

# Änderung der Sturmtätigkeit über den Weltmeeren, untersucht anhand von Luftdruckbeobachtungen

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

vorgelegt von  
Nadja Saleck



Kiel 2005

Referent: Prof. Dr. Eberhard Ruprecht  
Korreferent: Prof. Dr. Andreas Macke  
Tag der mündlichen Prüfung: 06.07.2005  
Zum Druck genehmigt:

Der Dekan

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>iii</b>
<b>Abstract</b>	<b>iv</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Aktuelles Interesse . . . . .	1
1.2 Parameter zur Charakterisierung der Zyklonenaktivität . . . . .	1
<b>2 Änderung der Zyklonenaktivität - bisherige Untersuchungen</b>	<b>4</b>
2.1 Voraussetzungen zur Entstehung und Erhaltung von Zyklonen . . . . .	4
2.1.1 Zyklonen der mittleren Breiten . . . . .	5
2.1.2 Tropische Zyklonen . . . . .	7
2.2 Veränderte Ausgangsbedingungen aufgrund des Klimawandels . . . . .	8
2.3 Trends und Variabilitäten der Zyklonenaktivität . . . . .	9
2.4 Fragestellung und Ziel der vorliegenden Arbeit . . . . .	11
<b>3 Verwendete Daten und deren Eigenschaften</b>	<b>13</b>
3.1 Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) . . . . .	13
3.2 Veränderungen der Datendichte . . . . .	14
3.3 Gebietseinteilung . . . . .	14
3.4 Statistische Eigenschaften . . . . .	16
3.4.1 Mittelwerte und Standardabweichungen . . . . .	16
3.4.2 Häufigkeitsverteilungen . . . . .	17
<b>4 Luftdruckperzentile und Fehlerabschätzung</b>	<b>23</b>
4.1 Extremwertstatistik . . . . .	23
4.2 Quantile und Perzentile . . . . .	24
4.3 Zeitreihen der 5%-Perzentile des Luftdrucks - am Beispiel des Nordatlantiks .	25
4.3.1 Monatsperzentile . . . . .	25
4.3.2 Jahreszeitliche Perzentile . . . . .	29
4.3.3 Problemgebiete . . . . .	32
4.4 Abschätzung von Fehlern aufgrund der geringen Datendichte - am Beispiel des Nordatlantiks . . . . .	33

4.4.1	Die Monte-Carlo-Methode . . . . .	33
4.4.2	Simulation einer geringen Datendichte . . . . .	33
4.4.3	Ableitung dreier Fehlermaße . . . . .	34
4.4.4	Fehler der Luftdruckperzentile in den Jahren 1889 bis 1960 . . . . .	37
4.5	Zeitlicher Trend der Luftdruckperzentile unter Berücksichtigung der Fehlerabschätzung . . . . .	39
4.5.1	Geforderte Voraussetzungen . . . . .	41
4.5.2	Trend über dem Nordatlantik . . . . .	44
4.5.3	Trend über den Weltozeanen . . . . .	50
4.5.4	Grenzen der Fehlerberechnung . . . . .	51
<b>5</b>	<b>Zeitreihenanalyse</b>	<b>55</b>
5.1	Selektive Zeitreihenzerlegung . . . . .	55
5.1.1	Gebietsauswahl und Anpassung der Anzahl der Daten . . . . .	56
5.1.2	Regression . . . . .	59
5.1.3	Extremereignisse . . . . .	62
5.1.4	Bemerkungen zur Durchführung der Zeitreihenzerlegung . . . . .	62
5.2	Signifikante Kurven . . . . .	64
5.3	Zeitliche Entwicklung der Extremereignisse . . . . .	70
5.3.1	Extremereignisse über dem Nordatlantik . . . . .	70
5.3.2	Extremereignisse über dem Nordatlantik - jahreszeitlich getrennt . . .	76
5.3.3	Extremereignisse über den übrigen Weltozeanen . . . . .	85
<b>6</b>	<b>Ergebnisse der Perzentilmethode und der Zeitreihenanalyse im Vergleich</b>	<b>88</b>
<b>7</b>	<b>Diskussion</b>	<b>91</b>
7.1	Veränderungen über dem Atlantik . . . . .	91
7.2	Veränderungen über dem Pazifik . . . . .	94
7.3	Mögliche Ursachen der Veränderungen . . . . .	95
7.4	Ausblick . . . . .	96
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>98</b>
A.1	Parameter der signifikanten Kurven . . . . .	98
A.2	Trend der Luftdruckperzentile ab 1951 . . . . .	100
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>102</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>105</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>107</b>

# Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit untersucht die Veränderung der Sturmtätigkeit über den Weltmeeren im Zeitraum von 1889 bis 1997. Hierfür wurden Luftdruckbeobachtungen aus Schiffsmessungen des Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) verwendet. Dabei wird davon ausgegangen, dass Gebiete mit niedrigen Luftdrücken an Gebiete mit hohen Windgeschwindigkeiten gekoppelt sind, wie es verschiedene Studien zeigen. Untersuchungen deuten darauf hin, dass die Bestimmung von langfristigen Trends in Beobachtungsdaten durch die geringe Anzahl von Beobachtungen vor 1950 erschwert wird. Ein Schwerpunkt dieser Arbeit lag deshalb darauf, mit Hilfe von Monte-Carlo-Rechnungen die Fehler abzuschätzen, mit denen aufgrund der Schwankungen in den Beobachtungszahlen zu rechnen ist.

Um zu untersuchen, ob das Auftreten extrem niedriger Luftdrücke zugenommen hat, wurden zwei verschiedene Methoden verwendet. Diese wurden auf Daten einzelner Gebiete einer Größe von  $15^\circ \times 15^\circ$  bzw.  $20^\circ \times 20^\circ$  angewendet. Zum einen wurde der zeitliche Trend der 5%-Perzentile des Luftdrucks berechnet. Zum anderen wurden einzeln auftretende Extremereignisse mit Hilfe einer selektiven Zeitreihenzerlegung analysiert.

Die Ergebnisse zeigen, dass in einigen Gebieten des Nordatlantiks im Bereich von  $45^\circ$  bis  $70^\circ$  N die niedrigsten 5% aller Luftdruckwerte einen signifikanten Trend hin zu niedrigeren Werten aufweisen. Dieser Trend ist zum Teil robust gegen den Fehler aufgrund der schwankenden Beobachtungszahlen und deutet somit auf eine Intensivierung der Sturmtätigkeit hin. In anderen Gebieten konnten zwar durchaus auch signifikante Trends in den Daten gefunden werden, allerdings erwiesen sie sich nicht als robust gegen den abgeleiteten Fehler aufgrund der Änderungen in der Beobachtungszahl. Die Größe der abgeschätzten Fehler deutet darauf hin, dass es unbedingt erforderlich ist, diese Fehler zu berücksichtigen, um sichere Aussagen über langfristige Trends von Beobachtungsdaten mit stark veränderlicher Datendichte treffen zu können.

In weiten Bereichen der Südhemisphäre war die Anzahl der Beobachtungen so gering, dass keine Berechnungen durchgeführt werden konnten.

Die Analysen des Auftretens von Extremereignissen stützen die Ergebnisse der Perzentilmethode im nördlichen und mittleren Bereich des Nordatlantiks. So nimmt die Anzahl der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck in Gebieten auf Höhe der Britischen Inseln zu, während sie auf Höhe der Iberischen Halbinsel unverändert bleibt. Im Bereich des südlichen Nordatlantiks dagegen deutet sich eine Zunahme der Anzahl der Extremereignisse mit sehr niedrigem und sehr hohem Luftdruck an, die mit der Perzentilmethode nicht gefunden wird.

Aufgrund der gewonnenen Erkenntnisse unter Einbeziehung der abgeschätzten Fehler kann nur davon ausgegangen werden, dass es im nördlichen Bereich des Nordatlantiks zu einer Intensivierung der Sturmtätigkeit in der Zeit von 1889 bis 1997 gekommen ist. Das beobachtete räumliche Muster im Nordatlantik mit einer Intensivierung der Sturmtätigkeit im Norden und keiner erkennbaren Veränderung im Süden zeigen Modellrechnungen anderer Arbeiten auch für die kommenden Jahrzehnte.

# Abstract

The present work analyses the change in storminess above worldwide oceans over the period from 1889 until 1997. Atmospheric pressure data obtained by ship observations as part of the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) were used. It is assumed that areas showing low atmospheric pressure are linked to areas with high wind speed as several studies show. Recent investigations indicate that the low number of observations before 1950 hamper the determination of long-term trends in observation data. Therefore, one main focus of the present study was to estimate statistical errors resulting from the variability in the number of observations by means of Monte Carlo calculations.

Two different methods were used to investigate if extremely low atmospheric pressure values appear more frequently. They were applied to areas of  $15^\circ \times 15^\circ$  and  $20^\circ \times 20^\circ$  in size, respectively. The temporal trend of 5%-percentiles was determined first. In addition single occurring extreme events were analysed by applying a statistical time series decomposition.

The results reveal that the lowest 5% of the atmospheric pressure values show significant trends towards lower values in some areas of the North Atlantic ranging from  $45^\circ$  to  $70^\circ$  N. This trend is to some extent statistically robust against the statistical error resulting from the fluctuating number of observations and thus indicates an intensification of storminess. Though statistically significant trends could also be found in other areas, they were not robust against the statistical error resulting from the fluctuating number of observations. The estimated errors show that it is essential to take these errors into account in order to reliably assess long-term trends of observation data with highly changing number of observations.

The number of observations turned out to be too small to perform any calculations over a wide area of the Southern Hemisphere.

The analyses of the occurrence of extreme events support the results of the percentile methods in the northern and middle North Atlantic. So the number of extreme events with very low pressure values increase in the areas at latitudes comparable to the British Islands, while they do not change in areas at latitudes comparable to the Iberian Peninsula. In contrast an increase in the number of extreme events with very low and very high atmospheric pressure values are found in the region of the southern North Atlantic, which the percentile method does not show.

On the basis of the obtained results, taking the estimated errors into account, it must be assumed that storminess increased in the northern part of the North Atlantic over the period from 1889 until 1997. Other investigations indicate a similar spatial pattern for the coming decades using model simulations. They show intensification in storminess for the North and no noticeable change for the South of the North Atlantic.

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Aktuelles Interesse

Orkan Lothar fegte im Dezember 1999 über Europa hinweg und kostete 100 Menschen das Leben. Außerdem richtete er einen Milliarden Schaden an (Münchener Rück, 2001). Auch in den Tropen hinterließen Hurrikane, wie Mitch 1998 oder Ivan 2004, Spuren der Verwüstung (Münchener Rück, 2005). Spätestens seit diesen heftigen Sturmereignissen gibt es eine öffentliche Diskussion darüber, ob die Sturmtätigkeit aufgrund des anthropogenen Klimawandels zunimmt, ob sich der Mensch also größeren Gefahren ausgesetzt sehen muss. Die Schäden, die Stürme verursachen, nehmen immer größere Ausmaße an (Münchener Rück, 2005). Dies kann einmal daran liegen, dass Menschen verstärkt in gefährdeteren Gebieten siedeln, dass der Wert der den Stürmen ausgesetzten Dinge ansteigt oder dass einfach die Schäden stärker dokumentiert werden, weil z.B. auch mehr Dinge versichert sind. Da jedoch eine Betrachtung, die nur die Schäden im Auge hat, trügerisch sein kann, ist es wichtig, objektiv und wissenschaftlich eine zeitliche Veränderung der Windtätigkeit zu untersuchen. Bisher konnte noch nicht eindeutig geklärt werden, ob es zu einer langfristigen Verstärkung von Stürmen aufgrund des menschlichen Handelns gekommen ist (IPCC, 2001).

### 1.2 Parameter zur Charakterisierung der Zyklonenaktivität

Um festzustellen, ob sich die Zyklonenaktivität langfristig verändert hat, sind Datensätze nötig, die zeitlich homogen sind. Das Hauptinteresse liegt auf Zeitreihen der Windgeschwindigkeit, da diese unmittelbar ein Gefährdungspotential darstellt. Solche Zeitreihen liegen zwar z.B. aus Schiffsmittellungen vor, sie zeigen allerdings einige Schwächen. Windgeschwindigkeiten konnten früher nämlich nur anhand der Beaufort-Skala abgeschätzt werden. Dabei wurden verschiedene Kriterien angewendet, die die Wirkung des Windes auf die Segel eines Schiffes und auf die Meeresoberfläche charakterisieren. Die ursprüngliche Definition war zunächst auf einen bestimmten Schiffstyp beschränkt und mit der Weiterentwicklung der Segelschiffe und Aufkommen von Dampfern wurde dieses Prinzip zwar weiterhin angewendet, war jedoch zunehmend mit Fehlern behaftet (Hasse, 2003). Ein weiterer Kontinuitätsbruch

in der Messung von Windgeschwindigkeiten vollzog sich mit der Einführung von direkten Messungen mit Anemometern nach 1950 (Cardone et al., 1990; Hasse, 2003), was jedoch nur auf den ersten Blick Verbesserungen in den Windgeschwindigkeitsbestimmungen brachte. Denn auch hier treten Verfälschungen auf, z.B. durch Abschattungseffekte, Fehler bei der Einberechnung der Fahrgeschwindigkeit des Schiffes oder bei der Höhenkorrektur.

Es konnte gezeigt werden, dass positive Trends in den Windgeschwindigkeiten nach 1950 zum größten Teil auf die soeben beschriebenen Veränderungen in der Messmethodik zurückzuführen sind (Peterson und Hasse, 1987; Cardone et al., 1990; Hasse, 2003). Daher ist es sinnvoller, andere Parameter heranzuziehen, nämlich solche, die über die Jahre hinweg mit einer nahezu unveränderten Methode gemessen wurden. Einige Arbeiten verwenden daher Pegelmessungen (z.B. von Storch und Reichardt, 1997; Bijl et al., 1999). Diese resultieren aus einfachen Messverfahren und geben indirekt Aufschluss über die Windaktivität. Ein besonders geeigneter Parameter ist der Luftdruck. Sein Vorteil ist, dass er mit Barometern gemessen wird und diese sich kaum verändert haben. Außerdem ist die Messung nahezu unabhängig von Windumströmungen, besonders bei Messungen auf Schiffen bedeutend. Daher wird der Luftdruck auch in der vorliegenden Arbeit verwendet.

Dabei deutet niedriger Luftdruck auf Tiefdruckgebiete hin, die durch hohe Windgeschwindigkeiten gekennzeichnet sind. Dies ergibt sich aus den dynamischen Eigenschaften der Tiefdruckgebiete, in denen aufgrund der Corioliskraft annähernd isobarenparallele Winde auftreten. Die Windgeschwindigkeiten in Zyklonen können sehr viel größere Werte annehmen als die in Antizyklonen, da die Windgeschwindigkeiten in Antizyklonen beschränkt sind. Dies ergibt sich aus der dynamischen Betrachtung der Zyklonen und Antizyklonen unter Berücksichtigung des Gradientwindes (Kurz, 1977; Holton, 1992). Auch räumlich großskalige Luftdruckmuster haben Einfluss auf die Windgeschwindigkeiten. Zum einen führt z.B. ein großer meridionaler Luftdruckgradient zu starken Westwinden. Zum anderen entstehen dadurch auch vermehrt Zyklonen.

Bei der Entstehung tropischer Zyklonen kommt es aufgrund des großen Energievorrats in Form einer hohen Meeresoberflächentemperatur zu starken Konvektionen. Dies führt zu einer sehr schnellen Druckabnahme im Zentrum der Zyklonen. Somit entstehen große horizontale Luftdruckgradienten und entsprechenden können die Windgeschwindigkeiten sehr viel größer werden als in Zyklonen der mittleren Breiten.

In verschiedenen Arbeiten zeigt sich die Verbindung von extremen Windgeschwindigkeiten und der Anzahl intensiver Zyklonen. So berichten Paciorek et al. (2002) von einer hohen signifikant positiven Korrelation zwischen extremen Windgeschwindigkeiten und der Anzahl intensiver Zyklonen in den Wintermonaten im Nordatlantik und Nordpazifik. Höchste Korrelationen wurden erzielt, wenn Windgeschwindigkeiten südwestlich ( $7.5^{\circ}\text{S}$  und  $5^{\circ}\text{W}$ ) gegenüber dem Ort der Zyklonen verschoben wurden. Auch Knippertz et al. (2000) und Leckebusch und Ulbrich (2004) zeigen, dass in einem zukünftigen Klimawandel höhere Windgeschwindigkeiten besonders an Zyklonen mit extrem niedrigen Luftdruck gekoppelt sind. Dies gilt für den nordöstlichen Nordatlantik und das nördliche und zentrale Europa. Orte größter Windgeschwindigkeitserhöhungen liegen auch hier südwestlich von Gebieten



mit der stärksten Intensivierung der Zyklonen.

Aufgrund dieser Ergebnisse wird in der vorliegenden Arbeit tiefer Luftdruck als Indikator für Sturmtätigkeit verwendet.

## Kapitel 2

# Änderung der Zyklonenaktivität - bisherige Untersuchungen

Damit sich Zyklonen entwickeln, müssen bestimmte energetische und dynamische Voraussetzungen in der Atmosphäre erfüllt sein. Diese werden zu Beginn dieses Kapitels näher beleuchtet. Um eine Änderung in der Zyklonenaktivität aufgrund des Klimawandels nachvollziehen und verstehen oder sogar vorausberechnen zu können, ist es wichtig, die Änderungen dieser Voraussetzungen zu erforschen. Die bisherigen Arbeiten hierzu werden im Weiteren vorgestellt. Daran anknüpfend werden die Trends und Variabilitäten in der Zyklonenaktivität, wie sie in bisherigen Arbeiten beschrieben wurden, besprochen. Abschließend wird auf die konkrete Fragestellung und das Ziel der vorliegenden Arbeit eingegangen.

### 2.1 Voraussetzungen zur Entstehung und Erhaltung von Zyklonen

Zyklonen sind dynamische Prozesse und benötigen somit Energie um entstehen und fortbestehen zu können. Ursprung dieser Energie sowie der Energie aller dynamischen, atmosphärischen Prozesse auf der Erde ist die Sonnenenergie. Gemäß dem Planck'schen Strahlungsgesetz erhält die Erde über die solare Strahlung Energie in Form von kurzwelliger Strahlung, während sie langwellig abstrahlt. Hierbei sind die solare Einstrahlung sowie die Ausstrahlung der Erde stark breitenabhängig, wobei im Jahresmittel in niedrigen Breiten die Einstrahlung und in höheren Breiten die Ausstrahlung überwiegt. Es kommt also netto zu einer positiven Wärmebilanz in den niedrigen und zu einer negativen Wärmebilanz in den hohen Breiten. Diesem Energieungleichgewicht wirkt das globale atmosphärische und ozeanische Zirkulationssystem entgegen, indem es für einen Wärmetransport aus den Tropen in die Gebiete höherer Breiten sorgt. Eingebettet in dieses System sind die atmosphärischen Zyklonen, die für einen sehr effektiven Wärmetransport sorgen.

Die Umwandlung der von der Sonne bereitgestellten mittleren verfügbaren potentiellen Energie durch die räumlich differenzierte Erwärmung in die kinetische Energie der synoptischen Wellen und Wirbel beschreibt der Energiezyklus der Atmosphäre nach Lorenz

(Pichler, 1997). In den mittleren Breiten geschieht diese Umwandlung größtenteils durch die Entstehung von baroklinen Systemen an Frontalzonen, die gekennzeichnet sind durch einen starken horizontalen Temperaturgradienten. Die Hauptenergiequelle der tropischen Zyklonen ist der Fluss latenter und fühlbarer Wärme vom Ozean in die Atmosphäre, da in den niedrigen Breiten große Temperaturunterschiede zwischen Luftmassen nur selten auftreten.

### 2.1.1 Zyklonen der mittleren Breiten

Zyklonen mittlerer Breiten entstehen bevorzugt an Frontalzonen, wie z.B. der Polarfront. Diese Gebiete liegen zwischen Luftmassen stark unterschiedlicher Temperaturen. Das Wettergeschehen in den mittleren Breiten unterliegt einem Zyklus, in dessen Phasen die Voraussetzungen zur Bildung von Zyklonen unterschiedlich gut ausgeprägt sind. So kommt es abwechselnd zu Perioden mit starkem und schwachem zonalen Wind. Dieser Prozess wird als Index-Zyklus bezeichnet (Deutscher Wetterdienst, 1987), dessen Periode zwischen drei und acht Wochen liegend schwankt. Der Zonalindex beschreibt hierbei eine meridionale Druckdifferenz. Bei großem Index liegt somit ein starker zonaler Grundstrom vor, bei kleinem Index ist dieser Grundstrom dadurch stark gestört, dass sich ihm ein starkes Wellenmuster aufgeprägt hat und Zyklonen und Antizyklonen entstehen.

Der zonale Grundstrom ist als geostrophischer Wind aufzufassen. Durch den meridionalen Temperaturgradienten, der sich aufgrund der breitenabhängigen Sonneneinstrahlung auf der Erde ausbildet, kommt es zu einer vertikalen Änderung des geostrophischen Windes, dem thermischen Wind. Die thermische Windgleichung stellt eine Verbindung zwischen horizontalem Temperaturgradienten und der vertikalen Windscherung her (Kurz, 1977):

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT_V} \nabla_p T_V \times k \quad (2.1)$$

mit  $v_g$  = geostrophischer Windgeschwindigkeitsvektor,  $g$  = Schwerebeschleunigung,  $f$  = Coriolisparameter,  $T_V$  = virtuelle Temperatur,  $\nabla_p$  = räumliche Änderung auf der Isobarenfläche,  $k$  = Einheitsvektor in z-Richtung.

Ein hoher horizontaler Temperaturgradient sorgt somit für eine große vertikale Windscherung. Dies gilt allerdings nur für baroklin geschichtete Atmosphären, in denen also Isothermen- und Isobarenflächen nicht parallel verlaufen. Tun sie dies (barotrop), ist die vertikale Scherung des geostrophischen Windes  $\frac{\partial v_g}{\partial z} = 0$ , da es keine Temperaturänderung auf der Isobarenfläche gibt.

Durch kleinste Störungen, wie durch orographische oder thermische Effekte (z.B. Gebirge oder warme Meeresströmungen), kann dieser zonale Grundstrom anfangen, planetare Wellen, auch Rossby-Wellen genannt, auszubilden. Diese verdanken ihre Existenz der breitenabhängigen Veränderung des Coriolis-Parameters und sind gekennzeichnet durch die Erhaltung der absoluten Vorticity. Unter bestimmten Voraussetzungen werden sie instabil und bilden Zyklonen und Antizyklonen aus, die für einen effizienten meridionalen Wärmetransport zwischen hohen und niedrigen Breiten sorgen. Dadurch wird der meridionale Temperaturgradient herabgesetzt, die Voraussetzungen für die Bildung von Zyklonen und Antizyklonen verschlechtern sich und es bildet sich zunächst wieder eine starke zonale Strömung aus.

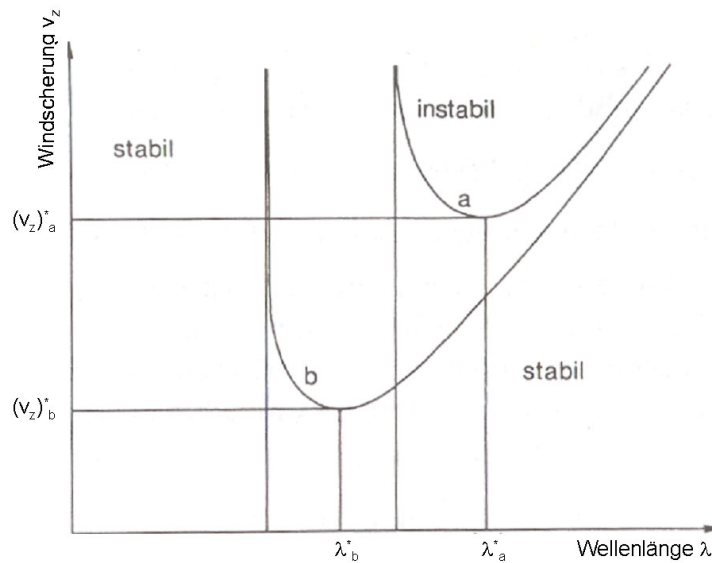


Abbildung 2.1: Baroklines Instabilitätsdiagramm. Kurve (a) ohne, Kurve (b) mit Kondensation. Nach Pichler (1997).

Ausgehend von der linearisierten Vorticitygleichung und der linearisierten Adiabaten-gleichung zeigt die lineare Theorie der baroklinen Instabilität (Pichler, 1997) die kritischen Werte, oberhalb derer es zu Instabilitäten planetarer Wellen bestimmter Wellenlängen kommt. Ausschlaggebend ist hierbei die Größe der Windscherung. Sie ist abhängig von der Stärke des meridionalen Temperaturgradienten, wie oben ausgeführt. In Abb. 2.1 ist die Beziehung dieser beiden Parameter zueinander für die beiden Fälle a) ohne und b) mit Kondensation gezeigt. Bis zu einer kritischen Windscherung  $v_z^*$  sind die baroklinen Wellen aller Wellenlängen stabil. Erreicht die Windscherung diesen kritischen Wert, können Wellen der Wellenlänge  $\lambda^*$  instabil werden. Je größer der kritische Wert wird, desto größer wird der Wellenlängenbereich, in dem es zu Instabilitäten kommen kann.

Ein weiterer Parameter, der berücksichtigt werden muss, ist die statische Stabilität der Atmosphäre. Je stabiler die Schichtung ist, desto größer muss die Windscherung sein, damit die Wellen derselben Wellenlängen instabil werden können. Durch Kondensation ist die effektive statische Stabilität geringer, daher kann es schon zu Instabilitäten kommen, wenn der Wert der vertikalen Windscherung noch weit unterhalb des kritischen Wertes für eine trockene Atmosphäre liegt (Abb. 2.1, Kurve b). Dies wiederum bedeutet, dass es schon bei einem geringen Temperaturgradienten zu Instabilitäten, also Zyklonenbildung, kommen kann.

Bei zunehmender Amplifizierung der planetaren Wellen müssen verstärkt Wechselwirkungen zwischen dem zonalen westlichen Grundstrom und den synoptischen Störungen, den Zyklonen und Antizyklonen, berücksichtigt werden. So entwickeln sich nicht nur Zyklonen aus planetaren Wellen, sondern Zyklonen ihrerseits induzieren und beeinflussen wiederum planetare Wellen. Dadurch wirken z.B. Zyklonen wieder zurück auf den Temperaturgradienten. Somit wird eine Beschreibung nötig, die solche nichtlinearen Prozesse mit einschließt.

Zyklonen der mittleren Breiten im Nordatlantik bilden sich hauptsächlich in Gebieten südöstlich von Grönland, in der Region des Islandtiefs und über dem Westatlantik an der Küste zu den USA. Die Zyklonenzugbahnen (storm tracks) verlaufen in einem breiten Band, dessen Position stark von der Lage der Polarfront beeinflusst wird. Im Nordpazifik entstehen Zyklonen der mittleren Breiten bevorzugt im Bereich des Aleutentiefs und im westlichen Pazifik an der asiatischen Küste. Die Zyklonen ziehen ebenfalls in einem breiten Band nach Osten. In den mittleren Breiten der Südhemisphäre existiert ein Zyklonenband, das aufgrund der Verteilung der Landmassen die gesamte Erdkugel umfasst.

### 2.1.2 Tropische Zyklonen

Tropische Zyklonen besitzen kein Frontensystem. Ihre horizontale Ausdehnung ist geringer als die der Zyklonen mittlerer Breite. Sie entstehen oft aus wellenartigen Störungen an der Innertropischen Konvergenzzone (easterly waves) und beziehen ihre Energie hauptsächlich aus dem Fluss latenter Wärme vom Ozean in die Atmosphäre. Daher sind sie gekennzeichnet durch einen warmen Kern, starke Verdunstungsprozesse und damit verbundener hochreichender Konvektion mit entsprechend starken Kondensationsprozessen (Liljequist, 1974). Voraussetzungen dafür sind Oberflächentemperaturen der tropischen Ozeane von über  $26^{\circ}\text{C}$ , eine tiefe Thermokline und hohe Luftfeuchtigkeit (Henderson-Sellers et al., 1998). Über Land schwächen sich tropische Zyklonen rasch ab, da die Zufuhr von Energie in Form von latenter Wärme nicht mehr ausreicht, um sie mit genügend Energie zu versorgen. In einem Gebiet zwischen einer Breite von ungefähr  $10^{\circ}$  um den Äquator treten keine Zyklonen auf, weil die Coriolis-Kraft zu gering ist. Die vertikale Windscherung darf darüber hinaus nicht zu groß sein, da der Aufbau einer hochreichenden Zyklone so gestört würde. Dies steht im Gegensatz zu den optimalen Bedingungen in den mittleren Breiten, in denen eine große Windscherung gute Bedingungen zur Entstehung von Zyklonen verspricht.

Tropische Zyklonen werden abhängig von der höchsten herrschenden Windgeschwindigkeit eingeteilt in tropische Depressionen (bis  $62\text{ km/h}$ ), tropische Stürme (bis  $117\text{ km/h}$ ) und schließlich die Hurrikane im Atlantik (bzw. Taifune im Pazifik und Zyklone im Indik). Tropische Zyklonen treten besonders oft im Spätsommer und Herbst auf, da in diesem Zeitraum gute Voraussetzungen zu ihrer Entstehung existieren, wie eine hohe Ozean-Oberflächentemperatur (SST-sea surface temperature).

Die tropischen Zyklonen sind eingebettet in die mittlere Strömung der Troposphäre. Daher ziehen sie z.B. im Nordatlantik nahe des Äquators Richtung Nordwesten und ändern ihre Zugrichtung in höheren Breiten, um nach Osten zu wandern und in die Westwinddrift einzuscheren. Es ist so auch möglich, dass sich eine tropische Zyklone in eine Zyklone der mittleren Breiten verwandelt.

## 2.2 Veränderte Ausgangsbedingungen aufgrund des Klimawandels

Die Ausgangsbedingungen für eine Zyklonenbildung sind also sehr vielfältig. Auch differieren sie, je nachdem ob Zyklonen in den Tropen oder in den mittleren bis hohen Breiten entstehen. Genauso wie die langfristige Entwicklung von Stürmen noch kontrovers diskutiert wird, gibt es bezüglich der Veränderung dieser zugrunde liegenden Komponenten noch offene Fragen.

Der Klimawandel, der mit hoher Wahrscheinlichkeit auf anthropogene Quellen zurückzuführen ist (IPCC, 2001), zeigt sich zunächst aufgrund des stärkeren Treibhauseffektes in einer Temperaturerhöhung. Diese ist regional gesehen unterschiedlich ausgeprägt. Am Boden kommt es in der Nordhemisphäre in den polaren Gebieten aufgrund der positiven Eis-Albedo-Rückkopplung zu einem stärkeren Temperaturanstieg als in niedrigen Breiten, der meridionale Temperaturgradient nimmt somit ab (Carnell und Senior, 1998; Geng und Sugi, 2003; IPCC, 2001). In der Südhemisphäre ist die Temperaturerhöhung in den hohen Breiten sehr gering, da es im Bereich des zirkumpolaren Ozeans durch vertikale Vermischung zu einem erhöhten Wärmefluss von der Atmosphäre in den Ozean kommt, hier nimmt der meridionale Temperaturgradient zu (Geng und Sugi, 2003). In Höhe der Tropopause wird der meridionale Temperaturgradient in beiden Hemisphären verstärkt, denn durch verstärkte Kondensation kommt es in den Tropen in dieser Höhe zur Freisetzung einer vermehrten Menge an latenter Energie. Bezieht man die statische Stabilität noch nicht in die Betrachtung mit ein, so verringert sich also in der Nordhemisphäre die Baroklinität in der unteren Troposphäre, während sie sich in der oberen Troposphäre verstärkt. In der Südhemisphäre kommt es durchweg zu einer Verstärkung.

Wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt, spielt auch die statische Stabilität bei der Entstehung von Zyklonen eine entscheidende Rolle. Sie ist eng verbunden mit der Frage nach einer Veränderung des hydrologischen Kreislaufs, da Kondensation die statische Stabilität verringert. Wie der hydrologische Kreislauf durch den Klimawandel verändert wird, wird aktuell heftig diskutiert (Ohmura und Wild, 2002). Global scheint es so, dass es durch den verstärkten Treibhauseffekt zu einer Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs kommt (IPCC, 2001). So rechnen Easterling et al. (2000) und Groisman et al. (1999) mit einer Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs in den mittleren und hohen Breiten, da sie eine Zunahme an Starkniederschlägen beobachten. Auch Douville et al. (2002) erhalten anhand eines gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells für Zeiträume bis 2100 einen generellen Anstieg der Niederschläge. Eine Ausnahme bildet nur das Gebiet der Subtropen.

Da nur kurze Zeitreihen vorliegen, ist eine Interpretation im Hinblick auf mögliche Trends mit hohen Unsicherheiten verbunden. Daher ist die Veränderung des hydrologischen Kreislaufs noch in der Diskussion. Dies liegt auch daran, dass einige Bestandteile des hydrologischen Kreislaufs, wie z.B. Wolken, bisher nur unzureichend modelliert werden können.

Großen Einfluss auf die Entstehung tropischer Zyklonen hat die Meeresoberflächentemperatur (SST). Parallel zu einer Erhöhung der SST erhöht sich allerdings auch die

Mindesttemperatur, die zur Entwicklung von tropischen Zyklonen nötig ist (Henderson-Sellers et al., 1998). Daher führt nicht automatisch eine Erhöhung der SST zu einer größeren Anzahl an Tropenstürmen.

Es wird deutlich, dass es nicht ausreicht, nur die Veränderung des horizontalen Temperaturgradienten zu betrachten. Da in der Nordhemisphäre die wahrscheinlichen Folgen einer Klimaänderung eine Abnahme des meridionalen Temperaturgradienten am Boden sowie eine Zunahme in der Höhe und eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs sind, kommt es gleichzeitig zu einer abschwächenden und einer verstärkenden Wirkung auf die Zyklonenaktivität.

### 2.3 Trends und Variabilitäten der Zyklonenaktivität

Da es noch Unsicherheiten in der Veränderung der grundlegenden Klimaparameter mit zunehmendem Treibhauseffekt gibt, sind Aussagen über Trends der Zyklonenaktivität schwierig zu treffen. So gibt es bisher keine wirklich gesicherten Befunde über tatsächliche Trends in der Sturmtätigkeit aufgrund des anthropogenen Klimawandels innerhalb des 20. Jahrhunderts (IPCC, 2001). Dies kommt auch daher, dass Beobachtungsdaten oftmals nur kurze Zeitreihen von etwa 50 Jahren Dauer umfassen und sich daher oft nicht eignen, um gesicherte Aussagen treffen zu können. Darüber hinaus hat sich die Quantität und Qualität der Daten über das letzte Jahrhundert hinweg sehr verändert. Bei Anwendung von Simulationen liegen die Probleme in der Vorgabe der Eingangsparameter, deren zeitliche Entwicklung unsicher ist, der oft unzureichenden Modellphysik und der räumlichen Auflösung. Über die Veränderung von Stürmen wurden dennoch eine Vielzahl von Arbeiten durchgeführt, die im Folgenden diskutiert werden. Sie beruhen sowohl auf Beobachtungen als auch auf Modellsimulationen und liefern sehr unterschiedliche Ergebnisse.

Die WASA Group (1998) berichtete über mehrere Arbeiten, in denen der Schwerpunkt auf den Analysen von beobachteten Luftdruckfeldern und Meeresoberflächenniveaus lag. Dabei wurde deutlich, dass Stürme wie auch Wellenhöhen signifikante dekadische Variationen zeigen, das heutige Niveau dem zu Beginn des letzten Jahrhunderts gleicht und auch Werte aus Berechnungen für die Zukunft innerhalb dieses Variationsbereiches liegen.

Keinen eindeutigen Trend konnten z.B. Alexandersson et al. (1998 und 2000) finden. Sie untersuchten Luftdruckdaten in Nord-West-Europa aus den Jahren 1881 bis 1995, indem sie über jeweils 3 Stationen geostrophische Winde ableiteten. Die 95%- und 99%-Perzentile eines jeden Jahres dieser Windgeschwindigkeiten deuten auf eine Abnahme der Werte von 1880 bis etwa 1965 hin. Eine daran anschließende Zunahme ist besonders in den maritimen Gegenden (Britische Inseln, Nordsee und Norwegische See) ausgeprägt. Ab 1992 deutet sich in allen Gebieten eine erneute Abnahme der Windgeschwindigkeiten an.

Chang und Fu (2002) weisen in ihrer Arbeit multidekadische Schwankungen nach. Sie analysierten anhand der NCEP/NCAR-Reanalyse-Daten nordhemisphärische Winterstürme in den Jahren 1948/49 bis 1998/99. Es wurde ein Minimum der Windaktivität in den 1950ern und 1960ern ermittelt. Den gleichen zeitlichen Verlauf zeigen Auswertungen von täglichen

Bodendruckanalysen aus COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) über dem Nordatlantik (Stein und Hense, 1994). Für den gesamten untersuchten Zeitraum von 1880 bis 1991 konnten sie keinen signifikanten linearen Trend finden. Auch Bijl et al. (1999) konnten nach Untersuchungen der Höhe des Meeresspiegels einiger Stationen in Nord-West-Europa über einen Zeitraum von 100 Jahren (1890-1990) keine signifikanten Änderungen feststellen, die auf eine Veränderung der Sturmtätigkeit hindeuten würden. Ebenso zeigen die Auswertungen von Winterstürmen im Nordostatlantik von 1875 bis 1995 nur in den letzten drei Dekaden eine Intensivierung (Schmith et al., 1998).

Eine räumlich differenzierte Betrachtung liefern McCabe et al. (2001), die in NCEP/NCAR-Daten von 1959 bis 1997 einen Anstieg der Anzahl an Stürmen in hohen nördlichen Breiten ( $60^\circ$  bis  $90^\circ\text{N}$ ) und eine Abnahme in mittleren nördlichen Breiten ( $30^\circ$  bis  $60^\circ\text{N}$ ) fanden. Die Intensität der Stürme hat in beiden Breitenbändern zugenommen. Auf eine Intensivierung besonders starker Stürme lassen auch die Auswertungen von Luftdruckbeobachtungen aus den Jahren 1899-1982 schließen, da eine Zunahme von Zyklonen der mittleren Breiten im Atlantik und Pazifik mit einem Kerndruck von 970 hPa oder weniger nach 1970 gefunden wurde (Lambert, 1996). Ebenso kamen Graham und Diaz (2001) zu dem Schluss, dass solche starken Stürme zunehmen. Dazu werteten sie verschiedene Daten im Hinblick auf nordpazifische Winterzyklonen ab 1948 aus.

Darüber hinaus wurden zahlreiche Untersuchungen mit Hilfe von numerischen Modellen durchgeführt um zu sehen, wie die Entwicklung in den folgenden Jahrzehnten aussehen könnte. So simulierten Carnell und Senior (1998) mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell „Hadley Centre Climate Model“ Stürme in der Nordhemisphäre. Im Zeitraum 1860 bis 1990 wurde der tatsächlich stattgefundenen  $\text{CO}_2$ -Anstieg zugrunde gelegt, während in den darauffolgenden etwa 100 Jahren verschiedene  $\text{CO}_2$ -Szenarien sowie eine Erhöhung der Sulfat-Aerosole im Modell integriert wurde. Zu erkennen ist eine Abnahme der Gesamtzahl der Stürme in der Nordhemisphäre mit einer Tendenz hin zu Sturmzentren mit tieferem Druck. Auch kommt es über dem Nordpazifik und Nordatlantik zu einer Verkürzung der Sturmzugbahnen.

Zu vergleichbaren Ergebnissen kamen Geng und Sugi (2003). Sie fanden mit Hilfe eines AGCM (Atmospheric General Circulation Model) der Japan Meteorological Agency, dass die Anzahl der außertropischen Zyklonen bei geschätzten  $\text{CO}_2$ - und Sulfat-Konzentrationen des Jahres 2050 im Vergleich zum Zeitraum von 1979 bis 1998 abnimmt, Starksturmereignisse hingegen zunehmen. Auch eine Simulation von Oberflächenwindgeschwindigkeiten über dem Nordatlantik und Europa mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell ECHAM/OPYC3 unter erhöhtem Treibhausgasantrieb ergab eine Abnahme der Zyklonen mittlerer Windgeschwindigkeiten, begleitet von einer Zunahme starker Zyklonen unter 970 hPa (Knippertz et al., 2000). Über Nordeuropa und dem östlichen Nordatlantik nahm hierbei allerdings auch die mittlere Windgeschwindigkeit zu. Es kam außerdem zu einer Verschiebung der Zyklonenaktivität in nordöstliche Richtung (Ulbrich und Christoph, 1999).

Leckebusch und Ulbrich (2004) benutzten das gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Modell „Hadley Centre Climate Model 3“ und detektierten in dieser Simulation Zyklonen über



Europa. Sie fanden unter erhöhtem CO<sub>2</sub>-Ausstoß bis zum Jahr 2100 eine erhöhte Anzahl an extremen Winter-Zyklonen (Oktober bis März) über dem westlichen Teil Mitteleuropas und dem östlichen Atlantik zwischen 55° und 60°N. Damit geht eine Abnahme der Zyklonen insgesamt einher. Damit übereinstimmend ergab eine Simulation mit dem Zirkulationsmodell ECHAM-4 bei Verdopplung der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen eine Abschwächung der Zyklonenaktivität im südeuropäischen Mittelmeerraum (Lionello et al., 2002).

Eine Betrachtung speziell der tropischen Gebiete zeigt keine eindeutigen Trends in der Aktivität von dortigen Stürmen (Henderson-Sellers et al., 1998). Easterling et al. (2000) beschreiben eine Abnahme atlantischer Hurrikane von 1944 bis Mitte der 1990er Jahre. Im Nordpazifik kam es zu einem Anstieg ab Mitte der 1970er Jahre, während in der Zeit vor 1970 im westlichen Nordpazifik ein Abflachen zu erkennen ist. Ein Zusammenhang mit der ENSO (El-Niño-Southern Oscillation) wird vermutet.

Dekadische Schwankungen fanden auch Landsea et al. (1999), die Windgeschwindigkeitsmessungen über dem Atlantik und entlang der US-Atlantik-Küste, beginnend mit den 1940er Jahren, auswerteten. Intensive Hurrikane traten demnach vermehrt in den 1940ern bis 1960ern auf, in den 1970ern bis frühen 1990ern waren sie reduziert, während ihre Häufigkeit danach wieder anstieg. Auch hier wurde eine Korrelation mit der ENSO und auch der QBO (stratosphärische Quasi-Biennial Oscillation) aufgezeigt.

Einige Arbeiten deuten auf eine Zunahme von intensiven Hurrikanes (Knutson und Tuleya, 1999 und 2004) hin, andere Modellsimulationen (ECHAM-3) auf eine Abnahme (Bengtsson et al., 1996) oder sehen keine Veränderung. So ist auch zum Beispiel im tropischen Gebiet der Karibik, des Golfs von Mexiko und des westlichen Nordatlantiks von 1950 bis 2002 kein Trend erkennbar (Balling Jr. und Cerverny, 2003).

Untersuchungen zur Südhemisphäre zeigen eine Abnahme der Windgeschwindigkeiten bzw. eine Abnahme der Anzahl der Zyklonen in mittleren Breiten und eine Zunahme in hohen Breiten wie über dem antarktischen Ozean und in den Subtropen (Raphael, 2003; Fyfe, 2003).

## 2.4 Fragestellung und Ziel der vorliegenden Arbeit

Die Frage, ob Stürme vermehrt auftreten oder intensiver werden, konnte bis heute noch nicht zufriedenstellend beantwortet werden. Da besonders extreme Ereignisse ein hohes Gefährdungspotential darstellen, konzentriert sich diese Arbeit auf die Untersuchung von extrem niedrigen Luftdrücken.

In vergangenen Arbeiten wurden oft nur Trends ab Mitte des letzten Jahrhunderts betrachtet. In Arbeiten, in denen der Trend über einen längeren Zeitraum abgeleitet wurde, blieb bisher offen, ob Trendwerte nicht dadurch beeinflusst und verfälscht werden, dass die Anzahl an Beobachtungen vor 1950 sehr viel geringer ist als danach (vgl. von Storch et al., 1993 und WASA Group, 1998). Dies soll nun in der vorliegenden Arbeit untersucht werden. Somit ist ein besonderer Schwerpunkt, neben der Bestimmung von zeitlichen Trends in Luftdruckbeobachtungen, die Abschätzung von Fehlern, die sich aus den zeitlich stark

schwankenden Beobachtungszahlen ergeben.

Die Untersuchung soll über den Teilen der Weltozeane durchgeführt werden, die eine für die Berechnung minimal benötigte Datenbelegung aufweisen. Es wird sich darauf konzentriert, die zeitliche Veränderung von extremen Luftdrücken herauszuarbeiten. Aufgrund der Datenlage wäre eine Detektion von einzelnen Zyklonen nicht möglich.

Im Weiteren wird auf die verwendeten Daten und ihre Eigenschaften eingegangen, um anschließend die beiden verwendeten Methoden, Perzentilbestimmung und Zeitreihenzerlegung, und deren Ergebnisse darzustellen. Anhand der Perzentilbestimmung werden zeitliche Trends im Auftreten extrem niedriger Luftdruckwerte untersucht, während die Methode der Zeitreihenzerlegung Hinweise auf einzelne Extremereignisse liefert und zeigt, wie deren zeitliche Entwicklung aussieht. Es folgt ein Vergleich der Ergebnisse beider Methoden, eine Diskussion dieser Ergebnisse und ein Ausblick.

## Kapitel 3

# Verwendete Daten und deren Eigenschaften

Grundlage der vorliegenden Arbeit stellen Luftdruckbeobachtungen dar. Im Folgenden wird der Datensatz vorgestellt, der in dieser Arbeit verwendet wird, einige seiner statistischen Eigenschaften näher beleuchtet und gezeigt, wie die Gebietseinteilung zur weiteren Analyse erfolgt.

### 3.1 Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)

Die vorliegende Untersuchung stützt sich auf die Luftdruckdaten aus dem Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS). Reanalyse-Daten, wie z.B. die von NCEP/NCAR bereitgestellten (Kalnay et al., 1996), wurden nicht in die Untersuchungen mit eingebunden, da sie Inhomogenitäten zeigen, die auf zeitliche Veränderungen der assimilierten Daten zurückzuführen sind, die nicht ausreichend nachzuvollziehen sind.

Nur in wenigen Klimadatensätzen liegen verhältnismäßig lange Datenreihen vor, die es gestatten, Aussagen über langperiodische Änderungen von Klimaparametern zu treffen. Dazu ist es notwendig, die Parameter über einen Zeitraum von mindestens 30 Jahren zu erfassen. Die Datenreihen des COADS umfassen einen etwa 150-jährigen Zeitraum und sind somit für diese Fragestellung geeignet.

COADS basiert auf Schiffsbeobachtungen über allen Weltozeanen, die bis ins Jahr 1854 zurückreichen (Woodruff et al., 1998). Durch ein international organisiertes System zur Aufzeichnung von meteorologischen Beobachtungen an Bord von Schiffen wurde es möglich, gemessene Daten von Handels- und Marineschiffen zusammenzufassen. Besonders die National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) und das National Center for Atmospheric Research (NCAR) sind an der Datenpflege beteiligt.

Verschiedene Datensätze des Luftdrucks werden von NOAA/NCAR auf der Basis der Schiffsbeobachtungen zur Verfügung gestellt, darunter auch Daten auf einem regelmäßigen Gitter. Für die vorliegende Untersuchung wurden allerdings Datensätze in ihrer ursprünglichen Form benutzt, da durch die geringe Datendichte vor 1950 Interpolationen der Daten

mit großen Fehlern behaftet sein können. Zudem werden die Werte durch eine Interpolation stark geglättet. Dies soll für die vorliegende Arbeit ausgeschlossen werden. Der Fehler, mit dem bei einer Luftdruckmessung durch Messungenauigkeiten zu rechnen ist, liegt im Bereich von 1 hPa. Aufgrund der extrem geringen Datendichte vor 1889 wird in dieser Arbeit nur der Zeitraum von 1889 bis 1997 untersucht. Dabei beschränkt sich die Untersuchung auf mittägliche Werte (11 bis 13 UTC).

Dadurch dass die Daten auf Schiffsmessungen beruhen, ist davon auszugehen, dass starke tropische Zyklone nicht erfasst wurden.

## 3.2 Veränderungen der Datendichte

Im Gegensatz zu flächendeckenden Informationen aus Satellitenbeobachtungen oder numerischen Modellen, haben die Schiffsbeobachtungen des COADS den Nachteil, dass sie räumlich und zeitlich inhomogen sind. Dies lässt sich darauf zurückführen, dass die Daten abhängig von Schiffsrouten und Fahrtzeiten erfasst wurden.

In der Darstellung der Anzahl der Luftdruckmessungen (Abb. 3.1) springen sofort die stark befahrenen Schifffahrtsrouten als Orte einer hohen Datendichte ins Auge. Während im Nordatlantik durch ein enges Schifffahrtsnetz vergleichsweise viele Datenpunkte vorhanden sind, sind es im Nordpazifik schon deutlich weniger. Auf der Südhalbkugel gibt es bis auf einige viel befahrene Strecken wenig Datenmaterial. Der zeitliche Verlauf der Datendichte (Abb. 3.2) zeigt einen deutlichen Anstieg nach etwa 1950, außerdem sind Lücken zur Zeit des Ersten und Zweiten Weltkrieges zu erkennen. Diese zeitlichen Veränderungen stellen bei der Berechnung von Trends über einen Zeitraum von etwa 100 Jahren ein Problem dar, da sie einen Trend suggerieren können, der in Wirklichkeit nicht vorhanden ist (von Storch et al., 1993).

## 3.3 Gebietseinteilung

Der Schwerpunkt der Auswertungen liegt auf den Daten über dem Nordatlantik. Dieser wird für die meisten Berechnungen in  $15^\circ$  mal  $15^\circ$  große Gitterboxen aufgeteilt (Abb. 3.3, Gebiete 1 bis 48), in seltenen Fällen in Gitterboxen einer Größe von  $30^\circ$  mal  $30^\circ$  (Abb. 3.3, Gebiete A bis L). Alle Beobachtungen, die innerhalb dieser Boxen liegen, werden als eine Stichprobe zusammengefasst und als repräsentativ für das gesamte jeweilige Gebiet angesehen. Da nur Schiffsbeobachtungen verwendet werden, können nur Aussagen über die Teilgebiete gemacht werden, die über Wasser liegen, auch wenn die Boxen teilweise Land überdecken.

Für die weitergehende Auswertung über den Weltozeanen wird die gesamte Erdoberfläche mit einem Gitter von  $20^\circ$  mal  $20^\circ$  überzogen und entsprechend ausgewertet (Gebiete W001 bis W162, siehe entsprechende Abbildungen in den Kapiteln 4.5.3 oder 5.1.1).

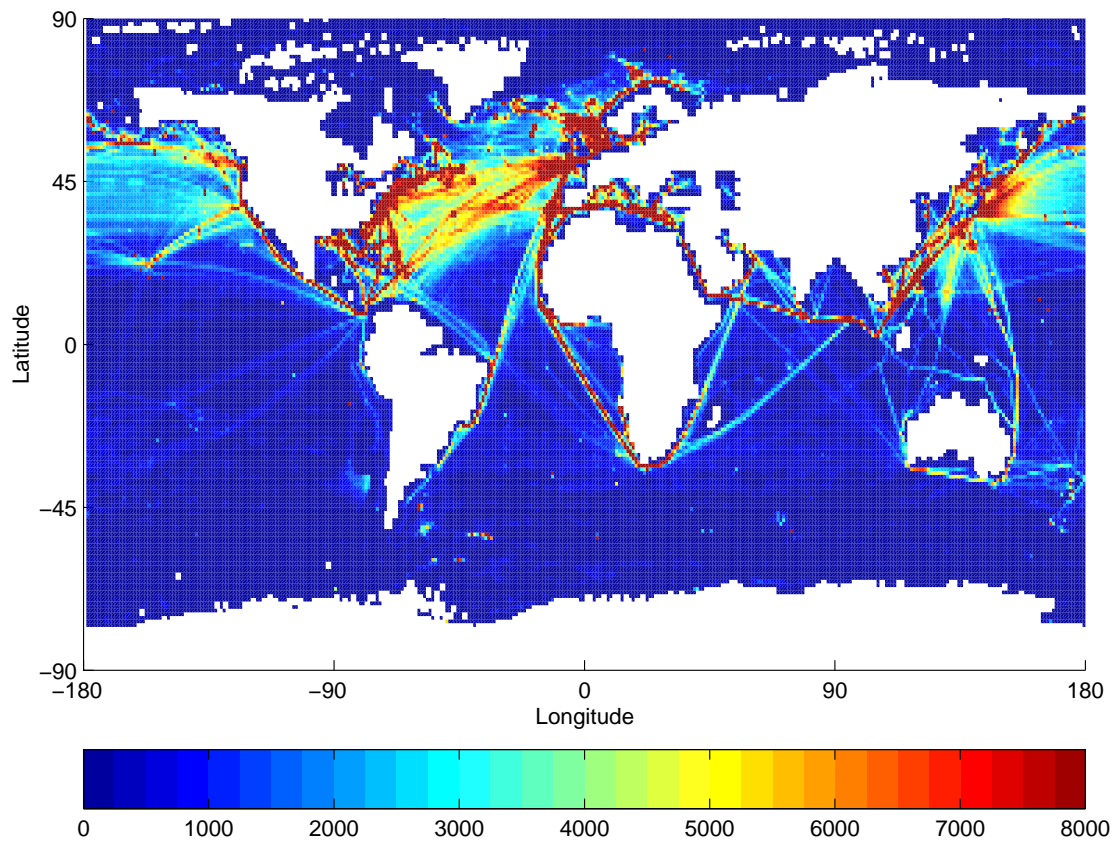


Abbildung 3.1: Anzahl der Luftdruckmessungen pro  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitterbox für die Zeiten 11-13 UTC summiert über die Jahre 1965 bis 1990.

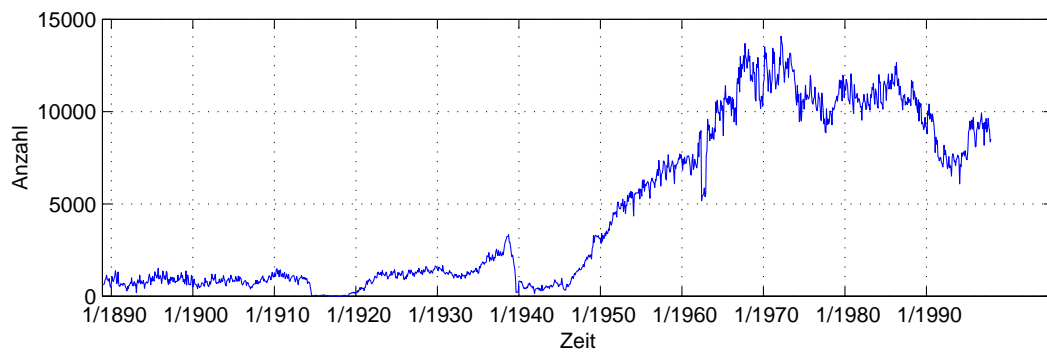


Abbildung 3.2: Anzahl der Luftdruckmessungen pro Monat für die Zeiten 11-13 UTC im Nordatlantik für das Gebiet von  $0^\circ$  bis  $90^\circ N$  und  $55^\circ W$  bis  $0^\circ$ .

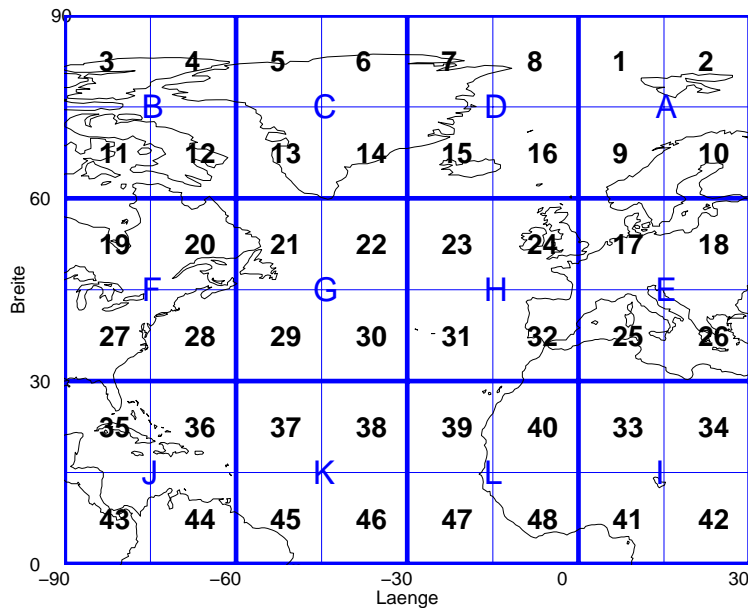


Abbildung 3.3: Gebieteinteilung im Nordatlantik.

## 3.4 Statistische Eigenschaften

### 3.4.1 Mittelwerte und Standardabweichungen

Für die Luftdruckwerte jeden einzelnen Monats wurden in den Gebieten des Nordatlantiks Mittelwerte, Standardabweichung und Schiefe berechnet (Abb. 3.4 und 3.5). Während auf die Schiefe im Rahmen der Häufigkeitsverteilung (Kapitel 3.4.2) näher eingegangen wird, geben hier Mittelwerte und Standardabweichungen erste Eindrücke der Daten. Es zeigen sich deutlich die einzelnen Luftdruckgürtel der Erde mit relativ niedrigem Druck zwischen 1010 hPa und 1015 hPa um die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) herum (Gebiete 43-48) und höherem Druck zwischen 1015 hPa und 1020 hPa in den Subtropen (Gebiete 27-40). In diesen Gebieten ist die Variabilität gering. Dies zeigt sich in der geringen monatlichen Standardabweichung (Abb. 3.4 und 3.5, rot) als auch in den generell geringeren Schwankungsbreiten der monatlichen Mittelwerte (Abb. 3.4 und 3.5, blau). Diese jahreszeitlich geringen Schwankungen werden noch deutlicher in Abb. 3.6. Hier sind Mittelwerte für jeden Monat, gemittelt über den gesamten Zeitraum von 1889 bis 1997, dargestellt. In den mittleren und hohen Breiten des Nordatlantiks (Gebiete 16, 18, 20-24) ist eine deutlich höhere Variabilität zu erkennen. Dies verdeutlicht, dass die Westwindzone durch ein sehr abwechslungsreiches Wettergeschehen mit häufig durchziehenden Tiefdruckgebieten gekennzeichnet ist.

Bemerkenswert ist noch, dass sich in den meisten Gebieten die Standardabweichungen der monatlichen Daten über den gesamten Zeitraum gesehen nicht sehr verändern, obwohl die monatliche Anzahl der eingehenden Beobachtungen zeitlich deutlich zunimmt (Abb. 3.2). Ausnahmen bilden z.B. die Gebiete 18, 20 und 40, in denen es zu einer leichten Zunahme

der mittleren Werte der Standardabweichung kommt. Zudem zeigt sich in Gebiet 20 eine stark erhöhte Standardabweichung um 1952. Die Betrachtung der Monatsperzentile zeigt einen extrem niedrigen Wert, der im Zusammenhang mit Fehlmessungen stehen könnte. Dies alles kann auf die sehr geringe Anzahl der Beobachtungen vor 1950 zurückgehen, da die Gebiete 18, 20 und 40 größtenteils Land überdecken. Für diese Gebiete werden daher keine Trendberechnungen der Monatsperzentile (vgl. Abschnitt 4.5) durchgeführt.

#### 3.4.2 Häufigkeitsverteilungen

Die Häufigkeitsverteilungen des Luftdrucks wurden für einzelne Monate in den festgelegten Gebieten untersucht. Dargestellt sind Histogramme für das Jahr 1990 im nordöstlichen Nordatlantik (Gebiet H, Abb. 3.7) und im südlichen Nordatlantik (Gebiet K, Abb. 3.8). Daran angepasst wurde eine Normalverteilung (rot dargestellt).

Wie zu erwarten ist der Wertebereich des Luftdrucks in den niedrigen Breiten eingeschränkter als in den mittleren Breiten, da die Variabilität dort insgesamt geringer ist. Die Anpassung der Daten an eine Normalverteilung und ein anschließender Test auf Normalverteilung (Kolmogorov-Smirnov-Test,  $\alpha=0.05$ ) zeigt eine Übereinstimmung für alle Monate außer Mai, September und Oktober.

In den mittleren Breiten wird eine Schiefe in der Häufigkeitsverteilung erkennbar. Sie ist besonders ausgeprägt in den Wintermonaten. Die Breitenabhängigkeit der Schiefe ist auch deutlich in den Abb. 3.4 und 3.5 erkennbar, in denen die Gebiete mittlerer und hoher Breiten für die Schiefe einen negativen Wert („linksschief“) zeigen, während die Schiefe in Gebieten niedriger Breiten um null („symmetrisch“) schwankt. Dies ist auf die typischen Wettersysteme in den mittleren Breiten zurückzuführen, die besonders in der kalten Jahreszeit ein sehr veränderliches Wettergeschehen mit vielen durchziehenden Tiefdruckgebieten zeigen. Da Hochdruckgebiete eine räumlich größere Ausdehnung haben, Tiefdruckgebiete dagegen kleiner und zahlreicher sind, kommt es zu einer Abflachung der Häufigkeitsverteilung im Bereich niedriger Luftdruckwerte. Doch auch hier sind die Luftdruckdaten für alle Monate außer September und Dezember durch eine Normalverteilung annäherbar (Kolmogorov-Smirnov-Test,  $\alpha=0.05$ ).

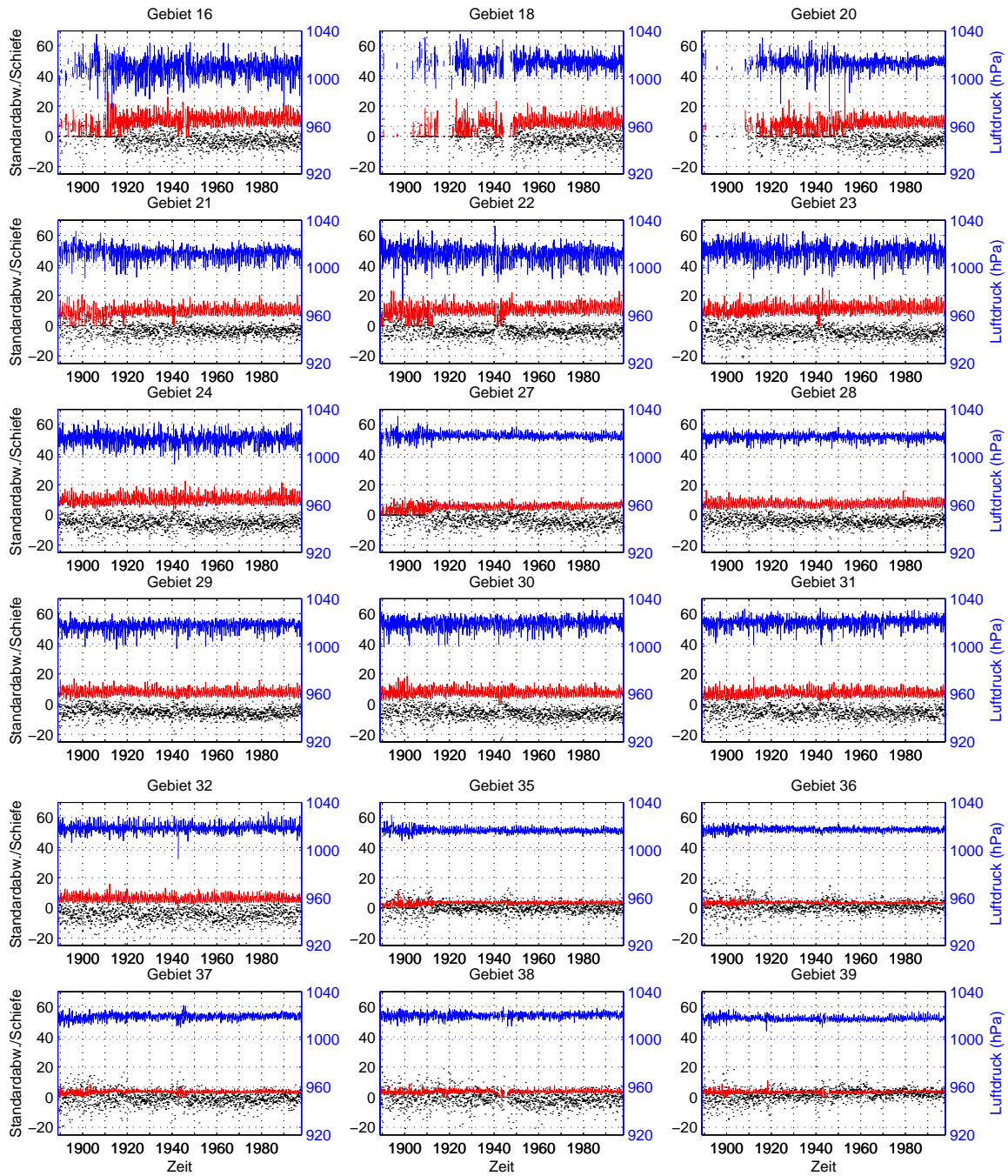


Abbildung 3.4: Zeitliche Entwicklung der monatlichen Mittelwerte (blau), der monatlichen Standardabweichung (rot) und der monatlichen Schiefe (schwarz gepunktet, um den Faktor 10 vergrößert) des Luftdrucks für einzelne Gebiete des Nordatlantiks.



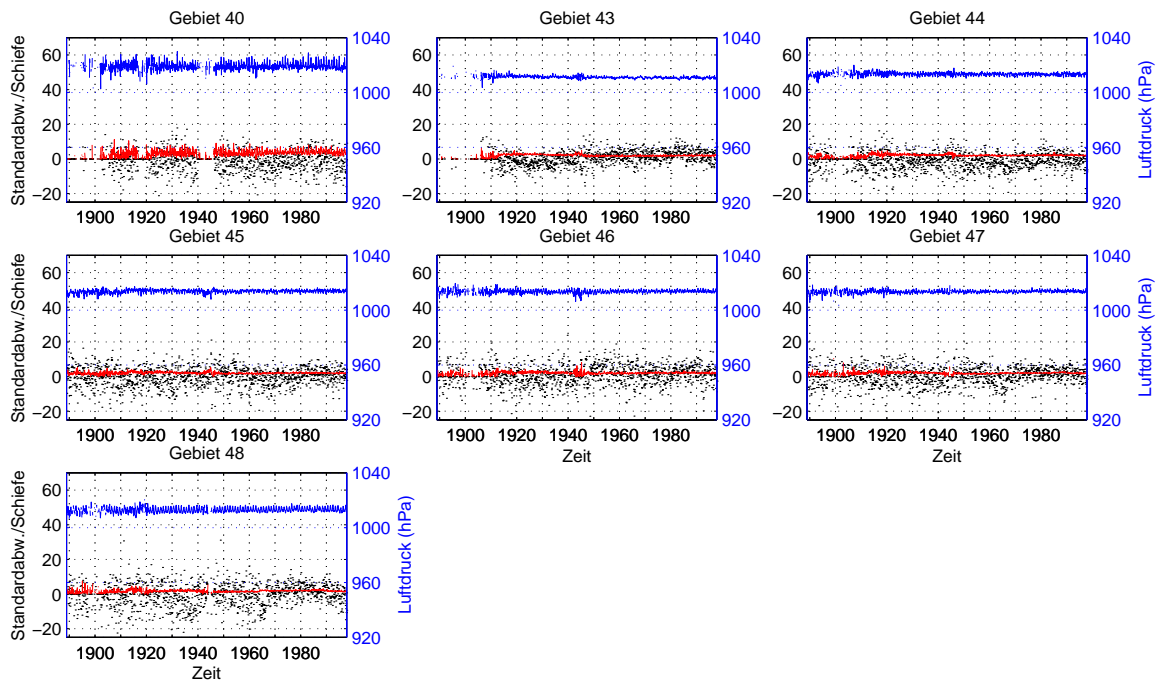


Abbildung 3.5: Fortsetzung zu Abb. 3.4

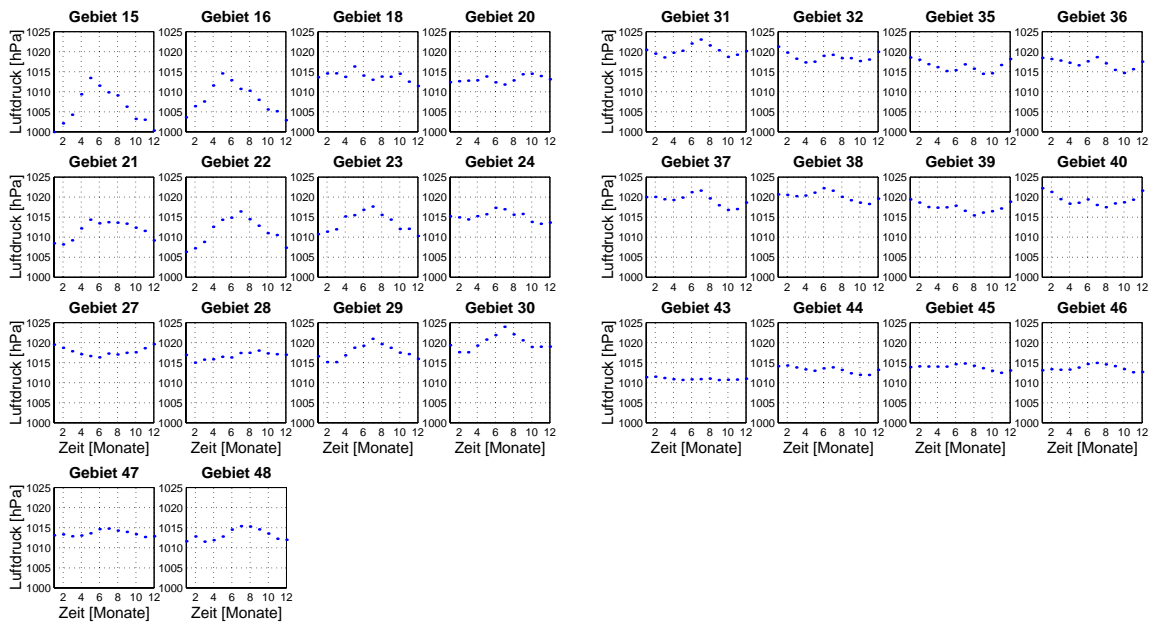


Abbildung 3.6: *Mittlerer Jahresgang des Luftdrucks (hPa) (1889 bis 1997) in den einzelnen Gebieten im Nordatlantik.*

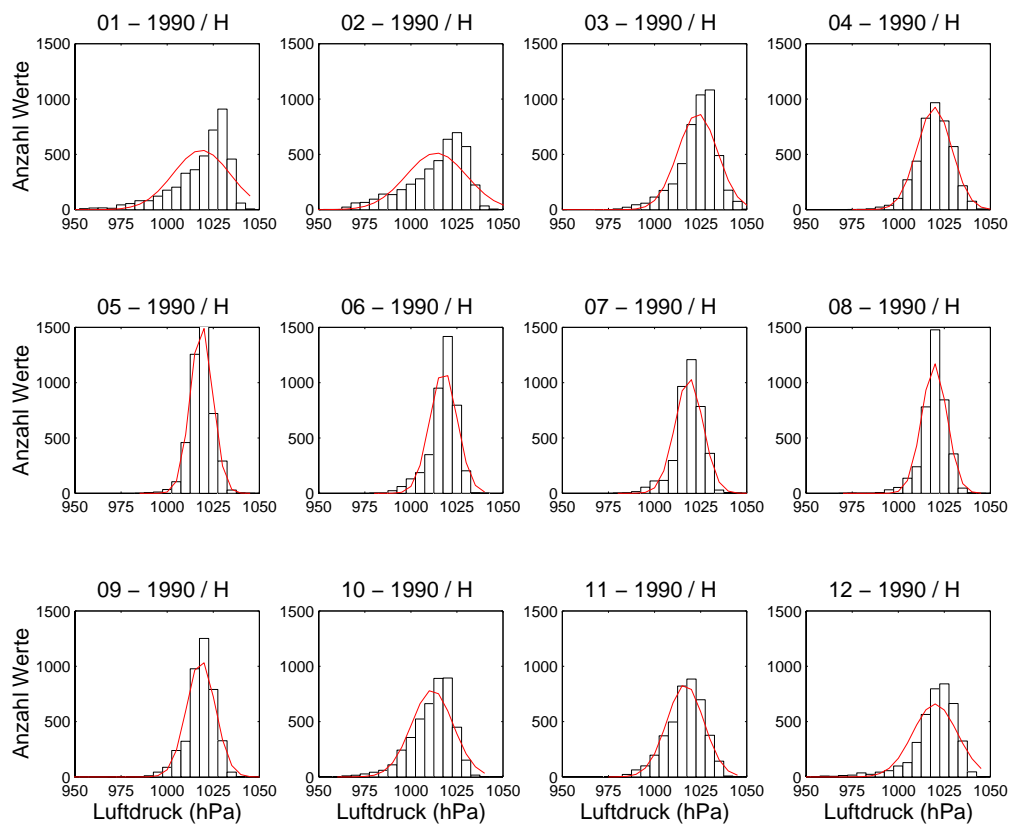


Abbildung 3.7: *Histogramme des Luftdrucks im Gebiet H (mittlere Breiten, siehe Abb. 3.3) für die einzelnen Monate im Jahr 1990. Breite des Histogrammbalkens beträgt 2hPa. Angepasste Normalverteilung (rot).*

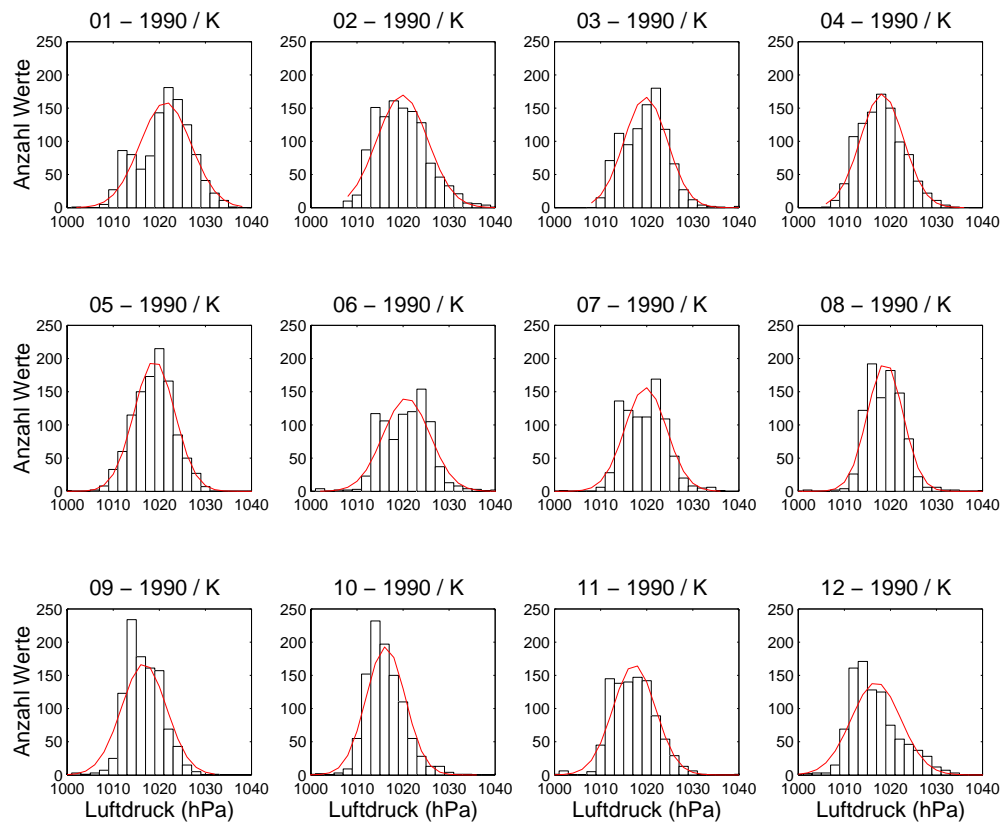


Abbildung 3.8: *Histogramme des Luftdrucks im Gebiet K (niedrige Breiten, siehe Abb. 3.3) für die einzelnen Monate im Jahr 1990. Breite des Histogrammbalkens beträgt 5hPa. Angepasste Normalverteilung (rot).*

## Kapitel 4

# Luftdruckperzentile und Fehlerabschätzung

Da das Auftreten von extrem niedrigen Luftdrücken untersucht werden soll, ist das statistische Maß der Quantile von besonderem Interesse. Nach der Betrachtung der Extremwertstatistik im Allgemeinen werden Luftdruckperzentile definiert und deren Änderungen untersucht. Besonderes Interesse liegt dabei auf den zeitlichen Trends, für die Fehler bestimmt werden, die auf die zunehmende zeitliche Datendichte zurückzuführen sind. Die Methode wird zunächst am Beispiel des Nordatlantiks vorgestellt und anschließend auf alle Gebiete der Weltmeere angewandt.

### 4.1 Extremwertstatistik

Für die Bestimmung von extremen Werten in Klimazeitreihen stehen verschiedene Methoden der Extremwertstatistik zur Verfügung (von Storch und Zwiers, 2001 und Wilks, 1995). Zum einen kann ein starrer Grenzwert festgesetzt werden, der Extremwerte als die Werte definiert, die ober- oder unterhalb dieses Grenzwertes liegen. Die Festlegung eines solchen Grenzwertes stellt dabei das Problem dar. Er müsste für entsprechende Situationen angepasst werden. Wenn zum Beispiel ein jahreszeitlich variierender Parameter untersucht werden soll, wäre es nötig, für einzelne Monate oder Jahreszeiten verschiedene Grenzwerte festzulegen. Die Bestimmung von Quantilen bietet hier eine bessere Möglichkeit, extremen Werten auf die Spur zu kommen. Ein Quantil ist unabhängig von festen Grenzwerten, es gibt vielmehr einen Wert an, für den ein gewisser Anteil, wie z.B. 5% aller betrachteten Daten, darunter liegt.

Eine weitere Methode ist die, maximale oder minimale Werte einer bestimmten Zeitperiode zu bestimmen (z.B. Jahresmaxima über 50 Jahre) und eine Extremwertverteilung daran anzupassen, um daraus Eintrittswahrscheinlichkeiten und Wiederkehrzeiten zu bestimmen. Eine Reihe von Funktionen steht dafür zur Verfügung (von Storch und Zwiers, 2001), die am häufigsten verwendete ist die Gumbel-Verteilung. Bei dieser Methode werden nur wenige einzelne extreme Werte in die Untersuchung einbezogen, sodass Ausreißer oder Fehlmessungen einen großen Einfluss auf das Ergebnis haben. Für die vorliegenden Daten ist daher die

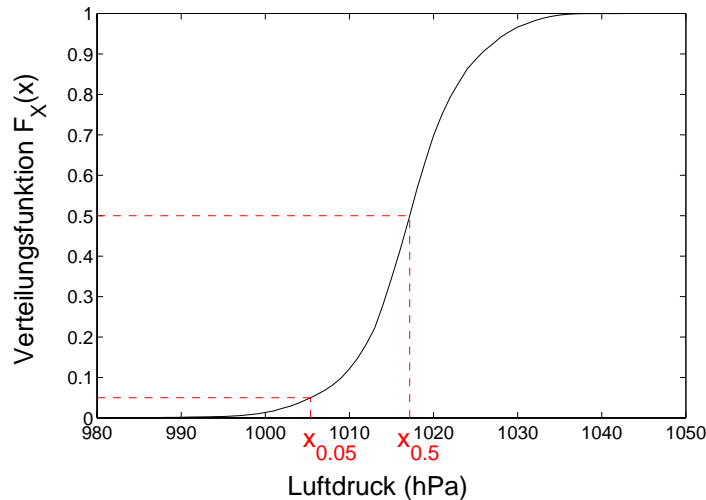


Abbildung 4.1: Verteilungsfunktion  $F_X(x)$  der Luftdruckperzentile (hPa) im Juni 1996 im Nordatlantik ( $0^\circ$  bis  $90^\circ$  N und  $90^\circ$  W bis  $30^\circ$  E), rot: Lage des Medians ( $x_{0.5}$ ) und des 5%-Perzentils ( $x_{0.05}$ ).

Anwendung einer solchen Methode ungeeignet.

Im Weiteren wird mit Quantilen gearbeitet, wobei das Hauptinteresse auf deren zeitlicher Veränderung liegt.

## 4.2 Quantile und Perzentile

Über die kumulative Verteilungsfunktion  $F_X(x) = \int_{-\infty}^x f_X(r) dr$  ist das  $p$ -Quantil definiert als die Lösung  $x_p$  von  $F_X(x_p) = p$ , mit  $f_X(r) =$  Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Zufallsvariablen  $X$  (von Storch und Zwiers, 2001). Das geläufigste Quantil ist der Median, der dem 0.5-Quantil entspricht. Somit sind 50% der Werte größer und 50% der Werte kleiner als dieser.

Ebenso kann die Bezeichnung Perzentil verwendet werden. Ein 5%-Perzentil z.B. entspricht dem 0.05-Quantil. Zur Veranschaulichung ist die Verteilungsfunktion der Luftdruckwerte im Juni 1996 im Nordatlantik ( $0^\circ$  bis  $90^\circ$  N und  $90^\circ$  W bis  $30^\circ$  E) dargestellt (Abb. 4.1), in Rot die Lage des Medians ( $x_{0.5}$ ) und des 5%-Perzentils ( $x_{0.05}$ ).

Da die Anzahl der vorliegenden Luftdruckwerte natürlich nicht unendlich groß ist, erfolgt die Berechnung von  $p$ -Perzentilen durch die Bestimmung der entsprechenden Ordnungszahl der aufsteigend geordneten Werte. Zunächst wird hierzu die Ordnungszahl bestimmt, die dem  $p$ -ten Anteil der höchsten Ordnungszahl entspricht, d.h. z.B. für das 5%-Perzentil das Produkt aus  $p=0.05$  und der Gesamtanzahl der Daten. Liegt dieser Wert zwischen zwei Ordnungszahlen, werden die Luftdruckwerte, die diesen Ordnungszahlen entsprechen, linear interpoliert.

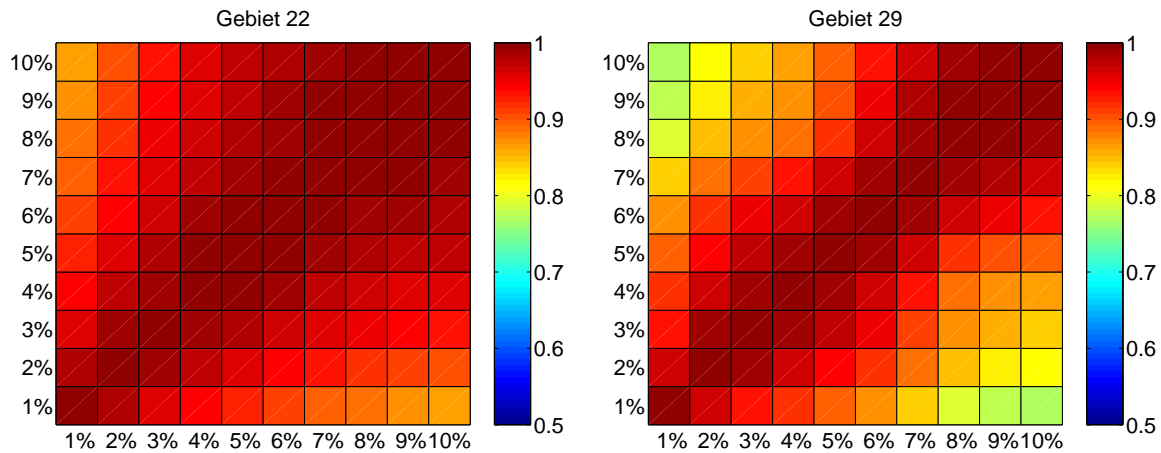


Abbildung 4.2: Korrelationskoeffizienten zwischen monatlichen Perzentilwerten von 1%, 2%, 3% bis 10% (1889 bis 1997), links für Gebiet 22, rechts für Gebiet 29. Alle Korrelationen sind signifikant ( $\alpha = 0.05$ ).

### 4.3 Zeitreihen der 5%-Perzentile des Luftdrucks - am Beispiel des Nordatlantiks

Um eine zeitliche Veränderung in der Sturmtätigkeit feststellen zu können, werden die Zeitreihen der Luftdruckperzentile ausgewertet.

Bevor das 5%-Perzentil als Basis für diese weiteren Auswertungen gewählt wurde, wurden zunächst exemplarisch für vier Gebiete in unterschiedlichen Breiten (Gebiete 16, 22, 29 und 46) 1%-, 2%-, 3%- bis 10%-Perzentile für alle Monate des gesamten Zeitraums 1889 bis 1997 errechnet und miteinander korreliert. Abbildung 4.2 zeigt die Korrelationskoeffizienten für die Gebiete 22 und 29. Es zeigt sich, dass es ausreichend ist, nur einen dieser Perzentilwert zu betrachten, da alle Perzentile in sehr hohem Maße miteinander signifikant ( $\alpha=0.05$ ) korreliert sind. Für die anstehenden Untersuchungen wurden daher nur die 5%-Perzentile benutzt. Zum einen wurden aus den Daten einzelner Monate Monatsperzentile berechnet. Zum anderen wurden Perzentile für die einzelnen Jahreszeiten berechnet. Dafür wurde die klassische Aufteilung gewählt: Der Frühling umfasst März, April und Mai, der Sommer Juni, Juli und August, der Herbst September, Oktober und November und der Winter Dezember sowie Januar und Februar des Folgejahres.

#### 4.3.1 Monatsperzentile

Für einzelne ausgewählte Gebiete (Tab. 4.1) werden zunächst Monatsperzentile dargestellt (Abb. 4.3 und 4.4). Neben deren zeitlichen Verläufen sind auch deren gleitende Mittel (rote Linie) und deren linearer Trend (grüne Gerade) eingezeichnet. Der Wert des gleitenden Mittels entspricht dem Mittelwert aus Monatsperzentilen eines Zeitraums von 30 Jahren und einem Monat, wobei eine Hälfte des Zeitraums vor und die andere nach dem betrachteten Zeitpunkt

Tabelle 4.1: *Ausgewählte Gebiete des Nordatlantiks, deren 5%-Monats-Perzentile in den Abb. 4.3 und 4.4 gezeigt werden. Gebietsnummer und Lage (vgl. Abb 3.3).*

	Gebiet	geographische Lage
	15	um Island
	22	südöstlich der südlichen Spitze Grönlands
nördlich von 45° N	23	östlicher Nordatlantik auf Höhe der Britischen Inseln
	28	Ostküste der USA
	31	Ostatlantik auf Höhe der Iberischen Halbinsel
	32	um die Iberische Halbinsel
südlich von 45° N	37	westlicher Nordatlantik auf Höhe der Karibischen Inseln
	47	östlicher Nordatlantik direkt nördlich des Äquators

liegt. Dadurch wird eine Veränderung in klimatologischen Zeitspannen gezeigt. Der lineare Trend wurde über eine Anpassung mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt.

Unterhalb der Zeitreihen eines jeden Gebiets (Abb. 4.3 und 4.4) ist der zugehörige zeitliche Verlauf der Anzahl der Datenpunkte pro Monat dargestellt.

Die Werte der monatlichen 5%-Perzentile sind in den nördlicheren Gebieten des Nordatlantiks (Abb. 4.3) im Mittel niedriger als in den südlicheren (Abb. 4.4). In den Gebieten nördlich von 45°N ist dies auf den niedrigen Mittelwert und die große Standardabweichung zurückzuführen. In den südlicheren Gebieten ist das 5%-Perzentil jedoch stärker geprägt durch die Höhe der monatlichen Standardabweichung als durch den Monatsmittelwert (Abb. 3.4 und 3.5). Dies wird deutlich bei einem Vergleich von Gebiet 32 mit Gebiet 47. Das durchschnittliche 5%-Perzentil in Gebiet 32 liegt um einige hPa niedriger als das in Gebiet 47, der durchschnittliche Monatsmittelwert des Luftdrucks allerdings höher (Abb. 3.6).

Die Perzentile zeigen eine deutliche zeitliche Variabilität (Abb. 4.3 und 4.4). Diese ist in nördlicher gelegenen Gebieten sehr viel stärker als in südlicheren Gebieten. Somit ist nicht nur die Variabilität innerhalb eines Monats, ausgedrückt durch die monatliche Standardabweichung, sondern auch die Variabilität auf größeren Zeitskalen in nördlicheren Gebieten größer als in südlicheren.

Gleitende Mittel und lineare Trends der 5%-Perzentile weisen für die Gebiete 15, 22 und 23 einen Abfall des Luftdruckes über den gesamten Zeitraum auf. Die gleitenden Mittel zeigen für die Gebiete 22 und 23 um 1930 geringe lokale Minima auf. Für die restlichen dargestellten Gebiete ist zunächst kein Trend erkennbar. Der lineare Trend wird ausführlicher und für alle 48 Gebiete im Nordatlantik in Kapitel 4.5 dargestellt.

Die Anzahl der Daten pro Monat, die den Berechnungen der Perzentile zugrunde liegt, nimmt im Laufe der Zeit stark zu und erreicht ab Mitte des Jahrhunderts durchschnittlich



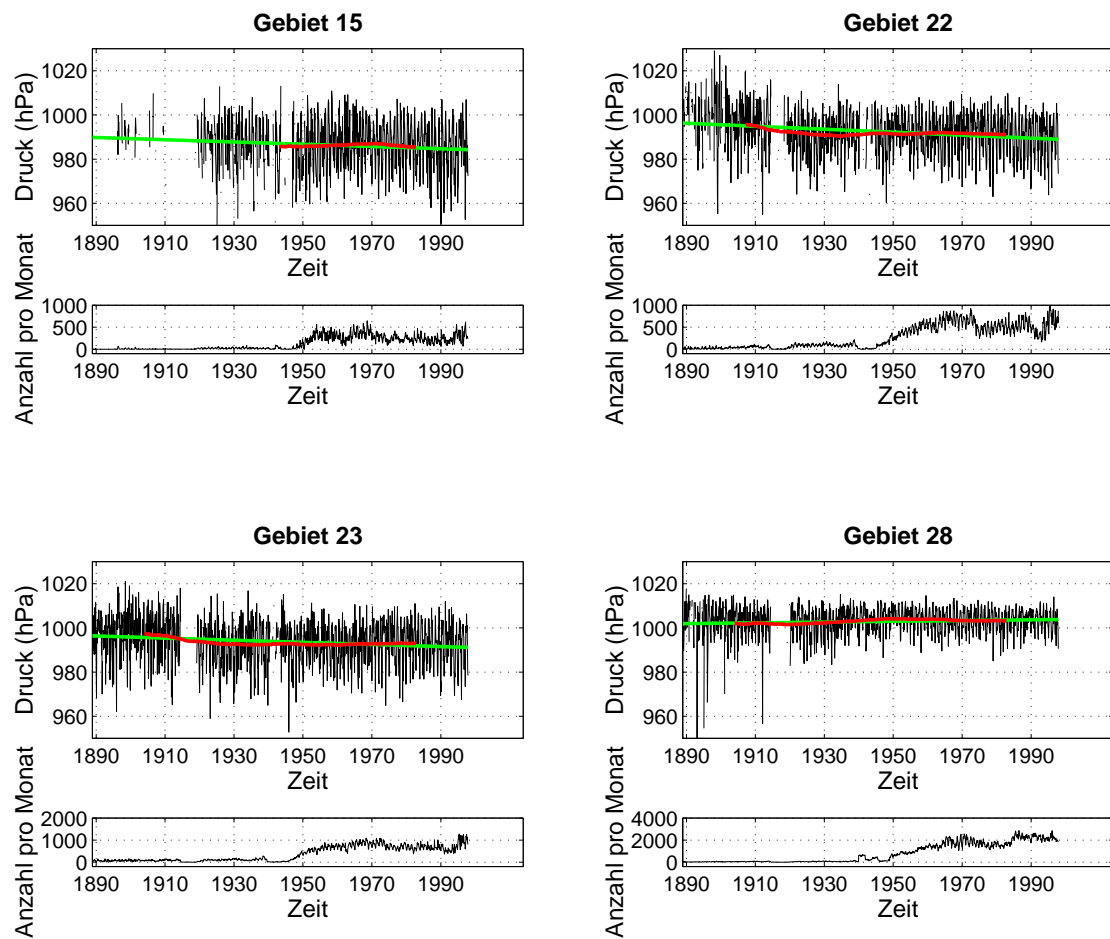


Abbildung 4.3: Zeitliche Entwicklung der 5%-Monatsperzentile des Luftdrucks in den Gebieten 15, 22, 23 und 28 (nördlich von  $45^\circ$  N). In rot: gleitendes Mittel über 30 Jahre und 1 Monat, in grün: linearer Trend. Jeweils darunter ist die zeitliche Entwicklung der Anzahl der Daten pro Monat dargestellt.

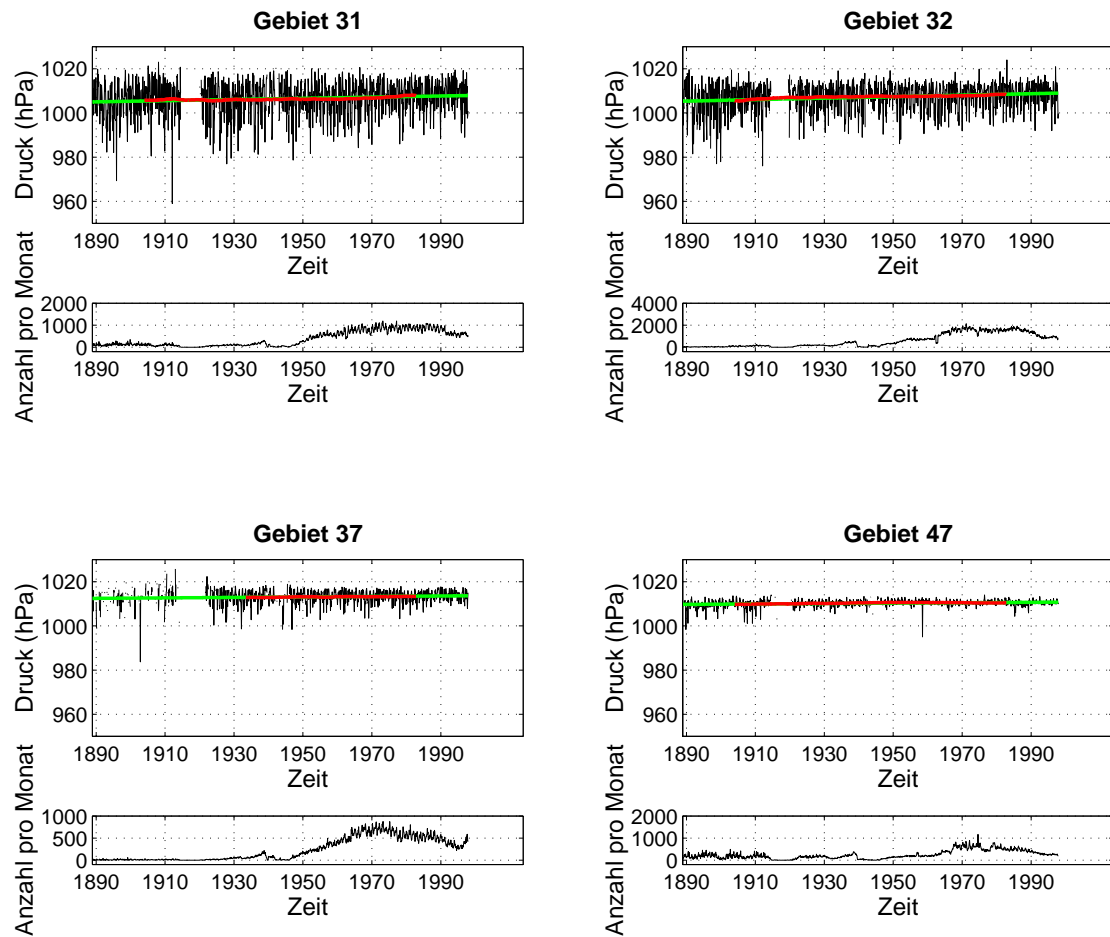


Abbildung 4.4: Zeitliche Entwicklung der 5%-Monatsperzentile des Luftdrucks in den Gebieten 31, 32, 37, und 47 (südlich von  $45^\circ$  N). Rot: gleitendes Mittel über 30 Jahre und 1 Monat, grün: linearer Trend. Jeweils darunter ist die zeitliche Entwicklung der Anzahl der Daten pro Monat dargestellt.

etwa 1000 Beobachtungen pro Monat. Besonders in der Zeit des 1. Weltkrieges (1914-1918) kommt es zu einer größeren Datenlücke. Der Einfluss dieser sich verändernden zeitlichen Datendichte auf die Werte der Perzentile wird in Kapitel 4.4 untersucht.

#### 4.3.2 Jahreszeitliche Perzentile

Um jahreszeitliche Schwankungen zu untersuchen, werden die Änderungen der Perzentile einzelner Jahreszeiten betrachtet. Abb. 4.5 und 4.6 zeigen diese Zeitreihen mit entsprechenden gleitenden Mitteln und linearen Trends für die nördlichen Gebiete 15, 22 und die südlichen Gebiete 37 und 47. Die gleitenden Mittel laufen in diesem Fall über 31 Jahre.

Auch hier ist zu erkennen, dass die Variabilität in den nördlicheren Gebieten ausgeprägter ist (Abb. 4.5) als in den südlicheren (Abb. 4.6, veränderte Ordinatenenteilung), da der durchschnittliche Perzentilwert im Laufe des Jahres stärker schwankt. Die Variabilität innerhalb der einzelnen Jahreszeiten ist zudem in den nördlicheren Gebieten stärker ausgeprägt. In den Gebieten 15, 22 und 37 ist diese Variabilität in den Wintermonaten höher als in den Sommermonaten.

Lineare Trends und gleitende Mittel zeigen besonders in den Wintermonaten Veränderungen, wobei in den Gebieten 15 und 22 ein Abfall, in den Gebieten 37 und 47 ein Anstieg beobachtet wird. Zusätzlich ist in den Gebieten 15 und 22 in den Frühlingsmonaten ein Trend hin zu niedrigeren Luftdruckperzentilen zu erkennen. Auch für die jahreszeitlichen Perzentile wird der lineare Trend ausführlicher und für alle 48 Gebiete im Nordatlantik in Kapitel 4.5 behandelt.

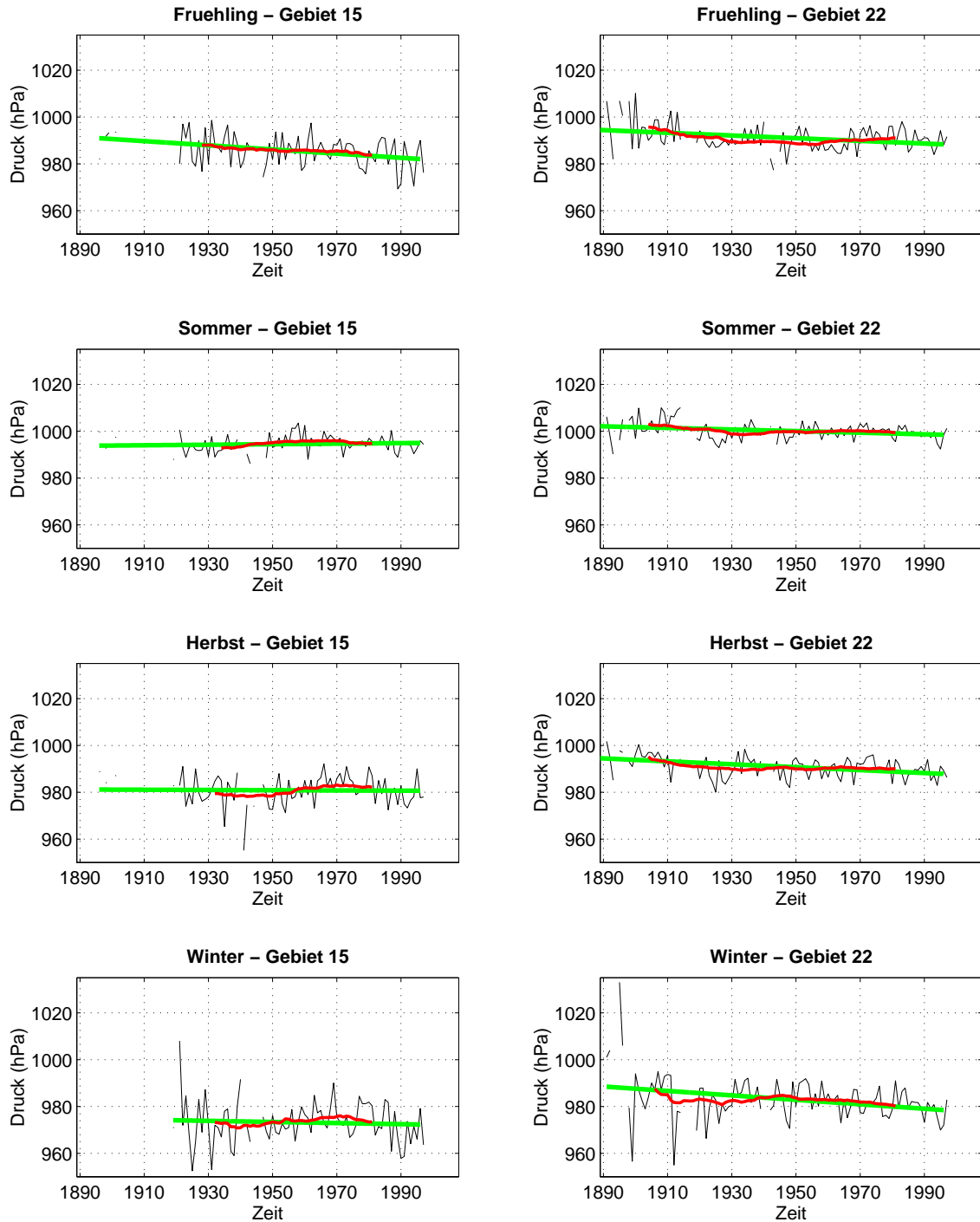


Abbildung 4.5: Zeitliche Entwicklung der jahreszeitlichen 5%-Perzentile des Luftdrucks in den Gebieten 15 (links) und 22 (rechts). Getrennte Darstellung nach Frühling, Sommer, Herbst und Winter (von oben nach unten). Rot: gleitendes Mittel über 31 Jahre, grün: linearer Trend.

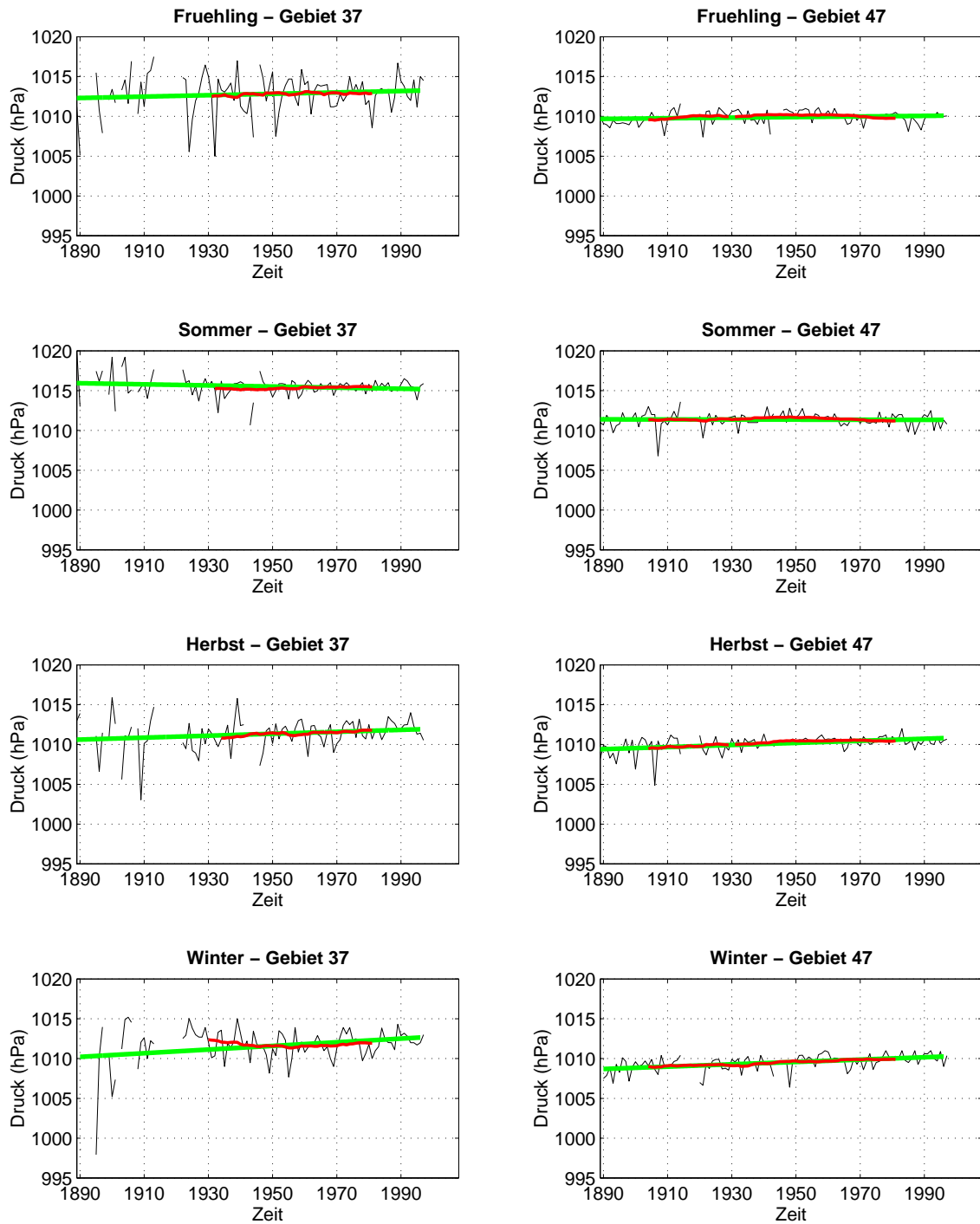


Abbildung 4.6: Zeitliche Entwicklung der jahreszeitlichen 5%-Perzentile des Luftdrucks in den Gebieten 37 (links) und 47 (rechts). Getrennte Darstellung nach Frühling, Sommer, Herbst und Winter (von oben nach unten). Rot: gleitendes Mittel über 31 Jahre, grün: linearer Trend. y-Achseneinteilung verändert (vgl. Abb. 4.5).

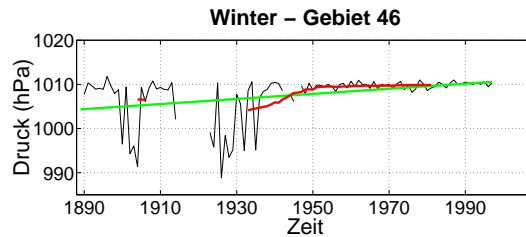


Abbildung 4.7: Zeitliche Entwicklung der jahreszeitlichen 5%-Perzentile des Luftdrucks im Gebiet 46 im Winter. Rot: gleitendes Mittel über 31 Jahre, grün: linearer Trend.

### 4.3.3 Problemgebiete

Die Anzahl der Beobachtungen ist nicht nur zeitlich variabel, sondern auch räumlich sehr unterschiedlich. Da es sich um Schiffsmeldungen handelt, sind Gebiete mit einem großen Anteil Land natürlich nicht gut besetzt. Hinzu kommen aber auch Gebiete weit im Norden (Gebiete 1-14), die nur sehr wenig Beobachtungen aufweisen. Insbesondere gibt es dort fast keine Beobachtungen vor 1950 und auch nach diesem Zeitpunkt liegt die Zahl der Beobachtungen häufig sehr niedrig. Daher wurden diese Gebiete nicht ausgewertet.

Auch für die jahreszeitliche Auswertung können in manchen Gebieten Probleme auftauchen (Gebiete 28 und 39 im Frühling und Gebiete 46 und 48 im Winter). Hier ist die Variabilität der Luftdruckperzentile vor 1950 sehr viel höher als danach, was an der geringen Datendichte vor 1950 liegen kann. Als Beispiel ist in Abb. 4.7 der zeitliche Verlauf der Luftdruckperzentile im Gebiet 46 im Winter gezeigt.

## 4.4 Abschätzung von Fehlern aufgrund der geringen Datendichte - am Beispiel des Nordatlantiks

Eine zeitlich veränderliche Datendichte führt zu Unsicherheiten in der Berechnung der Perzentile und kann somit Einfluss auf den daraus abgeleiteten Trend haben. Um diesen Einfluss zu untersuchen, wird im Folgenden mit Hilfe einer Monte-Carlo-Methode der daraus resultierende Fehler abgeschätzt.

Einer allgemeinen Beschreibung der Monte-Carlo-Methode folgt die Darstellung der in dieser Arbeit verwendeten Methode der Fehlerabschätzung.

### 4.4.1 Die Monte-Carlo-Methode

Mit der Monte-Carlo-Methode lässt sich das Ergebnis eines deterministischen Problems mit stochastischen Mitteln schätzen. Im Zentrum stehen Zufallszahlen, mit deren Hilfe z.B. Integrale, die Kreiszahl  $\pi$ , Fehler, aber auch physikalische Fragestellungen wie Strahlungstransport berechnet werden. Notwendig dazu ist, das Eintreten der Wahrscheinlichkeit der einzelnen Zufallszahlen dem gegebenen Problem entsprechend gut anzupassen. Sinnvoll ist die Verwendung der Methode nur, wenn kein analytischer oder numerischer Lösungsweg zur Verfügung steht.

Zur Bestimmung eines Integrals z.B. wird eine Fläche bekannter Größe festgelegt, die die Fläche des Integrals miteinschließt. Mittels gleichverteilter zufälliger Punkte auf dieser Fläche kann der Anteil geschätzt werden, den die gesuchte Fläche an der Gesamtfläche ausmacht. Je mehr Zufallszahlen erzeugt werden, desto genauer ist die Abschätzung des Integrals. Nach dem Gesetz der großen Zahlen konvergiert der Schätzwert gegen den wahren Wert des Integrals, wenn die Anzahl der Zufallszahlen gegen unendlich geht.

In anderen Anwendungsbereichen der Monte-Carlo-Methode werden durch unterschiedliche Eintrittswahrscheinlichkeiten physikalische Prozesse simuliert. So wird z.B. in Strahlungstransportmodellen der Durchgang der Photonen durch eine Wolke, also deren Streu- und Absorptionsprozesse, durch bestimmte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen modelliert.

Die Abschätzung eines Fehlers ist im Gegensatz dazu von rein mathematisch-statistischer Natur. Wie im Fall der Berechnung eines Integrals, handelt es sich um eine recht einfache Monte-Carlo-Simulation, in der die Zufallszahlen gleiche Eintrittswahrscheinlichkeiten haben. Durch wiederholte simulierte Stichprobennahme wird nicht nur der gesuchte Parameter, wie z.B. der Perzentilwert, genauer, sondern es können auch verschiedene Fehlermaße, wie z.B. die Standardabweichung, abgeschätzt werden. Dies soll auf die vorhandenen Luftdruckdaten angewendet werden.

### 4.4.2 Simulation einer geringen Datendichte

Im betrachteten Zeitraum weisen die Beobachtungsdaten sowohl räumlich als auch zeitlich starke Schwankungen in der Datendichte auf (Abb. 3.1 und 3.2). Erst ab 1965 liegt sie auf einem relativ konstanten, hohen Niveau. Werden diese Daten als Grundgesamtheit angesehen,

sind die Daten vor 1965 als Stichproben einer Grundgesamtheit interpretierbar, die somit einen Fehler aufweisen, der allein auf den Stichprobenumfang und somit auf die zur Verfügung stehende Datendichte zurückzuführen ist. Dieser Fehler soll im Weiteren abgeschätzt werden.

Hierzu wird eine Monte-Carlo-Simulation durchgeführt. Aus den Daten der Jahre 1965 bis 1990 werden zufällig Stichproben ausgewählt, deren Umfang die Anzahl der Beobachtungen in den Jahren zu Beginn des Beobachtungszeitraums simuliert (Abb. 4.8). Dies wird sowohl für das gesamte Gebiet des Nordatlantiks ( $0^\circ$  bis  $90^\circ$  N,  $55^\circ$  W bis  $0^\circ$  E) als auch für kleinere Gebiete einer Größe von  $20^\circ$  mal  $20^\circ$  (siehe z.B. Abb. 4.13) durchgeführt. Der Stichprobenumfang variiert dabei von 1 bis 199 Datenpunkte pro Tag für den gesamten Nordatlantik bzw. von 1 bis 99 Datenpunkte pro Tag für die einzelnen Gebiete. Jeweils 100 Stichproben mit gleichem Stichprobenumfang werden für jeden Monat ermittelt (Abb. 4.8). Aus jeder dieser Stichproben wird ein Perzentilwert errechnet. Somit liegen 100 Perzentilwerte pro Monat vor, aus denen schließlich verschiedene Fehlermaße als Funktion des Stichprobenumfangs abgeleitet werden.

Voraussetzung für diese Fehlerbestimmung ist, dass sich die Verteilungen der monatlichen Luftdruckwerte der Jahre 1965 bis 1990 im Vergleich zu den Verteilungen der Jahre vorher nicht wesentlich geändert haben. Da Mittelwert und Standardabweichung der monatlichen Luftdruckwerte langfristig gesehen annähernd konstant geblieben sind (siehe Kapitel 3.4), wird diese Voraussetzung als erfüllt angesehen.

### 4.4.3 Ableitung dreier Fehlermaße

Es werden drei verschiedene Fehlermaße bestimmt: Standardabweichung, 95%-Konfidenzintervall und Größtfehler.

Ziel dabei ist die Ableitung eines Unsicherheitsbereichs für die berechneten Perzentile der Daten vor 1960 entsprechend des zur Verfügung stehenden Datenumfangs. Da die Schätzung eines solchen Konfidenzintervalls für ein Perzentil nicht so einfach ist wie z.B. für den Mittelwert, wird das Monte-Carlo-Verfahren verwendet.

Die Abschätzung eines Konfidenzintervalls aufgrund nur einer Stichprobe wäre sehr ungenau, besonders für Stichproben mit geringem Umfang. Deshalb wird der Fehler aus 100 Stichproben errechnet. Die daraus resultierenden 100 Perzentilwerte sind annähernd normalverteilt. Die idealisierte Normalverteilung in Abb. 4.9 verdeutlicht die Fehlermaße. Der Bereich  $\pm s$  überdeckt 68% der Fläche unter der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion und entspricht der Standardabweichung, der Bereich  $\pm 2s$  überdeckt 95% und stellt somit das 95%-Konfidenzintervall dar ( $s$ =Standardabweichung). Der Zusammenhang zwischen Fläche und Vielfachem der Standardabweichung gilt in dieser Form nur für Normalverteilungen, die im vorliegenden Fall nicht immer gegeben sind. Daher wurde neben der einfachen *Standardabweichung*  $s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$  das *95%-Konfidenzintervall* mit Hilfe eines verteilungsfreien Verfahrens berechnet. So wurde iterativ der Wert  $k$  ermittelt, für den mindestens 95% der 100 Perzentilwerte im Intervall Mittelwert $\pm k$  liegen. Zusätzlich wurde die größte absolute Abweichung vom Mittelwert bestimmt (*Größtfehler*). Das Intervall



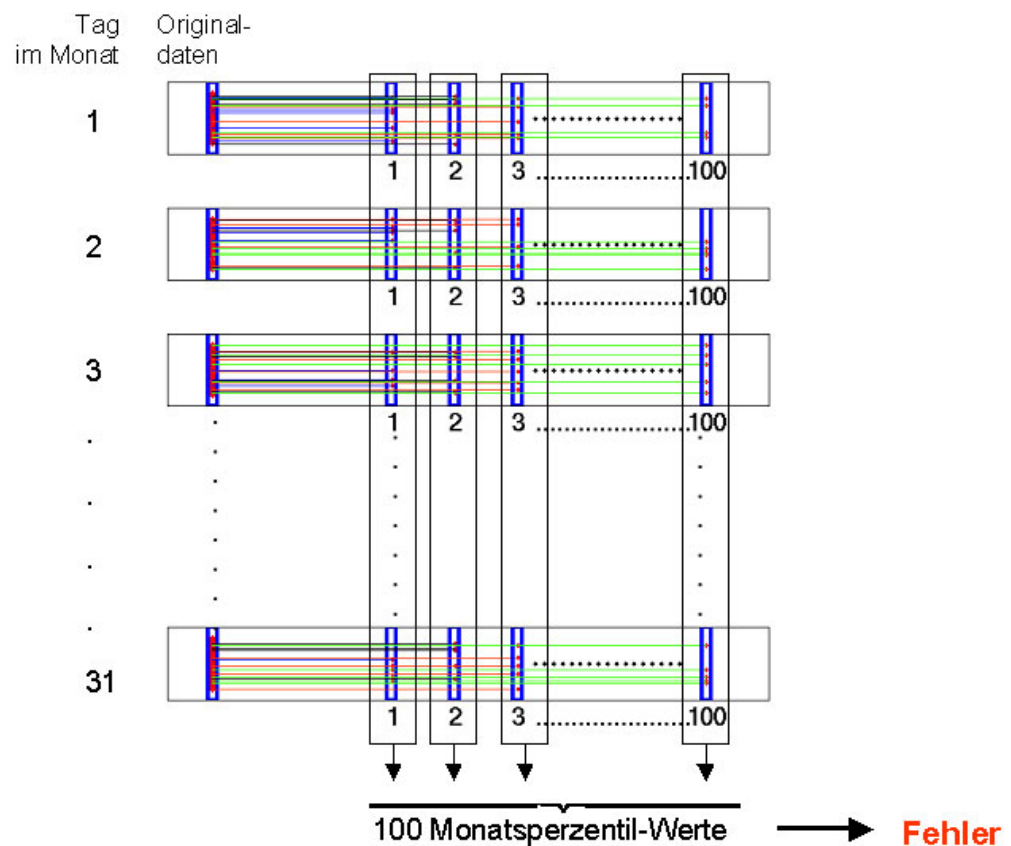


Abbildung 4.8: Vorgehensweise der Monte-Carlo-Simulation, wobei es für jeden Tag im Monat zur 100maligen zufälligen Auswahl eines bestimmten Stichprobenumfangs (hier fünf) von Luftdruckwerten aus den Originaldaten kommt. Daraus werden 100 Monats-Perzentilwerte abgeleitet, woraus ein Fehler bestimmt werden kann. Die gesamte hier dargestellte Prozedur wird für jeden einzelnen Monat der Jahre 1965 bis 1997 durchgeführt.

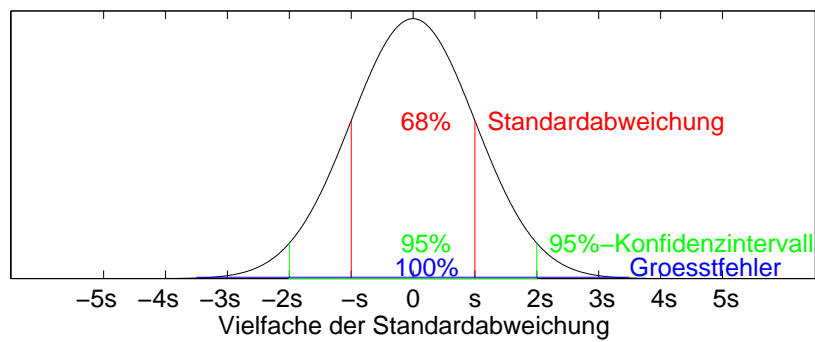
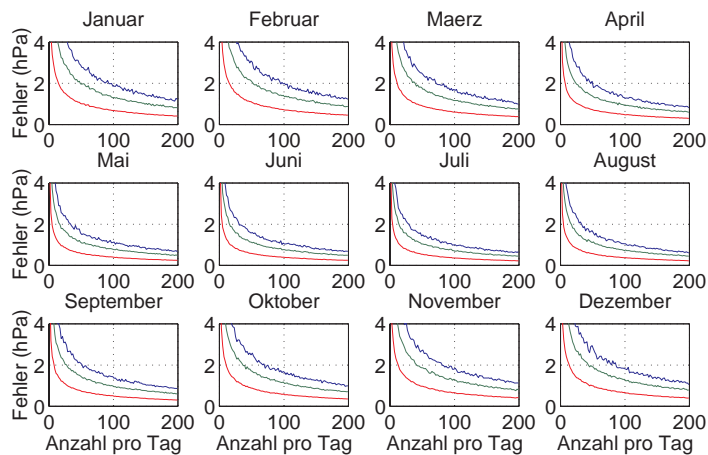

 Abbildung 4.9: *Idealisierte Verteilung der 100 Perzentilwerte.*


Abbildung 4.10: *Standardabweichung (rot), 95%-Konfidenzintervall (grün) und Größtfehler (blau) in Abhängigkeit von der Anzahl der Datenpunkte pro Tag (Stichprobenumfang). Berechnungen wurden für die Monatsperzentile durchgeführt, dargestellt sind die Mittelwerte der einzelnen monatlichen Fehler über die Jahre 1965 bis 1990 für den gesamten Nordatlantik ( $0^\circ$  bis  $90^\circ$  N,  $55^\circ$  W bis  $0^\circ$  E).*

Mittelwert  $\pm$  Größtfehler umfasst 100% der 100 Perzentilwerte (Abb. 4.9).

In Abb. 4.10 sind die Mittelwerte der monatlichen Fehler dargestellt als Funktion des Stichprobenumfangs bezogen auf die Grundgesamtheit der Jahre 1965 bis 1990. Alle drei Fehlermaße nehmen mit der Anzahl der Datenpunkte pro Tag, also mit dem Stichprobenumfang, exponentiell ab. In den Sommermonaten, wie etwa Mai bis August, liegen die Fehler generell niedriger als in den Wintermonaten, was auch auf die niedrigere Variabilität des Luftdrucks in diesen Monaten zurückzuführen ist. Für Stichprobenumfänge im Bereich von 50 Werten pro Tag liegen die Größtfehler bereits unterhalb von 3 hPa; die Standardabweichung liegt in vielen Monaten sogar schon unter 1 hPa.

#### 4.4.4 Fehler der Luftdruckperzentile in den Jahren 1889 bis 1960

Die beschriebene Methode der zufälligen Auswahl von einzelnen Stichproben wurde durchgeführt, um den Fehler der Perzentile in den Jahren vor 1960 abschätzen zu können. Was in den Betrachtungen noch fehlt, ist die Zuordnung der Fehler zu den einzelnen Jahren dieser Zeit.

Da die einzelnen Fehlermaße aber als Funktion des Stichprobenumfangs vorliegen, ist dies möglich. Die ermittelten Fehler (Abb. 4.10) werden auf die Daten vor 1960 übertragen, indem die Anzahl der verfügbaren Beobachtungen pro Tag zu dieser Zeit und der Stichprobenumfang aus der Monte-Carlo-Simulation für jeden Monat verglichen und in Übereinstimmung gebracht werden. Liegt die Anzahl der Beobachtungen zwischen zwei Werten des Stichprobenumfangs, werden die zugehörigen Fehler linear interpoliert. Es ergibt sich eine Fehlerabschätzung für jeweils einzelne Monate der Jahre 1889 bis 1960 (Abb. 4.11, links).

#### Fehler im gesamten Nordatlantik

Besonders deutlich sind die jahreszeitlichen Schwankungen der Fehler ausgeprägt (Abb 4.11, links). Diese resultieren aus der im Winter geringeren Datendichte (vgl. Abb 3.2) und aus einer höheren Variabilität der Luftdruckfelder im Winter (vgl. Abb. 4.5 und 4.6), was zu einem höheren Fehler führt. Besonders hohe Fehler liegen in den Zeiten des Ersten und Zweiten Weltkriegs aufgrund der sehr spärlichen Datendichte vor.

Außerhalb der Weltkriegsperioden betragen die Standardabweichungen etwa 1 hPa und das 95%-Konfidenzintervall etwa 2 bis 3 hPa. Selbst der Größtfehler erreicht nur vereinzelt die 5 hPa-Marke. Im Laufe der Zeit werden die Fehlerwerte deutlich niedriger, denn die Anzahl der Beobachtungen nimmt zu, bis sie Ende der 1950er-Jahre das Niveau der Daten ab 1965, also dem Referenzzeitraum in der Monte-Carlo-Simulation, erreicht haben und somit der Fehler gegen Null geht.

Da das Ziel dieser Arbeit die Untersuchung klimatologischer Parameter ist, wurden Mittelwerte der monatlichen Fehlermaße auch für längere Zeiträume berechnet. Dargestellt sind die Mittelwerte über alle Monate eines Jahres (Abb 4.11, rechts), 5 Jahre (Abb 4.12, links) und 10 Jahre (Abb 4.12, rechts). Die gemittelten Fehler liegen ein wenig niedriger als die Fehler einzelner Monate.

#### Fehler in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks

Die Fehlerbetrachtung wird nun für einzelne Gebiete im Nordatlantik durchgeführt. Hierzu wird der Nordatlantik in Gebiete mit einer Größe von  $20^\circ \times 20^\circ$  aufgeteilt. Die Monte-Carlo-Simulation wird für jedes Gebiet getrennt durchgeführt. Der Stichprobenumfang reicht von 1,3,5 bis maximal 99 Datenpunkten pro Tag. Die Zuweisung der Fehler zu den Jahren vor 1960 erfolgt wie im vorigen Abschnitt beschrieben. Die Fläche der Gebiete konnte nicht

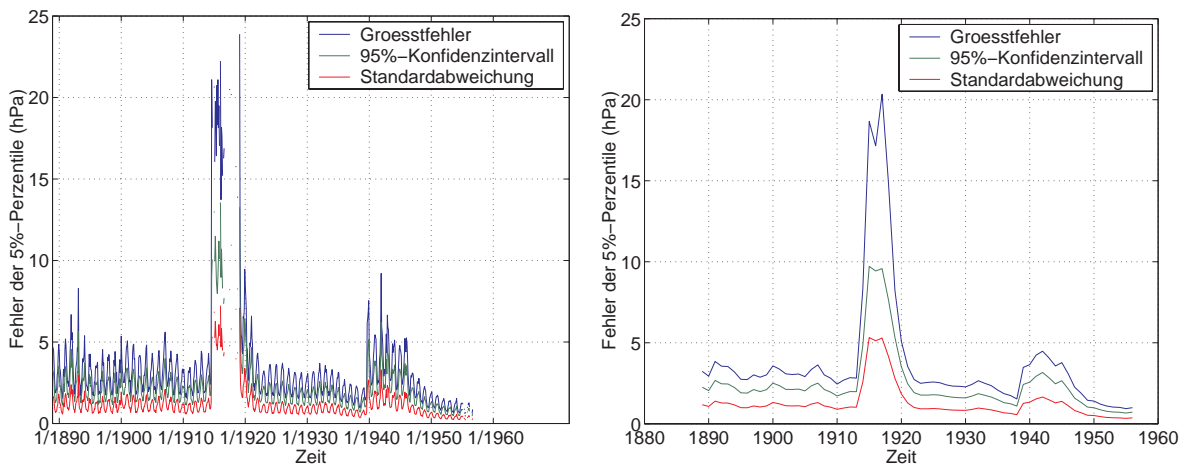


Abbildung 4.11: Zeitliche Entwicklung von Standardabweichung (rot), 95%-Konfidenzintervall (grün) und Größtfehler (blau) in den Jahren 1889 bis 1960 für den gesamten Nordatlantik (0° bis 90° N, 55° W bis 0° E). Links: Monatswerte. Rechts: jährlich gemittelte Werte.

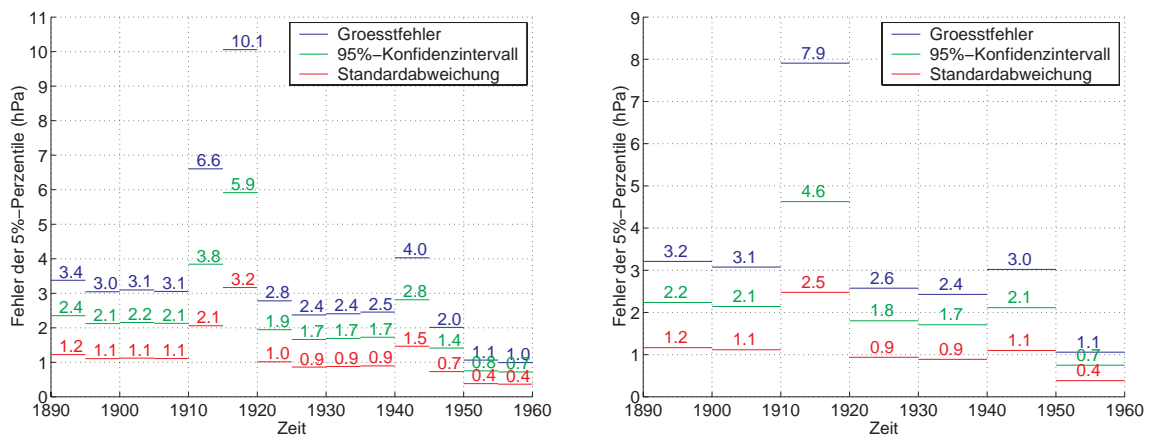


Abbildung 4.12: Zeitliche Entwicklung von Standardabweichung (rot), 95%-Konfidenzintervall (grün) und Größtfehler (blau) in den Jahren 1889 bis 1960 für den gesamten Nordatlantik (0° bis 90° N, 55° W bis 0° E). Links: Mittelwerte über 5 Jahre. Rechts: Mittelwerte über 10 Jahre.

kleiner gewählt werden, da schon für eine Größe von  $20^\circ \times 20^\circ$  die Monte-Carlo-Simulation zur Fehlerberechnung einen großen zeitlichen Rechenaufwand darstellte.

In Abb. 4.13 sind die Jahres-Mittelwerte der Standardabweichung in den einzelnen Gebieten dargestellt. Der zeitliche Verlauf dieses Fehlermaßes und der des 95%-Konfidenzintervalls (nicht gezeigt) ähneln sich sehr stark, der Betrag des 95%-Konfidenzintervalls liegt wie erwartet um etwa 50% höher als der der Standardabweichung. In vielen Gebieten kommt es zu stark erhöhten Fehlerwerten in den Zeiten des Ersten und Zweiten Weltkriegs, besonders deutlich wird dies in den Gebieten zwischen  $30^\circ$  und  $50^\circ$  nördlicher Breite. In nördlicheren Gebieten ist der Fehler bis in die 1950er-Jahre sehr hoch. In den südlicheren Gebieten des Nordatlantiks ist der Fehler ein wenig geringer.

Um auch Aussagen über die Ungenauigkeit jahreszeitlicher Perzentilwerte machen zu können, werden für jedes Fehlermaß die Mittelwerte aus den jeweiligen Werten der drei Monate bestimmt, die eine Jahreszeit umfasst. Die Werte im Winter liegen auch hier tendenziell etwas höher als in den übrigen Jahreszeiten, besonders in den nördlicheren Gebieten (nicht gezeigt, vgl. Abb. 4.11, links).

Im Weiteren wird der zeitliche Trend der Perzentilwerte bestimmt und der geschätzte Fehler mit in die Trendberechnung einbezogen. Da die Gebietseinteilung zur Berechnung der Fehler gröber gewählt wurde als die zur Berechnung der Perzentile, setzt sich der Fehler für die feinere  $15^\circ \times 15^\circ$ -Gebietseinteilung anteilig aus den Fehlerwerten der Gebiete zusammen, die Teile des kleineren Gebiets abdecken.

## 4.5 Zeitlicher Trend der Luftdruckperzentile unter Berücksichtigung der Fehlerabschätzung

Um die zeitliche Veränderung der Luftdruckperzentile zu untersuchen, wird deren linearer Trend betrachtet. Wie schon in Kapitel 4.3 für einzelne Gebiete gezeigt, wird nun der lineare Trend der Perzentile in hPa pro 100 Jahre für alle Gebieten dargestellt.

Neben diesem Trend, der in den Abbildungen 4.16 bis 4.22 jeweils von der in der Mitte stehenden Zahl repräsentiert wird, wurden die Trends unter Berücksichtigung des in Kapitel 4.4.4 beschriebenen Fehlers errechnet. Hierzu wurden die 5%-Monatsperzentile bzw. jahreszeitlichen Perzentile der Jahre 1889 bis 1950 um den jeweiligen Fehler erhöht bzw. erniedrigt und der Trend jeweils erneut berechnet (obere Zahl: Erhöhung, untere Zahl: Erniedrigung). Im Bereich des Nordatlantiks ist dies in den Abb. 4.16 und 4.17 gezeigt, jeweils für die Standardabweichung, das 95%-Konfidenzintervall und den Größtfehler. Jahreszeitliche Unterschiede werden in den Abb. 4.18 und 4.19 deutlich. In Rot dargestellt sind signifikant positive Trends, in Blau signifikant negative Trends, in Schwarz nicht signifikante Trends (Signifikanzniveau: 5%).

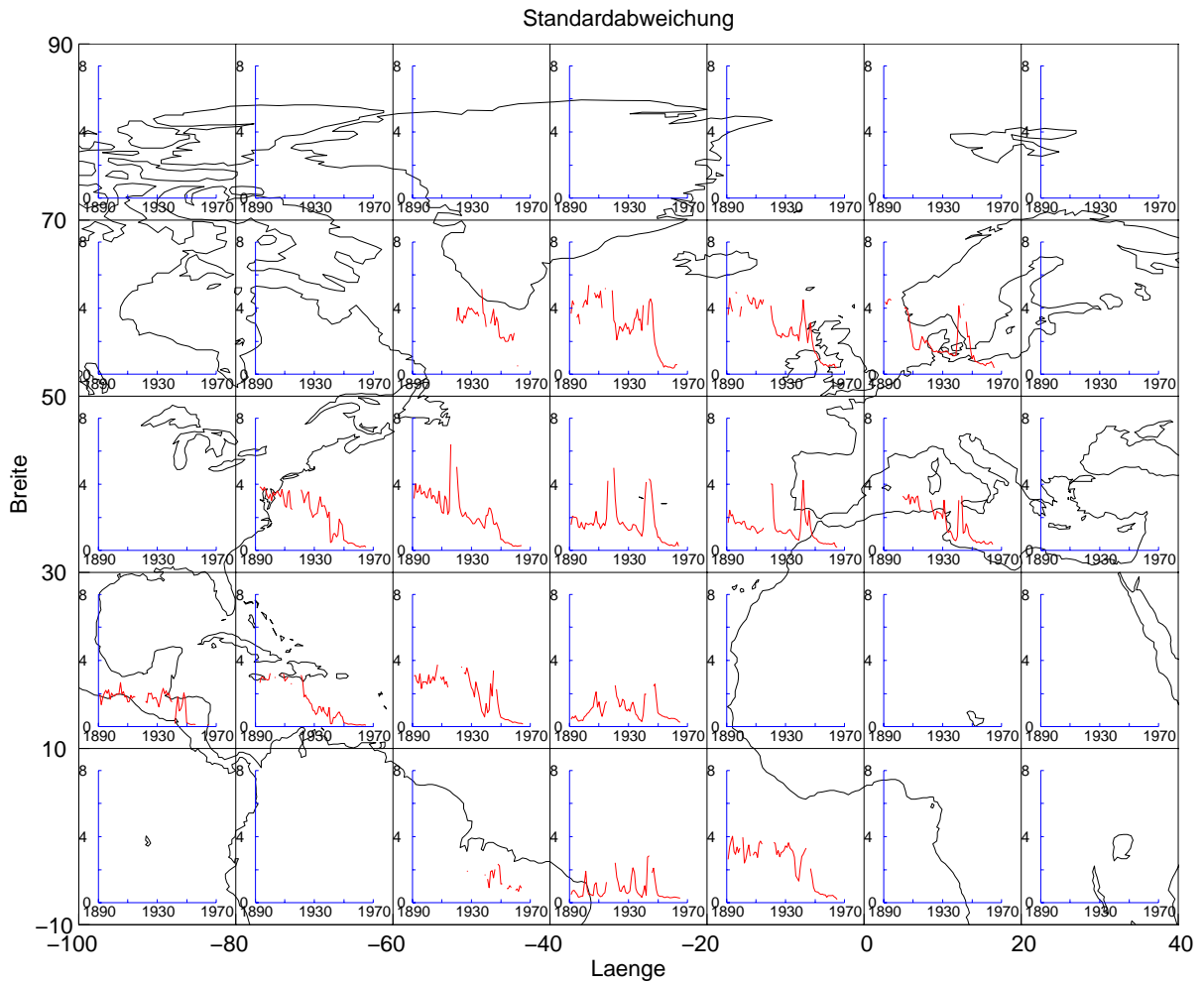


Abbildung 4.13: Zeitliche Entwicklung der Standardabweichung in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks in den Jahren 1889 bis 1960. Jährlich gemittelte Werte.

### 4.5.1 Geforderte Voraussetzungen

Verschiedene Voraussetzungen bezüglich der Anzahl der Luftdruckdaten als Grundlage zur Perzentilberechnung, sowie der Anzahl der Perzentilwerte zur Berechnung der Trends, wurden geprüft, um deren Einfluss auf die Trends zu untersuchen. Hinzu kommt das Problem, dass in verschiedenen Monaten einzelner Gebiete keine Fehler vorliegen, da die Anzahl der Beobachtungen in diesen Gebieten weniger als 30 pro Monat bzw. 1 pro Tag beträgt und somit keine entsprechende Fehlerberechnung aus den Monte-Carlo-Berechnungen vorliegen (mehr zu den Grenzen der Fehlerberechnung siehe Kapitel 4.5.4). Da solche Lücken eine Trendberechnung stark beeinflussen würden, wurde diesen Monaten der größte innerhalb der Monte-Carlo-Rechnungen ermittelte Fehler zugeordnet. Dieser entspricht einer Datenanzahl von einer Beobachtung pro Tag. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass der Fehler noch höher liegt.

Zunächst sollte die Anzahl der Luftdruckwerte pro Monat  $N$ , aus denen der Perzentilwert errechnet wurde, einen bestimmten Wert  $N_{min}$  nicht unterschreiten. Zudem sollte sichergestellt werden, dass Werte aus den Jahren der ersten Hälfte des Zeitraums in ausreichendem Maß in den Trend eingehen. Daher wurde vorgeschrieben, dass die Anzahl der Monatsperzentilwerte  $A$  in den Jahren vor 1950 einen bestimmten Anteil  $A_{min}$  an der maximal möglichen Anzahl, also der Gesamtzahl aller Monate innerhalb des Zeitraums von 1889 bis 1950, nicht unterschreiten darf. Diese Kriterien sollen zunächst für die Trendberechnung ohne Berücksichtigung der Fehler gelten (Abb. 4.14). Erst wenn dieser Trend berechnet wurde, ist es auch sinnvoll, Fehler miteinzubeziehen. Die beschriebenen Voraussetzungen sollen auch für die Fehlerwerte gelten (Abb. 4.15). Die oben erwähnten zugewiesenen Höchstfehler in den Monaten, in denen keine Fehlerberechnung möglich war, zählen zu  $A$  nicht hinzu. Die Mindestanzahl  $N_{min}$  und der Anteil  $A$  hängen insofern zusammen, als bei höherem geforderten  $N_{min}$  die Datenbelegung der Monate, also  $A$ , sinkt.

Verschiedene Trendberechnungen mit einer variierenden Mindestanzahl von Daten pro Monat ( $N_{min} = 0, 4, 10, 30$ ) und variierendem Anteil ( $A_{min} = 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7$ ) wurden durchgeführt. Idealerweise sollte  $N_{min}$  niedrig liegen, damit für möglichst viele Monate ein Perzentilwert berechnet werden kann und so möglichst viele Monate mit in die Trendberechnung einbezogen werden können. Doch ist ein Perzentilwert nicht sinnvoll, wenn in dessen Berechnung nur sehr wenig Daten eingehen. Die zeitliche Belegung der Monatsperzentile  $A_{min}$  sollte hoch sein. Ist die Vorgabe allerdings zu hoch, ist eine räumlich umfassende Auswertung kaum noch möglich, da dieses Kriterium nur von wenig Gebieten erfüllt wird. Je niedriger  $N_{min}$  liegt, desto mehr Monate gibt es, deren Anzahl  $N$  unter 30 liegt, sodass dadurch mehr Monate mit einem eventuell zu niedrigen Fehler (siehe oben) in die Trendberechnung mit einbezogen werden. Dadurch ist auch die Unsicherheit größer, ob nicht ein zu niedriger Fehler angenommen wurde. Da bei der Beurteilung, ob die Voraussetzung  $A_{min}$  erfüllt ist, diese Monate (mit  $N < 30$ ) nicht mit eingehen, wirkt ein hoher geforderter Anteil  $A_{min}$  dieser Unsicherheit entgegen. So wird nämlich gefordert, dass entsprechend viele Monate mit korrekter Fehlerangabe in die Trendberechnung einfließen, oder für dieses Gebiet

**Trendberechnung der 5%-Perzentile – ohne Berücksichtigung der Fehler**

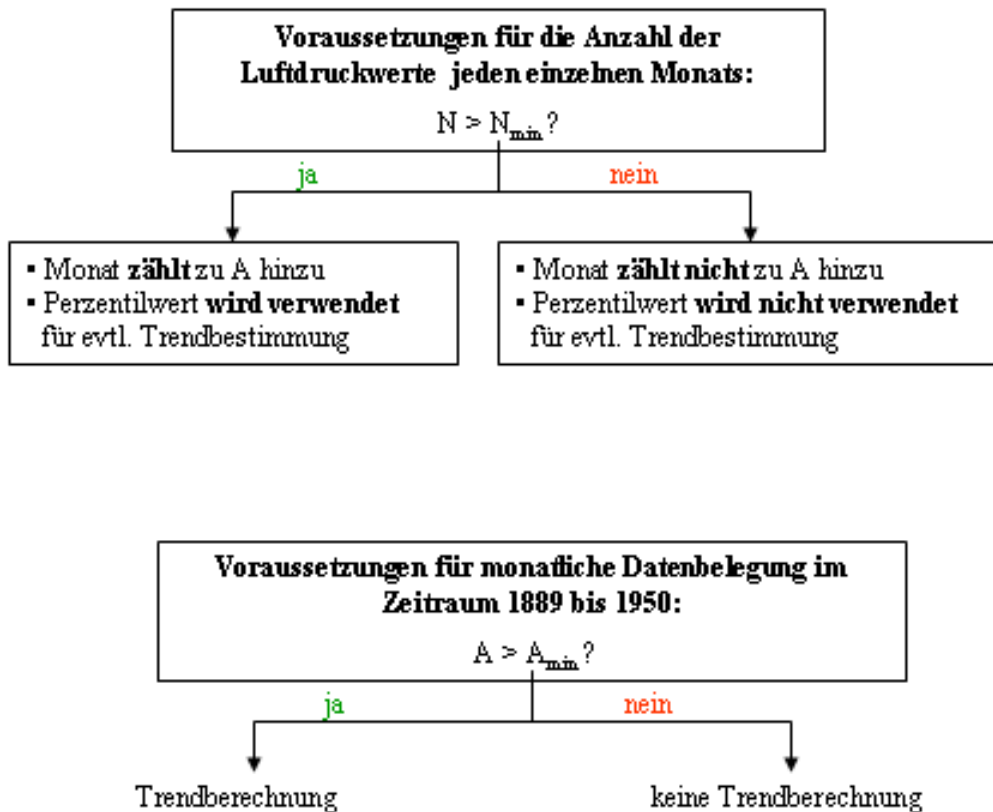


Abbildung 4.14: Voraussetzungen, die bei der Trendberechnung der Perzentile **ohne** Einberechnung der Fehler für jedes Gebiet überprüft werden. Dabei ist zu unterscheiden zwischen Voraussetzungen, die für jeden Monat gelten sollen (oben) und Voraussetzungen, die für den Zeitraum 1889 bis 1950 gelten sollen (unten).  $N$ : Anzahl der Luftdruckwerte pro Monat,  $A$ : Anzahl der Monatsperzentilwerte im Zeitraum 1889 bis 1950. Nur wenn alle Voraussetzungen zur Trendberechnung in einem Gebiet gegeben sind, kommt es dort auch eventuell zu einer Trendberechnung mit Einberechnung der Fehler. Voraussetzungen dafür siehe Abb. 4.15.



**Trendberechnung der 5%-Perzentile – mit Berücksichtigung der Fehler**

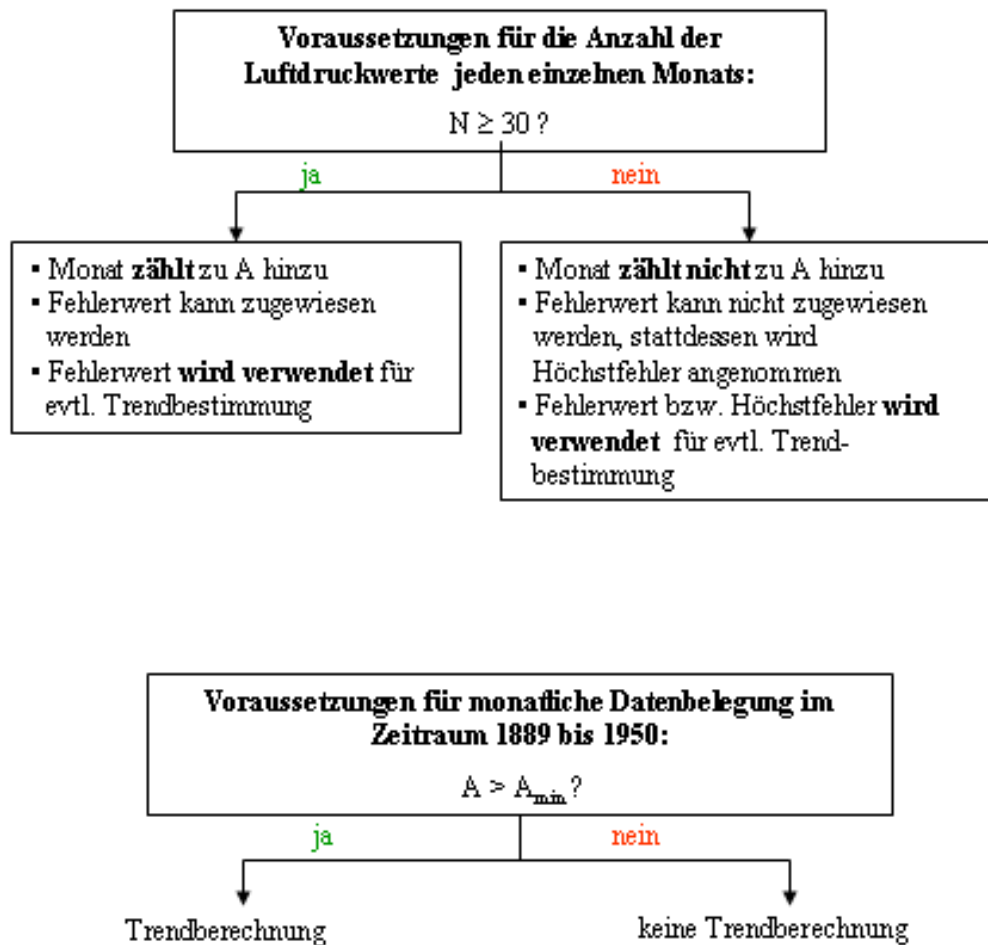


Abbildung 4.15: Weitere Überprüfungen in Anschluss an Abb. 4.14: Voraussetzungen, die bei der Trendberechnung der Perzentile **mit** Einberechnung der Fehler für jedes Gebiet überprüft werden. Dabei ist zu unterscheiden zwischen Voraussetzungen, die für jeden Monat gelten sollen (oben) und Voraussetzungen, die für den Zeitraum 1889 bis 1950 gelten sollen (unten).  $N$ : Anzahl der Luftdruckwerte pro Monat,  $A$ : Anzahl der Monatsperzentilwerte im Zeitraum 1889 bis 1950.

wird kein Trend angegeben.

Ist in den Abb. 4.16 bis 4.22 nur der Trend ohne Fehlerbetrachtung angegeben (mittlere Zahl), sind die Forderungen für die Belegung der Monatsperzentile zwar erfüllt, es liegen jedoch nicht genug Monate vor, bei denen eine korrekte Fehlerzuordnung möglich war, für die also  $N \geq 30$  war.

#### 4.5.2 Trend über dem Nordatlantik

Um die Frage zu klären, welche Voraussetzungen am sinnvollsten sind, werden die Trends, die unter den verschiedenen Voraussetzungen berechnet wurden, verglichen. Wird keine Mindestanzahl pro Monat vorgeschrieben ( $N_{min}=0$ ), zeigen die Gebiete im Nordatlantik nördlich von etwa  $50^\circ$  nördlicher Breite einen negativen Trend sehr viel größeren Betrags als für  $N \geq 4$ . In den übrigen Gebieten zeigen die Trends für verschiedene  $N_{min}$  sehr ähnliche Werte. Somit wird davon ausgegangen, dass die Trends unter der Voraussetzung  $N_{min}=0$  fehlerhaft sein könnten, da die Berechnung der Monatsperzentile in einigen Monaten auf zu wenig Werten beruht. Die Übereinstimmung der Trends in den anderen Fällen zeigt dagegen eine gewisse Vertrauenswürdigkeit. Aus diesen Gründen wurde für die Berechnung der ganzjährigen Trends der Monatsperzentile  $N = 4$  gewählt, für die jahreszeitlichen Trends entsprechend  $N = 12$ . Der Anteil der Belegung  $A$  wurde auf 40% für Monatsperzentile und 30% für jahreszeitliche Perzentile festgesetzt. Dies war der größtmögliche Wert für  $A_{min}$ , bei dem insgesamt eine sinnvolle Auswertung möglich war. Denn bei kleineren Werten wurden die Forderungen nur von einer sehr geringen Anzahl an Gebieten erfüllt.

#### Ganzjähriger Trend

Die ganzjährigen Trends der 5%-Luftdruckperzentile zeigen in nördlichen und in südlichen Breiten des Nordatlantiks deutliche Unterschiede (Abb. 4.16 und 4.17). So nehmen die Perzentile in Gebieten nördlich von  $45^\circ$  Breite mit bis zu 8.1 hPa pro 100 Jahre ab, während sie in Gebieten südlich von  $45^\circ$  Breite mit bis zu 3.3 hPa pro 100 Jahre zunehmen. In den meisten Gebieten ist dieser Trend signifikant, nur im mittleren südlichen Nordatlantik (Gebiete 30, 37 und 38) sowie um Mittelamerika und im östlichen Mittelmeer ist der Trend nicht signifikant. Die Trends sind allerdings in allen Gebieten, bis auf Gebiet 22, nicht robust gegenüber der Standardabweichung. Denn bei Erniedrigung der Luftdruckperzentile bis 1950 in Gebieten mit negativem Trend bzw. bei Erhöhung in Gebieten mit positivem Trend („Fehler wirkt dem Trend entgegen“, jeweils untere Zahl) bleibt in keinem Gebiet, außer in Gebiet 22, das Vorzeichen und die Signifikanz der Trends erhalten. Genauso kann aber auch der Fehler mit entgegengesetztem Vorzeichen den Trend noch verstärken (jeweils obere Zahl). Dann kommt es auch in den Gebieten im zentralen südlichen Nordatlantik zu einem signifikant positiven Trend.

Wird als Fehlermaß das 95%-Konfidenzintervall oder der Größtfehler (Abb. 4.16, unten und Abb. 4.17) herangezogen, zeigt sich in keinem Gebiet ein robuster, signifikanter Trend, noch nicht einmal das Vorzeichen des Trends ist festgelegt.

Aufgrund dieser Ergebnisse ist eine statistisch gesicherte Aussage in Bezug auf die Standardabweichung nur für das Gebiet südöstlich von Grönland (Gebiet 22) möglich, in dem ein robuster negativer Trend und somit eine Zunahme der Häufigkeit niedriger Luftdruckwerte vorliegt. Dieses Gebiet ist eines der Haupt-Entstehungsgebiete von Zyklonen.

#### **Jahreszeitlicher Trend**

Die jahreszeitliche Unterscheidung des Trends zeigt weitere Details (Abb. 4.18 und 4.19). Aufgrund der geringeren Datenmenge, die für die einzelnen Jahreszeiten vorliegt, sind die Trends in weniger Gebieten signifikant als sie es bei der ganzjährigen Betrachtung waren. Die Tendenz, dass im Norden ein negativer und im Süden ein positiver Trend des 5%-Luftdruckperzentils vorliegt, bleibt bestehen, jedoch ist dieser Unterschied in den einzelnen Jahreszeiten verschieden stark ausgeprägt.

Besonders ausgeprägte Trends liegen im Winter vor, in dem es wie z.B. in Gebiet 22 zu einem signifikant negativen Trend von 10 hPa pro 100 Jahre kommt. In dieser Zeit zeigen auch die südlicheren Gebiete hohe positive Trends bis zu 7 hPa pro 100 Jahre. Diese hohen Werte sind signifikant. Die Werte in den Gebieten 46 und 48 zeigen allerdings eine in den Jahren vor 1950 sehr viel höhere Varianz als danach (vgl. Kapitel 4.3.3), daher könnten diese Werte einen erheblich größeren Fehler aufweisen. Für die starken negativen Trends in den Gebieten 22 und 23 ist eine Fehlerbestimmung nicht möglich, so dass auch diese mit sehr hohen Unsicherheiten aufgrund der zeitlichen Änderung der Datendichte behaftet sein können. Im Herbst sind die geographischen Gegensätze der Trends weniger stark ausgeprägt, denn die positiven Trends in den Gebieten südlich von  $45^\circ$  sind geringer als im Winter. Der zentrale südliche Nordatlantik zeigt hier sogar einen negativen Trend, der jedoch nicht signifikant ist. Im Frühling und Sommer liegen die Trends in diesen südlichen Gebieten weitgehend um Null. Nördlich von  $45^\circ$  zeigt sich im Frühling in den meisten Gebieten ein negativer, jedoch nur in Gebiet 22 signifikanter, Trend. Im Sommer kommen in diesem Bereich neben negativen Trends auch positive Trends vor, z.B. in den Gebieten 15 und 21.

In allen vier Jahreszeiten ist in keinem Gebiet ein Trend robust in Bezug auf die Standardabweichung. Da die Beträge des 95%-Konfidenzintervalls und der Größtfehlers noch größer sind, wird ihr Einfluss auf den jahreszeitlichen Trend nicht weiter diskutiert.

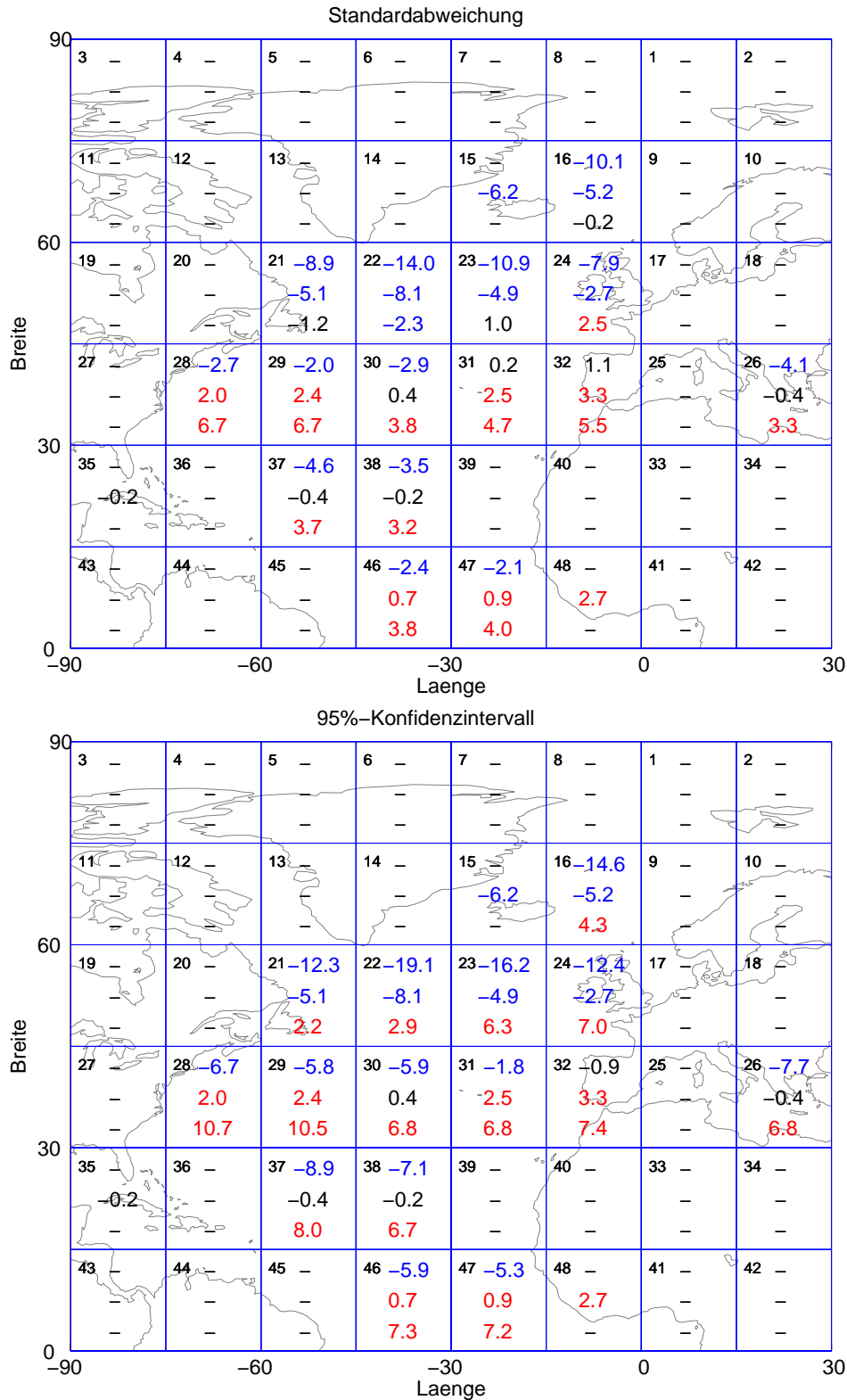


Abbildung 4.16: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung des positiven Fehlers (obere Zahl) bzw. des negativen Fehlers (untere Zahl).  $N_{min}=4$ ,  $A_{min}=0.4$ . Obere Abbildung: Fehler gegeben durch Standardabweichung, untere Abbildung: Fehler gegeben durch 95%-Konfidenzintervall. Rot: positiver signifikanter Trend, Blau: negativer signifikanter Trend, Schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%).

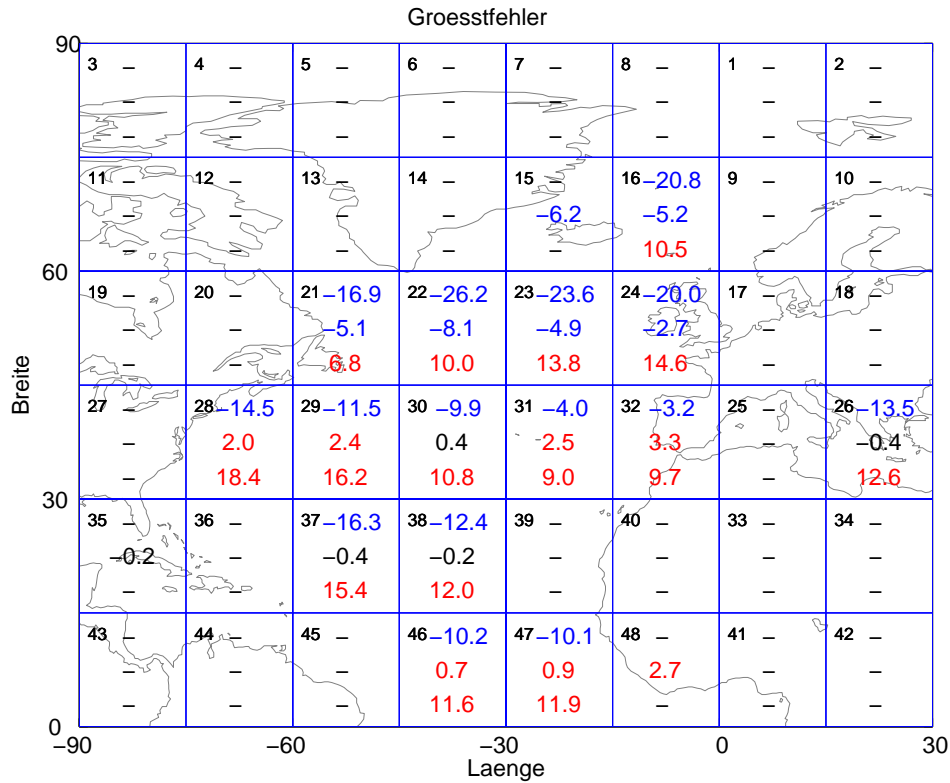


Abbildung 4.17: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung des positiven Größtfehlers (obere Zahl) bzw. des negativen Größtfehlers (untere Zahl).  $N_{min}=4$ ,  $A_{min}=0.4$  Rot: positiver signifikanter Trend, Blau: negativer signifikanter Trend, Schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%).

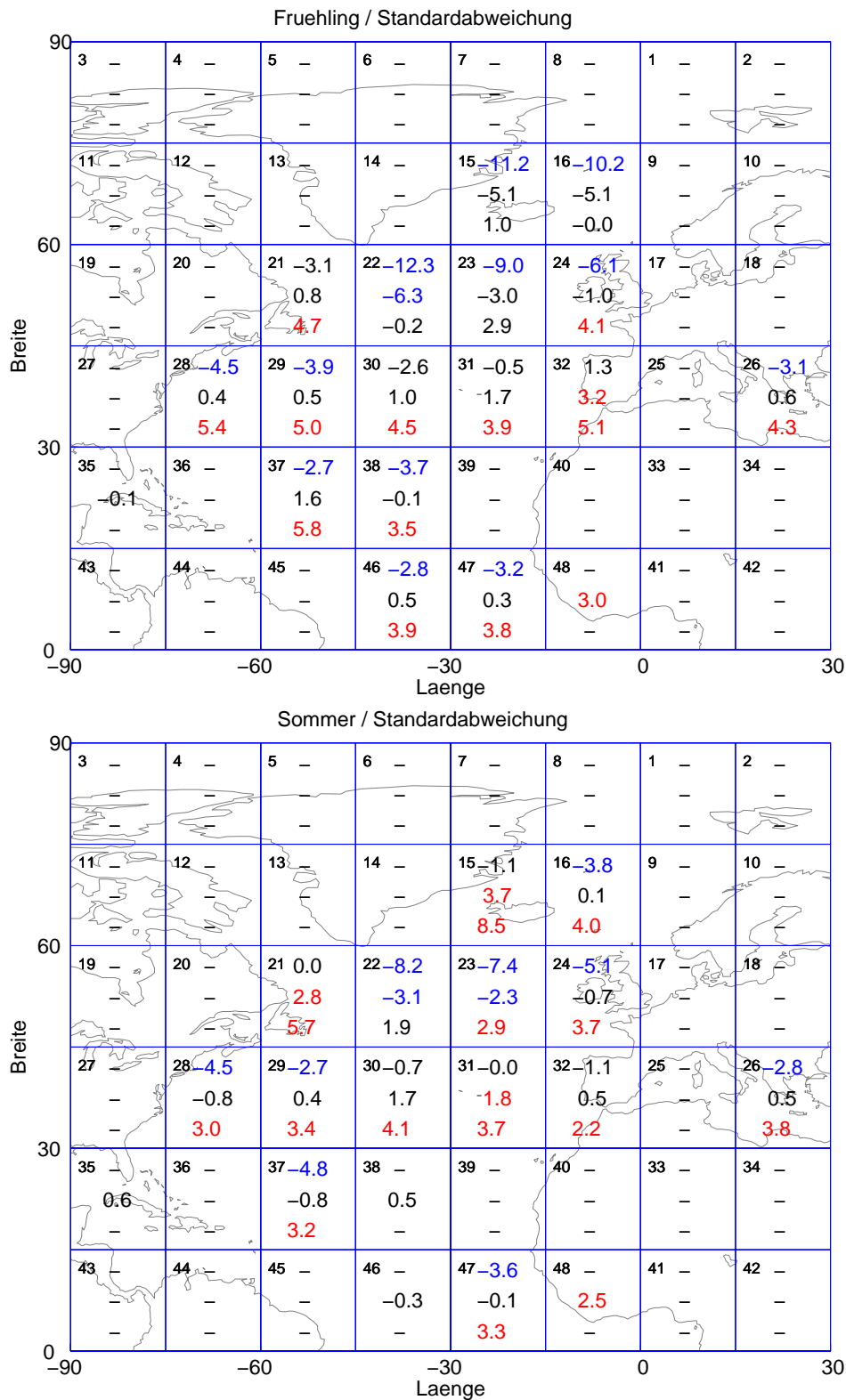


Abbildung 4.18: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung der positiven Standardabweichung (obere Zahl) bzw. der negativen Standardabweichung (untere Zahl).  $N_{min}=12$ ,  $A_{min}=0.3$ . Obere Abbildung: Fruehling, untere Abbildung: Sommer. Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%).

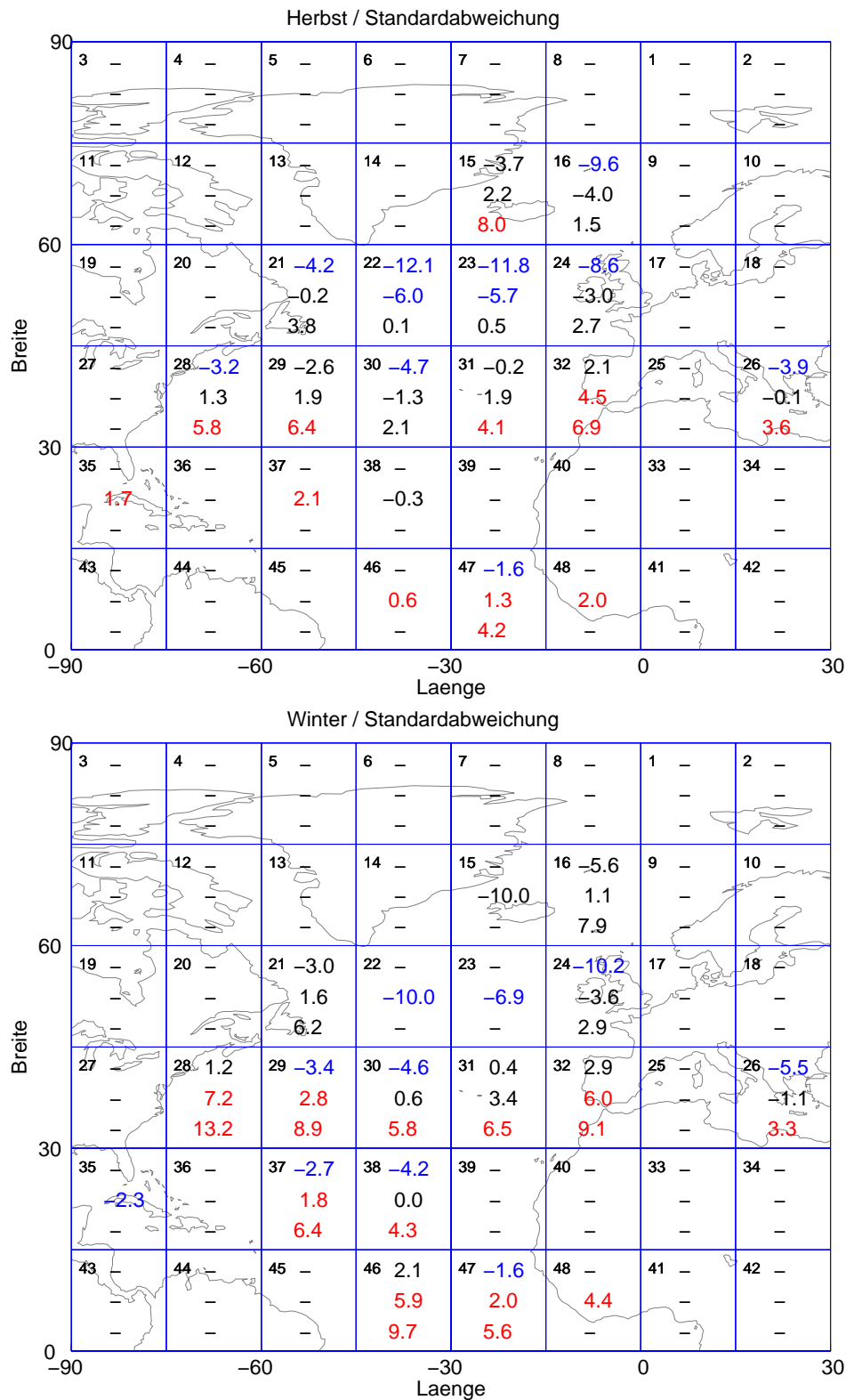


Abbildung 4.19: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung der positiven Standardabweichung (obere Zahl) bzw. der negativen Standardabweichung (untere Zahl).  $N_{min}=12$ ,  $A_{min}=0.3$ . Obere Abbildung: Herbst, untere Abbildung: Winter. Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%).

### 4.5.3 Trend über den Weltozeanen

Um einen Eindruck zu bekommen, wie sich weltweit die Luftdruckwerte über die letzten 100 Jahre geändert haben, werden die ganzjährigen Trends der 5%-Luftdruckperzentile über allen Ozeanen in Gebieten mit einer Größe von  $20^\circ \times 20^\circ$  betrachtet (Abb. 4.20). Auch hierfür wurden Fehlerabschätzungen mit Hilfe von Monte-Carlo-Simulationen durchgeführt. In vielen Gebieten ist eine solche Fehlerabschätzung wegen zu geringer Daten nicht möglich gewesen und die Trends womöglich mit großen Fehlern behaftet. Näheres wird in Kapitel 4.5.4 diskutiert. Die Trends solcher Gebiete sind in einer nicht fetten Schrift dargestellt. In vielen Gebieten, besonders der Nordhemisphäre, liegen ganzjährige Trends auch unter Einbeziehung der abgeschätzten Fehler vor. Die Gebietseinteilung wurde gröber gewählt als bei der Trendberechnung des Nordatlantiks (Kapitel 4.5.2), da in Gebieten außerhalb des Nordatlantiks die Beobachtungszahlen geringer sind als im Nordatlantik. Der Nordatlantik wurde dabei nochmals in die Berechnungen mit aufgenommen. Dadurch ist eine Vergleichbarkeit der Trends aller Gebiete weltweit gewährleistet und im Nordatlantik kann die Abhängigkeit von der Gebietseinteilung untersucht werden.

Die Berechnung der Trends wurde auch für die Weltozeane unter den in Kapitel 4.5.1 genannten Voraussetzungen durchgeführt. Die minimal geforderte Anzahl der Beobachtungen pro Monat  $N_{min}$  wurde wie bei den Berechnungen im Nordatlantik auf 4 gesetzt. Abbildung 4.20 zeigt die Trends für eine Mindestbelegung  $A_{min}$  des Zeitraums 1889 bis 1950 von 50%. Wird ein Anteil von 70% gefordert, fällt etwa die Hälfte der Gebiete für die Trendberechnung heraus (Abb. 4.21). Als Test wurde ebenso der Trend pro 100 Jahre dargestellt, der auf einer Trendbestimmung beruht, die nur die Jahre 1911 bis 1997 umfasst (Abb. 4.22). Hierbei war es möglich, den Mindestanteil  $A$  auf 70% zu setzen.

Ein Vergleich der Abb. 4.20 und 4.22 lässt erkennen, dass die Werte sehr ähnlich sind. Die Trends, die auf der längeren Zeitperiode beruhen (Abb. 4.20) zeigen meist leicht niedrigere Werte. Dies ist deutlich umgekehrt nur für die Gebiete südlich von Südafrika (W037/W038), südöstlich von Südamerika (W052) und östlich der USA (W123). Besonders hervorstechend sind hierbei die Gebiete W123 und W052, deren signifikant negativer Trend der kürzeren Zeitspanne sogar robust gegen die Standardabweichung ist. Der zeitliche Verlauf der Perzentile des Gebiets W052 zeigt ein starkes Maximum der Werte um 1950 (nicht dargestellt), mit niedrigen Werten zu Beginn und am Ende der Jahre 1889 bis 1997. Somit ändert sich dieser Trend stark, wenn die Zeitreihe erst ab 1911 beginnt. Im Gebiet W123 könnte dieser Unterschied darauf zurückzuführen sein, dass eine starke zeitliche Änderung der Anzahl der Beobachtungen vorliegt.

Übereinstimmend mit den Trendberechnungen in den Gebieten einer Größe von  $15^\circ$  mal  $15^\circ$  (Kapitel 4.5.2) zeigt der Nordatlantik in nördlicheren Gebieten (hier nördlich von  $50^\circ$ ) signifikant negative Trends. Für die Seegebiete um Nordeuropa (Gebiet W127) ist der Trend sogar robust gegen die Standardabweichung. Im südlichen Nordatlantik deutet sich an, dass in den östlichen Gebieten ein positiver Trend vorherrscht, während in den westlichen Gebieten der Trend um Null schwankt. Jedoch zeigt keines dieser Gebiete einen robusten Trend. Für



den Trend über die kürzere Zeitspanne 1911 bis 1997 (Abb. 4.22) sieht das anders aus. Hier ist der Unterschied zwischen den östlichen und westlichen Gebieten zwischen  $30^\circ$  und  $50^\circ$  Breite so stark ausgeprägt, dass das westliche Gebiet W123 einen robusten negativen Trend zeigt, während zwei der östlichen Gebiete einen robust positiven Trend zeigen.

Auch im Nordpazifik ist kein statistisch robuster Trend vorhanden. Im westlichen Teil scheinen die Perzentile eher anzusteigen, während die Trends im Osten um Null liegen. Im Südpazifik scheinen die Perzentile auch anzusteigen, im Indik ist keine Tendenz erkennbar. In den übrigen Gebieten der Südhalbkugel zeigen zwar die meisten Gebiete einen negativen Trend, da jedoch keine Trendberechnung mit Einbeziehung der Fehler möglich war, könnten diese Trends sehr große Fehler haben.

#### 4.5.4 Grenzen der Fehlerberechnung

In einigen Gebieten war eine Fehlerbestimmung nicht möglich. Diese Gebiete zeigen in den Trend-Abbildungen nur den errechneten Trend und keinen Trend unter Berücksichtigung des Fehlers. Entweder reichte die Datenmenge des Zeitraums von 1965 bis 1990 in diesen Gebieten nicht aus, um über eine Monte-Carlo-Simulation Fehler zu berechnen, oder aber die Zuordnung der Fehler zu den Daten vor 1950 schlug fehl.

Ersteres tritt ein, wenn die Anzahl der Daten in einzelnen Gebieten und Monaten in den Jahren 1965 bis 1990 so niedrig ist, dass sie kleiner ist als das Zweifache des minimal angesetzten Stichprobenumfangs von etwa 30 Luftdruckwerte pro Monat (1 Wert pro Tag) in der Monte-Carlo-Simulation. Die Bestimmung des Fehlers für den minimalen und den doppelten Stichprobenumfang sind mindestens nötig, um bei der Übertragung auf die Daten der Jahre vor 1950 eine Interpolation zu ermöglichen. Um zu vermeiden, dass die Mittelung der Fehler nur auf Daten sehr weniger Jahre beruht, wurde zudem zur Bedingung gemacht, dass in 50% der Jahre ein Fehler zu errechnen ist.

Zum anderen kann es sein, dass eine Fehlerbestimmung zwar möglich ist, die Anzahl der Daten in den Jahren vor 1950 allerdings so gering ist, dass sie die etwa 30 Werte pro Monat nicht erreicht und somit eine Zuordnung der Fehler nicht möglich ist. Zudem musste die Voraussetzung erfüllt sein, dass die Jahre von 1889 bis 1997 bzw. von 1911 bis 1997 mindestens zu einem Anteil von  $A_{min}$  belegt sind, und zwar ohne Einberechnung der Monate mit eventuell nachträglich zugeordneten größten Fehlern (Kapitel 4.5.1). Nur dann wurde ein Trend berechnet.

In vielen Gebieten des Südpazifiks, des südlichen Südatlantiks und des Südindik konnte in weniger als 50% der Monate ein Ergebnis in den Monte-Carlo-Rechnungen erzielt werden. Eine Fehlerberechnung, aber keine Zuordnung, war möglich in den Gebieten des nördlichen Nordpazifiks, des mittleren und südlichen Südatlantiks und um die Karibischen Inseln und Australien, sowie im Nordpolarmeer.

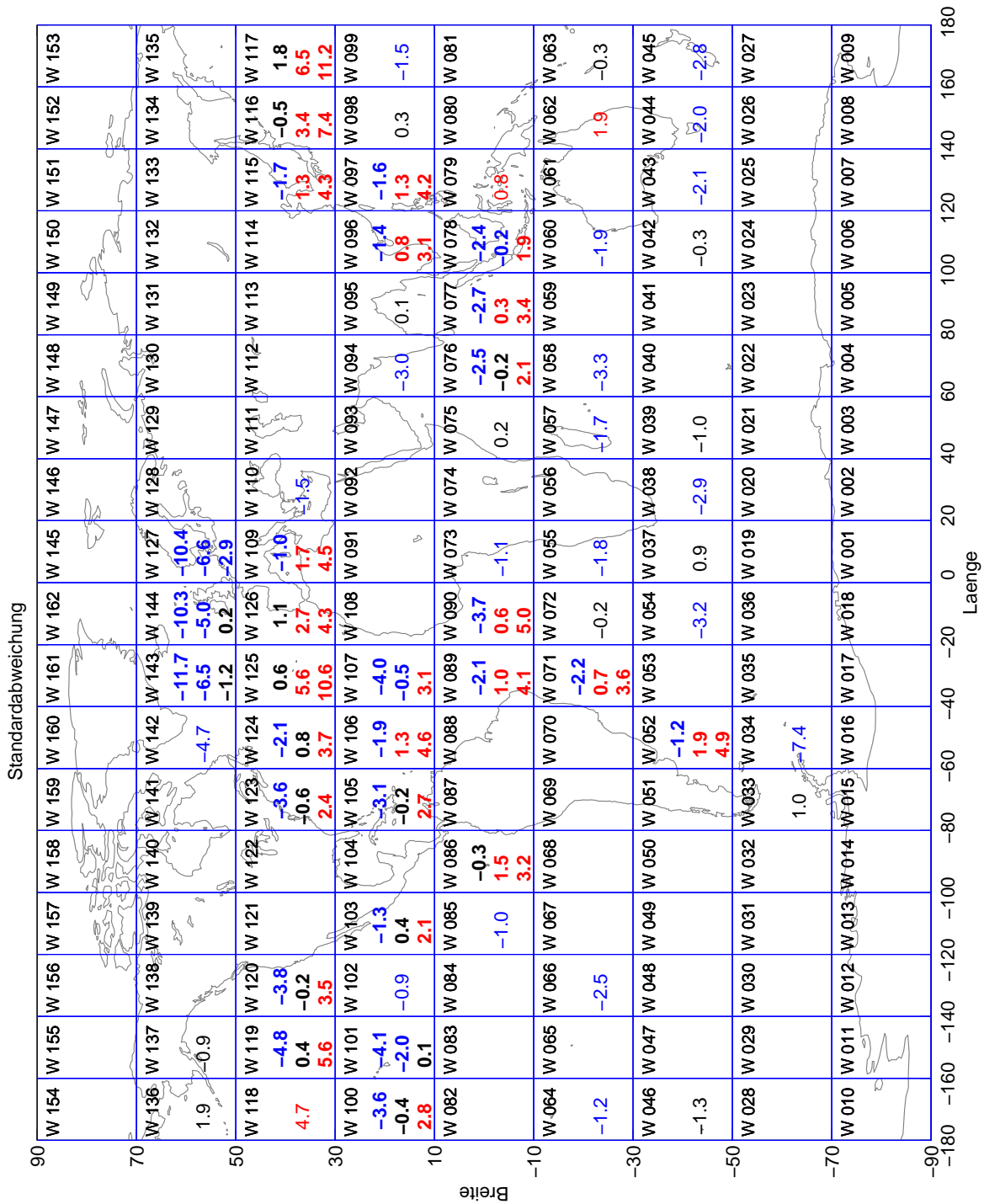


Abbildung 4.20: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung der positiven Standardabweichung (obere Zahl) bzw. der negativen Standardabweichung (untere Zahl). Grundlage: 1889 bis 1997.  $N_{min}=4$ ,  $A_{min}=0.5$ . Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%). Nicht fett (rot und blau): keine Fehlerberechnung möglich.

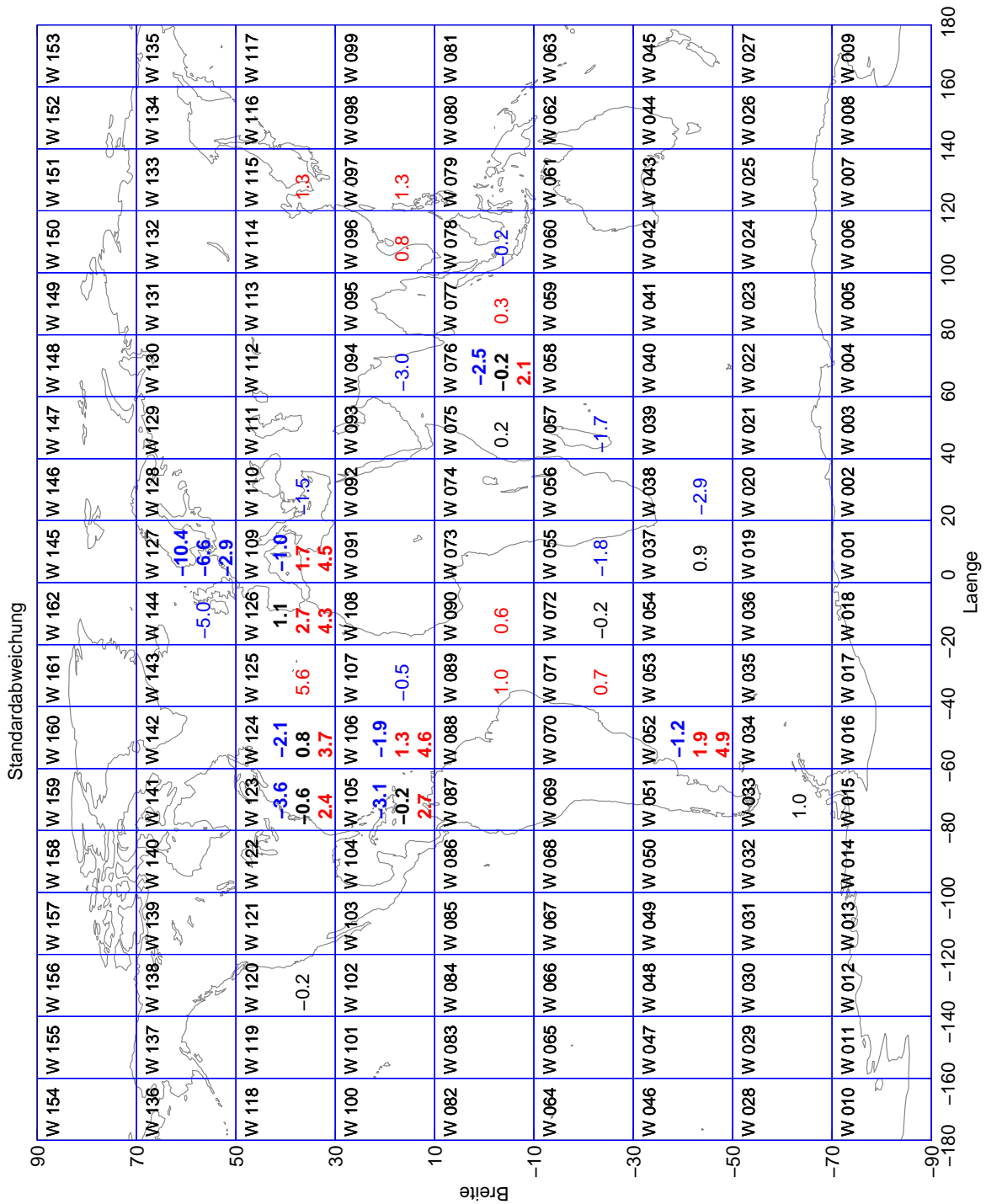


Abbildung 4.21: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung der positiven Standardabweichung (obere Zahl) bzw. der negativen Standardabweichung (untere Zahl). Grundlage: 1889 bis 1997.  $N_{min}=4$ ,  $A_{min}=0.7$ . Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%). Nicht fett (rot und blau): keine Fehlerberechnung möglich.

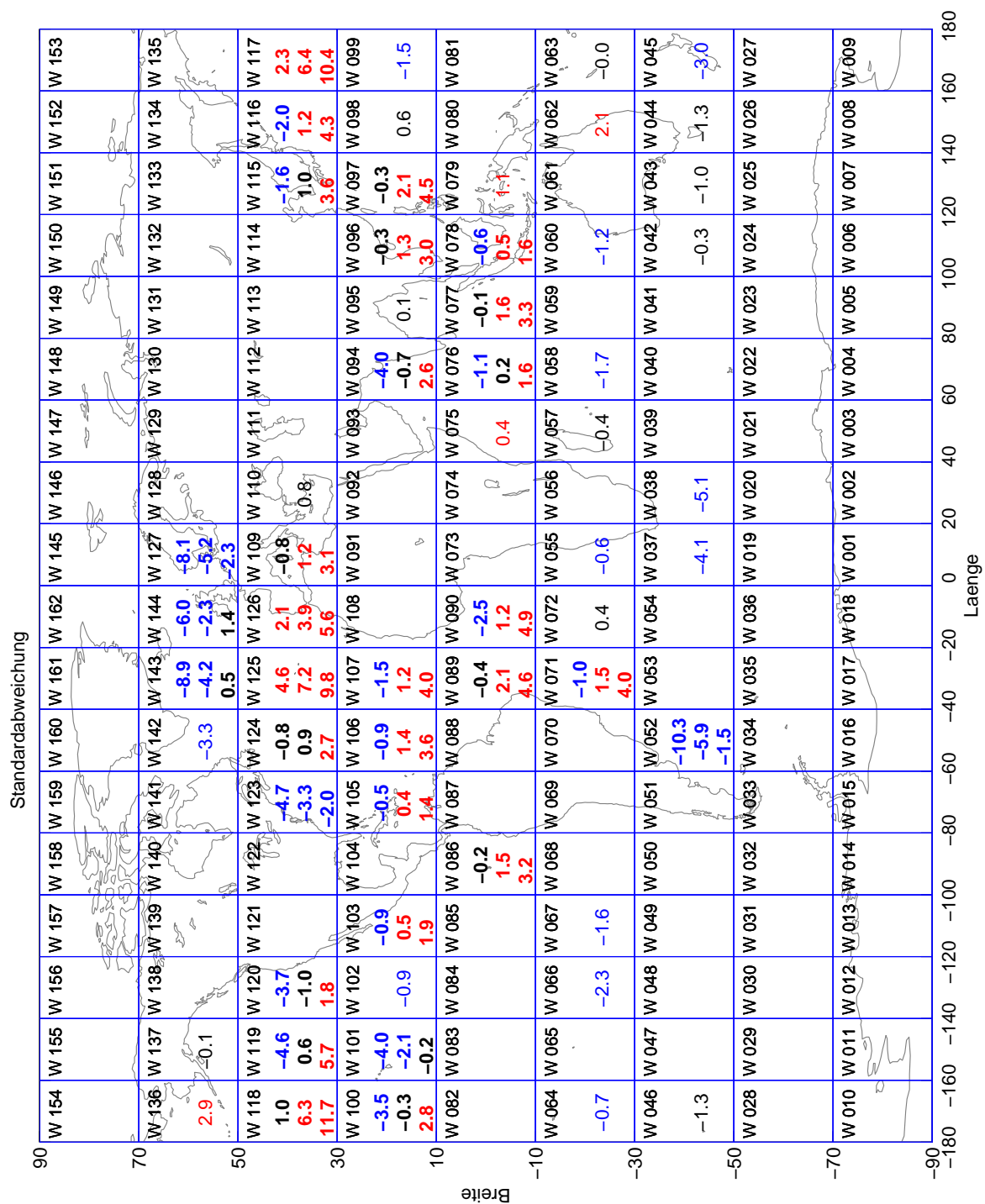


Abbildung 4.22: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere (jeweils mittlere Zahl) und linearer Trend unter Einbeziehung der positiven Standardabweichung (obere Zahl) bzw. der negativen Standardabweichung (untere Zahl). Grundlage: 1911 bis 1997.  $N_{min}=4$ ,  $A_{min}=0.7$ . Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%). Nicht fett (rot und blau): keine Fehlerberechnung möglich.

# Kapitel 5

## Zeitreihenanalyse

Die Analyse der 5%-Perzentile der Luftdrücke hat gezeigt, dass zumindest einige Gebiete mit negativen Trends existieren, vor allem im nördlichen Nordatlantik. Diese sind somit gekennzeichnet durch eine zunehmende Anzahl an intensiven Zyklonen. Im zweiten Teil dieser Arbeit soll nun untersucht werden, ob auch einzelne, extrem niedrige Luftdrücke gehäuft auftreten. Dazu wird die selektive Zeitreihenzerlegung verwendet, die die Bestimmung von Extremereignissen zulässt, die unabhängig von zeitlich festen Mustern auftreten. Zunächst wird diese Methode dargestellt und daran anschließend die Ergebnisse daraus gezeigt.

### 5.1 Selektive Zeitreihenzerlegung

Die Zeitreihenzerlegung ist ein statistisches Werkzeug, um feste Strukturen in einer Zeitreihe zu ermitteln. Hierbei wird eine Familie von Funktionen vorgegeben, um mit einer Anpassungsmethode, wie z.B. der Methode der kleinsten Quadrate, die Funktion zu ermitteln, die die Zeitreihe am besten widerspiegelt.

Zeitreihen können additiv aus mehreren solcher Funktionen zusammengesetzt sein, z.B. einem Trend, zyklischen oder anderen Komponenten und einem Rest (Schlittgen und Streitberg, 1991). Der Trend gibt hierbei eine langfristige Veränderung des mittleren Wertes an, während zyklische Komponenten Schwankungen verschiedener Frequenzen darstellen. Die Restkomponente steht für das stochastische Rauschen.

Grieser et al. (2002) und Trömel (1999) wendeten eine Zeitreihenanalyse auf europäische Temperaturdaten an, um einerseits die Struktur der Zeitreihe durch Vergleich mit vorgegebenen Funktionen zu entschlüsseln und um andererseits extreme Temperaturwerte zu detektieren, die nicht mit diesen festen Funktionen vereinbar sind. Diese wurden von Trömel (1999) als Extremereignisse bezeichnet, um den Unterschied zu anderen Extremwerten zu verdeutlichen, die zunächst einmal nur Werte bezeichnen, deren Beträge außerhalb eines bestimmten Wertebereichs liegen. Ziel war es, diese Extremereignisse von den festen, deterministischen Funktionen zu trennen. Da Extremereignisse bei Anpassung der Funktionen an die Zeitreihe zu einer Verfälschung dieser Funktionen führen können, wird eine Methode verwendet, bei der es abwechselnd zur Entfernung der Extremereignisse aus der Zeitreihe

und erneuten Anpassung der Funktionen kommt.

Durch die Trennung von Funktionen und Extremereignissen ist es möglich, zu sagen, ob sich die Anzahl extremer Werte unabhängig von einer Änderung des Mittelwertes oder der Varianz der Werte verändert hat.

Die Zeitreihe lässt sich als Summe darstellen

$$x(t) = \bar{x}(t) + T(t) + ia(t) + g(t) + e(t) + \epsilon_t \quad (5.1)$$

mit den einzelnen Komponenten:

$$\begin{aligned} x(t) &= \text{Zeitreihe} \\ \bar{x}(t) &= \text{mittlerer Jahresgang} \\ T(t) &= \text{Trend} \\ ia(t) &= \text{intra-annuale Komponente} \\ g(t) &= \text{glatte Komponente} \\ e(t) &= \text{Extremereignisse} \\ \epsilon_t &= \text{Gauß'sches Rauschen} \end{aligned} \quad (5.2)$$

Diese zunächst auf Temperaturdaten angewandte Methode (Trömel, 1999) soll nun in dieser Arbeit mit Luftdruckdaten durchgeführt werden.

### 5.1.1 Gebietsauswahl und Anpassung der Anzahl der Daten

Durchgeführt wird die Methode der Zeitreihenzerlegung mit Luftdruckdaten der Gebiete im Nordatlantik (siehe Abb. 3.3) und in ausgewählten Gebieten der übrigen Weltmeere, in Abb. 5.1 in rot markiert. Die Auswahl der Gebiete orientierte sich daran, ob eine erfolgreiche Berechnung der Perzentiltrends möglich war (siehe Kapitel 4.5.2 und 4.5.3).

Um die extreme Zunahme in der Anzahl der Daten im Laufe der Jahre auszugleichen, wird versucht, eine konstante Anzahl in den jeweiligen Gebieten vorzuschreiben und aus den täglichen Daten entsprechend viele Werte zufällig auszuwählen. In Abb. 5.2 ist die vorgeschriebene Anzahl für die jeweiligen Gebiete im Nordatlantik dargestellt. In knapp der Hälfte der Gebiete ist nur eine Auswahl von einem Wert pro Tag sinnvoll, um einen konstanten Verlauf über die gesamte Zeitspanne zu gewährleisten. Zehn Werte pro Tag stellt das Maximum dar, dieses wird in zwei Gebieten erreicht. Die Anzahl der Werte pro Tag in den Gebieten außerhalb des Nordatlantiks sind in Tabelle 5.1 verzeichnet. Größtenteils wurden nur 1 oder 2 Werte pro Tag verwendet. Dass die vorgeschriebene Anzahl trotzdem oft nicht erreicht wird, zeigt der zeitliche Verlauf der Anzahl der Werte im Nordatlantik, die nach der zufälligen Auswahl tatsächlich für die weiteren Berechnungen zur Verfügung steht (Abb. 5.3).

Die zufällige Auswahl wird in jedem Gebiet 32 mal durchgeführt, um eine Auswertung im Sinne einer Monte-Carlo-Rechnung zu ermöglichen. Eine höhere Zahl an Wiederholungen war aufgrund von beschränkten Zeit- und Rechnerressourcen nicht möglich.

## 5.1. Selektive Zeitreihenzerlegung

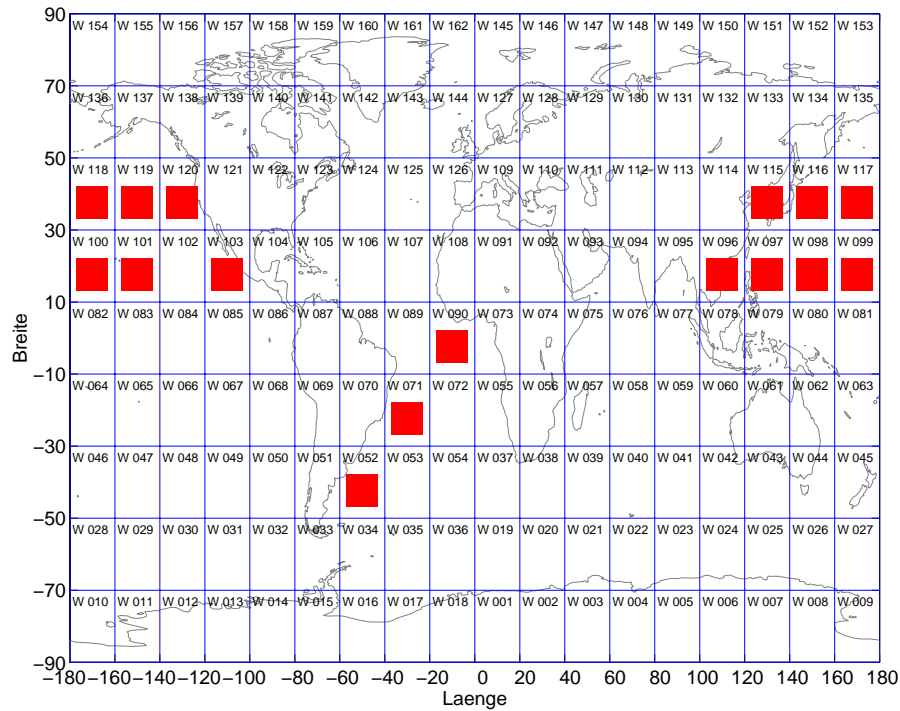


Abbildung 5.1: Gebiete außerhalb des Nordatlantiks, deren Luftdruckdaten einer Zeitreihenanalyse unterzogen wurden.

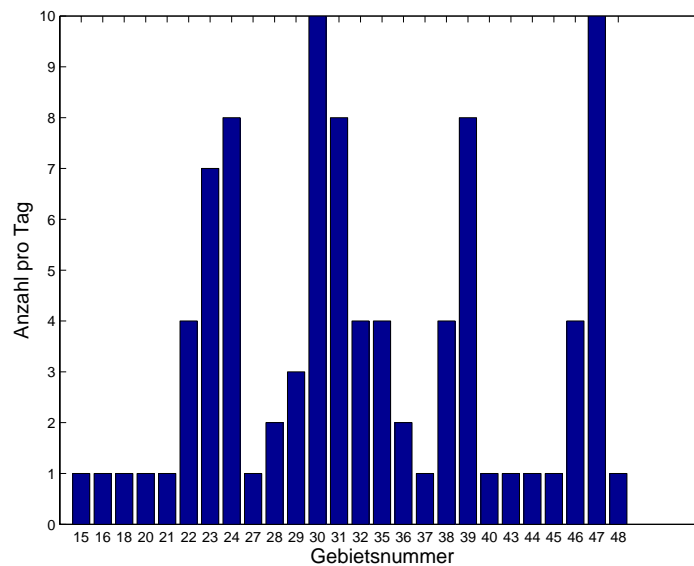


Abbildung 5.2: Vorgegebene Anzahl der Werte pro Tag in den einzelnen Gebieten des Nordatlantiks, die aus den Daten zufällig ausgewählt werden soll.

Tabelle 5.1: Vorgegebene Anzahl der Werte pro Tag in den einzelnen Gebieten außerhalb des Nordatlantiks, die aus den Daten zufällig ausgewählt werden soll.

Gebiet	W052	W071	W090	W096	W097	W098	W099	W100
Anzahl	4	3	2	1	1	1	2	2
Gebiet	W101	W103	W115	W116	W117	W118	W119	W120
Anzahl	2	2	2	2	2	2	2	2

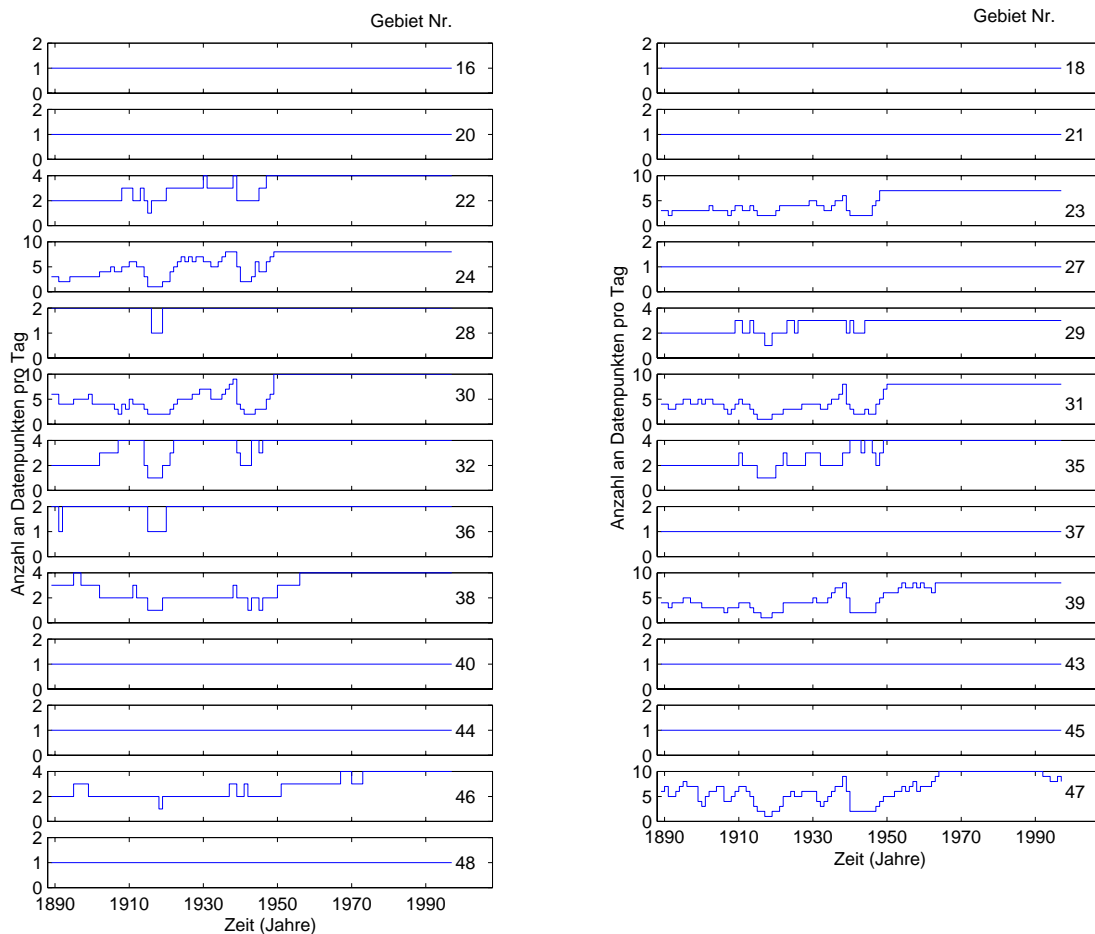


Abbildung 5.3: Zeitlicher Verlauf der Anzahl der Werte pro Tag, die nach der zufälligen Auswahl tatsächlich für die weiteren Berechnungen zur Verfügung steht.



### 5.1.2 Regression

Bevor nun Trend oder zyklische Komponenten an die Zeitreihen angepasst werden, wird der mittlere Jahresgang von den Luftdruckwerten eines jeden Tages abgezogen. Als Jahresgang werden die 12 Werte bezeichnet, die die Kalendermonate über den gesamten Messzeitraum 1889 bis 1997 kennzeichnen. Um diese zu erhalten, wurden zunächst die Luftdruckwerte eines jeden einzelnen Tages gemittelt. Die so entstandenen Werte wurden getrennt nach Kalendermonat, unter Einbeziehung aller Jahre, wiederum gemittelt.

Die Zeitreihe wird somit von  $\bar{x}(t)$  (siehe Gleichung 5.1) befreit und besteht nun noch aus dem Trend  $T(t)$ , den zyklischen Komponenten  $ia(t)$  und  $g(t)$ , den Extremereignissen  $e(t)$  und den Residuen  $\epsilon_t$ .

Verschiedene vorgegebene Funktionen werden nun an die Zeitreihe regressiert. Es werden Trendfunktionen  $T_i(t)$  bis zur Ordnung 5 vorgegeben, sodass sowohl ein linearer Trend als auch nichtlineare Trends gefunden werden können:

$$T_i(t) = a_i + b_i t^i \quad (5.3)$$

mit  $i = 1,2,3,4,5$  und den Regressionskoeffizienten  $a_i$  und  $b_i$ .

Um zyklische Schwankungen erfassen zu können, werden intra-annuale Funktionen  $ia_{j,k}$  benutzt:

$$ia_{j,k} = c_{j,k} + d_{j,k} t^k \cos(2\pi \frac{j}{365} t) + e_{j,k} t^k \sin(2\pi \frac{j}{365} t) \quad (5.4)$$

mit  $k = 0,1,2$  und  $j = 1,2,3,4,5,6$  und den Regressionskoeffizienten  $c_{j,k}$ ,  $d_{j,k}$  und  $e_{j,k}$ .

Die Schwingungsdauer variiert somit von 2 bis 12 Monaten, während die Amplituden  $d$  und  $e$  konstant bleiben ( $k=0$ ) oder sich linear ( $k=1$ ) oder quadratisch ( $k=2$ ) mit der Zeit ändern können.

Darüberhinaus wurde eine sogenannte glatte Komponente  $g_l(t)$  mit einbezogen, die polynome Funktionen bis zur Ordnung 4 vorsieht.

$$g_l(t) = a_0 + \sum_{i=1}^l a_i t^i \quad (5.5)$$

mit  $l = 1,2,3,4$  und den Regressionskoeffizienten  $a_0$  und  $a_i$ .

Die Anpassung einer vorgegebenen Funktion an die Zeitreihen geschieht mit Hilfe einer multiplen linearen Regression, die die Methode der kleinsten Quadrate heranzieht.

**Multiple lineare Regression**

Bei der multiplen Regression gibt es, im Gegensatz zu einer einfachen Regression, mehr als nur eine Regressorvariable  $t$  (Wilks, 1995). Für eine einfache lineare Regression gilt  $y = \alpha_0 + \alpha_1 t$ , während einer multiplen linearen Regression das folgende Modell zugrunde liegt:

$$y = \alpha_0 + \alpha_1 t_1 + \alpha_2 t_2 + \dots + \alpha_n t_n.$$

Da im vorliegenden Fall nur eine Regressorvariable, nämlich die Zeit  $t$ , auftritt, liegt im Grunde eine einfache Regression vor. Es werden jedoch Funktionen angepasst, die nichtlinear in  $t$  sind. Dies kann formal anhand eines Modells der multiplen linearen Regression dargestellt werden:

$$y = \alpha_0 + \alpha_1 \varphi_1(t) + \alpha_2 \varphi_2(t) + \dots + \alpha_n \varphi_n(t).$$

Somit kann diese Form der Regression herangezogen werden, um die Regressanden Trend  $T(t)$ , intra-annuale Komponente  $ia(t)$  und glatte Komponente  $g(t)$  an die täglichen Luftdruckwerte anzupassen. Diese Komponenten sind darstellbar als Linearkombinationen aus den Koeffizienten  $\alpha_i$  und den Funktionen  $\varphi_i(t)$  ( $i = 1$  bis  $n$ ) und die Regression ist daher linear.

Die Regression läuft nach folgendem Schema ab (vgl. Abb. 5.4). Zunächst werden alle Funktionen des Trends und der intra-annualen Komponente (5.3 und 5.4) an die Zeitreihe der täglichen Luftdruckwerte regressiert. Die Funktion mit dem größten Korrelationskoeffizienten wird bestimmt und, falls sie signifikant (t-Test,  $\alpha=5\%$ ) ist, von der Zeitreihe abgezogen. Diese Prozedur, beginnend mit der Regression aller Trendfunktionen und intra-annualen Funktionen, wird solange wiederholt („erneute Regression“ in Abb. 5.4), bis die Funktion mit dem größten Korrelationskoeffizienten nicht signifikant ist. Daraufhin werden an die verbleibende Zeitreihe die Funktionen der glatten Komponente (5.5) regressiert und wiederum die signifikante Funktion mit dem größten Korrelationskoeffizienten abgezogen. Daraufhin werden erneut Trend und intra-annuale Komponenten regressiert („erneute Regression“ in Abb. 5.4).

Diese Anpassung, sowie die im Folgenden beschriebene Ermittlung der Extremereignisse, wird für jede der 32 Monte-Carlo-Realisierungen getrennt durchgeführt.

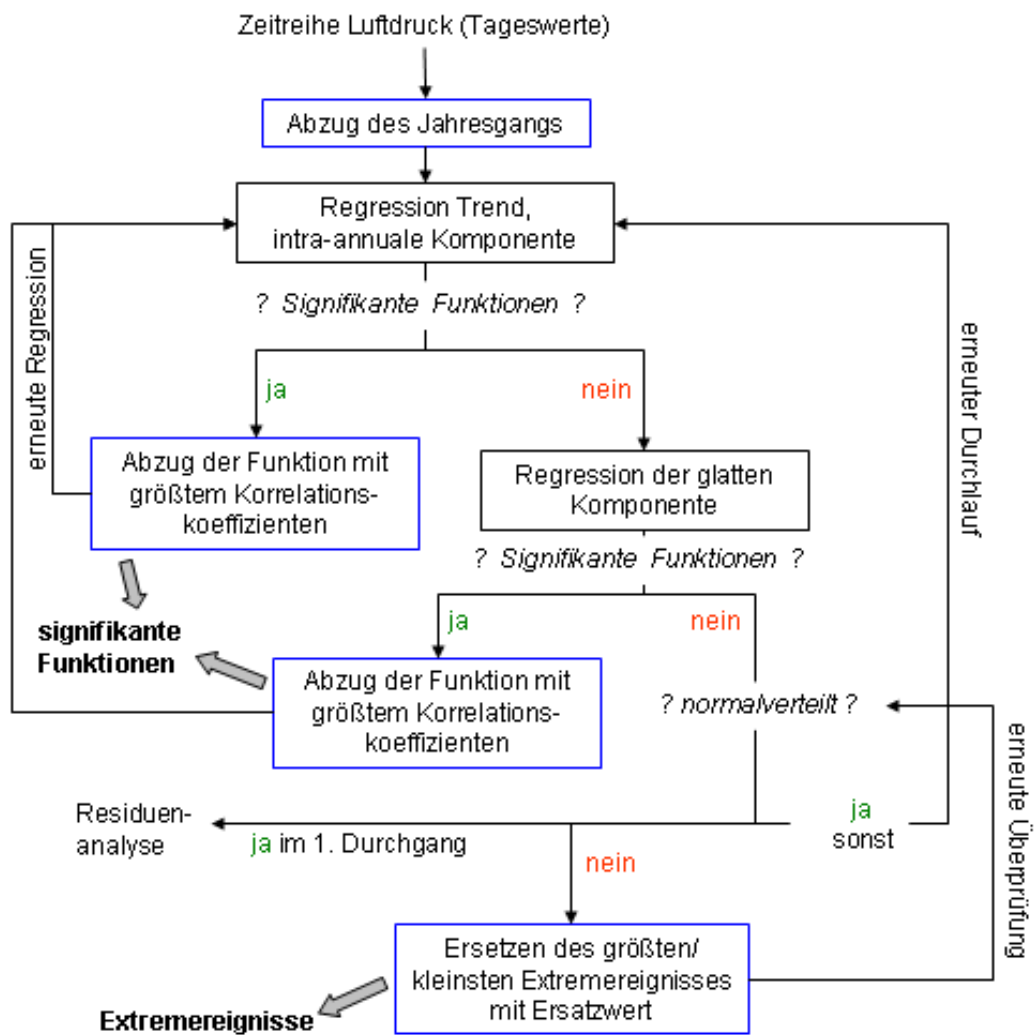


Abbildung 5.4: Flussdiagramm zur Durchführung der Zeitreihenzerlegung und der Extremwertanalyse. In Fett: signifikante Funktionen und Extremereignisse als Hauptergebnisse der Untersuchung. Genauere Erklärungen siehe Text.

### 5.1.3 Extremereignisse

Nachdem die Zeitreihe vom Mittelwert, dem Trend, der intra-annualen und der glatten Komponenten bereinigt ist, sollten nur noch Extremereignisse sowie Gauß'sches Rauschen vorliegen (vgl. 5.1), falls eine vollständige Beschreibung der Zeitreihe mit Hilfe dieser bestimmten signifikanten Funktionen erreicht worden ist. Ist dies der Fall, wäre es nun möglich, die Extremereignisse als eine Abweichung dieser Residuen ( $e(t) + \epsilon_t$ ) von der Normalverteilung zu sehen.

Daher wird mit Hilfe des Kolmogorov-Smirnov Tests (Schlittgen, 1998) überprüft, ob die Residuen einer Normalverteilung genügen (vgl. Abb. 5.4). Ist dies nicht der Fall, wird der Datenpunkt, der am weitesten vom arithmetischen Mittel dieser Residuen entfernt liegt, als potentiell Extremereignis gekennzeichnet. Doch nur, wenn die Wahrscheinlichkeit dafür, dass dieser Wert nicht zufällig in der Verteilung auftaucht (Grieser et al., 2002), über 90% liegt, wird er aus den Residuen entfernt und als Extremereignis bestätigt. An seine Stelle tritt ein zufällig ausgewählter Wert aus einer Normalverteilung, deren Mittelwert und Standardabweichung aus der Verteilung der Daten des Monats bestimmt wird, in dem dieser extreme Wert liegt, z.B. aller Januare der Jahre 1889 bis 1997. In dieser Weise werden mehrere Extremereignisse bestimmt („erneute Überprüfung“ in Abb. 5.4), bis die Residuen einer Normalverteilung genügen und keine Extremereignisse mehr detektiert werden.

Wie schon Eingangs des Kapitels 5.1 erwähnt, war das Ziel, deterministische Funktionen (also Trend, sowie intra-annuale und glatte Komponente) und Extremereignisse zu trennen. Da nun aber die soeben ermittelten Extremereignisse bei Anpassung der Funktionen noch Bestandteil der Zeitreihe waren, muss die Anpassung nach der Bereinigung der Zeitreihe von diesen Extremwerten erneut durchgeführt werden. Denn es ist nicht auszuschließen, dass die Extremereignisse großen Einfluss auf das Ergebnis der Anpassung hatten.

Die ganze Prozedur, bestehend aus Regression und Bestimmung der signifikanten Kurven, sowie Extremwertbestimmung anhand der Überprüfung der Residuen auf Normalverteilung, wird so oft wiederholt („erneuter Durchlauf“ in Abb. 5.4), bis die Residuen im ersten Durchgang der Überprüfung auf Normalverteilung einer solchen genügen. Am Ende wird noch überprüft, ob die Residuen zeitlich stationär in Mittelwert und Varianz sind. Dazu werden jeweils der Mittelwert und die Varianz für die erste und die letzte Hälfte der Zeitspanne (1889 bis 1997) daraufhin getestet, ob die Annahme, dass sie gleich sind, nicht abgelehnt werden kann, also wahrscheinlich zutrifft (Signifikanzniveau  $\alpha=5\%$ ). Im Fall des Mittelwerts wurde dafür der t-test, im Fall der Varianz der F-Test verwendet (Kreyszig, 1998).

### 5.1.4 Bemerkungen zur Durchführung der Zeitreihenzerlegung

Um die Zeitreihenzerlegung in der soeben beschriebenen Form auf die täglichen Luftdruckbeobachtungen anwenden zu können, mussten einige Einschränkungen vorgenommen werden.

Die Anzahl der täglichen Luftdruckbeobachtungen ist im Vergleich zu Monatsdaten, wie bei Grieser et al. (2002) verwendet, sehr viel größer. Bei mindestens einem Wert täglich liegen insgesamt für 109 Jahre (1889 bis 1997) mindestens 40 000 Werte vor. Dadurch ist sogar

eine Korrelation mit einem so niedrigen Korrelationskoeffizienten wie 0.0098 signifikant. Dies entspricht einer erklärten Varianz von gerade einmal  $9.6 \cdot 10^{-5}$ . Aus diesem Grund musste die Suche nach signifikanten Kurven eingeschränkt werden. Denn es ergab sich eine sehr große Menge signifikanter Kurven nur, weil die Anzahl der Datenpunkte so groß war und nicht weil die Korrelation so gut gewesen wäre. Somit wurden nur die ersten vier der signifikanten Kurven aus Trendkomponente und intra-annualen Komponente und eine glatte Komponente bestimmt, die die höchsten Korrelationskoeffizienten hatten.

Da in der vorliegenden Arbeit die Anzahl der Extremereignisse gering ist im Verhältnis zu der Anzahl der Daten insgesamt, erschien es relativ unwahrscheinlich, dass nach der Entfernung der Extremereignisse bei einer erneuten Regression der vorgegeben Kurven an die Zeitreihe große Änderungen der signifikanten Kurven auftreten würden. Um dies zu überprüfen, wurden für die Gebiete des Nordatlantiks (Gebiete 1 bis 48, Abb. 3.3) wiederholte Anpassungen nach Entfernung der Extremereignisse durchgeführt. Für jedes Gebiet, wurden die signifikanten Kurven, die sich bei der Durchführung von maximal fünf erneuten Anpassungen ergaben, verglichen. Dies erfolgte für den Trend, die intra-annuale Komponente und die glatte Komponente getrennt. Dazu wurden jeweils die fünf Summen der addierten signifikanten Kurven einer Komponentenfamilie untereinander korreliert, um eventuelle Abweichungen feststellen zu können.

In fast allen untersuchten Gebieten liegen die Korrelationskoeffizienten der Korrelationen zwischen den Trendkomponenten oberhalb 0.97, nur in Gebiet 39 bei 0.8. Die Korrelationen unter den jahreszeitlichen Komponenten liegt in den meisten Gebieten über 0.8, in den südlichen Gebieten 28, 31, 37, 45 und 46 geht der Wert bis 0.5, da hier die Anzahl der Extremereignisse höher ist als in den nördlichen. Der Wert für die glatten Komponenten liegen bei über 0.9. Dies gilt für jede der drei untersuchten Monte-Carlo-Stichproben. Da die Korrelationen recht hoch sind, ist davon auszugehen, dass sich nach einer Entfernung der Extremereignisse aus den Zeitreihen die angepassten signifikanten Kurven nicht wesentlich verändern. Zudem liegt das Hauptinteresse auf den Extremereignissen und nicht auf den signifikanten Kurven mit ihren ohnehin sehr geringen erklärten Varianzen. Daher wurde auf eine erneute Anpassung der vorgegebenen Kurven nach Bestimmung und Entfernung von Extremereignissen verzichtet.

## 5.2 Signifikante Kurven

Die signifikanten Kurven deuten darauf hin, wie die zeitliche Änderung des mittleren Luftdrucks verläuft. Die Überprüfung der Residuen ergab in den meisten Gebieten, dass sie stationär in Mittelwert und Standardabweichung sind (vgl. Kapitel 5.1.3). In einigen Gebieten, die meist nahe der Küste liegen, (Gebiete 24, 30, 36, 39, 44, 47 und 48) zeigen die Residuen in der zweiten Hälfte des Messzeitraums eine Änderung des Mittelwertes. Somit können hier die Residuen nicht als rein stochastisches Rauschen angenommen werden. Daher ist nicht auszuschließen, dass weitere feste zeitliche Strukturen Teil der Residuen sind.

Die folgenden Darstellungen der signifikanten Kurven erfolgt jeweils nur für eine der 32 Monte-Carlo-Realisierungen. Denn da die Kurven in den einzelnen Realisierungen unterschiedliche Arten Kurven zeigen, ist eine Mittelung zunächst nicht möglich. Erst bei der Auswertung der Extremereignisse im Abschnitt 5.3 werden alle Realisierungen gemittelt.

Abb. 5.5 zeigt die Luftdruckwerte nach Abzug des Jahresganges in vier Gebieten im Nordatlantik zusammen mit den einzelnen ermittelten signifikanten Kurven (rot). Deutlich werden die geringen Amplituden der signifikanten Kurven im Verhältnis zu den täglichen Werten. Dies gilt auch für die anderen Gebiete (nicht dargestellt). Somit zeigen alle angepassten Kurven, obwohl signifikant, eine sehr geringe erklärte Varianz von nicht mehr als 1%. Eine Erfassung der zeitlichen Strukturen der vorliegenden Luftdruckdaten ist daher nur begrenzt möglich. Im Vergleich zur Temperatur zeigt der Luftdruck kein ausgeprägt regelmäßiges zeitliches Muster. Hinzu kommt, dass die verwendeten Daten tägliche Daten und keine Monatsmittelwerte (Grieser et al., 2002) sind und außerdem nicht an einer festen Station gemessen wurden, sondern verteilt über ein festgelegtes Gebiet von einer Größe von  $15^\circ$  mal  $15^\circ$  bzw.  $20^\circ$  mal  $20^\circ$ . Dadurch ist es wahrscheinlich, dass die täglichen Beobachtungswerte eine große Streuung zeigen, wodurch die Amplituden der ermittelten Kurven im Verhältnis dazu sehr klein sind.

Eine nähere Betrachtung der signifikanten Kurven lassen Abb. 5.6 und 5.7 zu. Farblich unterschiedlich dargestellt sind für eine der 32 Monte-Carlo-Wiederholungen Trendkomponenten (schwarz), intra-annuale Komponenten mit unveränderlicher Amplitude (gelb bis rot), linear veränderlicher Amplitude (grün) und quadratisch veränderlicher Amplitude (lila bis blau) und glatte Komponenten (grau). Die zu den einzelnen Komponenten gehörenden Parameter sind in Tabelle A.1 im Anhang aufgeführt.

Die Luftdrücke der meisten Gebiete zeigen zum großen Teil jährliche und vierteljährliche Schwankungen mit zum Teil linear oder quadratisch zunehmender Amplitude. In diesem Zusammenhang ist kein räumliches Muster erkennbar.

Um den zeitlichen Verlauf im Gesamten besser erkennen zu können, sind die jeweiligen Summen der einzelnen Funktionen eines jeden Gebietes in den Abb. 5.8 und 5.9 dargestellt. Hier deutet sich teilweise eine dekadische Variabilität an, wie in den Gebieten 21 bis 24 und 39 und 40 besonders gut zu erkennen. In drei der nördlicheren Gebieten (21, 22, 23) zeigt sich eine Abnahme des Luftdrucks, über den gesamten Zeitraum gesehen, in den restlichen Gebieten ist die Veränderung nicht stark ausgeprägt.

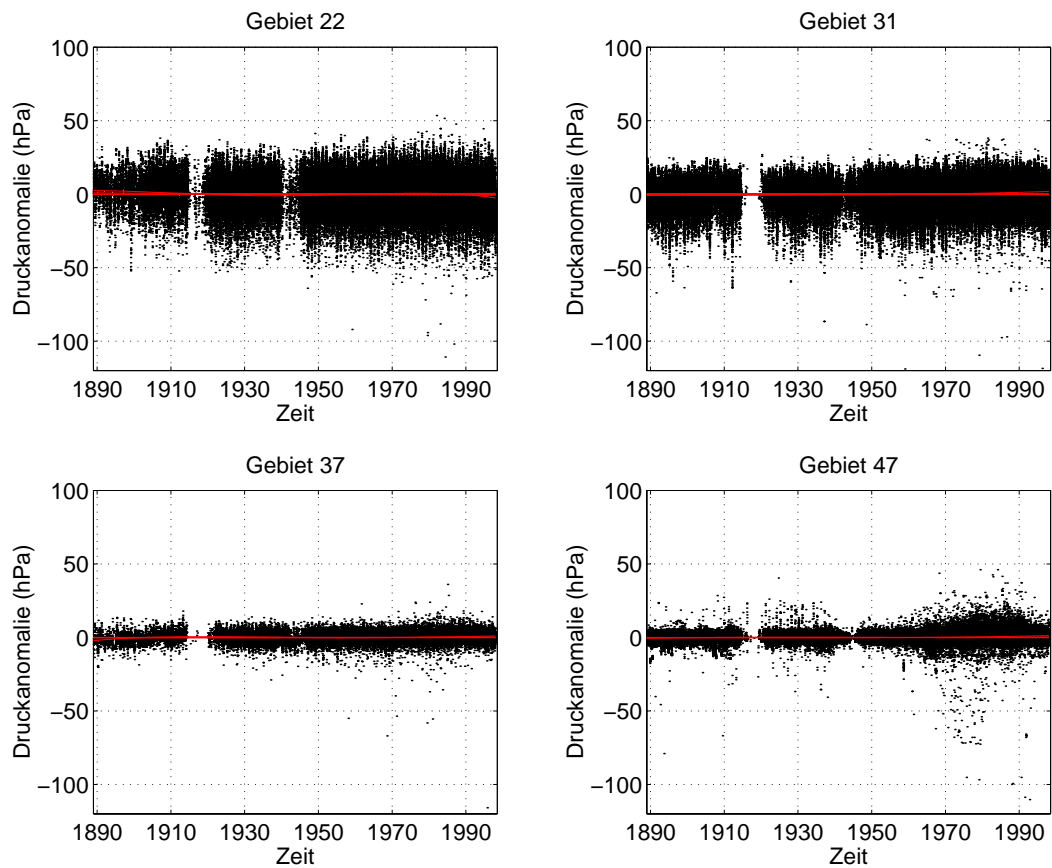


Abbildung 5.5: Luftdruckwerte (hPa) nach Abzug des Jahresganges in vier Gebieten im Nordatlantik zusammen mit den ermittelten signifikanten Kurven (rot). Es ist eine der 32 Monte-Carlo-Wiederholungen gezeigt.

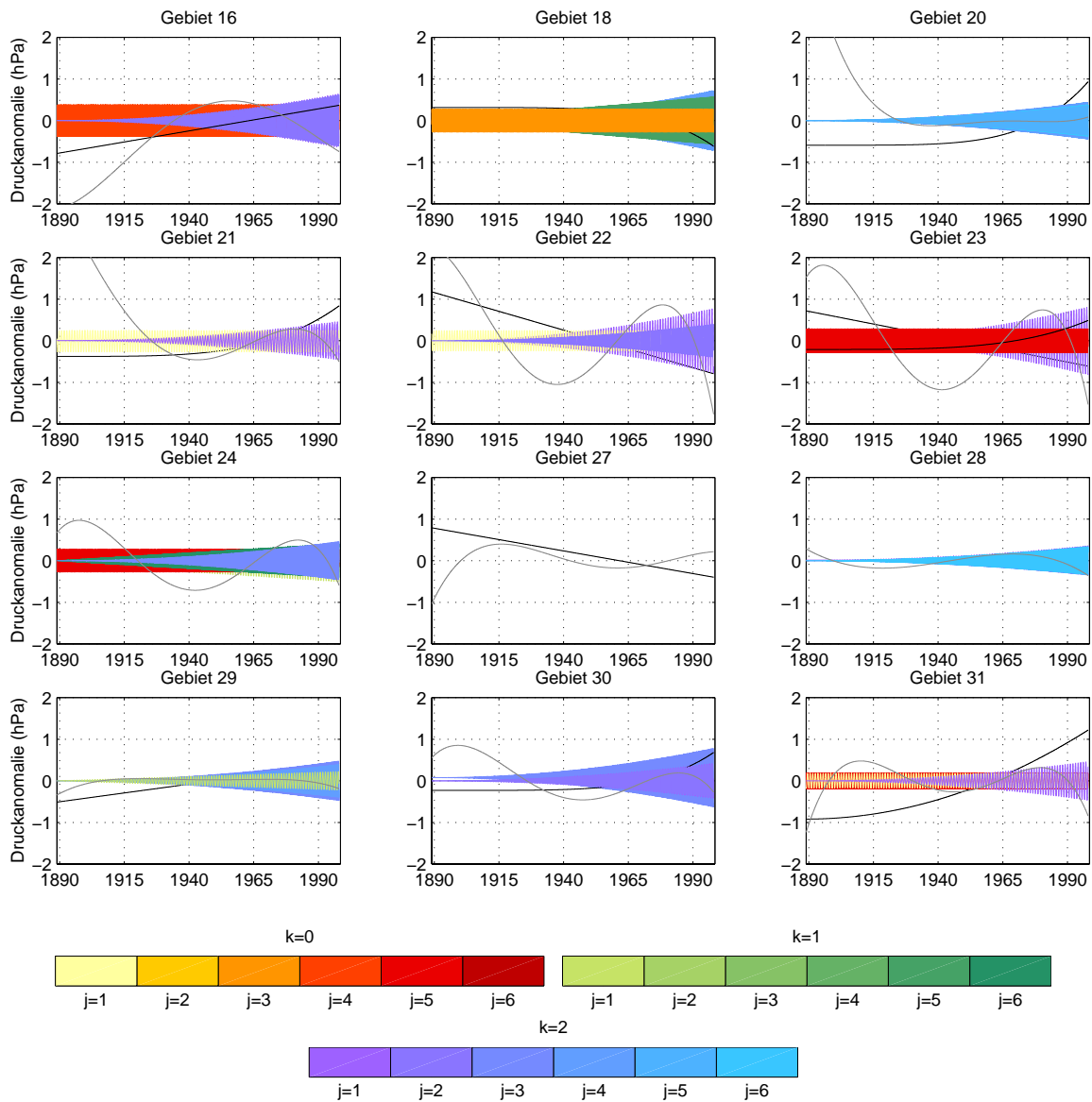


Abbildung 5.6: Zeitliche Änderung der Luftdruckanomalien (hPa) wie sie sich in den signifikanten Funktionen ausdrückt, die aus der selektiven Zeitreihenzerlegung resultieren, dargestellt für verschiedene Gebiete des Nordatlantiks. Es ist eine der 32 Monte-Carlo-Wiederholungen gezeigt. Trendkomponenten: schwarz; glatte Komponenten: grau; intra-annuale Komponenten, je nach Parameter  $j$  und  $k$  (siehe Farbskala):  $k=0$  - konstante Amplitude,  $k=1$  - linear veränderliche Amplitude,  $k=2$  - quadratisch veränderliche Amplitude.  $j$  - Frequenz der Schwankungen (pro Jahr), vgl. Gleichung 5.4.



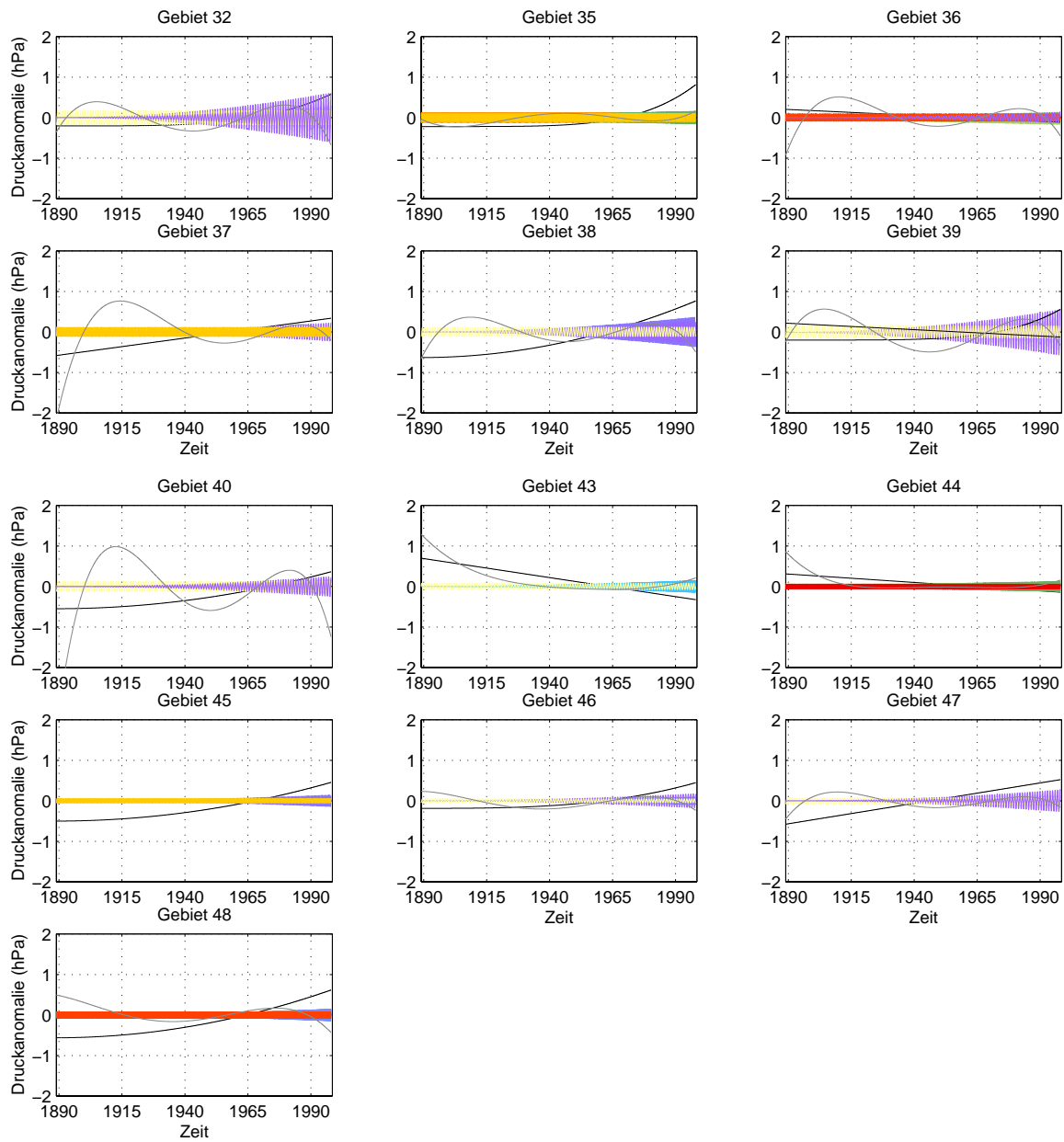


Abbildung 5.7: Fortsetzung zu Abb. 5.6.

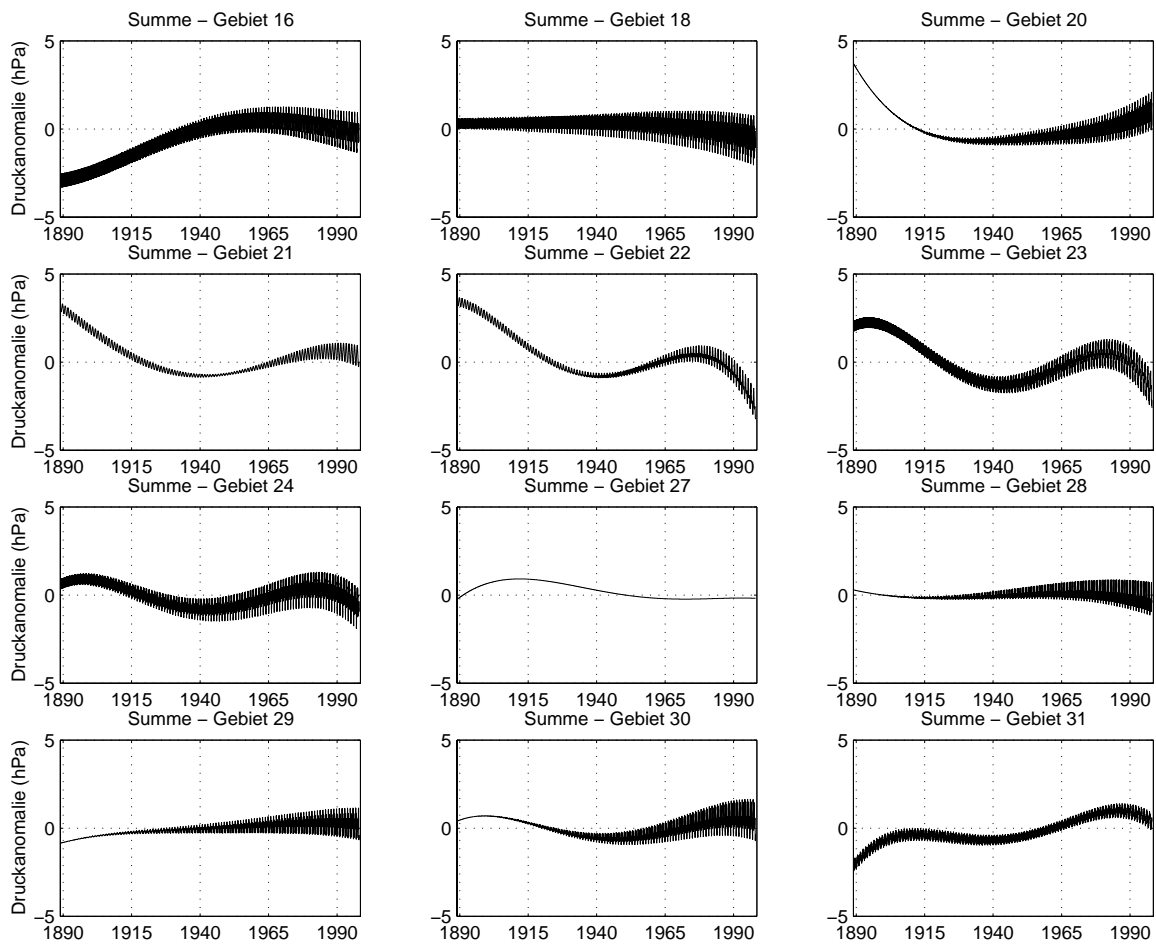


Abbildung 5.8: Zeitliche Änderung der Luftdruckanomalien (hPa) wie sie sich in den Summen der signifikanten Funktionen (siehe Abb. 5.6 und 5.7) ausdrückt, die aus der selektiven Zeitreihenzerlegung resultieren, dargestellt für verschiedene Gebiete des Nordatlantiks. Es ist eine der 32 Monte-Carlo-Wiederholungen gezeigt.

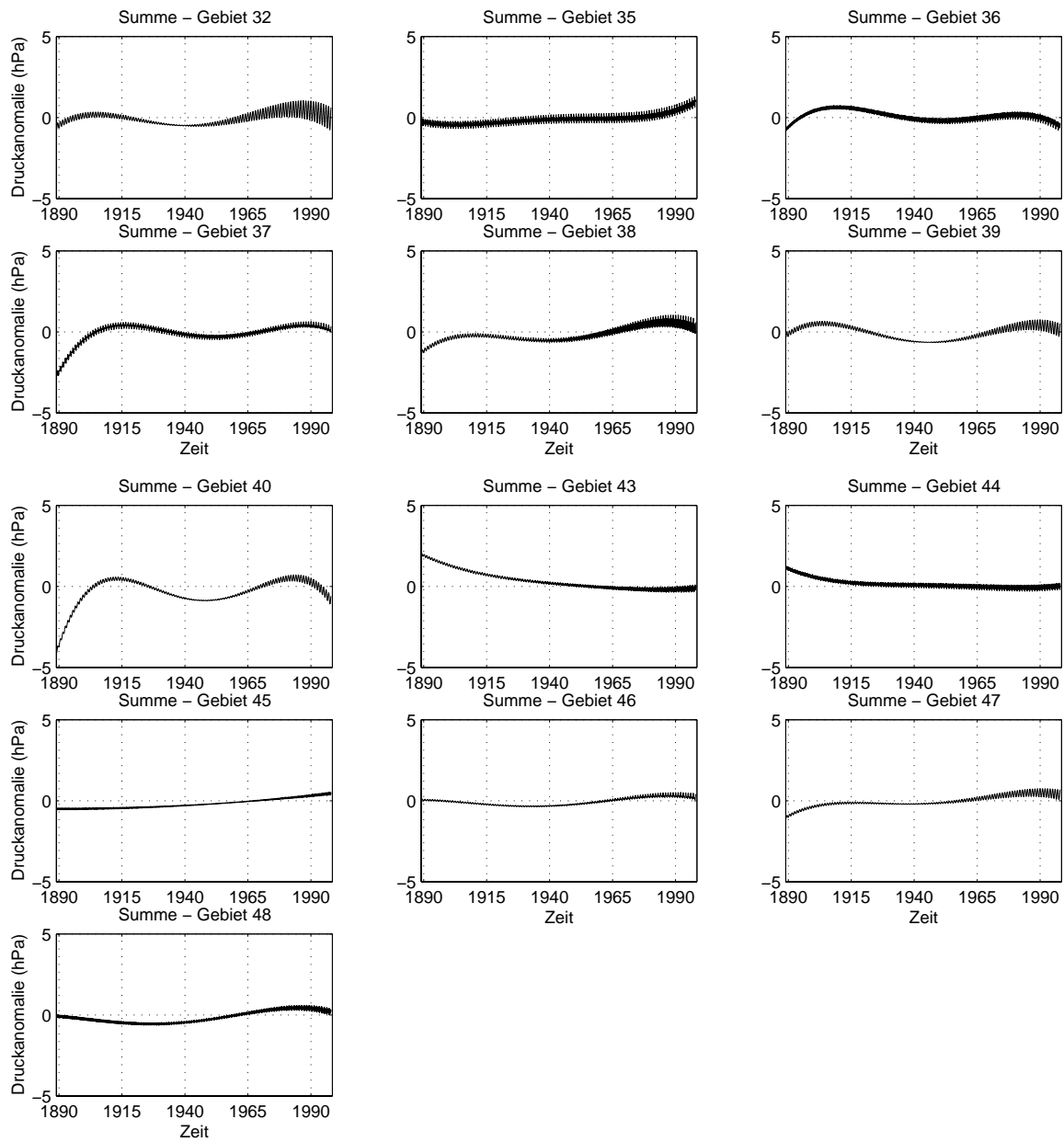


Abbildung 5.9: Fortsetzung zu Abb. 5.8.

## 5.3 Zeitliche Entwicklung der Extremereignisse

### 5.3.1 Extremereignisse über dem Nordatlantik

Um die im Zuge der Zeitreihenanalyse ermittelten Extremereignisse (siehe Kapitel 5.1.2) auf ihre zeitliche Verteilung hin zu untersuchen, wurden die Werte der Extremereignisse ihrem jeweiligen Ursprungsmonat und Jahr zugeordnet. Dies wurde für alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen getrennt durchgeführt und der zeitliche Verlauf dargestellt. Zu sehen ist das Ergebnis der ersten Realisierung, in Blau sind die Werte der Luftdruckminima dargestellt, in Rot die der Luftdruckmaxima (Abb. 5.10 und 5.11).

Besonders tiefe Luftdruckwerte treten eher in den mittleren Breiten des Nordatlantiks auf, wobei die extremsten Werte oftmals sogar 900 hPa erreichen. Solch niedrige Luftdruckwerte treten jedoch nur sehr selten auf. Dies zeigen auch Auswertungen von Wetterkarten aus dem atlantisch-europäischen Raum im Zeitraum 1930 bis 1991 (Schinke, 1992). Die ermittelten Kerndrücke von Zyklonen wiesen nur vereinzelt Werte unter 930 hPa auf. Daher kann nicht ausgeschlossen werden, dass diese Werte Messfehler darstellen. Eine Durchführung der Berechnungen mit Werten, die größer als 930 hPa sind, hat allerdings keine auffallenden Veränderungen im zeitlichen Trend der Extremereignisse ergeben.

In den südlichen Gebieten des Nordatlantiks treten weit mehr Extremereignisse auf als in den nördlichen, auch positive Extremereignisse sind stärker vertreten. Dies lässt sich auch auf die unterschiedlichen Verteilungsformen (Abb. 3.8 und 3.7) bzw. die Schiefe der Verteilungen (Abb. 3.4 und 3.5) zurückführen. In den südlichen Gebieten weichen die Verteilungen auch auf der Seite der hohen Werte von der Normalverteilung ab, während in nördlichen Gebieten die Verteilung nur auf der Seite der niedrigen Werte Abweichungen zeigt. Da die signifikanten Kurven aus der Zeitreihenzerlegung nur geringe Amplituden aufwiesen, veränderten sich nach deren Abzug die Ausgangsverteilungen nur geringfügig.

Die zeitliche Entwicklung der Extremereignisse zeigt in den meisten Gebieten einen Trend hin zu einer höheren Anzahl an Extremereignissen. Um eine bessere Vorstellung von der zeitlichen Entwicklung der Extremereignisse zu bekommen, wurde die Anzahl pro Jahrzehnt bestimmt. Da die Gesamtanzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum in einem Gebiet in den verschiedenen Realisationen unterschiedlich sein kann, wurde jeweils der Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt an dieser Gesamtzahl ermittelt. Somit wurde es möglich über alle 32 Realisationen zu mitteln. Dargestellt ist dies in den Abb. 5.12 und 5.13, die Fehlerbalken stellen die Standardabweichung der 32 Realisationen dar.

In den Gebieten nördlich von  $45^\circ$  N ist eine Zunahme der tiefen Extremereignisse festzustellen (Abb. 5.12). Gebiet 16 und 18 zeigen allerdings große statistische Unsicherheiten. In Gebiet 18 liegt der größte Anteil der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck in den 1940 und 1950er Jahren. In den Gebieten zwischen  $30^\circ$  und  $45^\circ$  N ist eine Zunahme der niedrigen Extremereignisse ab Mitte des 20. Jahrhundert zu erkennen. Die Werte zu Beginn des Messzeitraums sind zeitweise jedoch auf dem Niveau der Werte zum Ende des Messzeitraums. Eine Ausnahme bildet hier das Gebiet im zentralen Nordatlantik (Gebiet 30), in dem die Werte auch zu Beginn niedrig liegen. Die Gebiete im südlichen Nordatlantik, südlich von

30° nördlicher Breite, sind gekennzeichnet von einer Zunahme der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck wie auch der mit sehr hohem Luftdruck.

Ein Anstieg in den Extremereignissen scheint sich in vielen Gebieten in den 1990er Jahren abzuwächen. Dies deutet sich an, obwohl hier nur 8 Jahre (1990 bis 1997) eingehen, da der Rückgang sehr ausgeprägt ist.

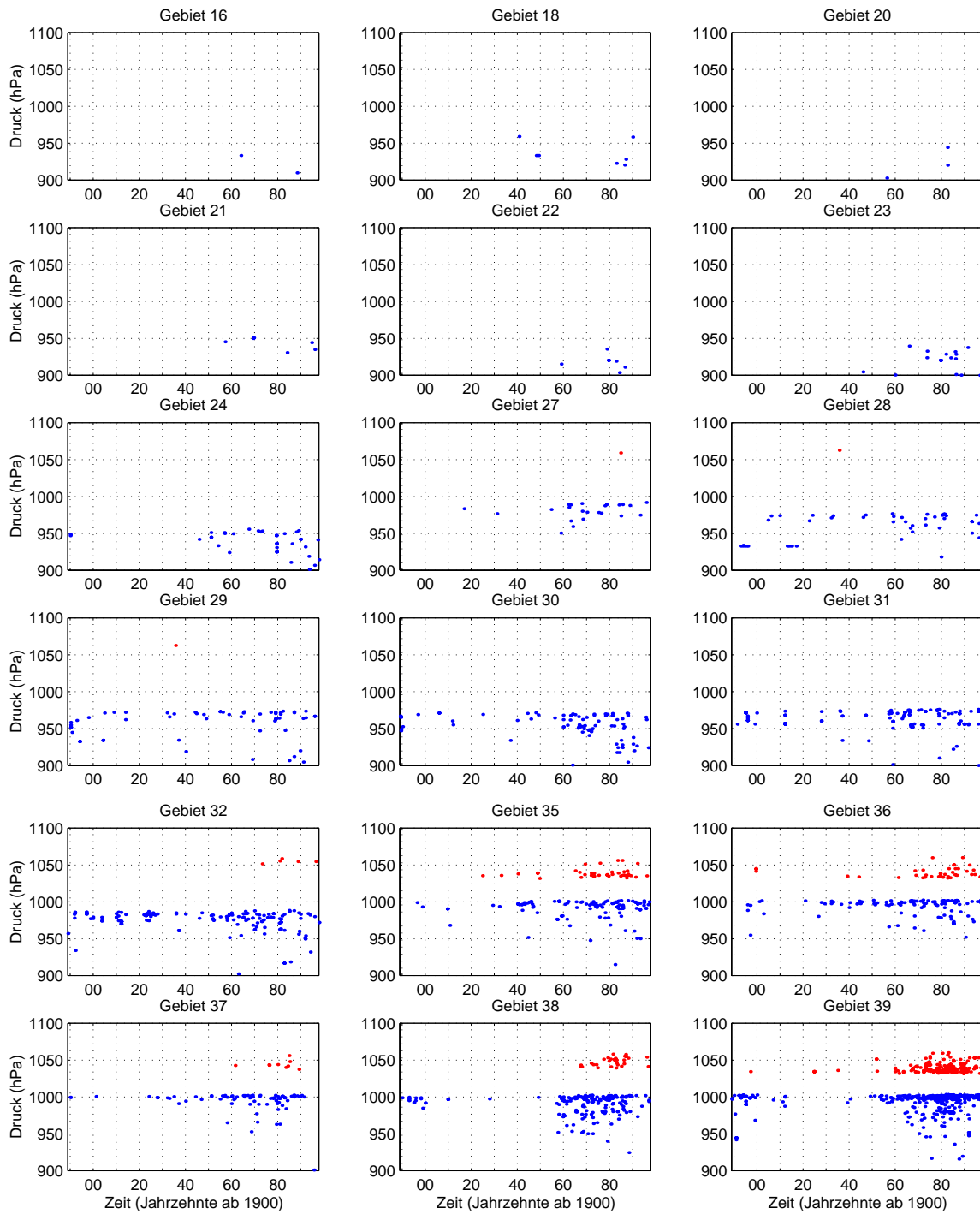


Abbildung 5.10: Luftdruckwerte (hPa), die als Extremereignisse identifiziert wurden, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. Blau sind minimale, rot maximale Extremereignisse. Es ist eine der 32 Monte-Carlo-Wiederholungen gezeigt.

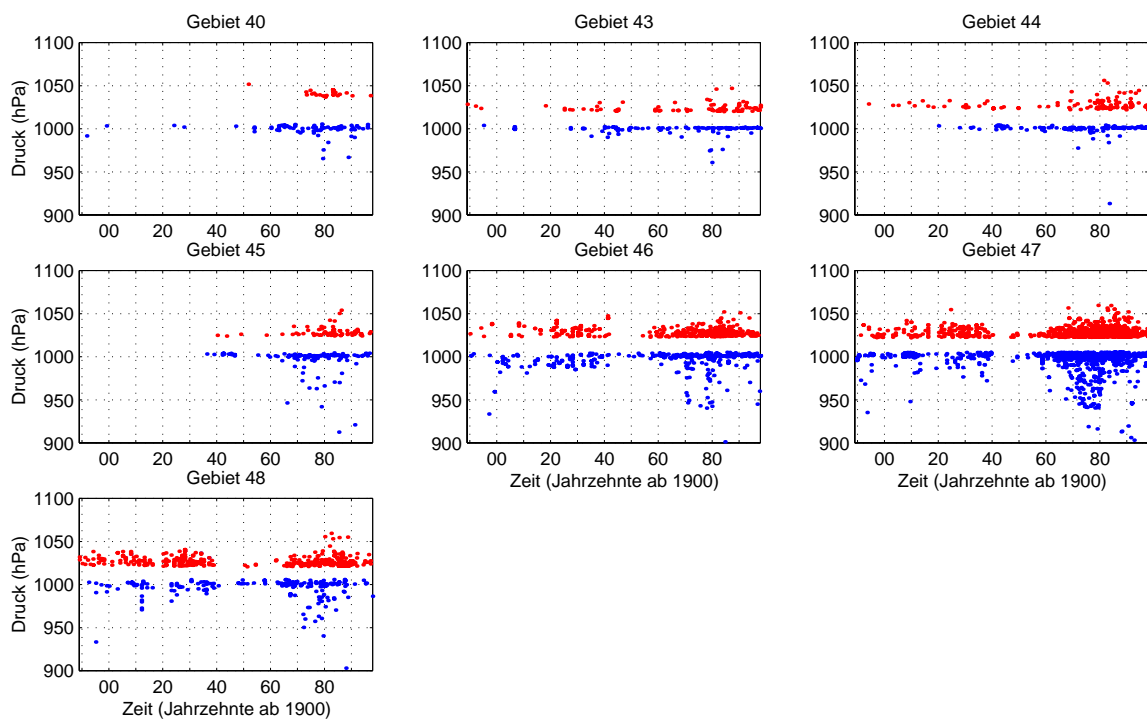


Abbildung 5.11: Fortsetzung zu Abb. 5.10.

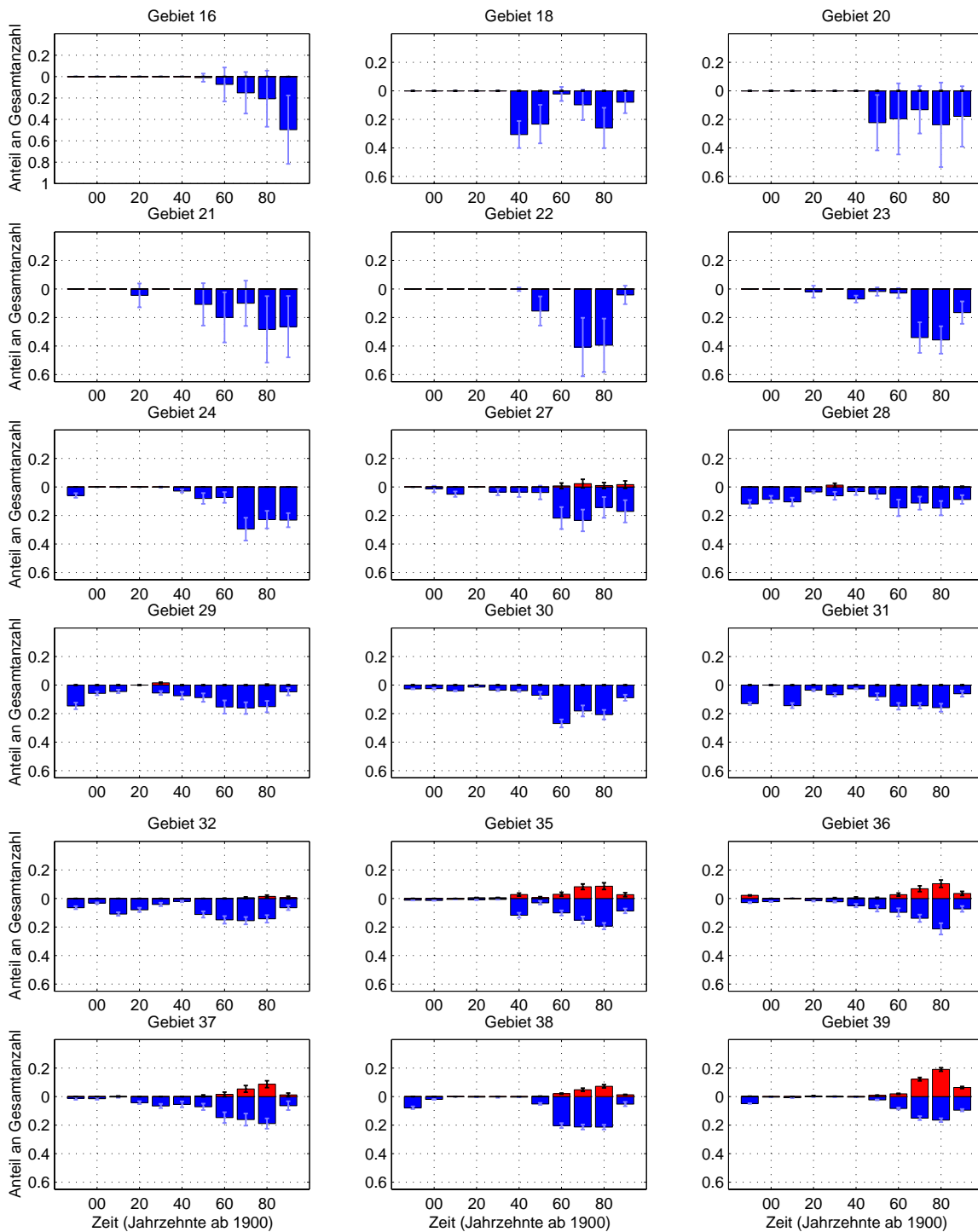


Abbildung 5.12: Anteil der minimalen (blau) und maximalen (rot) Extremereignisse pro Jahrzehnt an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. Gezeigt ist der Mittelwert über alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen und deren Standardabweichung als Fehlerbalken.



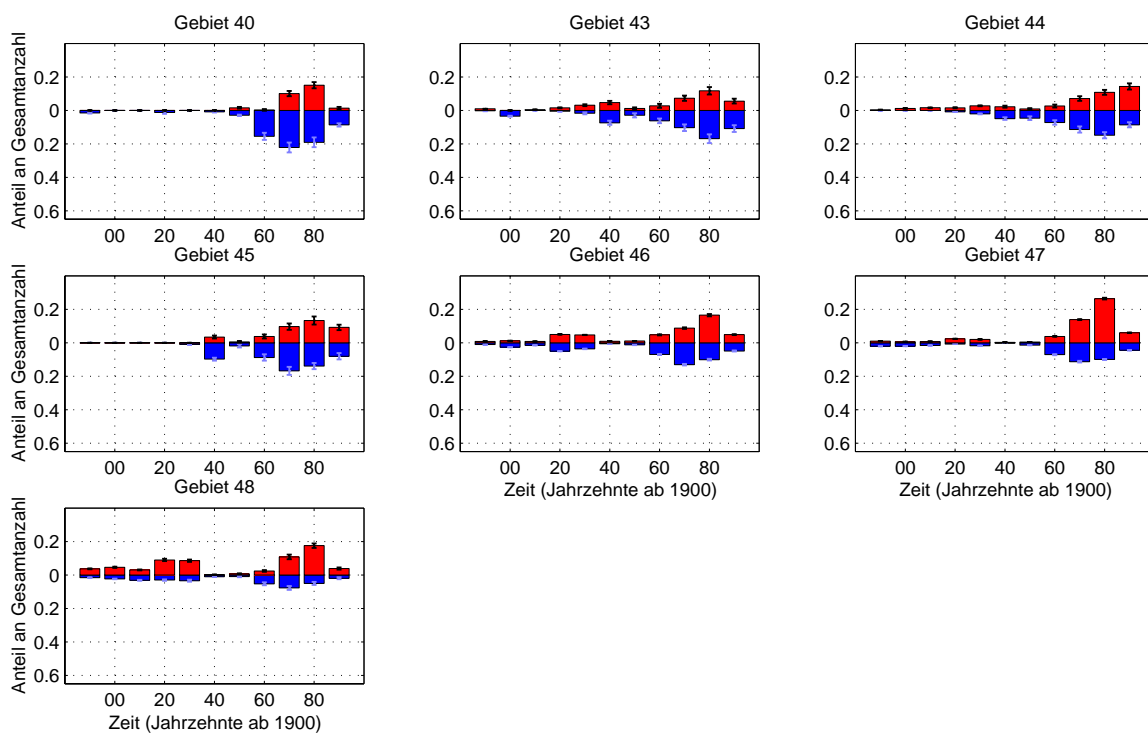


Abbildung 5.13: Fortsetzung zu Abb. 5.12.

### 5.3.2 Extremereignisse über dem Nordatlantik - jahreszeitlich getrennt

Um zu sehen, ob die Veränderungen saisonal betrachtet verschieden verlaufen, sind in den Abb. 5.14 bis 5.21 die Extremereignisse getrennt nach Jahreszeiten dargestellt. In den Gebieten nördlich von  $45^\circ$  (Gebiete 16, 18, 20 bis 24) tritt die Erhöhung der Anzahl der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck in durchweg allen Jahreszeiten auf. Für die Gebiete 16 bis 22 liegen allerdings sehr große Schwankungen innerhalb der 32 Monte-Carlo-Realisierungen und somit große Unsicherheiten vor. Im Frühling, Sommer und Herbst kommt es in den Gebieten nördlich von  $45^\circ$  teilweise zu einer ausgesprochenen Häufung der Extremereignisse in bestimmten Jahrzehnten. Dies zeigt sich z.B. in Gebiet 22 oder 24 in den 1970er Jahren im Sommer. Im Winter dagegen nimmt die Anzahl zeitlich etwas kontinuierlicher zu.

In den südlich daran anschließenden Gebieten 27 bis 31 zeigen sich zeitliche Veränderungen nicht in allen Jahreszeiten, sondern hauptsächlich im Frühling, Sommer und Herbst. Die Daten der Gebiete 27 bis 29 sind im Sommer allerdings sehr unsicher. Das Gebiet um die Iberische Halbinsel (Gebiet 32) zeigt eine Zunahme der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck nur im Frühling und Sommer, nicht dagegen im Herbst. Im Winter gibt es für alle Gebiete 27 bis 32 kaum Veränderungen über den gesamten Zeitraum.

In den übrigen Gebieten weiter südlich (Gebiete 35 bis 48) kommt es in allen Jahreszeiten zu einer Erhöhung sowohl der Extremereignisse mit sehr niedrigem als auch der mit sehr hohem Luftdruck, nur in den Gebieten 46 und 48 zeigen die Winterwerte keinen Anstieg.

Insgesamt lässt sich festhalten, dass es in den meisten Gebieten im nördlichen und südlichen Nordatlantik in allen Jahreszeiten zu Trends kommt. Ausnahme bilden die Gebiete dazwischen ( $30^\circ$  bis  $45^\circ$ ), hier kommt es im Winter zu keinen Trends. In den Gebieten nördlich von  $45^\circ$  ist die Unsicherheit generell zu groß, um eine sichere Aussage treffen zu können.

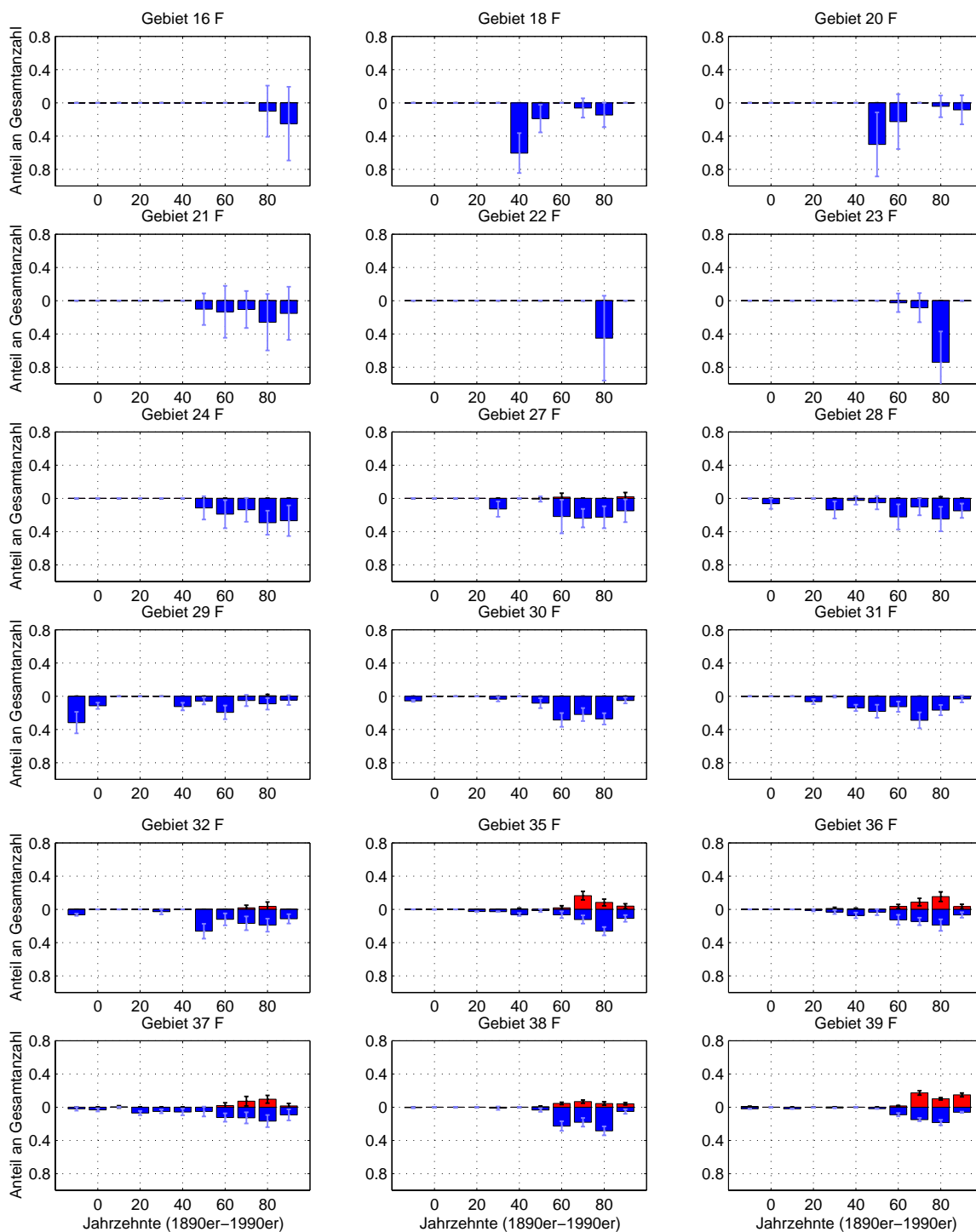


Abbildung 5.14: Anteil der minimalen (blau) und maximalen (rot) Extremereignisse pro Jahrzehnt im Frühling an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Frühlinge, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. Gezeigt ist der Mittelwert über alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen und deren Standardabweichung als Fehlerbalken.

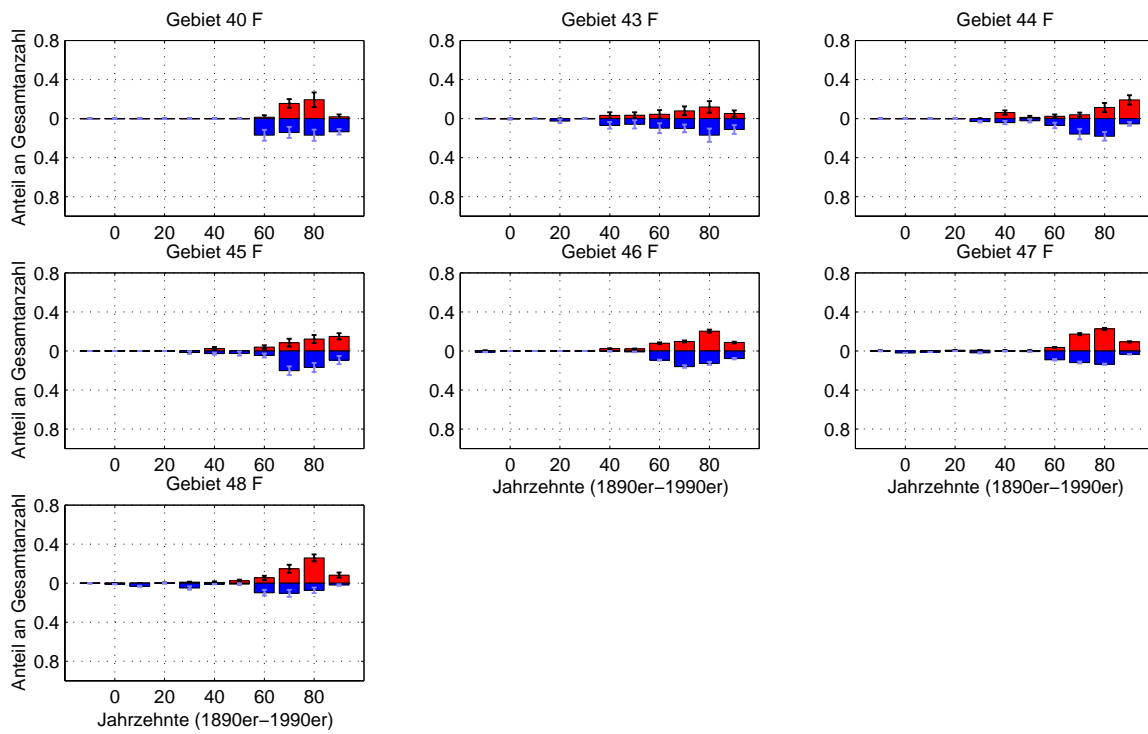


Abbildung 5.15: *Fortsetzung zu Abb. 5.14.*

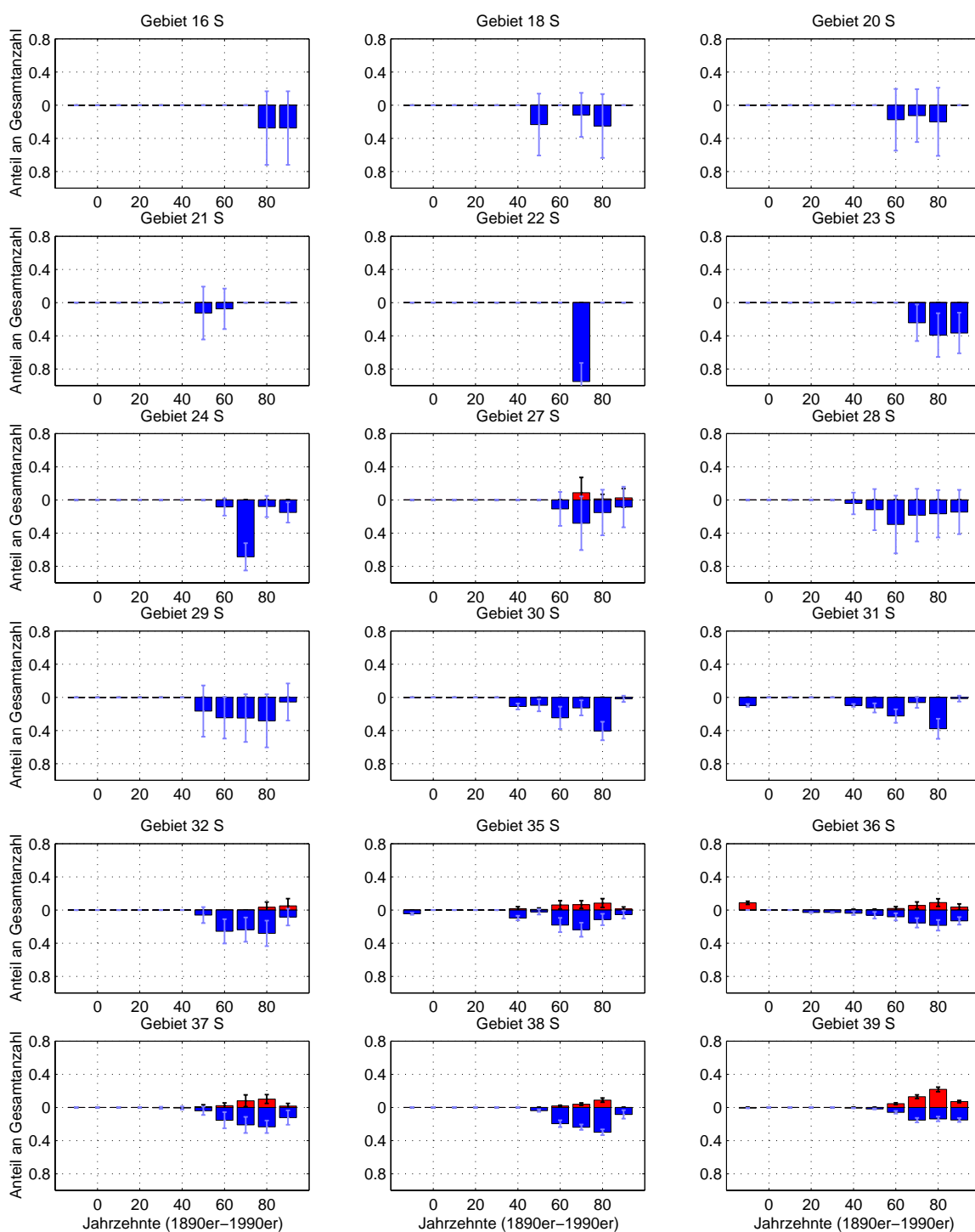


Abbildung 5.16: Anteil der minimalen (blau) und maximalen (rot) Extremereignisse pro Jahrzehnt im Sommer an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Sommer, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. Gezeigt ist der Mittelwert über alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen und deren Standardabweichung als Fehlerbalken.

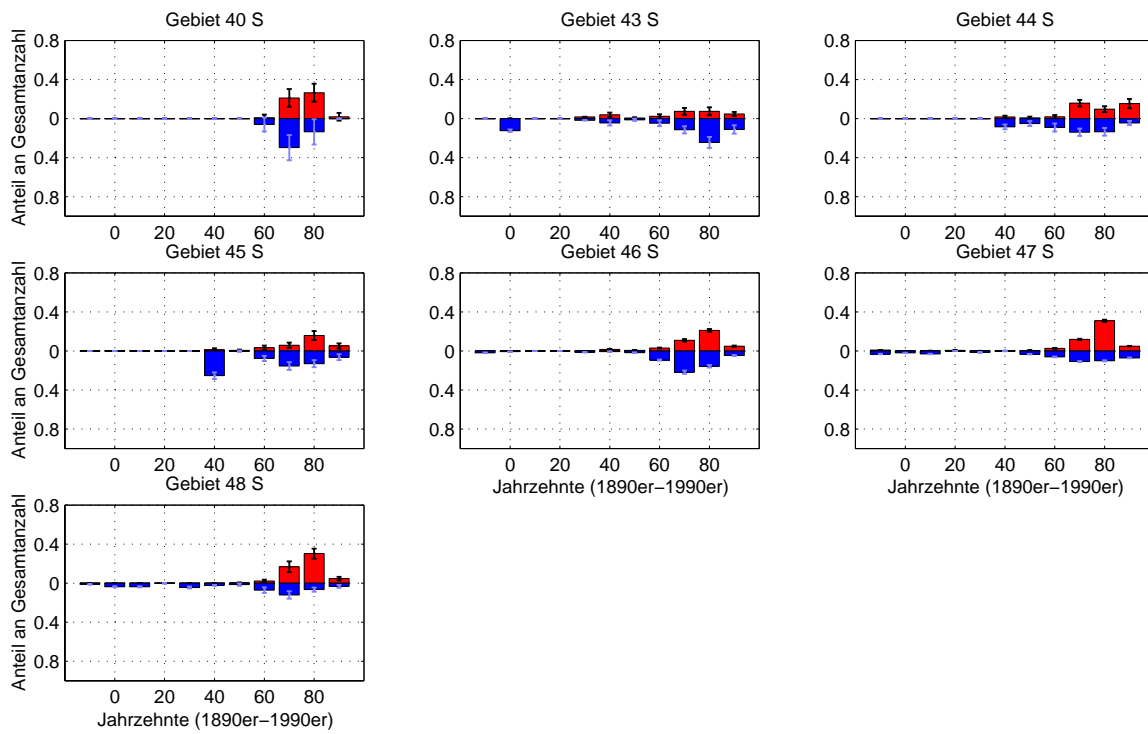


Abbildung 5.17: Fortsetzung zu Abb. 5.16.

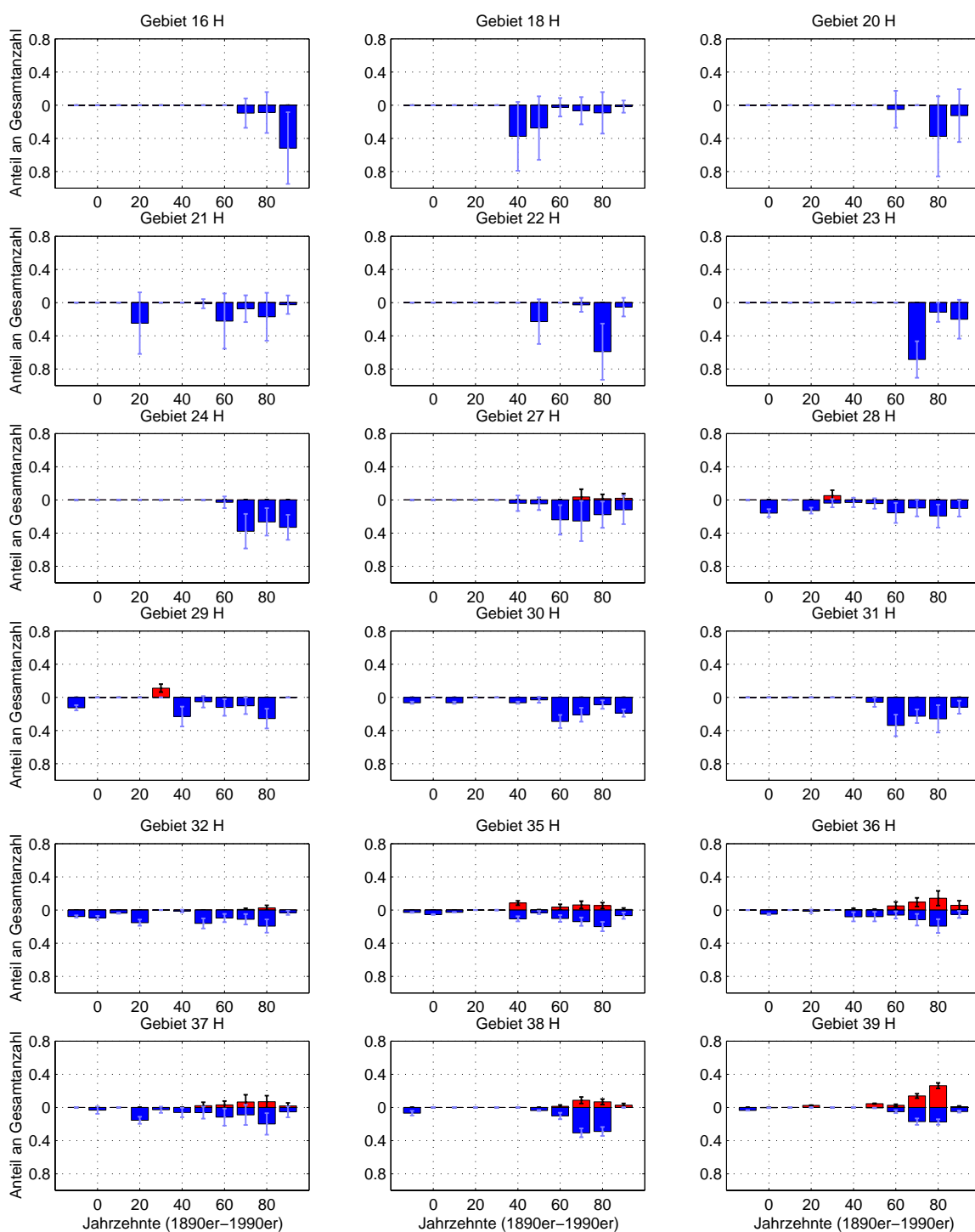


Abbildung 5.18: Anteil der minimalen (blau) und maximalen (rot) Extremereignisse pro Jahrzehnt im Herbst an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Herbste, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. Gezeigt ist der Mittelwert über alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen und deren Standardabweichung als Fehlerbalken.

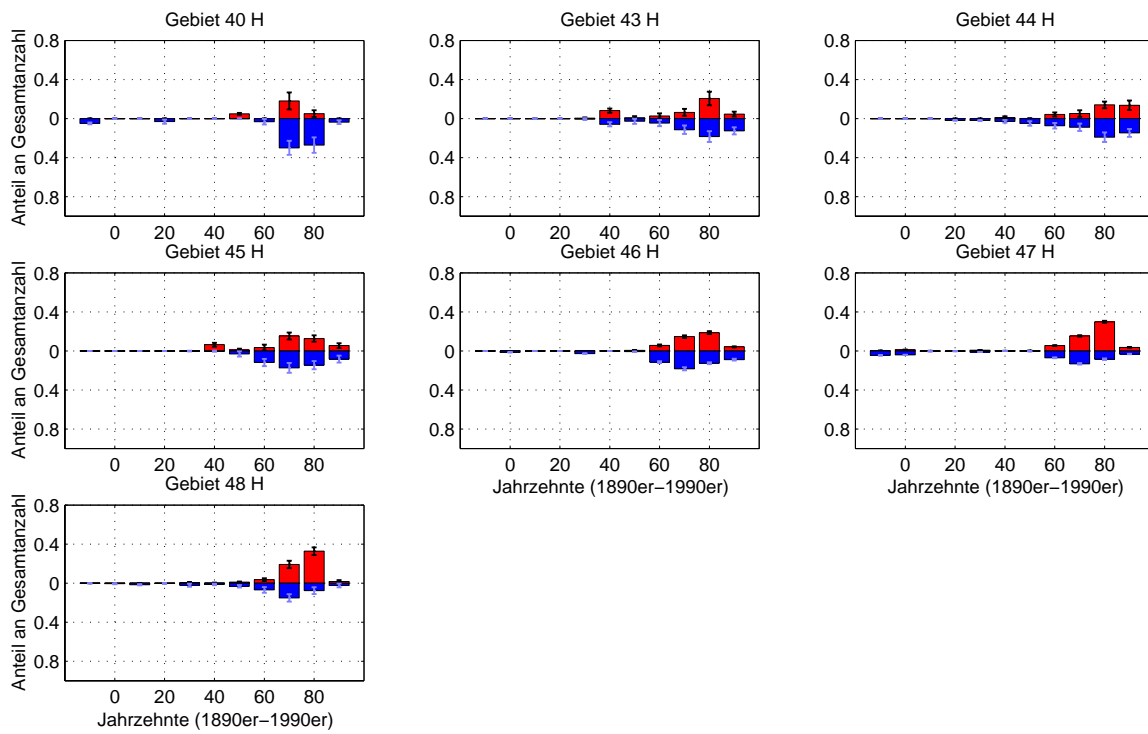


Abbildung 5.19: Fortsetzung zu Abb. 5.18.



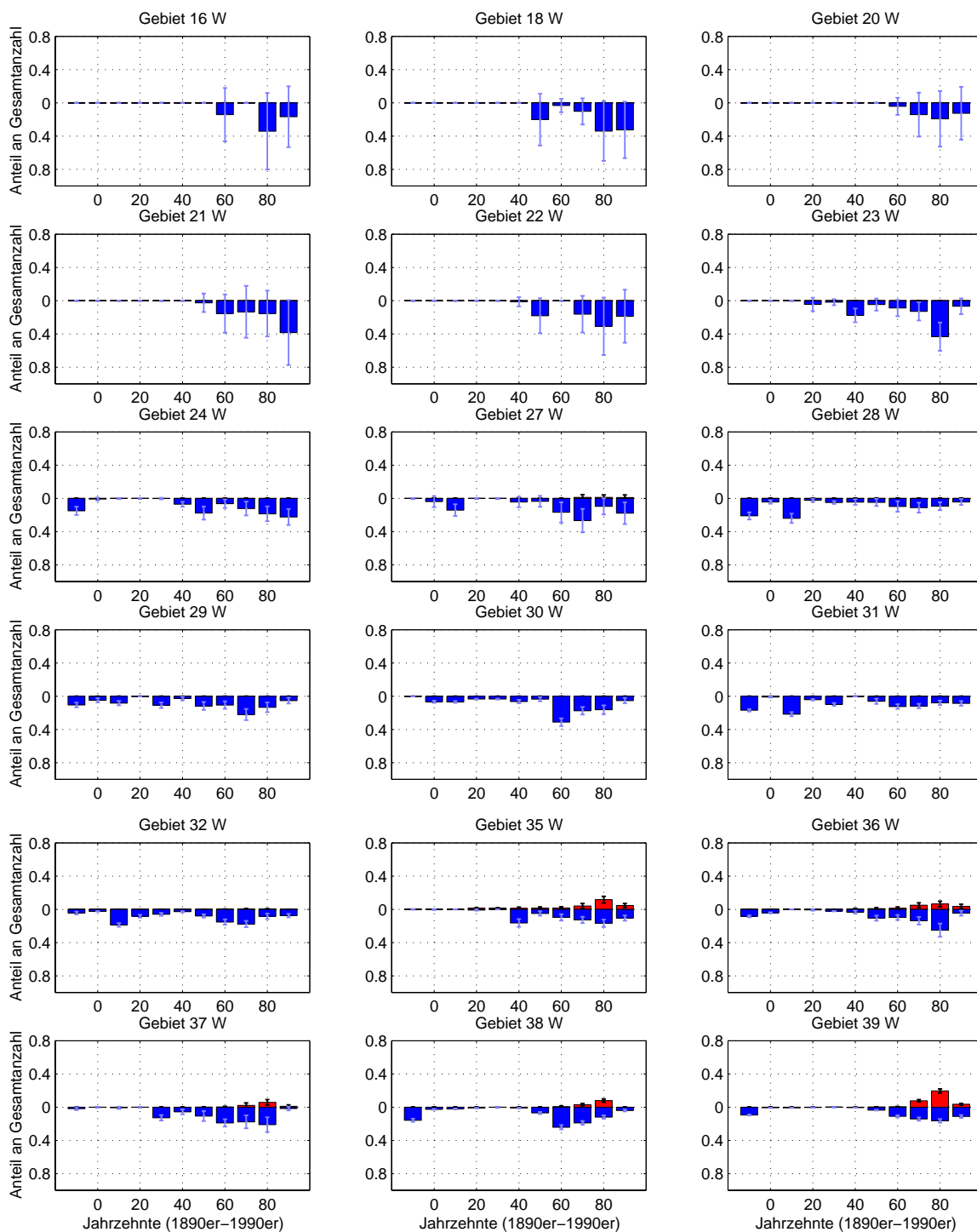


Abbildung 5.20: Anteil der minimalen (blau) und maximalen (rot) Extremereignisse pro Jahrzehnt im Winter an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Winter, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. Gezeigt ist der Mittelwert über alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen und deren Standardabweichung als Fehlerbalken.

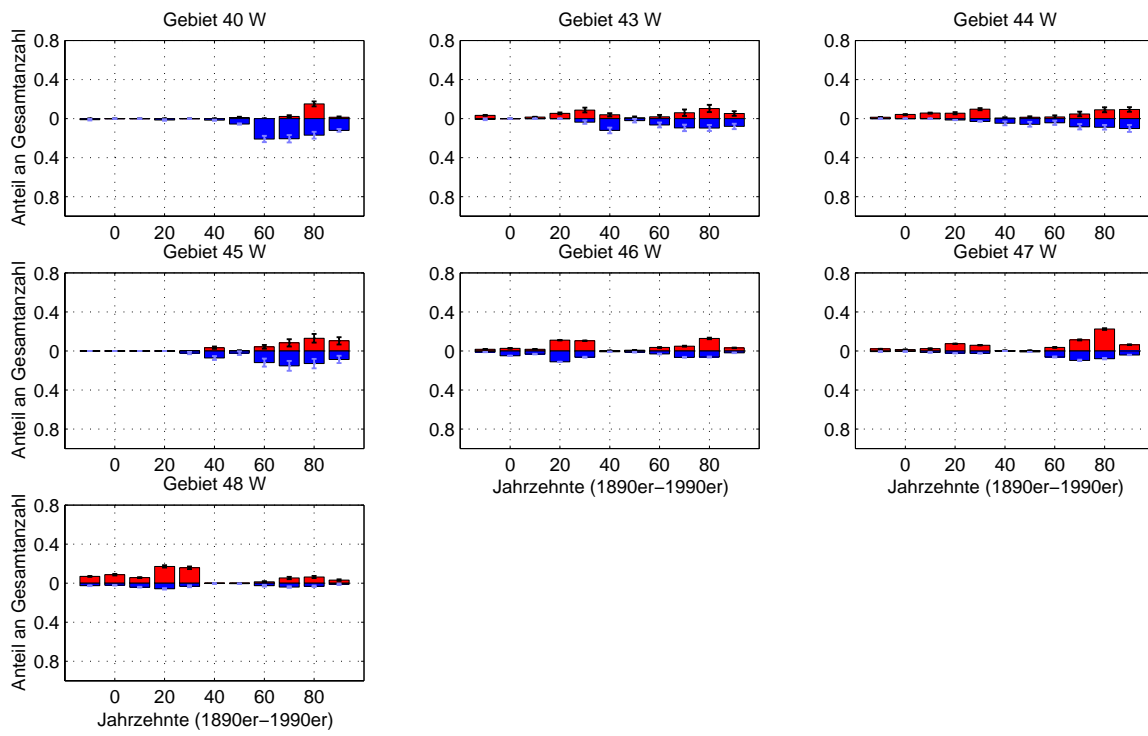


Abbildung 5.21: *Fortsetzung zu Abb. 5.20.*

### 5.3.3 Extremereignisse über den übrigen Weltozeanen

In den meisten Gebieten des Pazifiks (Gebiete W100, W115 bis W117, sowie W119) ist ein Minimum der Anzahl der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck in den 1940ern zu erkennen, darauf folgt ein Anstieg bis in die 1970er/1980er und ein Abfall in den 1990ern (Abb. 5.22 und 5.23). In die 1990er Jahre fließen zwar nur die Jahre bis einschließlich 1997 ein, trotzdem scheint ein Abfall vorzuliegen. In Gebiet W99 ist dieses zeitliche Muster auch ausgeprägt, allerdings ist das Minimum verschoben, es liegt in den 1970ern. Das Gebiet 120, im nordöstlichen Nordpazifik gelegen, zeigt nur eine sehr geringe Zunahme, in den 1990ern scheint wiederum eine Abnahme zu erfolgen.

Das Gebiet W71, im westlichen Südatlantik, ist nach 1960 gekennzeichnet durch vermehrte Extremereignisse mit sowohl sehr niedrigem als auch sehr hohem Luftdruck. Um den atlantischen Äquator (Gebiet W090) kam es dagegen nur vor 1940 zu Extremereignissen.

Die Ergebnisse der Berechnungen in den Gebieten W52, W96, W97, W103 und W118 sind mit großen Unsicherheiten behaftet, daher können daraus keine weiteren Schlüsse gezogen werden.

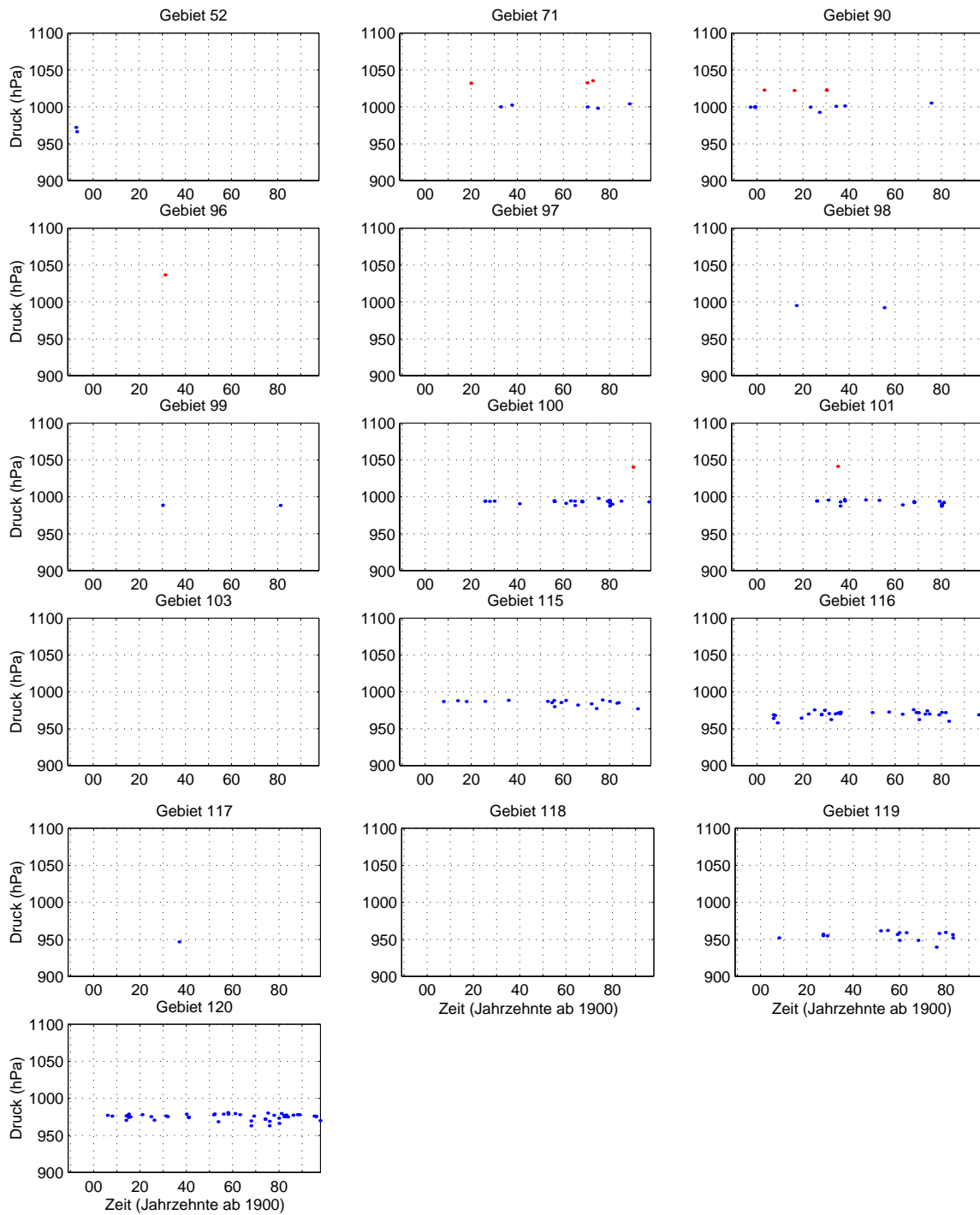


Abbildung 5.22: Luftdruckwerte (hPa), die als Extremereignisse identifiziert wurden, dargestellt für einzelne Gebiete außerhalb des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit (Gebietseinteilung vgl. z.B. Abb. 4.20). Blau sind minimale, rot maximale Extremereignisse. Es ist eine der 32 Monte-Carlo-Realisierungen gezeigt.

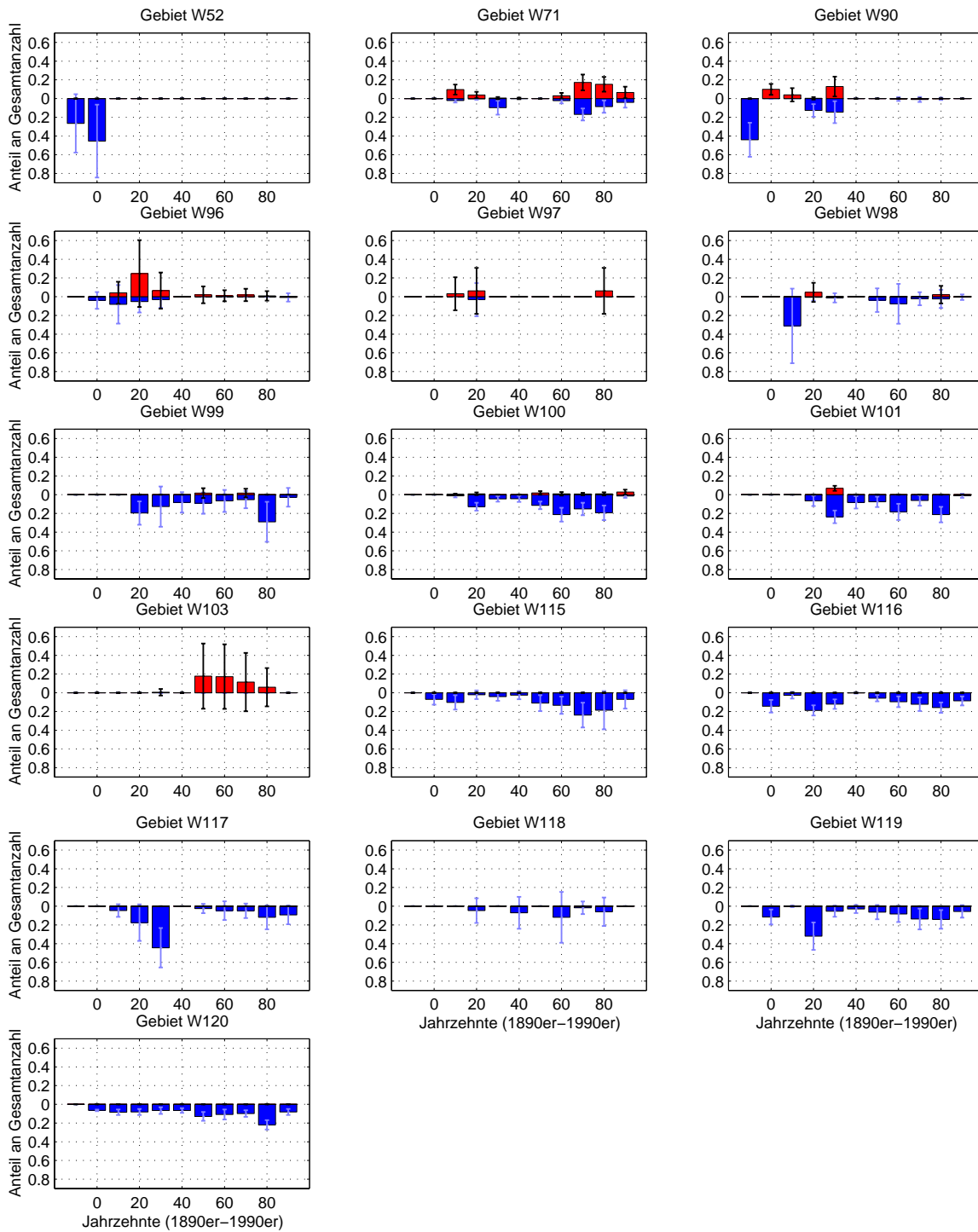


Abbildung 5.23: Anteil der minimalen (blau) und maximalen (rot) Extremereignisse pro Jahrzehnt an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum, dargestellt für einzelne Gebiete außerhalb des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit (Gebietseinteilung vgl. z.B. Abb. 4.20). Gezeigt ist der Mittelwert über alle 32 Monte-Carlo-Realisierungen und deren Standardabweichung als Fehlerbalken.

## Kapitel 6

# Ergebnisse der Perzentilmethode und der Zeitreihenanalyse im Vergleich

In dieser Arbeit wurden zwei verschiedene Methoden verwendet, um zu untersuchen, ob extreme Zyklonen und damit Stürme in den letzten etwa 100 Jahren zugenommen haben. Von Interesse waren hierbei 5%-Luftdruckperzentile und Extremereignisse.

Das 5%-Perzentil gibt Aufschluss darüber, wie tief die niedrigsten 5% aller Luftdruckbeobachtungen liegen. Ist dieser Wert niedrig, ist davon auszugehen, dass viele starke Zyklonen mit hohen Windgeschwindigkeiten auftreten. Verringert sich der Wert im Laufe der Zeit, kommt es vermehrt zu starken Zyklonen. Dies kann daran liegen, dass die Luftdruckwerte im Mittel abgenommen haben oder dass die Variabilität des Luftdrucks sich verändert hat. Genauso kann aber auch eine Änderung extremer Werte unabhängig von den Änderungen der Parameter der Verteilung sein. Solche unabhängigen extremen Werte wurden im Rahmen der Zeitreihenzerlegung ermittelt und Extremereignisse genannt. Diese stellen die niedrigsten bzw. höchsten unabhängigen Luftdruckwerte in der gesamten Zeitspanne von 1889 bis 1997 dar. Mit den niedrigen Extremereignissen wird auch erfasst, wo und wann die stärksten Zyklonen zu finden sind, da diese niedrigen Werte nur von Zyklonen herrühren können, die in der Nähe vorbeiziehen. Wichtig ist jedoch festzuhalten, dass keine absolute Anzahl der stärksten Zyklonen angegeben werden kann, da keine Kerndrücke und keine einzelnen Zyklonen erfasst wurden. Vielmehr ist von Interesse, wie die zeitliche Änderung der Extremereignisse aussieht.

Im Bereich des nördlichen Nordatlantiks zeigt sich sowohl eine Erniedrigung der Luftdruckperzentile als auch eine Zunahme der niedrigen Ereignisse. Die signifikanten Kurven des Luftdrucks, die mit Hilfe der Zeitreihenzerlegung bestimmt wurden, zeigen im Mittel in diesen Gebieten eine leichte Abnahme. Die Mehrheit der Zyklonenzugbahnen (Hoskins und Valdes, 1990; Chang und Fu, 2002) verlaufen in diesen Gebieten. Auch die Entstehungsgebiete von Zyklonen im Bereich südöstlich von Grönland und um Island herum liegen in dieser Region. Die Ergebnisse der Perzentilauswertung der  $15^\circ$  mal  $15^\circ$ - und der  $20^\circ$  mal  $20^\circ$ -Gebietsaufteilung zeigen hier weitgehend übereinstimmende Ergebnisse, jedoch

---

weichen sie in der Frage, ob die Trends robust sind, voneinander ab. So zeigt in der 15° mal 15°-Gebietsaufteilung nur das Gebiet südöstlich von Grönland (Gebiet 22) einen robusten Trend des 5%-Perzentils, während in der 20° mal 20°-Gebietsaufteilung nur ein Gebiet östlich davon (Gebiet W127) einen robusten Trend des 5%-Perzentils zeigt. Die Größe und Lage der Gebiete hat somit einen erkennbaren Einfluss auf das Ergebnis.

Insgesamt gesehen steigt die Anzahl starker Zyklonen. Dies ist teilweise auf die mittlere Abnahme des Luftdruckes zurückzuführen, wie in den signifikanten Kurven ersichtlich. Darüber hinaus nehmen aber auch die stärksten Zyklonen im Laufe der Jahre 1889 bis 1997 zu, wobei diese Zunahme nicht auf die Veränderung von Mittelwert oder Varianz des Luftdrucks zurückzuführen ist, sondern unabhängig davon auftritt. Beide Auswertungsmethoden deuten somit in dieselbe Richtung.

In den atlantischen Gebieten auf Höhe der Iberischen Halbinsel ist in keiner der beiden Methoden eine Intensivierung der Zyklonen zu sehen. Die niedrigen Extremereignisse zeigen keinen langfristigen Trend, sondern zu Beginn und am Ende des gesamten Zeitraums eine vergleichbar hohe Anzahl an Extremereignissen. Die 5%-Perzentile liefern im östlichen Teil einen leicht positiven, jedoch keinen robusten Trend. Im westlichen Teil bleiben die Perzentile dagegen unverändert. Dieser Unterschied wird in den Ergebnissen der Perzentiltrends von 1911 bis 1997 deutlicher. So zeigen Trends über diesen nur geringfügig verkürzten Zeitraum sogar einen robusten negativen Trend im Gebiet, das an die Ostküste der USA grenzt (W123), also in einer Region, die als eines der Entstehungsgebiete von Zyklonen mittlerer Breiten gilt. In den östlichen Gebieten (W123 und W126) kommt es demgegenüber zu robusten positiven Trends in den Perzentilen, also zu einem Rückgang intensiver Zyklonen.

In den weiter südlich gelegenen Gebieten des Nordatlantiks, im Bereich der Zugbahnen tropischer Zyklonen, ist kein Perzentiltrend erkennbar. Im Gegensatz dazu zeigt die selektive Zeitreihenzerlegung eine Häufung der Extremereignisse mit sehr niedrigem Luftdruck in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Da die Werte der Extremereignisse weitgehend tiefer liegen als die Werte des 5%-Perzentils, könnte dies darauf hindeuten, dass extreme Zyklonen zwar häufiger auftreten, die Anzahl nicht so extremer Zyklonen sich jedoch nicht verändert. In diesem Zusammenhang muss jedoch beachtet werden, dass extrem starke Wirbelstürme von den verwendeten Schiffsdaten (COADS) kaum erfasst worden sein dürften, da Schiffe einer solchen Gefahr ausweichen. Daher sind die hier erwähnten extremen Zyklonen nicht mit Hurrikanen gleichzusetzen.

Im Nordpazifik gibt es keine robusten Trends, es zeichnet sich auch kein eindeutiges breitenabhängiges Muster ab. Im westlichen Teil und auch im Bereich des Kuroshios wird eine leichte Abschwächung der intensiven Zyklonen sichtbar, zumindest scheint es keine Veränderung hin zu tieferen Perzentilen zu geben. Somit würde es dort nicht zu erhöhten Windgeschwindigkeiten kommen. Auch die Anzahl der Extremereignisse ist dort in aktuellen Jahren nicht höher als zu Beginn des gesamten Zeitraums (W115 bis W117). Im östlichen Nordpazifik ist kein Trend erkennbar. Auch die Tiefdruckgebiete in der Südhemisphäre unterliegen keinem eindeutigen Trend. Im westlichen Südatlantik treten positive, jedoch keine robusten Trends auf, während im Indik die Trends uneinheitlich und ebenso nicht robust sind.

Eine Veränderung im erdumspannenden Windsystem der mittleren Breiten der Südhemisphäre konnte aufgrund einer zu geringen Beobachtungsdichte nicht mit den entsprechenden Fehlern versehen werden. Im Bereich zwischen  $30^\circ$  und  $50^\circ$  südlicher Breite deutet sich eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten an, da ein negativer Trend in den Perzentilen vorliegt. Diese Ergebnisse können aber mit sehr hohen Fehlern behaftet sein, daher ist eine statistisch gesicherte Aussage, auch zum Vorzeichen des Trends, nicht möglich.

Die jahreszeitliche Betrachtung des Nordatlantiks liefert Ergebnisse, die durch große Unsicherheiten gekennzeichnet sind, da die Anzahl der Beobachtungen noch geringer ist als bei der ganzjährigen Betrachtung. So zeigt kein Gebiet einen robusten jahreszeitlichen Trend. Auch die Analyse der Extremereignisse auf saisonaler Basis erlaubt aufgrund der großen Unsicherheiten in den nördlichen Gebieten des Nordatlantiks (16, 18, 20 bis 24) zum größten Teil keine gesicherte Aussage. In den übrigen untersuchten Gebieten nimmt die Anzahl der niedrigen Extremereignisse in allen Jahreszeiten zu. Ausnahme bilden nur die Gebiete 27 bis 31, in denen dieser Trend im Winter nicht auftritt.

Zusammenfassend deutet alles darauf hin, dass es in den nördlichen Gebieten des Nordatlantiks zu einer Intensivierung von Stürmen in den vergangenen etwa 100 Jahren gekommen ist. Besonders deutlich wird das dort, wo der negative Trend in den Perzentilen nicht nur signifikant, sondern auch robust ist. Das bedeutet, dass die zeitlich variierende Datendichte das Vorzeichen des Trends in diesem Bereich nicht entscheidend beeinflusst.

Auf der anderen Seite zeigen die Ergebnisse aber auch, dass die Fehler aufgrund der starken Veränderung der Datendichte vielerorts sehr hoch liegen. Robuste Trends treten in der  $15^\circ \times 15^\circ$ -Gitteraufteilung nur im Gebiet 22 auf, während in anderen Gebieten (auch weltweit) sowie bei der jahreszeitlich getrennten Auswertung die Fehlerwerte zu groß sind, um auch bei Berücksichtigung dieser Fehler robuste Trends zu erhalten. Auch die Auswertung im Nordatlantik über die  $20^\circ \times 20^\circ$ -Gitteraufteilung zeigt nur in einem Gebiet, diesmal im Bereich der Nordsee und Norwegischen See (W127), einen robusten Trend. Es zeigt sich also, dass es in den meisten Gebieten nicht möglich ist, aus den vorliegenden Beobachtungen statistisch gesicherte Aussagen über eine Veränderung der Sturmhäufigkeit über den Weltozeanen für einen Beobachtungszeitraum von mehr als 100 Jahren (hier 1889 bis 1997) zu treffen.



# Kapitel 7

## Diskussion

Modellrechnungen zeigen, dass es in einigen Regionen in den kommenden Jahrzehnten wahrscheinlich vermehrt zu intensiven Stürmen kommen wird. Dies tritt ein als Folge einer Zunahme an Treibhausgasen. Ob dieser Trend schon eingesetzt hat, ist bisher noch unsicher (Stein und Hense, 1994; Bijl et al., 1999). Es stellt sich zudem die Frage, ob die Sturmaktivität nicht einfach nur natürlichen Variabilitäten unterliegt.

In dieser Arbeit wurde hauptsächlich der Trend über die letzten etwa 100 Jahre betrachtet. Neben der Berechnung der Trends von 5%-Luftdruckperzentilen und Extremereignissen wurden mit Hilfe eines Monte-Carlo-Verfahrens die Fehler abgeschätzt, die aufgrund der zeitlich stark variierenden Datendichte auftreten. Die Ergebnisse zeigen im Bereich des nördlichen Nordatlantiks einen robusten Trend hin zu stärkerer Sturmaktivität, in vielen anderen Gebieten sind die Fehler dagegen für eine sichere Aussage zu groß. Die Ergebnisse werden im Folgenden unter Einbeziehung der Literatur zu diesem Thema diskutiert, offene Fragen und Probleme angesprochen, sowie ein Ausblick gegeben.

### 7.1 Veränderungen über dem Atlantik

Die Sturmtätigkeit im Atlantik und hier besonders die im Nordatlantik war Gegenstand vieler Studien. Die meisten Arbeiten zeigen, dass eine zeitliche Veränderung der Zyklonenzahl oder -intensität regional unterschiedlich ausgeprägt ist. Es kristallisiert sich dabei eine Breitenabhängigkeit heraus (Rogers, 1997; Serreze et al., 1997; McCabe et al., 2001), die auch in der vorliegenden Arbeit deutlich wird. Bei ihr lag das Augenmerk auf extremen Zyklonen, da diese im Hinblick auf mögliche Gefährdungen besondere Aufmerksamkeit verdienen.

Da es im nördlichen Nordatlantik zu einer Zunahme extrem niedriger Luftdruckwerte kommt, ist es wahrscheinlich, dass über das letzte Jahrhundert hinweg eine Veränderung der Sturmtätigkeit hin zu extremeren Stürmen stattgefunden hat. Weiter südlich hingegen ist keine Veränderung nachzuweisen, es deutet sich vielmehr eine Verringerung der Sturmaktivität an. Einige Studien untersuchten einen vergleichbar langen Zeitraum über etwa 100 Jahre, konnten jedoch keinen signifikanten Trend erkennen (Stein und Hense, 1994; WASA Group, 1998; Schmith et al., 1998; Bijl et al., 1999; Alexandersson et al., 1998 und Alexandersson

et al., 2000). Auch in der vorliegenden Arbeit sind in den meisten der betrachteten Gebiete zwar signifikante, jedoch keine statistisch robusten Trends zu finden, da dort die Fehler aufgrund der zeitlichen Veränderung der Datendichte zu groß sind. Doch in Regionen im nördlichen Nordatlantik zwischen etwa  $45^\circ$  und  $70^\circ$  N liegt ein robuster signifikant negativer Trend hin zu vermehrt tiefen Luftdrücken vor. Die Bestimmung von Fehlern aufgrund der geringen Datendichte vor 1950 ist ein wichtiger Punkt, den bisherige Arbeiten noch nicht konkret untersucht haben. Es zeigt sich, dass diese Fehler fast in keinem der untersuchten Gebieten eine statistisch sichere Aussage über Trendverläufe zulässt.

Obwohl signifikante Trends über das letzte Jahrhundert nur vereinzelt festgestellt wurden, sieht dies für Veränderungen ab Mitte des vorigen Jahrhunderts anders aus. Viele Autoren beschränkten sich sogar von vornherein auf diesen Zeitraum (McCabe et al., 2001; Chang und Fu, 2002), da in der Zeit davor die Datengrundlage spärlich ist. Beginnend ab den 1960er/1970er Jahre zeigten sich Trends hin zu vermehrt extremen Windgeschwindigkeiten in der Gegend des nordöstlichen Nordatlantiks, sowie der Nordsee und der Norwegensee (Alexandersson et al., 1998; Schmith et al., 1998; Lambert, 1996). Eine solche Veränderung zeigt sich in den Trends ab 1951 (Abb. A.1 und A.2) in der vorliegenden Untersuchung nur in den Gebieten des Islandtiefs und südöstlich von Grönland als signifikant.

Dass eine erneute Abschwächung der Sturmintensität im Bereich der Britischen Inseln, der Nordsee und der Norwegensee in der jüngsten Zeit nicht auszuschließen ist, zeigt die Abschwächung von extremen Windgeschwindigkeiten ab 1996 (Alexandersson et al., 2000). Auf eine solche Abschwächung könnte auch in dieser Arbeit die Abnahme der Extremereignisse in den 1990er Jahren in vielen Gebieten hindeuten, allerdings trifft dies nicht auf die erwähnten Gebiete Britische Inseln, Nordsee und Norwegensee zu. Außerdem sind in den nördlichen Gebieten die Fehler generell zu hoch, um eine solche Aussage wirklich stützen zu können.

Gulev et al. (2001) fanden eine Zunahme intensiver Zyklonen in den Bereichen Island und Europäischer Arktis. Bei weiteren Untersuchungen im Umfeld der vorliegenden Arbeit (unter Zusammenarbeit mit K. Bumke) wurden extreme Windgeschwindigkeiten und Luftdrücke im Nordatlantik von 1949 bis 1997 betrachtet. In diesem Fall wurden Daten aus dem Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert. Auch hier zeigte sich eine erhöhte Sturmtätigkeit im Gebiet zwischen Grönland und den Britischen Inseln. Besonders die Gebiete der Entstehung der Zyklonen, wie die um Island und Grönland, scheinen also einer Intensivierung ausgesetzt.

Im Gegensatz zu den 5%-Luftdruckperzentilen, die eine recht kontinuierliche Abnahme in den nördlichen Gebieten des Nordatlantiks über den betrachteten Zeitraum ab 1889 zeigen, wird dort eine erhöhte Anzahl an Extremereignissen erst ab etwa 1950 registriert. Die Extremereignisse mit dem niedrigsten Luftdruck seit 1889 liegen hier also hauptsächlich in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts.

In südlichen außertropischen Bereichen des Nordatlantiks, wie zum Beispiel auch im Bereich der Azoren, deutet sich im Gegensatz zu den davon nördlich gelegenen Gebieten eine Abschwächung der Sturmtätigkeit an. Signifikant positive Trends zeigen die Luftdruck-

perzentile im zentralen und östlichen Nordatlantik zwischen  $30^\circ$  und  $45^\circ$  N für den Trend ab 1951 (Abb. A.1 und A.2 im Anhang). Wird der Trend ab 1889 betrachtet, sind die Werte in diesem Breitenband zwar noch signifikant, aber nicht mehr robust gegen den Fehler der zeitlichen Veränderung der Datendichte.

Insgesamt gesehen deutet sich also eine Veränderung der Zyklonenaktivität im Nordatlantik an. Vielfach wird eine dekadische Variabilität vermutet (WASA Group, 1998; Chang und Fu, 2002). Eine Verbindung zum Muster der NAO (Nordatlantische Oszillation) ist wahrscheinlich, da eine Korrelation zwischen NAO-Index und Häufigkeit der Zyklonen im Nordatlantik aufgezeigt wurde (Serreze et al., 1997; Gulev et al., 2001; Löptien und Ruprecht, 2005). Seit den 1970er Jahren ist der NAO-Index fast ausschließlich positiv und langfristig gesehen gestiegen (Hurrell und Dickson, 2004). Damit einhergehend zeigt sich eine ostwärtige Verschiebung der NAO-Zentren (Hilmer und Jung, 2000). Die Modellrechnungen von Ulbrich und Christoph (1999) zeigen auch für die Zukunft eine solche Verschiebung, die sich auf die Erhöhung von Treibhausgasen zurückführen lässt. Ostermeier und Wallace (2002) betonen, dass mit dem aktuellen positiven Trend der NAO eine gänzlich andere großskalige Strukturänderung in den Bodenluftdruckfeldern einhergeht als dies bei NAO-Veränderungen zu Beginn und Mitte des Jahrhunderts der Fall war.

Verbunden mit einem positiven NAO-Index ist eine erhöhte Sturmaktivität in den Gebieten um Südgrönland, Island und Nordeuropa, einhergehend mit einer mäßigen Abschwächung im Süden (Hurrell und Dickson, 2004). Die Muster in der vorliegende Arbeit sind diesen sehr ähnlich. In den letzten Dekaden verschob sich das räumliche Muster der NAO nach Nordosten (Schubert et al., 1998; Jung et al., 2003; Rogers, 1997), was auf die außergewöhnlich hohen positiven Werte der NAO zurückgeführt wird. Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse ist eine solche Verschiebung denkbar. Da jedoch weder einzelne Zyklonenbahnen erfasst wurden noch die Gebiete ausreichend klein sind um Zyklonenbahnen zu erkennen, kann darüber keine weitere Aussage getroffen werden.

Weiterhin wurden Modellsimulationen durchgeführt um zu untersuchen, welche Veränderungen die Sturmtätigkeit in einem zukünftigem Klima mit erhöhten Treibhausgasen aufweisen wird. In einer Reihe von Arbeiten wird eine erhöhte Anzahl intensiver Zyklonen bis 2050 oder 2100 vorausgesagt (Carnell und Senior, 1998; Knippertz et al., 2000; Geng und Sugi, 2003). Das breitenabhängige Muster, das sich in der Entwicklung der außertropischen Zyklonen in den Beobachtungen der letzten 50 Jahre zeigt, ist auch in Simulationen des zukünftigen Klimas zu erkennen. Vielfach gilt dies allerdings nur für intensive Zyklonen. In der Gesamtzahl aller Zyklonen zeigt sich dagegen oftmals eine Abnahme der nordhemisphärischen Stürme (Carnell und Senior, 1998; Knippertz et al., 2000; Geng und Sugi, 2003).

Leckebusch und Ulbrich (2004) zeigen eine Zunahme der Anzahl extremer Winterzyklonen über dem westlichen Teil Mitteleuropas und dem östlichen Nordatlantik zwischen  $55^\circ$  und  $60^\circ$  N in den nächsten 100 Jahren. Damit einhergehend kommt es zu einer Abnahme der Anzahl intensiver Zyklonen im Mittelmeerraum. Die Ergebnisse in diesem Gebiet reagieren allerdings sehr sensibel auf die Vorgabe der Erhöhung der Treibhausgase und zeigen nur bei einer Mindesterrhöhung im Sinne des „business as usual“ die erwähnte Reaktion. Auch

Knippertz et al. (2000) zeigen diese regionale Abhängigkeit der Trends der extremen Zyklonen. In der Frage der Änderung der Anzahl der Zyklonen mittlerer Intensität sind sich die Arbeiten allerdings uneinig. Während Leckebusch und Ulbrich (2004) eine Verringerung über Nordeuropa und im Gebiet um Island sehen, finden Knippertz et al. (2000) dort eine Erhöhung. May und Roeckner (2001) zeigen, dass in der Nordhemisphäre die deutlichste Veränderung des Luftdrucks am Boden nördlich von  $50^\circ$  N liegt. Im südeuropäischen Mittelmeerraum scheint es mit einer Erhöhung der Treibhausgase zu keiner wesentlichen Änderung der Zyklonenaktivität zu kommen (Lionello et al., 2002).

Die Muster im Nordatlantik, die sich in den Beobachtungen der letzten 50 bis 100 Jahre andeuten, scheinen sich also bei einer Einberechnung einer weiter fortschreitenden Erhöhung der Treibhausgase ebenfalls herauszukristallisieren. Dies lässt vermuten, dass eine Veränderung als Reaktion auf anthropogenes Einwirken schon begonnen hat.

Die Stürme in den atlantischen Tropen zeigen sowohl in der vorliegenden Untersuchung als auch in vielen anderen (Henderson-Sellers et al., 1998; Balling Jr. und Cerveny, 2003) keinen eindeutigen Trend. Die meisten Arbeiten beschäftigten sich allerdings mit starken tropischen Zyklonen, die in die vorliegende Untersuchung nicht eingingen, da Schiffsbeobachtungen ausgewertet wurden. Doch auch für diese zeigen sich keine langfristigen Trends hin zu einer Intensivierung. Landsea (1993) findet sogar eine Abnahme der atlantischen Hurrikane in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Auch sind dekadische Schwankungen ausgeprägt. So zeigen Landsea et al. (1999) eine hohe Anzahl an intensiven Hurrikanen in den 1940er bis 1960er Jahren und den Jahren nach 1990 sowie ein Minimum in den 1970er Jahren. Die zeitliche Entwicklung der Extremereignisse in der vorliegenden Studie könnten zwar auf solche dekadischen Schwankungen hindeuten, das Minimum z.B. im tropischen Nordatlantik (Gebiete 46 und 47) würde dann jedoch eher in den 1940er/1950er Jahren liegen.

## 7.2 Veränderungen über dem Pazifik

Im Pazifik zeigt sich eine Zunahme der extremen Sturmtätigkeit in den letzten 50 Jahren in weiten Bereichen. NCEP/NCAR-Reanalyse Daten zeigen dies über fast den gesamten Nordpazifik hinweg (Graham und Diaz, 2001), im westlichen Teil, besonders südlich von  $30^\circ$  N, kommt es dagegen zu einer Abschwächung. Lambert (1996) sieht einen Trend zu vermehrt intensiven Zyklonen erst ab 1970, besonders im Gebiet des Aleuten-Tiefs.

Auch die vorliegende Untersuchung sieht in den Perzentiltrends von 1951 bis 1997 (Abb. A.2 im Anhang) fast durchweg im gesamten Pazifik einen Trend hin zu extrem niedrigen Luftdruckwerten. Nur in den Tropen des Westpazifiks sind die Trends positiv. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von Graham und Diaz (2001). Signifikant sind diese positiven Trends im westlichen Teil allerdings nur in Gebieten im Bereich des Äquators.

Auch die Trends über den längeren Zeitraum (1889 bis 1997) deuten auf eine Abschwächung der Sturmtätigkeit im Westen des Nordpazifiks hin. In diesem Bereich liegen zwar signifikante, jedoch keine robusten Trends vor. Im Gegensatz zu den Trends der letzten 50

Jahre ist kein längerfristiger Trend hin zu einer Verstärkung extremer Stürme im östlichen Teil des Nordpazifiks nachweisbar. Eine Verstärkung der extremen Stürme über fast den gesamten Nordpazifik hinweg ist also nur für die letzten 50 Jahre gegeben. Für den längeren Zeitraum ab 1889 konnte dies dagegen nicht gezeigt werden. Gulev et al. (2001) werteten NCEP/NCAR-Reanalyse-Daten aus und sehen im Gebiet des Kuroshios neben einer dekadischen Variabilität in der Anzahl intensiver Zyklonen eine Zunahme der Zyklonen von 1958 bis 1999. In dieser Region zeigt sich in den Ergebnissen der vorliegenden Studie kein langfristiger Trend zu niedrigeren Luftdrücken. Die Trends der Luftdruckperzentile von 1951 bis 1997 zeigen jedoch über dem nördlichen Bereich des Kuroshios entsprechend negative Trends.

Im tropischen Bereich sind aufgrund der Datenlage keine Aussagen über langfristige Trends möglich (Henderson-Sellers et al., 1998). In einigen Arbeiten wird die seit den 1980er Jahren reduzierte Anzahl von Zyklonen im Westen und die Häufung im Osten des tropischen Pazifiks damit in Zusammenhang gebracht, dass die ENSO in den letzten Jahren vermehrt warme, negative Phasen (El Niño) zeigt (Henderson-Sellers et al., 1998).

Untersuchungen über die zukünftige Entwicklung zeigen einen Anstieg der Anzahl extremer Zyklonen im Nordpazifik bei erhöhter Treibhausgaskonzentration (Carnell und Senior, 1998). Dieser Anstieg ist wie schon in den vergangenen 50 Jahren besonders stark im östlichen Teil des Nordpazifiks ausgeprägt. Allerdings haben Knutson und Tuleya (1999) auch im westlichen Teil des tropischen Pazifiks eine verstärkte Intensität der tropischen Zyklonen mit zunehmendem CO<sub>2</sub> festgestellt.

## 7.3 Mögliche Ursachen der Veränderungen

Diese Arbeit konzentrierte sich auf die Veränderungen, die in Luftdruckbeobachtungen über mehr als 100 Jahre zu finden sind. Die Prozesse hinter diesen Veränderungen können in dieser Arbeit nicht betrachtet werden, dennoch sollen hier kurz in Fortführung des Kapitels 2.2 einige mögliche Ursachen aufgezeigt werden.

Die wichtigsten Parameter, die Einfluss auf die Entstehung von Zyklonen haben, sind der meridionale Temperaturgradient, die vertikale Windscherung und die statische Stabilität. Auch der hydrologische Kreislauf spielt eine große Rolle, da großflächige Kondensation die statische Stabilität reduziert. Je nach Gebiet sind verschiedene Parameter wichtiger als andere, da die Entstehung von Zyklonen in mittleren und hohen Breiten anders verläuft als in den Tropen.

Einerseits kommt es zu einer Intensivierung extremer Luftdrücke in mittleren und hohen Breiten, wie im Nordatlantik in der vorliegenden Arbeit deutlich zu erkennen. Andererseits zeigen aber auch viele Arbeiten, dass die Zahl der weniger intensiven Zyklonen abnimmt. Die Ursachen könnten darin liegen, dass dort die Verringerung der Baroklinität am Boden zu einer geringeren Anzahl an Zyklonen und eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs zu einer höheren Anzahl an besonders extremen Zyklonen führt (Káas et al., 2001; Carnell und Senior, 1998). In idealisierten Modellen konnte gezeigt werden, dass sich Zyklonen in feuchter Umgebung schneller und intensiver entwickeln als in trockener (Balasubramanian und Yau,

1996). Die kinetischen Energie der Zyklonen nimmt während ihres Entwicklungsprozesses deutlich schneller zu als in trockener Umgebung.

Eine größere Umwandlungsrate von potentiell verfügbarer zu kinetischer Energie vermuten auch Hu et al. (2004). Sie verglichen NCEP/NCAR-Daten des Zeitraums von 1948 bis 1978 mit denen des Zeitraums von 1979 bis 2000 im Hinblick auf eine mögliche Veränderung des Energiehaushaltes. Dabei fanden sie in mittleren und hohen Breiten eine Erhöhung der kinetischen nicht aber der verfügbaren potentiellen Energie. Sowohl die mittlere kinetische als auch die kinetische Energie der synoptischen Störungen erhöhten sich. Dies würde einerseits darauf hindeuten, dass es zu einer stärkeren zonalen Strömung verbunden mit einem geringen meridionalen Wärmefluss kommt, andererseits, dass eine höhere Anzahl Zyklonen verbunden mit einem hohen meridionalen Wärmefluss zu finden ist. Hu et al. (2004) deuteten diesen Widerspruch so, dass es zu weniger, dafür aber intensiveren Zyklonen kommt, da so die über die betrachteten Zeiträume mittlere Erhöhung der kinetischen Energie der mittleren Strömung wie auch der synoptischen Störungen erklärt werden kann.

Hu et al. (2004) zeigen außerdem, dass die kinetische Energie in den Tropen leicht zurückgegangen ist. Dies deutet darauf hin, dass die tropischen Zyklonen nicht zunehmen, wie es auch die vorliegende Studie nahe legt. Die Annahme, dass eine Erhöhung der SST (sea surface temperature, Meeresoberflächentemperatur) zu einer Erhöhung der Anzahl tropischer Zyklonen führen würde, ist zu einfach (Henderson-Sellers et al., 1998). Ebenso erhöht sich nämlich auch die Temperatur in der oberen Troposphäre, wodurch sich die statische Stabilität trotz erhöhter SST nicht verändern würde. Es gibt auch Anzeichen für eine Erhöhung der vertikalen Windscherung und einer Abnahme der relativen Vorticity am Boden (Bengtsson et al., 1996). Die Ergebnisse der Untersuchungen in den Tropen zeigen allerdings noch viele Unsicherheiten. So ergeben z.B. Studien von Knutson und Tuleya (2004) eine stärkere Intensivierung von tropischen Zyklonen, da eine erhöhte verfügbare potentielle Energie vorhanden ist, die verstärkte Konvektionen zulässt.

## 7.4 Ausblick

Aufgrund des anthropogenen Klimawandels muss der Mensch nicht nur mit im Mittel höheren Temperaturen und regional auftretenden Dürren oder Überschwemmungen rechnen, sondern auch mit intensiveren Stürmen, die besonders in den mittleren und hohen Breiten des Nordatlantiks schon heute auftreten.

Bei der Untersuchung von Beobachtungen liegt das Hauptproblem darin, zu unterscheiden, was natürliche Variabilität darstellt und was auf der anderen Seite anthropogen verursacht ist. Daher ist es wichtig, möglichst lange Zeitreihen auszuwerten. Die Beobachtungszahlen in den Zeiten vor 1950 liegen allerdings sehr niedrig, was eine Aussage über einen langfristigen Trend schwer macht. Dieses Problem lässt sich nicht nachträglich lösen. Wichtig ist jedoch herauszufinden, welchen Einfluss diese schwankenden Beobachtungszahlen auf den Trend haben. Mit der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die Fehler, die aus dieser stark variierenden Beobachtungszahl resultieren, zu bestimmen. Dies kann natürlich nur eine statistische

Abschätzung sein. Jedoch zeigt sich, dass bei Untersuchungen von langfristigen Änderungen in Beobachtungsdaten diese Fehler nicht vernachlässigen werden dürfen, sondern großen Einfluss auf die Aussagekraft der Ergebnisse haben. Mit fortschreitender Zeit wird man genaueres über einen langfristigen Trend sagen können. Bis dahin bleiben Modellrechnungen, die die zukünftige Entwicklung berechnen. Diese Modelle sind natürlich in einiger Hinsicht auch noch verbesserungswürdig. Besonders Wolkenprozesse und damit der hydrologische Kreislauf generell können in Modellen noch nicht ausreichend gut wiedergegeben werden, weil sie mitunter sehr kleinskalige Prozesse beinhalten. In dem Zusammenhang ist es auch notwendig, die Veränderungen in den Prozessen, die zu einer veränderten Zyklonenaktivität führen, besser zu verstehen. Aufgrund der immensen Wechselwirkungen im Klimasystem sind geeignete Modelle die beste Wahl. Doch auch die Auswertung von Beobachtungen bleibt als Abgleich äußerst wichtig, auch wenn damit manchmal große Unsicherheiten verbunden sind.

# Anhang A

## A.1 Parameter der signifikanten Kurven



A.1. Parameter der signifikanten Kurven

---

Tabelle A.1: *Parameter der einzelnen signifikanten Kurven (Trendkomponente, intra-annuale und glatte Komponente, vgl. Gleichungen 5.3 bis 5.5), wie sie in den Abb. 5.6 und 5.7 dargestellt sind.*

Gebiet		16	18	20	21	22	23	24	27	28	29	30	31	32	35	36
Trend	i	1	5	5	4	1	1	-	1	-	1	5	2	4	5	1
Trend	i	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
intra-annual	j	4	4	4	1	1	1	1	-	1	3	3	5	1	3	2
	k	0	2	2	2	2	2	1	-	2	2	2	0	2	0	1
intra-annual	j	1	5	6	1	1	5	5	-	3	4	1	1	1	4	4
	k	2	1	2	0	0	0	0	-	2	2	2	0	0	1	0
intra-annual	j	2	3	5	1	2	-	6	-	4	1	2	1	1	2	1
	k	2	0	2	2	2	-	1	-	2	1	2	2	2	0	2
intra-annual	j	-	-	-	-	-	-	3	-	6	-	-	-	-	-	-
	k	-	-	-	-	-	-	2	-	2	-	-	-	-	-	-
glatt	i	4	-	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Gebiet		37	38	39	40	43	44	45	46	47	48					
Trend	i	1	2	5	2	1	1	2	3	1	2					
Trend	i	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-					
intra-annual	j	1	2	1	1	1	4	2	1	1	4					
	k	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2					
intra-annual	j	1	1	1	1	6	2	2	2	1	3					
	k	0	2	0	0	2	0	0	2	0	2					
intra-annual	j	2	1	-	1	1	5	-	1	1	4					
	k	0	0	-	2	0	0	-	0	2	0					
intra-annual	j	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
	k	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
glatt	i	4	4	4	4	4	4	-	4	4	4					

## A.2 Trend der Luftdruckperzentile ab 1951

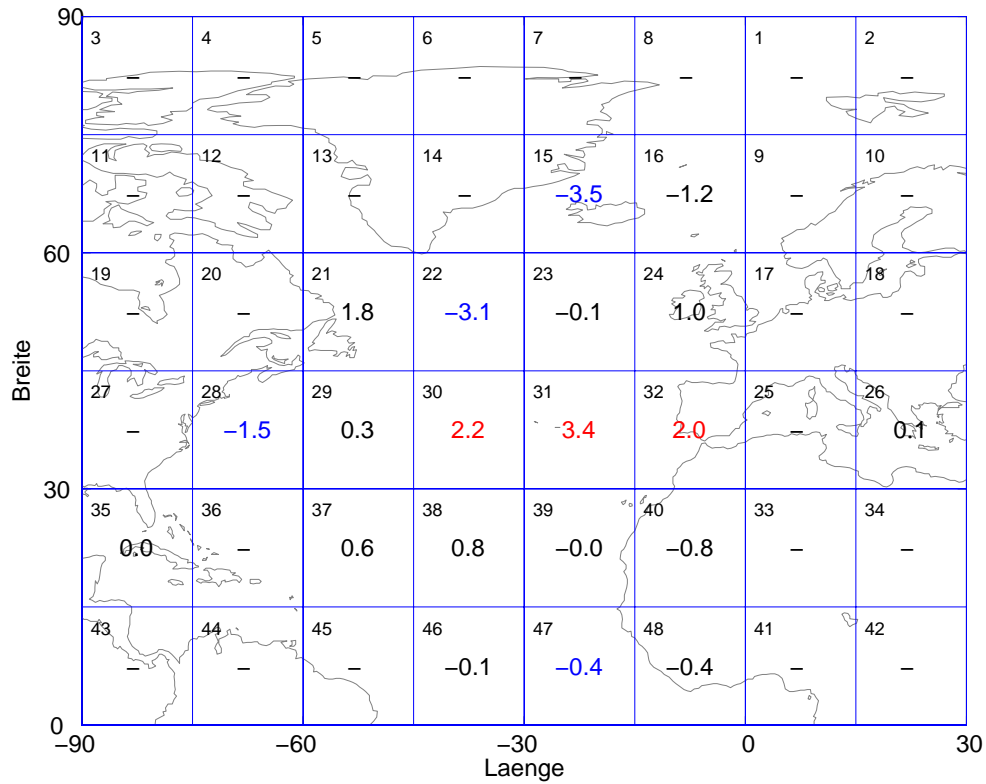


Abbildung A.1: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 47 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks. Grundlage: 1951 bis 1997  $N_{min}=4$ ,  $A_{min}=0.4$ . Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%).

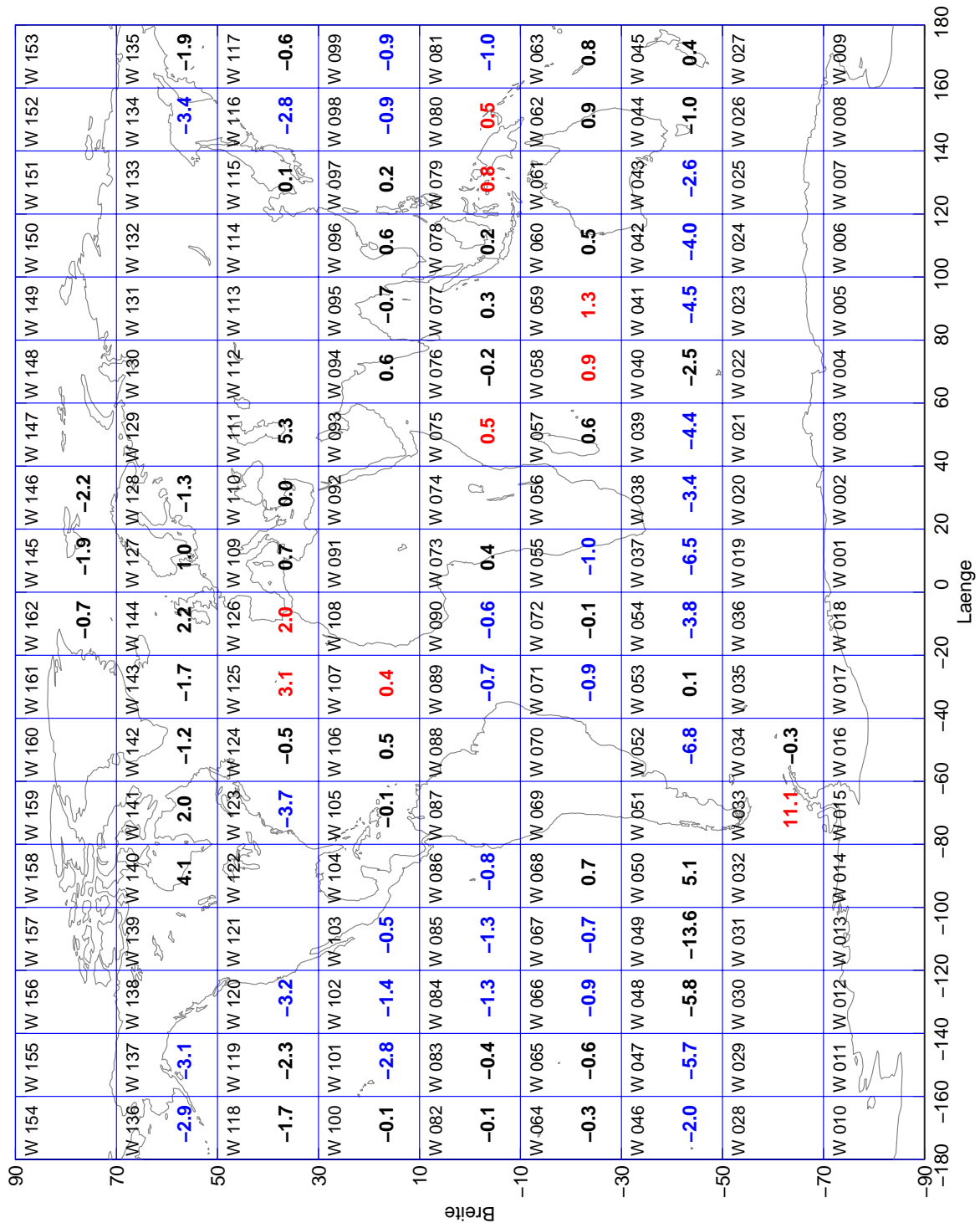


Abbildung A.2: Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 47 Jahre) in einzelnen Gebieten des Weltmeere (jeweils mittlere Zahl). Grundlage: 1951 bis 1997.  $N_{min}=30$ ,  $A_{min}=0.4$ . Rot: positiver signifikanter Trend, blau: negativer signifikanter Trend, schwarz: nicht signifikant (Signifikanzniveau: 5%).

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Baroklines Instabilitätsdiagramm. Nach Pichler (1997). . . . .	6
3.1	Anzahl der Luftdruckmessungen pro $1^\circ \times 1^\circ$ Gitterbox für die Zeiten 11-13 UTC summiert über die Jahre 1965 bis 1990. . . . .	15
3.2	Anzahl der Luftdruckmessungen pro Monat für die Zeiten 11-13 UTC im Nordatlantik für das Gebiet von $0^\circ$ bis $90^\circ$ N und $55^\circ$ W bis $0^\circ$ . . . . .	15
3.3	Gebietseinteilung im Nordatlantik. . . . .	16
3.4	Zeitliche Entwicklung der monatlichen Mittelwerte, der monatlichen Standardabweichung und der monatlichen Schiefe des Luftdrucks für einzelne Gebiete des Nordatlantiks. . . . .	18
3.5	Fortsetzung zu Abb. 3.4 . . . . .	19
3.6	Mittlerer Jahresgang des Luftdrucks (hPa) (1889 bis 1997) in den einzelnen Gebieten im Nordatlantik. . . . .	20
3.7	Histogramme des Luftdrucks im Gebiet H (mittlere Breiten, siehe Abb. 3.3) für die einzelnen Monate im Jahr 1990. Angepasste Normalverteilung. . . . .	21
3.8	Histogramme des Luftdrucks im Gebiet K (niedrige Breiten, siehe Abb. 3.3) für die einzelnen Monate im Jahr 1990. Angepasste Normalverteilung. . . . .	22
4.1	Verteilungsfunktion $F_X(x)$ der Luftdruckperzentile (hPa) im Juni 1996 im Nordatlantik ( $0^\circ$ bis $90^\circ$ N und $90^\circ$ W bis $30^\circ$ E), Lage des Medians und des 5%-Perzentils. . . . .	24
4.2	Korrelationskoeffizienten zwischen monatlichen Perzentilwerten von 1%, 2%, 3% bis 10% (1889 bis 1997) . . . . .	25
4.3	Zeitliche Entwicklung der 5%-Monatsperzentile des Luftdrucks in den Gebieten 15, 22, 23 und 28 (nördlich von $45^\circ$ N). . . . .	27
4.4	Zeitliche Entwicklung der 5%-Monatsperzentile des Luftdrucks in den Gebieten 31, 32, 37, und 47 (südlich von $45^\circ$ N). . . . .	28
4.5	Zeitliche Entwicklung der jahreszeitlichen 5%-Perzentile des Luftdrucks in den Gebieten 15 und 22. Getrennte Darstellung nach Frühling, Sommer, Herbst und Winter. . . . .	30
4.6	Zeitliche Entwicklung der jahreszeitlichen 5%-Perzentile des Luftdrucks in den Gebieten 37 und 47. Getrennte Darstellung nach Frühling, Sommer, Herbst und Winter. . . . .	31

---

4.7	Zeitliche Entwicklung der jahreszeitlichen 5%-Perzentile des Luftdrucks im Gebiet 46 im Winter. . . . .	32
4.8	Vorgehensweise der Monte-Carlo-Simulation. . . . .	35
4.9	Idealisierte Verteilung der 100 Perzentilwerte. . . . .	36
4.10	Standardabweichung, 95%-Konfidenzintervall und Größtfehler in Anhängigkeit von der Anzahl der Datenpunkte pro Tag (Stichprobenumfang). . . . .	36
4.11	Zeitliche Entwicklung von Standardabweichung, 95%-Konfidenzintervall und Größtfehler in den Jahren 1889 bis 1960. Monatswerte und jährlich gemittelte Werte. . . . .	38
4.12	Zeitliche Entwicklung von Standardabweichung, 95%-Konfidenzintervall und Größtfehler in den Jahren 1889 bis 1960. Mittelwerte über 5 Jahre und Mittelwerte über 10 Jahre. . . . .	38
4.13	Zeitliche Entwicklung der Standardabweichung in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks in den Jahren 1889 bis 1960. Jährlich gemittelte Werte. . . . .	40
4.14	Voraussetzungen, die bei der Trendberechnung der Perzentile ohne Einberechnung der Fehler für jedes Gebiet überprüft werden. . . . .	42
4.15	Weitere Überprüfungen in Anschluss an Abb. 4.14: Voraussetzungen, die bei der Trendberechnung der Perzentile mit Einberechnung der Fehler für jedes Gebiet überprüft werden. . . . .	43
4.16	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks und linearer Trend unter Einbeziehung der Standardabweichung bzw. des 95%-Konfidenzintervall. $N_{min}=4$ , $A_{min}=0.4$ . . . . .	46
4.17	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks und linearer Trend unter Einbeziehung Größtfehlers. $N_{min}=4$ , $A_{min}=0.4$ . . . . .	47
4.18	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks und linearer Trend unter Einbeziehung der Standardabweichung. $N_{min}=12$ , $A_{min}=0.3$ . Obere Abbildung: Frühling, untere Abbildung: Sommer. . . . .	48
4.19	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks und linearer Trend unter Einbeziehung der Standardabweichung. $N_{min}=12$ , $A_{min}=0.3$ . Obere Abbildung: Herbst, untere Abbildung: Winter. . . . .	49
4.20	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere und linearer Trend unter Einbeziehung der Standardabweichung. Grundlage: 1889 bis 1997. $N_{min}=4$ , $A_{min}=0.5$ . . . . .	52
4.21	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere und linearer Trend unter Einbeziehung der Standardabweichung (obere Zahl). Grundlage: 1889 bis 1997. $N_{min}=4$ , $A_{min}=0.7$ . . . . .	53

4.22	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 100 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere und linearer Trend unter Einbeziehung der Standardabweichung. Grundlage: 1911 bis 1997. $N_{min}=4$ , $A_{min}=0.7$ . . . . .	54
5.1	Gebiete außerhalb des Nordatlantiks, deren Luftdruckdaten einer Zeitreihenanalyse unterzogen wurden. . . . .	57
5.2	Vorgegebene Anzahl der Werte pro Tag in den einzelnen Gebieten des Nordatlantiks, die aus den Daten zufällig ausgewählt werden soll. . . . .	57
5.3	Zeitlicher Verlauf der Anzahl der Werte pro Tag, die nach der zufälligen Auswahl tatsächlich für die weiteren Berechnungen zur Verfügung steht. . . .	58
5.4	Flussdiagramm zur Durchführung der Zeitreihenzerlegung und der Extremwertanalyse. . . . .	61
5.5	Luftdruckwerte (hPa) nach Abzug des Jahresganges in vier Gebieten im Nordatlantik zusammen mit den ermittelten signifikanten Kurven. . . . .	65
5.6	Zeitliche Änderung der Luftdruckanomalien (hPa) wie sie sich in den signifikanten Funktionen ausdrückt, die aus der selektiven Zeitreihenzerlegung resultieren, dargestellt für verschiedene Gebiete des Nordatlantiks. . . . .	66
5.7	Fortsetzung zu Abb. 5.6. . . . .	67
5.8	Zeitliche Änderung der Luftdruckanomalien (hPa) wie sie sich in den Summen der signifikanten Funktionen (siehe Abb. 5.6 und 5.7) ausdrückt, die aus der selektiven Zeitreihenzerlegung resultieren, dargestellt für verschiedene Gebiete des Nordatlantiks. . . . .	68
5.9	Fortsetzung zu Abb. 5.8. . . . .	69
5.10	Luftdruckwerte (hPa), die als Extremereignisse identifiziert wurden, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	72
5.11	Fortsetzung zu Abb. 5.10. . . . .	73
5.12	Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	74
5.13	Fortsetzung zu Abb. 5.12. . . . .	75
5.14	Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt im Frühling an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Frühlinge, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	77
5.15	Fortsetzung zu Abb. 5.14. . . . .	78
5.16	Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt im Sommer an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Sommer, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	79
5.17	Fortsetzung zu Abb. 5.16. . . . .	80
5.18	Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt im Herbst an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Herbste, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	81

5.19	Fortsetzung zu Abb. 5.18. . . . .	82
5.20	Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt im Winter an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum aller Winter, dargestellt für einzelne Gebiete des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	83
5.21	Fortsetzung zu Abb. 5.20. . . . .	84
5.22	Luftdruckwerte (hPa), die als Extremereignisse identifiziert wurden, dargestellt für einzelne Gebiete außerhalb des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	86
5.23	Anteil der Extremereignisse pro Jahrzehnt an der Gesamtzahl der Extremereignisse über den gesamten Zeitraum, dargestellt für einzelne Gebiete außerhalb des Nordatlantiks in Abhängigkeit von der Zeit. . . . .	87
A.1	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 47 Jahre) in einzelnen Gebieten des Nordatlantiks. Grundlage: 1951 bis 1997 $N_{min}=4$ , $A_{min}=0.4$ . . .	100
A.2	Linearer Trend des 5%-Luftdruckperzentils (hPa pro 47 Jahre) in einzelnen Gebieten der Weltmeere. Grundlage: 1951 bis 1997. $N_{min}=30$ , $A_{min}=0.4$ . . .	101

# Tabellenverzeichnis

4.1	Ausgewählte Gebiete des Nordatlantiks, deren 5%-Monats-Perzentile in den Abb. 4.3 und 4.4 gezeigt werden. Gebietsnummer und Lage (vgl. Abb 3.3). . . . .	26
5.1	Vorgegebene Anzahl der Werte pro Tag in den einzelnen Gebieten außerhalb des Nordatlantiks, die aus den Daten zufällig ausgewählt werden soll. . . . .	58
A.1	Parameter der einzelnen signifikanten Kurven (Trendkomponente, intra-annuale und glatte Komponente, vgl. Gleichungen 5.3 bis 5.5), wie sie in den Abb. 5.6 und 5.7 dargestellt sind. . . . .	99



# Literaturverzeichnis

- Alexandersson, H., T. Schmith, K. Iden und H. Tuomenvirta (1998) Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 6, 97–120.
- Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmith und K. Iden (2000) Trend of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research*, 14, 71–73.
- Balasubramanian, G. und M. K. Yau (1996) The life cycle of a simulated marine cyclone: energetics and PV diagnostics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(4), 639–653.
- Balling Jr., R. C. und R. S. Cerveny (2003) Analysis of the duration, seasonal timing, and location of North Atlantic tropical cyclones: 1950-2002. *Geophysical Research Letters*, 30(24, 2253), CLM 3–1 – CLM 3–4.
- Bengtsson, L., M. Botzet und M. Esch (1996) Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes? *Tellus*, 48A, 57–73.
- Bijl, W., R. Flather, J. G. de Ronde und T. Schmith (1999) Changing storminess? An analysis of long-term sea level data sets. *Climate Research*, 11, 161–172.
- Cardone, V. J., J. G. Greenwood und M. A. Cane (1990) On trends in historical marine wind data. *Journal of Climate*, 3, 113–127.
- Carnell, R. E. und C. A. Senior (1998) Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *Climate Dynamics*, 14, 369–383.
- Chang, E. K. M. und Y. Fu (2002) Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity. *Journal of Climate*, 15, 642–658.
- Deutscher Wetterdienst (1987) *Allgemeine Meteorologie*. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 1. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.
- Douville, H., F. Chauvin, S. Planton, J.-F. Royer, D. Salas-Méla und S. Tyteca (2002) Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics*, 20, 45–68.

- Easterling, D. R., J. L. Evans, P. Y. Groisman, T. R. Karl, K. E. Kunkel und P. Ambenje (2000) Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(3), 417–425.
- Fyfe, J. C. (2003) Extratropical Southern Hemisphere cyclones: harbingers of climate change? *Journal of Climate*, 16, 2802–2805.
- Geng, Q. und M. Sugi (2003) Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols - study with a high-resolution AGCM. *Journal of Climate*, 16, 2262–2274.
- Graham, N. E. und H. F. Diaz (2001) Evidence for intensification of North Pacific winter cyclones since 1948. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(9), 1869–1893.
- Grieser, J., S. Trömel und C.-D. Schönwiese (2002) Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, 71, 171–183.
- Groisman, P. Y., T. Karl, D. R. Easterling, R. W. Knight, P. F. Jamason, K. J. Hennessey, R. Suppiah, C. M. Page, J. Wibig, K. Fortuniak, V. N. Razuvaev, A. Douglas, E. Forland und P.-M. Zhai (1999) Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climate change. *Climate Change*, 42, 243–283.
- Gulev, S. K., O. Zolina und S. Grigoriev (2001) Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, 17, 795–809.
- Hasse, L. (2003) Beaufort wind scale. In J. Holton, J. Pyle und J. Curry (Hg.), *Encyclopedia of Atmosphere Sciences*, 189–195. Academic Press.
- Henderson-Sellers, A., H. Zhang, G. Berz, K. Emanuel, W. Gray, C. Landsea, G. Holland, J. Lighthill, S.-L. Shieh, P. Webster und K. McGuffie (1998) Tropical cyclones and global climate change: a post-IPCC assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 19–38.
- Hilmer, M. und T. Jung (2000) Evidence for the recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters*, 27(7), 989–992.
- Holton, J. R. (1992) *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, Inc., London.
- Hoskins, B. J. und P. J. Valdes (1990) On the existence of storm-tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(15), 1854–1864.
- Hu, Q., Y. Tawaye und S. Feng (2004) Variations of the Northern Hemisphere atmospheric energetics: 1949–2000. *Journal of Climate*, 17, 1975–1986.

- Hurrell, J. W. und R. R. Dickson (2004) Climate variability over the North Atlantic. In N. C. Stenseth, G. Ottersen, J. W. Hurrell und A. Belgrano (Hg.), *Marine Ecosystems and Climate Variation - the North Atlantic*, Kapitel 2. Oxford University Press.
- IPCC (2001) *Third Assessment Report (Hg: J. T. Houghton et al.) Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, UK.
- Jung, T., M. Hilmer, E. Ruprecht und S. Kleppek (2003) Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. *Journal of Climate*, 16, 3371–3382.
- Káas, E., U. Andersen, R. Flather, J. A. Williams, D. L. Blackman, P. Lionello, F. Dalan, E. Elvini, A. Nizzero, P. Malguzzi, A. Pfizenmayer, H. von Storch, D. Dillingh, M. Philippart, J. de Ronde, M. Reistad, K. H. Midtbø, O. Vignes, H. Haakenstad, B. Hackett und I. Fossum (2001) Synthesis of the STOWASUS-2100 project (Regional storm, wave and surge scenarios for the 2100 century). Report 01-2, Danish Meteorological Institute (DMI).
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne und D. Joseph (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
- Knippertz, P., U. Ulbrich und P. Speth (2000) Changing cyclones and surface wind speeds over North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research*, 15, 109–122.
- Knutson, T. R. und R. E. Tuleya (1999) Increased hurricane intensities with CO<sub>2</sub>-induced warming as simulated using the GFDL hurricane prediction system. *Climate Dynamics*, 15, 503–519.
- Knutson, T. R. und R. E. Tuleya (2004) Impact of CO<sub>2</sub>-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *Journal of Climate*, 17(18), 3477–3495.
- Kreyszig, E. (1998) *Statistische Methoden und ihre Anwendungen*. Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- Kurz, M. (1977) *Synoptische Meteorologie*. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.
- Lambert, S. J. (1996) Intense extratropical Northern Hemisphere winter cyclone events: 1899–1991. *Journal of Geophysical Research*, 101(D16), 21 319–21 325.
- Landsea, C. W. (1993) A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, 121, 1703–1713.

- Landsea, C. W., R. A. Pielke Jr., A. M. Mestas-Nuñez und J. A. Knaff (1999) Atlantic basin hurricanes: Indices of climate changes. *Climate Change*, 42, 89–129.
- Leckebusch, G. C. und U. Ulbrich (2004) On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change*, 44, 181–193.
- Liljequist, G. H. (1974) *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig.
- Lionello, P., F. Dalan und E. Elvini (2002) Cyclones in the mediterranean region: the present and the doubled CO<sub>2</sub> climate scenarios. *Climate Research*, 22, 147–159.
- Löptien, U. und E. Ruprecht (2005) The NAO as a result of synoptic scale fluctuations. *Monthly Weather Review*. Accepted.
- May, W. und E. Roeckner (2001) A time-slice experiment with the ECAM4 AGCM at high resolution: the impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Climate Dynamics*, 17, 407–420.
- McCabe, G. J., M. P. Clark und M. C. Serreze (2001) Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *Journal of Climate*, 14, 2763–2768.
- Münchener Rück (Hg.) (2001) *Winterstürme in Europa (II): Schadenanalyse 1999, Schadenpotentiale*. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, München. <http://www.munichre.com>.
- Münchener Rück (Hg.) (2005) *Topics Geo - Jahresrückblick Naturkatastrophen 2004*. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, München. <http://www.munichre.com>.
- Ohmura, A. und M. Wild (2002) Is the hydrological cycle accelerating? *Science*, 298(5597), 1345–1346.
- Ostermeier, G. M. und J. M. Wallace (2002) Trends in the North Atlantic Oscillation - Northern Hemisphere annular mode during the twentieth century. *Journal of Climate*, 16, 336–341.
- Paciorek, C. J., J. S. Risbey, V. Ventura und R. D. Rosen (2002) Multiple indices of Northern Hemisphere cyclone activity, winter 1949-99. *Journal of Climate*, 15, 1573–1590.
- Peterson, E. W. und L. Hasse (1987) Did the Beaufort scale or the wind climate change? *Journal of Physical Oceanography*, 17, 1071–1074.
- Pichler, H. (1997) *Dynamik der Atmosphäre*. Spektrum, Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Raphael, M. (2003) Recent, large-scale changes in the extratropical Southern Hemisphere atmospheric circulation. *Journal of Climate*, 16, 2915–2924.
- Rogers, J. C. (1997) North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *Journal of Climate*, 10, 1635–1647.

- Schinke, H. (1992) *Zum Auftreten von Zyklonen mit Kerndrücken  $\leq 990$  hPa im atlantisch-europäischen Raum von 1930 bis 1991*. Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin.
- Schlittgen, R. (1998) *Einführung in die Statistik*. Oldenbourg Verlag GmbH, München.
- Schlittgen, R. und B. H. J. Streitberg (1991) *Zeitreihenanalyse*. Oldenbourg Verlag GmbH, München.
- Schmith, T., E. Káas und T.-S. Li (1998) Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analysed. *Climate Dynamics*, 14, 529–536.
- Schubert, M., J. Perlwitz, R. Blender und K. Fraedrich (1998) North Atlantic cyclones in CO<sub>2</sub>-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. *Climate Dynamics*, 18, 827–837.
- Serreze, M. C., F. Carse und R. G. Barry (1997) Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate*, 10, 453–464.
- Stein, O. und A. Hense (1994) A reconstructed time series of the number of extreme low pressure events since 1880. *Meteorologische Zeitschrift*, H.1, 43–46.
- von Storch, H., J. Guddal, K. A. Iden, T. Jónson, J. Perlwitz, M. Reistad, J. de Ronde und H. S. E. Zorita (1993) Changing statistics of storms in the North Atlantic? Report No. 116, Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) Hamburg.
- von Storch, H. und H. Reichardt (1997) A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of double atmospheric carbon dioxide concentration. *Journal of Climate*, 10, 2653–2662.
- von Storch, H. und F. W. Zwiers (2001) *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Trömel, S. (1999) *Extremwertstatistik europäischer Temperaturzeitreihen 1871-1990*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt am Main.
- Ulbrich, U. und M. Christoph (1999) A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 15, 551–559.
- WASA Group (1998) Changing waves and storms in the northeast Atlantic (Hg: H. von Storch et al.). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5), 741–760.
- Wilks, D. S. (1995) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. International Geophysics Series, Vol. 59. Academic Press, USA.

Woodruff, S. D., H. F. Diaz, J. D. Elms und S. J. Worley (1998) COADS release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(5-6), 517–526.

# Danksagung

Insbesondere möchte ich Dr. Karl Bunke meinen herzlichen Dank zukommen lassen. Er hatte jederzeit ein offenes Ohr für mich und stand mir mit Rat und Tat zur Seite.

Prof. Dr. Eberhard Ruprecht hat mit großem Einsatz die Begutachtung übernommen; dafür danke ich ihm recht herzlich. Auch Prof. Dr. Andreas Macke sei für die Übernahme der Zweitbegutachtung gedankt.

Den Menschen, die sich im Vorfeld meinen schriftlichen Ergüssen widmeten, möchte ich danken, allen voran Mario.

Mein Dank gilt ebenso allen weiteren Mitarbeitern der Abteilung „Maritime Meteorologie“, für die gute Aufnahme und die gute Atmosphäre.

Außerdem bin ich sehr dankbar für den familiären Rückhalt, auch wenn uns alle oft viele Kilometer trennen. Mein besonderer Dank gilt Karsten, der sich immer bereitwillig in den Zug gesetzt hat und so mit mir die Zeit der „Zwei Zuhause“ gemeistert hat.

Diese Arbeit lief im Rahmen des DFG-Projektes „Änderung der Sturmhäufigkeit auf dem Weltmeer, untersucht anhand von Luftdruckbeobachtungen“ (Förderkennzeichen: HA 853/13-1), das Prof. Dr. Lutz Hasse initiierte.





# Lebenslauf

<b>Name</b>	Nadja Saleck
Geburtsdatum	19. November 1976
Geburtsort	Frankfurt (Main)
Staatsangehörigkeit	deutsch
<b>Schule</b>	
1983-1987	Grundschule: Mittelpunktschule Goldener Grund in Selters (Taunus)
1987-1996	Gymnasium: Marienschule in Limburg (Lahn) Abschluss: Allgemeine Hochschulreife
<b>Universität - Studium</b>	
Okt. 1996-Aug. 2002	Studium der <i>Marinen Umweltwissenschaften</i> an der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg Abschluss: Dipl.-Umweltwiss.
<b>Ausland</b>	
23. Aug.-17. Sep. 1999	Sprachkurs Englisch an der University of Wales, Bangor
Sep. 1999-März 2000	Teilnahme am europäischen Austauschprogramm SOKRATES: Besuch von Veranstaltungen im Rahmen des Studiengangs <i>Physical Oceanography</i> an der University of Wales, Bangor
<b>Praktikum</b>	
14. Aug.-22. Sep. 2000	Praktikum im Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven; Arbeitsgruppe Klimasysteme - BRIOS
<b>Universität - Promotion</b>	
seit Sep. 2002	Promotion am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel: FB 1 - Ozeanzirkulation und Klimadynamik



**Erklärung**

Meine Abhandlung zur Promotion ist - abgesehen von der Beratung durch meine akademischen Lehrer - nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit. Sie hat weder ganz noch teilweise hier oder an anderer Stelle im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegen.

Kiel, 23.05.2005

(Nadja Saleck)