällt Niederschlag meist bei etwas höherer als der mittleren Windgeschwindigkeit (v_m in ms^{-1}). Für diesen Sachverhalt gibt Legates (1987) abermals eine Näherungsformel an:

$$v_{prec} = L\,v_m\,, \tag{4.4}$$

mit $L = (1.12 + 0.295\,(0.826)^{n_p})$ bei flüssiger Niederschlagsphase,

$L = (1.37 - 0.0599\,(1.065)^{n_p})$ bei fester Niederschlagsphase,

n_p = Zahl der Tage mit Niederschlag (siehe Gleichung 2.26).

Die Windgeschwindigkeit in Höhe der Auffangfläche des Hellmann-Gerätes (v_G in ms^{-1}), in Deutschland in der Regel 1 m über Grund (h_G), wird aus der meist in 10 m über Grund (h_v) gemessenen Windgeschwindigkeit (v_{prec} in ms^{-1}) abgeleitet. Die WMO (1996) gibt als Beziehung für das bodennahe logarithmische Windprofil (Ekman-Spirale)

$$v_G = \frac{\log h_G\, z_0^{-1}}{\log h_v\, z_0^{-1}}\,(1 - 0.024\,\alpha)\,v_{prec} \tag{4.5}$$

an, wobei z_0 die Rauhigkeitslänge (näherungsweise im Winter 0,01 m und im Sommer 0,03 m) und $\alpha \approx 10°$ der mittlere Winkel zwischen Auffangfläche des Niederschlagsmessers und oberer Begrenzung der umgebenden Vegetation, Gebäude oder anderer Objekte ist.

Zur eigentlichen Korrektur des systematischen Messfehlers dienen eine Reihe von Algorithmen, die auf den erwähnten WMO-Vergleichsmessungen beruhen oder anderen Forschungsarbeiten und Publikationen (zum Beispiel Günther & Graf, 1991; Günther, 1993; Richter, 1995; Yang et al., 1999) entnommen werden können. Sie haben die allgemeine Form:

$$P_k = K\,(P_m + \Delta P_w + \Delta P_k + \Delta P_v), \tag{4.6}$$

wobei P_k die korrigierte Niederschlagshöhe, K der Korrekturfaktor, P_m die gemessene Niederschlagshöhe, ΔP_w der Verlust aufgrund der Benetzung der Wände des Auffangtrichters, ΔP_k der Verlust aufgrund der Benetzung der Sammelkanne und ΔP_v Verdunstungsverluste bedeuten (WMO, 1996). Diese Korrekturalgorithmen, die die gemessenen ($P_{m,fest}$; $P_{m,flüssig}$; $P_{m,gemischt}$) mit den korrigierten ("wahren") Niederschlagsanteilen ($P_{k,fest}$; $P_{k,flüssig}$; $P_{m,gemischt}$), in Verbindung setzen, enthalten für den in Deutschland aufgestellten Niederschlagssammler nach Hellmann eine lineare, zum Teil auch quadratische oder exponentielle Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und, bei zusätzlicher Berücksichtigung des Benetzungs- und Verdunstungsfehlers, auch eine funktionale Verknüpfung mit der Lufttemperatur (T_m *in* °*C*):

Günther, 1993:

$$P_{k,fest} = 100\left(103.8 - 14.8 v_G + 2.4 T_m\right)^{-1} P_{m,fest}, \tag{4.7}$$

$$P_{k,fest} = 100\left(92.1 - 16.9 v_G + 6 T_m\right)^{-1} P_{m,fest}, \tag{4.8}$$

Goodison et al., 1998:

$$P_{k,flüssig} = \left(1.013 \exp\left(0.028\, v_G\right)\right) P_{m,flüssig}, \tag{4.9}$$

$$P_{k,gemischt} = \left(1.025 \exp\left(0.142\, v_G\right)\right) P_{m,gemischt}, \tag{4.10}$$

$$P_{k,fest} = 100\left(100 + 1.93 v_G^{\,2} - 24.23 v_G\right)^{-1} P_{m,fest}, \tag{4.11}$$

Sevruk & Hamon, 1984:

$$P_{k,flüssig} = \exp\left(-0.001 \ln p_{m,d} - 0.0082\ v_m \ln p_{m,d} + 0.042\, v_m + 0.01\right) P_{m,flüssig}. \tag{4.12}$$

Die Formel (4.11) aus der älteren WMO-Studie ist aufgrund fehlender Daten der täglichen Niederschlagsintensität $p_{m,d}$ (mm h^{-1}) an dieser Stelle nicht anwendbar. Addition der korrigierten Niederschlagsanteile liefert schließlich die korrigierte, annähernd "wahre", monatliche Niederschlagshöhe.

Bei einer dauerhaften Temperaturänderung ändern sich die Anteile der Niederschlagsphasen an der "wahren" Niederschlagshöhe gemäß Formel (4.2), falls Windgeschwindigkeit und Niederschlagshäufigkeit konstant bleiben. Eine Rückrechnung der korrigierten in die theoretisch gemessene (= "wahre") Niederschlagshöhe mittels der Korrekturalgorithmen (4.7) bis (4.12) ermöglicht den Vergleich mit der real gemessenen. Der Zusammenhang lässt sich quantifizieren, wenn man in die Näherungsformeln (4.2 bis 4.12) einen Mittelwert für die Lufttemperatur im Januar, zum Beispiel T_m = 1 °C, ansetzt (Abbildung 4.6).

Bei einem Temperaturanstieg von ca. 1 °C beinhalten die beobachteten Niederschlagstrends einen virtuellen Zusatztrend von ca. 2 % der Niederschlagshöhe. Für die meisten Orte in Deutschland ist dieser Fehler eine Größenordnung kleiner als die gemessenen Niederschlagstrends (Kapitel 6). Bedeutender ist dieses Phänomen in Gebieten mit größerem Anteil des Niederschlages in fester bzw. gemischter Form. Hanssen-Bauer & Forland (in Goodison et al., 1998) schätzen den virtuellen Trend für die norwegische Station Ny-Alesund für Temperaturänderungsszenarien von +2, +4 und +6 °C

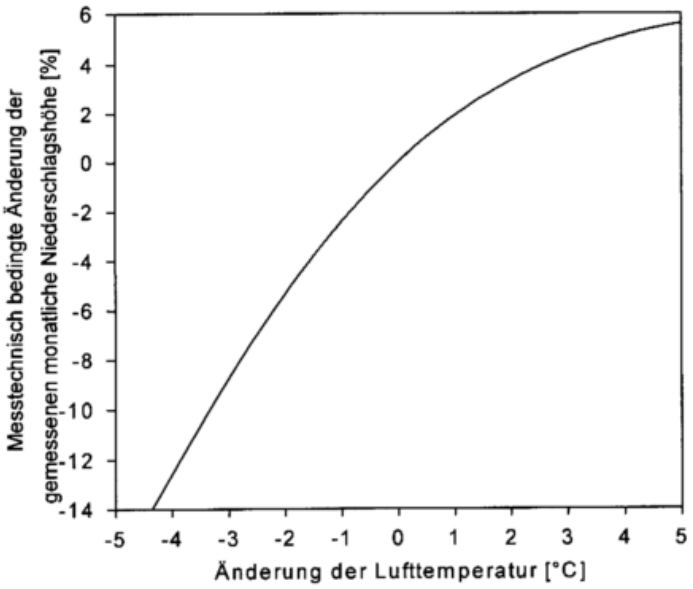


Abbildung 4.6: Messtechnisch verursachte Änderung der Niederschlagshöhe bei Variation der Lufttemperatur (Temperaturtrend) aufgrund des systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung.

ab. Sie kommen dabei auf Virtuellzuschläge von 6, 10 und 13 %, die den für mitteleuropäische Verhältnisse abgeschätzten Effekt (Abbildung 4.6) spürbar übersteigen.

Eine weitere Problematik betrifft die Jahresniederschlagshöhe und tritt dann ein, wenn eine spürbare Niederschlagsumverteilung vom Sommer- in das Winterhalbjahr oder umgekehrt stattgefunden hat, ähnlich der in weiten Teilen Deutschlands in den letzten drei Dekaden beobachteten (vergleiche Kapitel 7). Diese jahreszeitliche Umverteilung führt bei konstanter "wahrer" Jahresniederschlagshöhe und konstanter mittlerer Windgeschwindigkeit zu einer künstlichen Verringerung der gemessenen Jahresniederschlagsmenge. Dafür sorgt wiederum der jahreszeitlich variierende systematische Fehler der Niederschlagsmessung, der nach Richter (1995) in Deutschland im Sommer grob gemittelt nur 10 %, im Winter dagegen ca. 25 % der wahren Niederschlagsmenge beträgt. Dieser Unterschied resultiert aus Art und Stärke des fallenden Niederschlages sowie der Windgeschwindigkeit, die einen mehr oder weniger ausgeprägten Jahresgang aufweisen. Kurz gesagt, wird nach einer jahreszeitlichen Niederschlagsumverteilung weniger Niederschlag vom Messgerät aufgefangen als zuvor.

Der Einfluss des systematischen Messfehlers auf den Trend lässt sich abschätzen, wenn die gemessene Niederschlagshöhe für Sommer- und Winterhalbjahr getrennt korrigiert, eine Klimaänderung eingeführt und anschließend die "wahre" Niederschlagshöhe in die gemessene zurückrechnet wird. Abbildung 4.7 zeigt das Ergebnis dieser Berechnung, wobei von typischen mitteleuropäischen Verhältnissen ausgegangen wird, das heißt von kaum differierenden Niederschlagshöhen in den beiden Halbjahren (jeweils 300 bzw. 400 mm; vergleiche Müller-Westermeier, 1997). Aus einer jahreszeitlichen Umverteilung von 5 % der Jahresniederschlagssumme[1] folgt eine Reduzierung der Jahresniederschlagshöhe von knapp 1 %. Im Vergleich zum gemessenen relativen

[1] In Teilen Niedersachsens sind derartig hohe Umverteilungsraten, die 40 mm Niederschlagshöhe entsprechen, im Laufe der letzten 30 Jahre tatsächlich eingetreten (Rapp & Schönwiese, 1996).



Abbildung 4.7: Einfluss des systematischen Messfehlers auf die Jahresniederschlagshöhe bei jahreszeitlicher Umverteilung des Niederschlags. Nähere Erläuterungen im Text.

Trend ist dieser Betrag zwar klein, aber für Wasserbilanzabschätzungen u.ä. durchaus von Relevanz.

4.2.2 Lufttemperatur, Luftfeuchte und Luftdruck

Im Vergleich zur Niederschlagsmessung ist die Messung der Lufttemperatur weniger problematisch. Schon im Jahr 1891 wurden relativ hohe Anforderungen an die Genauigkeit der Quecksilberthermometer gestellt und durch die Messung in Thermometerhütten wurde und wird Windexposition und bestmöglicher Schutz vor Strahlung gewährleistet. Die Genauigkeit der operationellen Einzelmessungen der Lufttemperatur (stochastischer Messfehler) beträgt nach WMO-Angaben (WMO, 1996) ± 0,2 °C, die der relativen Luftfeuchtigkeit zwischen ± 3 und ± 5 %.

Zu Beginn des Untersuchungsintervalls, vereinzelt sogar noch in den 20-er Jahren, wurde die Temperatur allerdings nicht einheitlich in 2 m Höhe über Grund, sondern vielerorts in Höhen von 10 m und mehr gemessen (Deutsche Meteorologische Jahrbücher, div. Jahrgänge). Dies hatte zur Folge, dass die Mitteltemperaturen vor allem im Winter und im gegliederten Gelände geringfügig höher ausgefallen sein müssen, da in klaren Nächten die Bildung von flachen Kaltluftseen (Bodeninversionen) sich in Bodennähe stärker bemerkbar macht als in größerer Höhe. Dieser messtechnische, kaum quantifizierbare Effekt dürfte die Temperaturtrends, wenn überhaupt, nur geringfügig reduziert haben. Eine genaue Abschätzung der Einflüsse auf die lokale Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit der untersten Metern der Atmosphäre scheitert daran, dass der Charakter der Umgebung einer jeden Station und ihr Wandel nicht genau genug bekannt sind.

Die Messung des Luftdrucks durch Quecksilberbarometer ist mit noch geringeren Fehlern als die Ermittlung der Lufttemperatur behaftet. Denn die Standortproblematik besteht nicht, der Luftdruck kann ohne weiteres im Inneren von Gebäuden gemessen

werden. Lediglich die Reduktion des Luftdrucks auf Meereshöhe (für synoptische Zwecke) und die Temperatur- sowie Schwerekorrektur des Volumens des Quecksilbers müssen beachtet werden (WMO, 1996). Die Messgenauigkeit liegt nach Angaben der WMO bei ± 0,3 hPa. Die Auswirkungen dieser vergleichsweise marginalen Fehler auf die Berechnung von klimatischen Trends ist daher gering.

4.3 Inhomogenitäten

Inhomogenitäten einer Zeitreihe, die auf graduellen (allmählichen) oder abrupten, auf jeden Fall nicht-klimatologischen Einflüssen beruhen und eine permanente Änderung statistischer Charakteristika (Momente wie Mittelwert, Varianz, usw.; aber auch Autokorrelationsfunktion, Varianzspektrum, u.a.; Schönwiese, 1992) zeigen, können ebenfalls den Trend verfälschen. Nicht-klimatologische Einflüsse lassen sich prinzipiell differenzieren nach der Änderung der Beobachtungsart (Beobachtungszeit, Beobachtungsort, Beobachter), dem Wechsel der Instrumentation (z.B. Kalibration, Aufstellhöhe, Design, Gerätewechsel) und Veränderungen der lokalen Umgebung (Vegetation, Bebauung; siehe auch Aschwanden et al., 1996b). Sie sind, abhängig vom Klimaelement, Ursache von unterschiedlich ausgeprägten Inhomogenitäten (Tabelle 4.1).

Den Zeitreihen sind solche Einflüsse nicht ohne weiteres anzusehen. Vielmehr führen erst Homogenitätstests zum Aufspüren künstlicher abrupter oder gradueller Änderungen.[2] Diese müssen entweder aus der Analyse entfernt oder korrigiert werden, das heisst, die Zeitreihe muss homogenisiert werden. Eine Homogenisierung der Daten für Zwecke der Trendanalyse[3] ist in diesem Zusammenhang nicht sinnvoll, da hierbei lediglich die Information der homogenen Referenzreihe auf die zu homogenisierende übertragen und somit für die Berechnung eines Trendfeldes keine neue räumliche Information bereitgestellt wird.

Die einzelnen Homogenitätstests (nach Abbe aus Conrad & Schreier, 1927; bzw. Scultetus, 1969; Craddock (1979); Buishand (1982); WMO (Mitchell et al., 1966) und Alexandersson (1986, nur für die Niederschlagshöhe)) sind jeweils für die Jahreswerte der Klimalemente durchgeführt worden, da die Inhomogenitätseffekte gegenüber der klimatologisch gegebenen Variabilität deutlicher hervortreten als bei Monats- oder Tagesdaten. Die Ergebnisse der einzelnen Homogenitätstests werden in sogenannten Homogenitätsklassen (siehe Rapp & Schönwiese, 1996) zusammengefasst, wobei dem absoluten Test (Abbe) aufgrund seiner eingeschränkten Aussagekraft weniger Gewicht beigemessen wurde.

Ein grundsätzliches Problem ist es, aus einem Datensatz von Stationszeitreihen unbekannter Qualität herauszufinden, welche Zeitreihen wahrscheinlich homogen sind und welche nicht. Ein provisorischer Testlauf, der alle gut korrelierten (Korrelationskriterium je nach Klimaelement $r > 0.7$ bzw. $r > 0.8$) Stationsreihen, unabhängig von ihrer Homogenität, zur Berechnung des Gebietsmittels, das als Referenzreihe fungiert, verwendet,

---

[2] Eine aktuelle, erschöpfende und zudem multinationale Übersicht über den "State of the Art" der Homogenitätsanalyse und der Homogenisierung geben Peterson et al. (1998).

[3] Für Daten aus Europa konkret durchgeführt zum Beispiel von Groisman & Easterling (1994), Böhm (1992), Auer (1992), Heinemann (1994), Herzog & Müller-Westermeier (1998), DWD (1998), Moberg (1996).

Tabelle 4.1: Ursachen für Inhomogenitäten und Intensität ihrer Wirkung auf Klimazeitreihen (nach Heino, 1997; modifiziert).

Ursache	**Intensität der Wirkung auf Klimazeitreihen**			
Änderung von...	Luft-temperatur	Nieder-schlagshöhe	Luftfeuch-tigkeit	Luftdruck
Instrumentation				
Instrumententyp	-	+	++	-
Aufstellhöhe	+	+	+	-
Exposition	+	+++	+	-
Beobachtungsbedingungen				
Beobachtungszeit	+	-	+	-
Beobachtungsort	++	+++	+	-
Beobachter	-	-	-	-
Mittelungsmethode	++	-	+	-
Umgebung				
Umgebung	+	+	+	-

- keine Ausbildung von Inhomogenitäten, Ausbildung + einiger, ++ signifikanter, +++ hochsignifikanter Inhomogenitäten.

liefert eine angenäherte Aussage über die Homogenität der Daten. In einem zweiten, methodisch identischen Durchgang werden alle Zeitreihen abschließend getestet, wobei aber jetzt nur *die* Gebietsmittel als Referenz benutzt werden, die aus gut korrelierten und zusätzlich relativ homogenen Stationszeitreihen abgeleitetet wurden. Diese Vorgehensweise erfüllt die Forderung für relative Homogenitätstests, dass nur homogene bzw. wahrscheinlich homogene Referenzreihen herangezogen werden dürfen.

Wie sich eine Inhomogenität auf den Verlauf einer Zeitreihe auswirkt, illustriert Abbildung 4.8, die die 10-jährig tiefpassgefilterte Jahresniederschlagshöhe von Wieda (südlich des Harzes) enthält. Das Jahresmittel beträgt dort rund 1100 mm, der lineare Trend -5.6 % dieses Mittelwertes. Mit den relativen Homogenitätstests nach Craddock bzw. Alexandersson lässt sich eine Inhomogenität im Jahr 1931 bzw. 1933 detektieren. Der Wertesprung beträgt -9 % und geht mit einer Verringerung der Variabilität einher (siehe Abbildung 4.8). Ein Vergleich mit der in der Nähe liegenden Zeitreihe von Treuenbrietzen (südwestlich von Berlin) macht diese Inhomogenität deutlich, da die Phasen der einzelnen Variationen, wenn auch nicht die Variabilität und insbesondere nicht die absoluten Werte, in beiden Zeitreihen übereinstimmen. Der säkulare Trend ist in Treuenbrietzen deutlich geringer. Er beträgt nur -1.2 % des Mittelwertes. Das veranschaulicht, in welcher Weise Inhomogenitätssprünge Trendangaben verfälschen, gegebenenfalls sogar deren Vorzeichen umkehren können.

Eine weitere, weniger deutlich ausgeprägte Inhomogenität taucht in Wieda offenbar im Jahr 1978 auf; gegenüber dem Niederschlagsverhalten in Treuenbrietzen ist eine abrupte Zunahme der Niederschlagsmenge zu erkennen, die eine dokumentierte Stationsverlegung verursacht haben dürfte und den negativen Trend, der allein aus dem Datensprung in 1932 resultiert, etwas abschwächt.

Wie sich die Elimination inhomogener Stationszeitreihen auf Trendfelder auswirkt, zeigt Abbildung 4.9. Bei Verwendung aller (insgesamt 346) vorliegenden Stationsrei-

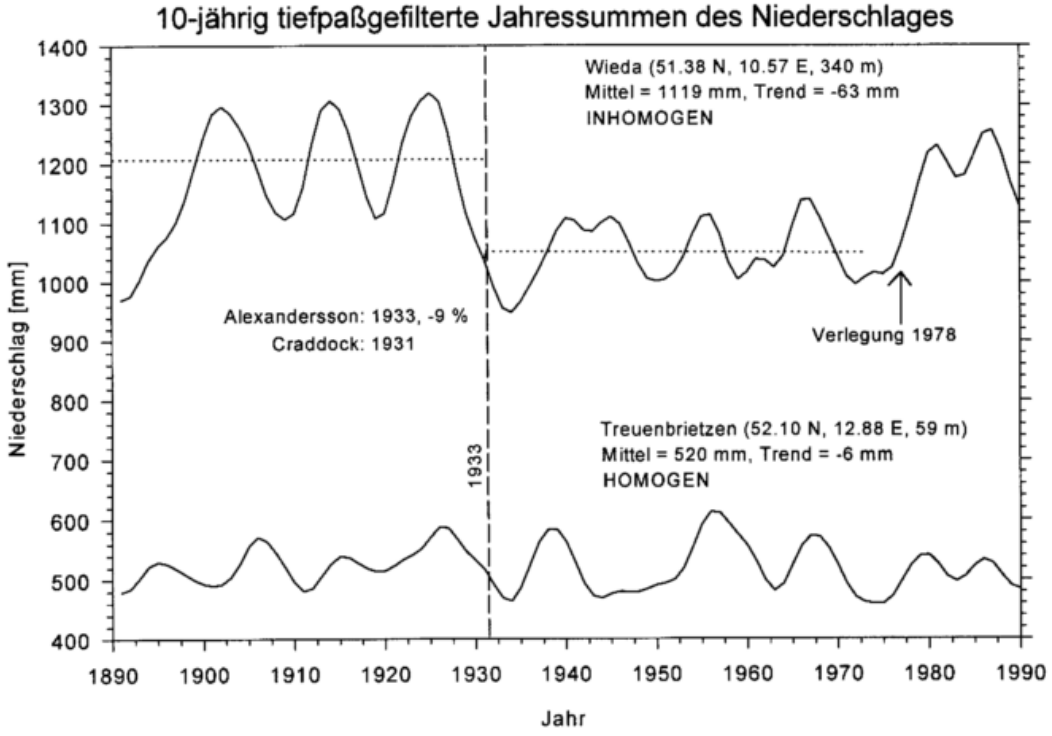


Abbildung 4.8: Vergleich zweier 10-jährig tiefpassgefilterter Zeitreihen der Jahresniederschlagshöhe 1891-1990, und zwar für die inhomogene Station Wieda (oben) und die homogene Station Treuenbrietzen (unten), aus Rapp & Schönwiese, 1996. Die Tests zeigen eine deutliche Inhomogenität etwa im Jahr 1932, die als Datensprung (- 9 % des Mittelwertes vor 1932) zu erkennen ist und zu einer Trendverfälschung führt.

hen für die Berechnung des linearen Trends ist ein deutlich heterogener Verlauf der Isolinien, insbesondere die Ausbildung von lokalen inselartigen Isoliniendrängungen, zu erkennen. In Baden-Württemberg sind lokale Gebiete mit Niederschlagsrückgang "Artefakte" in einer Umgebung gleichförmig ansteigender Trends. Diese Störungen verschwinden, falls allein die qualitativ guten, wahrscheinlich homogenen Stationsdaten benutzt werden (Abbildung 4.9, rechts). Die Abbildung illustriert anschaulich den Nutzen einer Homogenitätsanalyse mit anschließender Elimination inhomogener Zeitreihen: Die verbleibenden Stationsdaten liefern ein kohärenteres Isolinienbild.

Inhomogenitäten, die in der Mitte des Untersuchungsintervalls liegen, verfälschen den Trend wesentlich stärker als solche, die zu Beginn oder am Ende des Intervalls auftreten. Diese Abhängigkeit kann durch einen funktionalen Zusammenhang beschrieben werden (Abbildung 4.10), und zwar durch eine nach unten offene Parabel, deren Scheitelpunkt S verschoben ist:

$$y = -\frac{1}{2p}\left(t + t_S\right)^2 + y_S \,. \tag{4.13}$$

Identifiziert man die unabhängige Variable mit der Zeit t, die abhängige Variable y mit dem linearen Trend T, dann gilt für die Koordinaten des Scheitelpunktes S:

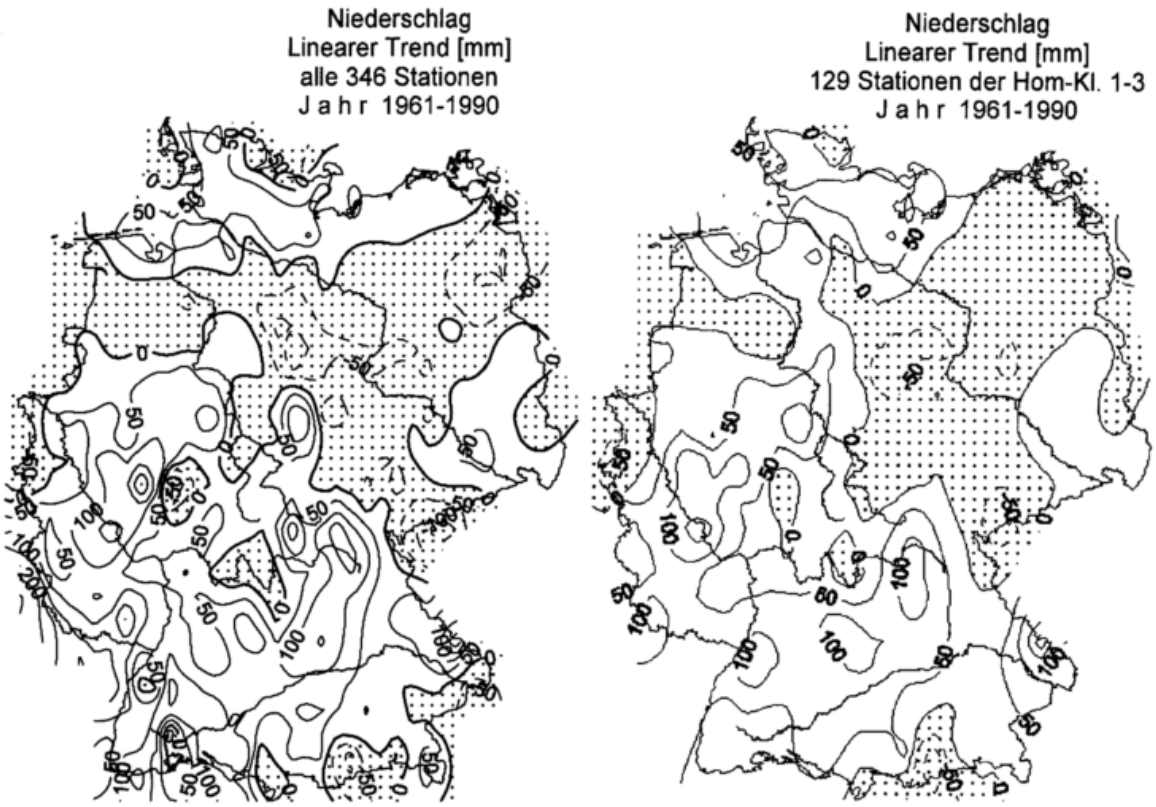


Abbildung 4.9: Vergleich der Trendanalyse (absoluter linearer Trend in mm) der Jahresniederschlagshöhe 1961-1990 unter Verwendung aller vorliegenden Stationszeitreihen (links) und unter Verwendung der homogenen, wahrscheinlich homogenen und indifferenten Zeitreihen (rechts).

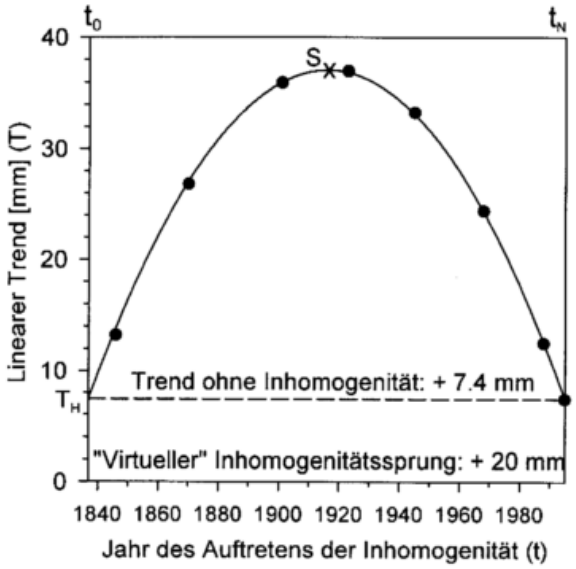


Abbildung 4.10: Auswirkung des Eintrittszeitpunktes eines künstlichen Datensprunges auf den linearen Trend einer Zeitreihe (am Beispiel des Januarniederschlages in Frankfurt-Feldbergstraße). Inhomogenitäten am Anfang und Ende des Untersuchungszeitraumes verfälschen den Trend weniger stark als in der Mitte; der Zusammenhang hat die Form einer Parabel.

$$t_S = \frac{t_n - t_0}{2}, \quad T_S = T_{max} = T_H + \tfrac{3}{2} I, \tag{4.14}$$

wobei t_n den Endzeitpunkt der Zeitreihe, t_0 deren Anfangszeitpunkt, T_H den Trend der homogenisierten Zeitreihe, also der klimatologische Trend, und I der Inhomogenitätsprung bedeuten. Die Bestimmung von t_s ist unmittelbar klar. Der Faktor $\frac{3}{2}$ im Ausdruck für T_s wurde, da er auch für Zeitreihen mit $T_H = 0$ gilt, aus der Steigung der Regressionsgeraden durch eine Stufenfunktion abgeleitet (siehe Anhang 1).

Für den Parameter p der Parabel folgt aus (4.13) mit den Bedingungen (4.14) und $T(t_0) = T_H$

$$p = \frac{(3\,t_0 + t_n)^2}{12\,I}. \tag{4.15}$$

Die Gleichung der Parabel ist also

$$T(t) = -\frac{6\,I}{(3\,t_0 + t_n)^2}\left(t + \tfrac{1}{2}(t_n - t_0)\right)^2 + \left(T_H + \tfrac{3}{2} I\right). \tag{4.16}$$

Liegt eine inhomogene Zeitreihe mit dem linearen Trend T_I und dem Inhomogenitätssprung I zum Zeitpunkt t_I vor (t_I und I lassen sich beispielsweise durch den Homogenitätstest nach Alexandersson (1996) bestimmen), lässt sich aus diesen Angaben und der Formel (4.16) sofort der lineare Trend der homogenen Zeitreihe T_H berechnen:

$$T_H = T_I + \frac{6\,I}{(3\,t_0 + t_n)^2}\left(t_I + \tfrac{1}{2}(t_n - t_0)\right)^2 - \tfrac{3}{2} I. \tag{4.17}$$

Die illustriert, dass zwar eine Homogenitätsprüfung zwingend, eine Homogenisierung von Stationszeitreihen zum Zweck der Trendanalyse aber nicht unbedingt notwendig ist. Die Abbildung zeigt schematisch den Einfluss eines künstlichen Datensprungs von +20 mm auf eine Zeitreihe, deren Trend ohne diese Inhomogenität +7.4 mm betragen würde. Liegt der Inhomogenitätssprung am Rande, ist der Einfluss minimal bzw. Null; liegt er in der Mitte des Intervalls, ist er maximal. Dann ergibt sich eine zusätzliche, verfälschende Zunahme des Trends um mehr als 20 mm.

Die Variation des systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung in Abhängigkeit vom Gerätetyp ist eine illustrative Ursache für die Ausbildung von Inhomogenitäten. Während in den meisten Ländern des Deutschen Reiches in der Dekade zwischen 1891 und 1900 die Standardkonstruktion nach Hellmann (Typ 1886) benutzt bzw. eingeführt wurde (Meteorologische Jahrbücher, verschiedene Jahrgänge), fand in Sachsen die Umstellung erst mit Gründung des Reichswetterdienstes im Jahr 1933 statt (Antonik & Pelzl, 1952). Zuvor waren Geräte mit einer Auffangfläche von 1000 bzw. 500 cm^2 (Typen nach Bruhns bzw. Schreiber) mit unterschiedlichem Aufbau und Aufstellhöhe im operationellen Gebrauch. Da über die nur 200 cm^2 betragende Öffnung des Hellmann-Gerätes, relativ gesehen, mehr Niederschlag hinweggeweht wird als über die mehr als doppelt so große Auffangfläche der Schreiber-Konstruktion, beträgt der Inhomogenitätssprung in den Jahren 1933/1934 nach übereinstimmenden Angaben verschiedener Autoren (Goldschmidt, 1950; Antonik & Pelzl, 1952; Tremmel & Stellma-

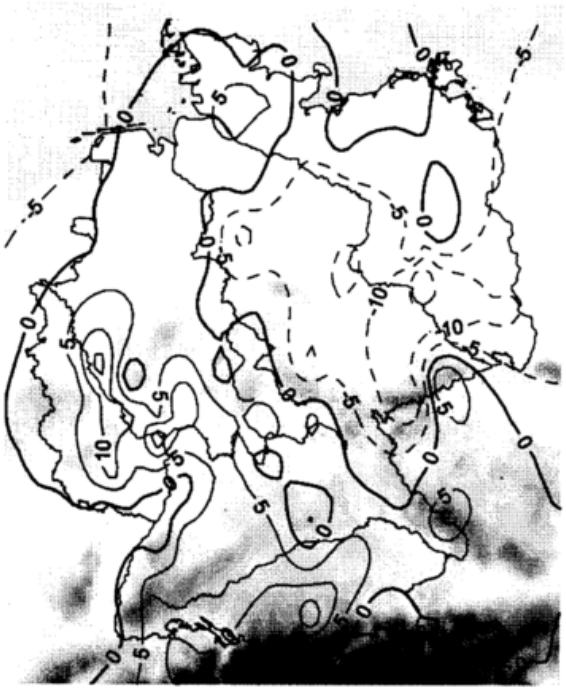


Abbildung 4.11: Trendkarte für die Jahresniederschlagshöhe 1891 bis 1990 aus Rapp & Schönwiese (1996). Die Analyse weist ein auf das Gebiet Sachsens konzentriertes Gebiet mit stärkerem Niederschlagsrückgang aus. Der relative Trend von durchschnittlich - 10 % beruht zum größten Teil auf der Umstellung des Messgerätetyps in den Jahren 1933/1934.

cher, 1985; Freydank, 1996) ca. 10 %. Dies muss vor der Interpretation von Trendkarten (vergleiche Abbildung 4.11) berücksichtigt, ggf. sogar in den Karten korrigiert werden. Eine Inhomogenität von 10 % verursacht bei einer stationären Zeitreihe, falls sie etwa in der Mitte des Untersuchungszeitraums liegt, einen künstlichen relativen Trend von ca. 15 % (Formel 4.17).

Während man in Deutschland, mit Ausnahme Sachsens, von dem glücklichen Umstand einer Konstanz des Gerätetyps bei der Niederschlagsmessung seit Ende des letzten Jahrhunderts sprechen kann, trifft das für andere europäische Staaten nicht zu (Groisman & Easterling, 1994). Betroffen von Geräteumstellungen sind auch einige Nachbarländer Deutschlands, aus denen einige Stationszeitreihen, die für die Berechnung der Trendkarten herangezogen wurden, stammen. In Polen wurde beim Wechsel vom windgeschützten Nipher-Gerät zum ungeschützten Hellmann in den Jahren 1918 bis 1920 eine Reduzierung der Niederschlagshöhe verzeichnet, in Holland dagegen im Jahr 1945 eine Erhöhung um ca. 5 %, weil die Aufstellhöhe verringert wurde. Größere Inhomogenitäten tauchen ferner im Datenmaterial von Finland, Norwegen und Russlands auf. In der Schweiz schließlich wurden 1980 im Hauptmessnetz teilweise neue Messgerättypen aufgestellt, die zu einer künstlichen Reduktion von 4 bis 15 % führten.

Während das Aufspüren abrupter Inhomogenitäten verhältnismäßig einfach ist, ist die Detektion gradueller Veränderungen und insbesondere die Suche nach deren Ursachen wesentlicher komplizierter. Meist ist eine allmählich zunehmende Bebauung oder das stetige Wachstum der Vegetation Grund für eine schleichende Verfälschung bzw. stark herabgesetzte räumliche Repräsentanz von Klimazeitreihen. Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür bildet die zusätzliche Drift der Jahresmitteltemperatur im thüringischen Jena im Vergleich mit Temperaturstationen in deren Nähe[4]. Seit etwa 1950 hat sich die Differenz der Temperatur zu den Messungen in Erfurt, Leipzig, Dresden, Potsdam und Berlin stetig vergrößert (Abbildung 4.12). Eine ähnliche Drift ist für das benachbarte

[4] Im Verlauf der wissenschaftlichen Korrespondenz des Autors mit Prof. Dr. G. Kluge (Univ. Jena) in den Jahren 1996 und 1997 ist das "Jenaer Phänomen" bemerkt worden.

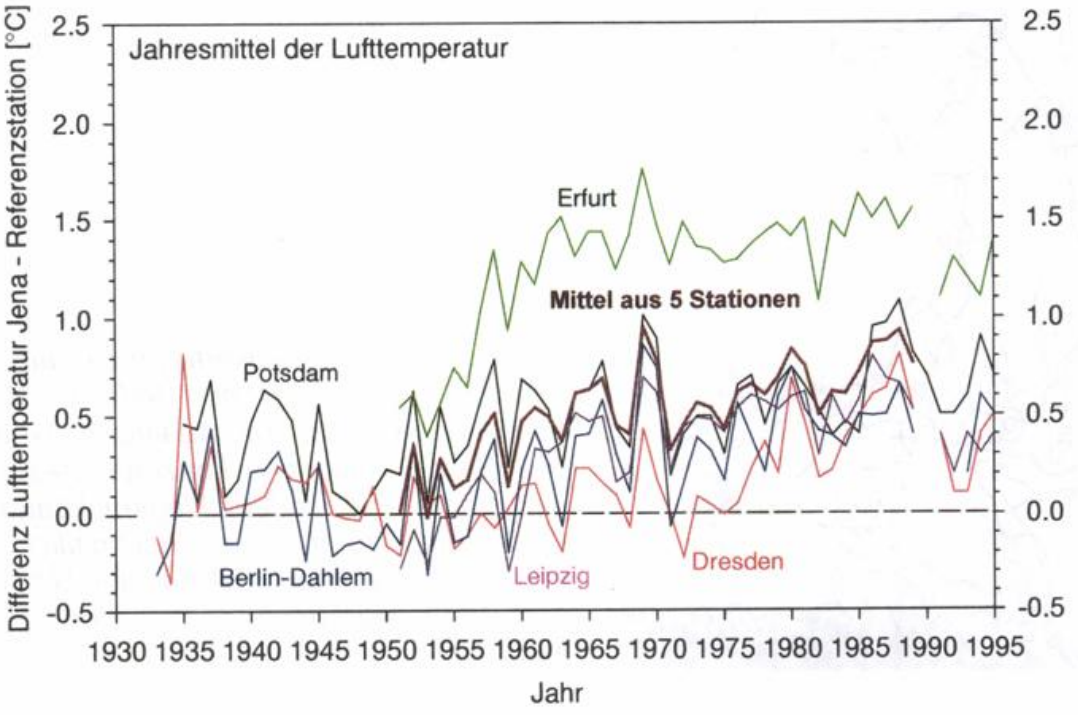


Abbildung 4.12: Differenz der Jahresmitteltemperaturen von Jena und in der Nähe liegender Stationen (Berlin, Potsdam, Dresden, Leipzig und Erfurt), 1933-1995.

Weimar festgestellt worden (Kluge, 1996). Dieser Anstieg findet um 1990 ein Ende und die Differenz verringert sich wieder.

Dieser zusätzliche, regional begrenzte Trend der Lufttemperatur beträgt in der Zeit zwischen 1950 und 1990 etwa 0.5 °C. Der Effekt tritt im Sommer stärker auf als im Winter. Über die Gründe dieser zusätzlichen Erwärmung lassen sich ohne weitergehende statistische Untersuchungen nur Vermutungen anstellen. Die in den letzten Jahrzehnten intensivierte Industrialisierung und Bebauung des Jenaer Talkessels (ganze Stadtteile entstanden neu) mit der erhöhten winterlichen Abwärmerate bzw. der stärkeren sommerlichen Aufheizung ("Stadteffekt") könnte zu diesem Phänomen genauso beigetragen haben wie die bis Ende der 80-er Jahre fortwährend angestiegene Luftverschmutzung (SO_2, Staub), deren höchste Schadstoffkonzentrationen allerdings im Winter auftraten[5] und die in den neunziger Jahren dann markant abnahm (Preiß, 2000; Werner, 1992; Werner & Berger, 1992).

In der Tat zeigen einige Trendkarten (siehe Anhang 3 oder Rapp & Schönwiese, 1996) ein lokales Maximum der Temperaturtrends im Raum Jena, besonders deutlich im Herbst mit einem Trend von +1.7°C, der 0.2 bis 0.5 °C über den Werten benachbarter Regionen liegt. Bei der Interpretation der Trendkarten der Lufttemperatur ist auf diesen Sachverhalt Rücksicht zu nehmen.

[5] Für Thüringen liegen nur wenige, lückenhafte Zeitreihen vor. Auszug aus Daten der Thüringer Landesanstalt für Umwelt zum Wintermaximum des Schwefeldioxids (Preiß, 2000):
Gera 1980 350, 1985 600, 1990 300, 1995 50, 1999 5 µg m^{-3}; Jena 1990 350, 1995 25, 1999 5 µg m^{-3}.

4.4 Fazit

Folgende Tabelle gibt einen abschließenden, qualitativen Überblick über die Einflüsse auf die Messung bzw. Datenerfassung verschiedener Klimaelemente, die den Trend der Zeitreihen verfälschen können.

Tabelle 4.2: Fehlereinflüsse bei der Messung bzw. Datenerfassung von Niederschlagshöhe, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Luftdruck, die den klimatischen Trend von Zeitreihen dieser Klimaelemente verfälschen können (nach Rapp & Schönwiese, 1996; erweiterte Fassung).

Verfälschender Einfluss	Art	Ursache	Zeitliche Charakteristik
Trend der Windgeschwindigkeit	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Trend der Lufttemperatur	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Trend der Niederschlagsart, -intensität und/oder -häufigkeit	Systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung	natürlich *)	graduell
Wechsel der Instrumentation	Inhomogenität	anthropogen	abrupt
Veränderung der Umgebung (Vegetation, Bebauung)	Inhomogenität	anthropogen bzw.natürlich	abrupt oder graduell
Modifikation der Beobachtung (Beobachtungszeit, -ort)	Inhomogenität	anthropogen	abrupt
Datenlücken	Datenmängel	anthropogen	abrupt
Datenausreißer	Datenmängel	anthropogen bzw.natürlich	abrupt

*) ggf. auch indirekt anthropogen (z.B. durch Intensivierung des Treibhauseffektes).

Kapitel 5: Resultate der regional differenzierenden Trendanalyse für Europa (1891-1990)

"Das meteorologische Problem ist freilich gar zu verwickelt. Was dem Beobachter bald auffallen muss und ich seit zwei Jahren wohl bemerke, ist, dass die sämtlichen Symptome, sie mögen barometrisch, thermometrisch, hygrometrisch heißen, ebenso auch die Wolkenformen, in jeder Jahreszeit etwas anderes bedeuten, nicht weniger in verschiedenen Klimaten, Bergeshöhen usw., weshalb denn die Beurteilung, bei noch so großer Gewandtheit des Geistes, immer schwer fällt."

J.W.Goethe, aus einem Brief an den Großherzog Carl August, in Beantwortung einer Anfrage, Weimar, den 24. Januar 1821

Die Trendanalyse langer Klimazeitreihen, deren Methodik und Problematik in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellt wurden, führt für den europäischen Subkontinent zu einigen bemerkenswerten Resultaten. Sie sollen in diesem Kapitel vorgestellt werden, bevor in den nachfolgenden Kapiteln die Verhältnisse in Deutschland ausführlicher dokumentiert werden. Spezielle Studien zu Klimatrends im Mittelmeerraum und im Bundesland Baden-Württemberg vervollständigen jeweils die Ergebnisse. Am Ende des Kapitels 7 wird eine "Synopse" der wichtigsten Klimatrends für die einzelnen Untersuchungsgebiete vorgelegt.

Die Regionalisierung der Trendanalyse wird durch die Wahl des Interpolationsgitters konkretisiert, die ein Kompromiss zwischen Datenverfügbarkeit und räumlicher Repräsentanz (Kapitel 3.2) ist. Während für das europäische Untersuchungsgebiet ein Gitterpunktsabstand von 3° gewählt wurde, konnte dieser Abstand im Falle der Mittelmeerregion auf 1° verringert werden. Die Beiträge für Deutschland liessen eine Gitterpunktdistanz von 0.25°, für Baden-Württemberg sogar von 0.2° zu.

Neben der Signifikanz ist bei der Beschreibung der Resultate auf die zeitliche Repräsentanz (Kapitel 3.1) zu achten, die durch die Einführung von zwei oder mehr Untersuchungsintervallen berücksichtigt wird. Für die elementaren Studien (Europa und Deutschland) sind jeweils 100- und 30-jährige Intervalle, bei den zusätzlichen Studien (Mittelmeergebiet und Baden-Württemberg) ca. 100- und 40-jährige Zeitspannen ausgewertet worden. Die zeitliche Auflösung variiert von monatlich über jahreszeitlich und halbjährlich bis jährlich.

Einen Überblick über die Untersuchungsgebiete, räumliche Auflösung und analysierten Zeitintervalle geben Abbildung 5.1 und Tabelle 5.1. Neben der in der Tabelle genannten Literatur (Trendatlanten für Europa und Deutschland; Schönwiese & Rapp, 1997; Rapp & Schönwiese, 1996), deren Kartenmaterial als Referenz für die nachstehende Ergebnisdarstellung dient, können die Berichte des IPCC (Houghton et al., 1996; Watson et al., 1998) und die Arbeiten des ECSN (zum Beispiel Schuurmans et al.; 1995) als wesentliche Informationsquellen über räumliche Klimatrends in Europa bzw. Deutschland angesehen werden. Darüberhinaus ist inzwischen eine Vielzahl klimadiagnostischer Beiträge erschienen, was zum Beispiel die 2nd European Conference on Applied Climatology (ECAC; Steinhauser, 1998) eindrucksvoll demonstrierte.

Einige ausgewählte Trendkarten für Europa, auf die sich die nachfolgenden Unterkapitel beziehen, enthält Anhang 2. Sie sind dem "Climate Trend Atlas of Europe" des Kluwer-Verlages (Schönwiese & Rapp, 1997) entnommen und wurden zuerst in inzwi-

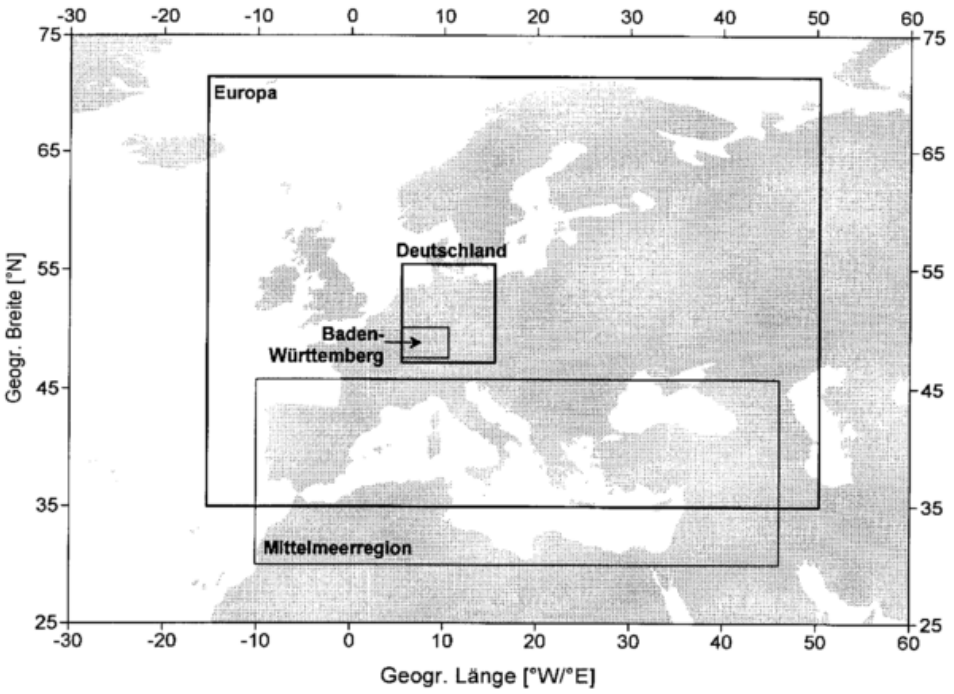


Abbildung 5.1: Untersuchungsgebiete der Trendanalysen für Europa, die Mittelmeerregion, Deutschland und Baden-Württemberg, deren Ergebnisse in den Kapiteln 5 bis 8 besprochen werden.

schen vergriffener deutschsprachiger Auflage beim Zentrum für Umweltforschung (ZUF) der Universität Frankfurt/Main veröffentlicht (Schönwiese et al., 1993).

5.1 Bodennahe Klimatrends

5.1.1 Lufttemperatur

Die säkulare Erwärmung, wie sie für globale bzw. hemisphärische Gebietsmittel der Lufttemperatur festgestellt wird (Houghton et al., 1996), ist auch für Europa nachweisbar. Das Jahresmittel der Lufttemperatur ist zwischen 1891 und 1990 verbreitet und signifikant um 0.5 bis 1°C angestiegen. Die Maxima dieser Temperaturzunahme befinden sich in Übereinstimmung mit dem IPCC (Watson et al., 1998; Datengrundlage: Eischeid et al., 1995) über der Iberischen Halbinsel mit linearen Trends über 1°C und in Mitteleuropa mit Werten um 1°C. Eine positive Anomalie über Russland ist wenigstens teilweise auf eine Inhomogenität zurückzuführen, da in dieser Region die Stationsdichte dem Kriterium der räumlichen Repräsentanz strenggenommen nicht genügt. Ähnlich große Trends treten auch im kürzeren Zeitintervall 1961-1990 auf. Lediglich in einigen Teilen Osteuropas und der östlichen Mittelmeerregion sind auf Jahressicht auch Abkühlungsgebiete sichtbar, jedoch ohne Signifikanz.

Die Erwärmung der untersten Luftschicht zeigt einige saisonale Unterschiede. Besonders deutlich und signifikant ist die Temperaturzunahme in den letzten 100 Jahren im Frühling in Russland (> 1.5°C), im Herbst in Portugal, Dänemark und Norddeutschland und im Winter über der Iberischen Halbinsel. Im Sommer ist die Temperaturzunahme weniger deutlich, was mit den rezenten nordhemisphärischen Trends übereinstimmt, die in der warmen Jahreszeit nur etwa halb so groß sind wie in der kalten (Jones et al.,

Tabelle 5.1: Übersicht über die durchgeführten Trendanalysen.

Untersuchungs-gebiet	Geographische Ausdehnung	Interpolations-gitter	Analysierte Zeitintervalle			Auftrag-geber [2])	Primärquelle
			Nieder-schlag	Luft-temperatur	sonstige		
Europa	35°N - 72°N 15°W - 50°E	3° x 3°	1891-1990 1961-1990	1891-1990 1961-1990	Luftdruck: 1891-1990 1961-1990 Luftfeuchte, troposphärische Trends: 1961-1990	IMGF	Schönwiese et al. (1993), Bayer et al. (1994), Schönwiese & Rapp (1997); ausgewählte Karten im Anhang 2 dieser Arbeit
Mittelmeerregion	30°N - 46°N 10°W - 40° E	1° x 1°	1891-1993 1951-1993	1891-1991 1951-1991	Extrema[1]): 1979-1993 bzw. 1987-1995	PIK	Sánchez Penzo et al. (1997)
Deutschland	47.0°N - 55.5°N 5.5°E - 15.5°E	0.25° x 0.25°	1891-1990 1961-1990 1896-1995 1966-1995	1891-1990 1961-1990 1896-1995 1966-1995	-	IMGF	Rapp & Schönwiese (1996), Anhang 3 dieser Arbeit
Baden-Württemberg	47.5°N - 50.0°N 5.5°E - 10.5°E	0.2 x 0.2°	1895-1994 1955-1994	1955-1994	Niederschlags-maxima: 1931-1994	LfU, AfTA	Sánchez Penzo et al. (1998), Rapp & Schönwiese (1996)

[1]) Eingeschränkte Aussagekraft der Trends aufgrund zu kurzer Analyseintervalle.
[2]) IMGF = Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, PIK = Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, LfU = Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, AfTA = Akademie für Technikfolgenabschätzung in Baden-Württemberg

1999). Ein - regional begrenzter und überdies nicht-signifikanter - Temperaturrückgang ist über Teilen Südosteuropa (vornehmlich im Sommer und Herbst) und im Winter in Nordskandinavien und im Ostseeraum auszumachen. Einer der auffallendsten Monate ist der Januar. Er weist sowohl für das 100-jährige als auch für das 30-jährige Intervall etwa nördlich des 60. Breitengrades Abkühlung, südlich davon jedoch flächendeckend Erwärmung auf.

Die räumlichen Strukturen des Trends sind in der 30-jährigen Zeitspanne erwartungsgemäß nicht nur variabler, sondern auch drastischer. Beispielsweise beträgt die Temperaturzunahme im nordosteuropäischen Frühjahr sowie europaweit im Winter bis zu 2°C. Abkühlungstrends treten meist im Sommer und Herbst über dem Ostteil des Kontinents auf (teils bis -1.5°C), während es im Westen wärmer geworden ist (bis zu 1°C). Diese Aussage wird durch eine spezielle Untersuchung für das Mittelmeergebiet (Sánchez Penzo et al., 1997) bestätigt.

Offenbar ist diese ost-west-orientierte Verteilung der Temperaturtrends auf eine Meridionalisierung der Strömung zurückzuführen, wofür auch die Verteilung der Niederschlags- und Luftdrucktrends spricht (siehe auch Kapitel 6.1.3). Sogar Einzelmonate zeigen typische Indizien für eine derartige Zirkulationsänderung: Im November, aber auch im August und Oktober, hat sich die bodennahe Luftschicht westlich von ca. 10°E erwärmt, östlich davon abgekühlt. Der Dezember ist der Monat der maximalen Erwärmung (bis +3°C). Vergleichbare Muster zeigen auch die Analysen des ECSN (Schuurmans et al., 1995), die jedoch auf der Mittelwertdifferenz der Intervalle 1981-1990 gegenüber 1951-1980 beruhen, die deutlich geringer ist als der vergleichbare lineare Trend (Kapitel 2.5). Bis auf den äußersten Südosten und Teile Skandinaviens beträgt die Erwärmung ca. 0 bis 0.7°C. Leider liegen für die Angaben des ECSN keine Signifikanzaussagen vor.

5.1.2 Niederschlagshöhe

Die europäischen Niederschlagstrends sind nur mit Vorsicht zu interpretieren, da die räumliche Repräsentanz der Stationen in Ost- und Südeuropa und über dem Atlantik aufgrund der unbefriedigens hohen Stationsdichte viel zu gering ist, um sichere flächendeckende Aussagen zu gewährleisten. Außerdem errechnet sich für den Niederschlagstrend meist eine geringere Signifikanz und eine größere räumliche Variabilität als für die Lufttemperatur. Trotz dieser Schwierigkeiten sind einige interessante räumliche Strukturen zu erkennen.

Die Jahresniederschlagshöhe hat zwischen 1891 und 1990 in Ost- und Nordeuropa signfikant um 10 bis 30 % des Mittelwertes zugenommen, gleichzeitig in Südeuropa um bis zu 20 % abgenommen. Diese Trends können hypothetisch als "räumliche Umverteilung" interpretiert werden. In Mittel- und Westeuropa ist die Entwicklung weniger prägnant und Zu- und Abnahmegebiete halten sich praktisch die Waage. Diese Resultate stimmen sowohl qualitativ als auch quantitativ gut mit den Berechnungen des IPCC (Watson et al., 1998; Datengrundlage: Hulme, 1991, und Eischeid et al., 1995, auf Basis von 5°x5°-Gitterpunkten) überein.

Das mediterrane Niederschlagsdefizit konzentriert sich auf die beiden Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst (Abnahme um bis zu 40 %). Im Sommer sind die Trends aufgrund der sehr niedrigen Mittelwerte nahe 0 mm nur bedingt interpretierbar (Kapitel

2.1.3). Im Winter ist bis auf eine Tendenz zur Zunahme der Niederschlagshöhe in Spanien und Portugal kein nennenswerter Trend zu sehen. Der Trockenheit im Mittelmeerraum steht eine Zunahme der Regen- und Schneemengen im Norden und Osten Europas, inbesondere in den Jahreszeiten Herbst und Winter, um generell 10 bis 40 % gegenüber.

Im kürzeren Zeitraum 1961-1990 erscheinen ähnliche Trendmuster, mit dem Unterschied, dass sich die Defizitgebiete in einigen Jahreszeiten nach Norden ausgedehnt bzw. verlagert haben. So nehmen die Jahressummen jetzt auch in Nord-Skandinavien ab. Im Frühjahr, Sommer und Herbst treten zudem größere zusammenhängende Regionen mit Niederschlagsrückgang auf. Diese sind im Mittelmeergebiet vor allem im Herbst und Winter vorzufinden, wie eine ergänzende Untersuchung für den Zeitraum 1951-1993 (Sánchez Penzo et al., 1997) für das Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK; Stock, 1998) herausstellt. Qualitativ übereinstimmende Strukturen stellte findet wiederum Schuurmans et al. (1995) für 1951 bis 1990, wobei es infolge der unterschiedlichen Datenbasis saisonal zu regionalen Abweichungen kommt. Offenbar steht die rezente Zunahme der Dauer von winterlichen Trockenepisoden in der Schweiz im Zusammenhang mit diesem Niederschlagsdefizit (Rebetez, 1999).

5.1.3 Luftdruck

Zwar spielt der Luftdruck zur Beschreibung der Klimawirkungen eine untergeordneter Rolle. Doch wegen der engen Korrelation mit dem Geopotential (vergleiche Kapitel 5.2.2), mithin der Zirkulation der Troposphäre, verdienen seine Veränderungen im Rahmen der Ursachendiskussion für die Trends von Lufttemperatur, Niederschlagshöhe und anderen Klimaelementen besondere Aufmerksamkeit.

Auf Jahresbasis zeigt der Luftdruck in den letzten 100 Jahren (1891-1990) in ganz Europa keine nennenswerten Änderungen. Dennoch haben in den einzelnen Jahreszeiten Entwicklungen stattgefunden, die für dieTemperatur- und Niederschlagstrends von Bedeutung sind. Der Luftdruck ist im Frühjahr und Sommer verbreitet leicht um durchschnittlich 1 hPa angestiegen, was jedoch nur im Sommer auch mit häufigeren Hochdrucklagen in Verbindung steht (Gerstengarbe et al., 1999). Im Herbst hat eine langfristige Zonalisierung stattgefunden, denn im Norden Europas ist der Luftdruck um 1 bis 2.5 hPa gefallen, während er im Süden um durchschnittlich 1 hPa gestiegen ist. Der Zonalgradient zwischen Island und Spanien hat sich also um 4 hPa verstärkt. Gleichzeitig nahmen zyklonale Grosswetterlagen zu, die in weiten Teilen Europas für ein relativ hohes Temperaturniveau sorgten. Die Abkühlung im äußersten Südosten (Kapitel 5.1.1) erklärt sich aus der Verstärkung der nördlichen Strömungskomponente an der Ostflanke des Druckanstieggebiets. Im Bereich des zunehmenden Luftdruckes ist es dabei trockener, in Gebieten mit abnehmenden Luftdruck meist feuchter geworden (Kapitel 5.1.2). Die kälteren skandinavischen Winter sind ebenfalls mit der veränderten Druckkonstellation und einer zusätzlichen nördlichen Strömungskomponente in Verbindung zu bringen.

Während der Periode 1961-1990 hat sich die Winterzirkulation über Europa massiv verändert. Luftdruckabnahme etwa nördlich des 55. Breitengrades (maximal 7 hPa) und Luftdruckanstieg südlich davon (maximal ca. 4 hPa) führt zu einer deutlichen Verstärkung der Zonalkomponente der Zirkulation. Die Zahl zonaler Wetterlagen hat sich von ca. 25 auf ca. 40 % erhöht (Gerstengarbe et al., 1999). Der Zonalindex ist um mehr als

10 hPa angestiegen. Diese Zonalisierung ist eingebettet in die rezente Intensivierungphase der North Atlantic Oscillation (NAO; Hurrell, 1995; Hurrell & van Loon, 1997; Werner, 1999; u.a.). Im Einflussbereich der derart verstärkten Frontalzone und der herangeführten mild-feuchten Atlantikluft hat sich der Niederschlagshöhe vergrößert, während in Gebieten mit Luftdruckanstieg Niederschlagsabnahme überwiegt (vergleiche Kapitel 5.1.2).

Im Herbst existiert ein ähnliches Muster, allerdings ist das Zunahmegebiet weiter nach Norden verschoben. Geringerer Luftdruck weisen nun Nord- und Osteuropa auf, so dass die Zonalisierung hauptsächlich den Norden betrifft. Im Bereich der zusätzlichen Hochdruckkomponente über dem Süden und der Mitte Europas haben sich mit Ausnahme Deutschlands die Regenfälle meist reduziert.

5.1.4 Luftfeuchte

Der Wasserdampfpartialdruck als Maß der Luftfeuchtigkeit mit der Lufttemperatur im allgemeinen positiv korreliert, weil bei relativ hoher Temperatur auch Verdunstung und Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft erhöht wird (vgl. Magnus-Formel zum Beispiel in Möller, 1973). Daraus resultiert die These, dass die räumlichen Strukturen der Temperaturtrends denen der Feuchtetrends stark ähneln sollten. Die Diagnose der Beobachtungsdaten von 1961 bis 1990[1] bestätigt diese Annahme. Zusammen mit der verbreiteten Temperaturerhöhung (Kapitel 5.1.1) stieg auch der Wasserdampfpartialdruck im Norden und der Mitte Europas leicht um 0 bis 0.5 hPa an. Signifikanter ist jedoch der Anstieg im westlichen und zentralen Mittelmeergebiet. Dort nahm die Luftfeuchte signifikant um bis zu 1.5 hPa zu, während im benachbarten östlichen Teil des Mittelmeeres sie sich reduziert hat.

Ein Erklärungsversuch dieser regional begrenzten, besonders für die Sommermonate charakteristischen Trends (bis zu +3 hPa), besteht darin, dass eine Zunahme der Lufttemperatur ΔT auf hohem, sommerlichen Niveau zu einer größeren Zunahme des Wasserdampfpartialdruckes Δe führt als die gleich große Temperaturerhöhung ΔT auf niedrigerem, winterlichen Niveau (siehe Feuchtediagramm; zum Beispiel in Schönwiese, 1994), also

$$\Delta e\ (\Delta T)|_{Sommer} > \Delta e\ (\Delta T)|_{Winter} \qquad (5.1)$$

Eine weitere Bedingung ist die Verfügbarkeit von Wasser, die durch das umfangreiche Reservoir des Mittelmeeres mit starker sommerlicher Verdunstung hinreichend erfüllt ist. Allerdings können von Schönwiese & Rapp (1997) vermutete Datenungenauigkeiten und -inhomogenitäten als Ursache nicht ausgeschlossen werden.

5.2 Troposphärische Klimatrends

Eine Klimatrendanalyse sollte möglichst auch die Veränderungen der freien Atmosphäre (Tropo- und untere Stratosphäre) erfassen und somit dreidimensional ausgerichtet sein. Allerdings liegen hierfür keine langen Zeitreihen vor. Datenbasis sind hier monatliche Mittelwerte der Lufttemperatur (45 Stationen) und der geopotentiellen Höhe (72

[1] Klimadaten des Wasserdampfpartialdrucks liegen verlässlich nur für kurze Zeitspannen, zum Beispiel 1961-1990, vor.

Stationen) in verschiedenen Druckniveaus (850, 700, 500, 300, 200, 150, 100, 50 und 30 hPa) für das kurze Intervall 1961-1990. Da besonders zu Beginn der 60-er Jahre der Messgerätetypus immer wieder modifiziert bzw. gewechselt wurde (insbesondere wurden immer wieder Strahlungskorrekturen angebracht, vgl. Gaffen, 1994), ist die Berechnung von troposphärischen Trends weitaus stärker fehlerbehaftet als von bodennahen Trends. Dieser Nachteil wird jedoch dadurch relativiert, dass sich Inhomogenitäten am Anfang einer Zeitreihe auf den Trend weniger deutlich auswirken als in der Mitte (siehe Kapitel 4.3). Ausführliche Informationen zur Genauigkeit von Radiosondenmessungen und deren Datenaufbereitung für klimatologische Zwecke sind in Bayer et al. (1994) beschrieben.

Ausgenommen von den Ozeangebieten, aus denen meist keine klimatologisch nutzbaren Radiosondenbeoachtungen vorliegen, ist die räumliche Repräsentanz von Klimazeitreihen aus der freien Atmosphäre deutlich größer als in Bodennähe. Der Korrelationskoeffizient der Monatsdaten der geopotentiellen Höhe in 500 hPa zum Beispiel erreicht erst in ca. 1500 km Abstand von der Referenzstation einen Wert von 0.9 (Bayer et al., 1994). Für den auf Normalnull reduzierten Luftdruck wird diese Marke schon in ca. 800 km erreicht (Schönwiese & Rapp, 1997). Ähnliches gilt für die Lufttemperatur. In der Nähe der Tropopause (ca. 200 bis 300 hPa) schwächt sich die Korrelation deutlich ab.

5.2.1 Lufttemperatur

Die Jahresmitteltemperatur ist in der Troposphäre (bis ca. 10 km Höhe) im Zeitraum von 1961 bis 1990 etwa in der gleichen Größenordnung (0.5°C) angestiegen wie am Boden. Die Resultate harmonieren mit Auswertungen von Angell (1988) bzw. Oort & Liu (1993) und den Anmerkungen des IPCC-Berichtes (Houghton et al., 1996). Parker et al. (1997) bestätigten inzwischen eine nordhemisphärische Erwärmung der unteren und mittleren Troposphäre von +0.48°C für die Zeit zwischen 1965 und 1996. Die gleichzeitige Abkühlung der unteren Stratosphäre (150-30 hPa-Niveau) geben sie mit –0.86°C an. Diese Temperaturänderung ist auch in den europäischen Radiosondendaten in der Schicht zwischen 10 und 20 km Höhe zu erkennen, in Übereinstimmung mit der Strahlungsphysik des "Treibhauseffektes" und entsprechender Klimamodellsimulationen, die einen troposphärischen Temperaturanstieg, gekoppelt mit einer Temperaturabnahme in der Stratosphäre, annehmen (Houghton et al., 1996).

Was die Beobachtungen betrifft, so sind Frühling und Winter die Jahreszeiten mit den stärksten Erwärmungsraten, analog zu den bodennahen Trends. Einer winterlichen Erwärmung von maximal 2°C im 850 hPa-Niveau (ca. 1.5 km Höhe) und bis zu 2.5°C im 500 hPa-Niveau (ca. 5.5 km Höhe; Abbildung 5.2) steht eine Abkühlung von bis zu -3°C im 30 hPa-Niveau (ca. 24 km Höhe) gegenüber. Der Übergang von Temperaturzunahme zu -abnahme findet im Norden Europas im Mittel bei ca. 300 hPa (Oslo), in der Mitte bei ca. 250 hPa (Stuttgart) und im Süden erst bei ca. 100 hPa (Cagliari) statt.

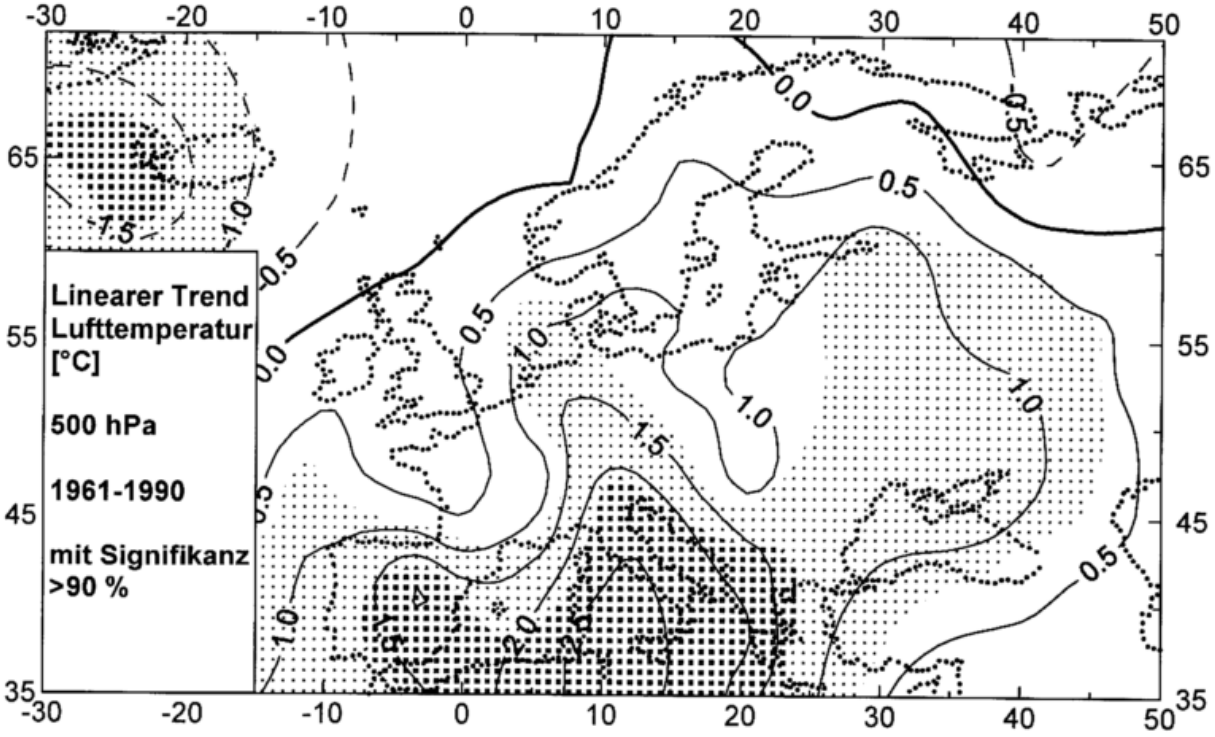


Abbildung 5.2: Linearer Trend der Lufttemperatur 1961-1990 (in °C) für das 500 hPa-Niveau im Winter (DJF). Signifikanzgebiete (> 90 %) nach dem Mann-Kendall-Test sind schwach (> 90 %) beziehungsweise stark (> 99 %) gerastert.

5.2.2 Mittlere Schichtungsstabilität

Eine Erwärmung in der unteren Troposhäre, verknüpft mit einer Abkühlung in den oberen Niveaus, führt zu einer instabileren mittleren Temperaturschichtung der Atmosphäre. Der Trend der Schichtungsstabilität, basierend auf der Berechnung der Differenz der (linearen) Temperaturtrends zweier Druckniveaus, hat in weiten Teilen Nord- und Mitteleuropas zwischen 850 und 300 hPa zugenommen, das heißt, die Schichtung ist instabiler geworden. Besonders markant ist diese Entwicklung im mitteleuropäischen Winter, in dem die Differenz der beiden Temperaturniveaus um bis zu 2°C gestiegen ist. Eine Tendenz zur Stabilisierung ist dagegen im Mittelmeergebiet zu finden. Sie korreliert mit der Zunahme des Geopotentials (Kapitel 5.2.3) und der Verringerung der Niederschlagshöhe (Kapitel 5.1.2)

Eine weitergehende Interpretation der Ergebnisse ist nicht unproblematisch. Rückschlüsse auf verstärkte Konvektion und Wolkenbildung, verbunden mit erhöhten Niederschlagsmengen, allein auf der Basis dieser Trends, sind ohne weiteres nicht möglich. So wird zum einen keine Aussage über die Temperaturschichtung der für die Wolkenbildung entscheidenden Schichten getroffen, sondern nur die Differenz der Trends zweier Druckniveaus berechnet, noch führt eine instabilere bzw. labilere Schichtung allein zur Wolken- und Niederschlagsbildung.

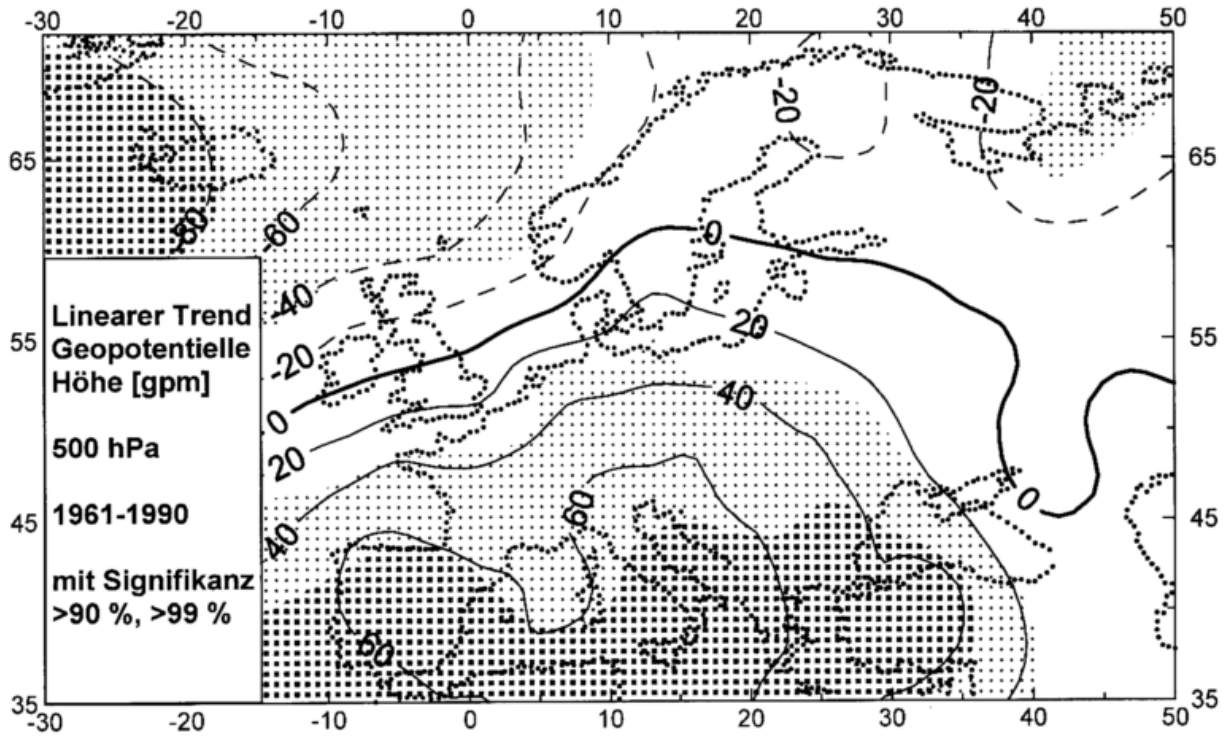


Abbildung 5.3: Linearer Trend der geopotentiellen Höhe 1961-1990 (in gpm) für das 500 hPa-Niveau im Winter (DJF). Signifikanzgebiete nach dem Mann-Kendall-Trendtest sind fein (> 90 %) beziehungsweise stark (> 99 %) gerastert.

5.2.3 Geopotentielle Höhe

Die geopotentielle Höhe ist zwischen 1961 und 1990 in allen Druckniveaus zum Teil signifikant, besonders deutlich aber im Süden Europas, angestiegen. Das Geopotential nahm im 850 hPa-Niveau etwa nördlich des 55. Breitengrades ab, südlich davon zu[2]. Der Gradient des Geopotentials hat sich um ca. 30 gpm verstärkt, was eine Intensivierung der Zonalzirkulation bedeutet und mit den Trends des Bodenluftdrucks (Kapitel 5.1.3) korrespondiert.

Die Verstärkung der Zonalzirkulation rührt im wesentlichen von einer Intensivierung der Winterzirkulation her. In dieser Jahreszeit hat der Gradient in den letzten 30 Jahren stark, nämlich um 100 gpm, zugenommen. Zwingende Folge dieser Entwicklung sind häufigere Westwetterlagen und daraus herrührend eine allgemeine Milderung und Zunahme der Niederschläge im Bereich der Frontensysteme (vergleiche Kapitel 5.1; aber auch Gerstengarbe et al., 1999; Caspary & Bárdossy, 1995).

Eine Zonalisierung ist für die Zeit zwischen 1961 und 1990 ebenfalls im 500 hPa-Niveau zu erkennen (Abbildung 5.3). Der Gradient hat in dieser Höhe im Winter um 150 gpm zugenommen, insbesondere aufgrund des Anstieges der geopotentiellen Höhe über dem Süden und der Mitte Europas. Offenbar hat sich die Frontalzone über dem europäischen Kontinent nicht nur verstärkt, sondern zusätzlich auch etwas nach Norden verschoben. Diese Resultate stimmen mit anderen Untersuchungen gut überein.

[2] Eine Zunahme des Luftdrucks ist auf einigen, ca. 3000 m (ca. 700 hPa) hohen Bergen in den Alpen registriert worden, die für die Zeit zwischen 1954 und 1997 ca. 2 hPa beträgt (Toumi et al., 1999).

Flohn et al. (1990) haben herausgefunden, dass der Geopotentialgradient in 500 hPa in der Zeit zwischen 1962 und 1987 nicht nur über Europa, sondern über dem ganzen Nordatlantik erheblich zugenommen hat, besonders markant im Winter.

Im Tropopausenniveau beziehungsweise in der unteren Stratosphäre (200 und 100 hPa) hat sich dagegen der Anteil mit Gebieten abnehmenden Geopotentials vergrößert. Eine Zunahme über dem Mittelmeerraum und nahezu konstante Werte über dem Norden und der Mitte Europas führen auch hier zu einer Verstärkung der Zonalzirkulation seit 1961.

5.2.4 Mittlere Relative Topographie

Eine integrale Größe für die Temperaturverhältnisse einer Atmosphärenschicht ist die Relative Topographie, die die Differenz zweier "Absoluter Topographien", also die Differenz des Geopotentials zweier Druckniveaus, angibt. Die Berechnung des Trends der Relativen Topographie 300 über 850 hPa führt zum - nicht überraschenden - Resultat, dass sich in der Zeit von 1961 bis 1990 die betreffende Schicht ausgedehnt hat, wieder besonders deutlich im Winter bzw. im Mittelmeerraum (bis 30 gpm).

Die bodennahe Lufttemperatur, aber auch die Temperatur in den einzelnen Druckniveaus, erlauben nur Aussagen, die für ihr jeweiliges Bezugsniveau repräsentativ sind. Bei Betrachtung der Relativen Topographie lässt sich demgegenüber feststellen, dass sich die gesamte Troposphäre integral erwärmt hat. Insbesondere ist die Trendverteilung der Temperatur in 500 hPa eng korreliert mit dem Trend der Relativen Topographie 300/850 hPa.

Kapitel 6: Aktuelle Resultate der regional differenzierenden Trendanalyse für Deutschland (1891-1995)

"Special-Witterungskarte von Teutschland, der Schweiz und den Niederlanden". Fund am Institut für Meteorologie und Geophysik der Goethe-Universität Frankfurt am Main, einer der ersten klimatologischen Karten, vermutlich Anfang des 19. Jahrhunderts, Autor unbekannt. Die Karte ist im Anhang 7 vergrößert reproduziert.



Die Untersuchung der linearen Trends der wichtigsten Klimaelemente in Europa, deren Ergebnisse im vorhergehenden Kapitel vorgestellt wurden, wird nun durch eine "Regionalisierung" für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland erweitert. Sie ist die erste flächendeckende und detaillierte Trendanalyse des bundesdeutschen Klimas[1] überhaupt, die sich nicht nur auf Einzelreihen beschränkt und deren erste Version für das Zeitintervall 1891-1990 bereits früher (Rapp & Schönwiese, 1996) publiziert wurde. Die hier präsentierten Resultate (Anhang 2) sind somit ein "Update" dieses "Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990", der im übrigen in Zusammenhang mit dieser Arbeit gesehen werden muss (siehe Kapitel 1). Sie gehen, nicht zuletzt aufgrund ihrer Aktualisierung und räumlichen Vollständigkeit, deutlich über erste Ansätze zur Kartierung von Klimatrends in Deutschland (zum Beispiel in Frankenberg & Kappas, 1991) hinaus.

Die Analyse für das nur kaum 4 % große Deutschland-Segment des europäischen Kartenausschnitts (Abbildung 5.1) weist einige essentielle Verbesserungen gegenüber der Trendanalyse für Europa auf, die mit den Begriffen "Regionalisierung", "Qualitätssicherung" und "Aktualisierung" charakterisiert werden können:

- Die Analyse basiert auf einer wesentlich höheren Stationsdichte. Für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland stand eine Größenordnung mehr an Zeitreihen zur Verfügung, wodurch die Detektion kleinräumiger Strukturen möglich wird. Allerdings beschränken sich die Trendkarten auf die Klimaelemente Niederschlagshöhe und Lufttemperatur. Die Regionalisierung von Luftdrucktrends liefert wegen der sehr hohen räumlichen Repräsentanz keinen Gewinn an Information. Die Analyse der Luftfeuchte beschränkt sich dagegen auf die europäische Skala (Kapitel 5.1.4).
- Die deutliche Zunahme der Zahl der Stationen pro Fläche ermöglicht erstmals die Durchführung von relativen Homogenitätstests für Niederschlagsreihen und folglich die Elimination inhomogener Zeitreihen, die den Trend verfälschen können (Kapitel 4.3).
- Die Erweiterung der vorliegenden Stationsreihen bis zum Jahr 1995 bzw. 1996 führt zur Aktualisierung der Trendanalyse. Sie schließt gegenüber dem bisher publizierten Kartenmaterial die Pentade seit 1990 mit ein, so dass die besonders warme Phase

[1] Ein regional hoch auflösendes Kartenwerk des mittleren Klimas (1961-1990) in Deutschland ist der kürzlich publizierte "Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland" (Müller-Westermeier et al., 1999).

des Klimas, die seit etwa 1988 anhält, berücksichtigt wird. Dies ist von besonderer Relevanz für den interdisziplinären Gebrauch der Ergebnisse. Gleichzeitig sind die Daten für die Jahre 1891 bis 1895 zur Berechnung 100-jähriger Trends jetzt ohne Belang, wodurch sich die Zahl der potentiell zur Verfügung stehenden Stationsreihen leicht erhöht.

Die Beschreibung der Klimatrends beinhaltet eine Fokussierung auf das Bundesland Baden-Württemberg. Durch die in den letzten Jahren offenbar vermehrt auftretenden Hochwasser am Rhein und seinen südwestdeutschen Nebenflüssen ist das Interesse an der Ursache dieser Extrema dort beträchtlich gestiegen (siehe zum Beispiel: Ebel & Engel, 1994; Caspary & Bárdossy, 1995; Luft, 1995; Bronstert, 1996; Vieser, 1996; Weigl, 1996), so dass separate Analysen für dieses Gebiet durchgeführt werden konnten (Rapp & Schönwiese, 1996; Sánchez Penzo et al., 1997; Sánchez Penzo et al., 1998), die auch eine Abschätzung der Zunahme von Starkniederschlagsereignissen implizierten.

6.1 Niederschlagshöhe

Die Jahresniederschlagshöhe hat zwischen 1896 und 1995, also in den letzten 100 Jahren, im Westen Deutschlands verbreitet und signifikant um 50 bis 150 mm (entspricht 10 bis 20 % der Mittelwerte) zugenommen, besonders markant im Rheinischen Schiefergebirge. Lediglich im Osten sind keine erwähnenswerten Trends vorzufinden, wenn auch vereinzelt in Sachsen eine Neigung zur Niederschlagsabnahme besteht[2]. Diese Zunahme der Jahresniederschlagsmenge rührt hauptsächlich von der Entwicklung im meteorologischen Winter (Dezember, Januar, Februar) her. Mit Ausnahme des Ostens betragen die Trends 20 bis 40 % der Mittelwerte. In Baden-Württemberg erreicht dieser Anstieg im Einzugsgebiet von Tauber und Jagst, also im äußersten Nordosten dieses Bundeslandes, und im Schwarzwald maximale Werte, während östlich von Stuttgart die Entwicklung wesentlich schwächer ausgeprägt ist. Der Trend ist dort ca. 20 mm (bzw. 10 %) geringer als in der Umgebung (vgl. auch Sánchez Penzo et al. 1997, 1998). Diese Verteilung kann auf den Leeeffekt des nord-süd-orientierten Schwarzwaldes zurückgeführt werden, der sich bei häufiger auftretenden niederschlagsreichen Westwetterlagen (Kapitel 5.1.3 und 5.2.3) auch stärker auf die regionale Niederschlagsstruktur auswirken sollte. Dieser nicht nur die absolute Niederschlagshöhe, sondern auch den Niederschlagstrend verringernde orografische Effekt ist andeutungsweise auch im Rheintal (lokale Minima im Lee von Eifel, Hunsrück und Vogesen) und im Osten Deutschlands zu erkennen. Dort haben die Luftmassen der vom Atlantik heranziehenden Frontensysteme den größten Teil ihrer zusätzlichen Feuchtigkeit bereits im Westen verloren.

Auch im hydrologischen Winterhalbjahr ist der signifikante und orographisch modifizierte Trend mit Werten, die örtlich 30 % übersteigen, existent. Bemerkenswert hoch sind die Trends wiederum im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges und in Teilen Südwestdeutschlands (in Baden-Württemberg bis zu 30 %). Hierzu tragen vor allem die Monate November (im Nordwesten und der Mitte des Untersuchungsgebietes mit Trends zum Teil größer als + 50 %) und Dezember (maximal + 40 %), dagegen weniger deutlich der Januar (maximal + 25 % in Baden-Württemberg), bei.

---

[2] Die Vermutung liegt nahe, dass hierfür die Messgeräteumstellung auf den Hellmann-Typ in den 30-er Jahren verantwortlich sein könnte, vergleiche Kapitel 4.2 und Freydank (1996).

Diese Niederschlagszunahme ist nicht nur auf den meterologischen Winter beschränkt. Auch in der Übergangsjahreszeit Frühling ist eine verbreitete Zunahme des Niederschlages, maximal im Westen und der Mitte Deutschlands (Rheingebiet), zu erkennen, die ca. 10 bis 35 % der Mittelwerte beträgt (was etwa 20 bis 60 mm entspricht). Eifel, Taunus, Vogelsberg und Spessart sind die Gebiete mit der höchsten Signifikanz der Trends, während die Veränderungen in Baden-Württemberg gleichzeitig weniger markant und somit auch weniger signifikant sind. Außerdem ist es schwieriger, die lokalen Muster zu erklären, denn orografische Effekte sind kaum auszumachen.

Im Herbst konzentriert sich der Anstieg mehr auf den Nordwesten (bis zu + 60 mm an der Nordseeküste). Im Osten ist dagegen keine, im Süden keine nennenswerte signifikante Niederschlagszunahme, im Oktober sogar eine Neigung zur Verringerung der Niederschlagsmenge dokumentiert.

Während also im Winterhalbjahr verbreitet Niederschlagszunahme auftritt, lassen sich sowohl im meteorologischen Sommer als auch in der Vegetationsperiode (Sommerhalbjahr) zwischen 1896 und 1995 bundesweit keine nennenswerten Änderungen der Regenmengen ausmachen. Eine Tendenz zur Trockenheit ist im Elbeeinzugsgebiet (ca. -10 %) am deutlichsten. Während der Trend im August indifferent ist, gleichen sich ansteigende Niederschlagsmengen im Juni mit dem besonders im Osten analysierten Defizit im Juli (bis zu -50 %) weitgehend aus.

Die saisonal differierende Entwicklung bedeutet, dass der Anteil des Winter- am Gesamtjahresniederschlag in der Zeit zwischen 1896 und 1995 deutlich angestiegen ist. Abbildung 6.1 visualisiert jeweils den ersten und letzten Ordinatenwert der Trendgeraden, die für die Zeitreihen des Verhältnisses n_i = Winter-/Jahresniederschlagshöhe der letzten 100 Jahre berechnet wird

$$n_i = \frac{R_{i-1,12} + \sum_{m=1}^{2} R_{i,m}}{R_{i-1,12} + \sum_{m=1}^{11} R_{i,m}} \times 100 \ [\%], \qquad (6.1)$$

wobei i = 1896, ..., 1995 (n=100) und $R_{i,m}$ = Niederschlagshöhe des Monats m im Jahr i ist.
Die räumliche Struktur des Quotienten n_i ist stark höhenabhängig und bleibt im Laufe der letzten 100 Jahre im wesentlichen unverändert. Erwartungsgemäß ist die Niederschlagshöhe im Winter in den Hochlagen der westlichen Mittelgebirge am höchsten, wohingegen die geringsten Werte in Bayern, im Rheintal und im gesamten Osten Deutschlands auftreten. Aber während am Ende des 19. Jahrhunderts nur in Gipfellagen auch wenigstens 25 % als Winterniederschlag gefallen ist, umfasst das Gebiet 100 Jahre später fast den ganzen westdeutschen Mittelgebirgsraum. Der Anteil der Winter- an der Gesamtniederschlagshöhe steigt um ca. zwei bis vier Prozent an. Das Klima ist aus dem Blickwinkel des veränderten Jahresgangs des Niederschlags offenbar maritimer geworden.

Zwischen 1966 und 1995 kann sich ein Trend aufgrund der hohen zeitlichen Variabilität des Niederschlages kaum aufbauen, so dass die entsprechenden Karten nur vereinzelt befriedigend hohe Signifikanzwerte aufweisen. Besonders die Frühjahrskarte weist ein uneinheitliches Bild auf. Trotzdem ist in den letzten 30 Jahren tendenziell eine Zunah-

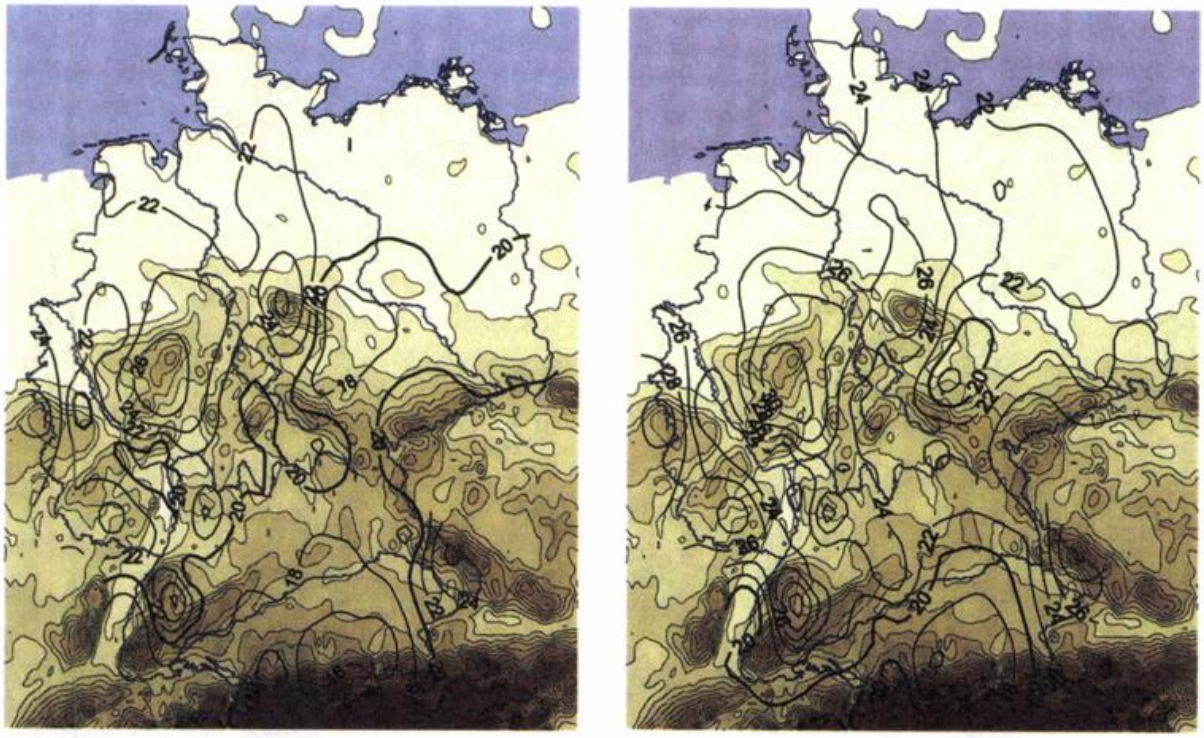


Abbildung 6.1: Anteil des Winter (DJF)- am Gesamtjahresniederschlag [%] für die Situation um 1896 (links) und 1995 (rechts).

me der Jahresniederschlagshöhe von 0 bis 10 % zu erkennen, in qualitativer Hinsicht in Übereinstimmung mit der 100-jährigen Entwicklung.

In den Winter- und Herbstmonaten ergeben sich vielerorts Zunahmen um 10 bis 50 % der Mittelwerte (entspricht ca. 10 bis 140 mm): Bezogen auf das hydrologische Winterhalbjahr machen sie bis 30 % aus. Diesem Niederschlagsüberschuss steht mit Ausnahme des äußersten Ostens ein sommerliches Defizit gegenüber, das örtlich sogar signifikant ist und bis -60 mm (-30 %) beträgt. Besonders augenfällig sind im August die abnehmenden Regenmengen in Baden-Württemberg und im nördlichen Mittelgebirgsraum. Aus diesen Befunden resultiert eine hypothetische saisonale "Niederschlagsumverteilung". Im Juli und August hat Günther (1999) für drei norddeutsche Stationen (Hamburg, Münster, Potsdam) eine dramatische Verstärkung der ohnehin negativen Wasserbilanz (Niederschlagshöhe minus Verdunstung) festgestellt, dadurch dass er die Zeitintervalle 1971-1997 und 1891-1970 miteinander vergleicht.

Der deutlichen Zunahme der Niederschlagshöhe im Januar ist mit einem Zuwachs an Niederschlagstagen korreliert, falls man Formel (2.26) aus Kapitel (2.4.2) benutzt. Diese Zunahme beziffert sich auf 0 bis 4, in höheren Mittelgebirgslagen sogar bis 6 Tage (Abbildung 6.2). Der August ist durch verbreitete Verringerung der Niederschläge gekennzeichnet, was gleichbedeutend ist mit einer Abnahme der Zahl der Niederschlagstage von 1 bis 5 Tagen, mit Ausnahme des äußersten Ostens und Südostens.

Offenbar spiegeln sich die Veränderungen im Gesamtniederschlagsgeschehen in den Trends der Extremereignisse (Starkniederschläge; vergleiche Kapitel 2.5) wider, was im Fall der Analysen für Baden-Württemberg (Sánchez Penzo et al. 1997, 1998) aufgrund fehlender Daten nur für 1931-1994 untersucht werden konnte. Die *Häufigkeit* winterlicher Starkniederschläge hat in fast ganz Baden-Württemberg signifikant zuge-

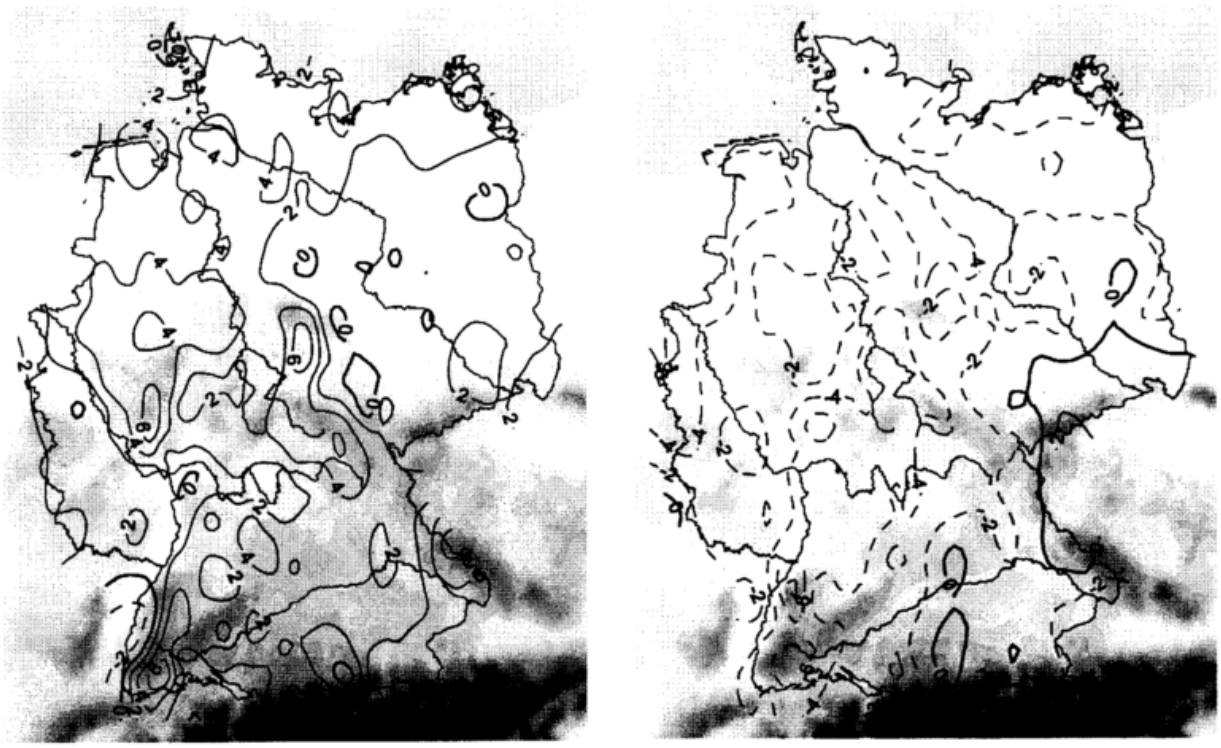


Abbildung 6.2: Linearer Trend der Zahl der Tage mit messbarem Niederschlag für Januar 1961-1990 (links) und August 1961-1990 (rechts).

nommen, besonders deutlich im Norden des Bundeslandes. Auch im Frühjahrsquartal finden sich vereinzelt Zunahmen (so in den Einzugsgebieten von Wutach, oberem Neckar und oberer Donau). Im Sommer und Herbst dagegen traten keine signifikante Änderungen der Häufigkeit hoher Niederschlagsmengen auf.

Das *Ausmaß* der einzelnen Extremereignisse hat sich weniger eindeutig verändert. Ein möglicher Grund hierfür könnte die Existenz eines "Probable Maximum Precipitation" (PMP), also eines "wahrscheinlich höchsten Niederschlages", sein. Allerdings gibt Schmidt (1997), der den "PMP" durch den Begriff "maximierter Gebietsniederschlag" (MGN) ersetzt hat, beispielweise für ein 24-stündiges Ereignis während der Sommermonate absolute Maximalwerte an, die zwischen 200 mm (Küstenregion) und 700 mm (Alpen) schwanken können. Aus dieser Perspektive bliebe theoretisch sogar noch die Möglichkeit einer Erhöhung des *Ausmaßes* von Starkniederschlagsereignissen.

Festzuhalten bleibt, dass sich im Winter die *Häufigkeit*, nicht aber das Ausmaß der Starkniederschläge signifikant verändert haben dürfte. Dies führt fast zwangsläufig zu der Empfehlung, den auf Beobachtungen zwischen 1951 und 1980 basierenden KOSTRA-Atlas "Starkniederschlagshöhen für Deutschland" (Bartels et al., 1997) zu revidieren, das heißt, ihn bei einer Neuauflage auf eine aktualisierte bzw. erweiterte Beobachtungszeitspanne zu beziehen.

6.2 Lufttemperatur

Aufgrund der hohen räumlichen Repräsentanz des Monatsmittelwertes der Lufttemperatur (vgl. Kapitel 3.2) lässt sich die Beschreibung der Temperaturtrends stärker gene-

ralisieren als für den Niederschlag, zumal für den 100-jährigen Zeitraum nur eine beschränkte Anzahl von Stationen zur Verfügung stand, besonders im Norden Deutschlands. Die teilweise signifikanten Temperaturtrends zeigen daher nur wenige regionale Strukturen. Dies legt die Ableitung einer einzigen Zeitreihe der Lufttemperatur für ganz Deutschland, also die Berechnung monatlicher Gebietsmittelwerte nahe (Kapitel 8).

Dabei ist der Erwärmungstrend, mit Ausnahme des Herbstes 1966-1995, durchweg anzutreffen. Selten treten räumliche Unterschiede von mehr als 0.5°C auf. Zwischen 1896 und 1995 tritt die stärkste saisonale Temperaturzunahme im Herbst und Sommer mit bis zu 1.6°C (Baden), die absolut geringste im Winter mit 0.2°C (Nordbayern) auf. Abkühlungsgebiete gibt es lediglich in einzelnen Monaten. Im Februar ist dieses in Nordwestdeutschland und im äußersten Osten mit bis zu -0,2 K jedoch nicht signifikant. Einzelheiten zum Jahreslauf der Trends sind Kapitel 7, Abbildung 7.2) zu entnehmen.

Ähnlich wie beim Niederschlag ist das Trendverhalten der Temperatur im kürzeren Untersuchungsintervall 1966-1995 regional variabler, was nicht allein auf eine größere Stationsdichte zurückgeführt werden kann, und weniger signifikant. Während im Frühling und, etwas schwächer, im Sommer wiederum Erwärmungsraten zwischen 0.5 und 1.8°C registriert werden, gibt es im Herbst auch Gebiete mit geringfügiger Abkühlung von wenigen Zehntel °C (vornehmlich im Osten und Nordwesten Deutschlands). Eine intensive Erwärmung von 1 bis 2°C bildet sich dagegen wieder im Winter aus. Allerdings ist diese aufgrund der höheren Varianz der Lufttemperatur gegenüber den Verhältnissen im Sommer weniger signifikant. Im Osten Deutschlands erreicht sie ihr Maximum von mehr als 2°C. Sie steht in direktem Zusammenhang mit der Zonalisierung der europäischen Zirkulation (siehe Kapitel 5.1.3 und 5.2.3). Aus dem jahreszeitlichen Trendverhalten ergibt sich eine signifikante Zunahme der Jahresmitteltemperatur von 0.6 bis 1.2°C, die dem 100-jährigen Trend entspricht. Setzt man die Temperaturdifferenz zwischen Sommer und Winter zu Beginn und am Ende des Regressionszeitraums in Beziehung, erhält man Informationen über den Trend der Kontinentalität bzw. Maritimität. Offenbar ist das Klima im Norden und in der Mitte Deutschlands in den letzten drei Jahrzehnten thermisch ausgeglichener, im Süden dagegen leicht kontinentaler geworden (Abbildung 6.3). Immerhin ist diese Aussage wenigstens für den größten Teil des Untersuchungsgebietes konform mit den leicht ansteigenden Niederschlagstrends (siehe Kapitel 6.1).

Ganz ähnliche Ergebnisse liefert eine weitere regionalisierte Untersuchung für Baden-Württemberg (Rapp & Schönwiese, 1996) für das 40-jährige Zeitintervall 1955-1994. Die Temperaturtrends variieren im meteorologischen Winter zwischen 1.0 und 1.4°C. Deren statistische Signifikanz ist aber meist gering. Ähnlich hohe Erwärmungsraten treten auch im Sommer auf (1.0 bis 1.6°C) auf, jedoch sind diese Trends fast durchweg signifikant (95 %). Aus dem Blickwinkel der Jahresmittel nimmt die Temperaturzunahme wohlvertraute Werte von 0.8 bis 1.2°C an mit den höchsten Werten im Osten des Bundeslandes.

Die Temperaturtrends lassen sich direkt transformieren in Trends der Eintrittszeiten der einzelnen rein thermisch definierten Jahreszeiten (Definition und Methodik siehe Kapitel 2.2). Auch wenn sich die Analyse (Rapp, 1991; Rapp & Schönwiese, 1994) mit Ausnahme der Frankfurter Zeitreihe (1949-1992) auf den "überholten" Zeitraum 1949-1985 bezieht, sind deren Resulate in qualitativer Hinsicht weiterhin gültig, da sich der Erwärmungstrend in den letzten Jahren fortgesetzt bzw. sogar noch intensiviert hat. Erwartungsgemäß hat sich in Deutschland der Eintritt des Frühlings verfrüht, gleichzei-

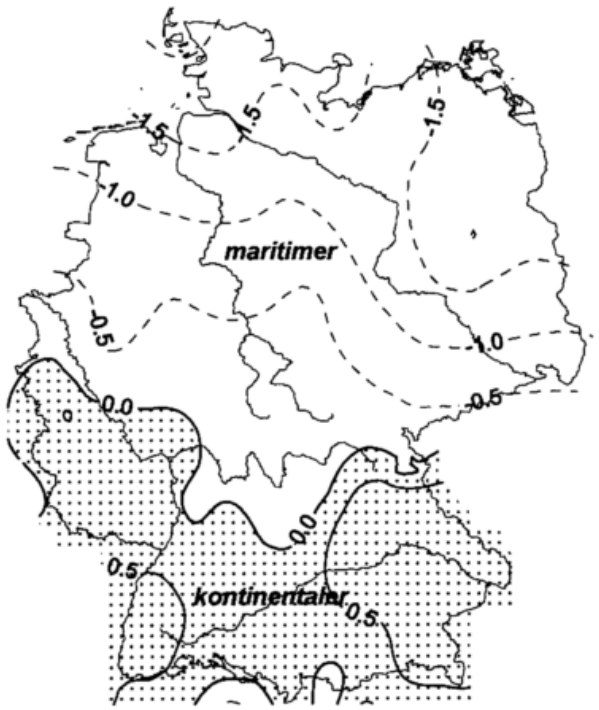


Abbildung 6.3: Ableitung von Trends der Maritimität bzw. Kontinentalität aus der Differenz der Temperatur im Sommer und Winter, 1966-1995, Angaben in °C.

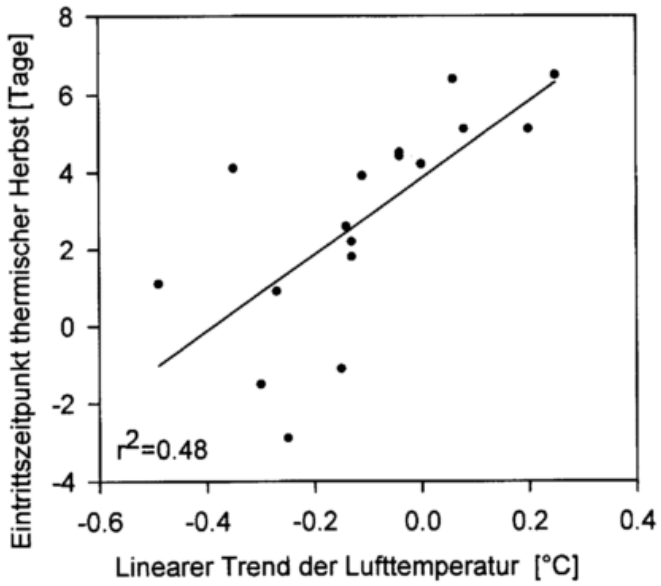


Abbildung 6.4: Korrelation zwischen linearem Trend der Lufttemperatur des meteorologischen Herbstes und dem Eintrittszeitpunkt des thermisch definierten Herbstes von 32 deutschen Stationen für 1949-1985; eine Verspätung zählt positiv.

tig der Beginn des Herbstes verspätet. Dies ist identisch mit der Aussage, dass sich die Dauer der Jahreszeiten verändert hat. Fast überall in Deutschland sind der thermisch definierte Herbst und Winter kürzer geworden, örtlich um mehr als eine Woche.

Zwischen dem Trend der jahreszeitlich gemittelten Lufttemperatur und dem Eintrittstermin besteht eine vermutlich lineare Korrelation. Die Auswertung von 32 Stationen für den Eintrittszeitpunkt des thermisch definierten Herbstes, der entweder im September oder im Oktober, also innerhalb des meteorologischen Herbstes liegt, ergibt für die Zeit zwischen 1949 und 1985 die in Abbildung 6.4 dargestellte Beziehung. Dass aus der Konstanz der Mitteltemperatur (Trend = 0) nicht ebenfalls eine Konstanz des Eintrittstermins folgt, liegt daran, dass sich der Eintrittstermin aufgrund der 60-tägigen Tiefpassfilterung an dem Temperaturniveau in unmittelbarer Nähe dieses Datums orientiert, und nicht an der mittleren Lufttemperatur während der drei Monate des meteorologischen Herbstes. Jede Änderung der Lufttemperatur im Herbst um 0.1°C ist aus klimatologischer Sicht verknüpft mit einer Verschiebung des Eintrittszeitpunktes um ca. 1 Tag.

Kapitel 7: Kombination von Niederschlags- und Lufttemperaturtrends

„Denn wer zur Zusammenschau fähig ist, ist dialektisch; wer nicht, ist es nicht."

Platon, Politeia, 7. Buch

Die Wirkung von Wetter und Klima auf die belebte und unbelebte Umwelt ist fast niemals eine Wirkung von einzelnen meteorologischen Elementen allein, sondern resultiert aus der Kombination einer ganzen Reihe von atmosphärischen Größen. Aus den beiden wichtigsten Klimaelementen, Niederschlagshöhe und Lufttemperatur, sind Humiditätsindizes ableitbar, deren rezente Veränderungen zunächst genauer besprochen werden.

Die meteorologischen Elemente treten ursächlich voneinander nicht unabhängig auf, sondern stehen aufgrund der meteorologischen Grundgleichungen und anderer physiko-chemischen Gesetzmäßigkeiten in mehr oder weniger starker Beziehung zueinander. Dies gilt für die klimatologische Zeitskala gleichermaßen wie für die synoptische. Beispielsweise treten kalt-feuchte und warm-trockene Wetterepisoden eher im Sommer, kalt-trockene und warm-feuchte dagegen vermehrt im Winter auf. Ganz ähnliches gilt für die langfristigen Trends von Niederschlagshöhe und Lufttemperatur, deren kombiniertes Erscheinungsbild in Deutschland im zweiten Teil dieses Abschnitts beschrieben wird.

Zum Abschluss der ergebnisorientierten Kapitel 5, 6 und 7 wird im letzten Abschnitt (7.3) eine Zusammenfassung (Synopse) der wichtigsten Resultate der Trendanalysen unter Differenzierung des Gebietes, der Klimaelemente und Untersuchungsintervalle präsentiert.

7.1 Trends der thermisch-hygrischen Bedingungen

Für die Einteilung von Klimatypen dient u.a. die Unterscheidung zwischen ariden und humiden Verhältnissen. Im Idealfall ist bei ariden Gebieten (bzw. Zeiten) die Verdunstung größer, bei humiden der Niederschlag (Blüthgen & Weischet, 1980). Ein Humiditätsindex ist eine grobe Maßzahl für die Wasserbilanz eines bestimmten Gebietes, ohne Faktoren wie Boden, Abfluss, etc. zu berücksichtigen. Die mittlere hydrologische Wasserbilanzgleichung (Wilhelm, 1993) lautet

$$\overline{B} = \overline{N} - \overline{V} - \overline{A}\,, \qquad (7.1)$$

wobei $\overline{N}$ die mittlere Niederschlagsmenge, $\overline{V}$ die tatsächliche mittlere Verdunstung und $\overline{A}$ der mittlere Abfluss (oberirdischer Abfluss und Abfluss zum bzw. vom Grundwasser = Rücklage bzw. Aufbrauch von Grundwasser) ist. Der Humiditätsindex nach Martonne i (aus dem Jahr 1926; Blüthgen & Weischet, 1980; Hupfer & Kuttler, 1998) setzt nun die Komponenten mittlerer Jahresniederschlag und Verdunstung miteinander in Beziehung, wobei er im Falle der Verdunstung eine grobe Näherung für die potentielle Evapotranspiration annimmt, wenn sie lediglich die Abhängigkeit von der Jahresmitteltemperatur beschreibt:

$$i = \frac{\overline{N}\,[mm]}{\overline{T}\,[°C] + 10}. \qquad (7.2)$$

Für die physiogeographische Trockengrenze Pencks (Penck, 1910) bzw. Köppens hat i definitionsgemäß den Wert 20, somit zeigen Indizes i < 20 aride und Indizes i > 20 humide Verhältnisse an. Der Martonne'sche Index wird in verschiedenen Modifikationen verwendet (Blüthgen & Weischet, 1980). Außerdem bestehen eine Reihe verbesserter Humiditätsindizes auf der Grundlage von Tageswerten bzw. einer genaueren Abschätzung der (potentiellen) Verdunstung (siehe zum Beispiel in Frankenberg, 1985).

Leitet man den Humiditätsindex nach Martonne gemäß Formel 7.2 für die Felder der Jahresmitteltemperatur und des mittleren jährlichen Niederschlages ab, zeigt sich, dass die Ariditätsgrenze i = 20 zwar nirgendwo erreicht, aber mit Werten unter 30 in Brandenburg, Sachsen-Anhalt und in Rheinhessen zumindest angenähert wird. In der Regel liegt der Martonne'sche Index in Deutschland zwischen 30 und 50, in höheren Lagen der Mittelgebirge steigt er sogar bis nahe 100, in den Alpen auch deutlich darüber (bis ca. 200). Zum Vergleich sei hinzugefügt, dass dieser Index in Athen 14, in London 28, in Hongkong 69 und in Bergen (Norwegen) 113 beträgt (abgeleitet aus Daten von Richter, 1983).

Aufgrund der signifikanten Zunahme der Jahresniederschlagshöhe (Kapitel 6.1), eine Zunahme, die den Temperatureinfluss auf den Martonne'schen Index übertrifft, ist das Klima im Laufe der letzten 100 Jahre mit Ausnahme des Ostens in fast ganz Deutschland humider geworden (Abbildung 7.1, links). Der Index ist im Westen meist zwischen 2 und 8 Einheiten angestiegen, beispielsweise in Rheinhessen von ca. 27 auf 33 oder in Schleswig-Holstein von ca. 38 auf 42. Im Osten gibt es kaum Veränderungen.

Beschränkt man die Analyse allerdings auf die letzten drei Dekaden (1966-1995), entsteht ein anderes Bild (Abbildung 7.1, rechts). Es erscheinen mehr Strukturen und die Tendenz zur Sommertrockenheit (vgl. wiederum Kapitel 6.1) bei gleichzeitig ansteigenden Temperaturen führt auch auf Jahresebene zu einer leichten Zunahme der Aridität in vielen Teilen Deutschlands. Während vor allem im Norden und Westen Bereiche mit Zunahmen um maximal 5 zu sehen sind (Schleswig-Holstein, Westfalen, Eifel, Nordwest-Hessen, nördlicher Schwarzwald und Bayerischer Wald), sind schätzungsweise zwei Drittel der Bundesgebietes etwas arider geworden, was sicher die problematischere Klimaauswirkung darstellt. Die linearen Trends betragen bis zu -8 (Sachsen, Hessen) oder mehr (Südbayern). Der Martonne'sche Index ist im niederschlagsreichen Sauerland von ca. 48 auf 52 gestiegen und gleichzeitig im nur 150 km entfernten Rhein-Main-Gebiet von ca. 42 auf 38 gesunken. Kritischer stellt sich die Situation in Brandenburg und Umgebung dar, zumal dort ohnedies die arideste Region Deutschlands anzutreffen ist. Nun kommt im Laufe der letzten Jahrzehnte eine tendenzielle zusätzliche Aridisierung hinzu, wozu das außergewöhnliche Trockenjahr 1992 mit beigetragen hat (Gierk & Jungfer, 1993).

7.2 Synopsis von Niederschlags- und Temperaturtrends

Die in den Kapiteln 6.1 und 6.2 beschriebenen Niederschlags- und Temperaturtrends lassen sich für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland zusammenfassen, das heißt mitteln. Derartige Trends der Gebietsmittel (vergleiche für die Lufttemperatur auch Kapitel 8) stellen schlichtweg die arithmetischen Mittel der Trends an allen insgesamt

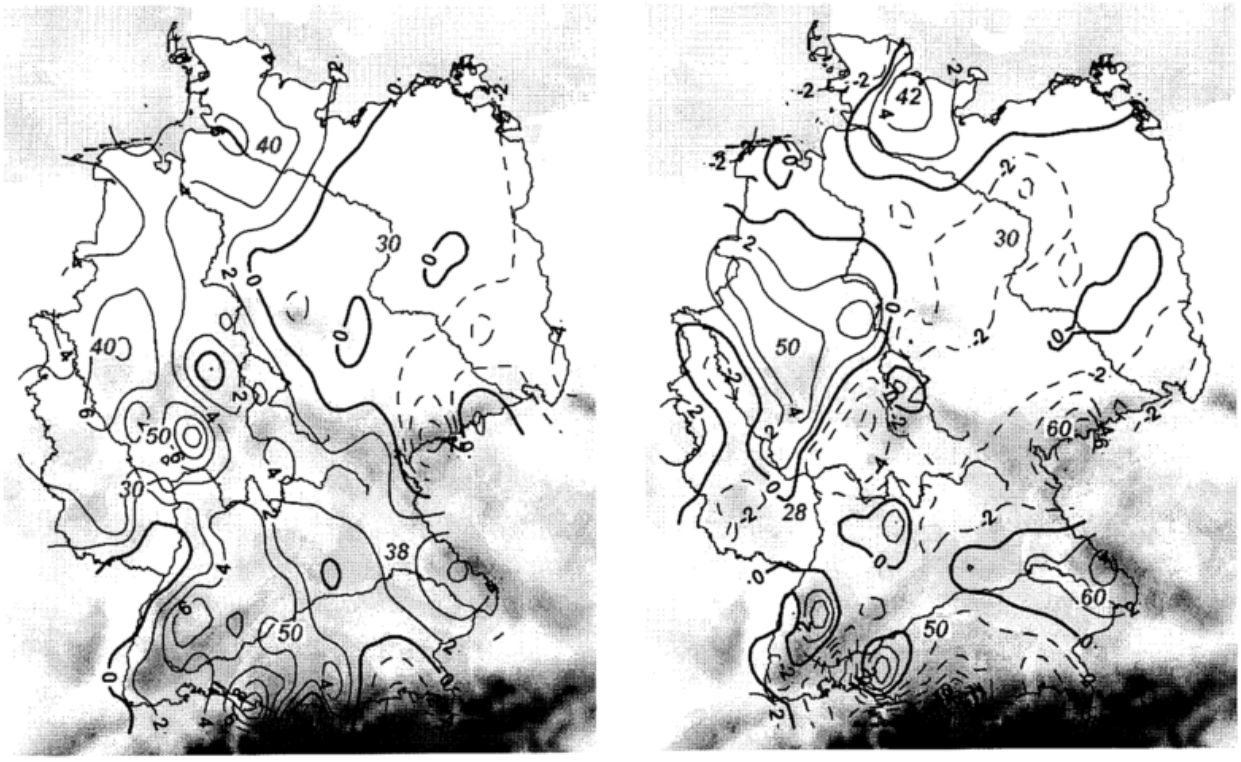


Abbildung 7.1: Lineare Trends des Humiditätsindex nach Martonne für das Jahr, links: 1896-1995, rechts: 1966-1995. Ausgewählte Mittelwerte sind in Kästchen kursiv eingefügt. Humidere Verhältnisse im jeweiligen Analysezeitraum werden durch positive Werte (dünn ausgezogene Isolinien), aridere Verhältnisse durch negative Werte (gestrichelte Isolinien) angezeigt.

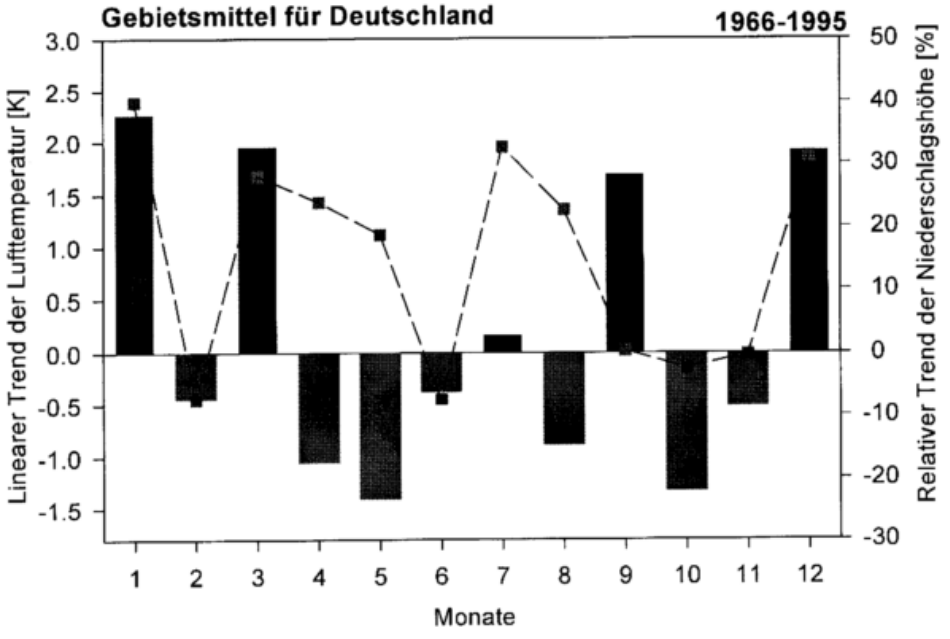


Abbildung 7.2: Gebietsmittel der Trends der Niederschlagshöhe (Balken) und der Lufttemperatur (Symbole und gestrichelte Linie) für Deutschland, 1966-1995. Vergleich mit aktuellen Säkulartrends siehe Abbildung 8.5.

Tabelle 7.1: Gebietsmittel der Niederschlagstrends (in % des Mittelwertes) und der Temperaturtrends (in °C) in Deutschland. Statistisch signifikante Trends im Sinne der Trendkarten im Anhang 3 sind fett hervorgehoben. Zum Vergleich sind die Gebietsmittelwerte für die CLINO-Periode 1961-1990 (Deutscher Wetterdienst, 1999) kursiv hinzugefügt.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Sommer-halbjahr	Winter-halbjahr	Jahr
Linearer Niederschlagstrend [% des Mittelwertes]							
1896-1995	8	-1	20	**21**	-0	**20**	**8**
1966-1995	-3	-7	0	26	-5	15	3
CLINO [mm]	*185*	*239*	*183*	*180*	*429*	*359*	*788*
Linearer Temperaturtrend [°C]							
1896-1995	**0.8**	**0.9**	**1.1**	0.5	-	-	**0.8**
1966-1995	**1.4**	1.0	-0.0	1.6	-	-	0.9
CLINO [°C]	*7.7*	*16.3*	*8.8*	*0.2*	-	-	*8.2*

Tabelle 7.2: Anteil des Gebiets mit ansteigenden Trends der Niederschlagshöhe und der Lufttemperatur an der Gesamtfläche Deutschlands (in %).

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Sommer-halbjahr	Winter-halbjahr	Jahr
Flächenanteil mit ansteigendem Niederschlagstrend [%]							
1896-1995	81	46	74	97	56	97	83
1966-1995	40	32	55	98	22	99	73
Flächenanteil mit ansteigendem Temperaturtrend [%]							
1896-1995	100	100	100	100	-	-	100
1966-1995	100	100	45	100	-	-	100

Tabelle 7.3: Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Temperaturtrends 1961-1990 im Sommer und Winter in Deutschland (aus Rapp & Schönwiese, 1996).

Meteorologische Jahreszeit	Korrelations-koeffizient nach Pearson	Signifikanz (t-Test)	Niederschlags- und Temperaturtrends sind
Sommer	-0.42	> 99.9 %	**gegen**gerichtet
Winter	0.12	ca. 99.9 %	**gleich**gerichtet

789 Gitterpunkten im Abstand von 0.25° dar. Somit sind Niederschlags- und Temperaturtrends miteinander vergleichbar, da sie das gleiche Gebiet repräsentieren. Abbildung 7.2 zeigt die linearen Trends beider Klimaelemente für das Intervall 1966 bis 1995 und aufgeschlüsselt für die einzelnen Monate. Die Tabellen 7.1 und 7.2 ergänzen diese Information um Zahlenwerte der Trends und um den prozentualen Anteil des Gebietes mit zunehmenden Trends in Bezug zur Gesamtfläche Deutschlands, jeweils aufgeschlüsselt nach Jahreszeiten, Halbjahre und das Kalenderjahr.

Erwähnenswerte Niederschlagszunahmen existieren in den letzten drei Dekaden in den Monaten Januar, März, September und Dezember, also vornehmlich im Winterhalbjahr und in Monaten, in denen auch die Lufttemperatur mehr oder weniger stark angestiegen ist. Niederschlagsdefizite sind dagegen insbesondere im April, Mai, August und Oktober zu verzeichnen, das heisst meist im Sommerhalbjahr. Auch in diesen Monaten ist die Temperatur - mit Ausnahme des Oktobers - angestiegen. Interessant ist außerdem, dass zur jahreszeitlichen Umverteilung des Niederschlages die einzelnen Monate durchaus nicht gleichmäßig beitragen. Adäquates gilt für die Lufttemperatur. Der Erwärmungstrends ist zwar vorherrschend, besonders deutlich in den Monaten Januar, Juli und Dezember. Doch herrscht vereinzelt auch leichte Abkühlung vor, nämlich im Februar und Juni. In den drei Herbstmonaten hat sich das Temperaturniveau in den letzten 30 Jahren nur unwesentlich verändert.

Dass im Winter bei hohen (niedrigen) Temperaturen hohe (geringe) Niederschlagsmengen zu erwarten sind, da milde Westwetterlagen langfristig den meisten Niederschlag liefern, ist offenkundig. Dagegen ist in den Sommermonaten bei großen (geringen) Regenmengen eher mit niedrigen (hohen) Temperaturen zu rechnen. Dieses im Winter gleich-, im Sommer gegensinnige Verhalten der Temperatur und des Niederschlags kann durch eine einfache Korrelation der Felder der Trends bestätigt werden (Tabelle 7.3). Im Sommer sind Temperatur- und Niederschlagstrend hochsignifikant antikorreliert, im Winter dagegen weniger deutlich korreliert. Gemäß Abbildung 7.2 zählen die Monate Oktober bis März eindeutig zu den Wintermonaten, die Monate April bis August zu den Sommermonaten, der September ist aufgrund des fehlenden Temperaturtrends nicht einordenbar. Dies führt zu einer wichtigen, qualitativen Grundregel, die angewandt werden kann, falls zwar Temperaturtrends festgestellt werden, aber keine Niederschlagsdaten vorliegen (oder umgekehrt):

$$T_{Temp} \cdot T_{Prec} = \begin{cases} > 0 & \text{falls Wintermonate (Oktober – März)} \\ < 0 & \text{falls Sommermonate (April – August)} \end{cases}, \qquad (7.3)$$

wobei T_{Temp} die Temperaturtrends, T_{Prec} die Niederschlagstrends bedeuten.

7.3 Zusammenfassung der Ergebnisse der Trendanalysen

Als übersichtliche Zusammenfassung der in den Kapiteln 5 bis 7 vorgestellten Ergebnisse der Trendanalysen enthält Tabelle 7.4 in verkürzter Form die wichtigsten rezenten Klimatrends in den einzelnen Untersuchungsgebieten (geographische Ausdehnung, Interpolationsgitter und Zeitintervalle vergleiche Tabelle 5.1 und Abbildung 5.1). Annähernd 100-jährige Trends sind auf weißem, die ca. 30- bis 40-jährigen auf grauem Hintergrund notiert.

Tabelle 7.4: Synopse der wichtigsten rezenten Klimatrends in den analysierten Untersuchungsgebieten (grau unterlegt sind Resultate, die sich auf meist 30-jährige, für die Mittelmeerregion und Baden-Württemberg auch auf 40- bzw. 50-jährige Zeitintervalle beziehen; alle anderen, das heißt weiß unterlegten Ergebnisse beziehen sich auf 100-jährige Referenzperioden, nämlich 1891-1990 bzw. im Falle Deutschlands auf 1896-1995).

Untersuchungs-gebiet	**Niederschlag**	**Lufttemperatur**	**sonstige Klimaelemente**
Europa	uneinheitlich, in vielen Monaten ↑ Zunahme im Norden und in der Mitte, ↓ Abnahme im Süden uneinheitlich generell geringe Signifikanz	↑ generelle Zunahme um 0.5 bis 1°C mit einzelnen Abkühlungsgebieten ↑ Zunahme variabler, insbesondere im Osten und Südosten auch Abkühlung; ↑ Erwärmung der Troposphäre, ↓ Abkühlung der unteren Stratosphäre	Luftdruck und Geopotential: im Winter deutliche ↑ Gradientzunahme in den letzten Dekaden, aber O nicht in den letzten 100 Jahren; Luftfeuchte: geringe, im Mittelmeer deutliche ↑ Zunahme.
Mittelmeerregion	↓ Abnahme im Herbst und Winter	↑ generelle Erwärmung, im Sommer und Herbst im Westteil ↑ Erwärmung, im Ostteil ↓ Abkühlung	↑ Zunahme der Trockenzeiten
Deutschland	im Sommer O kein signifikanter Trend, im Winter signifikante ↑ Zunahme besonders im Westen, daraus resultierend ↑ Zunahme im Jahr im Sommer verbreitet ↓ Abnahme, im Winter generell ↑ Zunahme → saisonale Umverteilung	meist signifikante ↑ Erwärmung um 0.5 bis 1 °C bzgl. Jahr häufig signifikante ↑ Erwärmung um 0.5 bis 1 °C bzgl. Jahr, in einzelnen Monaten auch ↓ Abkühlung	-
Baden-Württemberg	im Winter signifikante ↑ Zunahme der Niederschlagshöhe im Winter zudem ↑ Zunahme der Häufigkeit, aber nicht des O Ausmaßes von Starkniederschlagsereignissen	einheitlich ↑ Erwärmung um 0.5 bis 1 °C bzgl. Jahr	-

Kapitel 8: Die Zeitreihe des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland (1761-1998)

"Wer rechnet, ist immer in Gefahr, sich zu verrechnen.
Die einfache dumme Kuh trifft immer das richtige Gras"

Theodor Fontane, 1819-1898

8.1 Motivation und mögliche Anwendungen

Aufgrund der hohen räumlichen Repräsentanz des monatlichen Mittelwertes der Lufttemperatur (vergleiche Kapitel 3.2, siehe auch Rapp & Schönwiese, 1996) ist es zweckmäßig, für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland eine allgemein verbindliche Zeitreihe abzuleiten, das heißt, ein Flächenmittel zu berechnen[1]. Zwar hat zum Beispiel Jacobeit (1998a, 1998b) für verschiedene thermische Regionen Deutschlands standardisierte Mitteltemperaturen abgeleitet. Auch werden die sogenannten "Baur-Reihen" (Baur, 1975; Pelz et al., 1996; DWD, 1997-1999), ein arithmetisches Mittel basierend auf Daten von insgesamt nur drei bzw. vier mitteleuropäischen Städten, dauernd fortgeführt. Doch sind diese Datensätze streng genommen nicht exakt auf das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland bezogen. Ein auf einer räumlichen Auflösung von 1 km basierender Datensatz des Deutschen Wetterdienstes ist bisher leider nur unvollständig veröffentlicht worden (siehe zum Beispiel: Bissolli, 2000).

Ein Flächenmittel repräsentierender Datensatz hat also den praktischen Vorteil einer einheitlichen Aussage über die Temperaturentwicklung, ähnlich den schon für andere europäische Staaten abgeleiteten Zeitreihen, zum Beispiel für Norwegen (Hanssen-Bauer & Oyvind Nordli, 1998) oder Österreich (Böhm, 1992, 1998; Auer et al., 1996). Da dabei inhomogene Stationszeitreihen grundsätzlich nicht zur Datenbasis gehören bzw. zuvor homogenisiert werden, ist die Qualität der Temperaturwerte gegenüber einem Satz von Einzelzeitreihen größer. Klimawirkungen, deren Abschätzung auf einheitlichen Werten beruhen, sind somit besser vergleichbar.[2]

8.2 Synthese der Zeitreihe

8.2.1 Datenbasis

Die Zeitreihe der Lufttemperatur für Deutschland basiert auf unterschiedlichem Datenmaterial. Abbildung 8.1 gibt einen Überblick über die benutzten Datenquellen. Zwischen 1761 und 1890 ist sie mit der Reihe nach Baur (1975) identisch, mit dem Unterschied, dass sich die Anomalien auf die CLINO-Periode 1961-1990, und nicht wie ursprünglich auf die Zeitspanne zwischen 1761 und 1970 beziehen. Baur zog für die Mittelung der Lufttemperatur die vier Stationen Zwanenburg/Utrecht/De Bilt (Niederlande), Berlin/Potsdam, Wien-Hohe Warte (Österreich) und Basel (Schweiz) heran, deren Mo-

[1] Eine vorläufige Version der Gebietsmitteltemperatur für Deutschland wurde von Rapp (1996) veröffentlicht.

[2] Die Lufttemperatur für Deutschland, die keine originär gemessene Zeitreihe darstellt, zumal sie hier als Anomaliereihe angegeben wird, ist im Duktus der WMO-Resolution Nr. 40 (http://www.wmo.ch) ein wissenschaftliches Produkt, dessen Publikation ohne Beeinträchtigung der Rechte nationaler Wetterdienste möglich ist. Immerhin sind zahlreiche lange Zeitreihen aus Deutschland und benachbarten europäischen Staaten frei verfügbar (z.B. im GHCN, Global Historical Climatology Network, Version 2; Literatur: Peterson & Vose, 1997, Internetadresse: www.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/ v2). Im Anhang sind deshalb die monatlichen, die jahreszeitlichen und jährlichen Abweichungen vom Mittel der aktuellen CLINO-Periode 1961-1990 dokumentiert. Das "Zwischenprodukt", nämlich die Gitterpunkt-Zeitreihen, steht auf Anfrage ebenfalls für wissenschaftliche Zwecke zur Verfügung.

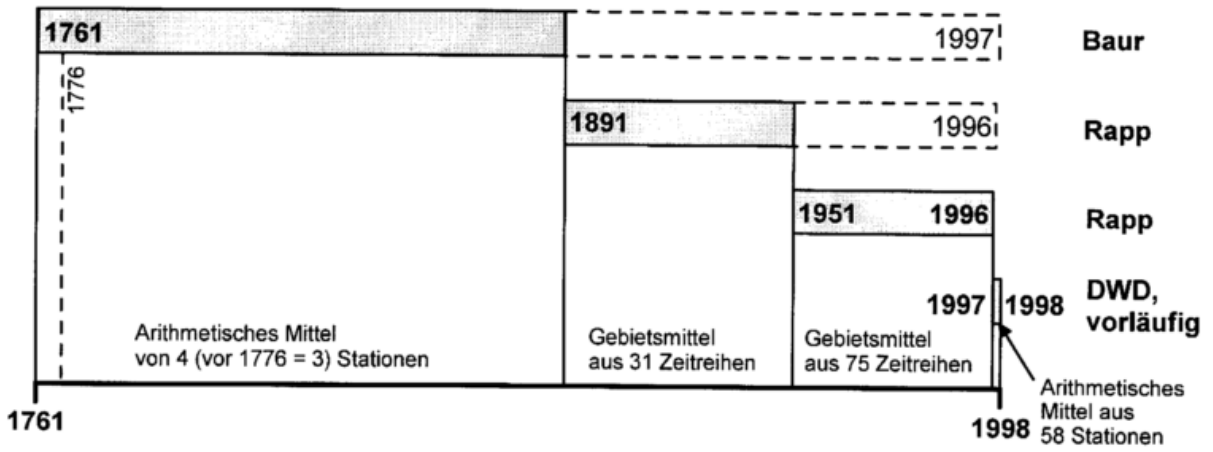


Abbildung 8.1: Datenquellen zur Bildung der Zeitreihe der Lufttemperatur in Deutschland.

natswerte er arithmetisch mittelte. Für die Station Wien-Hohe Warte lagen vor dem Jahr 1776 allerdings keine Daten vor. Interessant ist, dass nur eine Zeitreihe aus Deutschland stammt, die Reihe sich deshalb auch auf Mitteleuropa bezieht und dennoch die Verhältnisse für dessen zentralen Teil sehr gut widerspiegel. Das zeigen die geringen Differenzen zwischen den Jahreswerten der Baur-Reihe und des Gebietsmittels für die Zeit zwischen 1891 und 1996 (Abbildung 8.2). Der Anstieg dieser Differenzen zu Beginn und ihr Rückgang in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts ist vermutlich auf Inhomogenitäten der Baur'schen Einzelreihen beziehungsweise auf den Wechsel der Datenbasis des Gebietsmittels ab 1951 zurückzuführen. Baur's Temperaturreihe wurde von Pelz et al. (1996) ergänzt und wird regelmäßig vom Deutschen Wetterdienst (DWD, 1997-1999) berechnet und veröffentlicht.

Zwischen 1891 und 1996 stellt die Reihe das Gebietsmittel von insgesamt 31, meist homogenen Zeitreihen, nach 1951 sogar von 75 Zeitreihen dar. Es sind die Stationen, die die Grundlage der Berechnung der Trendkarten (siehe Anhang 3) bilden. Wiederum wurden die Anomalien bezüglich des Zeitintervalls 1961-1990 berechnet. Erst ab ca. 1890 ist die Zahl verlässlicher Stationsreihen zur Bildung eines Gebietsmittels groß genug. In dieser Zeit entstanden in den einzelnen Ländern Deutschland die ersten Messnetze und damit einhergehend die Vereinheitlichung der Messvorschriften (Meteorologische Jahrbücher, verschiedene Jahrgänge).

Für die Jahre 1997 und 1998 schließlich wurde ein vorläufiger Wert für jeden einzelnen Monat gebildet. Aus 58 relativ homogen verteilten deutschen SYNOP-Stationen wurde das arithmetische Mittel der Anomalien, wie sie in den Klimaeilinformation des DWD (1998) veröffentlicht wurden, berechnet. Bei der Bestimmung der Klimatrends (Kapitel 8.3.1) können ohne weiteres Anomalien, und nicht die wahren Lufttemperaturen, herangezogen werden, da die linearen Trends der Lufttemperatur und ihrer Anomalien identisch sind. Allerdings müsste bei Verwendung der Lufttemperaturwerte die Orographie (Höhenlage) berücksichtigt werden, um ein exaktes Gebietsmittel der Lufttemperatur angeben zu können. Dazu wäre die Wahl eines geeigneten jahreszeitabhängigen vertikalen Temperaturgradienten notwendig. Im Rahmen der Trendanalyse ist dies aber nicht notwendig, wenn man von der berechtigten Annahme ausgeht, dass die Trends nicht höhenabhängig sind (Kapitel 5.2).

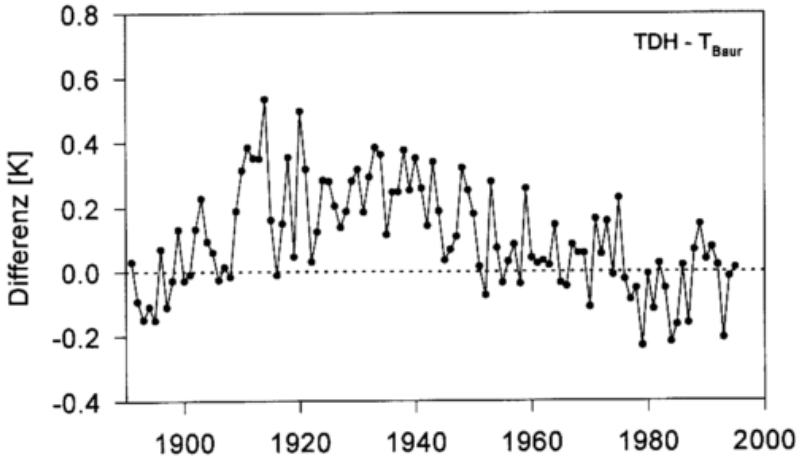


Abbildung 8.2: Differenz der Jahreswerte der Lufttemperatur zwischen der Baur-Zeitreihe und dem Gebietsmittel (nach Rapp), 1891-1996.

8.2.2 Berechnung des Gebietsmittels

Für die Zeit zwischen 1891 und 1996 wurde das monatliche Gebietsmittel für die Bundesrepublik Deutschland berechnet. Abbildung 8.3 illustriert die einzelnen Analyseschritte.

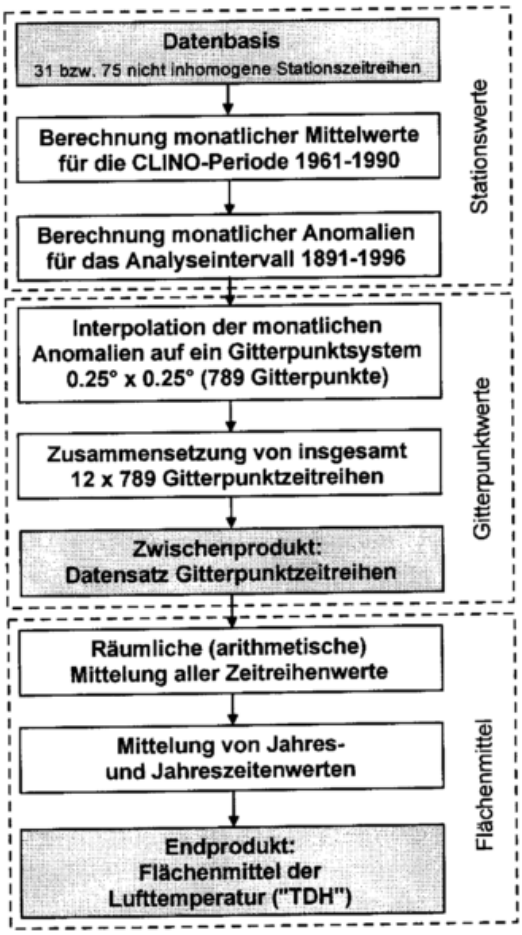


Abbildung 8.3: Analyseschema der Berechnung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland.

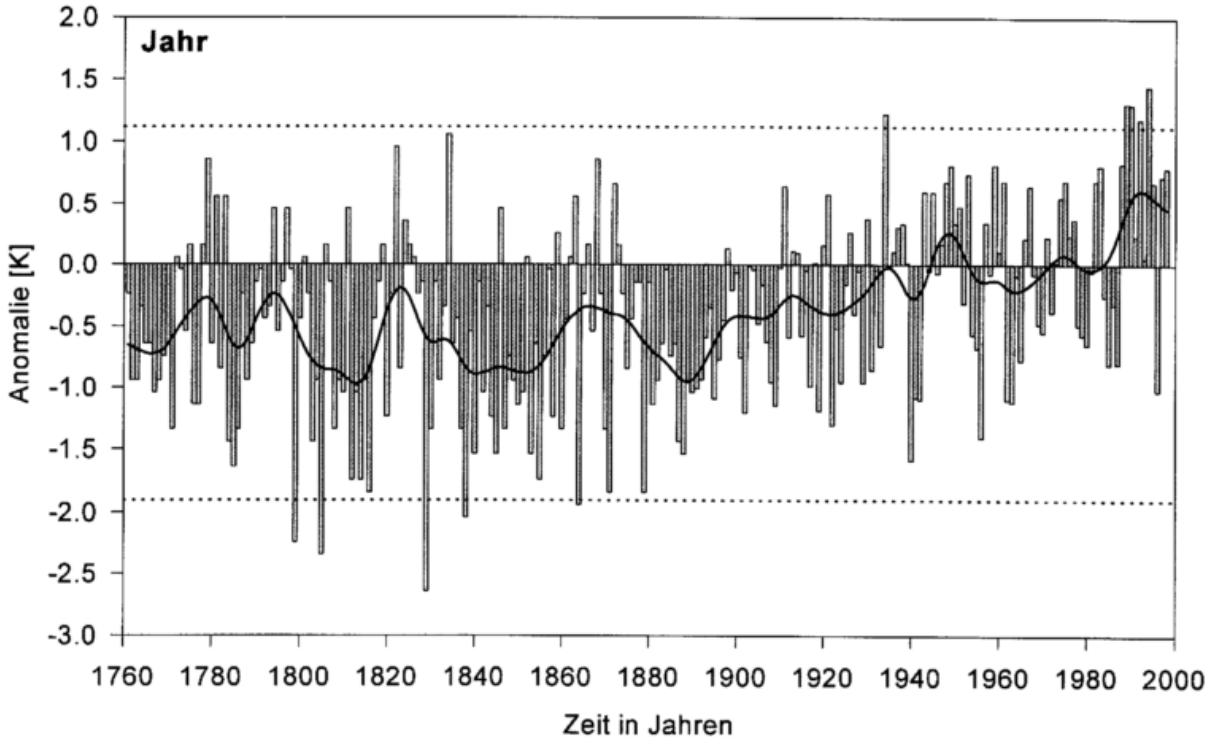


Abbildung 8.4: Jährliche Anomaliewerte des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland 1761-1998 (Referenzperiode: 1961-1990), Balken = Jahreswerte, fett lniert = 20jährig tiefpassgefilterte Werte, gepunktet = ±2σ - Grenzen um den Mittelwert (σ = Standardabweichung).

Zunächst wurde für alle vorliegenden Stationsreihen monatliche Mittelwerte für die CLINO-Periode 1961-1990 und anschließend die dazugehörigen Anomalien aller im Analyseintervall 1891-1996 liegenden Monatswerte bestimmt. Für diese Anomaliewerte wurde daraufhin das räumliche Temperaturfeld für jeden einzelnen Monat auf der Grundlage eines äquidistanten 0.25° x 0.25° Gitterpunktsystem interpoliert. Hierzu wurde das Kriging-Verfahren benutzt, prinzipiell die gleiche Methodik, wie bei der Ableitung der Trendkarten (vergleiche Kapitel 3.3). Es wurden nur diejenigen Gitterpunkte berücksichtigt, die innerhalb der Grenzen Deutschland liegen, insgesamt somit Anomaliezeitreihen für 12 Monate an 789 Gitterpunkten.

In einem weiteren Analyseschritt wurden für alle diese Gitterpunktzeitreihen eine räumliche, arithmetische Mittelung (auf einer nicht-horizontalen Fläche[3]) durchgeführt. Nach zeitlicher Mittelung der Monatswerte zu Jahreszeiten- und Jahreswerte entstand schließlich das "Zielprodukt", die Zeitreihe(n) des Flächenmittels der Lufttemperatur in Deutschland (Abbildung 8.4 zeigt die Jahreswerte, im Anhang 4 wird der Temperaturverlauf für die Jahreszeiten dokumentiert und in Anhang 5 die Einzelwerte abgedruckt).

[3] Die Stationen liegen unterschiedlich hoch. Da aber Anomalien benutzt und daraus wiederum Trends berechnet werden, spielt dieser Aspekt eine untergeordnete Rolle.

8.3 Statistische Charakteristika der Zeitreihe

8.3.1 Längerperiodische Variationen

Der Temperaturverlauf in Deutschland zwischen der Mitte des 18. Jahrhunderts und der unmittelbaren Gegenwart kann in zwei Zeitabschnitte (Abbildung 8.4) untergliedert werden (vergleiche Kapitel 2.3). Zwischen 1761 und etwa 1890 sind zwar bemerkenswerte Variationen der Lufttemperatur zu erkennen (näheres in Kapitel 8.3.2). Das Niveau der geglätteten Temperaturreihe liegt aber kontinuierlich 0.3 bis 1°C unter dem vieljährigen Mittelwert (1961-1990). Die drei kalten Episoden im 19. Jahrhundert (ca. 1800 bis 1815, 1835 bis 1860 und zuletzt um 1890) markieren das Ende der sogenannten "Kleinen Eiszeit" (Schönwiese, 1995; Klostermann, 1999). Im Südosten Mitteleuropas ist für die beiden zurückliegenden Jahrhunderte sogar ein langfristiger Trend zu niedrigeren Temperaturen erkennbar, was unter anderem die Messdaten der Stationen Hohenpeißenberg (Schönwiese & Rapp, 1997) oder Wien-Hohe Warte (Böhm, 1992) belegen. Doch ist für diese Zeit generell zu beachten, dass sichere Aussagen wegen der gerade erst in Entwicklung begriffenen Messtechnik und -methodik problematisch bleiben.

Seit Ende des letzten Jahrhunderts ist eine bis heute andauernde Erwärmung der Lufttemperatur in Deutschland zu erkennen. Die Temperatur hat inzwischen ein Niveau erreicht, wie noch niemals zuvor in den vergangenen 230 Jahren. Der rezente lineare Trend beträgt 0.7°C/100 Jahre und ist hochsignifikant (1 % Irrtumswahrscheinlichkeit laut Mann-Kendall-Trendtest, siehe Tabelle 2.1). Zeiten besonders intensiver Erwärmung sind zwischen 1890 und 1900 sowie seit 1988 dokumentiert. Seit diesem Zeitpunkt treten, mit Ausnahme von 1996, in Folge zu warme Jahre auf, in denen die Anomalien teils mehr als 1°C über dem vieljährigen Mittelwert (1961-1990) liegen[4].

Die einzelnen Jahreszeiten und Monate tragen ganz unterschiedlich zu dieser Entwicklung bei. In den letzten 100 Jahren, also zwischen 1899 und 1998, war der Temperaturanstieg im Sommer und Herbst am intensivsten (vergleiche mit Abbildung 8.5, den Trendkarten im Anhang 3 sowie der Tabelle 8.1 im Kapitel 8.4). In den Monaten März, August und Oktober beträgt der lineare Trend mehr als 1°C und liegt deutlich über den Erwärmungsraten in den Wintermonaten. Erst in den letzten Jahrzehnten beschleunigt sich die Temperaturzunahme im Winterhalbjahr, vor allem in den Monaten Januar und Februar[5]. Dagegen existieren in der ersten Hälfte des Untersuchungszeitraums keine signifikanten Trends. Es ist lediglich eine geringe Neigung zur Erwärmung im Winterhalbjahr und Abkühlung im Sommerhalbjahr feststellbar.

Die Analyse zeitlich gleitender Trends für die einzelnen Monate (Abbildung 8.6) verdeutlicht die Dynamik des erwähnten Erwärmungsmaximums im Spätsommer und Herbst, das sich im Laufe der letzten Jahrzehnte auf immer mehr Monate ausgedehnt hat. Noch im Zeitintervall 1850 bis 1950 zeigen die Trends auch im Frühjahr ähnlich hohe Werte. Die Trends für lange Zeitintervalle demonstrieren eine erstaunlich hohe zeitliche Stabilität (Abbildung 8.7). Sie liegen in weiten Bereichen der Trendmatrix (Methodik siehe Kapitel 3.1) bei 0.4 bis 0.8°C. Die zeitliche Repräsentanz beispielswei-

[4] Es sind dies die Jahre 1989, 1990, 1992 und 1994. Im Jahr 1994 wurde die bisher höchste jemals in Deutschland gemessene Jahresmitteltemperatur registriert (Stand: Januar 1999).

[5] Brazdil et al. (1996) fanden heraus, dass in der Zeitspanne 1951-1990 die täglichen Minimumtemperaturen meist stärker gestiegen sind als die Maxima, sich somit die tägliche Temperaturdifferenz verringerte.

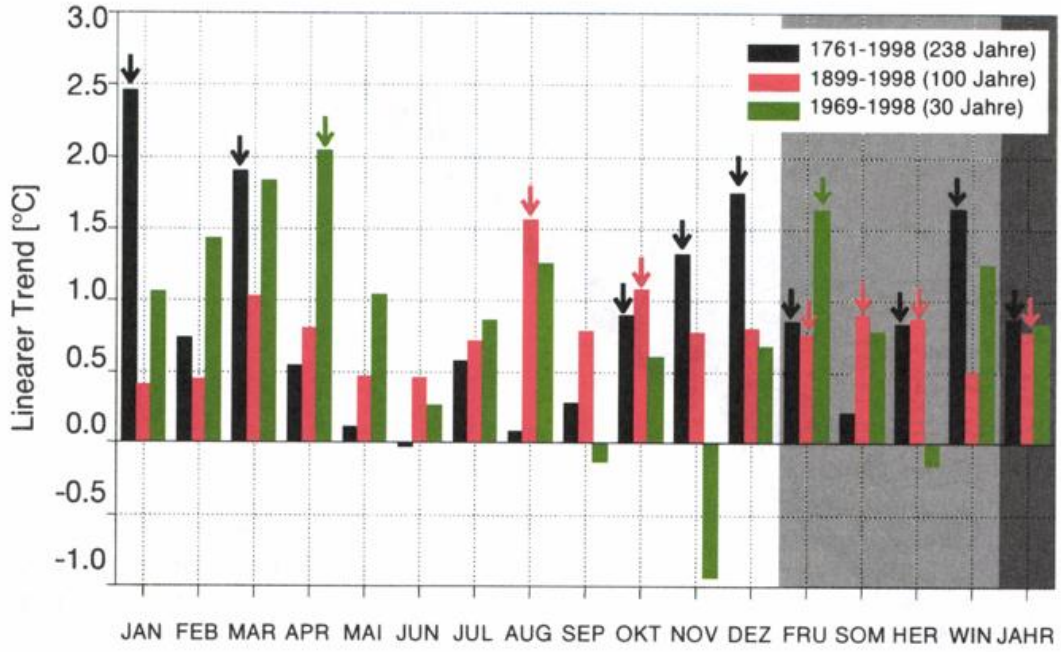


Abbildung 8.5: Lineare Trends [in °C] der Gebietsmittel der Lufttemperatur in Deutschland für die einzelnen Monate, Jahreszeiten und das Gesamtjahr bezüglich drei verschiedener Zeitintervalle (1761-1998, 1899-1998, 1969-1998). Säulen mit einem zusätzlichen Pfeil (↓) symbolisieren signifikante Trends (95 %-Niveau). Zahlenwerte siehe Anhang 6.

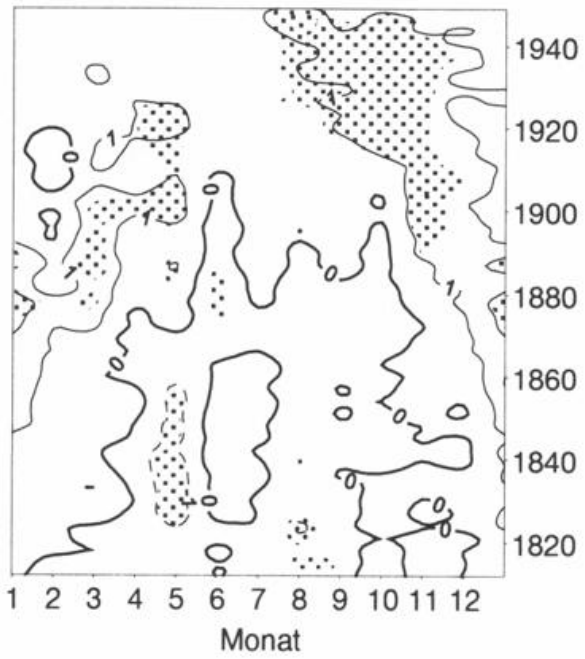


Abbildung 8.6: Zeitlich gleitende Trendanalyse für den Jahresgang des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland. Gerasterte Gebiete markieren signifikante Trends (95 %). Die Jahreszahlen beziehen sich jeweils auf die Mitte der verwendeten 101-jährigen Subintervalle.

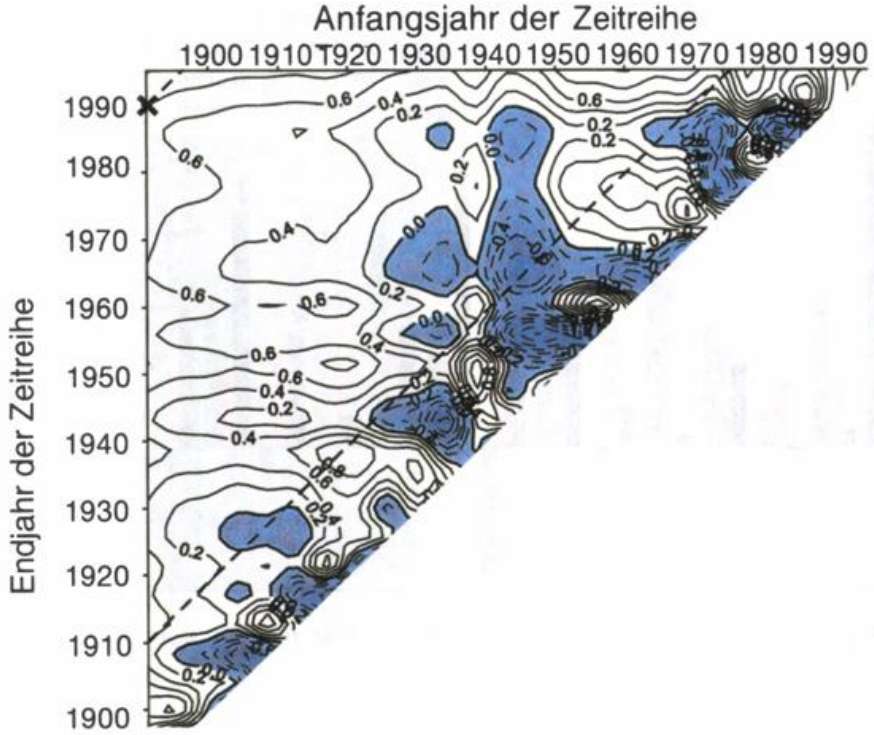


Abbildung 8.7: Trendmatrix für die Zeitreihe des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland (vgl. Kapitel 3.1).

se für das Intervall 1891-1990 beträgt ca. 11 Jahre, das heißt, die Zeitspanne müsste relativ deutlich variiert werden, damit der Trend nicht mehr signifikant (95 %-Niveau) ist.

8.3.2 Kürzerperiodische Variabilität

Im vorigen Kapitel wurden die beiden unterschiedlichen Phasen des Temperaturverlaufs in Deutschland seit Ende des 18. Jahrhunderts beschrieben. Die Analyse der (kürzerperiodischen) Variabilität der Zeitreihe stützt nun die These, dass vor und nach ca. 1890 zwei grundsätzlich verschiedene Episoden des thermischen Klimas anzutreffen sind. Denn auch die Variabilität, hier auf Basis monatlicher Daten, ist zeitlich nicht konstant (Rapp, 1991).

Sowohl die Berechnung der Jahr-zu-Jahr-Abweichung der Lufttemperatur T_i

$$\Delta T_i = \left| T_{i+1} - T_i \right| \quad \text{für i=1761, ..., 1997,} \tag{8.1}$$

als auch die zeitlich gleitende Analyse der Standardabweichung für die Jahreswerte

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{j=i}^{i+30} \left(T_j - \overline{T}_j \right)^2} \quad \text{für i=1761, ..., 1998,} \tag{8.2}$$

lassen die Ausbildung zweier Zeitabschnitte, in denen die Variabilität verschieden groß ist, erkennen[4] (Abbildung 8.8). Vor ca. 1890 ist die Variabilität rund 10 bis 20 % größer

[4] Eine Monte-Carlo-Simulation mit insgesamt 6000 Zufallszeitreihen, deren Standardabweichung zwar sukzessive variiert wurde, die aber ohne Einprägung eines Trends berechnet wurden, liefert einen Zusammenhang zwischen der mittleren Jahr-zu-Jahr-Abweichung ($\overline{\Delta T_i}$) und der (gegebenenfalls trendbereinigten) Standardabweichung (σ): $\overline{\Delta T_i} \approx 1.14\ \sigma$.

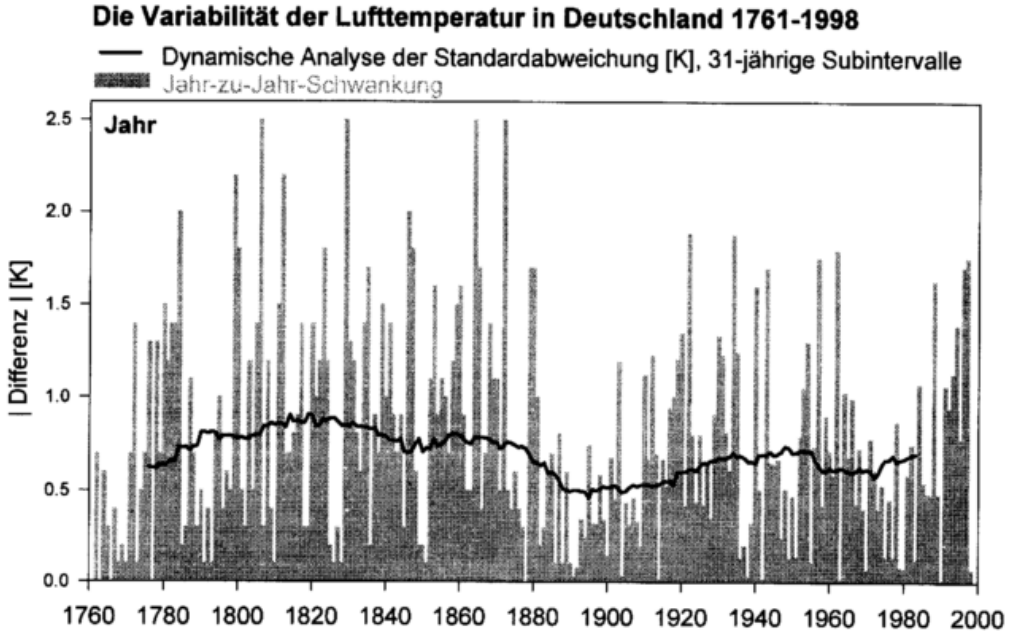


Abbildung 8.8: Zeitlicher Verlauf der Variabilität der Zeitreihe der Jahresmitteltemperatur in Deutschland, 1761-1998.

als nach diesem Zeitpunkt. Erst ab 1990 deuten sich wieder etwas höhere Werte an, doch lässt die dynamische Analyse eine Aussage über den Anfang und das Ende einer Zeitreihe nicht zu.

Auch die zeitliche Entwicklung des Jahresgangs der Variabilität liefert Hinweise für eine Klimaänderung um 1890. Bis zu diesem Zeitpunkt tritt das Minimum der Variabilität der Lufttemperatur im August oder September auf. Es verschiebt sich während der darauffolgenden Jahrzehnte in den Juli und teilt sich gegen Ende des Analysezeitraums sogar in zwei Zweige auf, wenn sowohl im August bzw. September als auch im April bzw. Juni die niedrigsten Werte der Variabilität anzutreffen sind. Ihr Maximum findet man in den Wintermonaten, im 19. Jahrhundert meist im Dezember oder Januar, ab ca. 1910 zusätzlich im Februar. Die südwärts verschobene Frontalzone sorgt im nordhemisphärischen Winter dafür, dass die Variabilität dann etwa dreimal so groß ist wie im Sommer.

Der Temperaturverlauf weist etwa zwischen 1930 und 1990 eine weiteres Charakteristikum auf (siehe auch Abbildung 8.4): eine quasi-zyklische Schwankung mit Amplituden von 0.5 bis 1°C und einer Periode von ca. sieben bis acht Jahren. Episoden mit aufeinander folgenden relativ kalten Jahren wechseln sich mit solchen relativ warmer Jahre ab. Eine spektrale Varianzanalyse (ASA, Autokorrelations-Spektralanalyse, methodische Einzelheiten zum Beispiel in Schönwiese, 1992) der Jahresmitteltemperatur für das Zeitintervall 1891 bis 1990 liefert ein signifikant ausgeprägtes Varianzmaximum bei einer Periode von 7.7 Jahren (Abbildung 8.9). Zwischen 1791 und 1890 treten in diesem Frequenzbereich keine sinifikanten Varianzmaxima auf.

Zu der Ausbildung dieser bemerkenswerten Zyklen trägt der Winter (Abbildung im Anhang 4) am meisten bei. Mit der anhaltenden Erwärmungsphase des letzten Jahrzehnts ist dieser Zyklus offenbar verschwunden. Dieser Zyklus ist direkte Folge der Zirkulation der mittleren Breiten, bei der sich zeitweise eine Quasi-Oszillation, die sogenannte

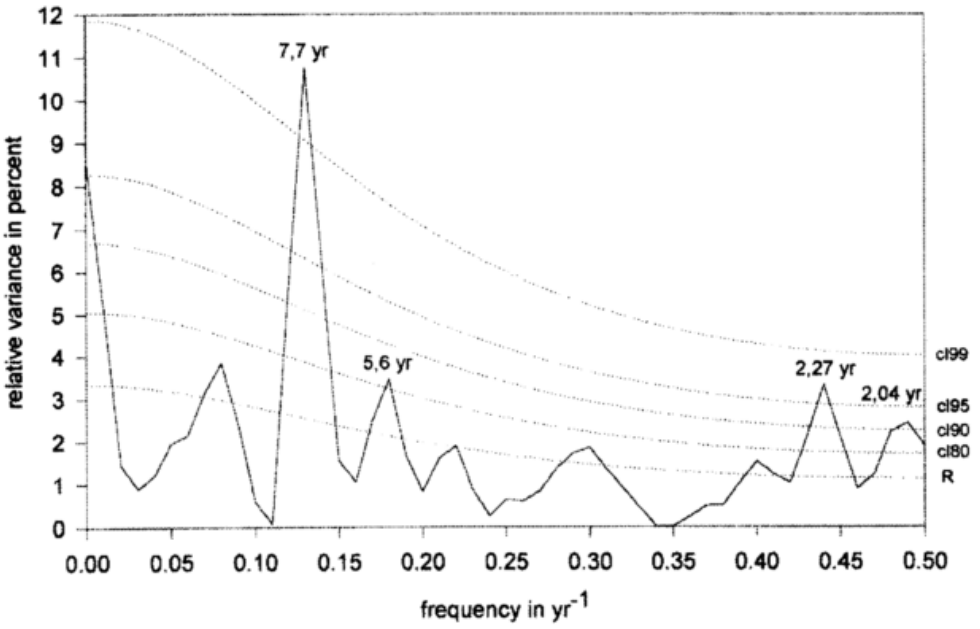


Abbildung 8.9: Autokorrelationsspektralanalyse (ASA) der Gebietsmittelreihe der jährlichen Lufttemperatur in Deutschland, 1891-1990. cl = Signifikanzniveaus in %, R = rotes Rauschen, yr = Jahre (Zyklusdauer).

"Northern Atlantic Oszillation" (NAO), stärker ausbildet (siehe Kapitel 5.1.3 und 5.2.3). Hurrell & van Loon (1997) fanden im NAO-Index eine signifikante Periode von ca. 7.5 bis 8 Jahren im Zeitintervall 1885 bis 1994. Prononciert tritt diese Schwingung in den Wintermonaten (Dezember, Januar, Februar) auf. Die bestehende hohe Korrelation zwischen der Zirkulationsform und der Monatsmitteltemperatur europäischer Stationen, gerade im Winter, führt nach Werner (1999) dazu, dass der 7.5 Jahre-Zyklus signifikanter im Westen und der Mitte Europas auftritt, während er in Skandinavien und im Mittelmeerraum keine herausragende Rolle mehr spielt.

8.4 Vergleich mit anderen Gebietsmittelreihen und Quintessenz

Stellt man das Gebietsmittel für Deutschland anderen Zeitreihen gegenüber, und zwar der Station Hohenpeißenberg, dem Gebietsmittels für Österreich (nach Böhm, 1992), der Box Nr. 9 des GISS (44 - 62°N, 0 - 45°E; "Mitteleuropa") und der nordhemisphärischen Temperatur nach Jones, ergibt sich das in Abbildung 8.10 gezeigte Bild. Allen Temperaturreihen ist der Temperaturanstieg seit ca. 1900 gemein, auch wenn die Variabilität, abhängig von der repräsentierten Erdoberfläche, unterschiedlich groß ist (Abbildung 8.11).

Der lineare Trend aller Zeitreihen, unabhängig davon, welche Region sie repräsentieren, beträgt für die letzten 100 Jahre 0.4 bis 0.9°C. Gleichzeitig ist die Variabilität für Zeitreihen, die lokale oder regionale Gebiete mit Flächen < 10^6 km^2 ähnlich hoch und beträgt für Jahreswerte 0.6 bis 0.7°C. Dieser Wert verringert sich mit anwachsender Fläche auf einen Betrag von minimal 0.2°C im Falle der Globaltemperatur. Daraus resultiert eine vergleichweise hohe Signifikanz (Trend-Rausch-Verhältnis, Kapitel 2.2) im Gegensatz zu den regionalen Zeitreihen.

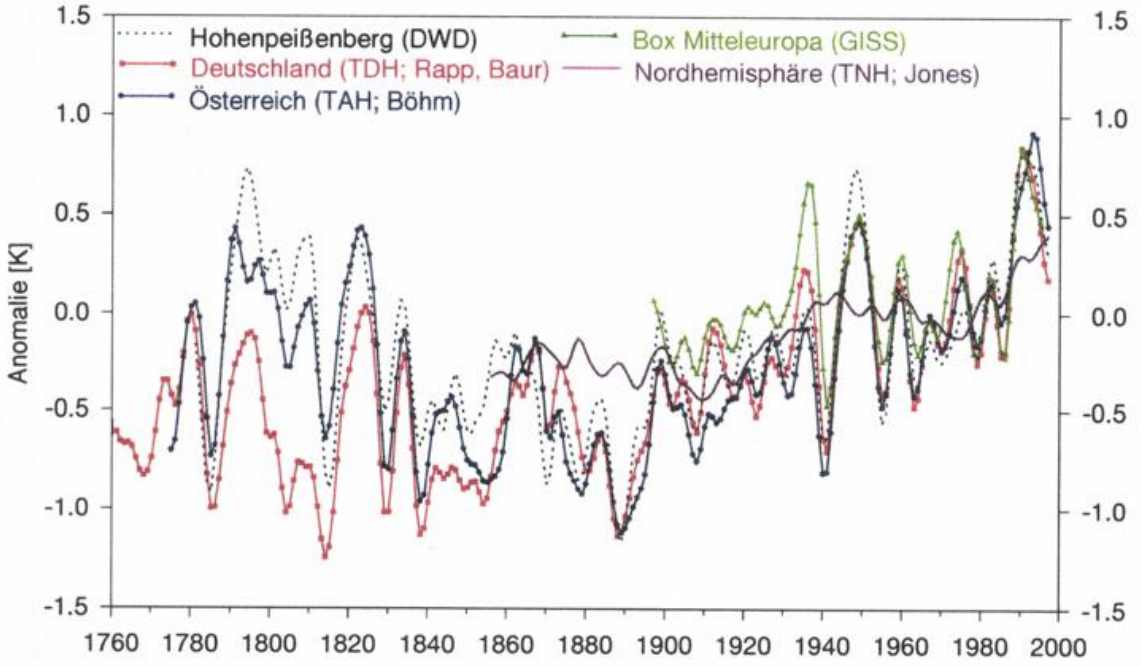


Abbildung 8.10: 10-jährig tiefpassgefilterter Verlauf der Anomalie der Jahresmittelwerte der Lufttemperatur für die Station Hohenpeißenberg (1781-1997) und die Gebietsmittel Deutschland (1761-1997), Österreich (1775-1997), GISS-Box Nr. 9 Mitteleuropa (1897-1996), Nordhemisphäre (1856-1997); Referenzperiode 1961-1990, GISS-Box 1951-1980.

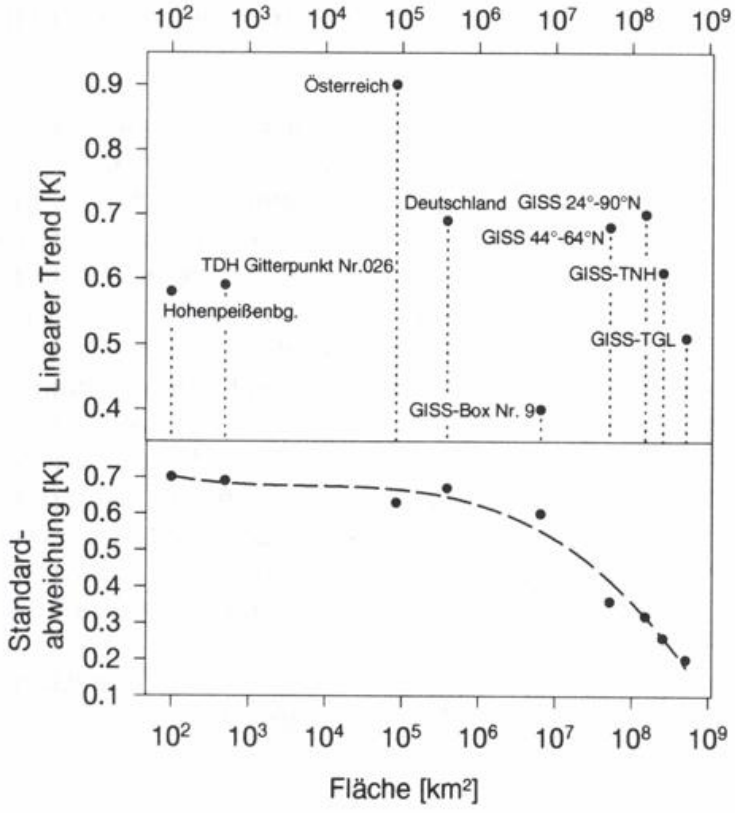


Abbildung 8.11: Linearer Trend und Standardabweichung für verschiedene Punkt- und Gebietsmittelreihen in Abhängigkeit von der repräsentierten Fläche, Jahreswerte 1897-1996.

Die Schwankungsstruktur der Gebietsmittel für Deutschland und Österreich stimmen während des ganzen Zeitintervalls gut überein. Ebenso zeigt der Jahresgang der 100-jährigen, monatlichen Trends in beiden Ländern ein annähernd übereinstimmendes Verhalten (Anhang 6) mit einem signifikanten Erwärmungsmaximum im August (ca. 1.5°C), während sich in einigen Wintermonaten eine nur geringe Temperaturzunahme ausgebildet hat. Die Kongruenz der Trends für das kürze Zeitintervall ist naturgemäß geringer, während die langfristigen, 230-jährigen Trends in Deutschland generell um 0.1 bis 0.7°C höher liegen als in Österreich, was mit unzuverlässigeren Daten aus dem 18. und 19. Jahrhundert begründet werden kann.

Unabhängig davon waren die 90-er Jahre des 20. Jahrhunderts nicht nur weltweit, sondern auch in Mitteleuropa, in Deutschland und Österreich die wärmste Dekade seit Mitte des 18. Jahrhunderts. Für den Hohenpeißenberg und Österreich ist zwischen 1790 und 1890 ein langfristig abnehmender Temperaturtrend erkennbar, der aber nicht für Deutschland insgesamt zu identifizieren ist.

Vor kurzem hat Pfister (Swiss Federal Office for Statistics, 1997; Pfister, 1999) auf der Basis historischer Aufzeichnungen und direkter Messungen, die für Basel seit 1775 vorliegen, eine Zeitreihe thermisch-hygrischer Extrema für die Schweiz veröffentlicht (Abbildung 8.12). Für alle Dekaden zwischen 1500 und der Gegenwart wertete er die sowohl bezüglich der Temperatur als auch des Niederschlages anomal ausgefallenen Monate aus. Auch wenn diese Daten nur bedingt vergleichbar sind mit den an dieser Stelle verwendeten Messreihen, fallen einige bemerkenswerte Analogien auf:

- In der Dekade 1986-1995 traten mit Abstand die meisten zu warmen Monate auf.
- Seit etwa 1890 ist die gleichzeitige Abnahme der Zahl zu kalter und die Zunahme zu warmer Monate - unter Schwankungen - zu erkennen.
- In Übereinstimmung erhöhter Variabilität der Lufttemperatur in Deutschland steht die relativ konstante Zahl besonders kalter Monate in der Zeit von 1750 bis 1890.
- Offenbar traten vor 1750 noch stärkere Schwankungen auf mit zahlreichen extrem kalten und warmen Monaten.

Zu den möglichen Ursachen der Variationen der bodennahen Lufttemperatur in Deutschland seit Mitte des letzten Jahrhunderts haben Schönwiese & Walter (1999) einige Abschätzungen mit Hilfe der neuronalen Netztechnik (Walter et al., 1998) durchgeführt. Sie bezogen in ihre Analyse gleichermaßen anthropogene wie natürliche Klimafaktoren ein, im einzelnen die Treibhausgase, das Sulfataerosol (beiden anthropogen), die Vulkan- und Sonnenaktivität sowie die Zirkulationsindizes ENSO (SOI) und NAO. Treibhausgase und Sonnenaktivität wirken dabei erwärmend, Vulkanismus und Sulfataerosole eher abkühlend auf den Temperaturverlauf in Deutschland. Allerdings ist die Signalstruktur der einzelnen Komponenten sehr unterschiedlich. Es treten im Einzelnen progressive und uneinheitliche Trends sowie episodische und fluktuative Variationen auf. Insgesamt können nur 39 % der Gesamtvarianz der Jahresmitteltemperatur mit diesem statistischen Modellansatz erklärt werden. Dabei überwiegt der positive Temperatureffekt und das Gesamtsignal beträgt ca. +1°C, was den beobachteten Trendwerten (vergleiche Kapitel 6) entspricht beziehungsweise sogar leicht übertrifft.

Abschließend gibt Tabelle 8.1 eine "Quintessenz" der Untersuchung des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland und nennt einige Charakteristika der Zeitreihe für die beiden Zeitabschnitte vor und nach 1890.

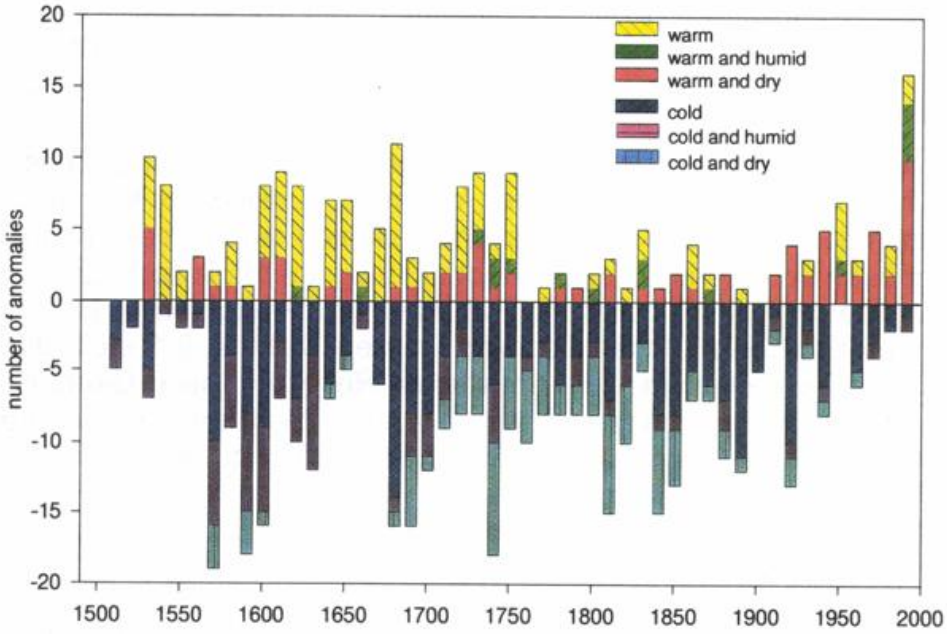


Abbildung 8.12: Temperatur- und Niederschlagsanomalien in der Schweiz seit 1500, dargestellt als Anzahl der Monate pro Dekade mit deutlichen Abweichungen vom Mittelwert 1901-1960 in Basel (nach Swiss Federal Office for Statistics, 1997).

Tabelle 8.1: Einige Charakteristika der Zeitreihe der Jahresmitteltemperatur in Deutschland für die beiden Zeitabschnitte vor und nach 1890.

	1761-1890	1891-1998
Trend		
• Linearer Trend [K]	-0.16	+0.90
• Signifikanz	nicht signifikant	hochsignifikant
Variabilität		
• Mittlere Jahr-zu-Jahr-Schwankung [K]	0.85	0.67
• Standardabweichung [K]	0.74	0.68
• Signifikante Zyklen	-	7.7 Jahre (ca. 1930-1990)
Kennzeichnung	"Ende der Kleinen Eiszeit"	"Moderne (anthropogene) Erwärmungsphase"

Kapitel 9: Fazit und Ausblick

"Das Wetter ist unabhängig am Werk ... immer auf der Suche nach neuen Mustern, mit denen es ausprobiert, ob es sich auf die Menschen auswirkt."

Mark Twain, 1835-1910

Die Ergebnisse, die in den letzten Kapiteln vorgestellt wurden, verdeutlichen, dass die vorliegenden Modellsimulationen trotz ihrer regionalen Unsicherheiten im Großen und Ganzen schon in den aktuellen Klimabeobachtungsdaten durchscheinen, ohne dadurch aber die Prognosen verifizieren oder die Beobachtungstrends fortschreiben zu können. Die Auffassung der in Kapitel 1 zitierten Publikationen (Houghton et al., 1996; Graßl, 1999; Barnett et al., 1999) können bestätigt werden. Tabelle 9.1 stellt die über verschiedene globale Zirkualtionsmodelle gemittelten Resultate (nach Giorgi et al., 1998) den rezenten Beobachtungstrends, wie sie in dieser Arbeit gefunden wurden, gegenüber und ersetzt somit die Fragezeichen der Tabelle 1.1 durch Fakten.

Die von den Modellen analysierte bzw. erwartete Erwärmung für Europa zeigt sich, unabhängig von der Region und der Jahreszeit, tendenziell in den realen Messdaten, mit Ausnahme örtlicher Abkühlungsgebiete, insbesondere während des nordeuropäischen Winters. Umgekehrt widerspricht die bisherige Entwicklung der Niederschlagshöhe im wesentlichen nicht den Simulationen der großräumig rechnenden Klimamodelle. Speziell herrscht Übereinstimmung bezüglich der ganzjährigen Niederschlagszunahme in Nord- und der sommerlichen Niederschlagsabnahme in Südeuropa.

Statistisch-dynamische Regionalisierungsverfahren ermöglichen auch für kleinere Gebiete Prognosen der zukünftigen Klimaentwicklung unter Zugrundelegung der IPCC-Szenarien (ISC92a). Im Rahmen des Bayerischen Klimaforschungsprogramms (BayFORKLIM) schätzen Heimann & Sept (1999) ab, wie sich das Klima in Südbayern in den Sommermonaten in den nächsten 100 Jahren (Zeithorizont 2071-2100) ändern könnte. Danach soll die mittlere Temperatur um 3 bis 4 °C ansteigen und die mittlere Niederschlagshöhe um etwa 10 bis 40 % abnehmen. Diese dramatische Entwicklung ist aufgrund der gemessenen Trends der letzten drei Jahrzehnte (Kapitel 6 und 7) nicht ausgeschlossen.

Tabelle 9.1: Ergänzung der Tabelle 1.1. Gegenüberstellung der von insgesamt neun verschiedenen Klimamodellen prognostizierten mittleren wahrscheinlichen Klimaänderung für Europa bei Verdoppelung des CO_2-Gehalts der Atmosphäre (Giorgi et al., 1998) und den tatsächlich beobachteten rezenten Trends (meist 1891-1990) der Lufttemperatur und Niederschlagshöhe (Kapitel 5). Die Pfeile symbolisieren die vorherrschenden Trends.

Region	Nordeuropa		Südeuropa	
Klimaelement	Modelle 2 x CO_2	bisher beobachtet	Modelle 2 x CO_2	bisher beobachtet
Lufttemperatur, Sommer	↑ 2 °C	↑ -0.5/+1.0 °C	↑ 2,5 °C	↑ -0.5/+1.0 °C
Niederschlagshöhe, Sommer	↑ 5 %	↑ -10/+20 %	↓ -8 %	↓ -50/+30 %
Lufttemperatur, Winter	↑ 3,5 °C	○ -1.0/+2.0 °C	↑ 2,5 °C	↑ 0.0/+1.5 °C
Niederschlagshöhe, Winter	↑ 12 %	↑ -10/+40 %	↑ 5 %	○ -20/+30 %

Tabelle 9.2: Vergleich des vollständigen Datensatzes des GHCN mit den ausnahmslos ländlichen ("ruralen") Stationen (nach Peterson et al., 1999).

	Gesamt-zahl der Stationen	Maximale Zahl der Stationen [2]	Linearer Trend /100 Jahre [°C] 1880-1998	1951-1989	Maximale Abdeckung [%] [2] [3]
Vollständiger Datensatz	7 280	ca. 5 200	0.65	0.80	40
Nur ländliche Stationen [1]	2 290	ca. 1 500	0.70	0.92	26

[1]) Städte < 10 000 Einwohner, [2]) im Jahr 1968, [3]) bzgl. Land *und* Meer.

Diese Trends verlieren nicht durch den Einwand, dass sie nicht klimatischer Natur, sondern hauptsächlich auf den städtischen Wärmeinseleffekt zurückzuführen seien, an Brisanz. Mit dem vorliegenden Datenmaterial lassen sich solche Gegenargumente entkräften. Die Zeitreihen von verschiedenen Bergstationen, bei denen sich die Bebauung im Vergleich zu Stationen in Großstadtnähe nur unbedeutend entwickelt haben dürfte, zeigen ähnliche große Trends wie die Feldanalyse für ganz Deutschland (Rapp & Schönwiese, 1996). Die Trends der gut 1000 m hoch gelegenen Station Höchenschwand im Schwarzwald zum Beispiel, oder des Säntis (ca. 2500 m über NN) in der grenznahen Schweiz, alles Orte mit relativ homogenen Zeitreihen, integrieren sich sehr gut in die für Deutschland gefundenen Wertespannen. Auch Kirchner & Langner (1990) sehen einen nur geringen Einfluss des Stadteffektes (von weniger als 0.05 °C) auf die Jahresmitteltemperatur von München. Peterson et al. (1999) haben kürzlich den mittleren Trend der Lufttemperatur aller Stationen des GHCN-Datensatzes (Peterson & Vose, 1997) mit dem Trend der ausschließlich ländlichen Stationen (Tabelle 9.2) verglichen und kommen für diese globale Betrachtungsweise zu dem Schluss, dass der Unterschied nicht signifikant ist. In der freien, vom Boden unbeeinflussten Atmosphäre ist die Temperatur über Deutschland und Europa zwischen 1961 und 1990 ebenfalls angestiegen; in etwa 5.5 km Höhe (500 hPa) beispielsweise um ca. 1°C (vergleiche Kapitel 5.2.1).

Als "Kronzeugen" der rezenten Klimatrends in Deutschland und Europa aber gelten die inzwischen vielfältig beobachteten Klimawirkungen, von denen Tabelle 9.3 eine zwar ausgewählte, aber dennoch beeindruckende Zusammenstellung enthält. Auffällig häufig tauchen Verhaltensänderungen von (Zug-) Vogelarten sowie phänologische und hydrologische Trends auf. Neben diesen real aufgetretenen Klimawirkungstrends existiert eine zum Teil bemerkenswerte potentielle Sensibilität im gesellschaftspolitischen bzw. wirtschaftlichen Sektor. Exemplarisch seien hier nur angeführt

- eine ansteigende Waldbrandgefahr bei ansteigender Lufttemperatur und sinkender Luftfeuchtigkeit in Deutschland, was die Forstwirtschaft und den Katastrophenschutz betrifft (Wittich,1997),
- ein zunehmender Trinkwasserverbrauch bei einer Tagesmaximumtemperatur > 20°C in Berlin mit direkten Auswirkungen auf die Wasserwirtschaft (Moldenhauer, 1994),
- ein sinkender Stromverbrauch bei ansteigender Tagesmitteltemperatur im Ruhrgebiet mit Bezug zur Energiewirtschaft (Kuttler, 1998) oder
- eine ansteigende Schneegrenze mit direktem Einfluss auf den Wintertourismus (Watson et al., 1998).

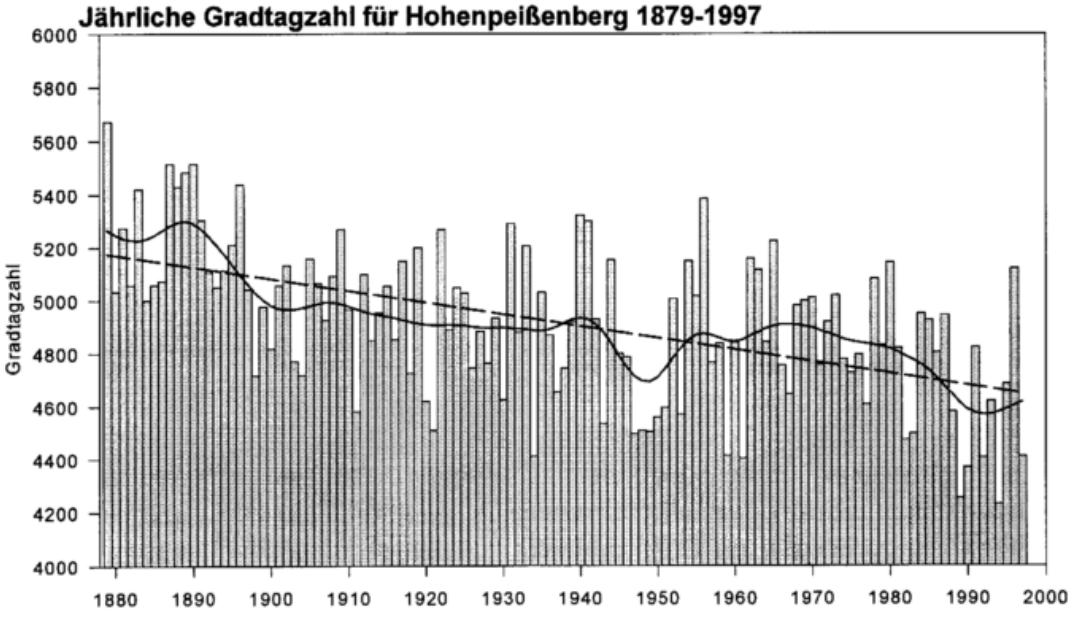


Abbildung 9.1: Verlauf der Gradtagszahl für den Hohenpeißenberg, 1879-1997. Daten wurden freundlicherweise vom DWD bereitgestellt.

In Zusammenhang mit dem nachlassenden winterlichen Heizbedarf bei ansteigenden Lufttemperaturen steht die Entwicklung der jährlichen Gradtagszahl. Diese Größe aus der technischen Klimatologie, die die Summe der Differenzen zwischen einer hypothetischen Raumtemperatur von 20°C und der Tagesmittelwerte der Lufttemperatur über alle Heiztage[1] darstellt, hat beispielsweise auf dem Hohenpeißenberg zwischen 1879 und 1997 in allen Monaten abgenommen. Diese Reduzierung ist von Oktober bis Januar und im März sogar signifikant (95 %-Niveau; vergleiche Abbildung 9.1). Der Heizbedarf der Wohnungen ist dort aus klimatischer Sicht gegenwärtig ca. 10 % geringer als noch zum Ende des 19. Jahrhunderts, was der Ersparnis durch Wärmedämmmaßnahmen hinzuaddiert werden muss[2].

Diese Arbeit schließt mit drei Erwartungen. Die erste bezieht sich auf die Klimadiagnostik, von der erwartet wird, dass sie eine Sensibilität für die facettenreiche Systematik der Trendanalyse (siehe insbesondere Kapitel 2 bis 4), einschließlich der bisher kaum untersuchten Repräsentanzproblematik von Trends und potentieller Fehlereinflüsse, entwickelt. Zweitens besteht die Hoffnung, dass die zahlreichen Ergebnisse (Texte, Daten, Karten und Grafiken; Kapitel 5 bis 8 und Anhänge 2 bis 6) nicht nur informieren, sondern auch dem interdiziplinären Nutzer Unterstützung für seine Klimawirkungsforschung, ob auf der Basis statistischer Analysen (zum Beispiel multivariate Regressionen) oder von Impaktmodellen, zu geben. Schließlich bleibt die Zuversicht, dass diese Studie ein regelmäßiges "Trendmonitoring" (Kapitel 3.4) angeregt hat, das feststellt, ob bei der Aktualisierung, das heißt Verlängerung von Zeitreihen, ein Trend signifikant *wird* bzw. wie lange er signifikant *bleibt*. Denkbar wäre beispielsweise, dass ein Trend, der mindestens fünf Jahre auf einem Niveau von 95 % signifikant ist, also zeitliche Repräsentanz aufweist (im Sinne des Kapitels 3.1 und Tabelle 3.2), als ein Grenzkriterium in

[1] Sogenannte "Heiztage" sind Tage mit einer Mitteltemperatur unter 15°C.
[2] Allerdings gibt es auf dem Hohenpeißenberg nicht sehr viele Wohnhäuser. Jedoch bedeutet Temperaturanstieg immer auch eine Abnahme der Gradtagszahl (es liegt eine strenge Antikorrelation vor).

sentanz aufweist (im Sinne des Kapitels 3.1 und Tabelle 3.2), als ein Grenzkriterium in der Klimaüberwachung, bei dem informelle oder sogar politische Maßnahmen folgen müssten, definiert werden würde. Vielleicht nehmen sich der Deutsche Wetterdienst oder andere Institutionen dieser Idee an.

Tabelle 9.3: Zusammenstellung von beobachteten, quantifizierbaren Phänomenen, die sehr wahrscheinlich eine Wirkung der rezenten Klimaänderung in Europa und Deutschland darstellen.

Phänomen	Untersuchungs-zeitraum	Untersuchungs-gebiet	Trend, Veränderung	Publikation	Bemerkungen
Verbreitung des Girlitz	1800-1991	Europa	Ausdehnung des Brutgebietes: 1800 nur Südeuropa; 1875 zusätzlich Voralpenraum; 1925 zusätzlich Mittelfrankreich, Mitteldeutschland und Polen; 1970-1991 kontinentales Europa, Küste Englands, Südost-Schweden, Südrand Finnlands	Berthold (1998)	Nördlichste Ausbreitung: 1800: 47°N, 1875: 49°N, 1925: 55°N, 1960: 58°N, 1970-91: 61°N.
Zugverhalten von 46 Vogelarten	1970-1990	Schwäbische Alb	68 % der kurzstreckenziehenden Arten ziehen im Herbst bis zu 10 Tage später weg	Gatter (1992)	
Population des Bienenfressers	1970-1997	Schweiz	Populationszunahme, anfangs Verbreitung an rund 10 Orten, dann Zunahme der Verbreitung auf 100 bis 200 Orte	Berthold (1998)	
Zugverhalten von Kuckuck und Schwalbe	1910-1960	Britische Inseln	Veränderung des Vogelzuges: Ankunft des Kukkucks um 1 bis 2 Tage, die der Schwalbe um 6 Tage früher	Sparks (1999)	
Schlüpftermine von Meisen und Trauerschnäppern	1970-1995	Braunschweig	Kohl-, Blaumeise, Kleiber: ca. 6 Tage früher Trauerschnäpper: ca. 1 Monat früher	Bairlein & Winkel (1998)	
Zugverhalten von Zaunkönigen	1970-1993	Helgoland	Frühjahrszug: ca. 10 Tage früher Herbstzug: ca. 7 Tage später	Bairlein & Winkel (1998)	
Eiablage der Kohlmeise	1972-1995	Osthessen	1972-1983 ca. 4 Tage später, 1983-1995 ca. 5 Tage früher	Hamann & Schmidt (1996)	

Phänomen	Untersuchungs-zeitraum	Untersuchungs-gebiet	Trend, Veränderung	Publikation	Bemerkungen
Abfluss süd-westdeutscher Flüsse	ca. 1950-1997	Südwest-deutschland	Anstieg der Jahresmaxima des Abflusses an den Pegeln Beuron/Donau (ca. +70%), Boos/Nahe (ca. +40%), Pforzheim/Enz (ca. +55%), Cochem/Mosel (ca. +40%).	Caspary & Haeberli (1999)	Zeitreihen liegen z.T. länger vor, keine Angabe von Trendwerten durch Autoren
Abfluss des Rheins	1891-1995	Einzugsgebiet des Rheins	Zunahme des jährlichen Abflusses um 2.5 bis 13 %, im Sommer keine signifikante Änderungen	Engel (1999)	
Größe des Vernagt-gletschers	1940-1990	Ötztaler Alpen	ca. 1940 - 1950/52: Länge -71 cm, Masse -4 m w.e. ca. 1950/55 - 1980: Länge +29 cm, Masse +/-0 m w.e., ca. 1980 - 1990: Länge -50 cm, Masse -4 m w.e.	Reinwarth & Reutsch (1994)	w.e.= Wasser-äquivalent
Verbreitung von Moosen	1984-1994	Mitteleuropa	Auftreten von 10 neuen Moosarten in Deutschland; verschiedene Moosarten wanderten einige hundert Kilometer ostwärts in Richtung Mitteleuropa	Frahm & Klaus (1997)	
Phänologie von Wald-bäumen	1959-1993	Mitteleuropa, Britische Inseln, Südosteuropa und Skandina-vien	Signifikante Trends (99 %) in Deutschland: - Austrieb und Blüte: ca. 1 Tag/Jahr früher - Laubverfärbung: ca. 0.5 Tage/Jahr später Trends an allen europäischen Standorten: - Wachstumsperiode: ca. 11 Tage/30 Jahre länger	Menzel (1997), Menzel & Fabian (1999)	
Phänologie von Blüh-pflanzen	1955-1990	Deutschland	Blühbeginn Forsythie in Hamburg 0,4 Tage/Jahr früher; Schneeglöckchen in München 0.4 Tage /Jahr (Umland) und 1 Tag/Jahr (Stadt) früher	Sachweh & Rötzer (1997)	
Phänologie von landwirt-schaftlichen Nutzpflanzen	1951-1990	Deutschland	Winterweizenaufgang in Schleswig-Holstein 9 Tage früher; Apfelblüte am Bodensee und andere Zeit-reihen jedoch ohne nennenswerte Trends	Scharrer & Schmidt (1998)	
Verbreitung der Wespen-spinne	ca. 1990-1998	Westfalen	Ausbreitung des Areals bis in höhere Lagen (Kreis Siegen-Wittgenstein) mit erst punktueller, dann flä-chiger Besiedlung	Fuhrmann (1998)	

Literatur

Alexandersson H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. J. Climatol. 6, 661-675.

Ambs A. (1978): Die statistische Analyse von Zeitreihen monatlicher Niederschlagssummen im Oberrheingebiet und Bildung von Gebietsmitteln. Diplomarbeit. Meteor. Inst. Univ. Bonn, 89 Seiten.

Angell J.K. (1988): Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures 1958-1987. J. Climate 1, 1296-1313.

Antonik B., Pelzl E. (1952): Zur Vergleichbarkeit der Niederschlagswerte von Sachsen vor 1935 mit den Werten der angrenzenden Gebiete. Ber. Dtsch. Wetterd. US-Zone 7, 42, 169-171.

Arpe K., Roeckner E. (1999): Simulation of the hydrological cycle over Europe: Model validation and impacts of increasing greenhouse gases. Advances in Water Resources 23, 105-119.

Aschwanden A., Beck M., Häberli Ch., Haller G., Keine M., Roesch A., Sie R., Stutz M. (1996a): Klimatologie der Schweiz. Bereinigte Zeitreihen - die Ergebnisse des Projektes KLIMA 90. Klimatologie 1961-1990, Heft 2, 4 Bände, Band 1: Auswertungen, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich, 137 Seiten.

Aschwanden A., Beck M., Häberli Ch., Haller G., Keine M., Roesch A., Sie R., Stutz M. (1996b): Klimatologie der Schweiz. Bereinigte Zeitreihen - die Ergebnisse des Projektes KLIMA 90. Klimatologie 1961-1990, Heft 2, 4 Bände, Band 2: Methoden, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich, 105 Seiten.

Auer I., Böhm R., Mohnl H. (1996): Zusammenfassung über den österreichischen Stand der Forschung auf dem Gebiet der Zeitreihenanalyse instrumenteller klimatologischer Messdaten. ÖGM-Mitteilungen 1/96, 1-15.

Bairlein F., Winkel W. (1998): Vögel und Klimaveränderungen. In: Warnsignal Klima, Lozán J.L., Graßl H., Huper P. (Hrsg.), Warnsignal Klima. Das Klima des 21. Jahrhunderts. Büro Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 281-285.

Balling Jr., R.C. (1995): Analysis of German climatic variations during the period of instrumental record. Geophys. Res. Lett. 22, 3, 223-226.

Bárdossy A., Muster H. (1993): Comparison of interpolation methods of daily rain-fall amounts under different meteorological conditions. Report of a GEWEX Workshop on analysis methods of precipitation on a global scale, WCRP-81, WMO/TD-No. 558, Koblenz.

Barnett T.P., Hasselmann K., Chelliah M., Delworth T., Hegerl G., Jones P., Rasmusson E., Roeckner E., Ropelewski C., Santer B., Tett S. (1999): Detection and Attribution of Recent Climate Change: A Status Report. Bull. Amer. Meteor. Soc. 80, 12, 2631-2659.

Bartels H., Malitz G., Asmus S. (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland: KOSTRA. Deutscher Wetterdienst, Offenbach/Main, 29 Seiten und 53 Blätter.

Baur F. (1975): Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas vom 210-jährigen Mittelwert (1761-1970). Beilage zur Berliner Wetterkarte 76/75 (SO 19/75), FU Berlin, 6 Seiten.

Bayer D., Denhard M., Meyhöfer S., Rapp J., Schönwiese C.-D. (1994): Trend- und multiple Signalanalyse globaler bzw. europäischer Klimavariationen. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main Nr. 98, 172 Seiten.

Berthold P. (1998): Vogelwelt und Klima: gegenwärtige Veränderungen. Naturw. Rdsch. 51, 9, 337-346.

Blüthgen J., Weischet W. (1980): Allgemeine Klimageographie. Walter de Gruyter, Berlin, 887 Seiten.

Bissolli P. (2000): Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher? In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), Klimastatusbericht 1999, Offenbach/Main, 42-47.

Bohley, P. (1991): Statistik. Ein einführendes Lehrbuch für Wirtschafts- und Sozialwissenschaftler. 4. Auflage. Oldenbourg-Verlag, München, 799 Seiten.

Böhm R. (1992): Lufttemperaturschwankungen in Österreich seit 1775. Österreich. Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 5, ZAMG-Publ. Nr. 341, Wien, 96 Seiten.

Böhm R. (1998): pers. Mitt.

Brázdil R., Budíková M., Auer I., Böhm R., Cegnar T., Fasko P., Lapin M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Koleva E., Niedzwiedz T., Ustrnul Z., Szalai S., Weber R.O. (1996): Trends of Maximum and Minimum Daily Temperatures in Central and Southeastern Europe. Internat. J. Climatol. 16, 765-782.

Bronstert A. (1996): Änderung von Hochwassercharakteristiken im Zusammenhang mit Klimaänderungen. Stand der Forschung. PIK Report No. 18, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, 18 S.

Buishand T.A. (1981): The analysis of homogeneity of long-term rainfall records in the Netherlands. Scient. Rep. 81-7, Koninkl. Nederl. Meteorol. Inst., De Bilt.

Caspary H.J., Bárdossy A. (1995): Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaänderungen? Wasser und Boden 47, 3, 18-24.

Caspary H.J., Haeberli W. (1999): Klimaänderungen und die steigende Hochwassergefahr. In: Graßl H., Wetterwende, Campus-Verlag, Frankfurt am Main, 206-229.

Cehak-Trock H. (1958): Der feste Niederschlag im atlantischen Klimagebiet. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol., B, Bd. 8, H. 3-4, 352-368.

Conrad V., Schreier O. (1927): Die Anwendung des Abbeschen Kriteriums auf geophysikalische Beobachtungsreihen. Gerl. Beitr. Geophys. 17, 372-378.

Cotta'sche Buchhandlung (1960): Johann Wolfgang von Goethe. Schriften zur Geologie und Mineralogie. Schriften zur Meteorologie. Cotta'sche Buchhandlung, Stuttgart, Gesamtausgabe der Werke und Schriften in 22 Bänden. Zweite Abteilung: Schriften, 20. Band, 1186 Seiten.

Craddock J.M. (1979): Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. Weather, 34, 332-346.

Denhard M., Schönwiese C.-D. (1992): Non-parametric trend statistics and rank correlation of long European sea level pressure time series. In: Am. Meteorol. Society, Environmental Canada (eds.), 5th International Meeting on Statistical Climatology, 575-578.

Dettmann R., Deutschländer T., Malberg H. (1999): Temperaturprognosen für Berlin, August bis Dezember 1999. Beiträge des Instituts für Meteorologie der FU Berlin, Beilage zur Berliner Wetterkarte 90, TP 8/99, 2 Seiten.

Dettmann R., Malberg H. (1997): 5 Jahre langfristige Temperaturprognosen für Berlin. Verifikation der Vorhersagen. Beiträge des Instituts für Meteorologie der FU Berlin, Beilage zur Berliner Wetterkarte 65, SO 16/97, 8 Seiten.

Deutsche Meteorologische Jahrbücher, div. Jahrgänge.

Deutscher Wetterdienst (1970): Schlechtwetterbedingungen – nach Intensität der Witterungserscheinungen abgestuft. DWD, Zentralamt, Referat K6.

Deutscher Wetterdienst (1997-1999): Die Großwetterlagen Europas. DWD, Offenbach/Main

Deutscher Wetterdienst (1998): Aufbereitung langer meteorologischer Messreihen für klimatologische Zwecke. Abschlussbericht des BMBF-Forschungsprojektes "Klimavariabilität und Signalanalyse" (Vent-Schmidt V., Herzog J., Müller-Westermeier G.). Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 102 Seiten, unveröffentlicht.

Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) (1998a): Die Witterung in Übersee, September 1998. Jahrgang 46, Nr. 9, 28 Seiten, Hamburg.

Deutscher Wetterdienst (1999): Monatlicher Witterungsbericht für das Jahr 1998. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Draschoff R. (1988): Studie zur statistischen Analyse von Starkregen. DVWK Schriften Nr. 82, Verlag Paul Parey, Hamburg, 132 Seiten.

Ebel U., Engel H. (1994): Das "Weihnachtshochwasser" 1993/94 in Deutschland. Bayerische Rück, München, 23 Seiten.

Eischeid J.K., Baker C.B., Karl T.R., Diaz H.F. (1995): The quality control of long-term climatological data using objective data analysis. J. Appl. Meteor. 34, 2787-2795.

Engel H. (1999): Abflüsse im Rhein und seinen Nebengewässern - Entwicklungen seit Beginn dieses Jahrhunderts, Erwartungen für die nahe Zukunft. In: Deutsches IHP/OHP-Nationalkomitee, Hydrologische Dynamik im Rheingebiet. IHP/OHP-Berichte, Heft 13, 13-20.

Fett W. (1969): Statistische Erfassung der Zellengröße atmosphärischer Ereignisse und der Repräsentanz der Messnetze. Ann. Meteor. N.F. 4, 256-260.

Flohn H. (1954): Witterung und Klima in Mitteleuropa. Forschungen zur deutschen Landeskunde. Hirzel-Verlag, Stuttgart, 2. Aufl., 214 Seiten.

Flohn H., Kapala A., Knoche H.R., Mächel H. (1990): Recent changes of the tropical water and energy budget and of midlatitude circulations. Climate Dyn. 4, 237-252.

Ford M. (1982): The Changing Climate. Responses of the Natural Flora and Fauna. Allen & Unwin, London, 190 pp.

Forster O. (1983): Analysis 1. Differential- und Integralrechnung einer Veränderlichen. 4. Auflage. Vieweg, Braunschweig, 208 Seiten.

Frahm J.-P., Klaus D. (1997): Moose als Indikatoren von Klimafluktuationen in Mitteleuropa. Erdkunde, 51, 3, 181-190; http://www.giub.uni-bonn.de/klaus/Oekologie/Oekosysteme/moose.htm.

Frankenberg P. (1985): Zum Problem der Trockengrenze. Geogr. Rdsch. 37, 7, 350-358.

Frankenberg P., Kappas M. (1991): Temperatur- und Wetterlagentrends in Westdeutschland. Mannheimer Geograph. Arb. Nr. 30, Geogr. Inst. Univ. Mannheim, 185 Seiten.

Freydank E. (1996): pers. Mitt.

Fuhrmann M. (1998): Wärmeliebende Tierarten im Kreis Siegen-Wittgenstein. NABU, Kreisverband Siegen-Wittgenstein, http://www.umwelt-verkehr.de/nabu-siwi/berichte/waermeliebende-tierarten.htm.

Gaffen D.J. (1994): Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records. 6th Conf. Climate Variations, Am. Met. Soc., 110-113.

Gatter W. (1992): Zugzeiten und Zugmuster im Herbst: Einfluss des Treibhauseffektes auf den Vogelzug? J. Orn. 133, 427-436.

Gerstengarbe F.-W., Werner P., Rüge U. (1999): Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5., verbesserte und ergänzte Auflage. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 138 Seiten, www.pik-potsdam.de/dept/cli/gwl.

Gerstengarbe F.-W., Werner P.C. (1999): Estimation of the beginning and end of recurrent ecents within a climate regime. Clim. Res., 11, 97-107.

Gierk M., Jungfer E. (1993): Das Trockenjahr 1992 im Land Brandenburg. Studien und Tagungsberichte, Bd. 3, Landesumweltamt Brandenburg, Potsdam, 23 Seiten.

Giorgi F., Meehl G.A., Kattenberg A., Graßl H., Michel J.F.B., Stouffer R.J., Tokioka T., Weaver A.J., Wigley T.M.L. (1998): Simulation of Regional Climate Change with Global Coupled Climate Models and Regional Techniques. In: Watson R.T., Zinyowera M.C., Moss R.H., Dokken D.J. (eds.), The Regional Impacts of Climate Change. An Assessment of Vulnerability. Special Report of IPCC Working Group II. Cambridge University Press, 517 pp.

Goldschmidt J. (1950): Das Klima von Sachsen. Abh. Meteor. Dienst DDR, Nr. 3.

Goodison B.E., Louie P.Y.T., Yang D. (1998): WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report, WMO/TD-No. 872, Instruments and Observing Methods Report No. 67, 300 pp.

Graßl H. (1999): Wetterwende. Vision: Globaler Klimaschutz. Campus, Frankfurt, 240 Seiten.

Grieser J., Staeger T., Schönwiese C.-D. (2000): Statistische Analysen zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropoegenen Treibhauseffektes. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, Nr. 103, 228 Seiten.

Grimm-Luczak E., Luczak H. (1984): Die optimale räumliche Dichte von klimatologischen Messnetzen. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 166, Offenbach, 21 Seiten.

Groisman P.Y., Easterling D.R. (1994): Precipitation Changes over the Northern Hemispheric Extratropics during the last hundred years. In: Dubois M., Désalmand F. (eds), Global Precipitations and Climate Change. NATO ASI Series, Vol. 126. Springer, Berlin, 119-133.

Günther T. (1993): German participation in the WMO Solid Precipitation Intercomparison: Final results. Proc. Symp. On Precipitation and Evaporation (eds. B. Sevruk, M. Lapin), Vol. 1, Bratislava, Slovakia, Sept. 20-24, 1993, Slovak Hydromet. Inst. and Swiss Fed. Inst. Techn., 93-102.

Günther T. (1999): pers. Mitt.

Günther T., Graf B. (1991): Wind related errors in different methods of solid precipitation measurement. Hydr. Proc. 5, 233-241.

Hamann H.-J., Schmidt K.-H. (1996): pers. Mitt., siehe auch: www.rz.uni-frankfurt.de/~jrapp/meisen/.

Hanssen-Bauer I., Oyvind Nordli P. (1998): Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876-1997. DNMI Klima Report No. 25/98.

Hasselmann K. (1997): Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. Climate Dyn. 13, 601-611.

Haywood J.M., Stouffer R.J., Wetherald R.T., Manabe S., Ramaswamy V. (1997): Transient response of a coupled model to estimated changes in greenhouse gas and sulfate concentrations. Geophys. Res. Lett. 24, 11, 1335-1338.

Heimann D., Sept V. (1999): Climatic change of summer temperature and precipitation in the Alpine region - a statistical-dynamical assessment. Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, Report No. 112.

Heinemann H.-J. (1994): Homogenisierung der Säkularreihe der Jahresmitteltemperatur von Bremen. Meteorol. Zeitschrift N.F., 3, 1, 35-38.

Heino R. (1997): Metadata and their Role in Homogenization. In: Proc. of the 1st Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data. Budapest, Hungary, 6-12 October 1996. Hungarian Meteorological Service, 144 pp.

Herzog J., Müller-Westermeier (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 202, Offenbach, 27 Seiten.

Heuseler H. (1998): Spontane Erwärmung kein "Störfall" in der Atmosphäre. Handelsblatt, 21.10.1998, Nr. 203.

Hochstädter D. (1991): Statistische Methodenlehre. Ein Lehrbuch für Wirtschafts- und Sozialwissenschaftler. 7. Auflage. Harri Deutsch Verlag, Frankfurt/Main, 744 Seiten.

Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callandar B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell K. (eds.) (1996): Climate Change 1995 - The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 577 pp.

Hulme M. (1991): An intercomparison of model and observed global precipitation climatologies. Geophys. Res. Lett. 18, 1715-1718.

Hupfer P. (1991): Das Klimasystem der Erde: Diagnose und Modellierung, Schwankungen und Wirkungen. Akademie-Verlag, Berlin, 464 Seiten.

Hupfer P., Kuttler W. (1998): Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. Begr. v. E. Heyer, Teubner Stuttgart, 10. Aufl., 413 Seiten.

Hurrell J.W. (1995): Decadal trends in the NAO: regional temperatures and precipitation. Science, 269, 676-679.

Hurrell J.W., van Loon H. (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In: Internat. Workshop on Climate Change at High Elevation Sites, Wengen, Switzerland.

Immendorf R. (Hrsg.) (1997): Hochwasser: Natur im Überfluss? Müller, Heidelberg, 261 Seiten.

Isaaks E.H., Srivastava R.M. (1989): Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York, 561 pp.

Jackson I.J. (1986): Relationships between Raindays, Mean Daily Intensity and Monthly Rainfall in the Tropics. J. Climate 6, 2, 117-134.

Jacobeit J. (1998a): pers. Mitt.

Jacobeit J. (1998b): Annual to Decadal Variability in Climate in Europe. Würzburger Geogr. Manuskripte, Heft 43, 163 pp.

Jenkins G.M., Watts D.G. (1968): Spectral Analysis and its Applications. Holden-Day, San Francisco.

Jones P.D. (1994): Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993. J. Climate 7, 1794-1802.

Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G. (1999): Surface air temperature and ist changes over the past 150 years. Rev. Geophys. 37, 2, 173-199.

Kendall M.G. (1970): Rank correlation methods. Griffin, London, 4th ed.

Kirchner M., Langer G. (1991): The comparison between the long temperature series of Hohenpeißenberg and Munich. In: Pinna M. (ed.), Recent climatic changes (1800-1990) and prospects for the 21st century, Roma, 255-272.

Klein G. (1994): Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformationen. Freiburger Geographische Hefte, Heft 20, 110 Seiten.

Kluge G. (1996): pers. Mitt.

Klostermann J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. Schweizerbart, 284 Seiten.

Kuttler W. (1998): Veränderungen des Stadtklimas. In: Warnsignal Klima, Lozán J.L., Graßl H., Huper P. (Hrsg.), Warnsignal Klima. Das Klima des 21. Jahrhunderts. Büro Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 348-353.

Landsberg H.E., Jacobs W.C. (1951): Applied Climatology. In: Compendium of Meteorology, Boston, 976-992.

Legates D.R. (1987): A Climatology of Global Precipitation. Publications in Climatology 40, 1, 190 pp.

Luft G. (1995): Hochwasserabfluss- und mittleres Abflussverhalten im oberen Donaueinzugsgebiet bis Ulm. DVWK-Tagung "Verfügbarkeit von Wasser", Beiträge zur 8. Wissenschaftlichen Tagung "Hydrologie und Wasserwirtschaft" des DVWK vom 22./23. März 1995. Schriftenreihe Hydrologie und Wasserwirtschaft, Bd. 14, Ruhr-Universität Bochum, 109-126.

Machenhauer B., Windelband M., Botzet M., Christensen J.H., Déqué M., Jones R.G., Ruti P.M., Visconti G. (1998): Validation and Analysis of Regional Present-day Climate and Climate Change Simulations over Europe. MPI-Report No. 275, Hamburg, 136 pp.

Mann H.B. (1945): Nonparametric test against trends. Econometrica 13, 245-259.

Menzel A. (1997): Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen - Auswertung der Beobachtungen in den Internationalen Phänologischen Gärten und Möglichkeiten der Modellierung von Phänodaten. Forstliche Forschungsberichte 164, Forstwissenschaftliche Fakultät, Univ. München.

Menzel A., Fabian P. (1999): Growing season extended in Europe. Nature, Vol. 397, 25. Feb. 1999, p. 659.

Meteorologische Jahrbücher (verschiedene Jahrgänge).

Meyhöfer S., Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Observed three-dimensional climate trends in Europe 1961-1990. Meteorol. Z., N.F. 5 (2), 90-94.

Mitchell J.M., Dzerdzeevskii B., Flohn H., Hofmeyr W.L., Lamb H.H., Rao K.N., Wallén C.C. (1971): Climatic Change. WMO Publ. No. 195, TD-No. 79, Geneve, 79 pp.

Moberg A. (1996): Temperature Variations in Sweden Since the 18th Century. Avhandling/Dissertation No. 5. Dep. Physical Geogr. Univ. Stockholm.

Möller F. (1973): Einführung in die Meteorologie, Band 1. BI Hochschultaschenbücher, Band 276, Mannheim, 222 Seiten.

Moldenhauer A. (1994): Zur Identifikation und Veränderlichkeit von Impaktgrößen in Natur und Gesellschaft. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin.

Müller-Westermeier G. (1997): Klimadaten von Deutschland Zeitraum 1961-1990. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

Müller-Westermeier G., Kreis A., Dittmann E. (1999): Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland. Teil 1. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 23 Seiten und Karten.

Münchener Rück (1999): Naturkatastrophen in Deutschland. Schadenerfahrungen und Schadenpotentiale. Münchener Rückversicherungsgesellschaft, München, 99 Seiten.

Oort A.H., Liu H. (1993): Upper-air temperature trends over the globe, 1958-1989. J. Climate 6, 292-307.

Paesler M. (1970): Die Temperaturmessungen in München 1781-1968. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr. 19, 92 Seiten.

Parker D.E., Gordon M., Cullum D.P.N., Sexton D.M.H., Folland C.K., Rayner N. (1997): A new global gridded radiosonde temperature data base and recent temperature trends. Geophys. Res. Lett. 24, 12, 1499-1502.

Parker D.E., Folland C.K., Jackson M. (1995): Marine surface temperature: observed variations and data requirements. Climate Change, 31, 559-600.

Pelz J., Rüge U., Schlaak P. (1996): Zur Fortführung der von F. Baur im Jahre 1975 veröffentlichten Temperaturreihe für Mitteleuropa an 1761 und der Niederschlagsreihe für Deutschland westlich der Oder ab 1851. Beilage zur Berliner Wetterkarte 50/96 (SO 14/96), FU Berlin, 3 Seiten.

Penck A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. In: Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften Berlin, Phys.-Math. Kl. 12, 236-246.

Peterson T., Daan H., Jones P. (1997): Initial Selection of a GCOS Surface Network (GSN). WMO/TD No. 799, http://www.wmo.ch/web/gcos/pub/gsn34.html.

Peterson T.C., Easterling D.R., Karl T.R., Groisman P., Nicholls N., Plummer N., Torok S., Auer I., Böhm R., Gullett D., Vincent L., Heino R., Tuomenvirta H., Mestre O., Szentimrey T., Salinger J., Forland E.J., Hanssen-Bauer I., Alexandersson H., Jones P., Parker D. (1998): Homogeneity Adjustments of in situ Atmospheric Climate Data: a Review. Int. J. Climatol. 18, 1493-1517.

Peterson T.C., Gallo K.P., Lawrimore J., Owen T.W., Huang A., McKittrick D.A. (1999): Global rural temperature trends. Geophys. Res. Lett. 26, 3, 329-332.

Peterson T.C., Vose R.S. (1997): An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database. Bull. Americ. Meteor. Soc. 78, 12, 2837-2849.

Pfister C. (1999): Wetternachhersage. Paul Haupt, Bern, 256 Seiten.

Preiß W. (2000): pers. Mitt. (Thüringer Landesanstalt für Umwelt).

Rapp J. (1991): Temperaturvariabilität in der Bundesrepublik Deutschland 1949-1985. Diplomarbeit. Institut für Meteorologie und Geophysik der J.W.Goethe-Universität Frankfurt am Main, 97 Seiten.

Rapp J. (1994): "Thermische" Jahreszeiten als anschauliche Charakteristik klimatischer Trends. Meteor. Zeitschrift, N.F., 3, 2, 91-94.

Rapp J. (1996): Die Entwicklung der Lufttemperatur in Deutschland seit 1761. IN: DMG Mitteilungen 3/96, 5-7 und Titelbild.

Rapp J. (1997): Regionale und jahreszeitliche Trendanalyse des Niederschlages und der Lufttemperatur in Deutschland. Petermanns Geographische Mitteilungen, 141, 2, 99-107.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1994): "Thermische Jahreszeiten" als anschauliche Charakteristik klimatischer Trends. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 3, 2, 91-94.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankf. Geowiss. Arb., Band B 5, 2. korr. Aufl., 255 S.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996a): Niederschlags- und Temperaturtrends in Baden-Württemberg 1955-1994 und 1895-1994. In: Lehn H., Steiner M., Mohr H. (Hrsg.): Wasser - Die elementare Ressource. Materialienband Nr. 52, Akademie für Technikfolgenabschätzung in Baden-Württemberg, 113-170.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1998): Eine Systematik der zeitlich und regional differenzierenden Trendanalyse klimatologischer Zeitreihen Mitteleuropas. Ann. Meteorol. 37, Band 2, 375-376.

Rat von Sachverständigen für Umweltfragen (1996): Umweltgutachten 1996. Zur Umsetzung einer dauerhaft umweltgerechten Entwicklung. Metzler-Poeschel, Stuttgart, 468 Seiten.

Rebetez M. (1999): Twentieth century trends in droughts in southern Switzerland. Geophys. Res. Lett. 26, 6, 755-758.

Reinwarth O., Reutsch H. (1994): Volume and Mass Balance of Vernagtgletscher/Oetztal Alps. Z.f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 30, 99-107.

Richter D. (1983): Taschenatlas Klimastationen. Höller und Zwick, Braunschweig, 180 Seiten.

Richter D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 194, Offenbach, 93 Seiten.

Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulweida U. (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. MPI-Report No. 218, Hamburg, c. 180 pp.

Rudolf B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlages. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, Offenbach, 153 Seiten.

Rudolf B., Hauschild H., Reiss M. (1992): Die Berechnung der Gesamtniederschläge im 2.5 Grad-Raster durch ein objektives Analyseverfahren. Meteor. Zeitschrift N.F. 1, 1, 32-50.

Sachs L. (1993): Statistische Methoden. Springer, Berlin, 7. Auflage, 312 Seiten.

Sachs L. (1999): Angewandte Statistik: Anwendung statistischer Methoden. Springer, Berlin, 9. Auflage, 881 Seiten.

Sachweh M., Rötzer T. (1997): Phänologische Phasen und Klimavariabilität in Mitteleuropa. Ann. Meteorol., 34, 99-100.

Sanchez Penzo S., Rapp J., Grieser J., Denhard M., Schaaf S. (1997): Abschlussbericht zur Datenaufbereitung und klimatologischen Analyse für das PIK-Kernprojekt CLIMAGHS. 4 Bände. Institut für Meteorologie und Geophysik der Univ. Frankfurt/Main, 152 Seiten, bisher unveröffentlicht.

Sánchez Penzo S., Rapp J., Schönwiese C.-D. (1997a): Statistische Untersuchung langfristiger Veränderungen des Niederschlages in Baden-Württemberg. Handbuch Wasser 2, Nr. 42, Zentraler Fachdienst Wasser-Boden-Abfall-Altlasten bei der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe, 153 Seiten.

Sánchez Penzo S., Rapp J., Schönwiese C.-D., Luft G. (1998): Räumliche Strukturen aktueller Trends des Gesamt- und des Extremniederschlages in Baden-Württemberg. DGM, 42, 4, 157-163.

Scharrer H., Schmidt U. (1998): COST 79. Integration of data and methods in agroclimatology. Europ. Commission, EUR 17912 EN.

Schirmer H., Buschner W., Cappel A., Matthäus H.G., Schlegel M. (1987): Meyers kleines Lexikon Meteorologie. Bibliographisches Institut & f.A. Brockhaus AG, Mannheim, 496 Seiten.

Schlittgen R., Streitberg B.H.J. (1995): Zeitreihenanalyse. 6. Auflage. R.Oldenbourg, München, 571 Seiten.

Schmidt T. (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. DVWK-Mitteilungen, Heft 29, Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn, 112 Seiten.

Schneider-Carius K. (1955): Wetterkunde. Wetterforschung. Geschichte ihrer Probleme und Erkenntnisse in Dokumenten aus drei Jahrtausenden. K. Alber Verlag, Freiburg, München, 423 Seiten.

Schönwiese C.-D. (1979): Statistischer Vergleich der Jahres- und Monatsmittelwerte 1660-1977 der Lufttemperaturreihe von "Zentral-England". Meteor. Rdsch. 32, 73-81.

Schönwiese C.-D. (1992): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebr. Borntraeger, Berlin, 2. verbess. Auflage, 231 Seiten; 3. Auflage in Vorbereitung.

Schönwiese C.-D. (1994): Klimatologie. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 436 Seiten.

Schönwiese C.-D. (1995): Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Springer, Berlin, 224 Seiten.

Schönwiese C.-D., Rapp J. (1997): Climate Trend Atlas Europe. Based on Observations 1891-1990. Kluwer, Dordrecht, 228 pp.

Schönwiese C.-D., Rapp J., Fuchs T., Denhard M. (1993): Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990. Bericht Zentr. f. Umweltforsch., Univ. Frankfurt am Main, Nr. 20, 4. Auflage, 218 Seiten.

Schönwiese C.-D., Rapp J., Fuchs T., Denhard M. (1994): Observed climate trends in Europe 1891-1990. Meteorol. Z., N.F. 3, 22-28.

Schönwiese C.-D., Denhard M., Grieser J., Walter A. (1997): Assessments of the global anthropogenic greenhouse and sulfate signal using different types of simplified climate models. Theor. Appl. Climatol. 57, 119-124.

Schönwiese C.-D., Malcher J. & Hartmann C. (1990): Globale Statistik langer Temperatur- und Niederschlagsreihen. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main Nr. 65, 2. erw. Auflage, 301 Seiten.

Schönwiese C.-D., Walter A., Rapp J., Meyhöfer S., Denhard M. (1998): Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogene Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, Nr. 102, 156 Seiten.

Schuurmans C., Cattle H., Choisnel E., Dahlström B., Gagaoudaki C., Jørgensen A.M., Müller-Westermeier G., Orfila B. (1995): Climate of Europe. Recent variation, present state and future prospects. ECSN, De Bilt, 74 pp.

Scultetus H.R. (1969): Arbeitsweisen Klimatologie. Westermann, Braunschweig.

Sevruk B., Hamon U.R. (1984): International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge. WMO/TD-No. 38, Instruments and Observing Methods Report No. 17.

Sevruk B., Nespor V. (1994): The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. In: Desbois M. & Désalmand (ed.), Global precipitation and climate change, Springer, Berlin, 231-246.

Sneyers R. (1990): On the statistical analysis of series of observations. WMO Publ. No. 415, Geneva.

Sneyers R., Dupriez G.L. (1978): Les Normales Du Réseau Pluviométrique Belge. Royal Météor. de Belgique, Publ. Sér. A 101, 69 S.

Sparks T.H. (1999): Phenology and the changing pattern of bird migration in Britain. Int. J. Biometeorol. 42, 134-138.

Steinhausen D., Langer K. (1977): Clusteranalyse. Einführung in Methoden und Verfahren der automatischen Klassifikation. Walter de Gruyter, Berlin.

Steinhauser P. (Hrsg.) (1998): 2nd European Conference on Applied Climatology, 19-23 Oct 1998, Vienna, Austria. Preprint and Abstracts. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 19, 231 Seiten.

Steinrücke J. (1999): Changes in the Northern-Hemispheric Zonal Circulation in the Atlantic-European Sector since 1881 and their Relationship to Precipitation Frequen-

cies in the Mediterranean and Central Europe. Bochumer Geographische Arbeiten Heft 65, Geograph. Inst. Ruhr-Universität Bochum, 135 Seiten.

Stock M. (1998): RESOURCE. Social Dimensions of Resource Use: Water Related Socioeconomic Problems in the Mediterranean. Status Report 1997. PIK, Potsdam, www.pik-potsdam.de/cp/recource.

Storch H.v., Stehr N. (1999): Klima, Wetter, Mensch. C.H. Beck, München, 128 Seiten.

Swiss Federal Office of Statistics (1997): Le Climat, Statistique suisse de l'environnement. No. 7, Berne, Switzerland.

Tremmel J., Stellmacher R. (1985): Die Niederschlagsmessungen in Sachsen - ein Beitrag zur Homogenität von Niederschlagsreihen. Z. Meteorol. 35, 1, 45-49.

Toumi R., Hartell N., Bignell K. (1999): Mountain station pressure as an indicator of climate change. Geophys. Res. Lett. 26, 12, 1751-1754.

Vieser H. (1996): Stationarität historischer Reihen extremer Hochwasser in Baden-Württemberg. Wasser und Boden, 48, 50-52.

Walter A., Denhard M., Schönwiese C.-D. (1998): Simulation of global and hemispheric temperature variations and signal detection studies using neural networks. Meteorol. Z., N.F., 7, 171-180.

Walter A., Schönwiese C.-D. (1999): Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865-1997. In: Werschek M. (Hrsg), Klimastatusbericht des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main, 23-29.

Watson R.T., Zinyowera M.C., Moss R.H., Dokken D.J. (eds.) (1998): The Regional Impacts of Climate Change. An Assessment of Vulnerability. Special Report of IPCC Working Group II. Cambridge University Press, 517 pp.

Weigl E. (1996): Trenduntersuchungen langer Zeitreihen des Gebietsniederschlages vor dem Hintergrund der letzten beiden Winterhochwasser im Dezember 1993 und Januar 1995. DGM, 40, 1, 2-5.

Werner A. (1999): Statistische Zusammenhänge zwischen der NAO und europäischen Temperaturreihen. Diplomarbeit, Inst. Meteor. Geophys. Univ. Frankfurt am Main.

Werner H. (1992): Wintersmog in der ehemaligen DDR (Teil 2). Staub - Reinhaltung der Luft 52, 239-244.

Werner H., Berger F. (1992): Wintersmog in der ehemaligen DDR (Teil 1). Staub - Reinhaltung der Luft 52, 119-126.

Wilhelm F. (1993): Hydrogeographie. Das geographische Seminar. Westermann, Braunschweig, 227 Seiten.

Wittich K.-P. (1997): The forest-fire weather forecast of the Deutscher Wetterdienst. Ann. Meteorol. 35, 229-230.

WMO (1996): Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. WMO-No. 8, Geneva.

Yang D., Elomaa E., Tuominen T., Aaltonen A., Goodison B., Günther T., Golubev V., Sevruk B., Madsen H., Milkovic J. (1999): Wind-induced Precipitation Undercatch of the Hellmann Gauges. Nordic Hydrology 30, 57-80.

Anhang 1: Zusammenhang von linearem Trend und Mittelwertdifferenz bei stufenförmigen Zeitreihen

Die Steigung der Regressionsgeraden durch eine Zeitreihe y_t (t = Zeit) nach der Methode der kleinsten Quadrate ist definiert durch (Schlittgen & Streitberg, 1995):

$$\hat{\beta} = \frac{\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} t\, y_t - \left(\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} t\right)\left(\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} y_t\right)}{\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} t^2 - \left(\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} t\right)^2}. \qquad \text{(A1.1)}$$

Dabei kann für das erste bzw. das letzte Jahr der zu analysierenden Zeitreihe o.B.d.A.[1] t = 1 bzw. t = N gesetzt werden, wobei $N = t_{End} - t_{Anfang} + 1$ die Anzahl der Jahre, Monate u.ä. ist.

Für die arithmetische Reihe gilt

$$\sum_{t=1}^{N} t = \frac{N(N+1)}{2}, \quad \sum_{t=1}^{N} t^2 = \frac{N(N+1)(2N+1)}{6},$$

so dass sich (A1.1) zu

$$\hat{\beta} = \frac{12\left(\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} t\, y_t - \frac{N+1}{2}\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} y_t\right)}{N^2 - 1} \qquad \text{(A1.2)}$$

vereinfachen lässt.

Betrachtet man als Zeitreihe eine "Stufenfunktion", die aus zwei konstanten ($y_t = y_1 = \text{const}$, $y_t = y_2 = \text{const}$, $y_1 \neq y_2$) und gleich langen ($t_1 = 1, \ldots, N/2$; $t_2 = N/2, \ldots, N$) Abschnitten besteht, das heißt, spaltet man die Summen in (A1.2) auf, wobei

$$\sum_{t=1}^{N} t\, y_t = y_1 \sum_{t=1}^{\frac{N}{2}} t_1 + y_2 \left(\sum_{t=1}^{N} t - \sum_{t=1}^{\frac{N}{2}} t_1\right) = y_1 \frac{N\left(\frac{N}{2}+1\right)}{4} + y_2 \frac{N\left(\frac{3N}{2}+1\right)}{4}, \quad \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} y_t = \frac{y_1 + y_2}{2}$$

ist, dann folgt

$$\hat{\beta} = \frac{\frac{3}{2} N (y_2 - y_1)}{N^2 - 1} \qquad \text{(A1.3)}$$

und für große N ($N^2\text{-}1 \approx N^2$)

$$N\hat{\beta} = \frac{3}{2}(y_2 - y_1). \qquad \text{(A1.4)}$$

Für stufenförmige Zeitreihen mit zwei gleich langen, konstanten y-Abschnitten beträgt der lineare Trend das $\frac{3}{2}$-fache der Mittelwertdifferenz.

---

[1] ohne Beschränkung der Allgemeinheit.

Anhang 2: Ausgewählte Trendkarten für Europa 1891-1990 und 1961-1990

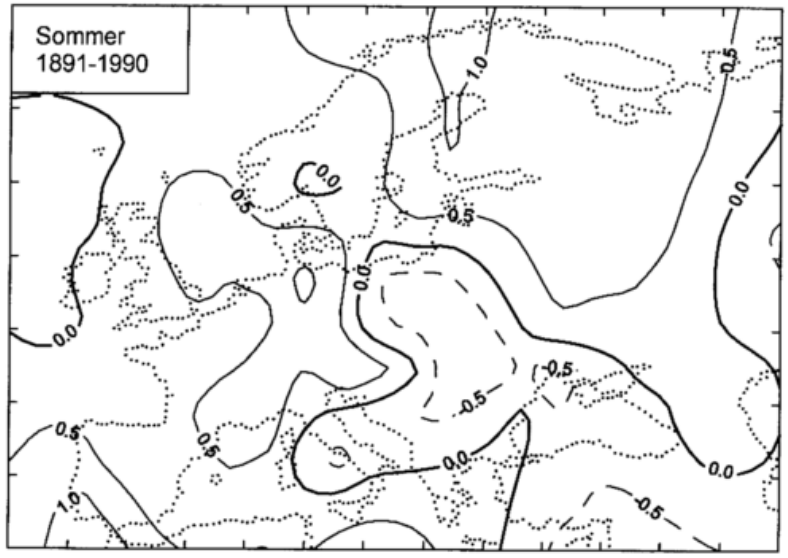
Absoluter linearer Trend (bei Niederschlagshöhe relativer linearer Trend; jeweils obere Abbildungen) und Signifikanz (Q-Werte des Trendtests nach Mann & Kendall, untere Abbildungen) der bodennahen Klimaelemente

Lufttemperatur (Stationshöhe),
Niederschlagshöhe,
Luftdruck (NN) und
Luftfeuchte (Wasserdampfpartialdruck auf Stationshöhe)

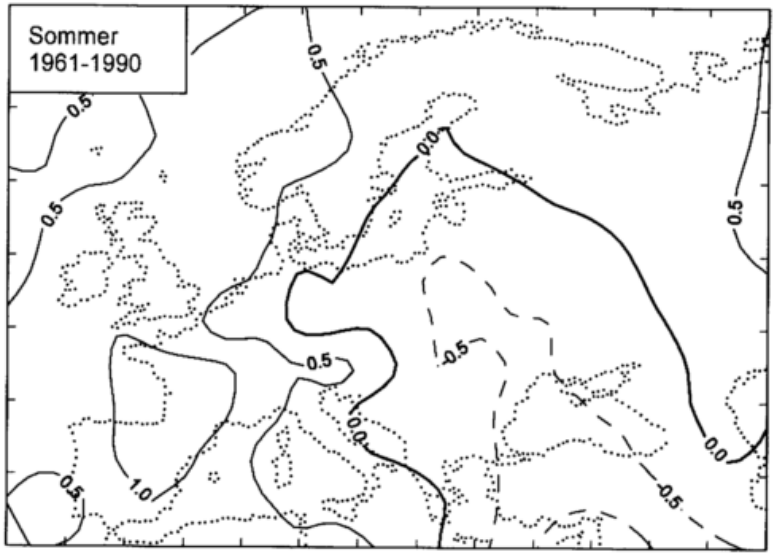
für meteorologischen Sommer und Winter sowie das Kalenderjahr.

Quelle: "Climate Trend Atlas of Europe. Based on Observations 1891-1990" des Kluwer-Verlages (Schönwiese & Rapp, 1997).

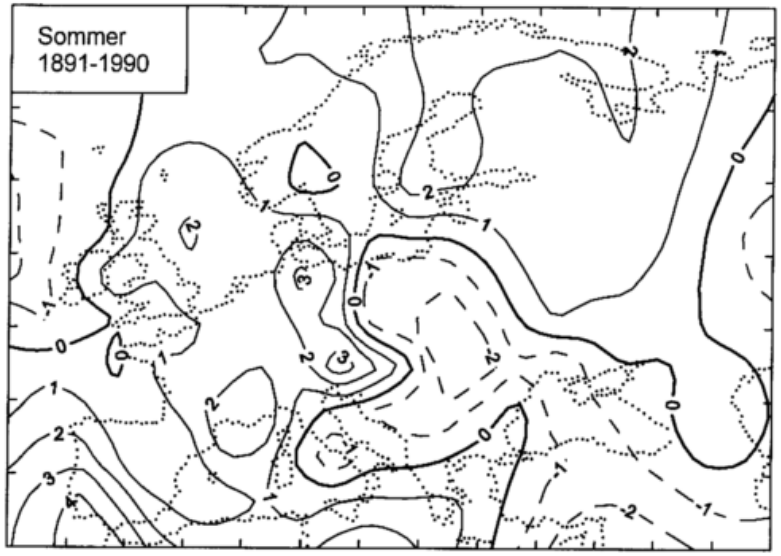
Lufttemperatur, linearer Trend [°C]



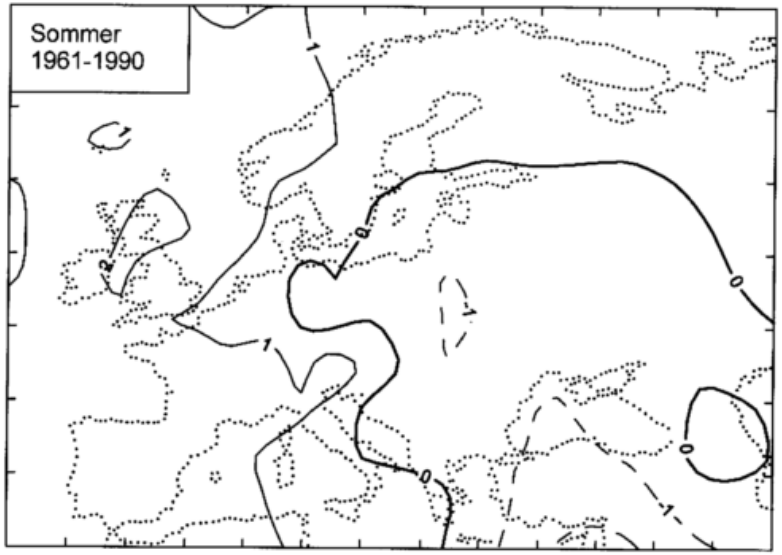
Lufttemperatur, linearer Trend [°C]



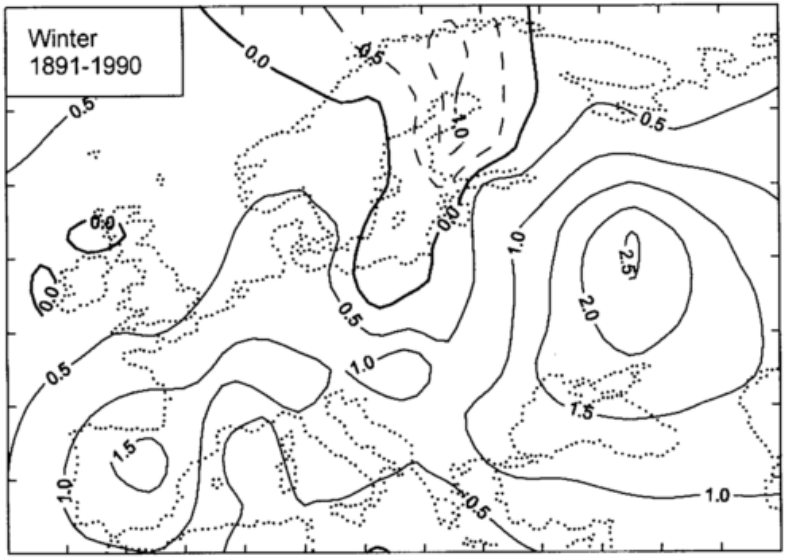
Lufttemperatur, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



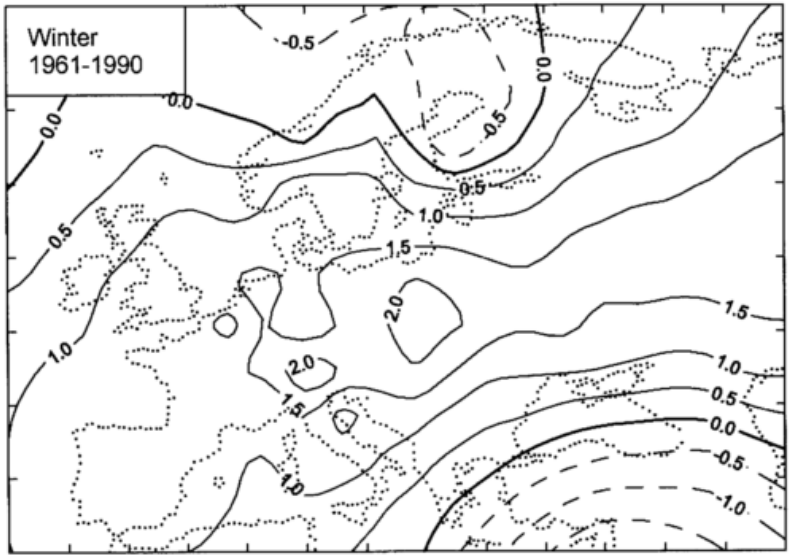
Lufttemperatur, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



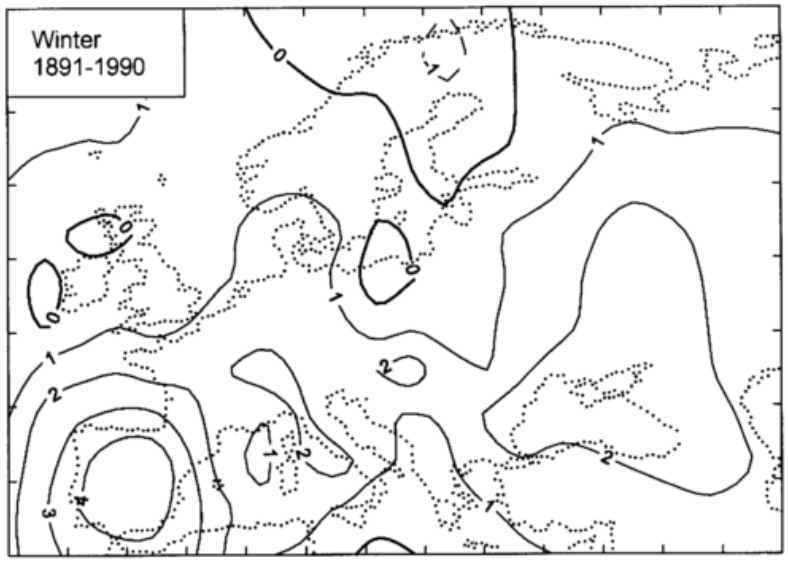
Lufttemperatur, linearer Trend [°C]



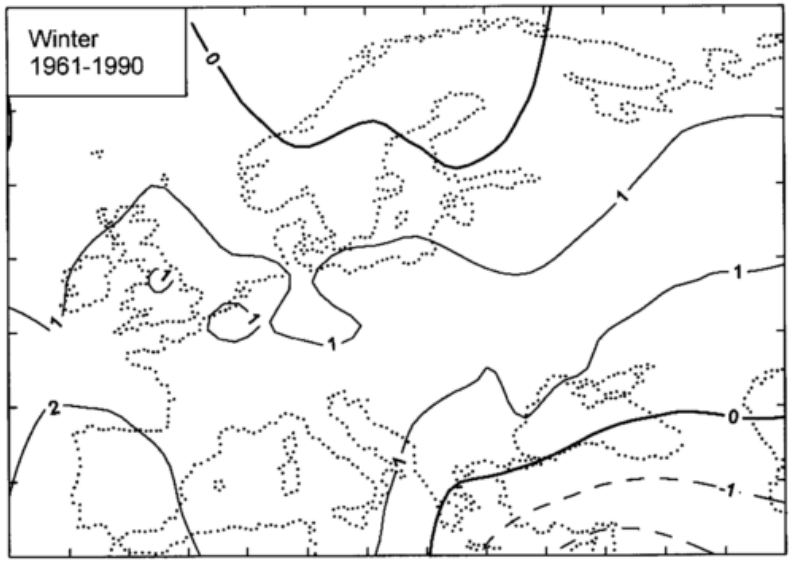
Lufttemperatur, linearer Trend [°C]



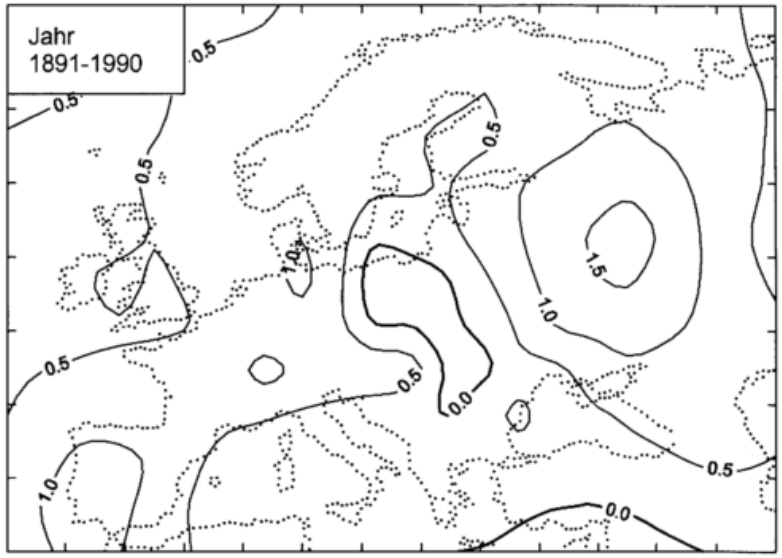
Lufttemperatur, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



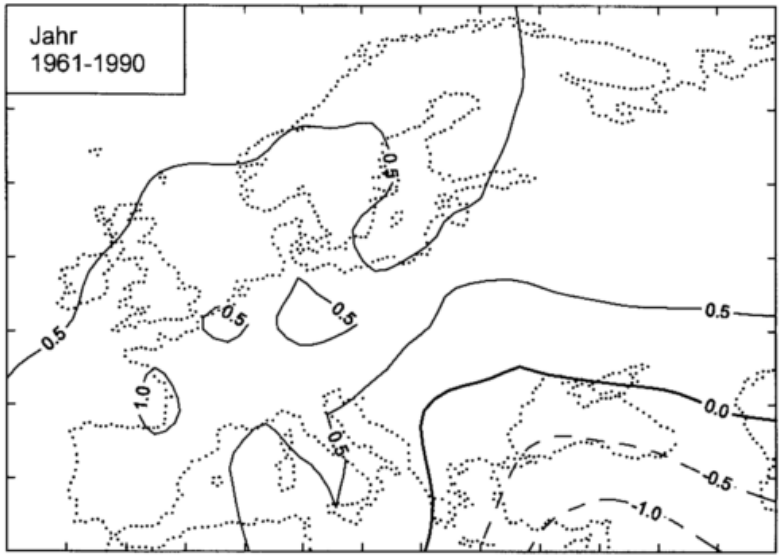
Lufttemperatur, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



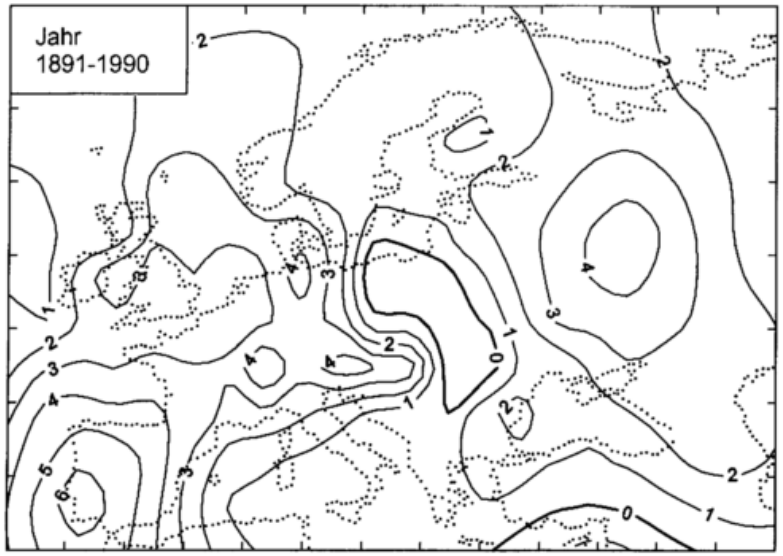
Lufttemperatur, linearer Trend [°C]



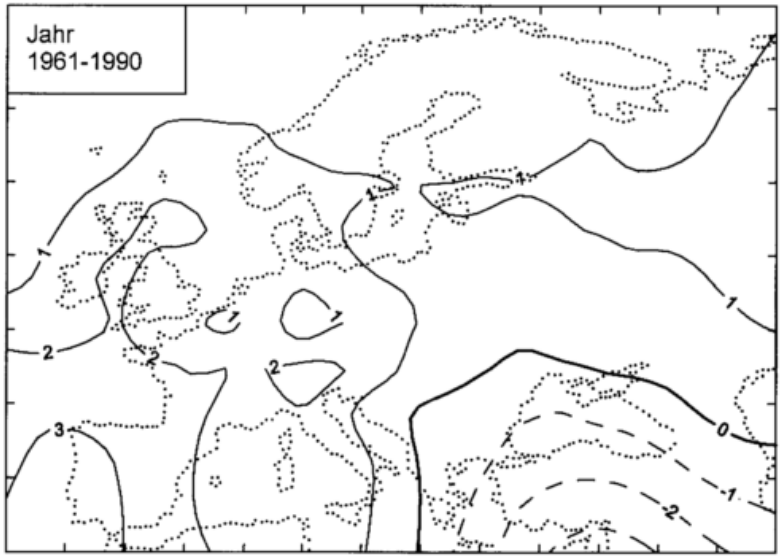
Lufttemperatur, linearer Trend [°C]



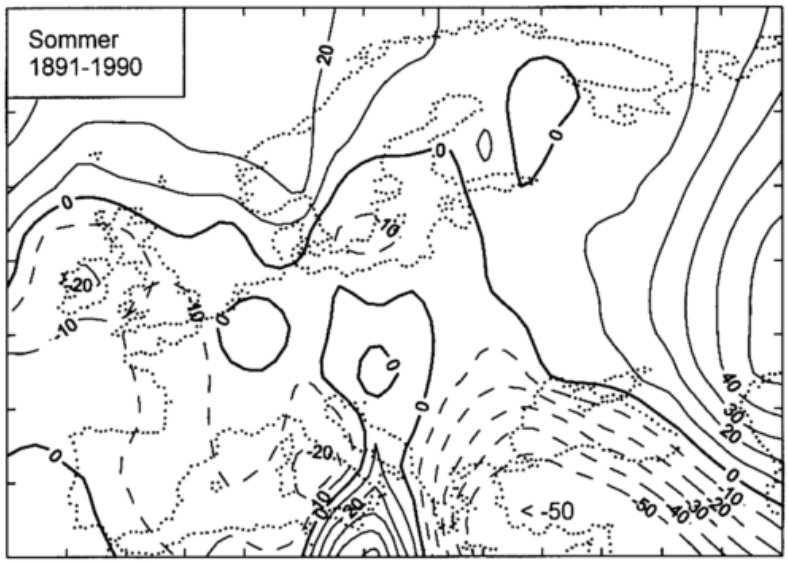
Lufttemperatur, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



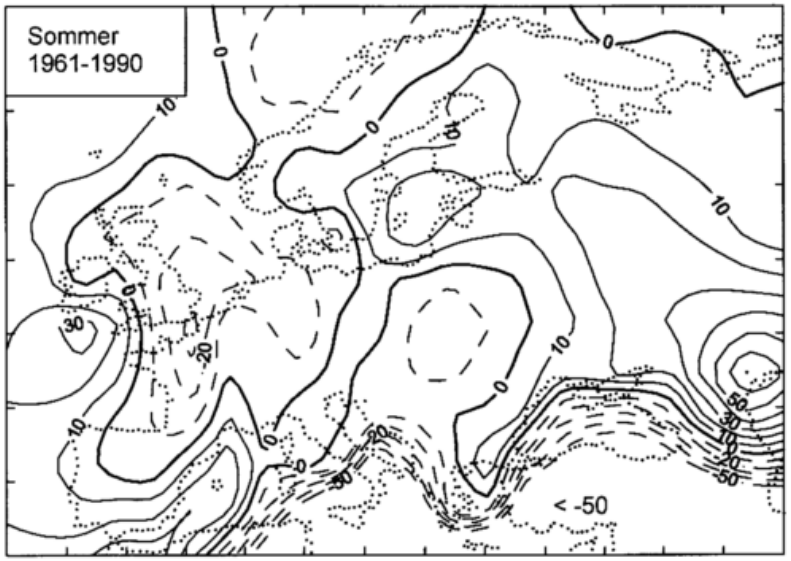
Lufttemperatur, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



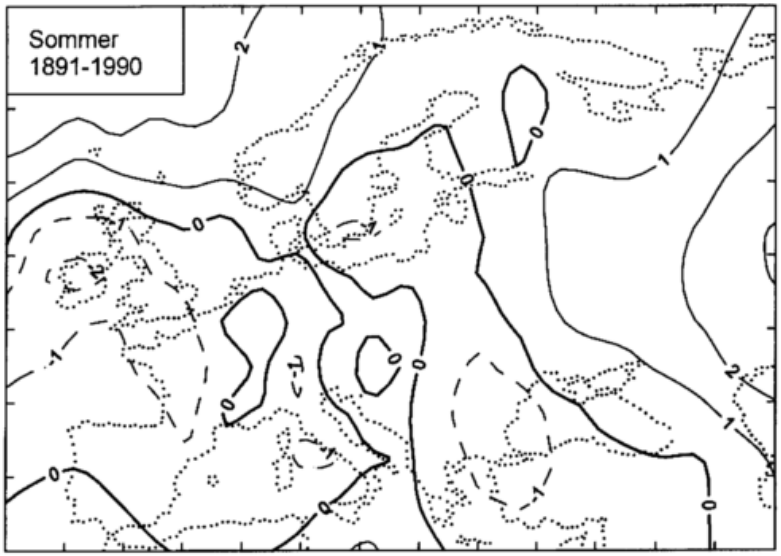
Niederschlagshöhe, relativer linearer Trend [% des Mittelwertes]



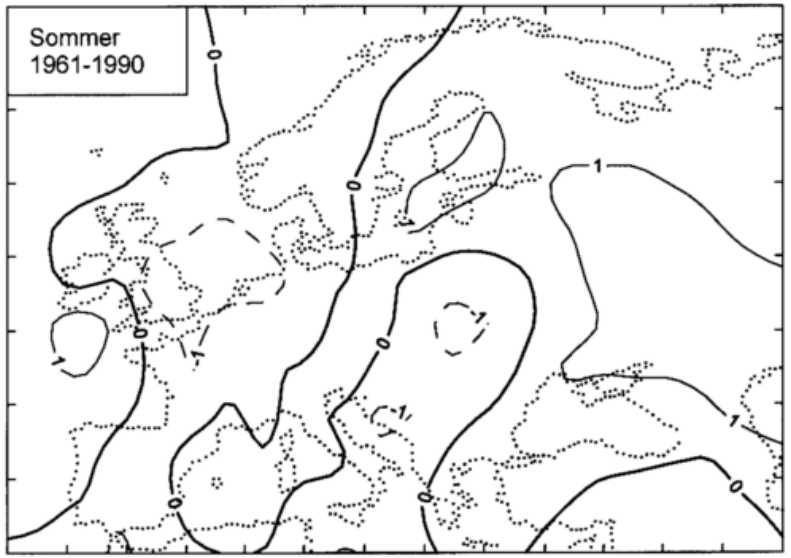
Niederschlagshöhe, relativer linearer Trend [% des Mittelwertes]



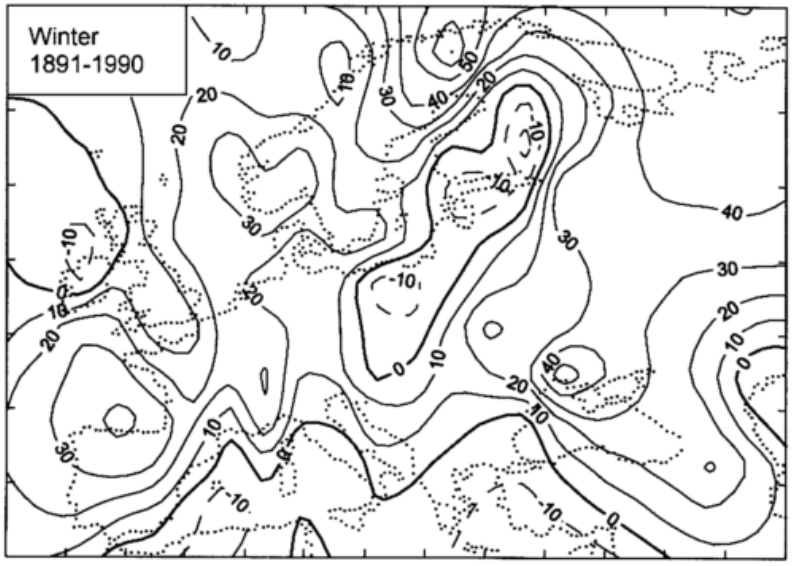
Niederschlagshöhe, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



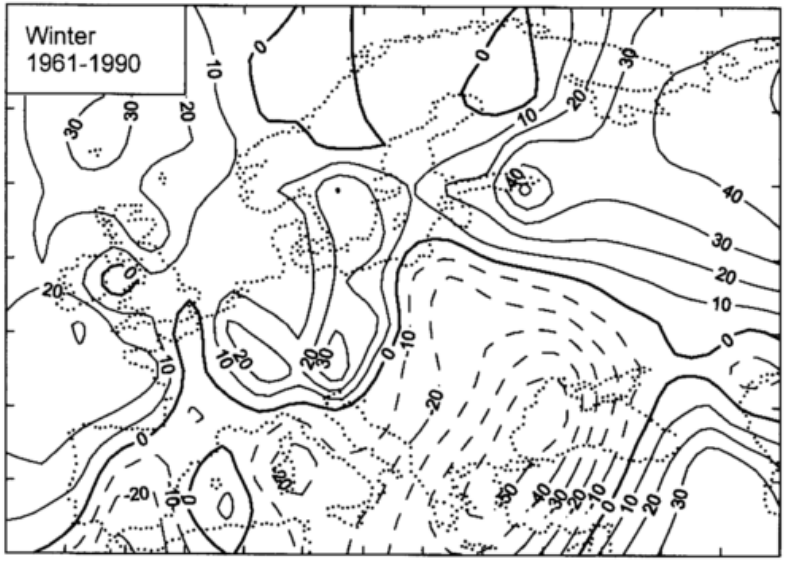
Niederschlagshöhe, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



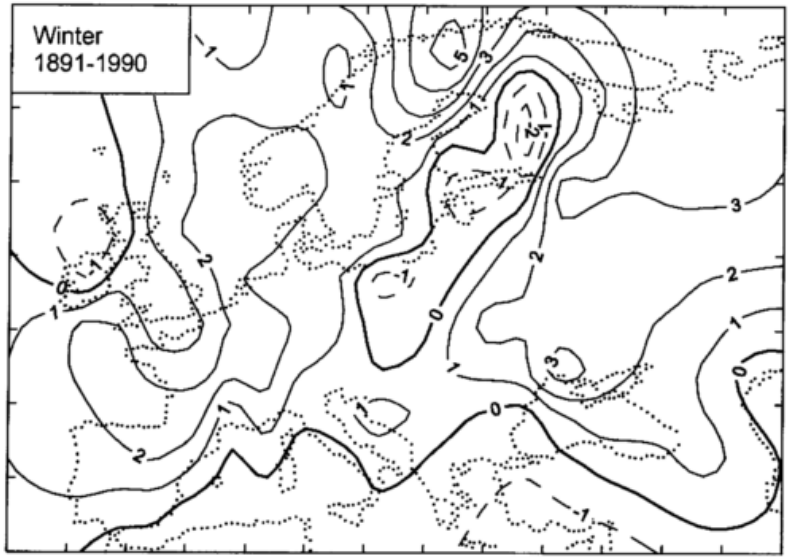
Niederschlagshöhe, relativer linearer Trend [% des Mittelwertes]



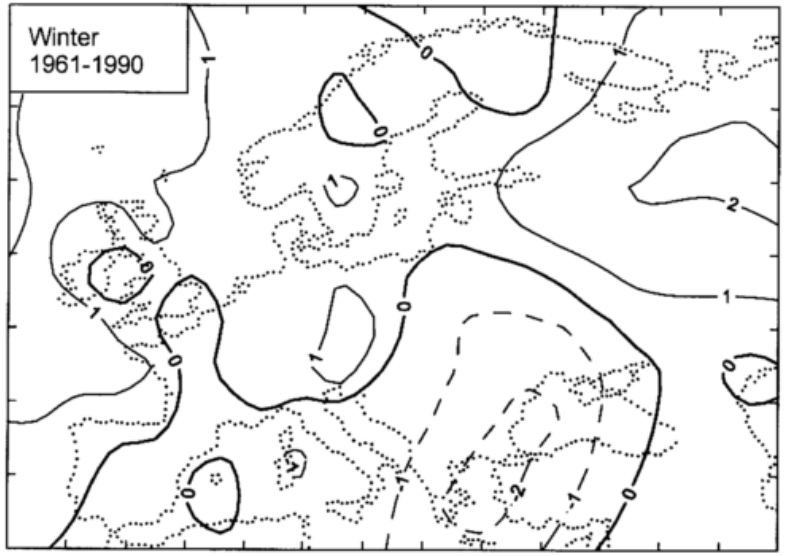
Niederschlagshöhe, relativer linearer Trend [% des Mittelwertes]



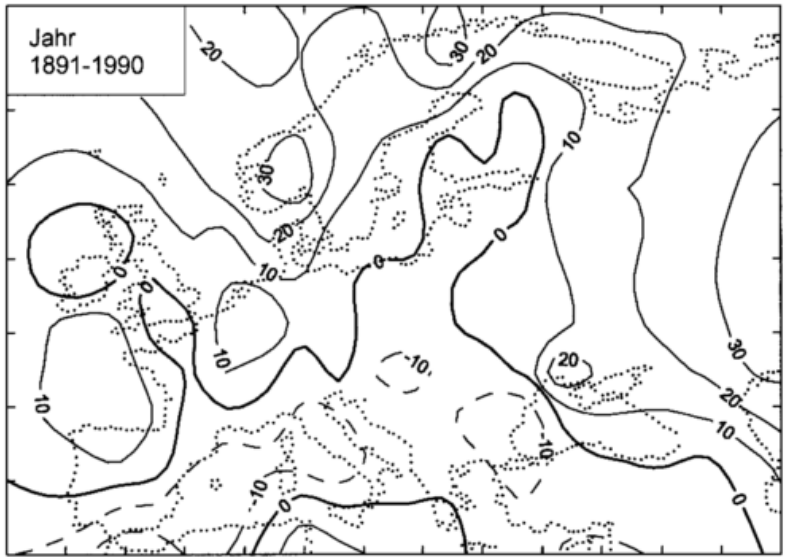
Niederschlagshöhe, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



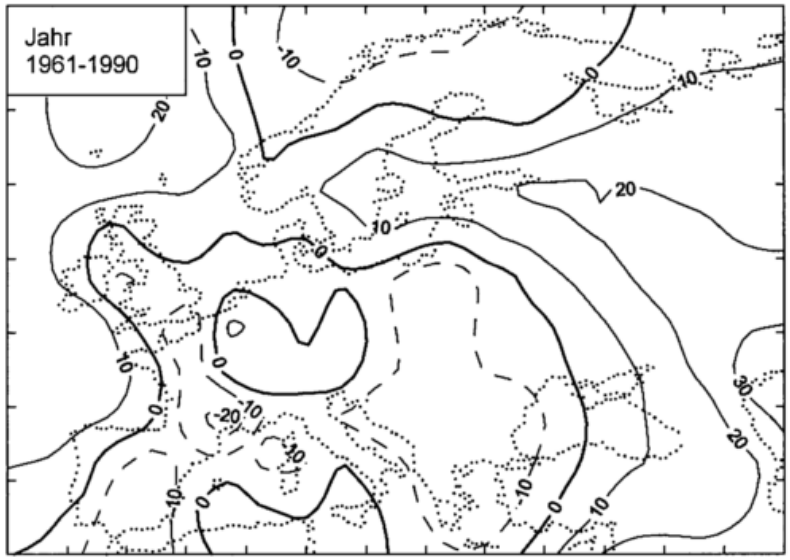
Niederschlagshöhe, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



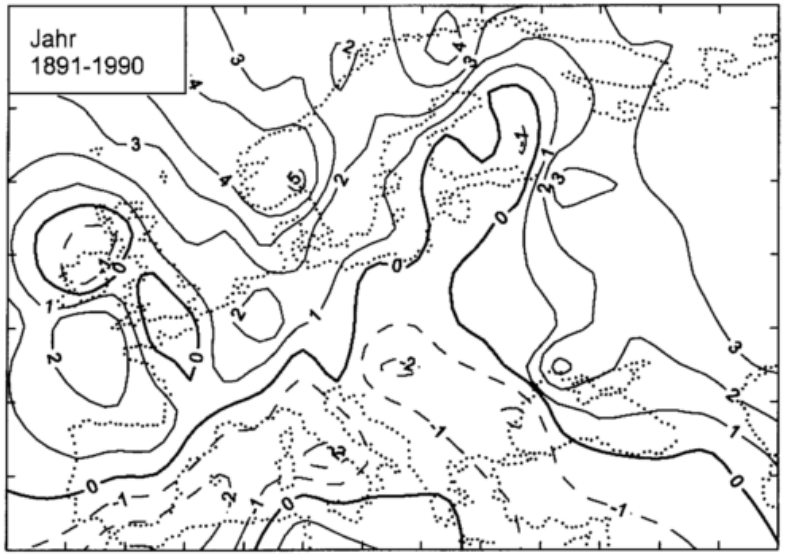
Niederschlagshöhe, relativer linearer Trend [% des Mittelwertes]



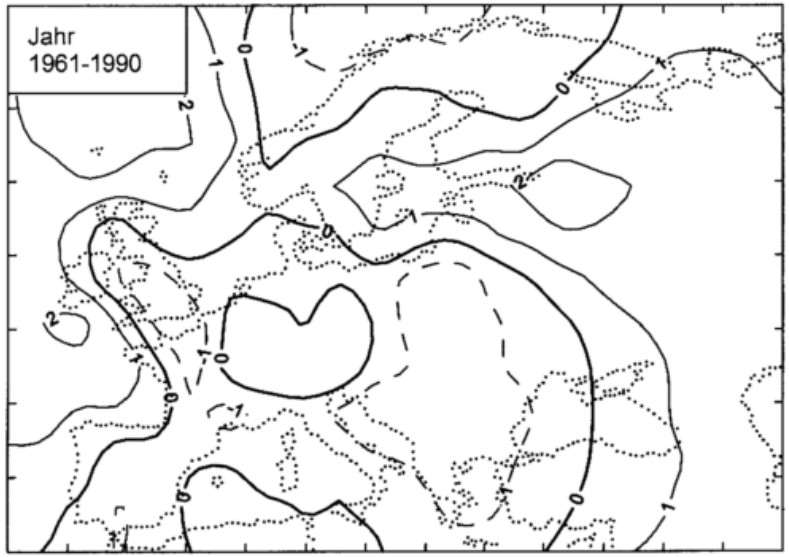
Niederschlagshöhe, relativer linearer Trend [% des Mittelwertes]



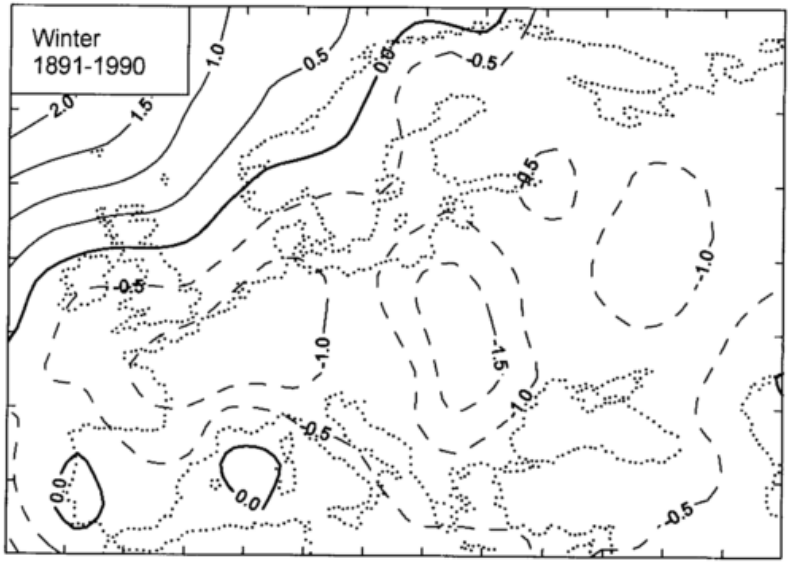
Niederschlagshöhe, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



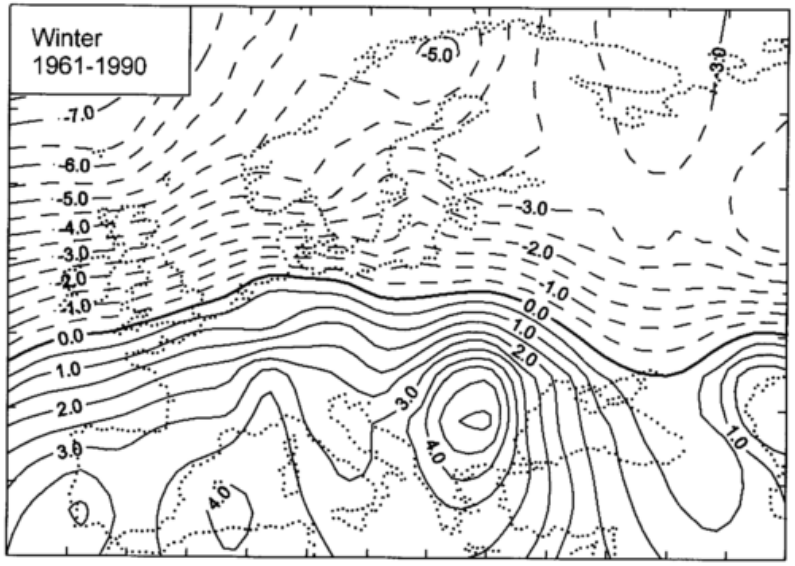
Niederschlagshöhe, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



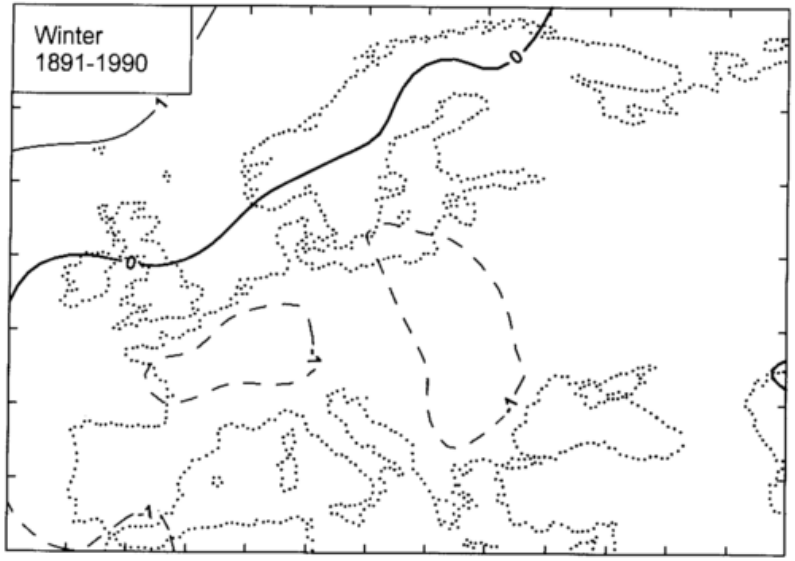
Luftdruck (NN), linearer Trend [hPa]



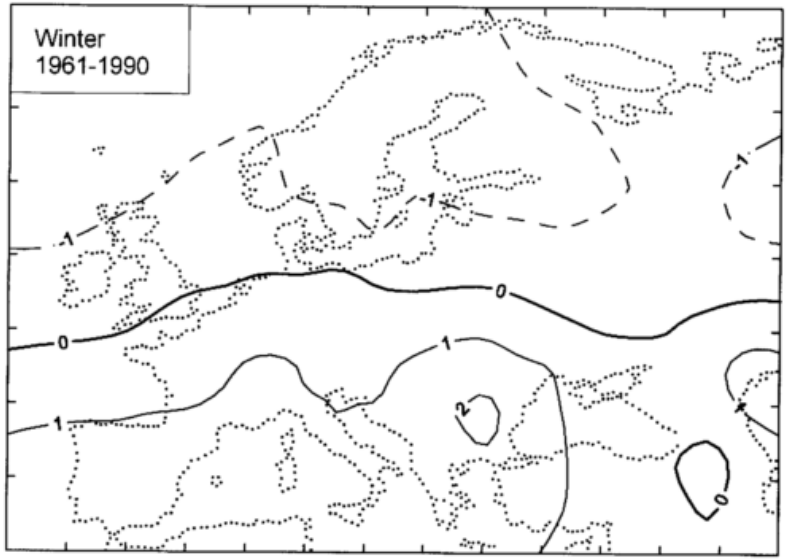
Luftdruck (NN), linearer Trend [hPa]



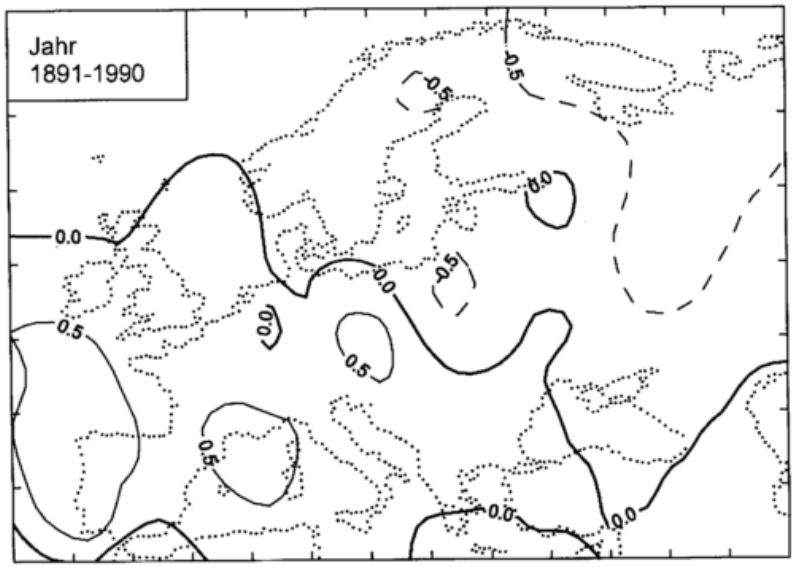
Luftdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



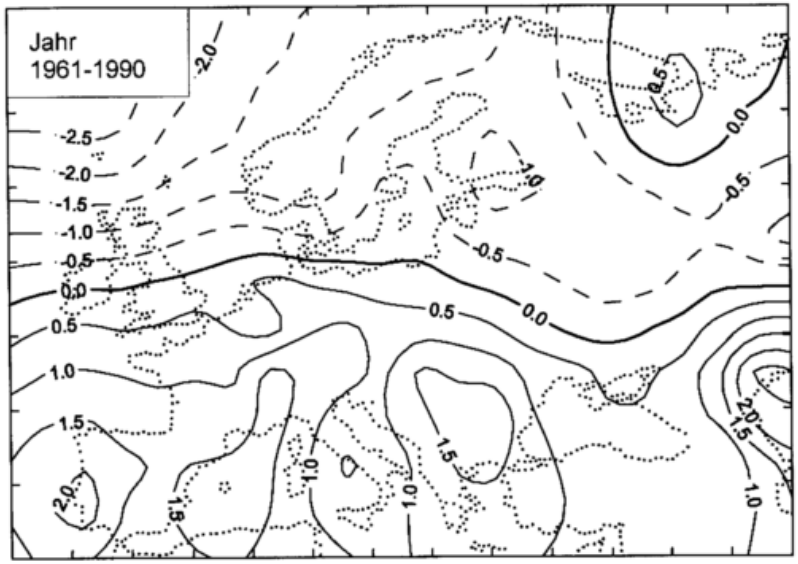
Luftdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



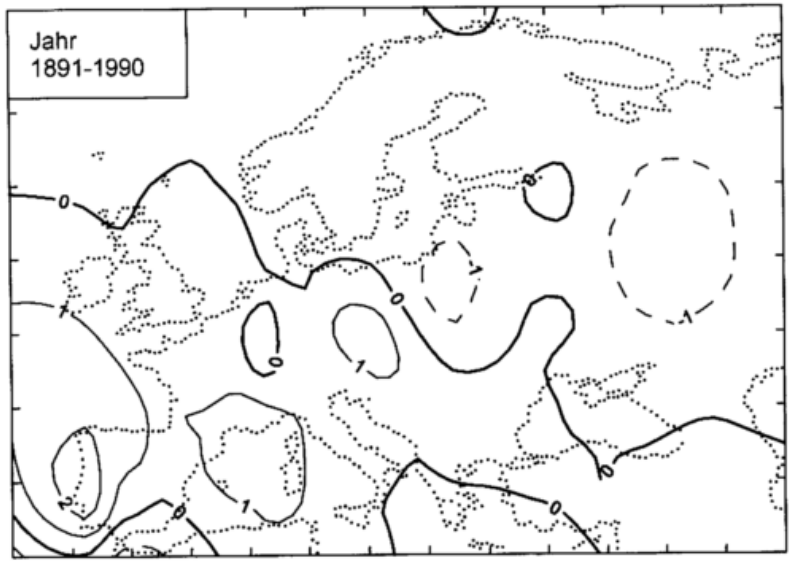
Luftdruck (NN), linearer Trend [hPa]



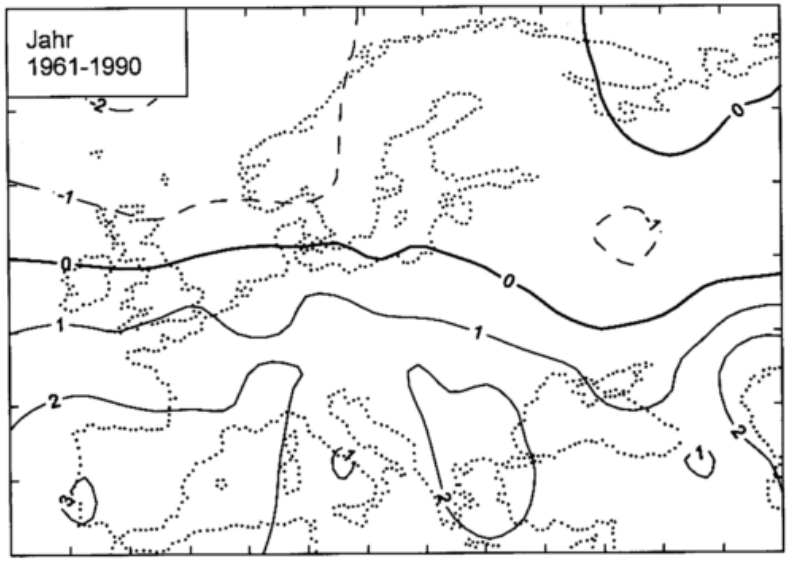
Luftdruck (NN), linearer Trend [hPa]



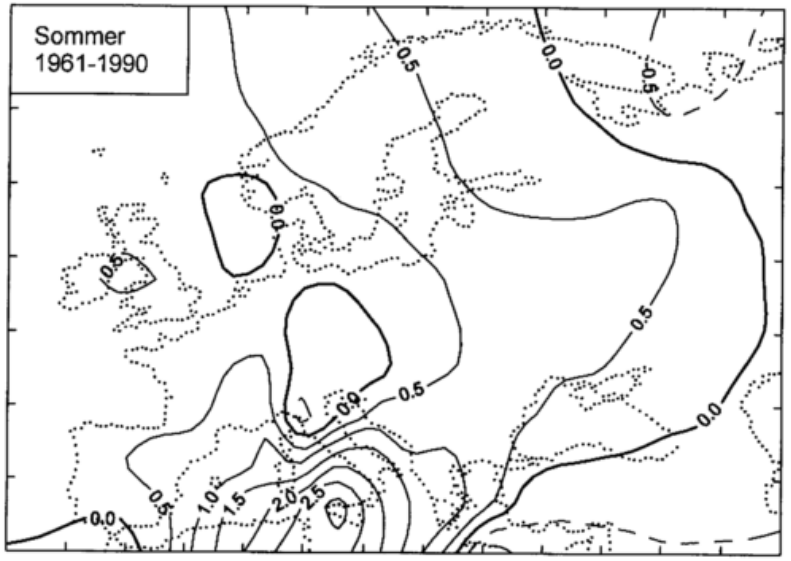
Luftdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



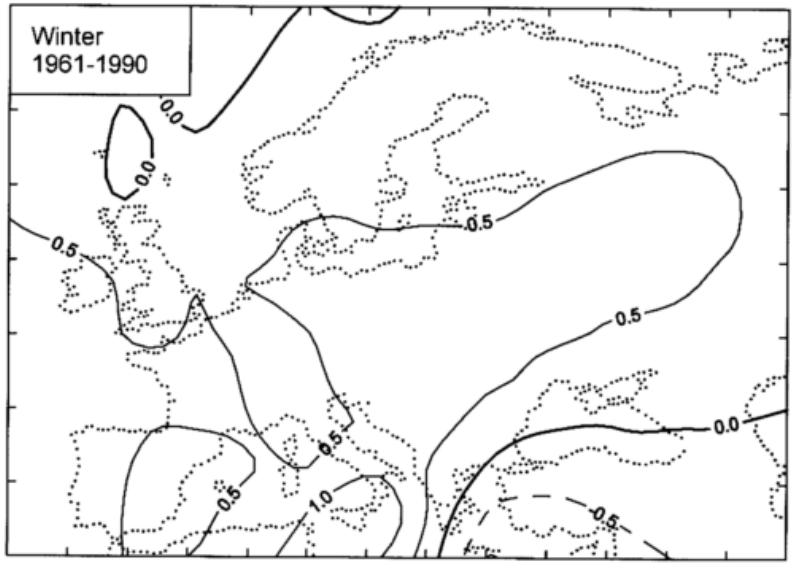
Luftdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



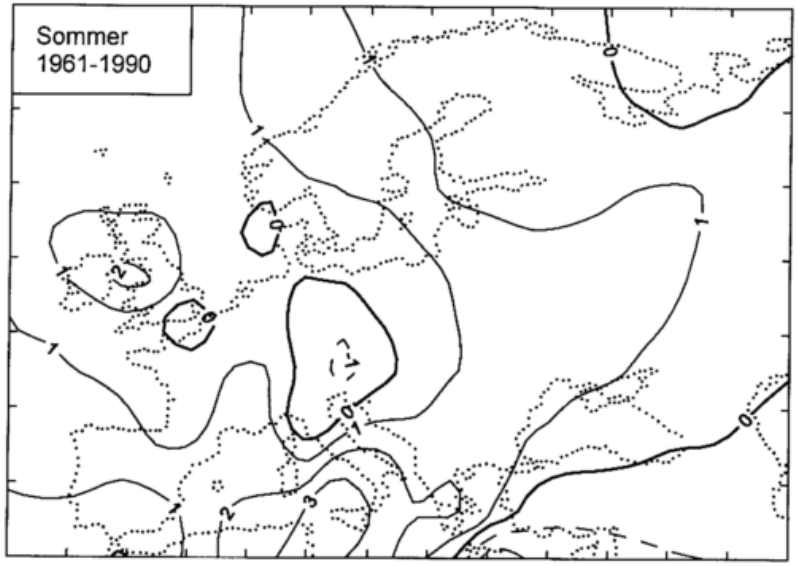
Wasserdampfpartialdruck, linearer Trend [hPa]



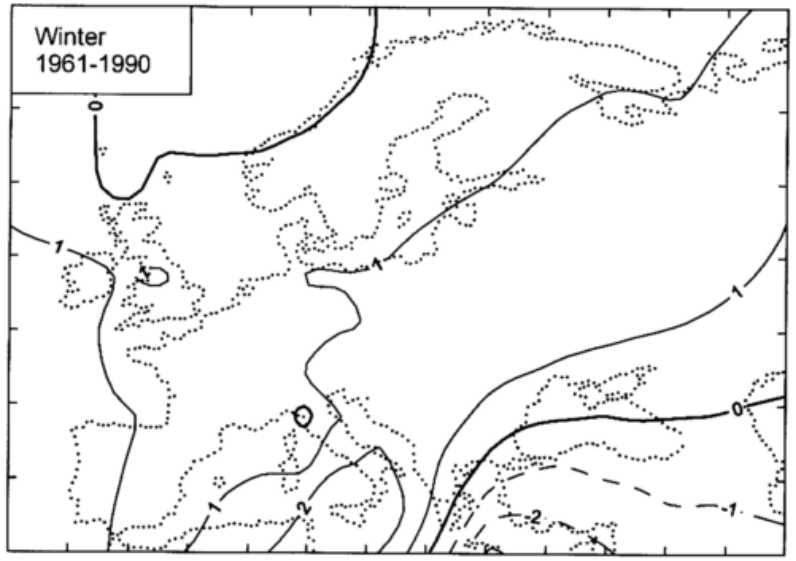
Wasserdampfpartialdruck, linearer Trend [hPa]



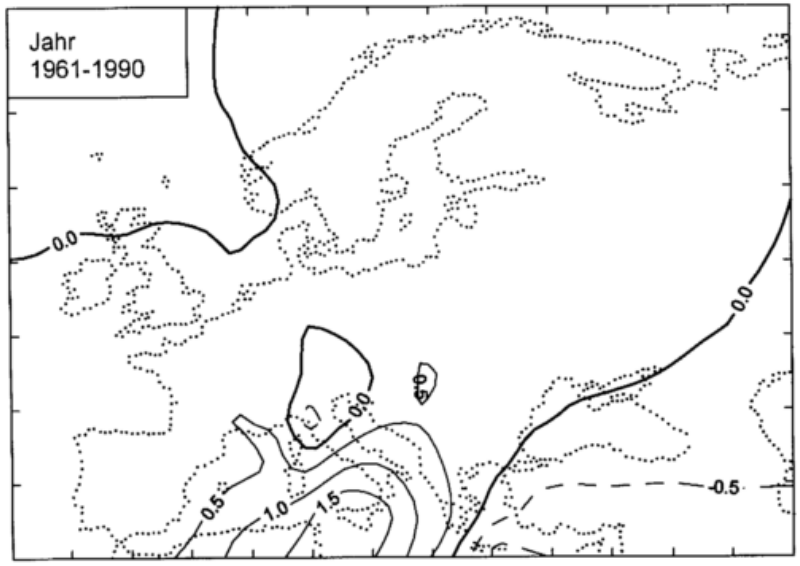
Wasserdampfpartialdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



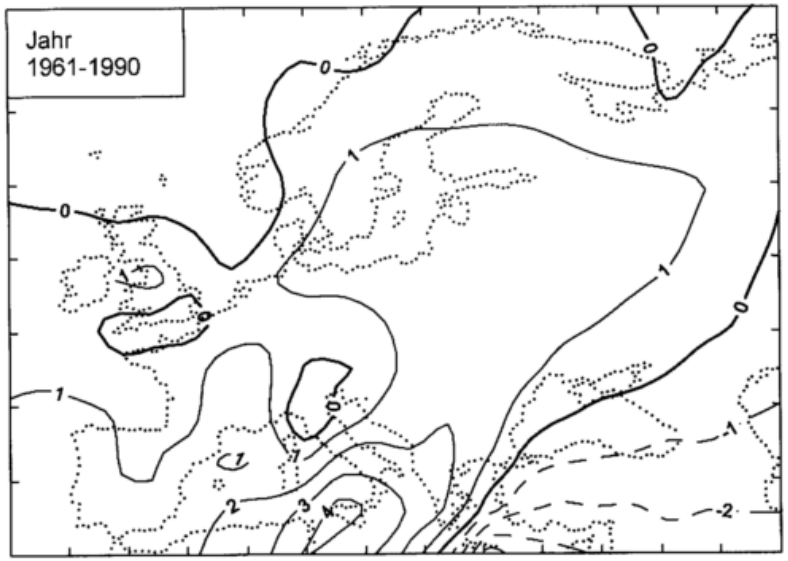
Wasserdampfpartialdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



Wasserdampfpartialdruck, linearer Trend [hPa]



Wasserdampfpartialdruck, Mann-Kendall-Trendtest (Q-Wert)



Anhang 3: Aktualisierte Trendkarten für Deutschland 1896-1995 und 1966-1995

Absoluter linearer Trend der Lufttemperatur (auf Stationshöhe) und relativer linearer Trend der Niederschlagshöhe, jeweils mit Signifikanz (Q-Werte des Trendtests nach Mann & Kendall, gerastert)

für alle meteorologische Jahreszeiten, die Halbjahre (nur bei Niederschlagshöhe) und das Kalenderjahr.

Benutzerhinweise zum KARTENTEIL:

Bezeichnung der Karten

1. Zeile:	Klimaelement (Niederschlag, Lufttemperatur)
2. Zeile:	Statistische Größe
3. und/oder 4. Zeile:	Bemerkungen (wahlweise)
Letzte Zeile:	betrachteter Zeitabschnitt (Monat, Jahreszeit, Jahr) und Zeitreihenlänge (1896-1995, 1966-1995)
	Frühling = März, April, Mai
	Sommer = Juni, Juli, August
	Herbst = September, Oktober, November
	Winter = Dezember (Vorjahr), Januar, Februar

Maßstab der Karten: ca. 1 : 6 000 000

Räumliche Auflösung

Verwendetes Gitternetz:	0.25° x 0.25° (ca. 28 km x 18 km)
Zahl der Gitterpunkte:	953

Darstellung in den Karten

Isolinien:

Linien gleicher statistischer Größe $x > 0$

Linien gleicher statistischer Größe $x = 0$

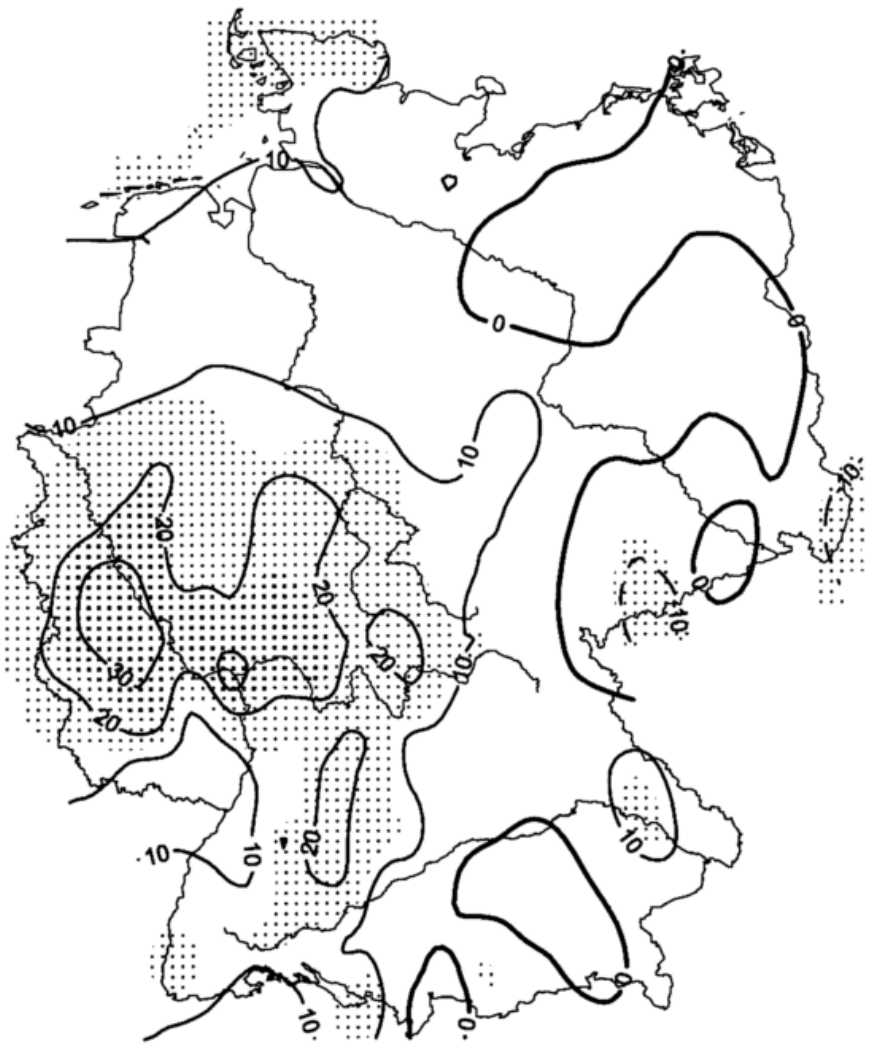
Linien gleicher statistischer Größe $x < 0$

Signifikanzgebiete (siehe Tabelle 2.1, Seite 14):

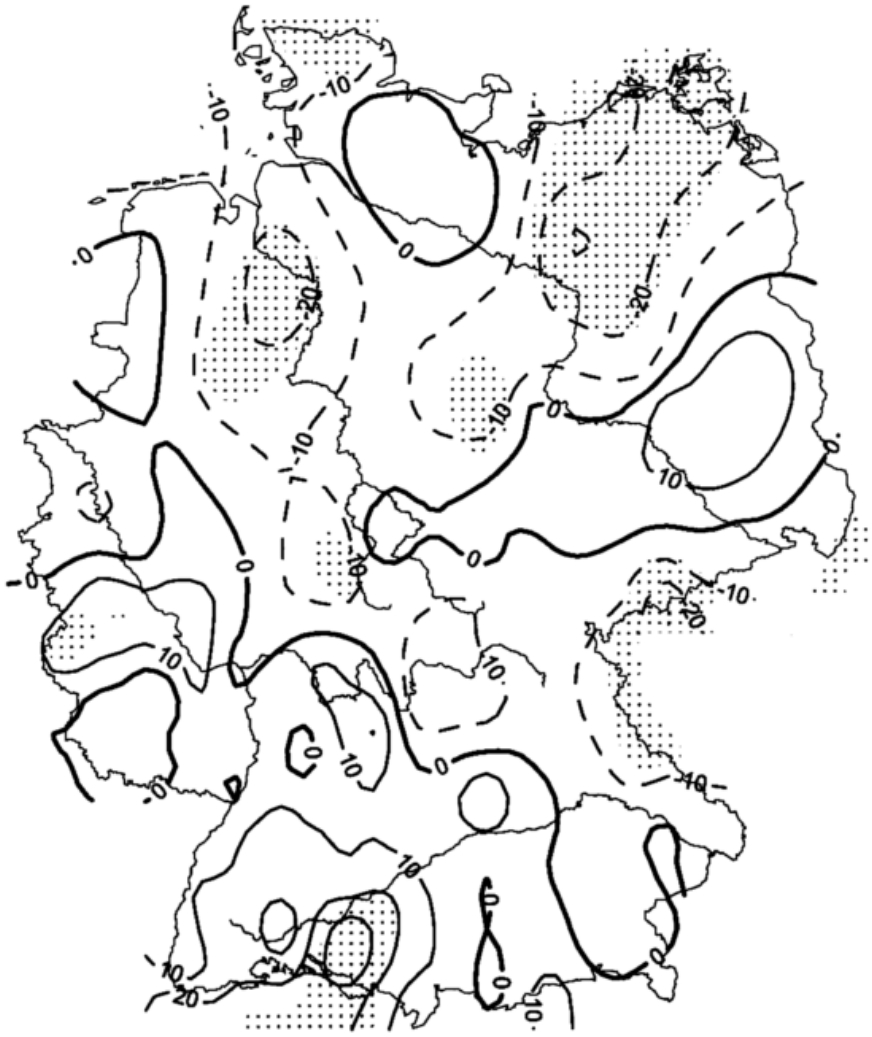
signifikante Gebiete $Q > 1$ beim Niederschlag, $Q > 1.5$ bei der Lufttemperatur

signifikante Gebiete $Q > 2$ beim Niederschlag, $Q > 3$ bei der Lufttemperatur

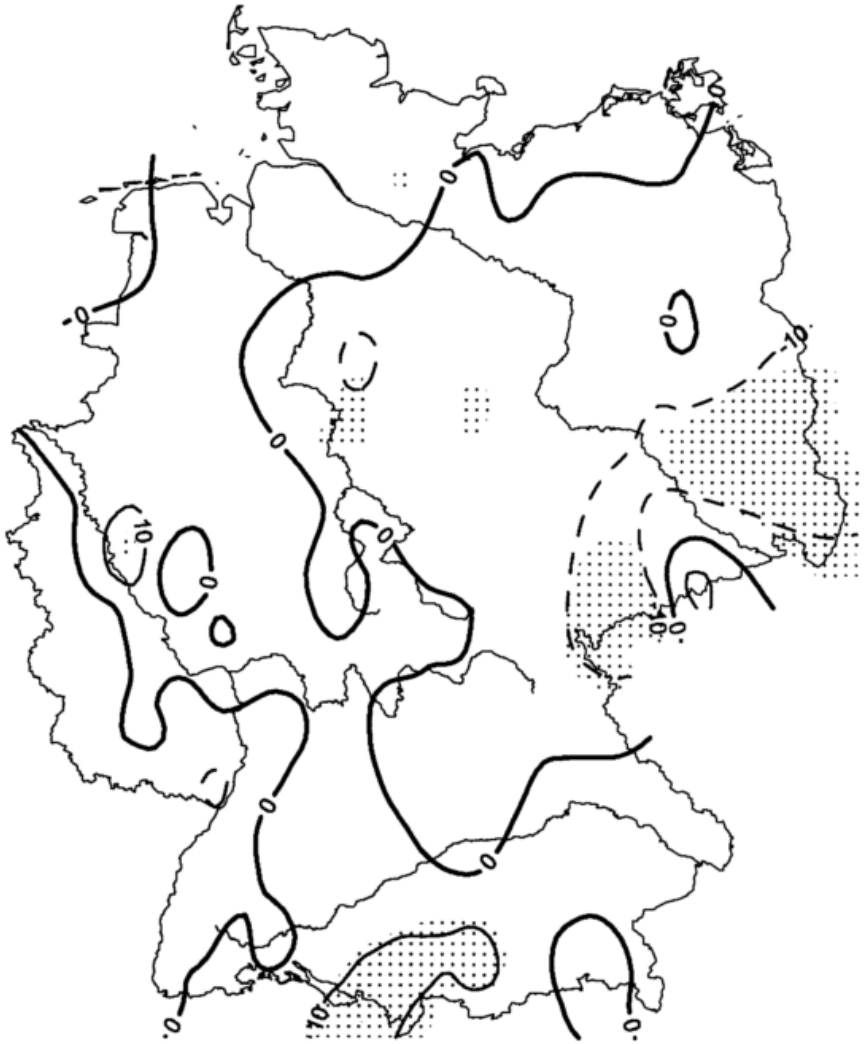
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Frühling 1896-1995



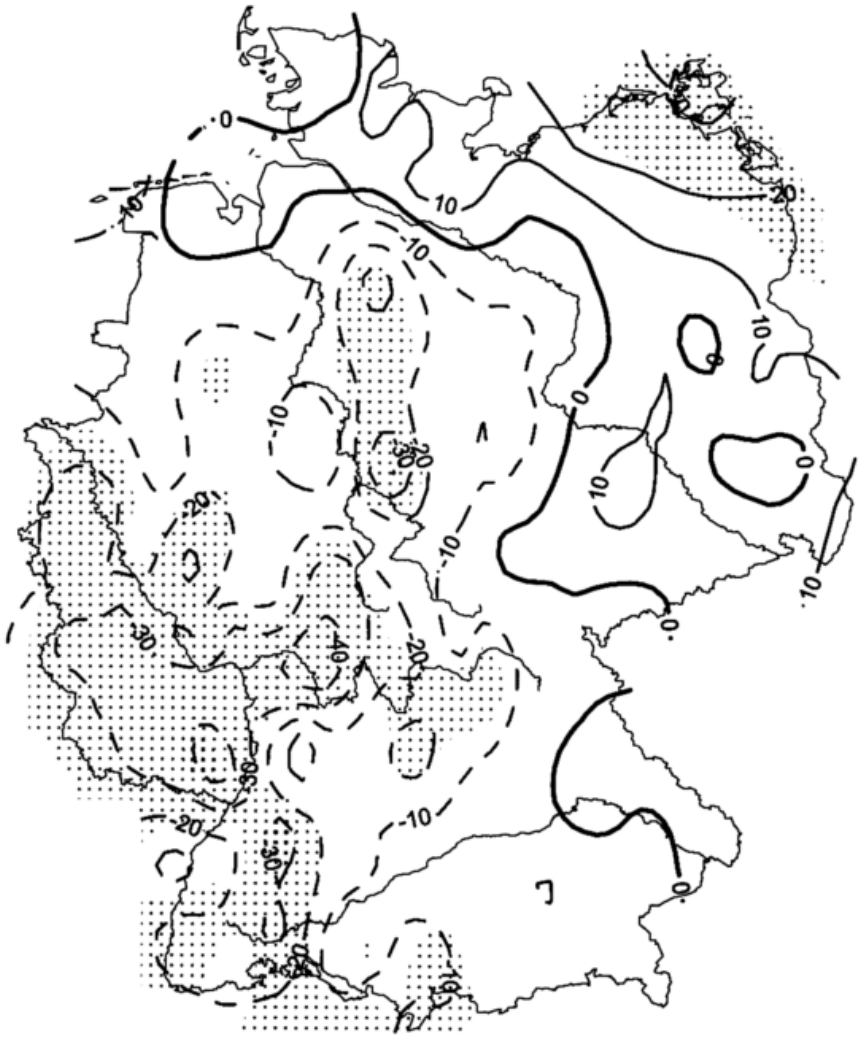
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Frühling 1966-1995



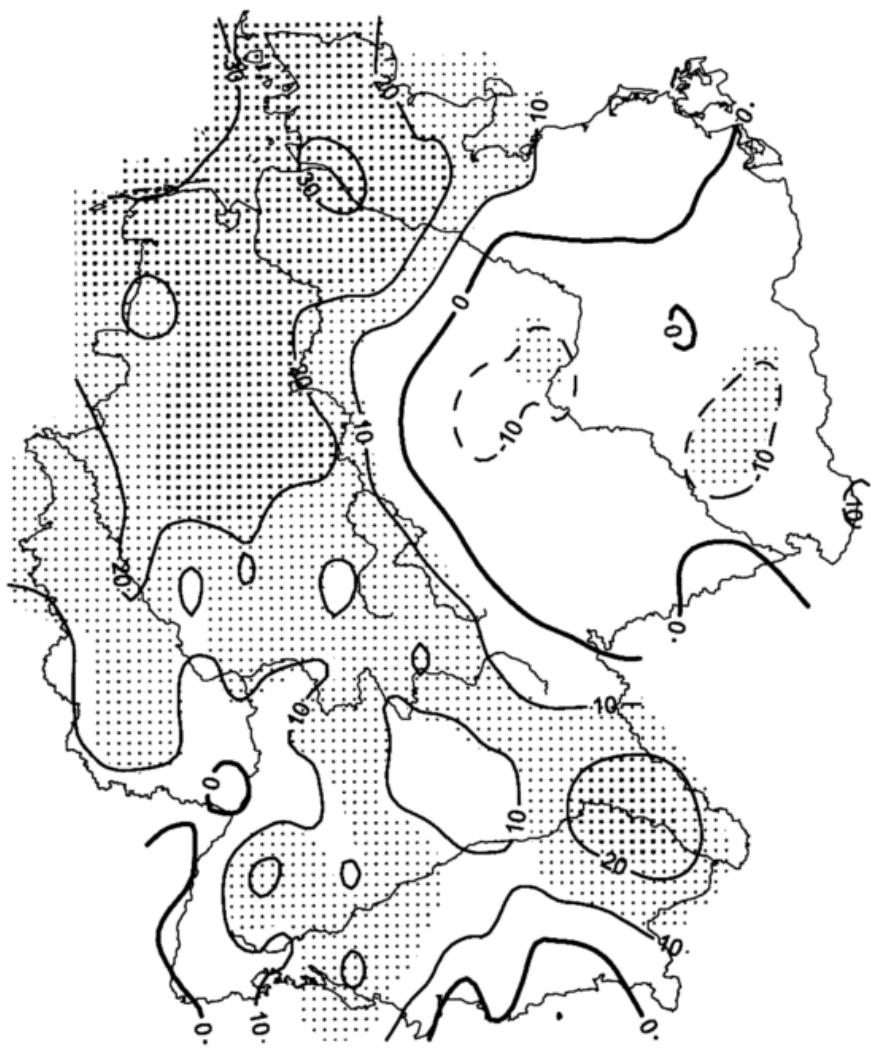
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Sommer 1896-1995



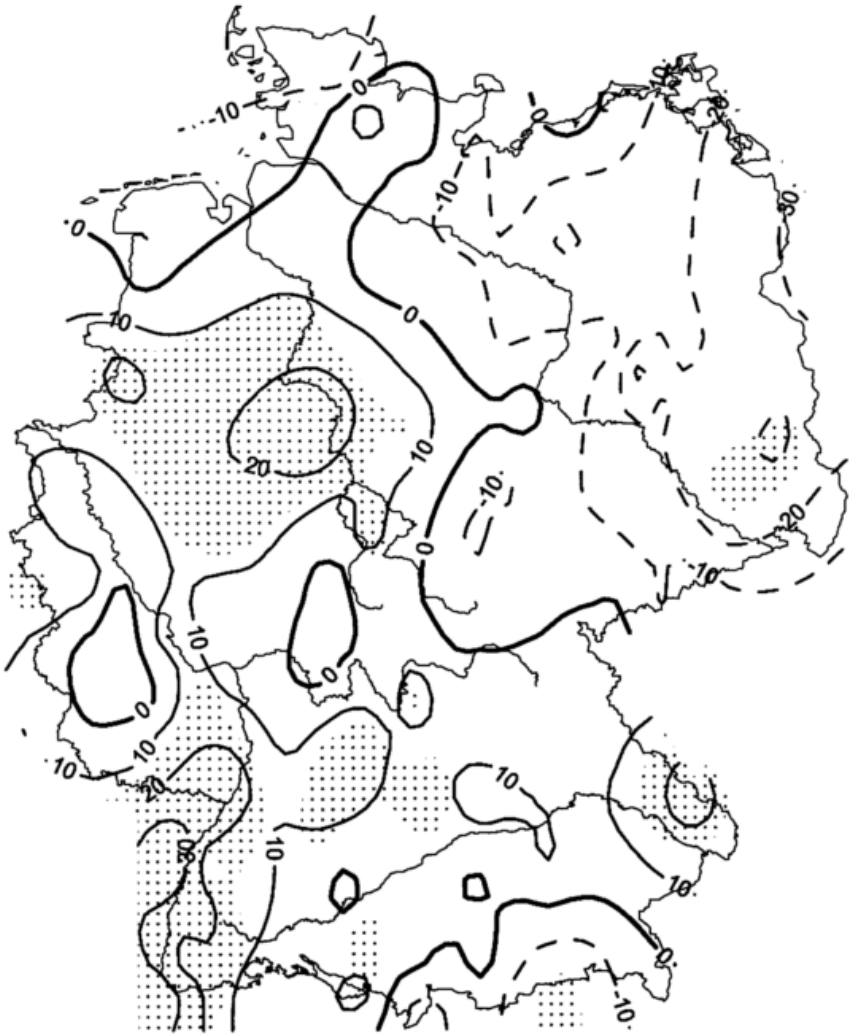
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Sommer 1966-1995



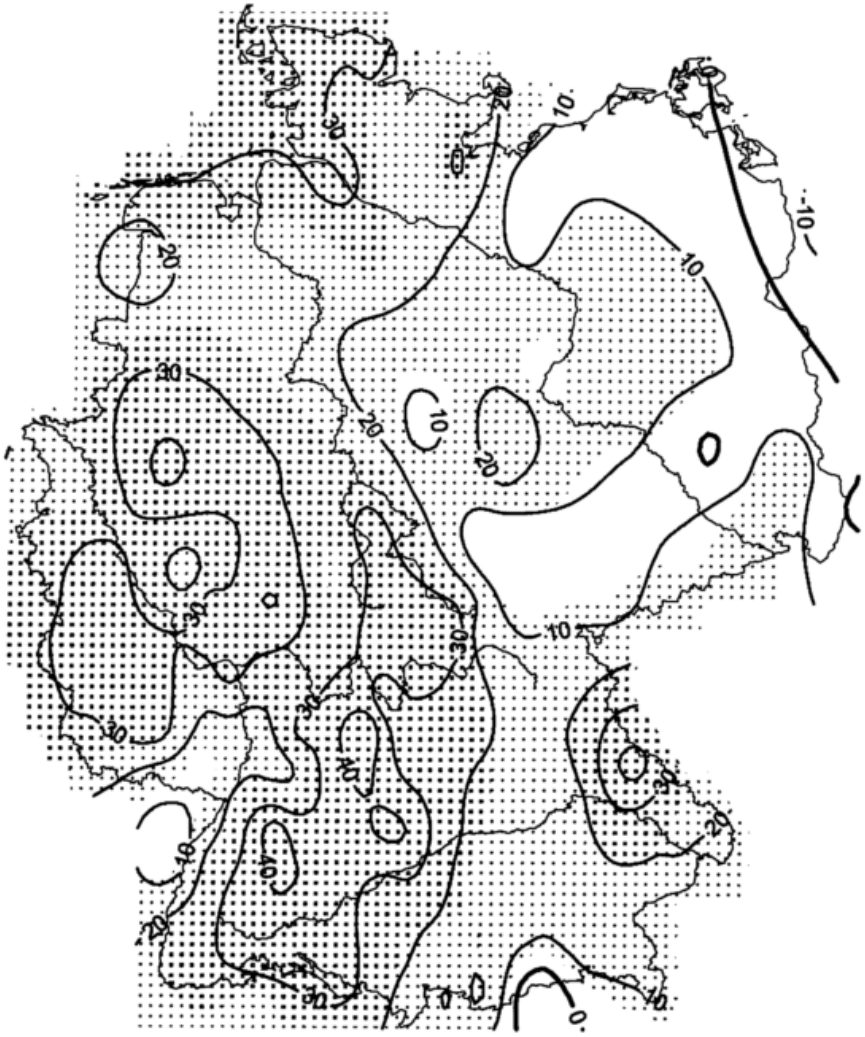
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Herbst 1896-1995



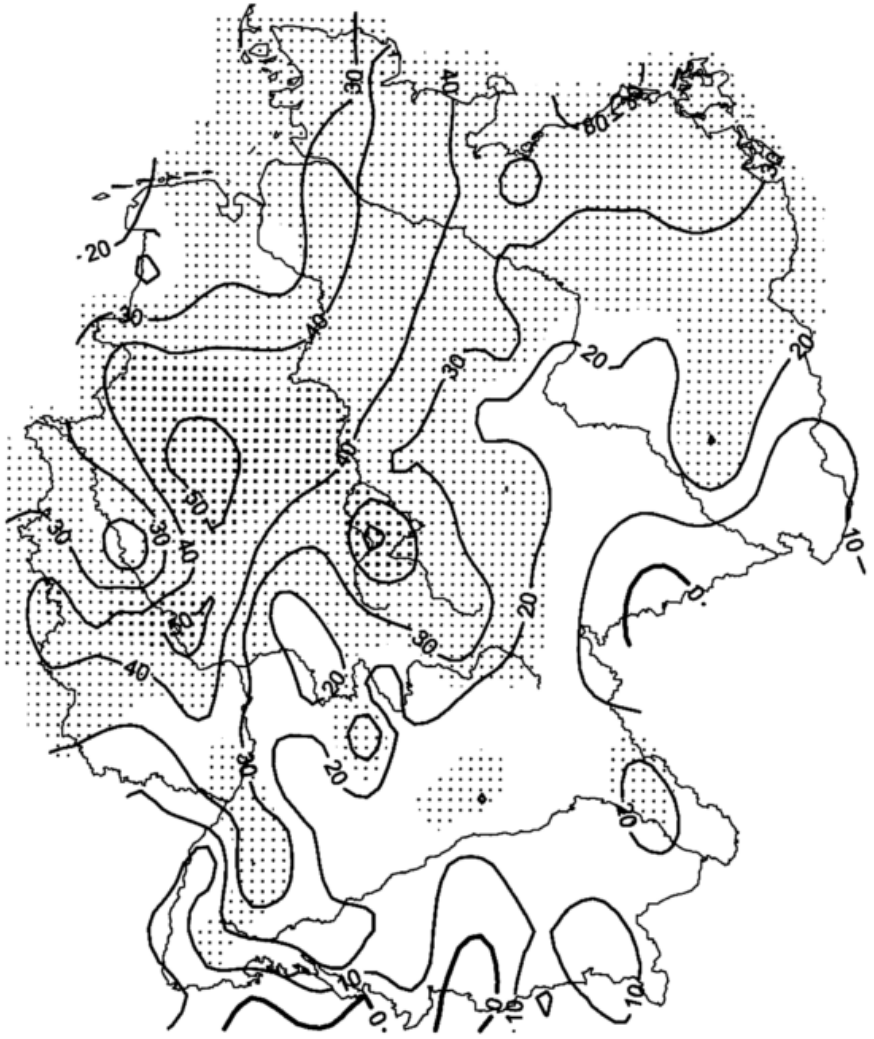
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Herbst 1966-1995



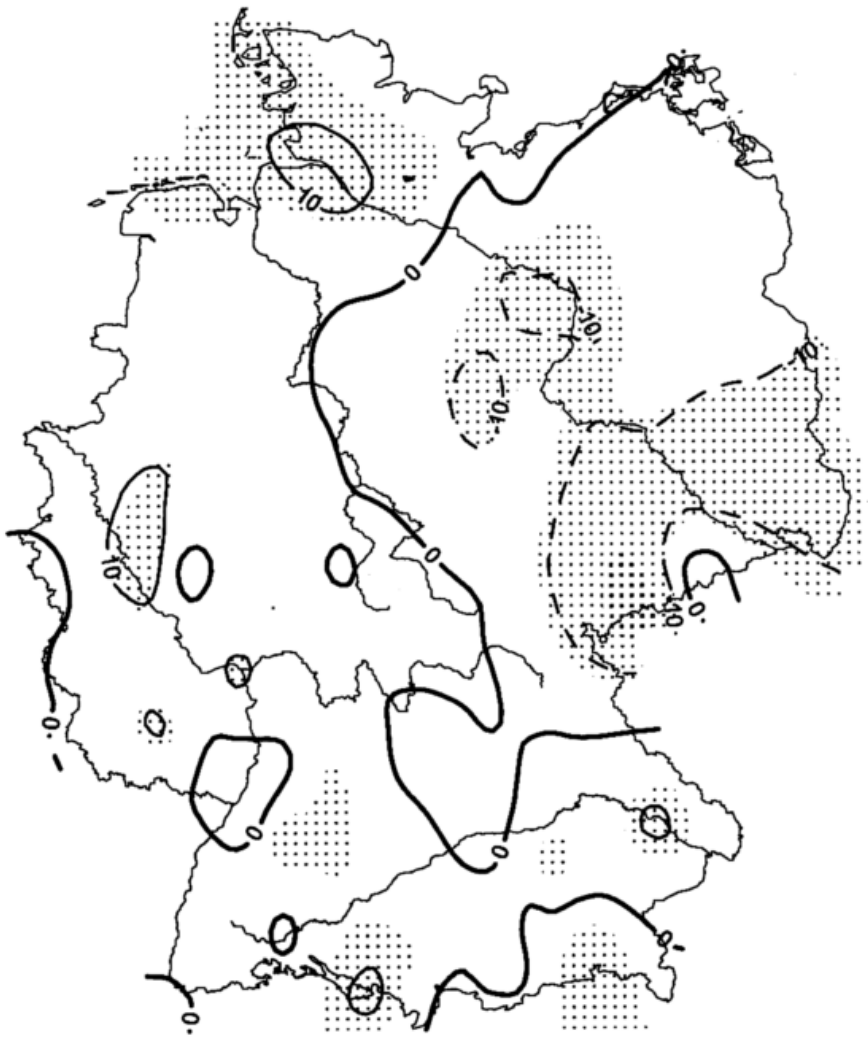
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Winter 1896-1995



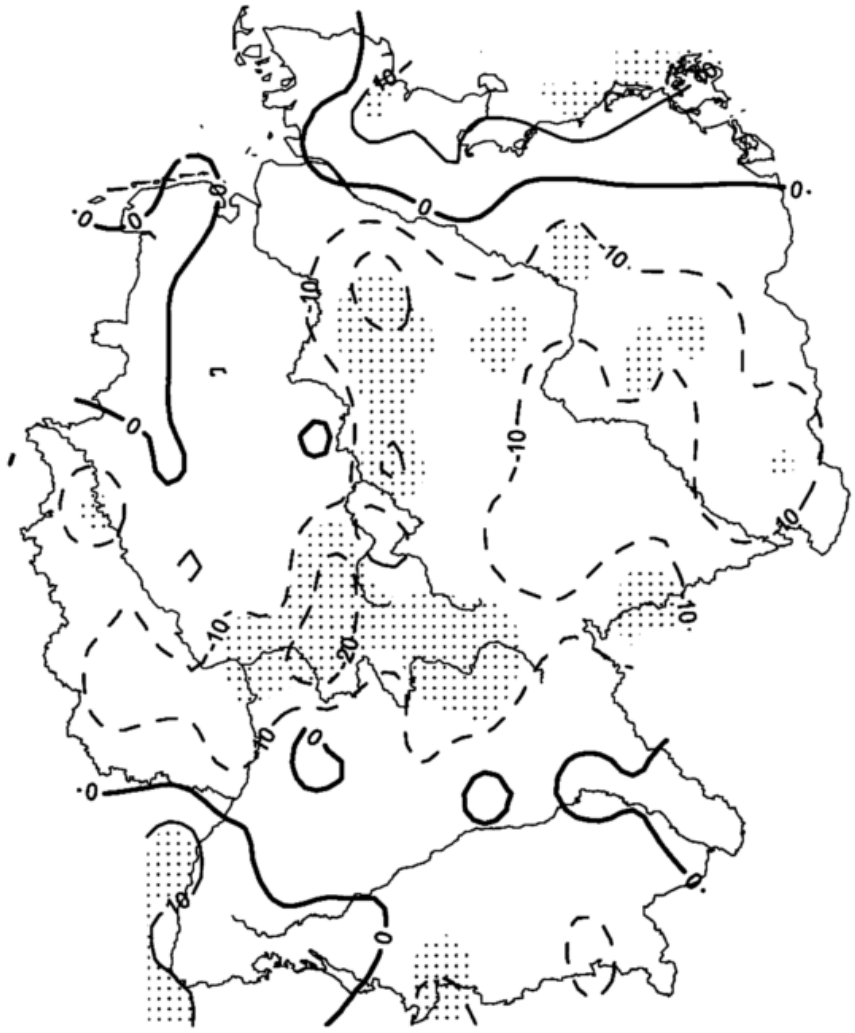
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Winter 1966-1995



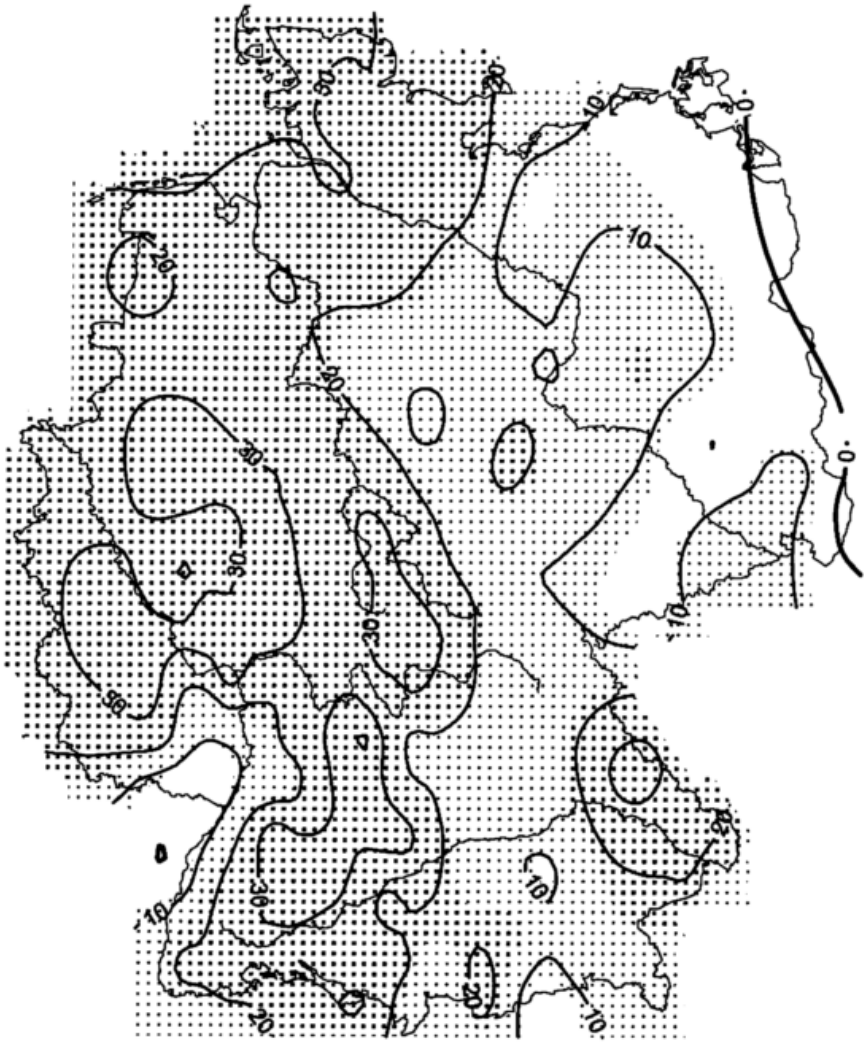
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Hydrol. Sommerhalbjahr 1896-1995



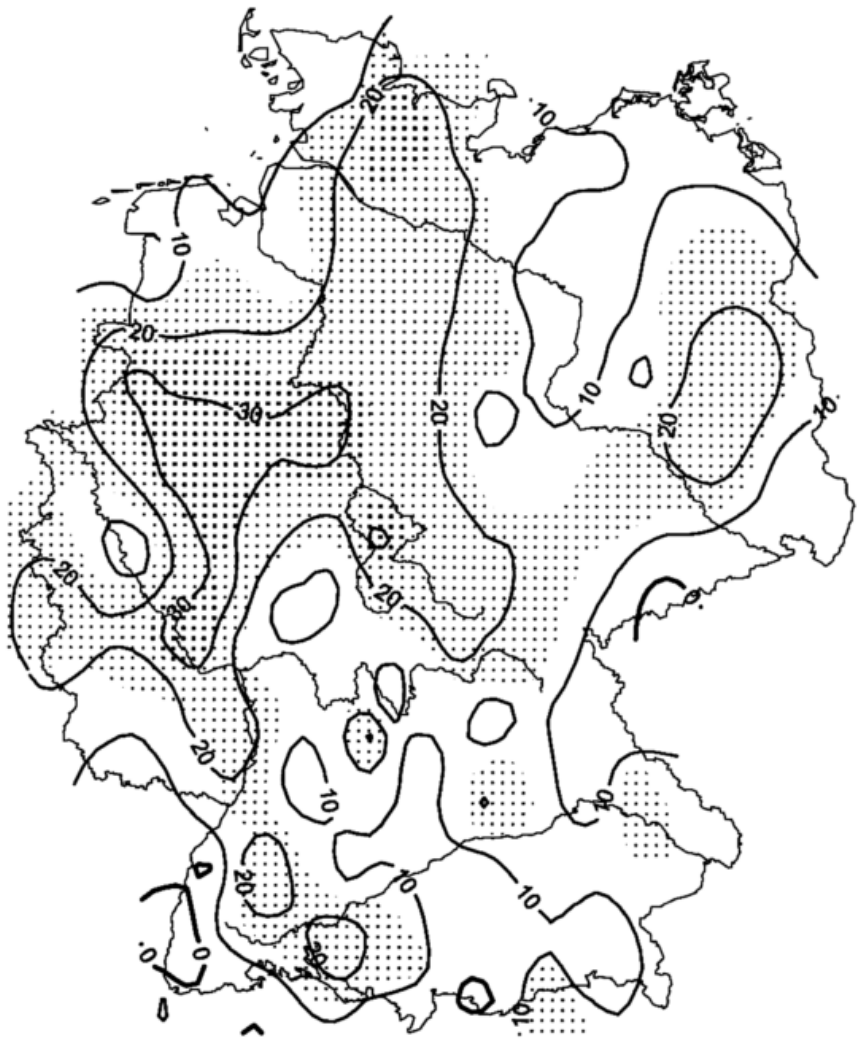
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Hydrol. Sommerhalbjahr 1966-1995



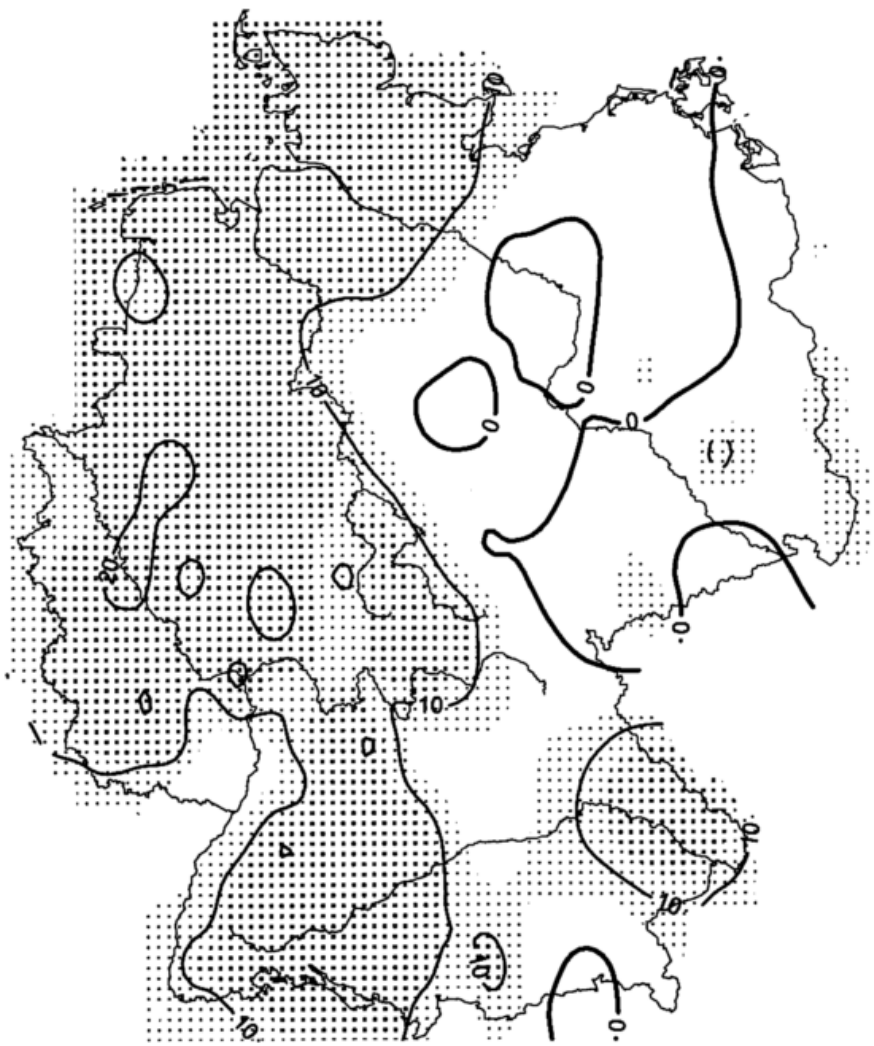
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Hydrol. Winterhalbjahr 1896-1995



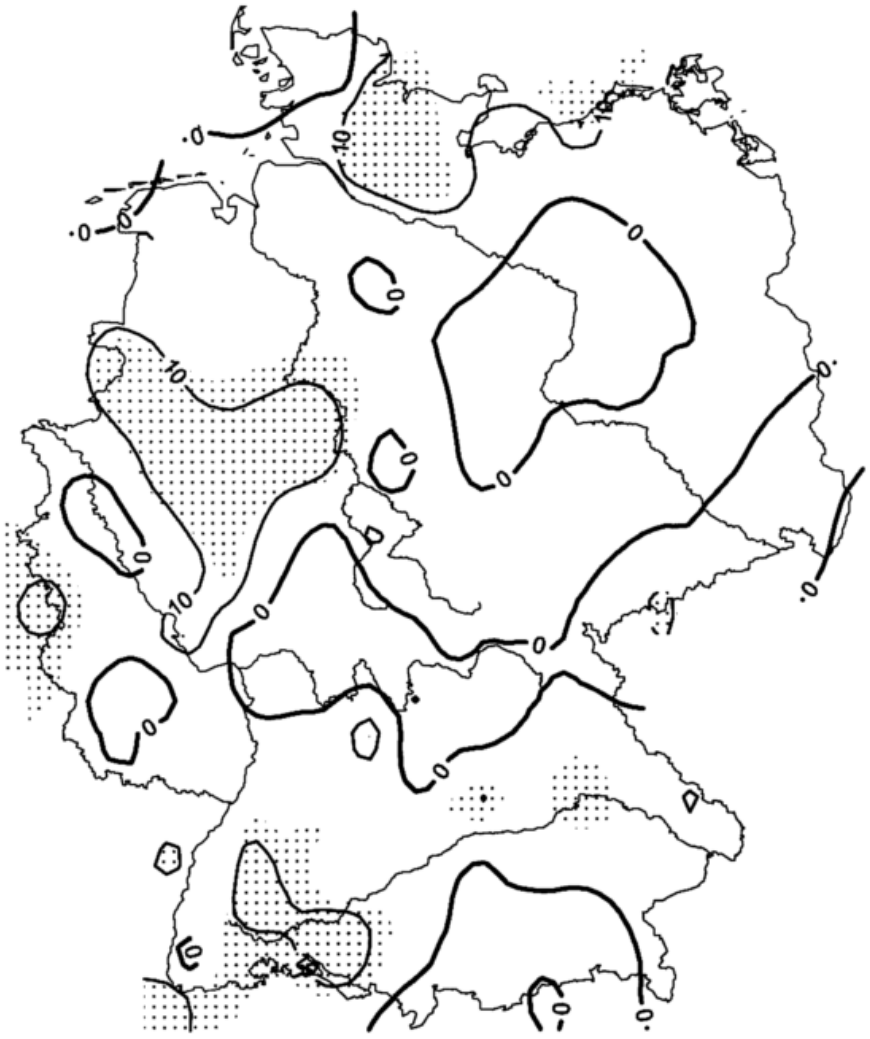
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Hydrol. Winterhalbjahr 1966-1995



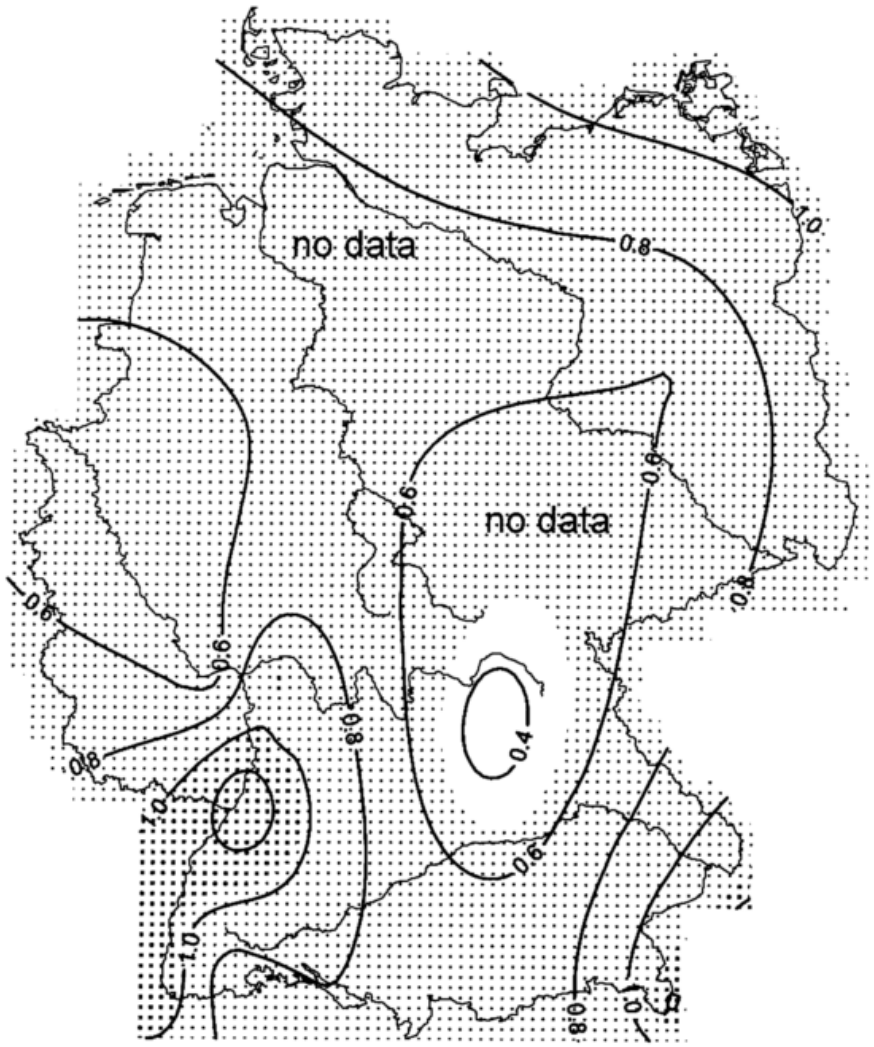
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Jahr 1896-1995



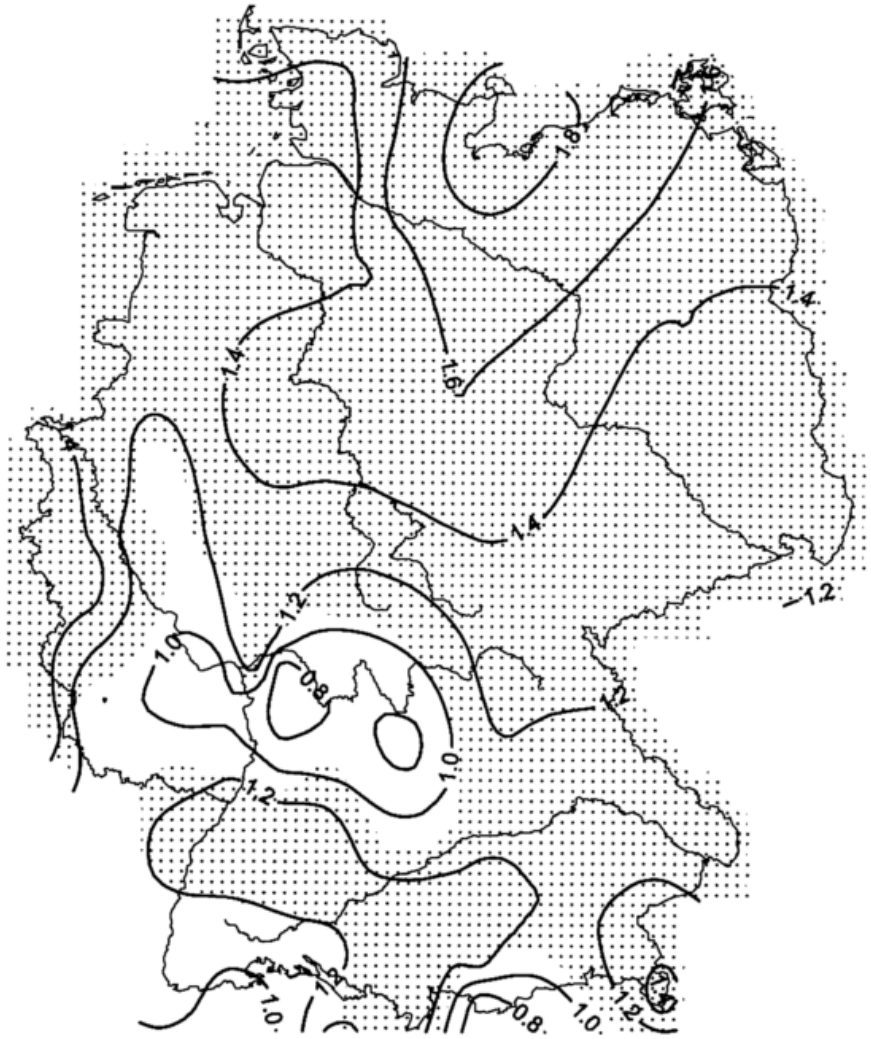
Niederschlag
Relativer Trend [% des Mittelwertes]
mit signifikanten Gebieten
Jahr 1966-1995



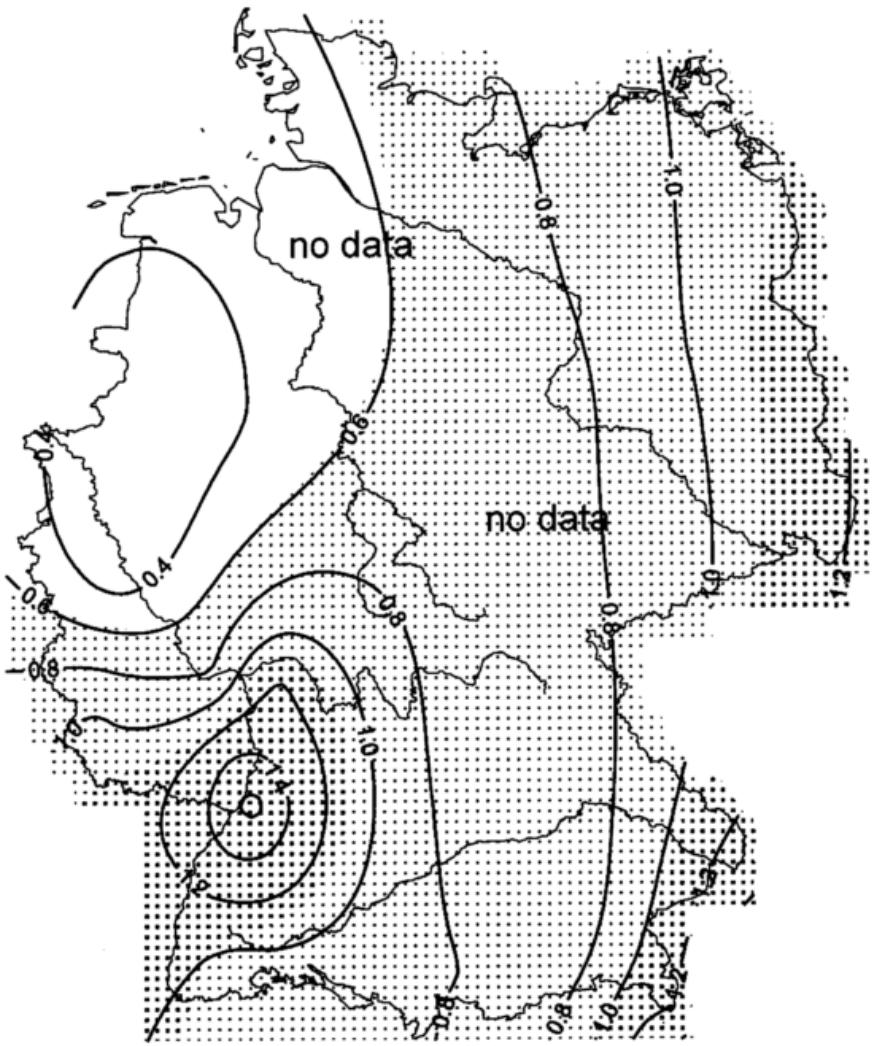
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Frühling
1896-1995



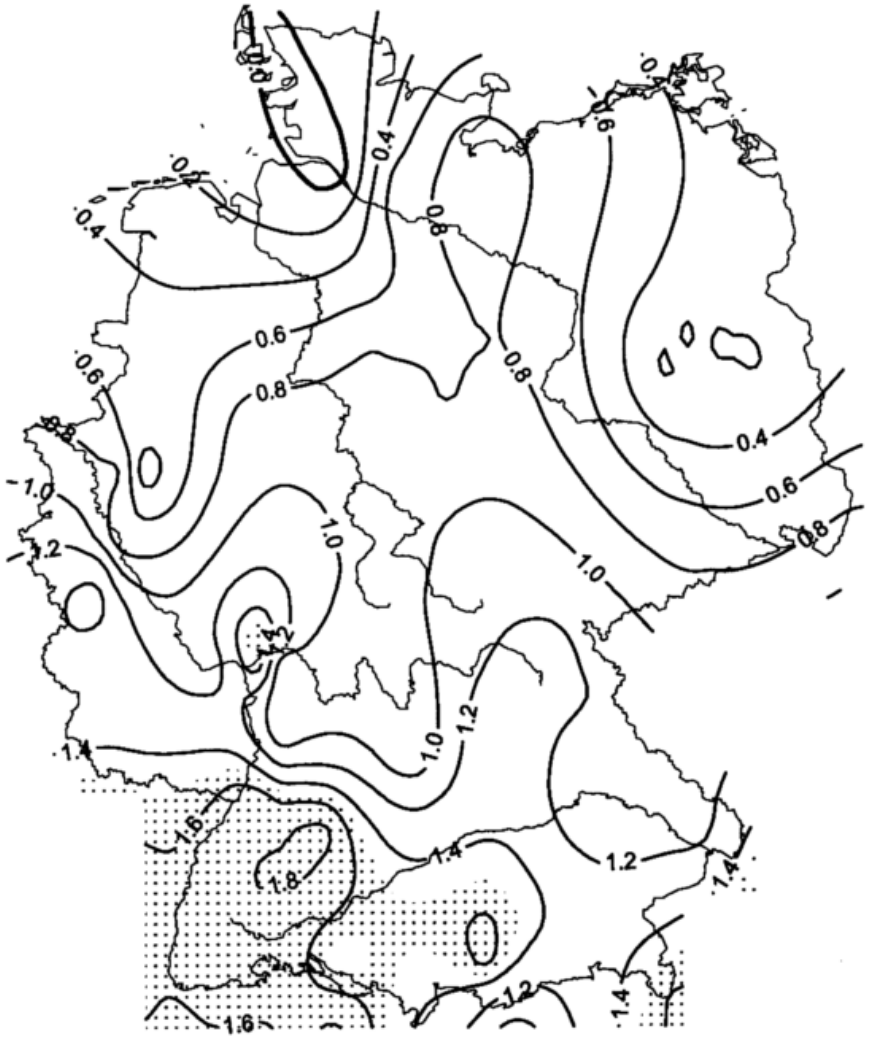
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Frühling
1966-1995



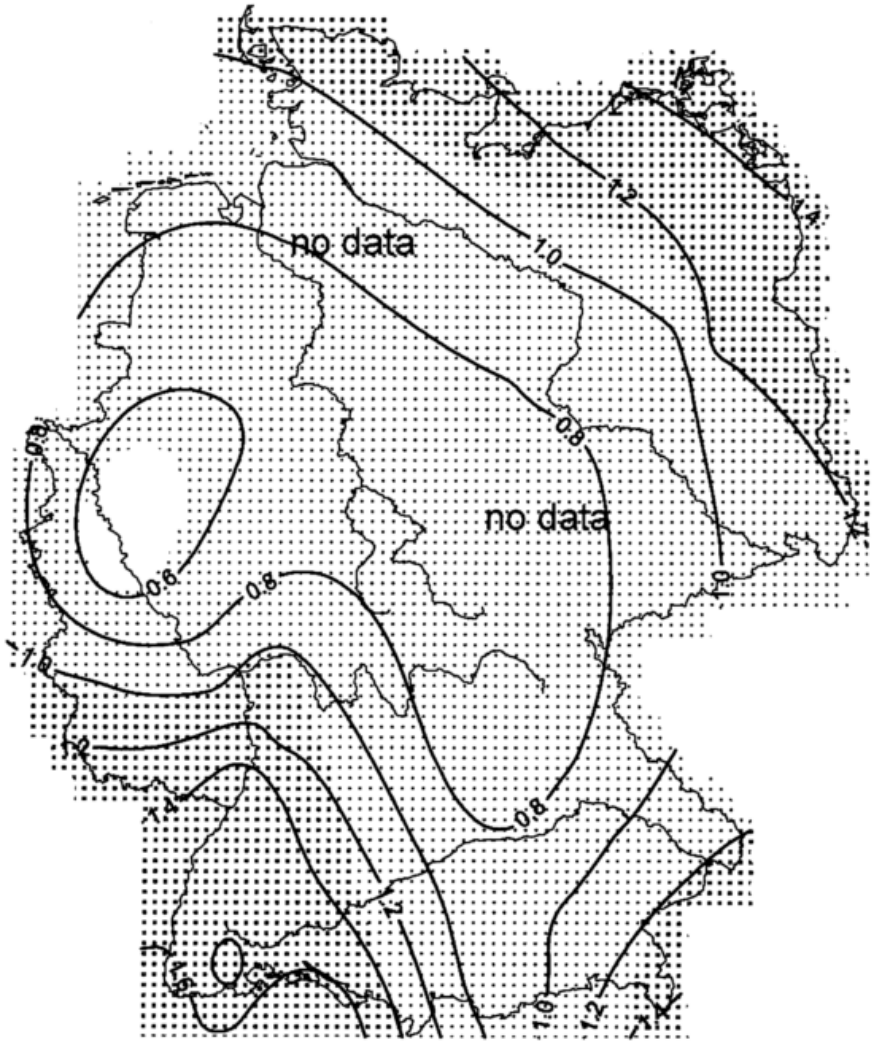
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Sommer
1896-1995



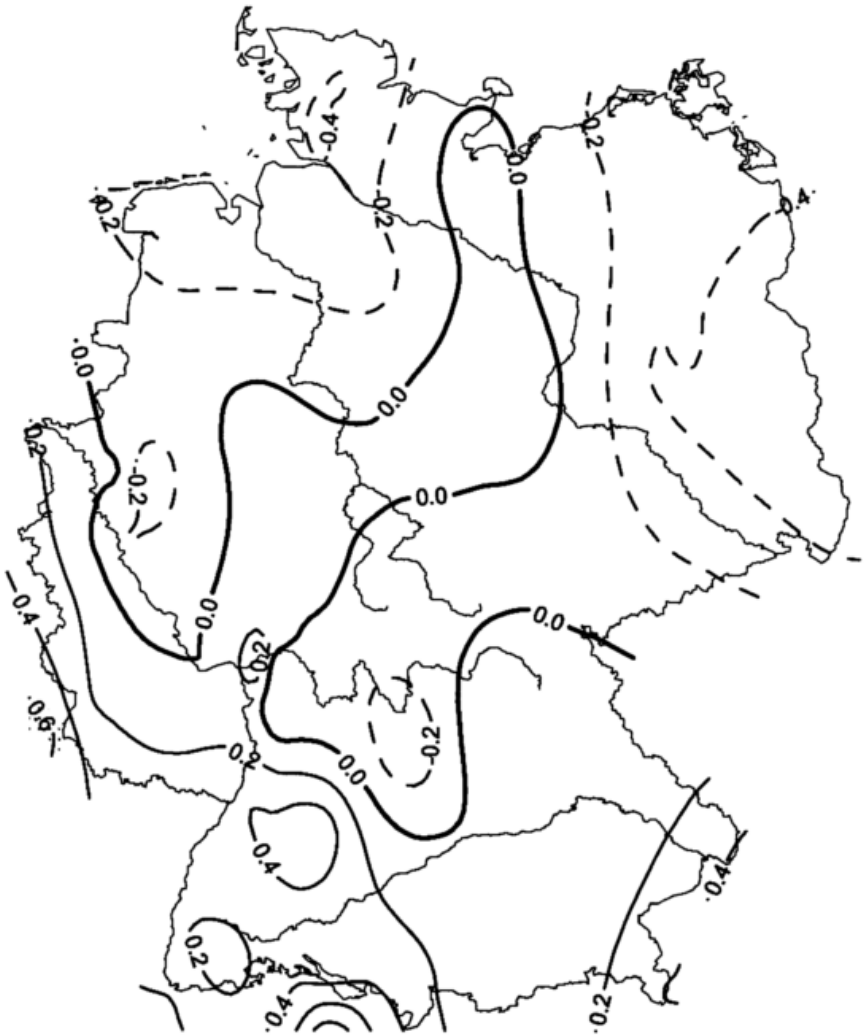
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Sommer
1966-1995



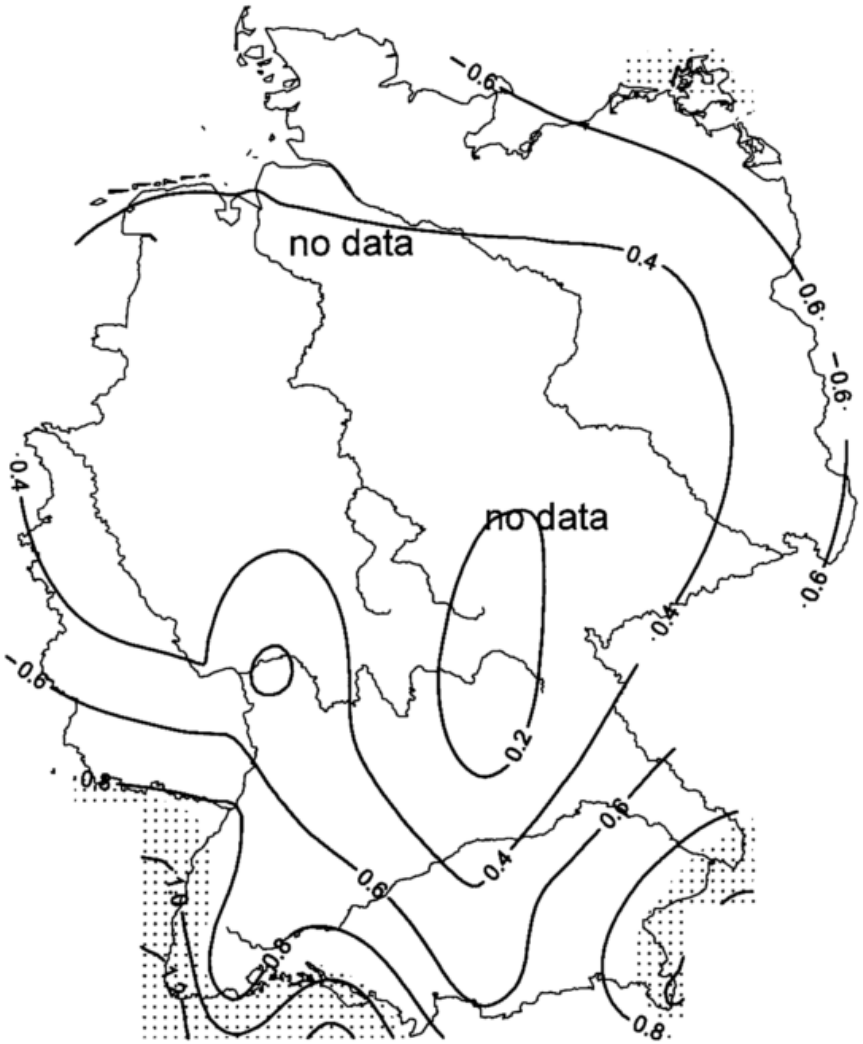
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Herbst
1896-1995



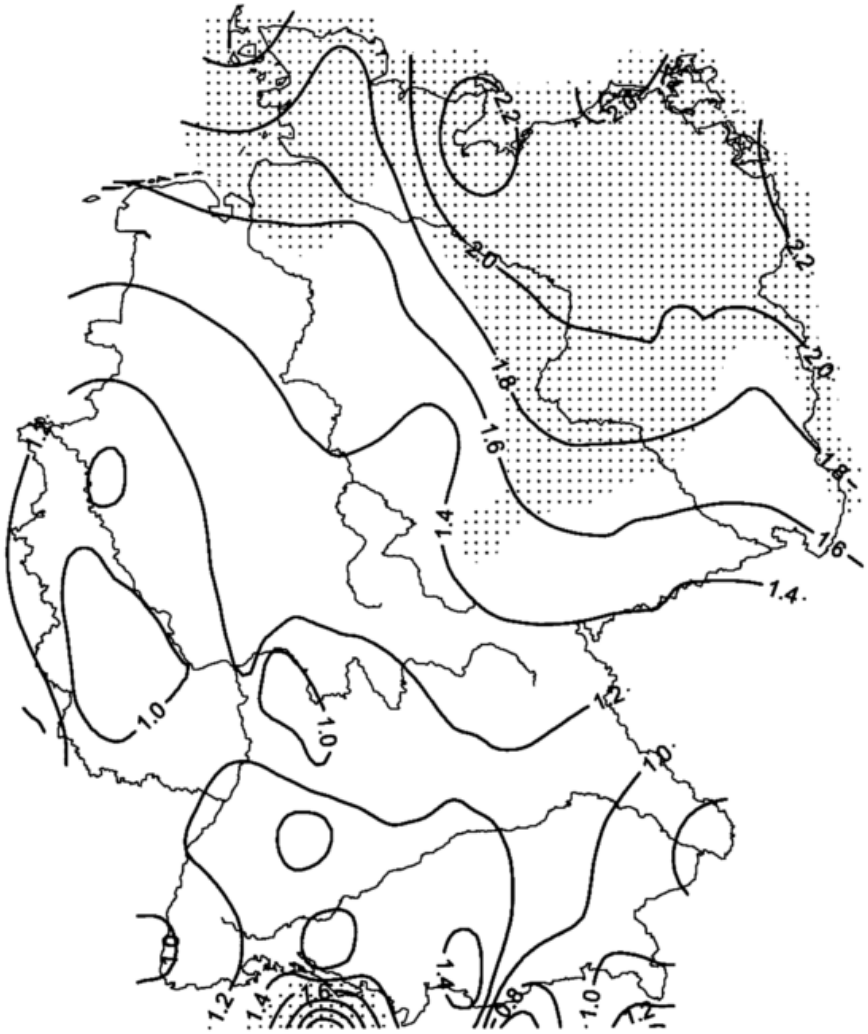
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Herbst
1966-1995



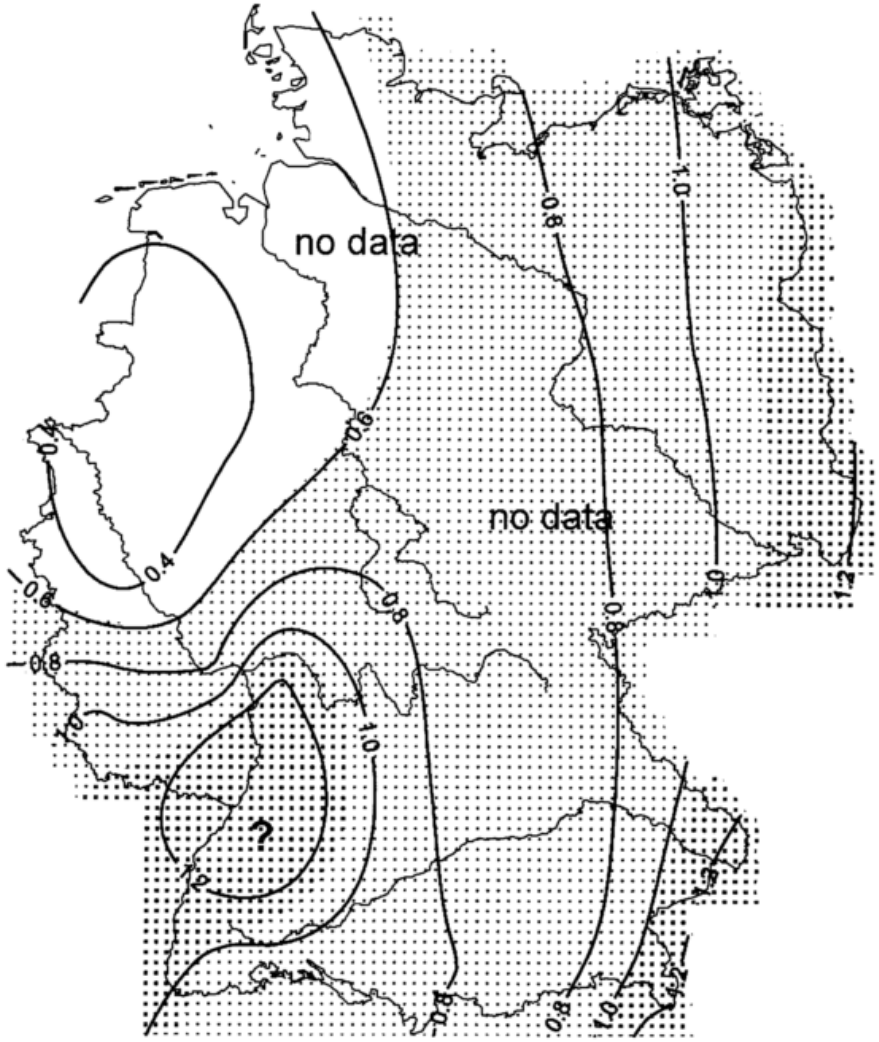
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Winter
1896-1995



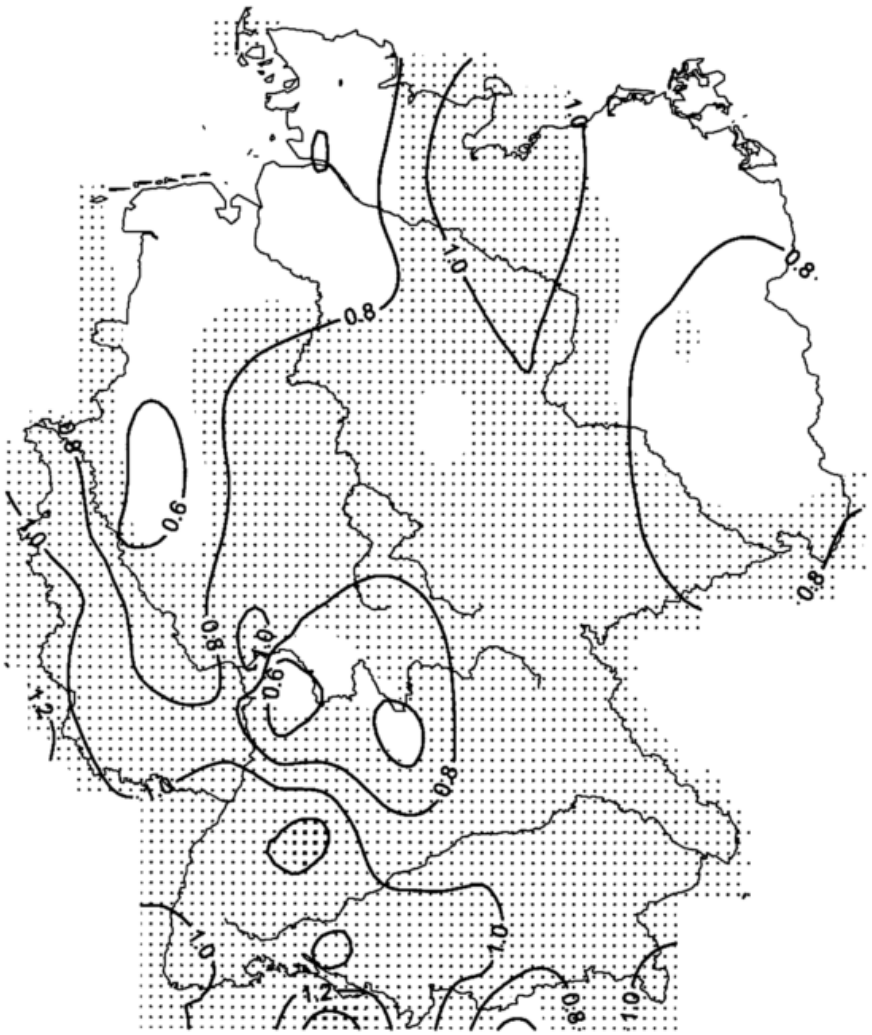
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Winter
1966-1995



Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Jahr
1896-1995

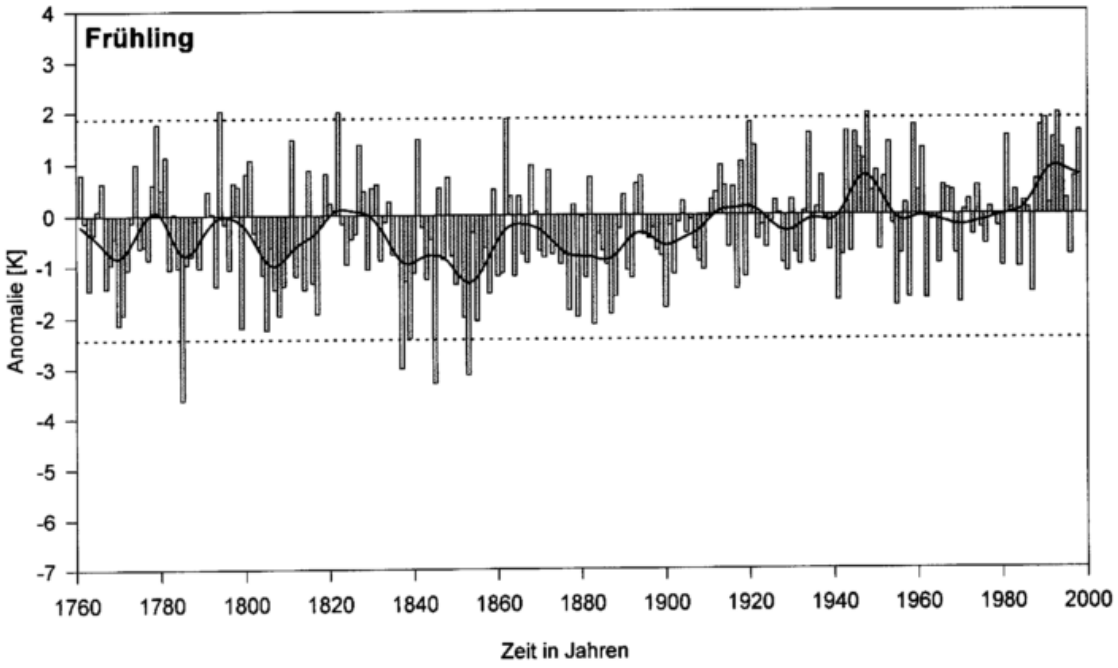


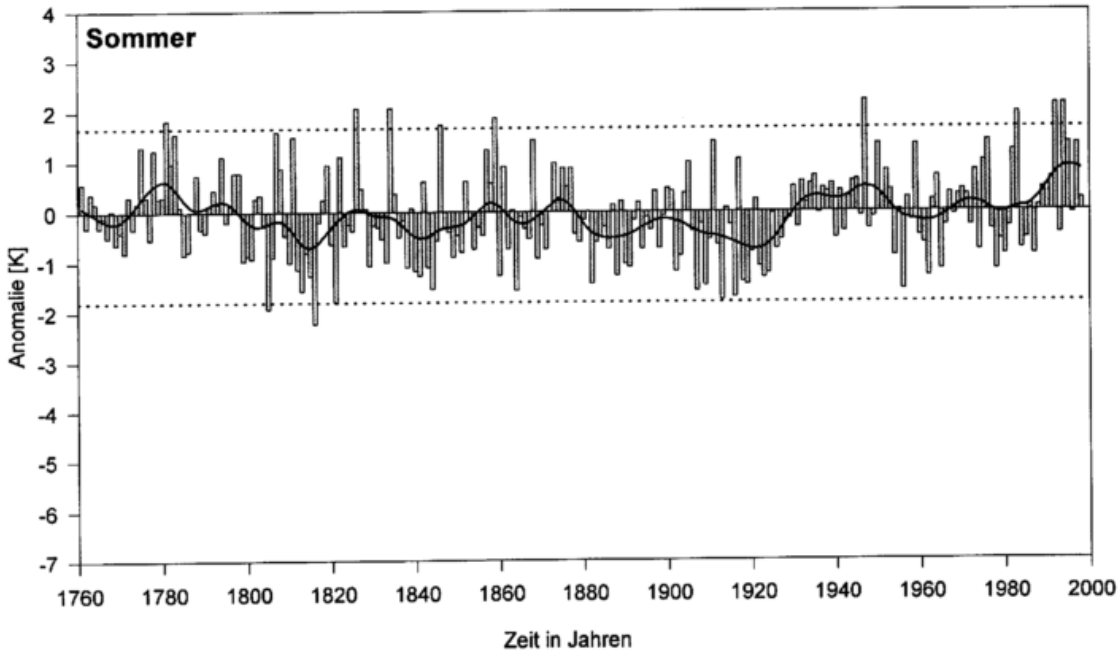
Lufttemperatur
Absoluter Trend [K]
Jahr
1966-1995

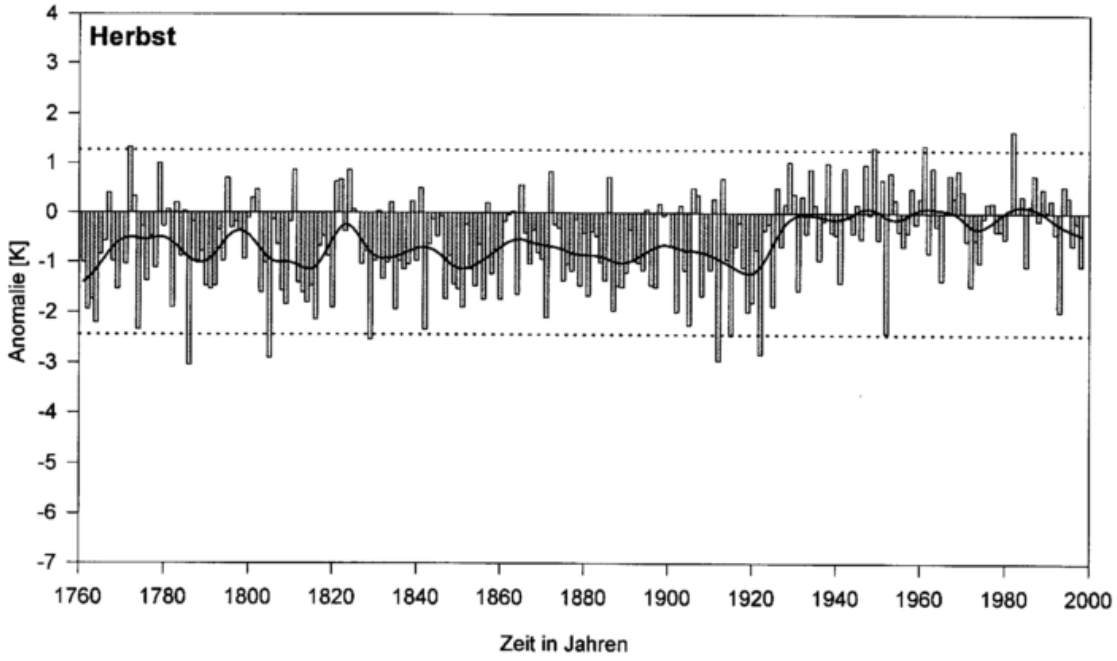


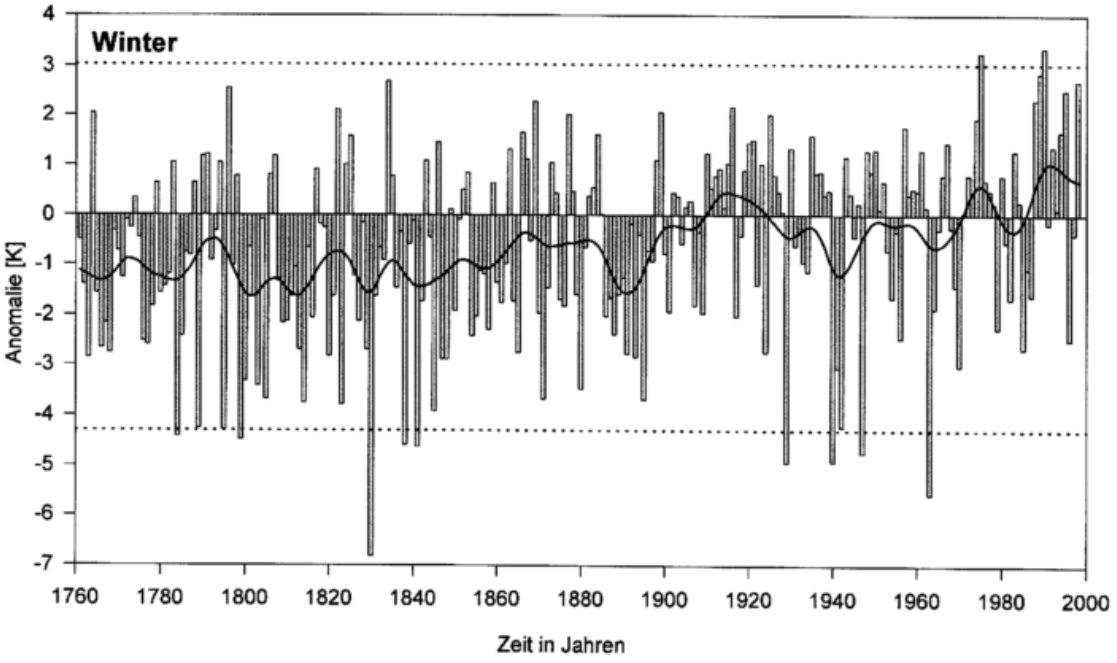
Anhang 4: Verlauf des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland für alle Jahreszeiten

Anomalie der Lufttemperatur gegenüber dem Mittelwert 1961-1990 in K (= °C) für 1761-1998; Balken = Jahreswerte, fett liniert = 20-jährig tiefpassgefilterte Werte, gestrichelte horizontale Linien = $\pm 2\sigma$ - Grenzen (σ = Standardabweichung).






Herbst
Anomalie [K]
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
1760
1780
1800
1820
1840
1860
1880
1900
1920
1940
1960
1980
2000
Zeit in Jahren


Winter
Anomalie [K]
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
1760
1780
1800
1820
1840
1860
1880
1900
1920
1940
1960
1980
2000
Zeit in Jahren

Anhang 5: Dokumentation der monatlichen Gebietsmittelwerte der Lufttemperatur in Deutschland 1761-1998

abgeleitet aus homogenen Stationszeitreihen, Anomalien in K (= °C) gegen Mittelwert 1961-1990,
Quellen: 1761-1890: Baur (4 Stationen), 1891-1996: Rapp (Gebietsmittel), 1997-1998: Rapp (geschätzt, deshalb vorläufig).

JAHR	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	FRU	SOM	HER	WIN	JAHR
1761	-1.09	1.29	1.47	-0.30	1.22	1.23	-0.70	1.18	0.90	-2.91	-1.00	-4.06	0.79	0.57	-1.00	-0.50	-0.24
1762	0.91	-1.01	-3.43	2.20	0.82	0.33	0.40	-1.62	-0.70	-3.11	-2.00	-4.06	-0.13	-0.29	-1.93	-1.38	-0.94
1763	-6.19	1.69	-2.03	-0.90	-1.48	0.13	0.10	0.88	-1.60	-2.61	-1.00	1.34	-1.47	0.37	-1.73	-2.85	-0.94
1764	2.61	2.19	-1.93	-0.90	1.72	0.43	1.40	-1.32	-2.40	-2.51	-1.70	-1.66	-0.37	0.17	-2.20	2.04	-0.34
1765	0.91	-3.91	1.17	0.50	-1.38	0.53	-1.80	0.38	-1.20	-0.01	-1.30	-2.06	0.09	-0.29	-0.83	-1.55	-0.64
1766	-3.79	-2.11	-0.53	1.70	0.72	0.33	-0.60	-0.02	0.20	-1.11	-0.80	-2.06	0.63	-0.09	-0.57	-2.65	-0.64
1767	-6.69	2.29	-0.83	-1.80	-1.68	-1.27	-0.60	0.38	0.10	-0.51	1.60	-3.06	-1.43	-0.49	0.39	-2.15	-1.04
1768	-4.49	-0.71	-2.43	-0.30	-0.18	0.03	0.20	-0.12	-1.70	-1.31	0.10	-0.46	-0.97	0.03	-0.97	-2.75	-0.94
1769	0.21	-0.71	-1.13	0.30	-0.48	-0.97	-0.20	-0.72	0.00	-4.41	-0.20	-0.16	-0.43	-0.63	-1.53	-0.32	-0.74
1770	-1.09	-0.91	-3.53	-2.50	-0.38	-0.77	-0.90	0.48	1.30	-0.91	-0.40	1.04	-2.13	-0.39	-0.00	-0.72	-0.64
1771	-1.89	-2.91	-4.03	-3.90	2.12	-0.37	-0.50	-1.52	-0.50	-0.41	-2.20	0.64	-1.93	-0.79	-1.03	-1.25	-1.34
1772	-1.29	0.39	0.07	-1.20	-2.08	1.43	-0.40	-0.12	0.90	1.59	1.50	0.24	-1.07	0.30	1.33	-0.08	0.06
1773	1.61	-2.61	-1.03	0.00	0.62	-0.37	-1.00	0.38	0.40	0.89	-0.30	1.44	-0.13	-0.33	0.33	-0.25	-0.04
1774	-0.89	0.49	1.57	1.40	0.02	0.93	-0.60	0.18	-1.40	-1.01	-4.60	-2.96	0.99	0.17	-2.33	0.34	-0.54
1775	-0.89	2.49	0.67	-1.10	-1.48	2.23	0.40	1.28	1.40	-0.21	-2.00	-1.06	-0.63	1.30	-0.27	-0.45	0.16
1776	-7.39	0.89	0.47	-0.30	-1.98	0.13	0.60	0.18	-1.10	-1.51	-1.50	-2.16	-0.60	0.30	-1.37	-2.52	-1.14
1777	-2.59	-3.01	-0.23	-2.30	-0.08	-0.67	-1.20	0.28	-1.00	-0.71	0.30	-2.06	-0.87	-0.53	-0.47	-2.58	-1.14
1778	-1.09	-2.31	-0.73	1.60	0.92	0.43	2.10	1.18	-1.60	-2.11	0.40	2.94	0.59	1.23	-1.10	-1.82	0.16
1779	-3.39	2.39	1.27	2.60	1.42	-0.57	0.00	1.38	1.50	1.39	0.10	2.04	1.76	0.27	0.99	0.64	0.86
1780	-3.29	-3.41	2.27	-1.60	0.82	-0.27	-0.20	1.38	-0.20	0.39	-1.00	-2.76	0.49	0.30	-0.27	-1.55	-0.64
1781	-1.79	0.29	0.57	1.70	1.12	2.23	0.70	2.58	1.50	-1.31	0.00	-0.76	1.13	1.83	0.06	-1.42	0.56
1782	1.81	-4.61	-1.53	-1.20	-0.48	1.43	1.50	-0.02	0.40	-2.51	-3.60	-1.66	-1.07	0.97	-1.90	-1.18	-0.84
1783	2.21	2.59	-1.83	0.90	1.02	1.53	2.20	0.98	1.00	0.29	-0.70	-3.76	0.03	1.57	0.19	1.04	0.56
1784	-5.59	-3.91	-2.53	-2.60	2.02	0.73	0.00	-0.42	1.30	-3.91	0.00	-2.26	-1.03	0.10	-0.87	-4.42	-1.44
1785	-1.59	-3.41	-7.23	-3.10	-0.58	-0.77	-0.80	-0.92	1.60	-1.21	-0.30	-1.26	-3.63	-0.83	0.03	-2.42	-1.64
1786	-0.49	-0.51	-3.33	1.30	-0.88	1.03	-2.00	-1.32	-1.60	-3.21	-4.30	-0.96	-0.97	-0.76	-3.03	-0.75	-1.34
1787	-2.29	0.79	0.67	-1.40	-1.68	0.73	-0.80	0.08	-0.70	0.69	-0.50	1.44	-0.80	0.00	-0.17	-0.82	-0.24
1788	1.01	-0.51	-1.33	0.20	0.82	1.43	1.80	-1.02	1.10	-1.21	-2.80	-10.56	-0.10	0.73	-0.97	0.64	-0.94
1789	-3.49	1.29	-5.23	0.00	2.12	-0.77	-0.30	0.08	0.00	-1.01	-1.30	0.74	-1.03	-0.33	-0.77	-4.25	-0.64
1790	0.61	2.19	0.17	-1.90	1.72	0.63	-1.60	-0.22	-1.40	-1.11	-1.90	0.64	-0.00	-0.39	-1.47	1.18	-0.14
1791	2.71	0.29	0.27	1.90	-0.78	-0.47	-0.30	1.18	-1.10	-1.11	-2.40	-0.46	0.46	0.13	-1.53	1.21	-0.04
1792	-0.39	-1.91	-0.33	1.40	-0.98	0.13	0.50	0.68	-1.50	-1.51	-1.40	-0.16	0.03	0.43	-1.47	-0.92	-0.44
1793	-2.19	1.39	-1.13	-1.90	-1.18	-1.57	1.50	0.58	-1.20	0.69	-0.50	1.04	-1.40	0.17	-0.33	-0.32	-0.34
1794	-0.29	2.39	2.27	3.50	0.32	1.13	2.80	-0.62	-1.70	-1.11	-0.10	-3.56	2.03	1.10	-0.97	1.04	0.46
1795	-7.79	-1.51	-1.73	2.10	-0.88	1.13	-2.00	0.28	1.10	2.49	-1.50	2.24	-0.17	-0.19	0.69	-4.28	-0.54
1796	4.71	0.69	-3.53	-0.50	0.82	-0.17	-0.30	0.88	1.60	-1.11	-1.40	-3.56	-1.07	0.13	-0.30	2.54	-0.14

JAHR	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	FRU	SOM	HER	WIN	JAHR
1797	0.41	0.09	-1.63	1.50	2.02	-0.87	1.80	1.38	0.80	-0.51	-0.80	0.84	0.63	0.77	-0.17	-1.02	0.46
1798	0.41	1.09	-0.83	1.30	1.22	1.23	0.10	0.98	1.00	-0.71	-1.30	-5.16	0.56	0.77	-0.33	0.78	-0.04
1799	-5.39	-2.91	-2.73	-2.10	-1.78	-1.57	-1.20	-0.12	-0.80	-1.31	-0.70	-5.96	-2.20	-0.96	-0.93	-4.48	-2.24
1800	-1.19	-2.81	-4.73	4.60	2.52	-2.47	-1.20	1.08	0.60	-1.51	0.60	-1.36	0.79	-0.86	-0.10	-3.32	-0.44
1801	0.91	-1.51	0.97	0.20	2.02	-1.47	-0.80	-0.52	0.90	0.59	-0.60	-0.26	1.06	-0.93	0.29	-0.65	0.06
1802	-3.59	-1.01	-0.33	0.50	-1.18	0.23	-1.40	1.98	0.00	1.59	-0.20	0.14	-0.33	0.27	0.46	-1.62	-0.24
1803	-5.89	-4.51	-1.73	2.30	-2.38	-1.07	1.20	0.88	-2.60	-1.71	-0.50	-0.76	-0.60	0.33	-1.60	-3.42	-1.44
1804	2.71	-2.21	-3.73	-1.00	1.22	0.23	-0.30	-0.72	0.80	-0.71	-3.10	-4.96	-1.17	-0.26	-1.00	-0.08	-0.94
1805	-4.09	-2.01	-2.13	-2.10	-2.48	-2.07	-2.00	-1.72	0.00	-4.71	-4.00	-0.96	-2.23	-1.93	-2.90	-3.68	-2.34
1806	2.41	0.99	-0.93	-2.90	1.92	-0.97	-1.10	-0.62	0.20	-1.51	0.90	3.44	-0.63	-0.89	-0.13	0.81	0.16
1807	-0.69	0.79	-3.93	-1.60	1.12	-0.87	1.50	4.18	-1.90	0.19	-0.20	-0.96	-1.47	1.60	-0.63	1.18	-0.14
1808	-0.79	-2.11	-5.63	-2.50	2.22	-0.57	1.60	1.58	-0.10	-2.81	-1.80	-5.66	-1.97	0.87	-1.57	-1.28	-1.34
1809	-2.69	1.89	-1.63	-3.80	1.22	-0.77	-0.70	0.08	-0.70	-2.61	-2.20	0.54	-1.40	-0.46	-1.83	-2.15	-0.94
1810	-3.89	-3.01	-0.13	-1.00	-1.18	-1.87	-0.70	-0.42	1.60	-1.51	-0.60	0.64	-0.77	-0.99	-0.17	-2.12	-1.04
1811	-5.09	-0.41	1.27	-0.50	3.62	2.93	1.50	0.08	-0.40	2.49	0.50	-0.36	1.46	1.50	0.86	-1.62	0.46
1812	-3.09	0.29	-1.73	-2.20	0.32	-0.47	-1.90	-1.02	-1.50	0.29	-3.00	-6.36	-1.20	-1.13	-1.40	-1.05	-1.74
1813	-3.39	1.69	-1.33	0.90	0.42	-1.37	-1.50	-1.82	-1.60	-1.71	-1.50	-1.26	-0.00	-1.56	-1.60	-2.68	-1.04
1814	-3.69	-6.31	-3.53	1.70	-2.58	-2.07	0.60	-0.92	-2.40	-2.51	-0.50	0.84	-1.47	-0.79	-1.80	-3.75	-1.74
1815	-4.39	1.59	1.47	0.30	0.82	-0.07	-2.30	-1.42	-1.30	-0.61	-2.50	-3.36	0.86	-1.26	-1.47	-0.65	-0.94
1816	-0.19	-2.61	-1.73	-0.40	-1.88	-2.07	-2.20	-2.42	-1.60	-1.71	-3.10	-1.96	-1.33	-2.23	-2.13	-2.05	-1.84
1817	2.01	2.69	-0.93	-4.10	-0.78	1.43	-1.20	-0.82	1.10	-4.01	0.90	-1.56	-1.93	-0.19	-0.67	0.91	-0.44
1818	1.21	-0.21	-0.13	0.70	-1.18	1.03	0.60	-0.92	-0.40	-1.21	0.20	-2.66	-0.20	0.23	-0.47	-0.18	-0.14
1819	0.81	1.09	0.37	1.30	0.72	1.13	0.90	0.78	0.50	-1.41	-1.70	-2.96	0.79	0.93	-0.87	-0.25	0.16
1820	-4.69	-0.81	-2.33	1.80	1.22	-1.87	-1.60	1.58	-1.50	-1.21	-3.00	-2.76	0.23	-0.63	-1.90	-2.82	-1.24
1821	0.31	-2.41	-1.13	2.40	-0.98	-2.87	-2.20	-0.32	0.60	-0.61	1.90	2.44	0.09	-1.79	0.63	-1.62	-0.24
1822	1.71	2.19	2.87	1.10	2.02	2.73	0.60	-0.02	-0.40	1.09	1.30	-3.66	1.99	1.10	0.66	2.11	0.96
1823	-7.59	-0.11	-0.33	-1.10	0.92	-1.17	-1.50	0.68	0.00	-0.61	-0.50	1.14	-0.17	-0.66	-0.37	-3.78	-0.84
1824	0.91	0.99	-1.23	-1.00	-0.68	-0.57	0.00	-0.12	1.30	-0.11	1.40	3.24	-0.97	-0.23	0.86	1.01	0.36
1825	1.81	-0.31	-2.93	1.30	0.22	-0.37	-0.40	-0.32	0.50	-1.11	0.80	2.24	-0.47	-0.36	0.06	1.58	0.16
1826	-5.79	-0.11	0.27	0.00	-1.38	0.93	2.30	2.98	0.60	0.69	-1.30	1.04	-0.37	2.07	-0.00	-1.22	0.06
1827	-1.79	-5.61	0.47	2.00	1.62	0.83	1.30	-0.72	0.00	0.29	-3.40	1.74	1.36	0.47	-1.03	-2.12	-0.24
1828	-0.49	-1.71	0.07	0.90	0.42	0.73	0.80	-1.32	-0.30	-1.21	-0.80	1.04	0.46	0.07	-0.77	-0.15	-0.14
1829	-4.69	-4.41	-2.33	-0.20	-0.68	-1.07	-0.20	-1.92	-1.30	-2.41	-3.90	-8.36	-1.07	-1.06	-2.53	-2.68	-2.64
1830	-7.29	-4.81	-0.03	1.50	0.12	-0.47	0.30	-0.62	-1.90	-1.51	0.50	-1.46	0.53	-0.26	-0.97	-6.82	-1.34
1831	-3.19	-0.21	0.27	2.10	-0.58	-1.17	0.40	-0.12	-1.60	2.39	-0.70	0.24	0.59	-0.29	0.03	-1.62	-0.14
1832	-1.39	-0.81	-1.13	0.10	-1.68	-0.67	-1.50	0.58	-1.30	-0.71	-2.00	-0.76	-0.90	-0.53	-1.33	-0.65	-0.94
1833	-4.29	2.29	-2.13	-1.70	3.42	1.53	-1.50	-3.02	-1.40	-1.11	-0.50	3.74	-0.13	-0.99	-1.00	-0.92	-0.34
1834	4.31	-0.01	-0.23	-1.40	2.42	1.53	3.00	1.68	1.80	-0.41	-0.80	0.24	0.26	2.07	0.19	2.68	1.06
1835	0.61	1.49	-0.43	-1.30	-0.58	0.43	0.80	-0.12	0.20	-1.81	-4.20	-2.96	-0.77	0.37	-1.93	0.78	-0.64
1836	-0.89	-0.51	2.77	-0.50	-2.28	0.13	-0.60	-1.02	-1.60	-0.11	-1.20	0.84	-0.00	-0.49	-0.97	-1.45	-0.44
1837	-0.79	-1.11	-3.73	-2.70	-2.58	0.03	-1.70	1.18	-1.90	-0.51	-1.00	-0.76	-3.00	-0.16	-1.13	-0.35	-1.34
1838	-8.39	-4.61	-1.03	-2.60	-0.28	-0.47	-0.80	-2.02	-0.20	-1.41	-1.50	-1.56	-1.30	-1.09	-1.03	-4.58	-2.04
1839	-0.29	0.09	-2.83	-3.50	-0.88	1.53	0.30	-1.62	0.00	0.09	0.60	0.14	-2.40	0.07	0.23	-0.58	-0.54

JAHR	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	FRU	SOM	HER	WIN	JAHR
1840	-0.09	-0.41	-4.03	1.10	-0.48	-0.47	-2.20	-0.82	-0.80	-3.01	0.90	-7.76	-1.13	-1.16	-0.97	-0.12	-1.54
1841	-1.89	-4.21	0.67	0.70	3.02	-1.07	-2.00	-0.72	0.90	0.59	0.00	1.84	1.46	-1.26	0.49	-4.62	-0.14
1842	-4.19	-2.81	0.27	-1.60	0.62	0.53	-1.20	2.48	-0.70	-3.21	-3.10	0.34	-0.23	0.60	-2.33	-1.72	-1.04
1843	0.91	1.99	-1.73	-0.40	-1.68	-2.07	-1.40	0.18	-0.70	-1.11	-0.10	1.64	-1.27	-1.09	-0.63	1.08	-0.34
1844	-0.99	-2.01	-2.03	0.90	-0.28	0.13	-2.20	-2.52	0.00	-0.51	0.10	-5.56	-0.47	-1.53	-0.13	-0.45	-1.24
1845	-0.39	-5.81	-7.23	0.10	-2.78	0.73	-0.10	-2.32	-1.20	-0.71	0.50	1.24	-3.30	-0.56	-0.47	-3.92	-1.54
1846	0.91	2.19	1.37	0.40	-0.18	1.73	1.60	1.88	0.70	0.89	-1.80	-3.76	0.53	1.73	-0.07	1.44	0.46
1847	-2.89	-2.01	-1.83	-2.60	1.82	-1.97	0.30	0.68	-2.60	-1.91	-0.70	-2.26	-0.87	-0.33	-1.73	-2.88	-1.34
1848	-7.49	1.09	0.47	1.40	0.32	0.83	-0.80	-1.22	-1.40	-0.11	-1.10	-0.76	0.73	-0.39	-0.87	-2.88	-0.74
1849	-0.99	2.09	-1.63	-1.40	0.62	0.33	-1.10	-1.92	-1.00	-1.01	-2.30	-2.96	-0.80	-0.89	-1.43	0.11	-0.94
1850	-5.39	2.59	-3.13	0.20	-1.18	0.23	-0.80	-0.82	-2.40	-2.81	0.60	-0.36	-1.37	-0.46	-1.53	-1.92	-1.14
1851	0.61	-0.51	-0.63	0.40	-3.38	-0.47	-1.50	-0.42	-2.50	0.49	-3.70	-1.16	-1.20	-0.79	-1.90	-0.08	-1.04
1852	2.01	0.69	-2.93	-2.90	-0.18	0.03	1.80	-0.02	-0.70	-2.11	2.10	3.04	-2.00	0.60	-0.23	0.51	0.06
1853	2.51	-3.01	-5.33	-2.90	-1.18	0.03	0.10	-0.62	-1.00	-0.31	-2.10	-5.36	-3.13	-0.16	-1.13	0.84	-1.54
1854	-0.49	-1.41	-0.73	-0.20	-0.08	-1.07	0.00	-1.12	-0.80	-0.81	-2.80	1.24	-0.33	-0.73	-1.47	-2.42	-0.64
1855	-2.59	-4.71	-2.33	-1.90	-1.98	-0.17	-0.80	0.08	-1.00	1.19	-2.10	-4.96	-2.07	-0.29	-0.63	-2.02	-1.74
1856	0.61	0.99	-2.53	0.80	-1.58	0.43	-2.00	0.18	-1.60	-0.01	-3.60	-0.36	-1.10	-0.46	-1.73	-1.12	-0.74
1857	-1.39	-1.81	-1.33	-0.60	0.02	0.53	1.30	1.88	0.90	1.29	-1.60	0.74	-0.63	1.23	0.19	-1.18	-0.04
1858	-2.59	-5.01	-2.33	-0.40	-1.88	3.03	-1.00	-0.32	1.30	-0.21	-4.80	-0.36	-1.53	0.57	-1.23	-2.28	-1.24
1859	0.51	1.79	2.07	-0.50	-0.08	0.93	2.90	1.78	-0.80	0.29	-1.70	-3.56	0.49	1.87	-0.73	0.64	0.26
1860	1.81	-2.31	-2.43	-1.50	0.32	-0.17	-2.20	-1.42	-1.00	-1.51	-2.70	-2.36	-1.20	-1.26	-1.73	-1.35	-1.34
1861	-4.89	1.99	0.67	-1.90	-2.18	1.63	0.00	1.08	-0.40	0.49	-0.60	-1.26	-1.13	0.90	-0.17	-1.75	-0.44
1862	-1.29	-0.41	1.87	1.80	1.92	-0.77	-0.70	-0.72	0.30	0.89	-1.30	-0.36	1.86	-0.73	-0.03	-0.98	0.06
1863	2.81	1.49	0.67	0.30	0.12	0.13	-1.20	1.18	-0.90	1.19	-0.20	1.44	0.36	0.03	0.03	1.31	0.56
1864	-4.99	-1.61	0.47	-1.90	-2.18	-0.57	-1.60	-2.52	-1.00	-2.01	-1.90	-4.16	-1.20	-1.56	-1.63	-1.72	-1.94
1865	0.21	-4.31	-4.43	2.40	3.12	-1.27	1.80	-0.82	1.20	-0.21	0.70	-0.86	0.36	-0.09	0.56	-2.75	-0.24
1866	3.01	2.79	-0.93	1.40	-2.78	2.23	-1.20	-2.02	0.70	-1.81	-0.10	0.34	-0.77	-0.33	-0.40	1.64	0.16
1867	-0.59	3.59	-2.13	0.10	-0.78	-0.27	-1.80	0.48	0.40	-1.51	-2.00	-2.46	-0.93	-0.53	-1.03	1.11	-0.54
1868	-1.49	2.39	-0.13	-0.70	3.72	1.63	1.30	1.38	1.50	-0.41	-2.10	3.44	0.96	1.43	-0.33	-0.52	0.86
1869	-0.59	3.99	-2.53	2.20	0.52	-2.47	1.20	-1.52	0.60	-2.41	-0.60	-1.26	0.06	-0.93	-0.80	2.28	-0.24
1870	0.21	-4.81	-2.53	0.00	0.42	-0.27	1.00	-1.52	-1.80	-1.11	0.10	-5.26	-0.70	-0.26	-0.93	-1.95	-1.34
1871	-4.59	-1.21	0.77	-0.60	-2.68	-2.67	-0.10	0.58	0.10	-3.11	-3.30	-5.56	-0.83	-0.73	-2.10	-3.68	-1.84
1872	0.41	0.79	1.27	1.10	0.22	-0.07	1.20	-1.12	0.40	0.39	1.70	1.74	0.86	0.00	0.83	-1.45	0.66
1873	2.41	-1.01	1.07	-1.00	-2.38	0.33	1.40	1.18	-1.30	0.39	0.20	0.24	-0.77	0.97	-0.23	1.04	0.16
1874	1.41	-0.31	-0.33	1.70	-3.18	0.13	2.20	-1.52	1.40	0.19	-2.50	-2.36	-0.60	0.27	-0.30	0.44	-0.24
1875	1.61	-4.31	-3.13	-0.60	0.82	1.53	-0.30	1.38	0.10	-2.61	-1.60	-2.76	-0.97	0.87	-1.37	-1.68	-0.84
1876	-2.99	0.29	0.27	0.90	-3.48	0.43	0.50	0.58	-1.40	1.09	-2.80	1.14	-0.77	0.50	-1.03	-1.82	-0.44
1877	2.61	2.29	-1.53	-1.40	-2.68	2.33	-0.40	0.68	-2.80	-2.11	1.40	-0.36	-1.87	0.87	-1.17	2.01	-0.14
1878	0.01	1.79	-0.63	1.00	0.22	0.03	-1.20	-0.12	0.40	0.29	-1.10	-2.46	0.19	-0.43	-0.13	0.48	-0.14
1879	-2.19	-0.11	-1.63	-1.80	-2.58	0.33	-2.50	0.38	0.20	-1.31	-3.30	-7.96	-2.00	-0.59	-1.47	-1.58	-1.84
1880	-2.29	-0.21	0.37	0.90	-1.38	-0.67	0.50	-0.32	0.40	-1.51	-0.10	3.14	-0.03	-0.16	-0.40	-3.48	-0.14
1881	-4.49	-0.61	-0.73	-2.30	-0.68	-0.67	1.50	-0.82	-1.70	-4.11	0.80	-0.36	-1.23	0.00	-1.67	-0.65	-1.14
1882	0.61	0.89	2.67	-0.20	-0.28	-1.47	-0.80	-2.02	-0.60	-0.51	0.00	0.04	0.73	-1.43	-0.37	0.38	-0.94

JAHR	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	FRU	SOM	HER	WIN	JAHR
1883	0.01	1.59	-4.53	-1.80	-0.08	0.13	-1.00	-0.92	-0.60	-0.71	-0.10	-0.16	-2.13	-0.59	-0.47	0.54	-0.64
1884	3.21	1.79	0.67	-2.00	0.22	-2.57	0.80	0.28	0.40	-1.11	-2.30	0.54	-0.37	-0.49	-1.00	1.61	-0.04
1885	-2.69	2.19	-0.93	1.30	-2.48	1.13	0.20	-2.22	-1.00	-1.81	-1.30	-1.26	-0.70	-0.29	-1.37	0.01	-0.74
1886	-0.99	-3.81	-3.23	0.50	-0.18	-1.57	-0.60	-0.02	1.50	0.09	0.60	-0.36	-0.97	-0.73	0.73	-2.02	-0.64
1887	-2.89	-1.71	-2.73	-0.70	-2.38	-0.17	1.50	-0.92	-1.10	-3.71	-1.10	-1.76	-1.93	0.13	-1.97	-1.65	-1.44
1888	-1.69	-3.71	-2.63	-2.00	-0.18	0.13	-2.40	-1.52	-0.70	-2.71	-1.00	-0.66	-1.60	-1.26	-1.47	-2.38	-1.54
1889	-1.99	-2.11	-3.33	-0.70	3.22	2.83	-0.90	-1.32	-2.40	-0.91	-1.20	-3.16	-0.27	0.20	-1.50	-1.58	-0.94
1890	2.21	-2.81	0.67	-0.70	1.22	-1.47	-1.60	-0.02	-0.60	-1.91	-1.10	-6.76	0.39	-1.03	-1.20	-1.25	-1.04
1891	-3.97	-1.21	-1.03	-2.43	0.18	-0.63	-0.94	-1.72	0.22	0.55	-1.74	0.60	-1.09	-1.09	-0.32	-2.78	-1.01
1892	-1.17	0.04	-2.92	-0.58	-0.24	-0.56	-1.19	1.25	0.13	-1.98	-1.09	-2.89	-1.24	-0.16	-0.98	-0.17	-0.93
1893	-6.46	0.82	0.68	1.40	-0.27	0.15	0.14	0.25	-1.23	0.47	-2.26	-0.77	0.60	0.18	-1.00	-2.84	-0.59
1894	-1.43	1.01	1.08	2.38	-1.21	-1.32	0.46	-1.32	-2.65	-1.46	0.63	-0.37	0.75	-0.72	-1.16	-0.39	-0.35
1895	-3.50	-7.23	-1.72	0.84	-0.30	0.01	0.01	-0.32	1.71	-2.11	0.60	-1.09	-0.39	-0.10	0.06	-3.70	-1.09
1896	-0.48	-0.61	1.67	-1.58	-1.46	1.25	0.03	-2.34	-0.75	-0.89	-2.75	-1.33	-0.45	-0.35	-1.46	-0.72	-0.77
1897	-2.15	0.69	1.30	-0.42	-1.62	1.40	-0.64	0.46	-1.27	-1.88	-1.36	0.08	-0.24	0.40	-1.50	-0.93	-0.45
1898	2.64	0.59	-0.71	-0.19	-1.16	-0.67	-2.66	1.18	0.17	-0.22	0.59	2.03	-0.68	-0.71	0.18	1.10	0.13
1899	2.52	1.63	-0.79	-0.34	-1.26	-0.66	0.26	0.15	-0.95	-1.43	2.21	-3.85	-0.79	-0.08	-0.05	2.06	-0.20
1900	0.95	0.54	-2.97	-0.92	-1.58	0.61	1.25	-0.47	0.10	-0.65	0.56	1.75	-1.82	0.46	0.00	-0.78	-0.06
1901	-3.05	-4.50	-1.53	0.44	0.48	0.09	1.40	-0.26	-0.16	-0.26	-1.61	-0.03	-0.20	0.41	-0.67	-1.93	-0.74
1902	3.03	-1.65	-0.13	0.28	-3.67	-0.25	-1.22	-2.06	-1.41	-2.21	-2.37	-2.82	-1.17	-1.17	-1.99	0.45	-1.20
1903	0.80	3.15	2.12	-2.89	0.33	-0.52	-0.89	-1.19	-0.11	0.41	0.13	-1.50	-0.14	-0.86	0.14	0.37	-0.01
1904	-0.76	0.52	-0.60	1.46	-0.08	-0.27	1.59	-0.21	-1.66	-0.91	-0.92	1.29	0.26	0.37	-1.16	-0.58	-0.04
1905	-1.36	0.60	0.92	-1.67	-0.30	1.64	1.61	-0.29	-0.83	-4.82	-1.11	-0.15	-0.35	0.98	-2.25	0.17	-0.48
1906	1.28	-0.25	-1.39	0.47	0.67	-0.89	-0.08	-0.18	-1.09	0.64	1.96	-3.13	-0.08	-0.38	0.50	0.29	-0.16
1907	-0.29	-2.01	-1.03	-1.49	0.50	-0.94	-2.70	-1.06	-0.39	1.98	-0.50	0.42	-0.67	-1.56	0.36	-1.81	-0.62
1908	-2.00	0.55	-1.33	-2.21	0.78	1.39	0.02	-2.12	-1.44	-0.95	-2.63	-1.54	-0.92	-0.23	-1.67	-0.34	-0.95
1909	-1.38	-2.96	-2.01	0.24	-1.47	-1.62	-2.21	-0.56	-0.93	0.93	-2.40	0.56	-1.08	-1.46	-0.80	-1.96	-1.15
1910	1.49	1.65	0.09	-0.22	0.02	0.84	-1.62	-0.85	-1.60	0.03	-1.88	1.72	-0.03	-0.54	-1.15	1.23	-0.02
1911	-0.80	0.71	0.40	-0.34	0.82	-0.58	2.05	2.72	0.81	-0.60	0.62	1.91	0.29	1.39	0.27	0.54	0.64
1912	-1.16	1.58	2.30	-0.59	-0.40	-0.03	0.84	-2.76	-4.48	-2.67	-1.70	1.99	0.43	-0.65	-2.95	0.77	-0.59
1913	0.06	0.74	2.45	0.32	0.08	-0.88	-2.62	-1.79	-0.85	0.33	2.61	0.85	0.95	-1.76	0.69	0.93	0.10
1914	-2.75	2.37	0.89	2.30	-1.48	-0.80	0.41	0.61	-1.03	-0.99	-0.79	2.39	0.57	0.07	-0.93	0.15	0.09
1915	0.44	0.26	-1.95	-0.64	0.69	1.76	-1.00	-1.54	-1.67	-2.93	-2.75	2.38	-0.63	-0.26	-2.45	1.03	-0.57
1916	3.90	0.20	0.26	0.62	0.75	-2.99	-1.20	-0.91	-1.63	-0.72	0.31	0.79	0.54	-1.70	-0.68	2.16	-0.05
1917	-2.65	-4.23	-3.73	-3.37	2.70	3.16	0.10	-0.13	0.93	-2.17	0.64	-3.13	-1.46	1.04	-0.20	-2.03	-0.99
1918	0.89	0.98	0.26	1.20	1.63	-2.52	-0.71	-0.93	-0.68	-1.38	-1.24	2.65	1.03	-1.38	-1.10	-0.42	0.01
1919	0.89	-0.85	-0.83	-2.20	-0.66	-0.68	-2.91	-0.75	1.05	-3.37	-3.64	-0.38	-1.23	-1.44	-1.98	0.89	-1.19
1920	2.47	2.23	2.44	1.59	1.34	-0.64	0.14	-1.87	-0.60	-2.32	-2.49	-0.41	1.79	-0.79	-1.80	1.44	0.15
1921	4.28	0.64	2.15	0.31	1.56	-1.16	1.56	0.32	-0.06	1.94	-4.09	-0.54	1.34	0.24	-0.73	1.50	0.57
1922	-1.92	-1.73	-0.34	-2.14	1.03	-0.06	-1.64	-1.55	-2.45	-4.20	-1.82	1.10	-0.48	-1.08	-2.82	-1.39	-1.31
1923	1.60	0.36	1.25	-0.82	-1.02	-4.43	1.47	-0.96	-0.52	0.93	-1.44	-2.61	-0.19	-1.30	-0.34	1.02	-0.51
1924	-2.38	-3.25	-1.70	-1.40	1.18	-0.51	-0.69	-2.45	0.07	0.17	-0.91	0.37	-0.64	-1.21	-0.22	-2.74	-0.95
1925	2.67	3.01	-2.41	0.53	1.47	-0.51	0.75	-0.37	-2.54	-0.82	-2.26	-1.47	-0.13	-0.04	-1.87	2.01	-0.16

JAHR	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	FRU	SOM	HER	WIN	JAHR
1926	0.31	3.56	0.37	2.08	-1.62	-1.83	0.23	-0.59	1.00	-1.40	1.92	-0.86	0.27	-0.73	0.50	0.80	0.26
1927	2.01	0.25	1.98	-0.50	-1.38	-1.53	0.13	-0.26	0.03	-0.60	-1.46	-3.49	0.03	-0.55	-0.67	0.46	-0.40
1928	1.82	1.84	-0.74	0.05	-2.17	-1.33	1.28	-0.47	-0.86	-0.49	1.87	-1.43	-0.95	-0.17	0.17	0.05	-0.05
1929	-4.02	-9.35	-1.03	-3.01	0.72	-0.99	0.41	0.17	2.04	0.50	0.56	2.48	-1.10	-0.13	1.03	-4.93	-0.96
1930	2.39	-0.88	0.65	0.82	-0.59	2.84	-0.76	-0.62	-0.28	-0.41	1.84	-0.50	0.29	0.48	0.38	1.33	0.37
1931	0.37	-1.73	-3.26	-1.68	2.67	0.50	-0.25	-1.18	-3.43	-1.85	0.59	-1.01	-0.75	-0.31	-1.56	-0.62	-0.85
1932	2.48	-2.54	-2.78	-0.41	0.24	-0.91	0.81	1.89	1.66	-0.65	-0.03	-0.33	-0.98	0.59	0.32	-0.35	-0.04
1933	-2.14	-0.41	1.44	-0.39	-0.82	-1.03	1.11	0.43	0.27	-0.08	-1.44	-4.82	0.07	0.17	-0.41	-0.96	-0.65
1934	0.78	0.64	0.55	2.91	1.28	0.77	1.20	-0.32	2.23	0.52	-0.08	4.17	1.58	0.55	0.89	-1.13	1.22
1935	-0.58	1.17	-0.84	-0.22	-1.81	1.55	0.62	-0.06	0.26	-0.76	0.99	-0.62	-0.95	0.70	0.16	1.58	-0.02
1936	3.34	-0.23	1.44	-1.26	0.24	0.54	-0.30	-0.34	0.12	-2.68	-0.30	0.70	0.14	-0.03	-0.95	0.83	0.10
1937	0.10	1.78	-0.54	0.50	2.31	0.75	0.12	0.52	-0.14	0.46	-0.82	-1.37	0.75	0.46	-0.16	0.86	0.30
1938	1.98	0.60	3.49	-2.25	-1.42	0.57	-0.33	0.94	0.41	-0.27	2.89	-2.59	-0.06	0.39	1.01	0.40	0.33
1939	2.83	1.24	-1.69	1.27	-1.67	0.84	-0.11	0.93	0.04	-2.65	1.43	-2.31	-0.69	0.55	-0.39	0.49	0.01
1940	-8.20	-4.26	-0.76	0.42	0.11	1.23	-0.88	-1.92	-1.00	-1.58	1.27	-3.51	-0.07	-0.52	-0.43	-4.92	-1.59
1941	-4.90	-0.78	-0.23	-1.81	-3.01	1.04	1.64	-1.46	-1.07	-1.17	-1.96	0.73	-1.68	0.40	-1.40	-3.06	-1.08
1942	-7.24	-6.17	-2.33	0.02	-0.07	-1.05	-0.92	0.80	1.65	1.88	-0.80	1.07	-0.79	-0.39	0.91	-4.22	-1.09
1943	-0.08	2.49	2.22	1.92	0.70	-0.94	0.60	1.19	0.32	0.60	-1.20	-0.64	1.61	0.28	-0.09	1.16	0.59
1944	3.38	-1.46	-2.56	1.09	-0.71	-1.32	0.26	2.87	-0.77	-0.59	0.15	-0.97	-0.72	0.60	-0.40	0.42	-0.05
1945	-3.63	3.28	1.98	1.34	1.42	1.15	1.03	-0.28	0.41	0.55	-0.45	0.34	1.58	0.63	0.17	-0.44	0.59
1946	-1.39	1.74	0.08	2.44	1.31	-1.03	1.16	-0.42	0.65	-2.02	-0.21	-3.18	1.27	-0.09	-0.52	0.23	-0.07
1947	-4.04	-7.02	-1.17	1.94	2.44	2.38	1.83	2.42	3.25	-1.38	1.06	0.32	1.07	2.21	0.97	-4.74	0.16
1948	3.50	0.03	2.20	2.45	1.27	0.22	-1.01	-0.25	0.26	-0.31	-0.04	-0.16	1.97	-0.34	-0.03	1.28	0.68
1949	1.46	1.28	-1.34	2.77	-0.06	-1.28	0.75	0.21	2.79	1.44	-0.25	1.97	0.45	-0.10	1.32	0.86	0.81
1950	-0.59	2.53	1.47	-0.46	1.52	2.27	1.03	0.75	-0.53	-1.24	0.17	-2.84	0.84	1.35	-0.53	1.30	0.34
1951	1.80	1.38	-1.34	-0.08	-0.66	-0.04	0.17	0.67	1.15	-1.52	2.40	1.78	-0.69	0.26	0.67	0.11	0.47
1952	0.68	-0.43	-0.95	2.98	0.13	-0.12	1.32	1.24	-2.84	-1.96	-2.42	-1.40	0.72	0.81	-2.40	0.67	-0.31
1953	-0.29	-0.48	1.35	1.72	1.09	0.81	0.53	-0.07	0.16	1.42	0.84	1.78	1.38	0.42	0.80	-0.72	0.73
1954	-2.67	-4.07	0.80	-1.49	0.14	0.68	-2.53	-0.80	0.06	0.76	-0.02	2.35	-0.18	-0.88	0.26	-1.65	-0.56
1955	-1.10	-2.25	-3.02	-0.49	-1.87	-0.83	0.48	0.43	0.14	-1.07	-0.16	1.64	-1.79	0.02	-0.36	-0.33	-0.67
1956	0.69	-9.74	-0.55	-2.11	0.34	-2.13	-0.08	-2.46	0.40	-0.83	-1.59	1.15	-0.77	-1.55	-0.67	-2.47	-1.40
1957	0.79	3.34	2.82	0.16	-2.33	1.42	0.78	-1.39	-1.67	0.06	0.44	-0.29	0.21	0.27	-0.39	1.76	0.34
1958	0.13	1.38	-3.74	-2.25	1.07	-0.84	0.00	0.29	1.12	0.22	0.15	1.53	-1.64	-0.18	0.49	0.40	-0.07
1959	0.45	-0.42	2.65	1.97	0.58	0.77	2.35	0.87	0.43	-0.38	-0.72	1.25	1.73	1.33	-0.22	0.52	0.81
1960	0.37	-0.17	0.71	-0.01	0.65	0.86	-1.58	-0.75	-0.85	-0.09	1.81	0.27	0.45	-0.49	0.29	0.48	0.10
1961	-0.30	3.92	2.52	3.11	-1.80	0.68	-1.78	-0.78	2.95	1.49	-0.32	-1.47	1.27	-0.62	1.37	1.29	0.68
1962	2.11	-0.15	-3.27	0.73	-2.43	-1.14	-1.97	-0.75	-1.01	-0.01	-1.37	-4.01	-1.65	-1.28	-0.79	0.16	-1.10
1963	-6.76	-5.96	-1.10	0.94	-0.19	0.47	0.82	-0.61	0.36	-0.88	3.25	-3.79	-0.11	0.22	0.91	-5.57	-1.12
1964	-1.94	0.11	-2.94	1.24	1.50	1.59	1.11	-0.60	0.29	-1.87	0.80	-0.42	-0.06	0.70	-0.26	-1.87	-0.09
1965	1.63	-2.10	-1.16	-0.72	-1.04	0.12	-2.01	-1.57	-0.63	-0.69	-2.74	1.61	-0.97	-1.15	-1.35	-0.29	-0.77
1966	-2.17	2.93	-0.27	1.11	0.85	1.56	-1.36	-1.04	-0.15	1.92	-1.81	1.00	0.56	-0.28	-0.01	0.79	0.21
1967	1.08	2.23	1.83	-0.80	0.44	-0.59	1.71	-0.05	0.45	1.96	-0.11	-0.42	0.49	0.35	0.76	1.43	0.64
1968	-0.57	0.21	0.97	1.71	-1.28	0.66	-0.73	-0.17	0.10	1.09	-0.29	-2.69	0.46	-0.08	0.30	-0.26	-0.08

JAHR	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	FRU	SOM	HER	WIN	JAHR
1969	0.86	-2.45	-2.63	-0.39	0.69	-0.56	1.48	0.04	0.58	1.06	0.96	-5.43	-0.77	0.32	0.86	-1.42	-0.48
1970	-2.01	-1.64	-2.33	-2.12	-0.78	1.83	-0.83	0.29	-0.13	-0.19	1.64	-0.34	-1.74	0.43	0.44	-3.02	-0.55
1971	-0.43	0.89	-2.45	0.86	1.83	-1.49	1.12	1.33	-1.16	-0.03	-0.49	2.71	0.08	0.32	-0.56	0.04	0.22
1972	-1.86	1.54	1.89	-0.27	-0.78	-0.85	0.74	-0.75	-2.54	-2.07	0.17	0.15	0.28	-0.28	-1.48	0.79	-0.38
1973	0.60	0.65	0.56	-2.18	0.40	0.82	0.34	1.26	0.83	-1.70	-0.75	-0.62	-0.40	0.80	-0.54	0.46	0.01
1974	3.69	2.72	2.09	0.70	-1.13	-1.22	-1.67	0.57	-0.19	-3.55	0.75	3.84	0.55	-0.77	-0.99	1.93	0.55
1975	4.86	1.05	0.11	-0.58	-0.34	-0.64	1.26	2.39	2.16	-1.47	-0.99	0.44	-0.27	1.00	-0.10	3.25	0.68
1976	1.56	0.09	-2.14	-0.36	0.72	2.05	2.42	-0.25	-0.63	0.44	0.75	-1.82	-0.59	1.40	0.18	0.69	0.23
1977	0.78	2.50	2.58	-1.73	-0.44	0.07	-0.48	-0.68	-1.51	1.09	1.02	1.26	0.13	-0.36	0.20	0.48	0.37
1978	1.17	-1.75	1.26	-0.81	-0.57	-0.57	-1.48	-1.42	-1.29	0.01	0.21	-0.66	-0.04	-1.15	-0.35	0.22	-0.49
1979	-3.93	-2.23	0.03	-1.02	0.24	1.10	-1.70	-1.09	-0.24	-0.42	-0.44	2.82	-0.25	-0.56	-0.36	-2.27	-0.57
1980	-2.10	1.65	-0.30	-1.29	-1.48	-0.72	-1.90	0.03	0.63	-1.09	-1.07	-0.12	-1.02	-0.86	-0.51	0.79	-0.64
1981	-0.89	-0.66	3.13	0.43	0.99	-0.15	-0.65	-0.14	0.69	-0.99	0.52	-2.98	1.51	-0.31	0.07	-0.55	-0.05
1982	-1.65	-0.40	0.74	-0.74	0.34	0.89	1.96	0.77	2.42	0.61	1.95	1.33	0.11	1.20	1.66	-1.67	0.68
1983	4.35	-1.85	1.01	1.17	-0.80	0.87	3.44	1.60	0.33	0.11	-0.45	-0.08	0.46	1.97	0.00	1.27	0.80
1984	1.58	-0.68	-1.41	-0.45	-1.31	-1.65	-1.11	0.54	-1.09	1.17	0.95	0.33	-1.05	-0.74	0.34	0.27	-0.26
1985	-4.91	-3.46	-0.69	0.30	1.13	-1.81	0.47	-0.29	0.10	-0.13	-3.20	2.81	0.24	-0.54	-1.07	-2.68	-0.80
1986	0.51	-6.58	-0.47	-1.15	1.94	0.52	0.09	-0.29	-2.03	0.59	1.87	1.15	0.10	0.10	0.14	-1.08	-0.32
1987	-5.31	-0.67	-3.83	1.65	-2.46	-1.49	-0.03	-1.07	1.12	0.32	0.85	1.30	-1.54	-0.86	0.76	-1.61	-0.80
1988	3.98	1.66	-0.82	0.67	2.14	-0.27	0.11	0.44	-0.04	0.56	-0.98	2.47	0.66	0.09	-0.15	2.31	0.82
1989	3.04	3.03	3.56	-0.17	1.75	0.05	0.84	0.48	1.18	1.44	-1.14	1.64	1.71	0.45	0.49	2.84	1.30
1990	3.04	5.38	3.52	0.16	1.88	-0.11	-0.21	1.81	-1.53	1.21	0.43	0.00	1.85	0.49	0.03	3.35	1.29
1991	2.09	-2.62	3.11	-0.05	-2.47	-1.83	2.33	1.48	1.53	-0.75	0.00	0.01	0.19	0.66	0.26	-0.17	0.23
1992	1.53	2.56	1.41	0.51	2.48	2.05	1.80	2.55	0.05	-2.62	1.31	0.52	1.46	2.13	-0.42	1.36	1.17
1993	2.93	-3.09	0.25	3.08	2.54	0.29	-0.85	-0.76	-1.17	-1.20	-3.57	2.19	1.95	-0.44	-1.98	0.12	0.05
1994	3.38	-0.56	2.68	0.67	0.45	0.53	4.55	1.34	-0.17	-1.35	3.14	2.68	1.26	2.14	0.54	1.67	1.44
1995	0.72	4.10	-0.34	1.08	0.14	-0.99	3.20	1.86	-0.72	2.68	-1.02	-2.64	0.29	1.35	0.31	2.50	0.67
1996	-2.26	-2.60	-2.55	1.22	-1.08	0.25	-1.08	0.68	-2.43	0.15	0.36	-2.98	-0.80	-0.05	-0.64	-2.50	-1.02
1997	-1.77	3.58	2.44	-0.76	0.47	0.44	0.18	3.48	0.66	-1.24	-0.01	1.20	0.71	1.34	-0.19	-0.39	0.72
1998	2.80	4.06	1.51	1.37	1.94	1.07	-0.59	0.22	-0.09	-0.60	-2.52	0.15	1.60	0.23	-1.07	2.68	0.79

Anhang 6: Lineare Trends [°C] des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland und Österreich für 1769-1998, 1899-1998, 1969-1998

Signifikanzniveau 95 % Sigifikanzniveau 99 %

Datenquelle Österreich: Böhm, 1992, 1998 (ZAMG).

	1769-1998 (230 Jahre)		1899-1998 (100 Jahre)		1969-1998 (30 Jahre)	
	Deutsch-land	Öster-reich	Deutsch-land	Öster-reich	Deutsch-land	Öster-reich
Januar	2.3	1.5	0.1	0.5	0.8	0.7
Februar	0.8	0.7	0.2	1.0	0.6	0.1
März	2.0	1.4	1.0	0.7	1.5	1.1
April	0.6	0.1	0.8	1.1	1.5	0.9
Mai	0.1	-0.5	0.4	0.9	1.0	1.1
Juni	-0.0	-0.4	0.4	1.0	-0.1	0.9
Juli	0.6	-0.2	0.9	1.1	1.3	1.7
August	0.1	-0.4	1.5	1.6	1.5	2.0
September	0.2	0.1	0.8	1.2	-0.2	0.5
Oktober	0.8	0.4	1.1	1.0	0.4	1.3
November	1.4	1.3	0.9	0.8	-0.4	0.1
Dezember	1.6	1.3	0.7	0.6	1.3	1.6
Frühling	0.9	0.3	0.7	0.9	1.3	1.0
Sommer	0.2	-0.4	0.9	1.2	0.9	1.6
Herbst	0.8	0.6	0.9	1.0	-0.1	0.6
Winter	1.6	1.1	0.3	0.9	0.9	1.1
Jahr	0.9	0.4	0.7	0.9	0.8	1.0

Anhang 7: Reproduktion einer "Special-Witterungskarte von Teutschland, der Schweiz und den Niederlanden"

Fund am Institut für Meteorologie und Geophysik der Goethe-Universität Frankfurt am Main, einer der ersten klimatologischen Karten, vermutlich Anfang des 19. Jahrhunderts, Autor unbekannt.

