

Katabatische Winde über der Antarktis und die südhemisphärische Zirkulation: eine Analyse von Wechselwirkungen auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Thomas Spangehl

aus Neuss

Köln 2004

Berichtersteller:

Prof. Dr. Peter Speth

Prof. Dr. Michael Kerschgens

Tag der letzten mündlichen Prüfung:

7. Juli 2004

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	iii
Abstract	v
Liste der verwendeten Abkürzungen	vii
Kapitel 1. Einleitung	1
<hr/>	
Kapitel 2. Forschungsstand und Ziel der Arbeit	3
<hr/>	
2.1 Stand der Forschung.....	3
2.2 Ziel der Arbeit	13
Kapitel 3. Datengrundlage und Methodik	15
<hr/>	
3.1 Datengrundlage	15
3.2 Statistische Methoden	20
3.3 Verfahren zur Erfassung von Zyklonen und Antizyklonen.....	23
3.3.1 Identifikation.....	23
3.3.2 Zugbahnberechnung	25
3.3.3 Zugbahndatensätze	26
3.4 Zeitreihenfilterung.....	27
3.5 Analyse nach Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF-Analyse).....	27
Kapitel 4. Identifikation regionaler katabatischer Abflussereignisse	30
<hr/>	
4.1 Methodik	30
4.1.1 Windrichtungsstatistiken	30
4.1.2 Katabatische Windrichtung (KWR)	34
4.1.3 Lokaler katabatischer Abflussindex	36
4.1.4 Regionaler katabatischer Abflussindex	38
4.2 Untersuchungsregionen.....	40
4.2.1 Reeves Gletscher	41
4.2.2 Adélie Küste	42
4.2.3 Vincennes Bucht.....	44
4.2.4 Shackleton Eisschelf.....	45
4.2.5 Amery Eisschelf	45
4.2.6 Enderbyland.....	47
4.2.7 Ekström Eisschelf.....	47
4.2.8 Ross Eisschelf.....	48
4.3 Bemerkungen zur Fehlerschätzung.....	49

Kapitel 5. Inversionsstärke	52
5.1 Methodik.....	52
5.2 Inversionsstärke aus EZMW-Analysen	53
5.2.1 Langjähriges Mittel	54
5.2.2 Kompositstudien.....	55
5.3 Inversionsstärke aus Stationsdaten	59
Kapitel 6. Synoptischskalige Aktivität und Blockierungen	63
6.1 Südhemisphärische Zyklonenaktivität.....	63
6.2 Zyklonenaktivität im Wintermittel anhand der NCEP2-Reanalysen.....	67
6.3 Katabatischer Abfluss und Zyklonenaktivität.....	71
6.4 Zur Bedeutung synoptischskaliger Antizyklonen und Blockierungen.....	76
6.5 Katabatischer Abfluss und Antizyklonen	78
Kapitel 7. Großskalige atmosphärische Zirkulation	81
7.1 Zirkulationsanomalien: Kompositstudien.....	81
7.2 Interannuale und intrasaisonale Variabilität	85
7.2.1 Anwendung von Zeitreihenfilterung und EOF-Analyse.....	85
7.2.2 Katabatischer Abfluss und intrasaisonale Zirkulationsvariabilität	91
7.2.3 Katabatischer Abfluss und interannuale Zirkulationsvariabilität.....	94
7.3 Hemisphärische Zirkulationsanomalien und Telekonnektionen.....	96
7.3.1 AAO-Index, SO-Index und TP-Index	96
7.3.2 MSLP-Anomalien und Zugbahnregime von Zyklonen	97
7.3.3 Bedeutung für katabatischen Wind	100
Kapitel 8. Fallbeispiele	102
Kapitel 9. Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick	109
9.1 Zusammenfassung und Diskussion	109
9.1.1 Identifikationsmethode für katabatischen Abfluss.....	109
9.1.2 Wechselwirkungen mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation.....	112
9.2 Ausblick.....	119
Literaturverzeichnis	121
Anhang	
A1: Charakteristika des Bandpass- und Tiefpassfilters	130
A2: Parameter zur Berechnung von Zyklonen- und Antizyklonen	131
A3: Berechnung von geostrophischem Wind und Rotationswind	132

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Zusammenhang zwischen der Aktivität katabatischer Winde in der Antarktis und der südhemisphärischen atmosphärischen Zirkulation untersucht. Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Rolle der Variabilität der südhemisphärischen Zirkulation auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen gelegt. Die für das Auftreten starker katabatischer Winde relevanten Mechanismen werden analysiert. Es soll überprüft werden, inwiefern katabatische Winde über den Mechanismus kontinentalskaliger Massenabflüsse aus der Antarktis heraus als fester Bestandteil der südhemisphärischen Zirkulation verstanden werden können. Eine Bedeutung bekommt dabei die Fragestellung, ob sich eine Verbindung zwischen katabatischen Winden und der Stärke eines zirkumpolaren Wirbels in der mittleren Troposphäre nachweisen läßt.

Die Erfassung der Variabilität katabatischer Winde im Winter wird ausgehend von Beobachtungsdaten automatischer und bemannter Wetterstationen durchgeführt. Für eine Reihe von Konfluenzzonen des katabatischen Massenabflusses entlang der antarktischen Küste liegen Messzeitreihen des bodennahen Windes in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung für den Zeitraum ab 1980 vor. Zusätzlich kann zur Erfassung der vertikalen Temperaturverteilung auf Radiosondendaten von einzelnen aerologischen Stationen sowie auf operationelle Analysedaten zurückgegriffen werden. Darauf aufbauend kann die katabatische Natur des Massenabflusses durch Betrachtung der antarktischen Bodeninversion belegt werden. Die Verhältnisse die südhemisphärische Zirkulation betreffend werden ausgehend von operationellen Analysedaten erfasst. In einem ersten Schritt wird eine Identifikation katabatischer Massenabflussereignisse innerhalb verschiedener Untersuchungsregionen durchgeführt. Hierzu kommt ein im Rahmen dieser Arbeit entwickeltes objektives Verfahren zur Anwendung, welches auf der Aufstellung eines katabatischen Abflussindizes (KAI) beruht. Die Zusammenhänge zur südhemisphärischen Zirkulation werden mit Hilfe statistischer Methoden untersucht. Es wird zunächst die Rolle von synoptischer Aktivität näher beleuchtet. Es wird gezeigt, dass starke katabatische Winde bevorzugt zu Phasen abgeschwächter Zyklonenaktivität und einer hieraus resultierenden Verstärkung der regionalen Bodeninversion auftreten. Für einzelne Regionen wird darüber hinaus die herausragende Bedeutung von Blockierungen für das Auftreten starker katabatischer Winde nachgewiesen.

Die Analyse der mit katabatischen Abflussereignissen einhergehenden Anomalien der großskaligen atmosphärischen Zirkulation stellt den Schwerpunkt der Arbeit dar. Die Rolle von Zirkulationsvariabilität auf der intrasaisonalen als auch der interannualen Skala werden gesondert beleuchtet. Auf der intrasaisonalen Skala wird die Bedeutung von planetaren Wellen der Zahlen 3 und 4 nachgewiesen. Auf der interannualen Skala dominiert der Einfluss von planetaren Wellen der Zahl 3. Als unterstützende Mechanismen für das Auftreten starker katabatischer Winde werden erhöhter antizyklonaler Einfluss nahe der Abflussregion sowie verstärkte Advektion von Luftmassen aus dem Inneren der Antarktis heraus identifiziert. Darüber hinaus wird für einige Regionen eine Verbindung zur Stärke des zirkumpolaren Wirbels aufgezeigt.

Starke katabatische Winde treten dabei bevorzugt zu Phasen eines abgeschwächten Zirkumpolarwirbels auf. Schließlich wird über Zirkulationsindizes die Rolle von großskaligen Zirkulationsanomalien und Telekonnektionen untersucht. Insbesondere für katabatische Abflüsse über die Adélie Küste wird ein deutlicher Zusammenhang zur Antarktischen Oszillation nachgewiesen. Besondere Aufmerksamkeit wird an dieser Stelle den Zugbahnregimen synoptischskaliger Zyklonen gewidmet, welche mit niederfrequenten Zirkulationsanomalien einhergehen können. So lassen die gefundenen Zusammenhänge sich zum großen Teil auf eine meridionale Verschiebung von Zyklonenbahnen zurückführen. Das Auftreten starker katabatischer Winde wird begünstigt durch eine Abschwächung der Zyklonenaktivität nahe der antarktischen Küste.

Abschließend kann somit festgestellt werden, dass sich eine Verbindung zwischen katabatischen Winden und der Stärke des zirkumpolaren Wirbels nachweisen lässt. Diese ist im Einklang mit dem bisher anhand von Modellstudien gezeigten Konzept der Wechselwirkung zwischen kontinentalskaligen katabatischen Massenabflüssen und der Variabilität eines ober-troposphärischen Wirbels. Auf der anderen Seite muss bei der Interpretation der anhand von Stationsdaten gefundenen Zusammenhänge jedoch vor allem die Rolle von synoptischer Aktivität bedacht werden. Besonders die Zyklonenaktivität ist eng gekoppelt an großskalige und niederfrequente Zirkulationsvariabilität und kann darüber entscheidenden Einfluss auf die Variabilität katabatischer Winde entlang der antarktischen Küste haben.

Abstract

This study investigates the relationship between the variability of katabatic winds over the Antarctic continent and the Southern Hemisphere atmospheric circulation. The main objective is to clarify the role of atmospheric circulation variability on different spatial and temporal scales. The occurrence of strong katabatic winds over coastal zones is analysed as well as the associated mechanisms. The existence of continental scale mass flux mechanisms is reviewed in order to analyse the role of katabatic winds as an integrated part of the Southern Hemisphere mean circulation. Of special interest is the question, in how far a connection between katabatic winds and the strength of the circumpolar vortex can be demonstrated.

The variability of katabatic winds in winter is quantified based on automatic weather station and manned station data. These provide near surface winds time series with high temporal and spatial resolution back to 1980 for several confluence zones of cold air outflow along the Antarctic. Additionally, vertical temperature profiles are available from radiosonde data and operational analysis. This high resolution datasets allows the verification of the katabatic nature of the outflow by regarding the strength of the Antarctic surface inversion which is now provided in good accuracy. On the other hand, Southern Hemisphere circulation variability is assessed by operational analysis data. The identification of katabatic outflow events for different regions is performed by an objective index method called KAI (from German: **K**atabatischer **A**bfluss **I**ndex). This procedure enables the statistical investigation of the connections with the Southern Hemisphere circulation. In a first step, the relationship with synoptic scale activity is assessed. Results demonstrate that strong katabatic winds coincide with phases of reduced cyclonic activity close to the region and a strengthening of the regional surface inversion. Moreover, blocking plays an important role for the occurrence of strong katabatic winds in several regions.

The main focus of the work is to identify the large scale anomalies of the Southern Hemisphere atmospheric circulation which are relevant for the occurrence of strong katabatic winds. Circulation variability is separately analysed on intraseasonal and interannual time scales: while wave numbers 3 and 4 are significant for katabatic outflow on the intraseasonal time scale, wave number 3 is most important on the interannual time scale. Results show that anticyclonic circulation and enhanced advection of cold air masses from the interior of the Antarctic continent are the main mechanisms that trigger the occurrence of strong katabatic winds. Furthermore, a number of regions reveal clear evidence for a linkage with the strength of the circumpolar vortex: strong katabatic winds are more likely to occur when the circumpolar vortex is weak. Finally, circulation indices are used to investigate the influence of large scale circulation anomalies and teleconnections. A strong relationship with the Antarctic Oscillation is found, especially for katabatic winds over the Adélie Coast. Special attention is given to cyclone track regimes which coincide with the low-frequent circulation anomalies. Most of

the connections are associated with a meridional shift of cyclone tracks. It can be concluded that katabatic winds are favoured by a weakening of cyclonic activity along the Antarctic coast.

There is a clear relationship between the occurrence of strong katabatic winds and the variability of the circumpolar vortex. This relationship is in agreement with conceptual model studies, following the idea of an interaction between continental scale mass flux and the variability of the circumpolar vortex. On the other hand, interpretation of the results from real station data must take into account the role of the synoptic scale activity. Especially the cyclonic activity is linked to large scale circulation variability. This study shows that this is an important mechanism for inducing variability of katabatic winds over coastal areas.

Liste der verwendeten Abkürzungen

AAO	Antarktische Oszillation
AAO-I	Antarktischer Oszillations-Index
ARGOS	System zur Datenerfassung
AWS	Automatische Wetter Station
BAS	British Antarctic Survey
CGDD	Climate and Global Dynamics Division
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
CLS	Collecte, Localisation, Satellites
CRU-UEA	Climate Research Unit - University of East Anglia Norwich
DOE	Department of Energy
ENSO	El Nino Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
ERA40	EZMW-Reanalysen
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
GCM	General Circulation Model
GTS	Global Telecommunication System
JJA	Juli, Juni und August
KAI	Katabatischer Abflussindex
KAE	Regionales katabatisches Abflussereignis
KWR	Katabatische Windrichtung
MSLP	Mean Sea Level Pressure
NCEP	National Centre for Environmental Prediction
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NOAA-CIRES	National Oceanic and Atmospheric Administration
PAOBS	von Hand analysierte Bodendruckdaten
PC	Principal Component
P_k	Kerndruck einer Zyklone
PW90	90% Perzentilwert
SAO	Semiannuale Oszillation
SHZ	Suedhemisphaerische Zirkulation
SO	Southern Oscillation

SO-I	Southern Oscillation-Index
SST	Sea Surface Temperature
SYNOPS	Bodenwettermeldung einer Landstation
TEMPS	verschlüsselte aerologische Meldung (TEMP=Temperatur)
TP-I	Trans Polar-Index
UKMO	United Kingdom Model
UWM	Universität Wisconsin-Madison
UTC	Universal Time Coordinated
UOW	Universität of Wisconsin-Madison
WMO	World Meteorological Organisation
WZ	Wellenzahl

1. Einleitung

Katabatische Winde gehören zu den herausragenden Erscheinungen innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht über dem antarktischen Kontinent. Sie sind gegenüber anderen Windsystemen durch eine außerordentlich hohe Persistenz ausgezeichnet. Über ihren Charakter als Grenzschichtphänomen hinaus müssen sie in klimatologischer Betrachtungsweise als wichtiger Bestandteil der bodennahen Zirkulation über der Antarktis angesehen werden und haben ferner Auswirkung auf die großskalige atmosphärische Zirkulation oberhalb der Antarktis (*Parish und Bromwich, 1991*). Durch den bodennahen Transport von sensibler Wärme liefern sie einen Beitrag zur thermischen Energiebilanz (*Dalu et al., 1993*). Darüber hinaus gehen sie mit dem Verlust von kinetischer Energie aufgrund von Bodenreibung einher und gehen so in den globalen Drehimpulshaushalt ein (*Egger, 1985*).

Katabatische Winde stehen in direkter Verbindung mit den lokalen meteorologischen Bedingungen. Je nach Region können sie zu außergewöhnlich starken Winden, niedrigen Temperaturen, schlechter Sicht in Verbindung mit Schneetreiben und damit zu insgesamt sehr lebensfeindlichen Bedingungen führen (*Loewe, 1972*). Andererseits gehen sie mit ruhigen und stabilen Hochdrucklagen einher. Die Variabilität der katabatischen Winde ist besonders in den Küstenregionen der Antarktis verbunden mit dem Auftreten von synoptischskaligen Hoch- und Tiefdruckgebieten (*Carleton, 1992; Dare und Budd, 2001*). Eine entsprechende Berücksichtigung katabatischer Winde zur Wettervorhersage an Forschungsstationen, aber auch zur Ermittlung des Einflusses auf das regionale Klima, setzt somit eine insgesamt differenzierte Betrachtungsweise voraus.

Das wechselseitige Auftreten von katabatischen Winden sowie synoptischen Störungen ist ein entscheidender Faktor für Feuchteadvektion auf den antarktischen Kontinent (*van Lipzig und van den Broeke, 2002*). Von Bedeutung sind an dieser Stelle auch Auswirkungen auf die Massenbilanz des antarktischen Eisschildes (*van Lipzig et al., 2002*), besonders vor dem Hintergrund der aktuellen Diskussion um das „Abschmelzen der Polkappen“ und dem damit verbundenen Anstieg des Meeresspiegels aufgrund anthropogen bedingter Klimaveränderung. Katabatische Winde können an einigen Stellen zur Entstehung und Aufrechterhaltung von Polynias führen und dadurch Einfluss auf den Salzgehalt in Schelfmeeren haben (*Bromwich et al., 1993*) sowie eine Rolle bei Austauschprozessen sensibler Wärme zwischen dem Ozean und der Atmosphäre spielen (*Simmonds, 1990*). Die Bedeutung katabatischer Winde für regionale und überregionale Klima- und Ökosysteme wird dadurch unterstrichen.

In einer Reihe aktueller Studien wird das Auftreten von katabatischen Winden auf Zusammenhänge zu synoptischskaliger Aktivität und Anomalien der großskaligen atmosphärischen Zirkulation untersucht. Es wird vor allem auch die Bedeutung katabatischer Winde in Hinblick auf kontinentalskalige Massenflüsse diskutiert. Insbesondere durch Anwendung konzeptioneller Modelle konnte eine wechselseitige Beeinflussung katabatischer Winde und der großskaligen atmosphärischen Zirkulation über der Antarktis gezeigt werden. Von besonderer

Bedeutung ist dabei die Ausbildung eines zyklonalen Wirbels in der oberen Troposphäre in Verbindung mit dem durch katabatische Winde bedingten bodennahen Massenverlust über der Antarktis (Egger, 1985; James, 1989). Auf Beobachtungsdaten basierende Untersuchungen der Wechselwirkungen zwischen katabatischen Winden und der südhemisphärischen Zirkulation sind oftmals auf Fallstudien oder aber die Betrachtung jeweils einzelner Regionen beschränkt und führen zu teilweise widersprüchlichen Ergebnissen. Wenige Beiträge finden sich zu der Fragestellung, auf welchen zeitlichen Skalen kontinentalskalige und hemisphärische Wechselwirkungen stattfinden können.

Eine auf Beobachtungsdaten basierende Untersuchung in integraler Betrachtungsweise liegt bisher nicht vor. Wenig diskutiert ist die Bedeutung dominanter Moden großskaliger atmosphärischer Zirkulationsvariabilität für die Variabilität katabatischer Winde, einschließlich der relevanten Kopplungsmechanismen. Hier könnte beispielsweise die Antarktische Oszillation, die Südliche Oszillation oder aber die Exzentrizität des Zirkumpolarwirbels eine Rolle spielen. Es fehlt insbesondere eine systematische Untersuchung in Hinblick auf die Bedeutung synoptischskaliger sowie großskaliger atmosphärischer Zirkulationsvariabilität für die Aktivität katabatischer Winde innerhalb verschiedener Regionen im Bereich der Antarktis. Auf der anderen Seite gilt es herauszustellen, innerhalb welcher Regionen katabatische Winde für kontinentalskalige und hemisphärische Wechselwirkungen besonders bedeutsam sind. Die jeweiligen Kopplungsmechanismen sowie die damit einhergehenden atmosphärischen Prozesse sind zu diskutieren.

2. Forschungsstand und Ziel der Arbeit

2.1 Stand der Forschung

Erste Aufzeichnungen über katabatische Winde in der Antarktis gehen auf das Jahr 1912 zurück. Die Außergewöhnlichkeit der katabatischen Winde wird im Rahmen zweier Expeditionen beobachtet. Eine von Douglas Mawson angeführten Expedition (1911-1914) zur Adélie Küste berichtet von einem bei „Cape Denison“ errichteten Winterlager über enorm starke Winde, welche dauerhaft aus Richtung des antarktischen Eisschildes wehen (Loewe, 1972). Fast zeitgleich werden einige Mitglieder von „Scott's Northern Party“ 1912 zu einer Überwinterung auf „Inexpressible Island“ am Fuße des Reeves Gletschers gezwungen. Auch hier wird die besondere Stärke der katabatischen Winde bemerkt und ist in den Aufzeichnungen von Raymon E. Priestley dokumentiert (Bromwich, 1989a).

Die Antarktis weist mit ihrem teilweise weit über 3000 m hohen Eisschild ein domartiges Erscheinungsbild mit zur Küste abfallenden Hängen auf. Der Großteil des Kontinents ist dabei südlich des Polarkreises gelegen. Aufgrund der hohen Albedo der Eisflächen sowie des allgemein niedrigen Sonnenstandes weisen große Teile der Antarktis eine negative Strahlungsbilanz auf (King und Turner, 1997). Dadurch kommt es zur Abkühlung der untersten Luftschichten und der Ausbildung einer starken Bodeninversion. Die Hangneigung bewirkt schließlich das Abgleiten der kalten und im Verhältnis zur Umgebungsluft dichteren Luftmassen in Richtung Küste (im Folgenden allgemein als „Dichteströmung“ bezeichnet). Parish und Bromwich (1986) weisen darauf hin, dass die Hangneigung erheblichen Einfluss auf die Stärke und Richtung dieser Dichteströmung hat. Besondere Aufmerksamkeit muss in diesem Zusammenhang der Corioliskraft gewidmet werden. Das den Eisdom umgebene antarktische Hinterland ist durch eine eher flach geneigte Eisoberfläche ausgezeichnet. Hangneigungen liegen hier im Mittel bei 10^{-3} (Mather und Miller, 1966). Dies führt dazu, dass sich für ein dort abgleitendes Luftpaket nach kurzer Zeit ein Gleichgewicht zwischen der Hangabtriebskraft (auch Druckgradientkraft, eigentlicher katabatischer Antrieb), der Reibungskraft sowie der Corioliskraft einstellt. Parish (1982) benutzt in diesem Zusammenhang den Begriff „Inversionswind“. Durch die Corioliskraft können Linksablenkungen der Windrichtung von 50° - 60° gegenüber der Falllinie erreicht werden (Parish und Bromwich, 1986). Oftmals wird ein sehr konstanter und persistenter Wind mit schwacher bis mittlerer Stärke beobachtet. Die starke Ablenkung durch die Corioliskraft bewirkt, dass die hangabwärts gerichtete Windkomponente gering ist und es zu einem Umströmen des Eisdomes kommt. Dadurch ist gleichzeitig der Abtransport der kalten Luftmassen gering, wodurch die starke Persistenz der Inversionswinde erklärt werden kann. In einer Reihe von Studien wird darauf hingewiesen, dass katabatische Winde die Küste durch den Einfluss der Corioliskraft mit östlicher Komponente erreichen (z.B. Davis und Mc Nider, 1997). Gegenüber den flach geneigten Eisflächen im Inneren der Antarktis kommt es in Küstennähe zu einem deutlich stärkeren Abfall des Geländes. So sind ab etwa 100 km Entfernung zur Küste Hangneigungen in der Größenordnung von 10^{-2} vorzu-

finden, welche auf bis zu 10^{-1} innerhalb eines schmalen Küstenstreifens (ca. 5 km) zunehmen können (Mather und Miller, 1966). Entsprechend können die abgleitenden Luftmassen in diesen Regionen sehr hohe Geschwindigkeiten erreichen und die Corioliskraft ($\sim v$) ist gegenüber dem Hangabtrieb und der Reibungskraft ($\sim v^2$) zu vernachlässigen. Die Windrichtung kann sich hier nahezu der Falllinie angleichen (antitripterischer Fall, Klein (2000)). Parish und Bromwich (1986) betonen, dass der Begriff „katabatischer¹ Wind“ im Sinne seiner eigentlichen Bedeutung erst in Küstennähe gerechtfertigt ist. Erst hier führt die stark abwärts gerichtete Bewegungskomponente zu einem effektiven Abtransport der bodennahen, kalten Luftmassen aus dem Landesinneren. Gleichzeitig wird dadurch jedoch auch der Ursache für den katabatischen Wind selbst entgegengewirkt. Entsprechend können katabatische Winde in Küstennähe durch einen stark wechselhaften Charakter gekennzeichnet sein. Streten (1968) weist darauf hin, dass katabatische Winde an der ostantarktischen Station „Mawson“ nicht länger als 24 Stunden andauern.

Die in Richtung der Küsten strömenden kalten Luftmassen werden außerdem in hohem Maße durch die Beschaffenheit der unterliegenden Topographie beeinflusst. So kann das stark gegliederte Gelände vor allem in Küstennähe zu einer Kanalisierung der ausströmenden Luftmassen führen. Von besonderer Bedeutung sind dabei Konfluenzzonen, welche ihren Ausgang oftmals in sich zur Küste hin öffnenden Gletschertälern finden (Parish und Bromwich, 1987). Hier kann es durch das Zusammenströmen von Luftmassen und aufgrund von Massenerhaltung zu einer zusätzlichen Beschleunigung der katabatischen Winde kommen. Derartige Küstenregionen können ein sehr großes „Einzugsgebiet“ für katabatischen Abfluss besitzen und sind daher durch ein außerordentlich starkes und persistentes katabatisches Windsystem gekennzeichnet. An einigen Stellen in der Literatur wird in diesem Zusammenhang auch von einer „Drainageströmung²“ gesprochen (z.B. James, 1989; Parish und Bromwich, 1991). Eines der wohl herausragendsten Beispiele stellt die in der Ostantarktis gelegene Region um die Adélie Küste dar. So ist das Jahresmittel der bodennahen Windgeschwindigkeiten bei Cape Denison ($142,7^{\circ}\text{O}$) und Port Martin ($141,3^{\circ}\text{O}$) mit $18,5\text{ m/s}$ im globalen Vergleich der höchste gemessene Wert überhaupt (Loewe, 1972). Ein zweites Beispiel für ein besonders ausgeprägtes katabatisches Windsystem findet sich in der Region um den an der Ross See gelegenen Reeves Gletscher (Parish und Bromwich, 1989). Dies ist sicherlich einer der Gründe, warum die Antarktis oftmals auch als „stürmischster Ort der Erde“ bezeichnet wird. Der Einfachheit halber wird im Folgenden jeglicher, im Sinne einer Dichteströmung entstandene Wind, als „katabatischer Wind“ bezeichnet. Eine Unterscheidung in „Inversionswind“ oder „Drainagewind“ wird nicht vorgenommen. Bedingt durch den Einfluss der Orographie weisen katabatische Winde eine sehr hohe „Richtungskonstanz“ auf (Parish und Waight, 1987).

In einigen Studien wird darauf hingewiesen, dass der katabatische Wind über dem Inneren der Antarktis der wichtigste Faktor zur Erklärung des mittleren bodennahen Windfeldes ist. Der synoptisch bedingte Einfluss sowie die Verhältnisse in der freien Atmosphäre werden hier als

1. aus dem Griechischen: *katábasis* = Abstieg

2. aus der englischsprachigen Literatur übernommen

eher unbedeutsam eingestuft (*siehe Parish und Bromwich, 1986; King, 1989*). Dahingegen muss für Regionen in Küstennähe sehr wohl bedacht werden, dass Zyklonen (und auch Antizyklonen) maßgeblichen Einfluss auf die dort beobachteten Windregime haben können (*siehe King, 1989; Murphy und Simmonds, 1993*). Diese Systeme sind vor allem durch ein eigenes Windfeld sowie großräumige Wolkenfelder gekennzeichnet (*siehe Goodwin, 1990*). Eine Beeinflussung des katabatischen Windsystems oder eine Überlagerung der katabatischen Winde ist daher möglich. In einer aktuellen Studien weisen *Parish und Cassano (2003a)* darauf hin, dass die durch eine hohe Richtungskonstanz gekennzeichneten küstennahen Windregime besonders in den Sommermonaten oder zu Phasen hoher Zyklonenaktivität nicht alleine durch das Vorhandensein katabatischer Winde erklärt werden können. So zeigen *Parish und Cassano (2003a)* mit Hilfe von Modellstudien, dass eine großskalige Anströmung eines sich zur Küste hin öffnenden und abfallenden Tals, unabhängig von der Richtung der Anströmung, zu einem Wind in Richtung der Falllinie führen kann. Von besonderer Bedeutung ist dabei der Einfluss der Orographie auf die bodennahe Zirkulation bei einer stabil geschichteten Grenzschicht.

Erste theoretische Ansätze zur Beschreibung des katabatischen Antriebes beruhen auf der Annahme, dass die auf ein Luftpaket wirkende Hangabtriebskraft an erster Stelle durch die Stärke der Bodeninversion sowie die Neigung des unterliegenden Geländes bestimmt wird. Pionierarbeit wurde hier von *Ball (1956, 1960)* geleistet, der zur Beschreibung katabatischer Winde ein stark vereinfachtest Zweischichtenmodell (im Folgenden als „Ball-Modell“ bezeichnet) verwendet. Die ableitende Luftschicht mit fester vertikaler Erstreckung h ist durch eine konstante potentielle Temperatur Θ gekennzeichnet. Der katabatische Antrieb F_K ist direkt proportional zu dem Unterschied der potentiellen Temperatur innerhalb der Schicht gegenüber der Umgebungsluft $\Delta\Theta$, sowie dem Neigungswinkel der unterliegenden Fläche α :

$$F_K = \rho g \alpha \frac{\Delta\Theta}{\Theta} \quad (1)$$

Hierbei ist ρ die Luftdichte und g die Erdbeschleunigung. Vorausgesetzt, dass kein geostrophischer Wind in der oberen Luftschicht vorhanden ist, stellt sich für ein derart beschleunigtes Luftpaket nach kurzer Zeit ein Gleichgewicht zwischen der Hangabtriebskraft F_K , der Reibungskraft sowie der Corioliskraft ein.

Es sei daran erinnert, dass der Ablenkungswinkel zur Falllinie dabei von der Windstärke und somit von der Neigung der unterliegenden Fläche abhängt, wodurch am Rand der Antarktis eher geringe Ablenkungswinkel der Windrichtung gegenüber der Falllinie zu finden sind. Wie außerdem oben bereits erwähnt, spielt am Rand der Antarktis aber auch die starke Gliederung der Orographie eine große Rolle und hat eine kanalisierende Wirkung auf die kalten und durch hohe Dichten gekennzeichneten, ausströmenden Luftmassen. Die Modellierung des antarktischen katabatischen Windsystems setzt daher vor allem Kenntnisse über die unterliegende Orographie voraus. Ferner werden möglichst genaue Informationen über die Temperaturverteilung in der bodennahen Atmosphäre sowie die Bodenreibung benötigt.

Erste Anwendungen des „Ball-Modells“ auf Teile der Antarktis finden sich in *Parish (1982)* auf die Ostantarktis und in *Parish und Bromwich (1986)* auf die Westantarktis. In *Parish und Bromwich (1987)* wird erstmals eine Stromlinienkarte mittlerer katabatischer Winde über der Antarktis im Winter publiziert. Verwendet werden ein hoch aufgelöster Orographiedatensatz sowie eine klimatologische Abschätzung der Bodeninversion nach einem Ansatz von *Phillpot und Zillman (1970)*. Gut wiedergegeben werden die starken katabatischen Winde innerhalb der verschiedenen küstennahen Konfluenzzonen. Dabei gilt anzumerken, dass die mit Hilfe des stark vereinfachenden Ball-Modells erzielten Ergebnisse durch Anwendung von dreidimensionalen, auf den primitiven Gleichungen beruhenden, hydrostatischen Modellen, bestätigt werden (*siehe z.B. Parish und Bromwich, 1991; Hines et al., 1995*). Mit Hilfe von Simulationen kann somit ein flächenhaftes Bild katabatischer Winde im Mittel erhalten werden, auch über den zahlreichen datenarmen Regionen der bisher wenig erschlossenen Antarktis.

Katabatische Winde bewirken den Hauptanteil der bodennahen Massentransporte über den Rand der Antarktis und stellen damit einen festen Bestandteil der südhemisphärischen Zirkulation dar (*vgl. u. a. Parish et al., 1994*). Neben der Untersuchung der großräumigen Verhältnisse im langjährigen Mittel liegt ein Forschungsschwerpunkt auf der Untersuchung regionaler antarktischer Windsysteme. Von besonderer Bedeutung für Massentransporte über den Rand der Antarktis sind dabei die oben bereits erwähnten Konfluenzzonen in Küstennähe. Vor allem der systematische Aufbau von automatischen Wetterstationen seit 1980 im Rahmen des amerikanischen Antarktisprogramms ermöglicht die Durchführung von Fallstudien sowie statistischen Untersuchungen auf Grundlage von innerhalb dieser Regionen räumlich und zeitlich hochaufgelösten Beobachtungszeitreihen bodennaher meteorologischer Parameter (Wind, Temperatur). Zur Untersuchung der Dynamik katabatischer Winde sowie relevanter ozeanischer und atmosphärischer Mechanismen werden darüber hinaus regionale sowie mesoskalige Modelle verwendet. Im Folgenden wird zunächst auf katabatische Windsysteme verschiedener Regionen entlang der antarktischen Küste eingegangen. Anschließend werden kontinentalskalige Aspekte des katabatischen Massenabflusses aus der Antarktis heraus beschrieben.

Katabatische Windsysteme in antarktischen Küstenregionen

Das katabatische Windsystem an der Adélie Küste ist durch seine besondere Stärke und Persistenz ausgezeichnet. *Wendler et al. (1997)* heben hervor, dass die an der Adélie-Küste beobachteten Winde die im Mittel stärksten, auf Meeresniveau gemessenen Windstärken überhaupt darstellen. *Parish et al. (1993b)* simulieren das katabatische Windesystem an der Adélie Küste mit einem auf den primitiven Gleichungen beruhenden, dreidimensionalen Modell. Es wird gezeigt, dass sich starker katabatischer Abfluss über einige hundert Kilometer ins Hinterland erstrecken kann. Hinweise darauf, dass sich die besondere Stärke und Persistenz des Windregimes durch großräumiges und orographisch bedingtes Zusammenströmen von Luftmassen erklären lässt, finden sich aufbauend auf Modellstudien in *Parish (1984)*, *Parish und Wendler (1991)* sowie in *Parish et al. (1993b)*. Eine Auswertung langjähriger Beobachtungszeitreihen von automatischen Wetterstationen haben *Pettré et al. (1993)* durchgeführt. Besonderes

Augenmerk wird auf den Jahresgang sowie den vornehmlich in den Sommermonaten bedeutsamen Tagesgang gelegt. Durch Simulationsrechnungen wird in diesem Zusammenhang die Bedeutung der Seeisbedeckung zur Etablierung des Land-Seewindsystems hervorgehoben. Untersuchungen zur Auswirkung des Tagesgangs in Verbindung mit einer sich etablierenden Land-Seewindzirkulation durch Nachsimulation zweier Episoden im Sommer mit Hilfe eines mesoskaligen hydrostatischen Modells finden sich in *Gallée und Pettre (1998)*. Der störende Einfluss regionaler Windsysteme und der Zyklonenaktivität auf das katabatische Windsystem ist nach *Parish et al. (1993a)* besonders im Sommer relevant. Eine Bemerkung zu synoptischen und großskaligen Rahmenbedingungen findet sich in *Parish et al. (1993b)*. Ausgehend von Radiosondendaten wird gezeigt, dass katabatischer Abfluss mit einer Ostwindanomalie in der Höhe sowie zur Küste hin abfallendem Bodendruck einhergeht. *Parish und Cassano (2003a und 2003b)* weisen in diesem Zusammenhang kritisch darauf hin, dass die in Küstennähe beobachteten antarktischen Windregime und deren hohe Richtungskonstanz auch durch synoptische Aktivität erklärt werden können. Das Auftreten starker und durch die Orographie kanalisierter Winde in einer stabil geschichteten Grenzschicht setzt nicht unbedingt katabatischen Abfluss voraus. *Petenko und Argentini (2001)* untersuchen ausgehend von zweijährigen Beobachtungszeitreihen automatischer Wetterstationen den Einfluss atmosphärischer Tiden und der damit einhergehenden halbtägigen Oszillation im Bodendruckfeld auf des Windregime. Es zeigt sich, dass dieser besonders in den Wintermonaten zu berücksichtigen ist, wenn Druckschwankungen aufgrund von Einstrahlung (und einer ganztägigen Oszillation) keine Rolle spielen.

Die Natur der ebenfalls durch besondere Intensität ausgezeichneten katabatischen Winde am Reeves Gletscher ist eingehend in einer Reihe von Studien untersucht worden. Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen katabatischen Winden und den großskaligen Rahmenbedingungen finden sich in *Bromwich (1989a)*. Grundlage der Untersuchungen sind drei Jahre umfassende Zeitreihen automatischer Wetterstationen für die Monate Februar bis April. Ein starker südlicher geostrophischer Wind über dem westlichen Ross-Meer (aus Stationsdruck berechnet) scheint katabatische Winde zu unterdrücken, während schwache zonale Druckgradienten zu einer Begünstigung führen. Unklar ist die Rolle des meridionalen Druckgradienten. Ferner wird angemerkt, dass in anderen Studien eine Reihe unterschiedlicher Interpretationen der Wechselwirkung zwischen katabatischen Winden und bodennahen Druckgradienten zu finden sind. Es wird darauf hingewiesen, dass katabatische Winde am Fuße des Reeves Gletschers dem „Bora-Typ“ entsprechen und somit einen kalten Luftstrom darstellen. Anhand von Flugzeugmessungen untersuchen *Parish und Bromwich (1989)* thermische und kinetische Eigenschaften über den Reeves Gletscher abgleitender Luftmassen. Diskutiert wird unter anderem, warum über das Schelfeis ausströmende katabatische Winde auf Satellitenaufnahmen (IR-Kanal) in Verbindung mit einem, im Vergleich zum umliegenden Schelfeis, warmen Signal erscheinen. Dieser Effekt wird dadurch erklärt, dass in den untersten Luftschichten durch den katabatischen Wind bedingte, erhöhte Turbulenz für eine Durchmischung von direkt über der Eisfläche befindlicher, kalter Luftschichten sorgt. Der katabatisch bedingte Massen-

fluss selbst stellt jedoch über die gesamte vertikale Erstreckung gesehen, einen im Vergleich zur Umgebung kälteren und dichteren Luftstrom dar. Näheres zu diesem Thema findet sich auch in *Bromwich (1989b)*.

Gallée und Schayes (1994) verwenden ein auf den primitiven Gleichungen beruhendes dreidimensionales atmosphärisches Regionalmodell zur Simulation katabatischer Winde am Reeves Gletscher und führen eine Modellvalidierung anhand von AWS durch. Die Entstehung von mesoskaligen Zyklonen in Verbindung mit starkem katabatischem Abfluss kann bestätigt werden. Eine statistische Auswertung langjähriger Beobachtungszeitreihen automatischer Wetterstationen findet sich in *Cogliani et al. (1996)*. Hervorgehoben wird die Bedeutung von Temperaturgradienten zwischen der Küste und Regionen weiter landeinwärts. Auf eine Reihe für katabatische Winde relevanter Phänomene wie Polynia¹ und Mesozyklonen wird hingewiesen. Neben monatlichen Mittelwerten von Druck, Temperatur und Wind wird das Auftreten besonders starker katabatischer Winde am Reeves Gletscher untersucht. Es wird von einer Andauer solcher Ereignisse mit typischen Zeitspannen von 2-3 Tagen berichtet, bei Wiederkehrperioden von etwa einer Woche. Die Bedeutung von Mesozyklonen wird eingehend in *Bromwich (1991)* diskutiert. *Davolio und Buzzi (2002)* untersuchen kinetische und thermische Eigenschaften von Luftpaketen bei katabatischem Abgleiten über den Reeves Gletscher entlang von Trajektorien (Lagrangsche Diagnostik) mit Hilfe eines mesoskaligen Modells. Während des Abstiegs führt erhöhte Turbulenz zu verstärktem Wärmefluss zwischen Oberfläche (negative Strahlungsbilanz) und der untersten Atmosphärenschicht und es kommt zu einer Abnahme der potentiellen Temperatur. Gleichzeitig bewirkt adiabatische Kompression eine deutliche Dämpfung dieser Temperaturabnahme. Damit werden die anhand von Flugzeugmessungen durchgeführten Beobachtungen von *Parish und Bromwich (1989)* im wesentlichen bestätigt.

Ein Großteil des antarktischen Massentransportes findet ferner über das Ross-Eisschelf statt (*Parish und Bromwich, 1998*). Über die Siple-Küste sowie angrenzende Gletscher auf das Schelfeis strömende Luftmassen können entlang des Transantarktischen Gebirges in Form eines „Barrierewindsystems“ bis ins Ross-Meer geleitet werden (*Bromwich et al., 1994; Bromwich und Liu, 1996; Seefeldt et al., 2003*). Dieser Massenfluss hat Einfluss auf das Windregime im Bereich der „Ross Insel“ und trägt dort zu dem häufigen Auftreten südlicher Winde mit bei (*siehe Parish und Bromwich, 1986*). In *Bromwich et al. (1993)* sowie in *Parish und Bromwich (1998)* wird gezeigt, dass bodennahe Massentransporte über das Ross-Eisschelf hinweg, welche mit katabatischen Winden in Verbindung stehen, durch die großskalige Druckverteilung begünstigt werden können. Weitere Untersuchungen zu Windregimen über dem Ross-Eisschelf finden sich in *Bromwich (1989a)*, *Parish und Bromwich (1989)*, *Carrasco und Bromwich (1995)*, *Gallée (1995)*, *Buzzi et al. (1997)*, *Bromwich und Liu (1996)*, *Marshall und Turner (1997)*, *Liu und Bromwich (1997)*.

1. Von Seeis befreite Stelle

Einige Studien liegen zu den durch unterschiedliche Stärke gekennzeichneten katabatischen Windregionen entlang der Ostantarktis vor. *Dare und Budd (2001)* weisen auf den starken synoptischen Einfluss auf das Windregime an der Station „Mawson“ hin. Katabatische Winde gehen dort mit mittleren Windstärken einher. Dem stehen stürmische Winden in Verbindung mit Zyklonen sowie schwachwindige Situationen gegenüber. Die synoptische Entwicklung wird anhand von Kompositen des Geopotentials in 500 hPa diskutiert. Katabatische Winde stehen in Verbindung mit einer Anhebung des Geopotentials nördlich der Region. Eine Beschreibung zweier, durch extreme Windstärken ausgezeichneter Fälle katabatischer Winde an den Stationen „Platcha“ und „Davis“ (Amery-Eisschelf/Vestfold Hills) findet sich in *Targett (1998)*. Es wird ein Bezug zu synoptischen Verhältnissen hergestellt: So begünstigt ein Rücken nahe der Stationen die bodennahe Ausstrahlung vor dem Einsetzen des starken katabatischen Windes. Tiefer Luftdruck östlich der Stationen sowie das Herannahen eines Tiefdruckgebietes begünstigen schließlich das besonders starke und bis über die Küste reichende katabatische Ausströmen. Eine Untersuchung der Verhältnisse im Bereich der Station „Casey“ (Shackleton-Eisschelf) mit Hilfe von Simulationen eines GCM findet sich in *Murphy und Simmonds (1993)*. Das Auftreten besonders starker Winde wird hier durch Überlagerung von katabatischem und geostrophischem Wind erklärt. So treten besonders starke katabatische Winde in Verbindung mit einer Zyklone dicht nordöstlich der Station auf. Ein antizyklonaler Einfluss vor Durchzug der Zyklone trägt zur Ausbildung einer besonders starken Bodeninversion bei. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die genannten Studien zur Untersuchung katabatischer Winde entlang der Ostantarktis eine Reihe unterschiedlicher und sich teilweise widersprechender Interpretationen der Wechselwirkung zwischen katabatischen Winden und der synoptischen Aktivität beinhalten. Insgesamt spielen aber sowohl antizyklonaler Einfluss zur Verstärkung der Bodeninversion als auch Zyklonen, durch überlagernde Strömung und damit den katabatischen Wind begünstigende Wirkung, eine Rolle. Anhand einer Studie von *Goodwin (1990)* lassen sich ausgehend von Niederschlagsverteilungen in Verbindung mit synoptischskaligen Zyklonen deutliche Schlüsse darauf ziehen, dass der Einfluss derartiger Systeme bis weit in das Innere der Antarktis hinein eine Rolle spielt. Niederschläge werden noch bis in 3000 m Höhe mit Zyklonen in Verbindung gebracht. In höheren Lagen spielt vor allem die diabatische Ausstrahlung eine Rolle bei der Niederschlagsbildung.

Kottmeier (1986) hat katabatische Winde über dem Ekström Eisschelf anhand von Messzeitreihen des bodennahen Windes und der Temperatur an der Station „Neumayer“ untersucht. Hier findet im Gegensatz zu einer Reihe anderer Regionen keine Kanalisierung der ausströmenden Luftmassen statt. *Heinemann (1997)* hat sich ausführlich mit der Modellierung katabatischer Winde im Bereich der Weddell-See beschäftigt. Dort gilt es besonders die Wechselwirkungen mit mesoskaligen Zyklonen und synoptischskaligen Zirkulationsregimen zu berücksichtigen. Untersuchungen anhand von Beobachtungsdaten haben gezeigt, dass Winde in diesem Bereich zu etwa 40-50% der Zeit katabatischer Natur sind (*Renfrew und Anderson, 2002*).

Kontinentalskalige Aspekte des katabatischen Massenabflusses

Während sich eine Reihe von Studien mit den Wesensmerkmalen katabatischer Winde in einzelnen Regionen beschäftigen, wird der durch katabatische Winde angetriebene Kaltluftabfluss aus der Antarktis in letzter Zeit zunehmend als kontinentalskaliger Prozess gesehen. So wird versucht die Variabilität solcher Kaltluftabflüsse über den Zusammenhang zu großskaliger atmosphärischer Zirkulationsvariabilität zu erklären.

In einer Reihe von Studien wird das durch katabatische Winde bedingte, bodennahe Abfließen von Luftmassen aus der Antarktis heraus in Verbindung mit der Dynamik eines obertroposphärischen Zirkumpolarwirbels über der Antarktis gesehen. So führt das kontinentalskalige Abfließen in den unteren Schichten aus Gründen der Massenerhaltung zu einem Rückströmen in oberen Schichten und somit zu der Produktion positiver Vorticity. Modellstudien von *Egger (1985)*, *James (1989)* sowie *Parish und Bromwich (1991)* zeigen, dass durch das Ausströmen in unteren Luftschichten die Ausbildung eines zyklonalen obertroposphärischen Wirbels mit dem Zentrum über der Antarktis erklärt werden kann. Dabei stellt sich jedoch nach kurzer Zeit ein Gleichgewicht ein. So wirken die resultierenden Druckgradienten innerhalb des Wirbels dem Ausströmen entgegen. In dem von *James (1989)* verwendeten Modell kommt der katabatische Abfluss nach kurzer Zeit zum Erliegen und gleichzeitig wird die Stärke des obertroposphärischen Wirbels überschätzt. Nach *James (1989)* müssen daher gemäß der tatsächlich beobachteten Aufrechterhaltung der katabatischen Winde weitere Prozesse für eine Abschwächung des Wirbels sorgen. Neben Reibungseffekten könnten hierbei Prozesse in Verbindung mit synoptischskaligen Zyklonen eine Rolle spielen. Denkbar wäre beispielsweise, dass eine alternde Zyklone zu einer Deformation des Wirbels führt und dadurch der Transport von Vorticity aus dem Wirbel heraus bewirkt wird. *Parish (1992a)* simuliert mit einer gegenüber *James (1989)* verbesserten Oberfläche mit einem hydrostatischen, auf den primitiven Gleichungen beruhenden Modell die wechselseitige Wirkung zwischen katabatischen Wind und den obertroposphärischen Wirbel. Nach kurzer Simulationszeit bildet sich, bedingt durch das katabatische Ausströmen, ein zyklonaler Wirbel aus. Das Zentrum befindet sich über der maximalen orographischen Erhebung und maximale Windstärken von bis zu 15 m/s werden in der oberen Troposphäre über den stark abfallenden Küsten beobachtet. Es ergibt sich eine im Vergleich zu *James (1989)* deutlich verminderte Abnahme der katabatischen Winde. So nimmt deren Intensität nach 20 Tagen Simulationszeit auf etwa ein Drittel der anfänglichen Stärke ab. *Parish (1992a)* spricht in diesem Zusammenhang von einem transienten Charakter mit An- und Abswellen der katabatischen Zirkulation. *Parish (1992b)* hebt in diesem Zusammenhang die Bedeutung des entlang der Küste stark variablen katabatischen Massenabflusses zur Erklärung von Asymmetrien des Zirkumpolarwirbels hervor und unterstreicht besonders die Bedeutung der Ostantarktis für großskalige Wechselwirkungen.

Egger (1992) beleuchtet die Problematik vor dem Hintergrund des Erhalts atmosphärischen Drehimpulses. So erreichen katabatische Winde die Küste durch Einwirkung von Corioliskraft oftmals mit östlicher Windkomponente. Bodenreibung führt zur Vernichtung von östlichem Drehimpuls, so dass der antarktische Kontinent zur Quelle westlichem atmosphärischen Dre-

himpulses wird. Dies würde zu einer anhaltenden Verstärkung des zirkumpolaren Westwindwirbels führen, wenn nicht andere Prozesse für einen Transport von westlichem Drehimpuls aus dem Wirbel heraus nach Norden sorgen würden. Egger (1992) sieht die Lösung des Problems durch aus mittleren Breiten in die antarktische Troposphäre hinein wandernden, großskaligen Wellen. Diese werden durch Wechselwirkung mit der Topographie so modifiziert, dass sie westlichen Drehimpuls aus dem Wirbel heraus transportieren können.

Weitere Hinweise darauf, dass katabatische Winde Einfluss auf die großskalige atmosphärische Zirkulation haben, finden sich in Parish et al. (1994). Simulationen mit Hilfe eines GCM zeigen, dass die Orographie der Antarktis bedeutenden Einfluss auf die Lage des zirkumpolaren Tiefdruckgürtels hat. In Experimenten ohne die antarktische Orographie (oder erhöhten Reibungskoeffizienten zur Unterdrückung der katabatischen Winde, Simmonds und Law, 1995) verschiebt sich die Lage des Tiefdruckgürtels deutlich nach Süden. Katabatische Winde könnten so maßgeblich dazu beitragen, dass sich der Tiefdruckgürtel nördlich der, in der unteren Troposphäre stark baroklinen Zone über der antarktischen Küstenlinie, befindet. Eine Reihe anderer Studien heben allerdings auch den dynamischen Einfluss der Orographie auf die Lage des zirkumpolaren Tiefdruckgürtels hervor (z.B. Baines und Fraedrich, 1989).

In anderen Studien wird die Bedeutung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation in Verbindung mit der Variabilität der Stärke der zirkumpolaren Westwinde in den mittleren und hohen Breiten hervorgehoben. Anhand einer zweijährigen Beobachtungszeitreihe der auf dem ostantarktischen Plateau gelegenen Station „Mizuho“ (70° 42'S, 44°20'O, 2230 m) heben Yasunari und Kodama (1993) die Bedeutung von Wechselwirkungen zwischen katabatischem Wind und großskaliger Zirkulationsvariabilität auf der intrasaisonalen Skala (30-40 Tage) hervor. Sie zeigen, dass intrasaisonale Fluktuationen katabatischer Winde mit der Stärke des Zirkumpolarwirbels zusammenhängen. So treten starke katabatische Winde in Verbindung mit einer Abschwächung des Zirkumpolarwirbels auf und schwache katabatische Winde umgekehrt, wenn der Zirkumpolarwirbel stark ist. Sie weisen darauf hin, dass das von ihnen gefundene Anomalienmuster des Geopotentials in 500 hPa dabei gut mit einer von Kidson (1991) gefundenen dominanten Mode der intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität übereinstimmt. Auf eine über den Index-Zyklus erklärte Verbindung zur Variabilität des indischen Sommermonsuns (siehe Yasunari, 1981) wird an dieser Stelle ferner eingegangen. Im Gegensatz dazu zeigen van den Broeke und van Lipzig (2002) durch Anwendung eines in Reanalysedaten genesteten, regionalen Klimamodells auf die Antarktis und unter Berücksichtigung der vertikalen Temperaturverteilung, dass gerade zu Phasen starker zirkumpolarer Westwinde auch verstärkter katabatischer Antrieb über weiter im Inneren der Antarktis gelegenen Bereichen (ca. 400 km von der Küste entfernt) auftreten kann. Die Ursache wird in einer Verbindung zwischen starken zirkumpolaren Westwinden und niedrigen bodennahen Temperaturen über der Ostantarktis aufgrund von reduziertem meridionalem Austausch gesehen. Der Zusammenhang zwischen der Stärke des Zirkumpolarwirbels und der bodennahen Temperatur über der Ostantarktis ist in Raper et al. (1984) sowie in Thompson und Wallace (2000) dokumentiert. Im Rahmen einer anderen Anwendung des von van den Broeke und van Lipzig (2002) verwen-

deten regionalen Klimamodells weisen *van Lipzig und van den Broeke (2002)* darauf hin, dass es besonders in Küstennähe zu einer Störung katabatischer Winde durch synoptischskalige Zyklonen kommen kann. Verstärkte Feuchteflüsse auf den antarktischen Kontinent gehen mit positiven Temperaturanomalien einher und finden in Verbindung mit transienten Störungen entlang der antarktischen Küste vorwiegend zu Phasen eines verstärkten Zirkumpolarwirbels statt. Im Gegensatz zu *Egger (1985)* und *James (1989)* schließen *van Lipzig und van den Broeke (2002)* eine Rückwirkung des katabatischen Massenabflusses auf die Stärke des Zirkumpolarwirbels jedoch aus.

Parish et al. (1993) untersuchen die Bedeutung großskaliger Antriebsmechanismen für katabatische Winde an der Adélie Küste. Ausgehend von mehrjährigen Beobachtungszeitreihen automatischer Wetterstationen sowie Vertikalsondierungen an der Station „Dumont d’Urville“ finden sie heraus, dass starke katabatische Winde mit Ostwinden in höheren Niveaus, sowie niedrigem Druck am Küstenrand und einem nach Norden gerichteten Druckgradienten einhergehen. Dabei weisen sie einerseits auf die Bedeutung kontinentalskaliger Prozesse und die Verbindung zu hemisphärischen Wechselwirkungen hin. So wird betont, dass die Auswertung von Windsondierungen oberhalb der Adélie Küste vor dem Hintergrund eines zeitlich variablen Zirkumpolarwirbels gesehen werden muss. Ferner weisen *Parish et al. (1993)* darauf hin, dass katabatische Winde an eine großskalige Massenzirkulation gekoppelt sind, und auf diese Weise zu Massenverlust und Druckabfall über der Antarktis und gleichzeitig Druckanstieg in Küstennähe führen können. Auf der anderen Seite wird zur Erklärung der beobachteten Anomalien aber auch die Relevanz von dicht vor der Küste vorbeiziehenden synoptischskaligen Zyklonen diskutiert. Durch den Einfluss der Orographie bedingte, starke ageostrophische Windkomponenten müssen an dieser Stelle berücksichtigt werden. In einer Reihe von Studien werden großskalige Wechselwirkungen in Verbindung mit katabatisch bedingtem Abfluss über das Ross-Eisschelf untersucht. *Bromwich et al. (1993)* weisen darauf hin, dass sich oberhalb der an dem Ross-Eisschelf gelegenen Siple-Küste eine der für katabatischen Massenabfluss aus der Antarktis heraus bedeutsamen Konfluenzzonen befindet. *Bromwich et al. (1993)* zeigen anhand von Satellitenbildern, dass sich Transportbänder ausströmender Luftmassen von der Siple-Küste, entlang des Transantarktischen Gebirges (Barrierewindsystem), bis zur Kante des Schelfeises erstrecken können. In einer neueren Fallstudie zeigen *Parish und Bromwich (1998)*, dass rapider Luftdruckabfall von bis zu 20 hPa während einer viertägigen Periode im Winter 1988 über weiten Teilen der Antarktis mit starkem katabatischem Ausströmen über das Ross-Eisschelf einhergeht. Gleichzeitig werden eine Reihe von Zyklonen nördlich der Antarktis beobachtet. So wird das katabatische Ausströmen über das Ross-Eisschelf durch eine Zyklone in der östlichen Ross-See unterstützt. *Bromwich et al. (1993)* untersuchen statistisch das Auftreten von katabatischem Ausströmen über das Ross-Eisschelf in den Monaten April bis August 1998 auf Zusammenhänge zur atmosphärischen Zirkulation. Als Mechanismus wird verstärkte Translation von Zyklonen aus Norden in den Ross-See Sektor in Verbindung mit einer Verstärkung der Strahlstromaufspaltung und Blockierung südlich von Neuseeland identifiziert.

2.2 Ziel der Arbeit

Bisher existiert eine ganze Anzahl von Untersuchungen, welche sich mit dem Erscheinungsbild von katabatischen Winden in einzelnen Regionen beschäftigen. Dabei liegt das Hauptaugenmerk oftmals auf der Betrachtung des ungestörten katabatischen Abflusses, frei von synoptischen oder anderen überlagernden Einflüssen. Nur wenige Studien stellen durch eine systematische Betrachtungsweise eine Verbindung zwischen dem Auftreten von katabatischem Abfluss und den großskalig vorgegebenen Rahmenbedingungen her. Darüber hinaus muss das katabatische Windsystem der Antarktis in seiner Gesamtheit als fester Bestandteil der südhemisphärischen Zirkulation gesehen werden. Eine kontinentalskalige Betrachtungsweise findet damit ebenso Berechtigung. Von besonderer Bedeutung ist an dieser Stelle die Wechselwirkung zwischen der Variabilität katabatischer Kaltluftabflüsse aus der Antarktis und Anomalien der südhemisphärischen atmosphärischen Zirkulation auf verschiedenen räumlichen als auch zeitlichen Skalen. Die bisher zu dieser Fragestellung durchgeführten (und teilweise oben genannten) Untersuchungen werden zum großen Teil mit Hilfe von stark vereinfachten, konzeptionellen, atmosphärischen Modellen durchgeführt. Auf der Südhemisphäre dominante Moden atmosphärischer Variabilität werden in solche Berechnungen nicht mit einbezogen. Einige Studien beschäftigen sich mit der Anwendung regionaler Klimamodelle auf die Antarktis, welche von der großskaligen Zirkulation angetrieben werden. Hier finden sich zum Teil widersprüchliche Ergebnisse. An dieser Stelle soll die hier vorliegende Studie ansetzen. Es soll überprüft werden, inwiefern sich anhand von Modellstudien gezeigte Zusammenhänge anhand von Beobachtungsdaten bestätigen lassen.

Studien, welche auf der Auswertung von Messzeitreihen basieren, beziehen sich oftmals auf einen räumlich und zeitlich eng eingegrenzten Bereich und können somit nur als Fallstudie einzelner Ereignisse oder Episoden betrachtet werden. Unterschiedliche Methoden, zum Beispiel zur Identifikation von katabatischem Abfluss, erschweren darüber hinaus einen Vergleich der Ergebnisse. Erst in den letzten Jahren ermöglicht der Ausbau des Messnetzes ein flächenhafteres Bild aufgrund von Beobachtungsdaten zu entwickeln. Insbesondere der verstärkte Aufbau von automatischen Wetterstationen (AWS) seit Beginn der 80er Jahre führt zu einer großen Anzahl von Daten über bodennahe Wind- und Temperaturverhältnisse in den durch starke katabatische Winde ausgezeichneten Konfluenzzonen entlang der antarktischen Küste. In der hier vorliegenden Arbeit werden Untersuchungen daher erstmals ausgehend von Beobachtungsdaten in integraler Betrachtungsweise durchgeführt. Mit Hilfe von Stationsdaten wird dabei zunächst für verschiedene Untersuchungsregionen eine systematische Analyse der Aktivität katabatischer Winde durchgeführt. Kontinentalskalige Aspekte des katabatischen Massenabflusses werden diskutiert. Ein Schwerpunkt liegt auf der Untersuchung von Anomalien der großskaligen atmosphärischen Zirkulation. Die Verbindung zur südhemisphärischen Zirkulation wird von der synoptischen über die intrasaisonale bis hin zur interannualen Zeitskala untersucht. Das Hauptziel der Arbeit liegt schließlich in der Herausarbeitung der physikalischen Wechselwirkungsmechanismen.

Aufbau der Arbeit

Diese Arbeit ist wie folgt gegliedert: In Kapitel 3 werden die verwendeten Daten beschrieben. Es werden ferner die zur Anwendung kommenden statistischen Methoden und Analysetechniken vorgestellt. In dem anschließenden Kapitel 4 wird das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Verfahren zur Identifikation von regionalen katabatischen Abflussereignissen, welches auf der Auswertung von Messzeitreihen des bodennahen Windes beruht, vorgestellt. Die Anwendung auf eine Reihe von Untersuchungsregionen einschließlich der jeweils verwendeten Stationen ist außerdem dokumentiert. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass sich alle Untersuchungen ausschließlich auf die Wintermonate (JJA) beziehen. So ist das katabatische Windsystem hier besonders ausgeprägt. Der Einfluss des Tagesgangs und anderer lokaler Windsysteme (z.B. Land-Seewind) muss nicht berücksichtigt werden. Es finden sich abschließend bemerkungen zur Validation der entwickelten Identifikationsmethode.

Kapitel 5 beschäftigt sich in erster Linie mit der Untersuchung der Inversionsstärke in Verbindung mit dem Auftreten starker katabatischer Winde. In dem anschließenden Kapitel 6 wird die Bedeutung von synoptischer Aktivität und Blockierungen näher beleuchtet. Ausgangspunkt ist ein objektives Verfahren zur Identifikation von Zyklonen und Antizyklonen. Es wird auf der einen Seite untersucht, inwiefern die betrachteten katabatischen Windregime durch synoptische Aktivität beeinflusst sind. Dabei wird aus Sichtweise der synoptischen Aktivität nochmals kritisch beleuchtet, inwiefern die Methode zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse zuverlässige Ergebnisse liefert. Auf der anderen Seite soll aber vor allem auch ein Beitrag zu der Fragestellung geliefert werden, welche Prozesse den im anschließenden Kapitel 7 diskutierten Wechselwirkungen der Aktivität katabatischer Winde mit der südhemisphärischen Zirkulationsvariabilität zu Grunde liegen. In Kapitel 7 werden Zusammenhänge zwischen der Aktivität katabatischer Winde in verschiedenen Untersuchungsregionen und der Variabilität der großskaligen atmosphärischen Zirkulation beleuchtet. Dabei wird zunächst das Auftreten katabatischer Abflussereignisse in Verbindung mit Zirkulationsanomalien untersucht. In einem nächsten Schritt ist das Augenmerk auf die getrennte Untersuchung verschiedener zeitlicher Skalen gerichtet. Der Schwerpunkt liegt auf der interannualen sowie der intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität. Schließlich wird die Bedeutung der wichtigsten südhemisphärischen Telekonnektionen diskutiert. In Kapitel 8 soll überprüft werden, inwiefern die mit statistischen Methoden erzielten Ergebnisse anhand von Fallbeispielen nachvollzogen werden können. Anhand dreier Fallbeispiele werden insbesondere die relevanten Mechanismen der Wechselwirkungen näher beleuchtet und diskutiert.

In Kapitel 9 werden die wesentlichen, im Rahmen dieser Arbeit erzielten Ergebnisse zusammengefasst. Dabei werden insbesondere die innerhalb der verschiedenen Kapitel erzielten Teilergebnisse in einen Kontext gestellt. Die Diskussion der Ergebnisse wird abgeschlossen mit einem Ausblick auf mögliche, weiterführende Untersuchungen.

3. Datengrundlage und Methodik

3.1 Datengrundlage

Beobachtungsdaten

Zur Untersuchung der katabatischen Windaktivität in den verschiedenen Zielregionen werden operationell genutzte Beobachtungsdaten bemannter und automatischer Stationen (SYNOPS¹) sowie Daten einer Reihe zusätzlicher automatischer Wetterstationen (AWS) verwendet. Darüber hinaus wird auf Daten von Radiosondenaufstiegen zurückgegriffen (TEMPS²).

Automatische Wetterstationen

Die meteorologischen und glaziologischen Bedingungen erschweren den Betrieb bemannter Wetterstationen in der Antarktis erheblich. Der Einsatz automatischer Wetterstationen stellt daher eine preiswerte und praktikable Alternative dar. Seit 1980 wird im Rahmen des amerikanischen Antarktisprogramms der Aufbau und der Betrieb automatischer Wetterstationen unterstützt (*siehe Stearns und Wendler, 1988*) und von der Universität Wisconsin-Madison (im Folgenden als UWM abgekürzt) durchgeführt. Die 10-minütigen Daten werden über Satellit zeitnah mit Hilfe des ARGOS³ weitergeleitet und können so bei der Erstellung von operationellen Analysen berücksichtigt werden. In dieser Arbeit werden von der UWM bereitgestellte und zu den Haupt- (0, 6, 12, 18 UTC) und Nebenterminen (3, 9, 15, 21 UTC) vorliegende Stationsdaten verwendet. Diese 3-stündigen Daten sind bereits einer ersten Qualitätskontrolle unterzogen worden und können mit einiger zeitlicher Verzögerung direkt über das Internet (<http://uwamrc.ssec.wisc.edu/>) bezogen werden. Es werden in erster Linie Windstärke und Windrichtung, darüber hinaus auch Stationsdruck und Temperatur verwendet. Der Wind wird in 3 m Höhe gemessen. Es sei darauf hingewiesen, dass die Windrichtung zwar in 1° Auflösung angegeben wird, doch stehen aufgrund der 8 Bit Verschlüsselung des ARGOS für jede Station nur 256 der 360 möglichen Richtungen (einschließlich umlaufender Wind) zur Verfügung (*siehe King und Turner, 1997*). Im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit wurden Daten von insgesamt 89 über die UWM erhaltener AWS ausgewertet. Für nähere Informationen zu den Stationen, welche schließlich Eingang in die Berechnungen der vorliegenden Arbeit finden, sei auf Kapitel 4 verwiesen.

-
1. in verschlüsselter Form verbreitete Bodenwettermeldung einer Landstation
 2. in verschlüsselter Form verbreitete aerologische Meldung einer Landstation
 3. von der CLS (Collecte, Localisation, Satellites) betriebenes System zur weltweiten Aufnahme von Daten fester und bewegter Plattformen auf telemetrischer Basis

GTS-SYNOPS

Über das GTS (aus dem Englischen: **G**lobal **T**elecommunication **S**ystem) verbreitete SYNOPS können in dekodierter Form über die englische Antarktis-Forschungseinrichtung BAS (engl. **B**ritish **A**ntarctic **S**urvey) bezogen werden (<http://www.antarctica.ac.uk/met/metlog/>). Die Daten liegen zu den Haupt- und Nebenterminen vor. Es werden Windstärke und Windrichtung sowie die Temperatur und der Stationsdruck verwendet. Die Windrichtung liegt in 10° Auflösung vor. Es stehen 78 Stationen zur Verfügung. Auch hier sei für die Beschreibung der in die endgültigen Berechnungen eingehenden Stationen auf Kapitel 4 verwiesen. Es sei ferner darauf hingewiesen, dass einige der über die UOW bereitgestellten AWS-Daten in das GTS eingespeist werden und somit gleichzeitig über den BAS bezogen werden können. Für den Fall, dass Zeitreihen sowohl über die UOW, als auch den BAS zur Verfügung gestellt werden, wird aufgrund der höheren Auflösung der Windrichtung auf die Daten der UOW zurückgegriffen.

Radiosondendaten (TEMPS)

Schließlich kann über den BAS noch eine beschränkte Anzahl von TEMPS erhalten werden. Es werden Daten von 10 Stationen betrachtet (siehe Abb. 3.1).

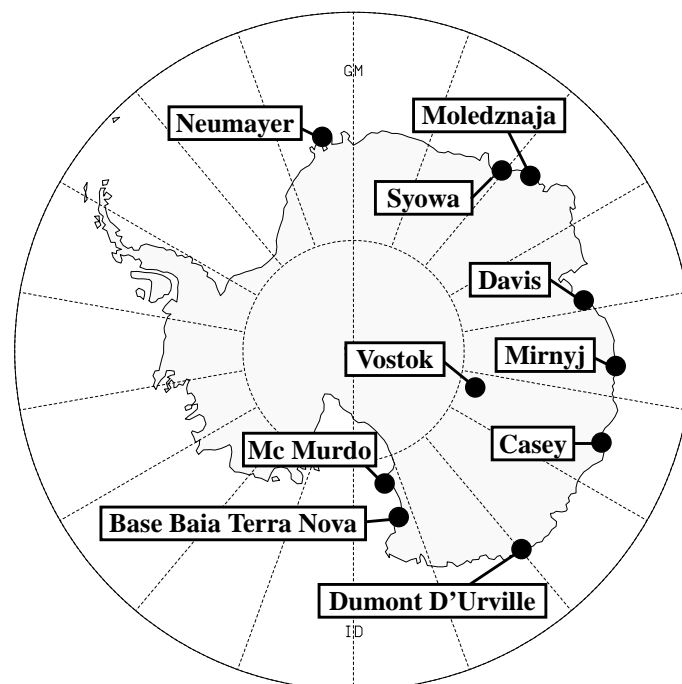


Abb. 3.1: Karte der aerologischen Stationen. Nähere Angaben zu den Stationen siehe Kapitel 5.

Es sei darauf hingewiesen, dass die in dieser Arbeit verwendeten Beobachtungsdaten (AWS, SYNOP, TEMP) für die 20 Jahre von 1980 bis 1999 eine besonders hohe räumliche und zeitliche Auflösung aufweisen. Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen konzentrieren sich daher auf diesen Zeitraum.

Operationelle Analysedaten und Reanalysedaten

Zur Beschreibung der südhemisphärischen Zirkulation werden sowohl digital vorliegende Analysedaten aus dem operationellen Vorhersagedienst, als auch Reanalysedaten verwendet. Reanalysedaten haben gegenüber den operationellen Analysen den Vorteil, dass die räumliche und zeitliche Auflösung des im Vorhersagezyklus verwendeten Modells über den gesamten Zeitraum unverändert ist. Ferner werden einheitliche Verfahren zur Qualitätskontrolle und Datenassimilation verwendet. Schließlich kann zur Erstellung der Reanalysedatensätze auf ein breiteres Spektrum an eingehenden Beobachtungsdaten zurückgegriffen werden. Daher sind Reanalysedaten besonders für statistische Untersuchungen vor klimatologischem Hintergrund geeignet. Es sei aber darauf hingewiesen, dass auch Reanalysedatensätze nicht frei von Inhomogenitäten sind. So kann die Art der verwendeten Eingangsdaten über einen längeren Analysezeitraum hinweg durchaus variabel sein. Ein bekanntes Beispiel stellt die Einführung von Satellitendaten in dem Jahr 1979 dar (*siehe Hodges et al., 2003*). Hierdurch in den Reanalysedaten künstlich hervorgerufene Diskontinuitäten gilt es bei der Auswertung von Untersuchungsergebnissen zu berücksichtigen. Die seit längerem verfügbaren NCEP¹/NCAR²-Reanalysen (in einem Gemeinschaftsprojekt am NCEP/NCAR erstellt, in der Literatur oftmals auch als NCEP-Reanalysen bezeichnet), welche den in dieser Arbeit betrachteten Untersuchungszeitraum abdecken, weisen für die Südhemisphäre eine Reihe von Problemen auf. Es stellten sich im Nachhinein beispielsweise Fehler bei der Datenassimilation heraus. So werden im Bereich der datenarmen Regionen des südlichen Ozeans von Hand analysierte Bodendruckdaten (PAOBS) berücksichtigt, welche jedoch um 180 Längengrade verschoben assimiliert wurden. Weiteres zu dem PAOBS-Problem und insbesondere der Bedeutung für MSLP-Felder findet sich in *Simmonds und Keay (2000)* sowie in *Simmonds et al (2003)*.

Eine überarbeitete Neuauflage der NCEP/NCAR-Reanalysen stellen die am NCEP/DOE³ erstellten Reanalysen (im Folgenden als NCEP2-Reanalysen bezeichnet) dar (*siehe Kanamitsu et al., 2002*). Neben den NCEP2-Reanalysen stehen in jüngster Zeit auch die am EZMW erstellten Reanalysen der zweiten Generation (ERA40) zur Verfügung und decken den in dieser Arbeit betrachteten Untersuchungszeitraum ab.

Operationelle Analysen (EZMW)

Da erst gegen Abschluss der Arbeiten qualitativ hochwertige Reanalysedatensätze auch für die Südhemisphäre zur Verfügung stehen, werden für Untersuchungen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation sowie der bodennahen Inversion vom EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage) bereitgestellte operationelle Analysen verwendet. *Cullather et al. (1997)* weisen darauf hin, dass die meteorologischen Verhältnisse über der Antarktis

-
1. Abkürzungen aus dem Englischen: National Centre for Environmental Prediction (NCEP)
 2. National Center for Atmospheric Research (NCAR)
 3. Department of Energy (DOE)

von den EZMW-Analysen besser wiedergeben werden, als von den NCEP-Analysen. Es werden Daten des Geopotentials in 500 hPa betrachtet sowie Temperaturdaten in 2 m und auf allen verfügbaren Modellniveaus. *Connolley und Harangozo (2001)* führen eine Validierung überprüfender Analyse- und Reanalysedaten anhand von Beobachtungsdaten für den Bereich der hohen südlichen Breiten durch. Die Qualität des Geopotentials in 500 hPa aus den EZMW-Analysen wird dabei positiv und besser als bei vergleichbaren Reanalysedatensätzen bewertet. Auf die insgesamt nicht zufriedenstellende Erfassung der bodennahen Temperatur über der Antarktis in Analyse- und Reanalysedatensätzen wird hingewiesen. Insbesondere bei bodennahen Feldern über orographisch stark gegliedertem Gelände wie dem antarktischen Eisschild gilt es die Abhängigkeit von der räumlichen Auflösung zu berücksichtigen (*Genthon, 1994; Genthon und Braun, 1995*).

Die Geopotentialdaten liegen bis einschließlich 1988 für einen Termin pro Tag (0 UTC), ab 1.1.1989 für vier Termine pro Tag (0, 6, 12, 18 UTC) vor. Die Daten liegen zunächst in unterschiedlichen Wellenzahlaufösungen vor. Diese beträgt T80 für den Zeitraum vom 1.9.1979 bis zum 20.4.1983 (Ausnahme: 7/1982 und 9/1982 nur T63). Vom 21.4.1983 bis zum 31.12.88 beträgt die dargestellte Auflösung der Daten T63 und ab dem 1.1.1989 beträgt diese T106. Die Daten werden für den gesamten Zeitraum auf ein reguläres geographisches Gitter von $2,5^\circ$ transformiert. Es sei darauf hingewiesen, dass eine Anpassung an eine einheitliche spektrale Darstellung durch das Abschneiden höherer Wellenzahlen, wie beispielsweise in *Sogalla (1996)*, nicht vorgenommen wird. Neben der spektralen Darstellung der Daten gilt es die Auflösung des zu Grunde liegenden Vorhersagemodells zu bedenken. Diese wurde im Laufe des Untersuchungszeitraumes mehrmals erhöht. Eine Betrachtung des Einflusses der verschiedenen zu Grunde liegenden Auflösungen des Modells sowie der verschiedenen dargestellten Wellenzahlaufösungen im Hinblick auf künstlich erzeugte Trends hat gezeigt, dass dies bei Geopotentialfeldern in 500 hPa im Rahmen der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen zu vernachlässigen ist. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass sich die unterschiedlichen zugrunde liegenden Auflösungen sehr wohl in Bodennähe bemerkbar machen und bei statistischen Untersuchungen zu berücksichtigen sind (siehe Kapitel 5). Zur Berechnung der bodennahen Stromfunktion werden zusätzlich Daten der Vorticity und Divergenz auf dem in der atmosphärischen Grenzschicht gelegenen Modellniveau 18 der Wintermonate JJA für die Jahre 1990 und 1991 verwendet.

Zur Berechnung der Inversionsstärke (siehe Kapitel 5) werden in 2 m Höhe über Grund sowie auf Modellniveaus vorliegende Temperaturdaten aus den EZMW-Analysen verwendet. Die 2 m Temperaturdaten liegen zunächst auf Gaussgittern der Auflösungen N80 von 1985 bis 1991, N160 von 1993 bis 1998 und N256 im Jahr 2001 vor und werden mit bilinearer Interpolation auf ein reguläres Gitter mit einem Gitterpunktabstand von $2,5^\circ$ transformiert. Die Temperaturdaten auf Modellniveaus liegen von 1985 bis 1991 in einer spektralen Auflösung von T106 vor, ab 1992 in T213, 1998 in T319 und T511 im Jahr 2001. Die vertikale Auflösung beträgt 16 Niveaus im Winter 1985, 19 Niveaus von 1986 bis 1991, 31 Niveaus von 1992 bis 1998, 50 Niveaus 1999 und 60 Niveaus in den Jahren 2000 und 2001. Auch hier wird eine Transforma-

tion auf ein reguläres geographisches Gitter von $2,5^\circ$ durchgeführt. Die zeitliche Auflösung beträgt 6 Stunden. Die stark variierenden räumlichen Auflösungen der Ausgangsdaten werden bei statistischen Berechnungen durch Betrachtung von Anomalien bezüglich Mittelwerten über jeweils nur eine Wintersaison berücksichtigt (siehe Kapitel 5). Es handelt sich bei den EZMW-Analysen bis einschließlich 1995 generell um initialisierte Analysen, danach um nicht initialisierte Analysen.

Reanalysedaten (NCEP2)

Zur Erfassung der synoptischskaligen Aktivität kommt in dieser Arbeit ein objektives Verfahren zur Identifikation von Zyklonen und Antizyklonen auf der Südhemisphäre zur Anwendung. Als Datengrundlage wird dabei auf Felder des auf mittleres Meeresniveau reduzierten Luftdrucks (MSLP¹) zurückgegriffen. Da ein derartiges Verfahren sehr sensitiv auf die Auflösung der Eingangsdaten reagiert, werden an dieser Stelle Reanalysedaten bevorzugt. In dieser Arbeit werden die NCEP2 Reanalysedaten (siehe Kanamitsu et al., 2002) dem räumlich höher aufgelösten ERA40 Datensatz vorgezogen, da das verwendete Zyklonenidentifikationsschema in einer vorherigen Arbeit (siehe Pinto, 2002) bereits an die räumliche Auflösung der NCEP2-Daten angepasst wurde.

Das zur Erstellung der NCEP2-Reanalysen verwendete Spektralmodell entspricht weitestgehend dem zur Erstellung der NCEP/NCAR-Reanalysen verwendeten und wird in Kalnay et al. (1996) ausführlich beschrieben. An diesem Modell vorgenommene Korrekturen und weitere Änderungen zur Erstellung der NCEP2-Reanalysen werden in Hodges et al. (2003) genannt. Das Reanalysemodell hat eine horizontale Auflösung von T62 (209 km) mit 28 Niveaus in der Vertikalen. Die in dieser Arbeit verwendeten NCEP2-Daten wurden freundlicherweise von NOAA-CIRES (Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA) (über <http://www.cdc.noaa.gov/>) bereitgestellt. Abgedeckt wird der Zeitraum von 1979 bis 2002. In dieser Arbeit beschränken sich die Untersuchungen auf den Zeitraum von 1980 bis 1999. Die MSLP-Felder liegen für vier Termine pro Tag (0, 6, 12, 18 UTC) auf einem regulären geographischem Gitter mit $2,5^\circ$ Auflösung vor.

1. Abkürzung aus dem Englischen: **M**ean **S**ea **L**evel **P**ressure (MSLP)

3.2 Statistische Methoden

Zeitreihen meteorologischer Parameter stellen eine begrenzte Anzahl von Stichproben einer Grundgesamtheit dar und werden in der Statistik als Realisierungen eines stochastischen Prozesses verstanden (z.B. *Peixoto und Oort, 1992*). Die Untersuchung zweier Realisierungen [A] und [B] auf statistische Unabhängigkeit kann je nach den statistischen Eigenschaften der Grundgesamtheiten mit unterschiedlichen statistischen Methoden erfolgen.

Lineare Korrelationen

Ein häufig verwendeter Ansatz beruht auf der Berechnung von linearen Korrelationen. Hierzu wird gefordert, dass die beiden Zeitreihen auf Grundgesamtheiten beruhen, welche einer Normalverteilung nach Gauß entsprechen. Der lineare Korrelationskoeffizient kann geschrieben werden als

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (a_i \cdot b_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N a_i \cdot \sum_{i=1}^N b_i}} \quad (2)$$

Hierbei stellen a_i und b_i zu dem Zeitpunkt i entnommene, normierte und um den Mittelwert der Zeitreihe zentrierte Stichproben dar (*siehe Taubenheim, 1969; Schönwiese, 2000*).

Mittelwertdifferenzen

Bei einer Reihe der in dieser Arbeit betrachteten Fälle stellt [A] eine Punktzeitreihe dar, [B] liegt in Form zeitlich variabler Horizontalverteilungen vor. [A] beruht dabei auf einer Grundgesamtheit, welche **nicht** der Normalverteilung entspricht. Einen möglichen Ansatz zur Untersuchung von Zusammenhängen zwischen [A] und [B] stellt die Betrachtung von Mittelwertdifferenzen dar. Durch das Auftreten von Extrema (z.B. Werte oberhalb eines vorgegebenen Perzentilwertes) innerhalb der Zeitreihe [A] können Termine bestimmt werden, zur Erstellung eines Unterdatensatzes [B*] aus [B]. Aus dem daraus berechneten Mittelwert $\overline{[B^*]}$ (derartige Mittelwerte über ausgewählte Termine werden oftmals auch als Komposit¹ bezeichnet) können durch Differenzenbildung mit dem Gesamtmittel $\overline{[B]}$ (in dieser Arbeit i.A. das langjährige Mittel) Rückschlüsse auf Zusammenhänge zwischen den Datensätzen [A] und [B] gefolgert werden. Derartige Mittelwertdifferenzen $\overline{[B^*]} - \overline{[B]}$ zwischen dem Komposit sowie dem Gesamtmittel werden im Folgenden als Anomaliekomposit bezeichnet. Zur Überprüfung der Signifikanz derartiger Mittelwertdifferenzen kommt üblicherweise ein T-Test (*siehe Schönwiese, 2000*) zur Anwendung. Die Voraussetzungen zur Durchführung des Tests sind wie folgt:

1. aus der englischen Wissenschaftssprache ins Deutsche übernommen

(1) Die Realisierungen $[B^*]$ und $[B]$ einer Grundgesamtheit, sowie die Grundgesamtheit selbst sind normalverteilt

(2) Die Varianzen von $[B^*]$, $[B]$ und der Grundgesamtheit selbst sind ähnlich

Die Formel zur Prüfung der Signifikanz lautet:

$$T = \frac{|\overline{[B]} - \overline{[B^*]}|}{\sqrt{\frac{n_1 - n_2}{n_1 n_2} \cdot \frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}}} \quad (3)$$

Hierbei sind n_1 und n_2 die Umfänge der Stichproben, s_1^2 und s_2^2 sind deren Varianz. Durch Vergleich der Prüfgröße T mit der tabellierten T -Verteilung (Taubenheim, 1969) kann ausgesagt werden, ob beide Mittelwerte signifikant voneinander verschieden sind. Bei den in dieser Arbeit durchgeführten Anwendungen mit feldwertigem $[B]$ werden auf diese Weise signifikante von nicht signifikanten Bereichen getrennt.

Vierfelder-Test

Einige, der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen sind auf den sehr einfachen Fall reduziert, dass sich die Ereignisse aus $[C]$ in genau zwei Klassen von Merkmalen (z.B. „+“ oder „-“) unterteilen lassen. Verglichen werden die Prozentsätze einer Merkmalsklasse zwischen zwei Stichproben $[C^*]$ und $[C^{**}]$ (Unterdatensätze von $[C]$). Die Testgröße wird ausgehend von den absoluten Anzahlen der positiven und negativen Merkmale innerhalb der beiden Stichproben berechnet:

Die Testgröße ist

$$\hat{\chi}^2 = \frac{n(ad - bc)^2}{(a + b)(c + d)(a + c)(b + d)} \quad (4)$$

Hierbei ist n die Gesamtzahl der absoluten Anzahlen der positiven und negativen Merkmale innerhalb der beiden Stichproben (siehe Tabelle 1). Es sei darauf hingewiesen, dass die Testgröße nur einen Freiheitsgrad besitzt, da bei gegebenen Randsummen nur eine der vier absoluten Häufigkeiten frei gewählt werden kann. Die Abschätzung der Signifikanz erfolgt durch Vergleich der Testgröße mit den für diesen Fall (1 Freiheitsgrad) tabellierten Werten in Sachs (1973) für einen zweiseitigen Test. Schönwiese (2000) weist darauf hin, dass der Vierfelder-Test einer „extrem vereinfachten Korrelationsrechnung“ entspricht und in seiner Aussagekraft nicht überschätzt werden darf, jedoch trotzdem ein geeignetes Prüfverfahren im Sinne eines „Schnelltests“ darstellt.

	Stichprobe [C*]	Stichprobe [C**]	Summe
Merkmal: positiv	a	c	a+c
Merkmal: negativ	b	d	b+d
Summe	a+b	c+d	a+b+c+d=n

TABELLE 1: Tafel zum Vierfelder-Test. a, b, c, d sind die absoluten Anzahlen positiver oder negativer Merkmale innerhalb der Stichproben [C*] und [C**].

Bemerkung zur Autokorrelation

Ein allgemeines Problem bei der Beurteilung der statistischen Signifikanz stellt die Autokorrelation von Zeitreihen dar. Diese führt zu einer Verminderung des effektiven Freiheitsgrades und somit zu einer Überschätzung der berechneten Signifikanz (*Zwiers und von Storch, 1995*).

Dieser Effekt muss bei der Interpretation der in dieser Arbeit berechneten Signifikanzen berücksichtigt werden. So ist davon auszugehen, dass die zeitlich hoch aufgelösten Felder meteorologischer Parameter eine hohe Erhaltungsneigung besitzen. Andererseits basieren jedoch alle Berechnung auf vergleichsweise hohen Stichprobenzahlen (einige 100 bis einige 1000), so dass davon ausgegangen wird, dass dieser Effekt nur zu einer geringen Überschätzung der Signifikanzen führt. Diese Annahme konnte für den Fall des T-Tests durch Signifikanzberechnungen mit einer subjektiv bestimmten, um den Faktor 10 reduzierten Anzahl von Freiheitsgraden bestätigt werden.

3.3 Verfahren zur Berechnung von Hoch- und Tiefdruckgebieten

In dieser Arbeit kommt ein objektives Verfahren zur Identifikation und Verfolgung von Druckgebilden zur Anwendung, welche gemäß ihrer Wirbelnatur auch als Zyklonen oder Antizyklonen bezeichnet werden. Es sei darauf hingewiesen, dass derartige Verfahren oftmals ausschließlich zur Berechnung der Zugbahnen von Zyklonen verwendet werden. Eine Übertragung auf den Fall von Antizyklonen ist jedoch möglich. Ausgehend von den sechsstündlich vorliegenden Druckfeldern wird zunächst eine Identifikation dieser Systeme durchgeführt. Darauf aufbauend können die Zugbahnen der Zyklonen und Antizyklonen ermittelt werden.

Bisher sind eine Reihe von Studien mit Hilfe von objektiven Verfahren zur Identifikation und Verfolgung von Zyklonen und zur Untersuchung der südhemisphärischen Zyklonenaktivität anhand digital vorliegender Datensätze durchgeführt worden. Aktuellere Untersuchungen basieren dabei auf unterschiedlichen Ansätzen zur Identifikation von Zyklonen ausgehend von bodennahen Luftdruck- oder Geopotentialfeldern. *Haak (1993)* führt zunächst eine Transformation der Eingangsfelder auf ein hoch aufgelöstes Gitter mit Hilfe von bikubischer Spline Interpolation durch. Zyklonen werden als lokale Minima identifiziert und es wird zusätzlich eine Klassifikation der auf diese Weise bestimmten Systeme eingeführt. *Murray und Simmonds (1991a)* entwickeln ein Verfahren, bei dem Zyklonen in der Nähe von Maxima im Laplace als die Minima im Druckfeld identifiziert werden. Dabei werden sowohl offene, d.h. Systeme ohne geschlossene Isobare, als auch geschlossene Systeme identifiziert. Alternativ führt *Sinclair (1994)* eine Methode ein, bei dem Zyklonen durch Maxima in der relativen (geostrophischen) Vorticity dargestellt werden. Das in der hier vorliegenden Arbeit verwendete Verfahren zur Identifikation und Verfolgung geht auf den von *Murray und Simmonds (1991a)* vorgestellten Ansatz zurück. Eine Weiterentwicklung des Verfahrens wird in *Simmonds et al. (1999)* beschrieben. Anwendungen auf Antizyklonen finden sich in *Jones und Simmonds (1994)* sowie *Pezza und Ambrizzi (2003)*. Die verwendete Wahl von Parametern zur Identifikation und Verfolgung ist in Anlehnung an die Arbeit von *Pinto (2002)* gewählt. Dort findet sich insbesondere eine Anpassung des Verfahrens an die räumliche Auflösung der NCEP-Reanalysen, welche identisch ist mit der Auflösung der in dieser Arbeit verwendeten NCEP2-Reanalysen. Das Verfahren wird im Folgenden kurz beschrieben. Die Wahl der wichtigsten Parameter ist im Anhang dieser Arbeit dargestellt (A.2).

3.3.1 Identifikation

Die Identifikation beinhaltet neben der eigentlichen Lokalisierung die Berechnung eines Stärkemaßes und darauf aufbauend eine Klassifikation der identifizierten Systeme. Es werden eine Reihe von Kriterien aufgestellt, um nicht relevante Systeme von weiteren Berechnungen auszuschließen. Die zu Grunde liegende Theorie basiert auf dem in der quasigeostrophischen Diagnostik (*siehe Kurz, 1990*) gegebenen Zusammenhang zwischen Wirbelstärke (relativer Vorticity) und der zweiten räumlichen Ableitung des Druckfeldes:

$$\zeta = \frac{1}{\rho f} \cdot \nabla^2 p \quad (5)$$

Hierbei ist ρ die Luftdichte, f der Coriolisparameter und p der MSLP. Im Folgenden werden sowohl die Luftdichte als auch der breitenabhängige Coriolisparameter vernachlässigt. Es sei darauf hingewiesen, dass dies zu einer Unterschätzung von Systemen in niederen Breiten führt, was bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden muss.

Datengrundlage sind die auf einem regulären Gitter mit einer Maschenweite von $2,5^\circ$ Grad zu den Hauptterminen (alle 6 Stunden) vorliegenden MSLP Felder aus den NCEP2-Reanalysen. In einem ersten Schritt wird mit Hilfe von bikubischer Spline Interpolation (*siehe Murray und Simmonds, 1991a*) und polarstereographischer Projektion auf ein höher aufgelöstes Rechteckgitter mit Kantenlängen von etwa 825 km ($0,75$ Breitengrad) transformiert.

Lokalisierung

Auf dem höher aufgelösten Gitter werden zunächst die Extrema (Maxima zur Identifikation von Zyklonen und Minima zur Identifikation von Antizyklonen) in $\nabla^2 p$ bezüglich der acht nächstgelegenen Gitterpunkte bestimmt. Die so gefundenen Gitterpunkte dienen nun als Aufpunkte für die Suche nach in direkter Umgebung gelegenen Zyklonen, bzw. Antizyklonen. In einem ersten Schritt wird dabei nach geschlossenen Systemen in Form von Minima (bzw. Maxima) im MSLP Feld gesucht. Wird in der nahen Umgebung kein solches Minimum (bzw. Maximum) gefunden, so wird in einem zweiten Versuch nach einem offenen System gesucht. Zur Lokalisierung von geschlossenen Systemen kommt ein iteratives Verfahren zur Anwendung. Hierbei wird der Verlauf des Druckfeldes an dem Aufpunkt durch eine Ellipse angenähert. Der Aufpunkt für den nächsten Iterationsschritt wird in das Zentrum der Ellipse gelegt. Gewöhnlich konvergiert das Verfahren nach wenigen Schritten. Unter offenen Systemen werden im zyklonalen Fall Rand- oder Teiltiefs, im antizyklonalen Fall Hochdruckkeile verstanden. Deren Position wird durch die Wurzel in der 2. räumlichen Ableitung des MSLP Feldes definiert. Im zyklonalen Falle werden neben den Rand- und Teiltiefs dadurch auch die Wellenstörungen im frühen Entwicklungsstadium einer Zyklone identifiziert (*siehe Murray und Simmonds, 1991a; Simmonds et al., 1999*).

Klassifikation

Zur genaueren Klassifikation, der auf diese Weise bestimmten Systeme, wird ein Stärkemaß im Sinne der Wirbelstärke definiert. Dazu wird der mittlere Laplace des Druckfeldes über einem Bereich von etwa 440 km ($4,0$ Breitengrad) um das System bestimmt. Zur Elimination von Artefakten, d.h. nicht realer Systeme aufgrund mangelnder Datenqualität, werden für offene und geschlossene Systeme verschiedene Mindeststärken vorausgesetzt. Darüber hinaus müssen die Systeme einen Mindestabstand von etwa 330 km ($3,0$ Breitengrad) aufweisen. So wird besonders im Bereich von Fronten häufig eine zu dichte Aneinanderreihung offener

Systeme beobachtet, von denen nur wenige mit einer realen Wellenstörung in Verbindung gebracht werden können. Sollten zwei Systeme zu dicht beieinander liegen, so wird das jeweils schwächere eliminiert.

Für den im folgenden Teil beschriebenen Algorithmus zur Verfolgung der Systeme werden aufbauend auf das oben beschriebene Stärkemaß verschiedene Klassen eingeführt. Zur höchsten Klasse gehören geschlossene Systeme, welche eine Mindeststärke von betraglich mehr als 0,6 aufweisen. Die Wahl weiterer relevanter Parameter zur Klassifikation der Systeme kann dem Anhang entnommen werden (A.2). Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass eine auf diese Weise eingeführte Klassifikation im Gegensatz zu einer Unterscheidung nach Kern-Drücken weitestgehend unabhängig von dem Betrag des mittleren Hintergrunddruckfeldes ist (*Simmonds und Keay, 2000a*). Dadurch hebt sich eine wie in dieser Arbeit durchgeführte Untersuchung der Aktivität von Zyklonen bzw. Antizyklonen deutlich von einer Betrachtung mittlerer Druckfelder ab. So ist dieser Ansatz besonders geeignet zur Erfassung der mit baroklinen Wellen in Verbindung stehenden synoptischskaligen Tiefdruckgebieten. Darüber lassen sich aber auch die mit synoptischer Aktivität in Verbindung stehenden transienten (kalten) Antizyklonen sowie blockierende Hochdruckgebiete identifizieren (*Sinclair, 1996*).

3.3.2 Zugbahnberechnung

Das verwendete Verfahren zur Zugbahnberechnung beruht auf der in zeitlicher Abfolge durchgeführten Zuordnung der zu den einzelnen Terminen (00, 06, 12, 18 UTC) identifizierten Systeme. Hierzu kommt ein iteratives Verfahren zur Anwendung. Innerhalb eines Iterationsschrittes werden die Systeme zweier aufeinanderfolgender Termine dabei paarweise einander zugeordnet. Die Berechnungen erfolgen für jeden Iterationsschritt in drei Teilschritten. Der Übergang von einem Termin t_0 zum nächsten Termin t_0+6h wird durch Projektion jedes einzelnen Systems von t_0 nach t_0+6h erreicht (1. Teilschritt). Es werden als nächstes mögliche Paare von Systemen, jeweils gebildet aus einem auf den Termin t_0+6h projizierten System sowie einem tatsächlich zu diesem Termin identifizierten System, mit einer Zuordnungswahrscheinlichkeit versehen (2. Teilschritt). Die Fragestellung, ob eine paarweise Zuordnung überhaupt erfolgt und welche Systeme in einem solchen Fall einander zugeordnet werden, wird schließlich durch eine Gruppierung möglicher paarweiser Zuordnungen und die Berechnung von Gesamtwahrscheinlichkeiten für jede Gruppe beantwortet (3. Teilschritt). Die am Ende ausgewählten Zuordnungspaare der von t_0 auf t_0+6h projizierten sowie der tatsächlich zu t_0+6h identifizierten Systemen beschreiben schließlich die Bahnen der tatsächlich zu den Terminen t_0 und t_0+6h identifizierten Systeme. Die bei den Berechnungen verwendete Einstellung (Wahl von Parametern) ist wie schon bei dem bereits vorgestellten Identifikationsverfahren in Anlehnung an die Arbeit von *Pinto (2002)* gewählt. Die Wahl der wichtigsten Parameter findet sich im Anhang dieser Arbeit (A.2).

3.3.3 Zugbahndatensätzen

Die Berechnung von Zugbahnen kann der weiteren Qualitätskontrolle des verwendeten Satzes identifizierter Systeme dienen. So können als nicht relevant erachtete Systeme im Rahmen einer nachträglich durchgeführten Manipulation des Zugbahndatensatzes durch Einführung weiterer Mindestkriterien aus dem Datensatz entfernt werden.

Die erhaltenen Zugbahnen der Zyklonen und Antizyklonen werden in dieser Arbeit durch zwei weitere Auswahlkriterien auf einen Satz bedeutsamer Systeme reduziert. Es wird für Zyklonen gefordert, dass die Systeme

(i) mindestens einmal während ihres Lebenszyklusses die höchste Klasse erreichen (siehe Kapitel 3.3.1)

(ii) eine Mindestlebensdauer von einem Tag haben

Antizyklonen müssen neben (i) eine Mindestlebensdauer von 2 Tagen haben. Alle Systeme, welche diese Kriterien nicht erfüllen, werden aus dem Datensatz eliminiert und bei allen weiteren, im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen nicht weiter berücksichtigt.

3.4 Zeitreihenfilterung

Zur Isolierung von Fluktuationen des Geopotentials in 500 hPa innerhalb verschiedener Spektralbereiche wird eine Filterung der 24-stündig vorliegenden Zeitreihen vorgenommen. Es werden sowohl der intrasaisonale Periodenbereich als auch der interannuale Periodenbereich betrachtet. Hierzu werden Zeitreihenfilter des Butterworth-Typs (*siehe Hoffmann, 1999; Fink, 1995*) verwendet, welche zur Klasse der rekursiven Filter höherer Ordnung gehören. Die Filterung wird nach vorheriger Entfernung linearer Trends sowie des Jahresgangs gemäß der Beschreibung in *Hoffmann (1999)* durchgeführt. Zur Isolierung des intrasaisonalen Periodenbereichs wird ein Bandpassfilter mit Halbwertsperioden von 10 und 50 Tagen verwendet. Die Isolierung des interannualen Periodenbereichs wird durch Tiefpassfilterung mit einer Halbwertsperiode von 50 Tagen erreicht. Die Amplitudenantworten der Filter sind im Anhang dieser Arbeit dargestellt. Zur Berücksichtigung der Einschwingphase der verwendeten Filter werden am Anfang und am Ende jeder Zeitreihe jeweils 2 Monate entfernt. Eine genauere Diskussion des Einschwingverhaltens der verwendeten Filter findet sich im Anhang dieser Arbeit (A.1).

3.5 Analyse nach Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF-Analyse)

Eine geeignete Methode zur Analyse der zeitlichen sowie räumlichen Variabilität meteorologischer Felder ist die Analyse nach **E**mpirischen **O**rt**h**ogonalfunktionen (EOF). Diese führt zu einer Zerlegung des Ausgangsdatensatzes in voneinander unabhängige Muster einschließlich der zugehörigen zeitlichen Entwicklungskoeffizienten (kurz: „PC“, von engl. **P**rin**c**ipal **C**omponent). Von Interesse sind dabei die zur Erklärung der Gesamtvarianz des Ausgangsdatensatzes maximal bedeutsamen Muster. Unter der Voraussetzung, dass die EOFs nicht entartet sind, können diese unterschiedliche Moden¹ atmosphärischer Variabilität darstellen. Eine ausführliche Diskussion des Problems der Entartung und der Fragestellung, inwiefern durch Anwendung einer EOF-Analyse tatsächlich die physikalischen Moden identifiziert werden können, findet sich in *Raddatz (2002)*. Die Beschränkung des Ausgangsdatensatzes auf diese oftmals auch als „führende Moden“ bezeichneten EOFs dient neben einer Interpretation der zeitlich- räumlichen Variabilität des meteorologischen Feldes oftmals einer effektiven Reduktion des Ausgangsdatensatzes.

Im Folgenden wird die in der statistischen Mathematik übliche Behandlung der EOF-Analyse als Diagonalisierungsproblem erläutert (*z. B. Manly, 1994*). Umfassendere Erläuterungen finden sich bei *Preisendorfer (1988)*. Der im Folgenden gewählte Formalismus ist in Anlehnung an die Darstellung bei *Wilks (1995)* gewählt.

1. aus der englischen Wissenschaftssprache übernommen

Das um den zeitlichen Mittelwert zentrierte Ausgangsfeld

$$x' = x - \bar{x} \quad (6)$$

wird zunächst in eine $M \times N$ Matrix $[X']$ geschrieben, so daß deren Spaltenvektoren

$$\vec{x}'_n = \begin{bmatrix} x'_{1n} \\ \dots \\ x'_{Mn} \end{bmatrix} \quad (7)$$

die Feldverteilung zu einem Termin $t=n$ darstellen. Entsprechend gibt ein Zeilenvektor die zeitliche Entwicklung an einem Gitterpunkt wieder. Die Varianz an einem Gitterpunkt k kann mit (6) geschrieben werden als Summe über alle Termine N :

$$s_k = \sum_{i=1}^N (x'_{ki})^2 / (N - 1) \quad (8)$$

Für die Kovarianz zwischen zwei Gitterpunkten k und l ergibt sich analog

$$s_{kl} = \sum_{i=1}^N x'_{ki} \cdot x'_{li} / (N - 1) \quad (9)$$

Die Kovarianz hängt nun über die Formel

$$s_{kl} = r_{kl}(s_k s_l) \quad (10)$$

mit dem linearen Korrelationskoeffizienten r_{kl} zusammen (siehe Gln. (2)). Verschwindende Kovarianz bedeutet daher, daß die beiden Punkte in der zeitlichen Entwicklung linear unabhängig sind. An dieser Stelle kann die EOF-Analyse als Koordinatentransformation verstanden werden, mit der Nebenbedingung, daß die Entwicklungskoeffizienten bezüglich der neuen Basisvektoren zeitlich linear unabhängig voneinander sein sollen. Erreicht wird dies durch die Diagonalisierung der symmetrischen Varianz-Kovarianzmatrix

$$[S] = [X']^T [X'] \frac{1}{N-1} \quad (11)$$

bei der auf der Hauptdiagonalen die Varianzen (8) und auf den Nebendiagonalen die Kovarianzen (9) stehen.

Die neue Basis wird gebildet durch die normierten Eigenvektoren \vec{e}_n der diagonalisierten Matrix, welche mit

$$\vec{e}_i^{-1} = \vec{e}_i^T \quad \text{mit } i=1, \dots, M \quad (12)$$

als Satz orthonormierter Vektoren gleichsam die gesuchten Muster darstellen. Die Eigenwerte auf der Hauptdiagonalen der diagonalisierten Varianz-Kovarianzmatrix stellen die zu diesen neuen Basisvektoren gehörigen erklärten Varianzen dar.

Die Entwicklungskoeffizienten des Feldes bezüglich der neuen Basis ergeben sich aus der Projektion der Basisvektoren auf das Ursprungsfeld. In Matrixschreibweise läßt sich dies darstellen als:

$$[K] = [E]^T [X'] \quad (13)$$

Schließlich kann das Ausgangsfeld aus den Basisvektoren und den zugehörigen Entwicklungskoeffizienten zurückentwickelt werden. Wegen der Orthonormalität der Eigenvektoren (12) ergibt sich aus (13):

$$[X'] = [E][K] \quad (14)$$

In Vektordarstellung läßt sich dies für jeden Termin n schreiben als:

$$\vec{x}'_n = \sum_{m=1}^M k_{mn} \vec{e}_m \quad (15)$$

Die Zeilenvektoren der aus den Elementen k_{mn} aufgespannten Matrix $[K]$ sind die PCs. Es ist üblich, die PCs nach der Größe der Eigenwerte zu sortieren, so daß die 1. PC die höchsten erklärten Varianzanteile hat und diese zu den höheren PCs immer weiter abnehmen.

4. Identifikation regionaler katabatischer Abflussereignisse

Statistische Untersuchungen von katabatischem Abfluss auf Grundlage von Beobachtungsdaten sind bisher erst in wenigen Studien durchgeführt worden. Die dabei verwendeten Methoden zur Identifikation bzw. Erfassung von katabatischem Abfluss basieren meistens auf der Auswertung von Messzeitreihen der bodennahen Windrichtung und Windstärke. Die Tatsache, dass eine Reihe der an unterschiedlichen Stationen beobachteten Windregime durch eine sehr hohe Windrichtungskonstanz gekennzeichnet sind, rechtfertigt oftmals den Ansatz, die dort gemessene Windstärke in direkten Zusammenhang zur Stärke des katabatischen Windes zu setzen. Dies trifft besonders auf Stationen in Küstenregionen mit starker orographisch bedingter Leitwirkung zu. Darüber hinaus auch auf die weiter im Hinterland der Ostantarktis gelegenen Stationen, an denen das katabatische Windregime weniger stark von synoptischskaligen Systemen überlagert oder gestört wird. Entsprechende Ansätze werden beispielsweise von *Parish et al. (1993)* und *Yasunari und Kodama (1993)* verwendet. Auf einem ähnlichen Ansatz beruht auch das im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit entwickelte Verfahren. Ziel ist jedoch erstmals die Anwendbarkeit auf eine Vielzahl von Regionen. Das Verfahren wird im Folgenden vorgestellt. Die Anpassung der Methodik an besondere regionale Gegebenheiten wird von Fall zu Fall diskutiert. Anschließend wird die Anwendbarkeit der Methode auf verschiedene Regionen überprüft.

4.1 Methodik

Das Verfahren zur Erfassung der Variabilität katabatischer Winde basiert auf der Aufstellung von **katabatischen Abflussindizes** (im Folgenden KAI abgekürzt) zur Erkennung besonders starker Phasen katabatischen Ausströmens. Auf der Grundlage von Messzeitreihen automatischer und bemannter Wetterstationen werden zunächst lokale KAI aufgestellt. Hierzu ist die Bestimmung einer Vorzugsrichtung für katabatischen Abfluss an jeder Station notwendig. Darauf aufbauend können regionale KAI aufgestellt werden zur Erfassung der Variabilität katabatischer Winde innerhalb verschiedener Untersuchungsregionen.

4.1.1 Windrichtungsstatistiken

Katabatische Winde wehen überwiegend aus einer von der Lage der Station abhängigen Windrichtung. Die Bestimmung dieser im Folgenden als **katabatische Windrichtung** (KWR) bezeichneten Vorzugsrichtung wird durch einen statistischen Ansatz realisiert und erfolgt somit auf empirischem Weg. Dadurch wird den lokalen Gegebenheiten an der jeweiligen Station Rechnung getragen. Ausgangspunkt ist die Erfassung der Häufigkeit von Windrichtungen in verschiedenen Windstärkeklassen. Da zur Übertragung von Beobachtungsdaten der AWS nur 256 Windrichtungen zur Verfügung stehen (siehe Kapitel 3), werden die Häufigkeiten nicht vorkommender Windrichtungen durch den Mittelwert der beiden benachbarten Windrichtungen belegt. Daher werden im Folgenden stets relative Häufigkeiten betrachtet.

Im Rahmen von Voruntersuchungen wurde deutlich, dass die Windrichtungshäufigkeiten an einer Reihe von Stationen stark von dem betrachteten Windstärkebereich abhängen. Neben einer Statistik, basierend auf allen Beobachtungsterminen, werden daher getrennte Statistiken für höhere und niedrigere Windstärken erstellt. Dies führt auf drei verschiedene Windstärkeklassen. Die Unterteilung in die beiden letztgenannten Windstärkeklassen erfolgt mit Hilfe des 90. Perzentilwertes der Windstärke (PW90): Termine mit Windstärken größergleich PW90 werden der Klasse „hoher“ Windstärke zugeordnet, Termine mit Windstärken unterhalb PW90 der Klasse „gemäßiger“ Windstärke. Obwohl sich die Untersuchungen der hier vorliegenden Arbeit auf die Wintermonate konzentrieren, wird eine Unterteilung in verschiedene Jahreszeiten an dieser Stelle nicht vorgenommen. Da von einer starken jahreszeitlichen Abhängigkeit der KWR nicht auszugehen ist, führt dies zu keiner Verfälschung der Ergebnisse. Durch die Betrachtung des Gesamtzeitraums kann aber auf eine größere Gesamtheit von Messwerten zurückgegriffen werden. Auf diese Weise können statistisch gesicherte Ergebnisse auch für solche Stationen erzielt werden, die nur wenige Jahre in Betrieb waren. Bei der Einführung von Windstärkeklassen gilt jedoch zu berücksichtigen, dass die Stärke katabatischer Winde in enger Verbindung zu der jahreszeitlichen Variation der solaren Einstrahlung steht (*Parish, 1992b*). Das an der Station vorherrschende Windregime kommt durch eine charakteristische Verteilung der relativen Windrichtungshäufigkeiten in den verschiedenen Stärkeklassen zum Ausdruck. Dabei liegt eine starke Abhängigkeit von der geographischen Lage der Station zugrunde. Im Folgenden werden sechs typische Beispiele vorgestellt. Darauf aufbauend wird eine Unterteilung in 5 Typen antarktischer katabatischer Windregime vorgenommen, welche die Grundlage zur Bestimmung der jeweiligen KWR darstellt.

In den Abb. 4.1a und Abb. 4.1b sind relative Windrichtungshäufigkeiten für die AWS „Manuela“ und „Sandra“ dargestellt, welche sich in der um den Reeves Gletscher gelegenen Region an dem Westrand des Ross Meeres befinden. Diese ist besonders im Bereich des Gletschers durch ein sehr starkes orographisches Gefälle von West nach Ost ausgezeichnet und wird in der Literatur oftmals als Region äußerst persistenter katabatischer Winde beschrieben (*Bromwich, 1989a*). Entsprechend werden für alle Windstärkeklassen überwiegend Winde mit Richtung aus einem sehr scharf begrenzten westlichen Sektor vorgefunden. Die entsprechende Windrichtungsstatistik für die AWS „Cape Denison“, welche sich an der nach Norden ausgerichteten und sehr steil abfallenden Adélie Küste befindet, weist eine sehr ähnliche Verteilung mit einem scharf ausgeprägten Maximum auf (Abb. 4.1c). Auch hier hat die Orographie stark kanalisierenden Einfluss auf das Windfeld, was sich in den überwiegend ablandig, aus südlichen bis südöstlichen Richtungen, wehenden Winden widerspiegelt. Weitere Beispiele für küstennahe Stationen sind in den Abb. 4.1d und e dargestellt. Die gezeigten Stationen befinden sich auf vergleichsweise flacher geneigtem Gelände entlang der Ostantarktis. Hier findet häufig eine Überlagerung oder Störung des im allgemeinen durch niedrigere Windstärken ausgezeichneten katabatischen Windregimes statt (*siehe z.B. Dare und Budd, 2001*). So haben synoptische Störungen in Form von durchziehenden Zyklonen eine große Bedeutung für die dort beobachteten Windregime (*z.B. Murphy und Simmonds, 1993*).

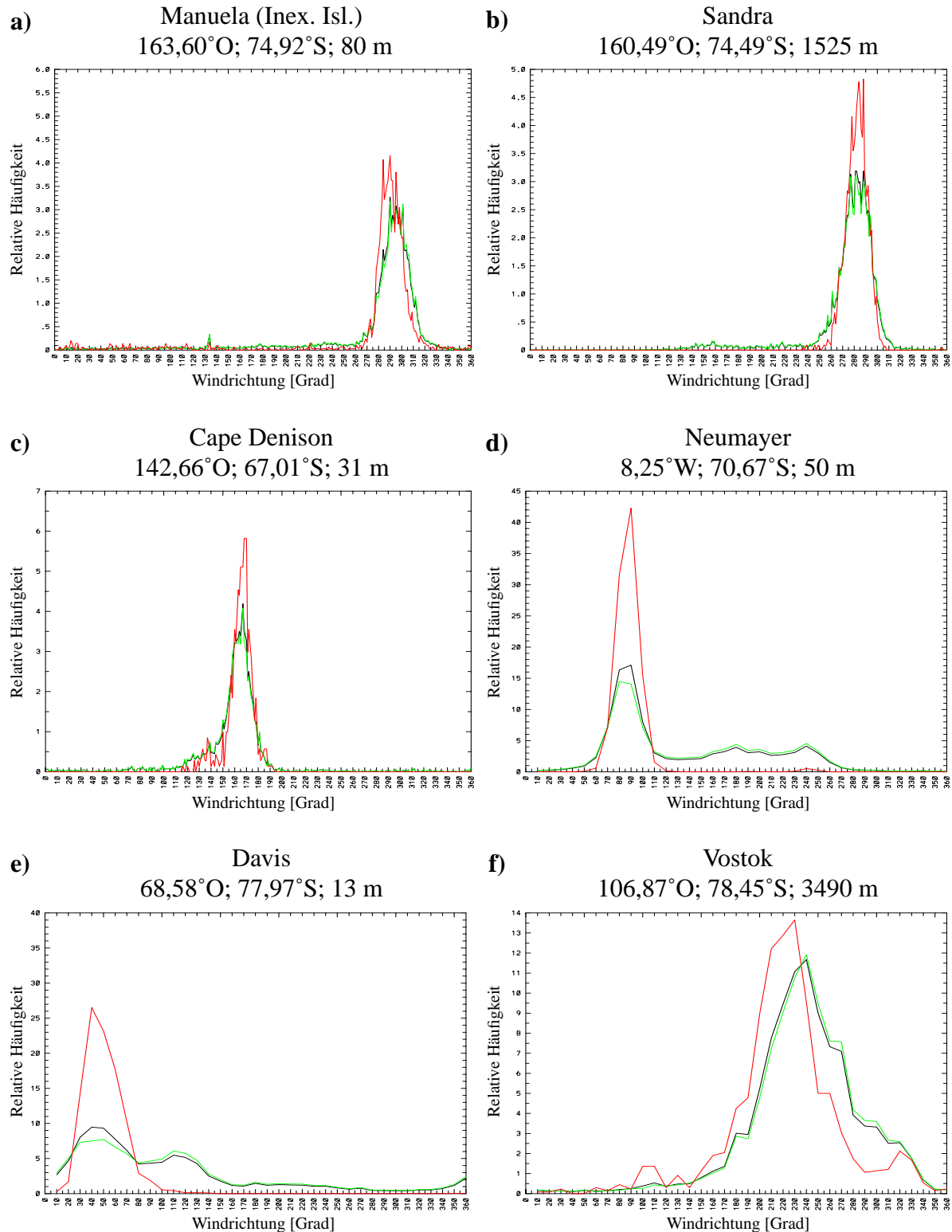


Abb. 4.1: Windrichtungsstatistiken für die Stationen **a)** „Manuela (Inex. Isl.)“, **b)** „Sandra“, **c)** „Cape Denison“, **d)** „Neumayer“, **e)** „Davis“, **f)** „Vostok“. Dargestellt sind relative Häufigkeiten von Windrichtungen: rote Kurve für Termine mit Windstärken größergleich dem 90. Perzentilwert, grüne Kurve für Termine mit Windstärken unterhalb dem 90. Perzentilwert, schwarze Kurve für alle Termine. Die Auflösung der Windrichtung beträgt 1° für die automatischen Wetterstationen in **a)** bis **c)** und 10° für die GTS-SYNOP Stationen in **d)** bis **f)**.

Besonders deutlich werden diese Verhältnisse an der Station „Neumayer“, welche sich an der Kante des Ekström-Eisschelfs befindet. Während der winterliche Durchzug von Tiefdruckgebieten nördlich der Station dort oftmals von Schneefall und starkem Wind aus östlichen Richtungen begleitet wird, sind stabilere Hochdrucklagen durch einen eher schwachen (ca. 5 m/s) katabatischen Wind aus Süden gekennzeichnet (*persönl. Mitteilung von Dipl. Met. T. Becker, Antarktisüberwinterer auf der Neumayer Station in dem Jahr 2000*). Diese Verhältnisse spiegeln sich deutlich in den unterschiedlichen relativen Häufigkeitsverteilungen der Windrichtung für die Klassen „hoher“ (rote Kurve) und „gemäßiger“ (grüne Kurve) Windstärken an der Station „Neumayer“ wider (Abb. 4.1d). Während die „hohen“ Windstärken fast ausschließlich aus Osten gemessen werden, liegt das Maximum „gemäßiger“ Windgeschwindigkeiten zwar ebenfalls bei 90° Windrichtung, doch kann hier zusätzlich eine beträchtliche Anzahl von Ereignissen einem um 180° zentrierten Windrichtungssektor zugeordnet werden.

Während sich an der Neumayer Station eine sehr breite Verteilung „gemäßiger“ Windstärken um eine vorzugsweise südliche Windrichtung findet, sind an einer Reihe anderer Stationen entlang der Ostantarktis deutliche Nebenmaxima ausgeprägt (z.B. Davis, Abb. 4.1e). So wird der Hauptmassenabfluss aus dem Inneren der Antarktis vor Erreichen der Station Neumayer umgelenkt und verläßt den antarktischen Kontinent weiter westlich (*persönl. Mitteilung von Dr. Hans Oerter, Alfred Wegener Institut, Bremerhaven*). Katabatische Winde an der Neumayer Station stehen somit nicht in Verbindung mit einem großräumigen Einzugsgebiet für katabatischen Massenabfluss und stellen in diesem Sinne an dieser Station ein lokales Phänomen dar. Die oft nur schwachen katabatischen Winde werden daher erheblich beeinflusst durch synoptische Störungen und die damit verbundene großskalige Anströmung der Region. Eine Reihe anderer Stationen entlang der Ostantarktis, wie z.B. die Station „Davis“, befinden sich dagegen im Bereich eines größeren Einzugsgebietes für den katabatischen Massenabfluss, und nicht zuletzt auch an einem stärker geneigten Geländeabschnitt am Rande des ostantarktischen Eisschildes. Hier ist davon auszugehen, dass das katabatische Windregime deutlich stärker ausgeprägt ist.

Weitere Unterschiede zwischen den Stationen „Neumayer“ und „Davis“ können in erster Linie durch den Verlauf der Küstenlinien erklärt werden. So ist die Küste an der Station „Davis“ nach Nordwesten gerichtet. Dies bewirkt bei den hohen Windstärken aus östlicher Anströmrichtung eine Leitwirkung zugunsten nordöstlicher Windrichtungen. Auch hier wird davon ausgegangen, dass die starken östlichen Winde in erster Linie durch Zyklonen verursacht werden, und dass katabatische Winde mit dem deutlich ausgeprägten Nebenmaximum „gemäßiger“ Windstärken bei 110° in Verbindung gebracht werden können. Die Richtigkeit dieser Annahme wird in den Kapitel 5 und 6 durch die Untersuchung von Inversionsstärke und Zyklonenaktivität weiter hinterfragt. Der Vergleich beider Stationen macht außerdem den unterschiedlichen Einfluss der Corioliskraft deutlich. So weist an der Station „Davis“ das mit katabatischen Winden in Verbindung gebrachte Nebenmaximum gegenüber der Falllinie eine

deutliche Linksdrehung auf. Es sei darauf hingewiesen, dass das deutliche Auftreten des Nebenmaximums auch für eine Reihe anderer Stationen entlang der ostantarktischen Küste charakteristisch ist (ohne Abbildung).

Bei weiter im Inneren der Antarktis gelegenen Stationen nimmt der synoptische Einfluss ab, wohingegen der Einfluss katabatischer Winde auf die beobachteten Windregime an den Stationen zunimmt. So weist die Verteilung relativer Windrichtungshäufigkeiten an der im Inneren der Ostantarktis gelegenen Station „Vostok“ (Abb. 4.1f) zwei dicht beieinanderliegende Maxima bei 230° und 240° auf. Diese können direkt mit katabatischem Wind in Verbindung gebracht werden (*siehe Parish und Bromwich, 1987; King, 1989*).

4.1.2 Katabatische Windrichtung (KWR)

Die Definition der KWR basiert auf den im vorigen Teil vorgestellten Windrichtungsstatistiken und der darauf aufbauenden Einführung verschiedener Typen katabatischer Windregime, welche in Tabelle 2 zusammengefasst sind. Die Definition und Bestimmung der katabatischen Windrichtung wird im Folgenden für die fünf Fälle A bis F erläutert:

Fall A:

Außergewöhnlich starke und persistente katabatische Winde werden in Regionen mit besonders steil abfallender Küste angetroffen. Die KWR wird gleich der am häufigsten vorkommenden Windrichtung innerhalb der Klasse „hoher“ Windstärken gesetzt (rote Kurve in Abb. 4.1). Hier liegt die Annahme zu Grunde, dass es in Regionen mit starker katabatischer Windaktivität gerade bei höheren Windstärken zu einer vergleichsweise geringen Störung des katabatischen Windes durch andere Einflüsse kommt. Entsprechend findet sich in den relativen Windrichtungshäufigkeiten solcher Stationen ein besonders steiles Maximum innerhalb der Klasse „hoher“ Windstärken. In Teil 4.3 wird die Gültigkeit dieser Annahme gezeigt.

Fall B:

Im Inneren der Antarktis gelegene Stationen sind oftmals durch weniger hohe Windstärken ausgezeichnet. Bedingt durch den deutlich schwächeren synoptischen Einfluss (*siehe Parish und Bromwich, 1986; King, 1989*) kommt es daher auch hier zur Ausprägung von Windregimen mit einer starken Windrichtungskonstanz. Die KWR wird definiert als das Maximum innerhalb der Klasse „gemäßigter“ Windstärken.

Fall C:

Wie bereits diskutiert, konkurrieren katabatische und synoptische Windregime besonders in den Küstenregionen entlang der Ostantarktis. Es wurde darauf hingewiesen, dass sich dies in den Windrichtungsstatistiken in Form eines steilen Maximums innerhalb der Klasse „hoher“ Windstärken sowie in einem rechts davon liegenden Nebenmaximum innerhalb der Klasse „gemäßigter“ Windstärken niederschlägt. Das Hauptmaximum liegt bei meistens östlicher

Typ	Windregime	relative Windrichtungshäufigkeiten	Beispiel
A	starkes katabatisches Windregime in Küstennähe	alle 3 Windstärkeklassen weisen ein steiles Maximum bei derselben Vorzugwindrichtung auf, hohe mittlere Windstärken	Manuela, Sandra, Cape Denison
B	dominantes katabatisches Windregime im Landesinneren	alle 3 Windstärkeklassen weisen ein ausgeprägtes Maximum um genau eine Vorzugwindrichtung auf, schwache bis mäßige mittlere Windstärken	Vostok
C	ausgeprägtes katabatisches Windregime, starker synoptischer Einfluss	Klasse „hoher“ Windstärken weisen steiles Maximum um östliche Vorzugwindrichtung auf, Klasse „gemäßiger“ Windstärken weisen zusätzlich ein deutliches Nebenmaximum rechts davon auf	Davis
D	schwaches katabatisches Windregime, synoptischer Einfluss dominant	Klasse „hoher“ Windstärken weisen steiles Maximum um östliche Vorzugwindrichtung auf, Klasse „gemäßiger“ Windstärken weisen breit gestreute Verteilung um südliche Vorzugwindrichtung auf	Neumayer
E	Barrierewindsystem	Maximum in Richtung der Barrierewindrichtung, Nebenmaxima von lokalen Gegebenheiten (Gletschertäler, Inseln) abhängig	Manning (ohne Abbildung)

TABELLE 2: Unterteilung antarktischer Windregime mit katabatischer Natur in 5 Typen auf Grundlage von Windrichtungsstatistiken. Die Beispiele beziehen sich auf Abb. 4.1.

Windrichtung und steht in Verbindung mit dem Durchzug von Zyklonen nördlich der Station. Im Gegensatz dazu weist das Nebenmaximum häufig eine südliche Windkomponente auf und kann dem katabatischen Windregime zugeschrieben werden (vergleiche Kapitel 5 und 6). Entsprechend wird die KWR in diesem Fall als das erste Nebenmaximum innerhalb der Klasse „gemäßiger“ Windstärken definiert.

Fall D:

Die Stärke des katabatischen Windregimes schlägt sich oftmals auch in einem weniger deutlichen Nebenmaximum nieder. Anhand der Station „Neumayer“ wurde gezeigt, dass sich an Stationen mit einem schwachen katabatischen Windregime kein eindeutiges Nebenmaximum identifizieren lässt. In diesem Fall wird die katabatische Windrichtung unter Zuhilfenahme weiterer Informationen wie Inversionsstärke (siehe Kapitel 5), Orographie und insbesondere den Modellrechnung von *Parish und Bromwich (1987)* festgelegt.

Fall E:

Im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit wird auch das mit katabatischen Winden zusammenhängende Barrierewindsystem entlang des Transantarktischen Gebirges über dem Ross Eisschelf betrachtet. Aufgrund der starken Leitwirkung werden oftmals zum Gebirge parallele Winde beobachtet (*Bromwich et al., 1994*). Als KWR wird das Maximum innerhalb der Klasse „hoher“ Windstärken definiert.

4.1.3 Lokaler katabatischer Abflussindex

Die Aufstellung des KAI erfolgt in einem ersten Schritt nach Stationen getrennt und führt damit über einen Stationsindex zunächst auf einen lokalen KAI. Für jeden Beobachtungstermin (alle 3 Stunden) wird ein Indexwert unter Berücksichtigung der Windrichtung und -stärke nach dem folgenden Ansatz berechnet:

$$KAI_{Station}(t) = ff_{Station}(t) \cdot \Phi(dd_{KWR}(t)) \quad (16)$$

Hierbei ist $dd_{KWR}(t)$ die Abweichung der aktuellen Windrichtung von der nach obiger Methode (siehe Kapitel 4.1.2) für jede Station ermittelten KWR. $ff_{Station}(t)$ ist die zum Beobachtungstermin gemessene Windstärke an der Station. Die Abhängigkeit des Indexwertes von $dd_{KWR}(t)$ ist in Abb. 4.2 für eine Einheitswindstärke (1 m/s) dargestellt.

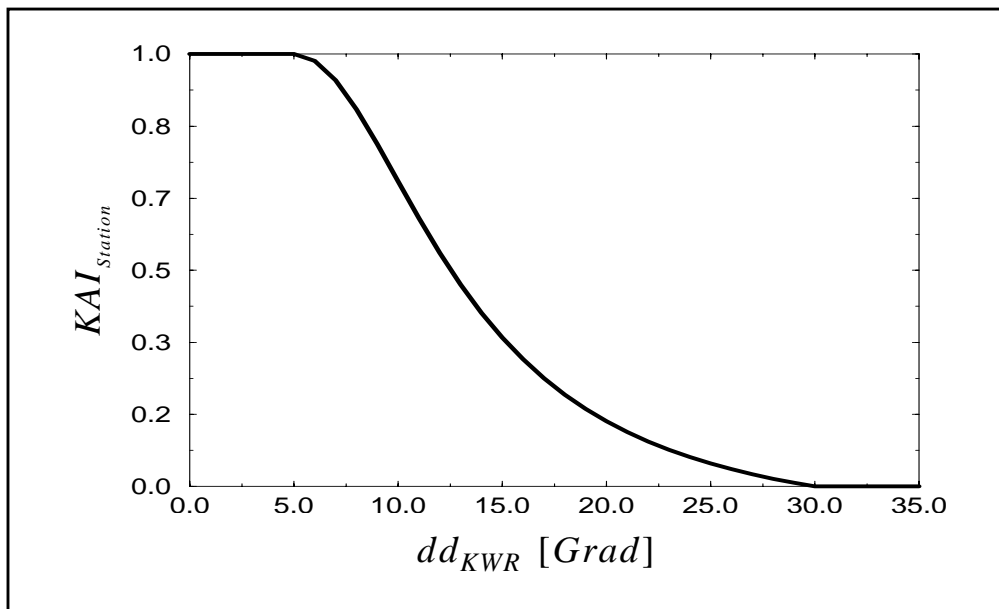


Abb. 4.2: Abhängigkeit des $KAI_{Station}$ von der Differenz zwischen aktueller Windrichtung und katabatischer Windrichtung (KWR). Dargestellt ist der Funktionsverlauf aus Gleichung [16] mit $ff_{Station}(t) = 1$: $KAI_{Station}(dd_{KWR}) = \Phi(dd_{KWR})$.

Die Funktion hat den Wert 1 für Windrichtungsabweichungen (dd_{KWR}) kleiner 5° und fällt in dem Bereich zwischen 5° und 30° gemäß dem Verlauf einer Glockenkurve (siehe Sachs, 1973) auf einen Wert von 0 ab. Der Indexwert ergibt sich also aus der über dd_{KWR} gewichteten Windstärke. Von Null verschiedene Werte können in einem um die KWR zentrierten Sektor von 60° erreicht werden. Dem liegt die Annahme zu Grunde, dass die Richtung des katabatischen Windes stark von den lokalen Gegebenheiten, wie der Falllinie und der Stärke des Gefälles, aber auch der kanalisierenden Leitwirkung der Orographie abhängt. Geringe Unterschiede ergeben sich ferner in Abhängigkeit der Windstärke (Parish und Bromwich, 1986). Schließlich kann der katabatische Wind auch durch Überlagerung mit einem konkurrierenden Windsystem eine Abweichung von der mittleren katabatischen Windrichtung erfahren.

Gewichtung verschiedener Stationen: lokaler KAI

Die genaue Lage der Stationen innerhalb einer Region kann zu erheblichen Unterschieden in der zum gleichen Beobachtungstermin an verschiedenen Stationen gemessenen Stärke katabatischer Winde führen. In Kapitel 4.2 wird gezeigt, dass an höher gelegenen Stationen ein im Mittel schwächerer Wind gemessen wird, als an solchen Stationen, welche sich beispielsweise am Fuße eines Gletschers befinden. Hier können die beim Abgleiten beschleunigten Luftmassen ihre maximale Geschwindigkeit erreichen (*Parish und Bromwich, 1989*). Um dies bei der Aufstellung der Abflussindizes zu berücksichtigen, wird eine Normierung der nach Gleichung [16] bestimmten Zeitreihen eingeführt. Ziel ist es also, jedes innerhalb einer Region stattfindende Abflussereignis in Abhängigkeit seiner Stärke durch eine, von der Lage der Station unabhängige, einheitliche Maßzahl auszudrücken. Da die nach Gleichung [16] aufgestellten Indexzeitreihen nicht normalverteilt sind, wird zur Erfassung der Varianz auf Dezile zurückgegriffen. Der stationsabhängige Normierungsfaktor wird wie folgt festgelegt:

$$\alpha_n = \frac{1}{\sqrt{MEAN_{lokal}^n \cdot VAR_{lokal}^n}} \quad (17)$$

Hierbei steht n für die Station, VAR ist die Differenz zwischen dem obersten und dem untersten Dezilwert und MEAN ist das Mittel, jeweils bezogen auf die Wintermonate JJA und Indexwerte verschieden von Null. Nach Gleichung [16] berechnete und mit Gleichung [17] normierte Zeitreihen werden im Folgenden als **lokaler KAI** an der Station n bezeichnet.

Abb. 4.3a zeigt das Verhältnis der lokalen katabatischen Abflussindizes der im Bereich des Reeves Gletschers gelegenen Stationen „Manuela“ und „Sandra“. Beide Stationen weisen deutliche Unterschiede in den mittleren gemessenen Windstärken auf. An der auf 1525 m Höhe gelegenen Station „Sandra“ wird im Winter eine mittlere Windstärke von 11,6 m/s gemessen. Die auf nur 80 m Höhe gelegene Station „Manuela“ weist hier eine mittlere Windstärke von 15,7 m/s auf. Trotz dieser gravierenden Unterschiede in der mittleren Windstärke weisen die normierten Indexzeitreihen bei dem in Abb. 4.3a gezeigten Streudiagramm eine hohe Punktdichte entlang der Winkelhalbierenden auf. Die Ähnlichkeit der beiden normierten Indexzeitreihen wird dadurch belegt. Weitere Beispiele zeigen die Abb. 4.3b bis d.

Es sei darauf hingewiesen, dass sich ein ähnlich hoher Zusammenhang der lokalen Abflussindizes nicht generell für Stationen innerhalb einer Region nachweisen läßt (z.B. Abb. 4.3d). Hier gilt zu berücksichtigen, dass Stationen auch innerhalb einer Region einige 100 km weit auseinander liegen können (vgl. Kapitel 4.2). Es kann die Vorstellung zugrunde gelegt werden, dass einsetzender katabatischer Wind in Form eines sich in Bewegung setzenden Luftpaketes einige Zeit braucht, bis er von einer weit im Inneren der Antarktis gelegenen Station eine in Küstennähe gelegene Station erreicht (*Targett, 1998*). Dies würde insgesamt erklären, warum in den Abb. 4.3a bis d zu einer Reihe von Terminen starker katabatischer Abfluss nur an einer der beiden Stationen festgestellt wird.

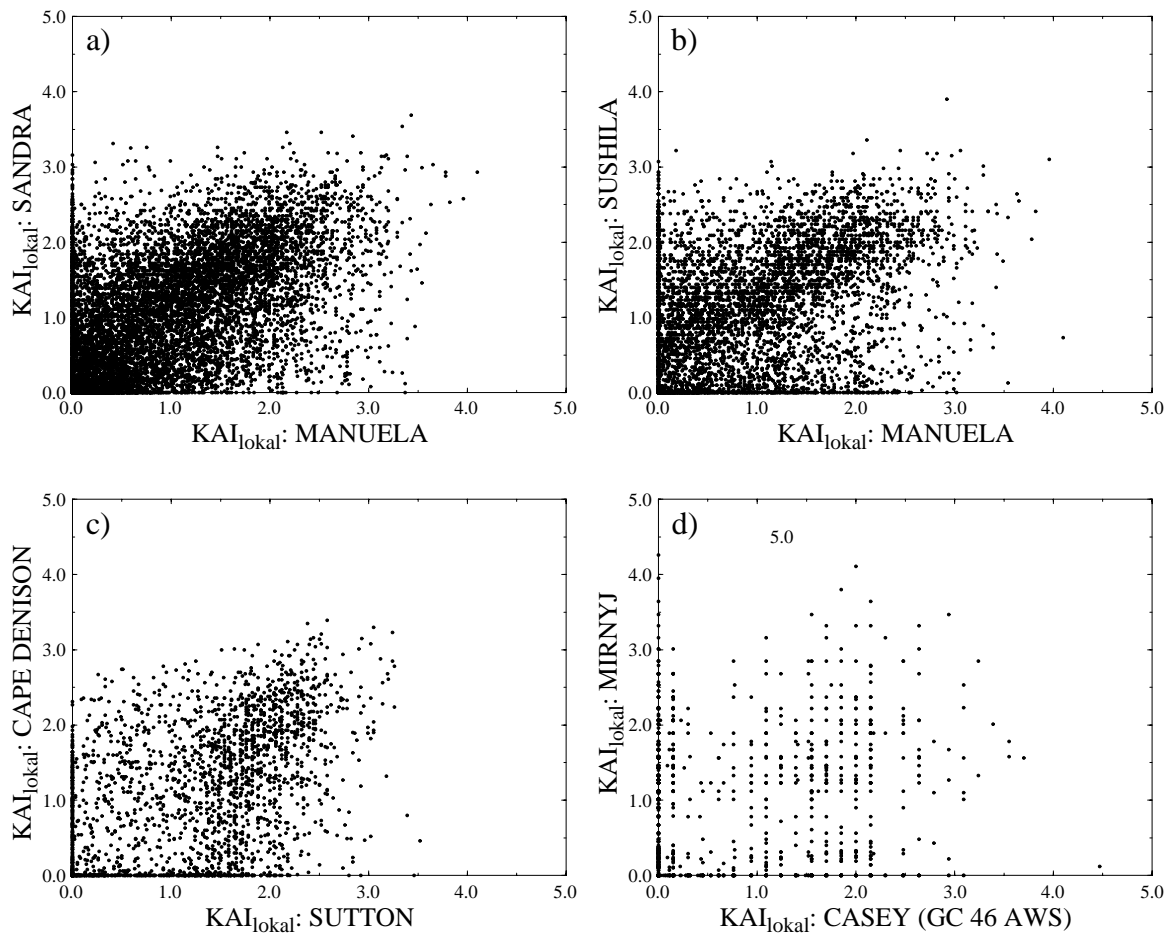


Abb. 4.3: Streudiagramme lokaler katabatischer Abflussindizes (KAI_{lokal}) für die Stationen **a)** „Manuela“ und „Sandra“, **b)** „Manuela“ und „Sushila“, **c)** „Sutton“ und „Cape Denison“ sowie **d)** „Casey“ und „Mirnyj“.

4.1.4 Regionaler katabatischer Abflussindex

Ausgehend von den lokalen katabatischen Abflussindizes können regionale Abflussindizes unter Einbeziehung mehrerer Stationen aufgestellt werden. Der regionale katabatische Abflussindex wird als Mittel lokaler Abflussindizes aller, zu einem Termin verfügbarer Stationen innerhalb einer Region definiert:

$$KAI_{\text{regional}} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N KAI_{\text{lokal}}^n = \frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N \alpha_n \cdot KAI_{\text{Station}}^n \quad (18)$$

Hierbei ist N die Anzahl der zu einem Termin eingehenden Stationen. Die Verwendung regionaler KAI ermöglicht es, Messlücken einzelner Stationen durch Daten anderer Stationen zu schließen, um so eine möglichst kontinuierliche (und wenig fragmentierte) Indexzeitreihe zu

erhalten. Ferner wird über die lokale Betrachtung an einzelnen Stationen hinaus eine großräumigere Betrachtungsweise (auf der räumlichen Skala der Untersuchungsregion) der Aktivität katabatischer Winde ermöglicht.

Katabatisches Abflussereignis

Ausgehend von den Zeitreihen regionaler Abflussindizes können für jede Region katabatische Abflussereignisse definiert werden. Als **regionales katabatisches Abflussereignis** (KAE) werden Termine definiert, an denen der nach Gleichung [18] berechnete Index oberhalb des 90. Perzentilwertes liegt, bezogen auf die Gesamtheit aller Indexwerte, welche einen von null verschiedenen Abfluss anzeigen (Indexwerte größer null). Sollte über mehrere Termine hinweg ein KAE identifiziert werden, so wird dies im Folgenden als „Episode katabatischen Abflusses“ bezeichnet.

4.2 Untersuchungsregionen

Es werden Zeitreihen regionaler KAI nach Gleichung [18] für acht Untersuchungsregionen entlang der antarktischen Küste erstellt. Diese sind weiträumig um die Antarktis verteilt (siehe Abb. 4.4). Eine Reihe der Regionen fallen mit den Hauptkonfluenzzonen katabatischer Winde zusammen und sind daher geeignet zur Untersuchung des Massenabflusses aus der Ostantarktis. Durch eine weitere Region kann auch der über das Ross Eisschelfs stattfindende Massentransport aus der Westantarktis heraus näher beleuchtet werden. Die Voraussetzungen zur Untersuchung der Aktivität katabatischer Winde über der Antarktis in integraler Betrachtungsweise sind damit gegeben. Voruntersuchungen haben gezeigt, dass die Qualitätskontrolle und Auswahl der in die Berechnungen eingehenden Stationsdaten einen wichtigen Schritt bei der Aufstellung angemessener Indexzeitreihen zur Identifikation regionaler katabatischer Abflussereignisse darstellt. Um eine angemessene Beschreibung der Aktivität katabatischer Winde zu erzielen, ist darauf zu achten, dass die Stationen möglichst nahe an der Achse maximaler Konfluenz liegen. Die Trennung zwischen katabatischen und synoptischen Windregimen erfordert zudem eine passende Wahl der KWR.

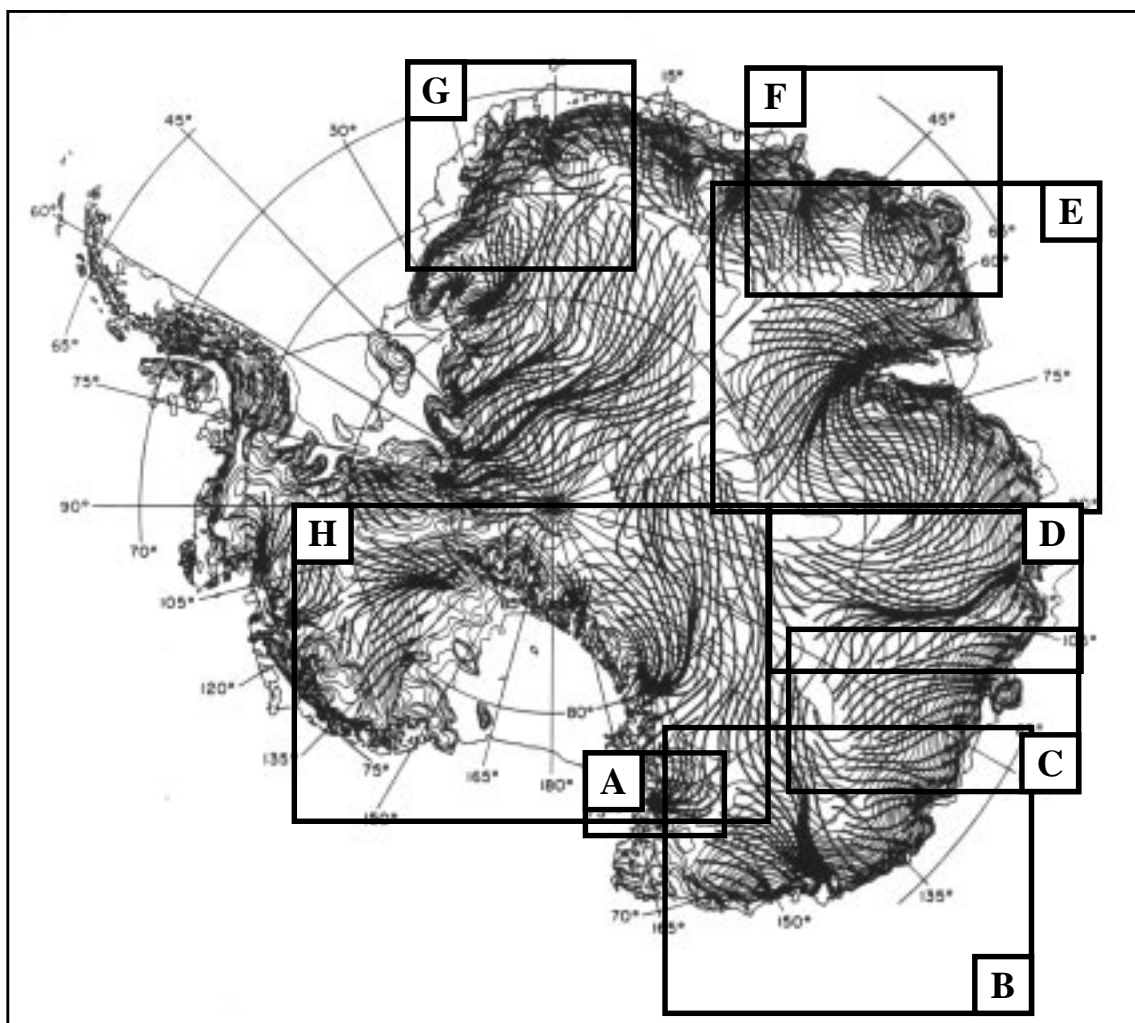


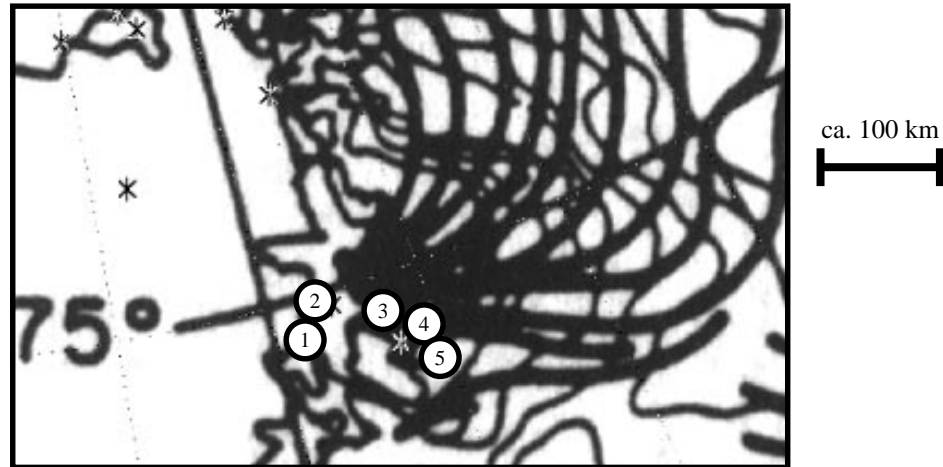
Abb. 4.4: Untersuchungsregionen zur Berechnung der KAI_{regional} : [A] Reeves Gletscher, [B] Adélie Küste, [C] Vincennes Bucht, [D] Shackleton Eisschelf, [E] Amery Eisschelf, [F] Enderby Land, [G] Ekström Eisschelf, [H] Ross Eisschelf. Die unterliegende Stromlinienkarte ist aus *Parish und Bromwich (1987)*.

Die Untersuchungsregionen sowie die ausgewählten Stationen werden im Folgenden näher vorgestellt. Dabei wird auf wesentliche, klimatologisch relevante Eigenschaften der Stationen eingegangen. Neben der mittleren Windstärke ist die Windrichtungskonstanz ein wichtiges Merkmal zur Charakterisierung der beobachteten Windregime. Diese stellt das Verhältnis zwischen der mittleren Windstärke und dem Betrag des mittleren Windvektors dar (*Parish, 1982*). Die Auswahl und die genaue Lage der Stationen muss bei der Interpretation der Untersuchungen auf Zusammenhänge zwischen der Variabilität katabatischer Winde und der großskaligen atmosphärischen Zirkulation berücksichtigt werden.

4.2.1 Reeves Gletscher

Der Reeves Gletscher befindet sich an der Westseite des Ross Meeres, an der „Terra Nova Bay“, und ist durch ein besonders starkes und persistentes katabatisches Windregime ausgezeichnet (*Bromwich, 1989a*). Eine detaillierte Beschreibungen dieser Region aus geographischer Sicht findet sich z.B. in *Parish und Bromwich (1989)*. Die ausgewählten Stationen liegen räumlich dicht zusammen in der Konfluenzzone der mittleren katabatischen Strömung (*siehe Parish und Bromwich, 1987*). Es finden sich Stationen sowohl am Fuße, als auch auf dem Gletscher selbst (Abb. 4.5). Besonders die Winde an den höher gelegenen Stationen sind durch eine hohe Richtungskonstanz ausgezeichnet. Dabei werden überwiegend westliche Winde beobachtet, was sich in den zur Berechnung des KAI verwendeten KWR niederschlägt. Die mittleren Windstärken liegen im Winter mit Ausnahme der Station „Baia Terra Nova“, für welche nur sehr wenige Messwerte vorliegen, oberhalb von 10 m/s. Die höchsten mittleren Windstärken werden an der Station „Manuela“ gemessen. Diese befindet sich am Fuße des Gletschers, direkt auf der Achse maximaler Konfluenz.

Die Untersuchung von KAI Zeitreihen in Hinblick auf die Dauer und Wiederkehr der „Episoden katabatischen Abflusses“ zeigt auf, dass starkes Ausströmen oftmals nur sehr kurzzeitig stattfindet. 60% aller KAE lassen sich Abflussepisoden mit einer Dauer von weniger als sechs Stunden zuordnen (bezogen auf 6-stündige Daten, Messlücken werden als $KAI=0$ behandelt). Im Gegensatz dazu finden *Cogliani et al. (1996)* typische Zeitspannen von zwei bis drei Tagen und Wiederkehrperioden von etwa einer Woche. Bei Betrachtung von KAI-Zeitreihen (vergleiche Kapitel 8) können die Beobachtungen von *Cogliani et al. (1996)* in Bezug auf katabatischen Abfluss durchschnittlicher Stärke durchaus nachvollzogen werden. Eine ähnliche Charakteristik weisen auch alle weiteren, im Folgenden beschriebenen Regionen auf. Die Untersuchung einer herausragenden Episode, länger andauernden katabatischen Abflusses in der Region „Reeves Gletscher“, einschließlich der großskaligen Rahmenbedingungen, liegt in Kapitel 8 in Form einer Fallstudie vor.

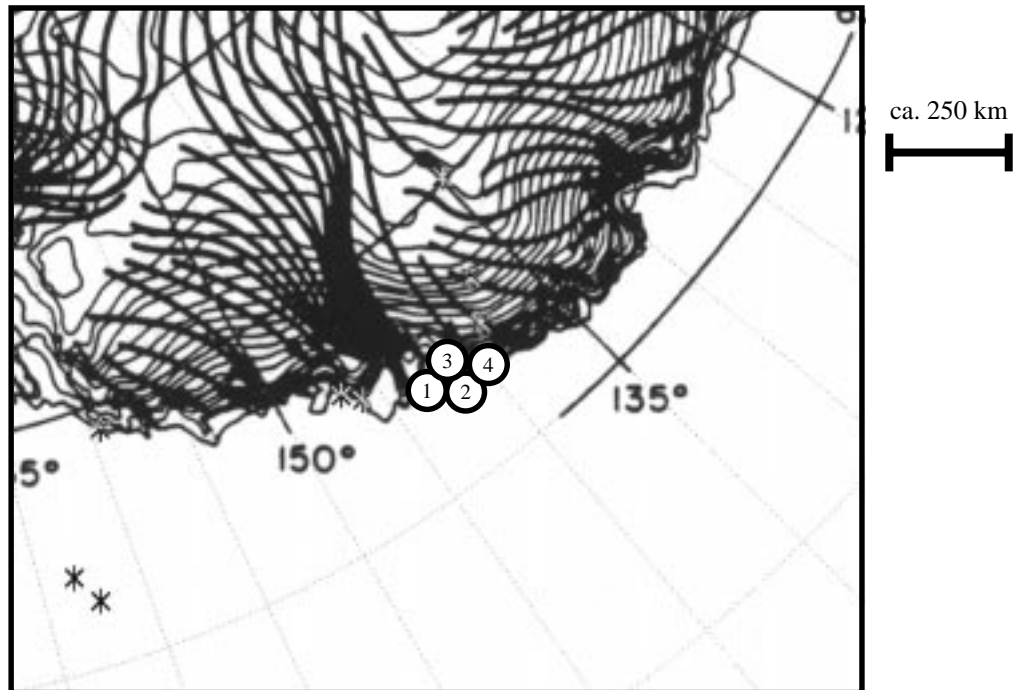


	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Baia Terra Nova	ITA	89662	74,70°S	164,10°O	81	1%	4,9	0,69	290
2	Manuela	USA	-	74,92°S	163,60°O	80	55%	15,7	0,85	290
3	Shristi	USA	-	74,70°S	161,57°O	1200	8%	12,1	0,94	296
4	Sandra	USA	-	74,49°S	160,49°O	1525	28%	11,6	0,97	288
5	Lynn	USA	-	74,23°S	160,37°O	1772	34%	11,3	0,93	285

Abb. 4.5: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Reeves Gletscher“. Die der Karte unterliegende Stromliniendarstellung ist ein Ausschnitt der Abb. 3 in *Parish und Bromwich (1987)*. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1984 bis 1998: GM = prozentualer Anteil der Termine mit gültiger Messung, MW = Mittelwind, RK = Richtungskonstanz, KWR = „katabatische Windrichtung“. Zur Unterscheidung zwischen UWM-AWS und GTS-SYNOPS sind letztere Stationen grau dargestellt.

4.2.2 Adélie Küste

Eine weitere Region besonders starker katabatischer Winde findet sich an der Adélie Küste (*Wendler et al., 1997*). Bei der Stationsauswahl wurde ganz besonderes Augenmerk darauf gelegt, dass der direkte synoptische Einfluss an der jeweiligen Station gering ist. Im Rahmen von Voruntersuchungen wurde deutlich, dass Ergebnisse in Hinblick auf Zusammenhänge zur großskaligen atmosphärischen Zirkulation, speziell in dieser Region, stark abhängig von der Stationswahl sind. Die vier zur Erstellung des KAI schließlich ausgewählten Stationen (alleamt AWS) befinden sich dicht an der in *Parish und Bromwich (1987)* hervorgehobenen Hauptkonfluenzzone für katabatischen Abfluss. Die Stationen sind sowohl durch eine hohe Windrichtungskonstanz, als auch in Richtung der Hauptkonfluenzzone hin zunehmenden Mittelwindstärken ausgezeichnet (siehe Abb. 4.6). Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass Daten der bemannten Station „Dumont d’Durville“ (WMO-Nr. 89642) aus oben genanntem Grund nicht berücksichtigt werden. Obwohl diese Station bei 140,02°N und damit noch westlich der AWS „Dumont d’Durville (D-10)“ liegt, werden hier im Mittel eher südöstliche Winde gemessen. Ferner ist diese Station durch eine geringere Windrichtungskonstanz ausge-



	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Cape Denison	USA	-	142,66°O	67,01°S	31	4%	24,8	0,95	169
2	Port Martin	USA	-	141,39°O	66,82°S	39	6%	16,8	0,94	178
3	Sutton	USA	-	141,37°O	67,08°S	871	10%	16,4	0,98	188
4	D. d'Urville (D-10)	USA	-	139,80°O	66,70°S	240	52%	8,6	0,90	180

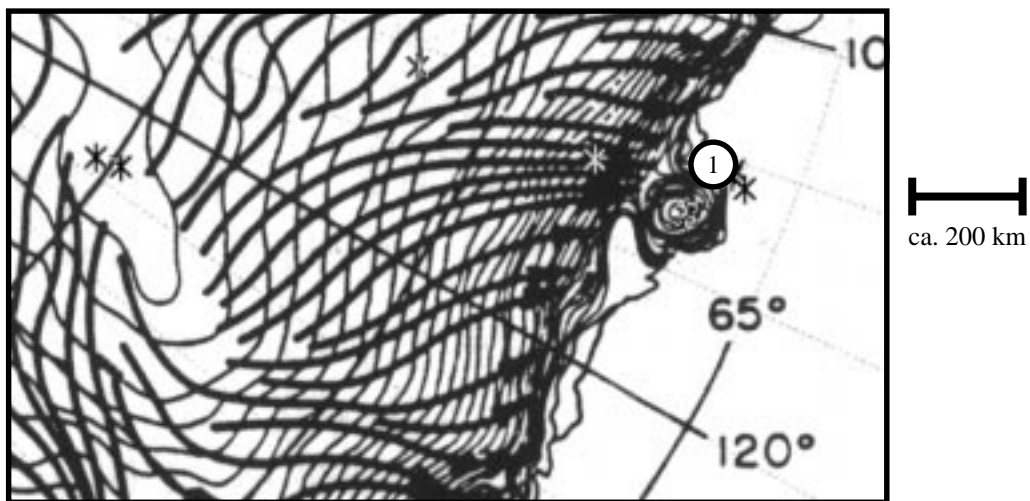
Abb. 4.6: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Adélie Küste“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1980 bis 1998. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

zeichnet ($RK = 0,85$) und liegt mit 43 m deutlich niedriger als die gleichnamige AWS. Eine starke Beeinflussung des Windregimes durch synoptischskalige Zyklonen ist daher wahrscheinlich.

Die Analyse der sechsständigen KAI-Zeitreihen zeigt, dass starker katabatischer Abfluss auch hier in der Regel sehr kurzzeitig stattfindet und 57% aller KAE einer Episode zugeordnet werden, welches eine Dauer von weniger als 6 Stunden hat. Es lassen sich jedoch auch hier innerhalb des betrachteten Untersuchungszeitraums von 1980 bis 1998 länger andauernde „Episoden katabatischen Abflusses finden: in fünf Fällen dauern diese zwei Tage oder länger an. Eine ausführliche Diskussion eines Mitte Juli 1982 stattfindenden Fallbeispiels herausragenden katabatischen Massenabflusses findet sich in Kapitel 8.

4.2.3 Vincennes Bucht

Obwohl sich im Bereich der Vincennes Bucht eine ganze Reihe von Stationen finden, werden ausschließlich Daten der Station „Casey“ verwendet. Diese liegt am Ausgang eines Konfluenzgebietes katabatischen Abflusses, dessen Einzugsgebiet bis weit in das antarktische Hinterland hinein reicht (Abb. 4.7). Es sei darauf hingewiesen, dass die Station „Casey“ gegenüber den anderen verfügbaren Stationen durch eine vergleichsweise lange Beobachtungszeitreihe ausgezeichnet ist. Im Vergleich zu den Regionen „Reeves Gletscher“ und „Adélie Küste“ wird eine geringere Windrichtungskonstanz festgestellt, wodurch der stärkere synoptische Einfluss deutlich wird. Es kann jedoch anhand der Windrichtungsstatistik eine eindeutige Trennung zwischen dem katabatischen (südliche Winde mittlerer Stärke) sowie dem synoptischen Windregime (östliche Winde oftmals hoher Stärke) vorgenommen werden. Im Gegensatz dazu wird ein großer Teil der nicht zur Berechnung des KAI verwendeten Stationen durch ausschließlich östliche Winde dominiert. Eine Trennung zwischen katabatischem und synoptischem Windregime anhand der Windrichtung ist hier nicht möglich. Die Station „Casey“ befindet sich westlich der hoch gelegenen Budd Küste mit dem weit nach Norden reichenden Kap Poinsett (Abb. 4.7). Es ist davon auszugehen, dass katabatische Winde, welche mit stabiler Temperaturschichtung einhergehen, eine zusätzliche Leitwirkung durch die Orographie erfahren. Dies könnte die besonders deutliche Unterscheidung der Windrichtungen von katabatischen und rein synoptisch induzierten Winden an der Station „Casey“ erklären.

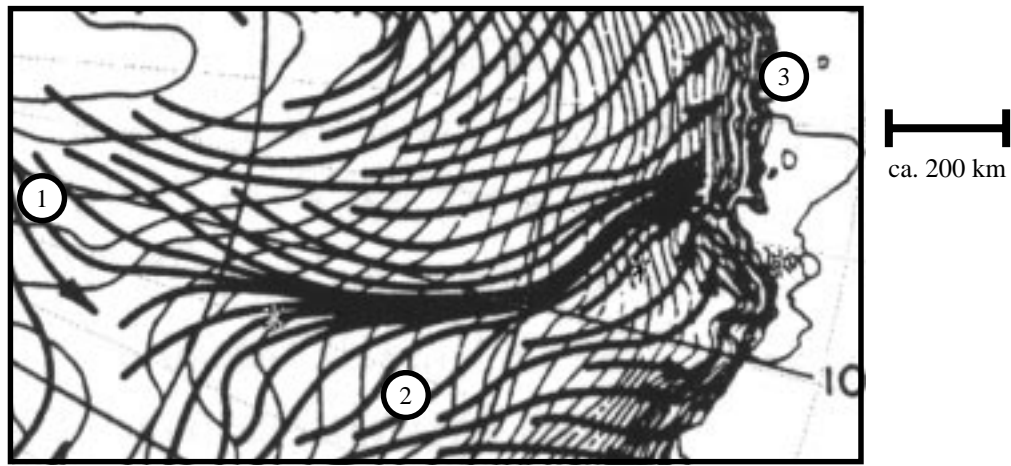


	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Casey	AUS	89611	110,52°O	66,28°S	42	82%	8,1	0,67	170

Abb. 4.7: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Vincennes Bucht“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1988 bis 1999. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

4.2.4 Shackleton Eisschelf

Die Stationen zur Erfassung der katabatischen Windaktivität über das Shackleton Eisschelf sind über das gesamte Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss verteilt. So befindet sich die Station „Vostok“ mehr als 1000 km landeinwärts. Die Station „Mirnyj“ liegt im Gegensatz dazu direkt an der Küste. An den im Landesinneren gelegenen Stationen werden vergleichsweise schwache Mittelwinde gemessen, wohingegen an der Küstenstation „Mirnyi“ ein Mittelwind von mehr als 10 m/s gemessen wird (Abb. 4.8). Hier gilt es neben den überwiegend aus südöstlicher Richtung mit mittlerer Stärke wehenden katabatischen Winden vor allem die in Verbindung mit Zyklonen auftretenden, starken Ostwinde zu berücksichtigen.



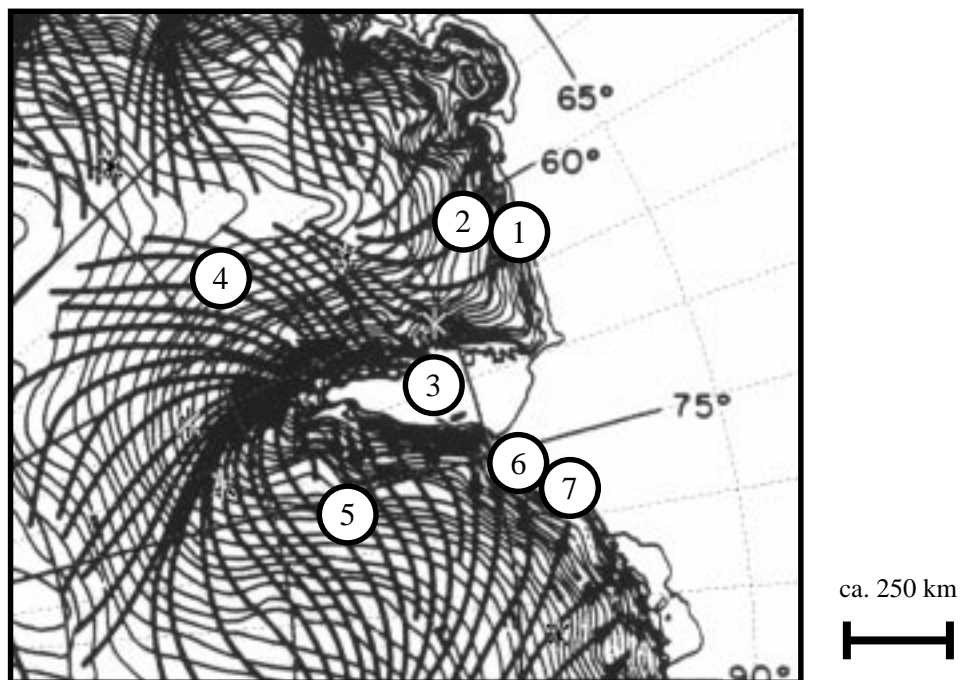
	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Vostok	RUS	89606	106,87°O	78,45°S	3490	33%	5,2	0,74	230
2	Casey (AWS)	AUS	89813	111,27°O	71,60°S	2763	17%	2,6	0,4	150
3	Mirnyj	RUS	89592	93,02°O	66,55°S	30	41%	12,9	0,88	150

Abb. 4.8: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Shackleton Eisschelf“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1988 bis 1999. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

4.2.5 Amery Eisschelf

Die Stationen zur Erfassung der katabatischen Windaktivität um das Amery-Eisschelf sind ebenfalls durch eine weite räumliche Streuung ausgezeichnet. Es befinden sich einige Regionen in Küstennähe, sowohl westlich, als auch östlich des Eisschelfs. Weiter im Inneren der Antarktis gelegene Stationen befinden sich westlich und östlich der über den Lambert Gletscher verlaufenden Hauptkonfluenzzone für katabatischen Abfluss. Es muss an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass der Abflussindex in erster Linie aus den Messwerten der Stationen in Küstennähe berechnet wird (siehe Abb. 4.9). Weitere Stationen, welche sich sehr nahe an der Hauptachse katabatischen Abflusses befinden, messen oftmals nur in den Som-

mer- oder Übergangsmonaten und können (mit Ausnahme der Station „Amery G3“) nicht zur Indexaufstellung berücksichtigt werden. Hier könnten weiterführende Untersuchungen bezüglich anderer Jahreszeiten von Interesse sein. Es muss daher insgesamt bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden, dass sich alleine aus der Lage der Stationen ein verstärkter synoptischskaliger Einfluss auf die erfasste Windaktivität ergeben kann. Eine wichtige Besonderheit ergibt sich ferner daraus, dass die katabatisch abfließenden Luftmassen an den zur Indexaufstellung verwendeten Stationen verschiedenen Ursprungsgebieten westlich und östlich der Hauptachse für katabatischen Abfluss entstammen. Dies ist jedoch im Einklang mit der Zielsetzung dieser Arbeit, da auf diese Weise dem überregionalen Charakter des katabatischen Massenabflusses aus der Antarktis heraus Rechnung getragen wird.

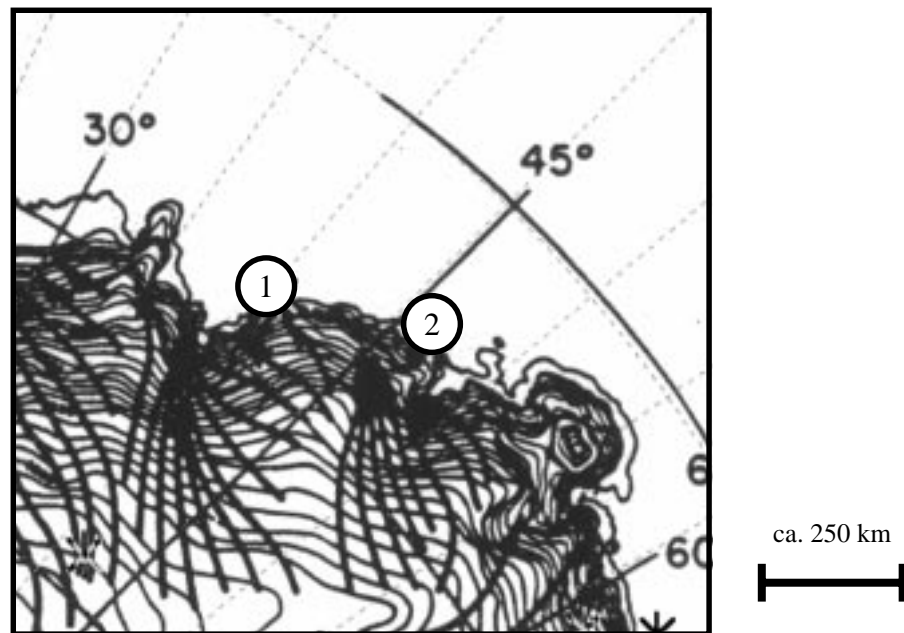


	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Mawson	AUS	89564	62,87°O	67,60°S	16	90%	12,4	0,94	160
2	Hawson		89762	61,12°O	68,65°S	1835	26%	12,1	0,90	150
3	Amery G3		89767	69,87°O	70,89°S	84	8%	9,7	0,93	220
4	Mawson (AWS)	AUS	89757	55,67°O	73,83°S	2743	10%	2,9	0,68	200
5	Davis (AWS)	AUS	89774	76,78°O	73,45°S	2565	4%	11,7	0,97	60
6	Progress	RUS	89574	76,40°O	69,40°S	64	10%	8,1	0,93	220
7	Davis	AUS	89571	77,97°O	68,58°S	13	90%	5,5	0,78	110

Abb. 4.9: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Amery Eisschelf“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1988 bis 1999. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

4.2.6 Enderby Land

Zur Aufstellung des KAI für die Region Enderby Land werden Daten der Stationen „Syowa“ und „Moledznaja“ verwendet (siehe Abb. 4.10). Die Analyse der Windrichtungsstatistiken zeigt, dass die an der Lützow Holm Bucht gelegene Station „Syowa“ durch starke nordöstliche Winde einerseits, sowie schwächere Winde aus südlicher Richtung andererseits gekennzeichnet ist (ohne Abbildung). Die südlichen Winde können in Verbindung mit katabatischem Abfluss über den an der Lützow Holm Bucht gelegenen Gletscher gebracht werden. Die Station „Moledznaja“ ist durch ähnliche Windregime charakterisiert, doch erreichen die südöstlichen katabatischen Winde hier typischerweise höhere Windstärken (ohne Abbildung).



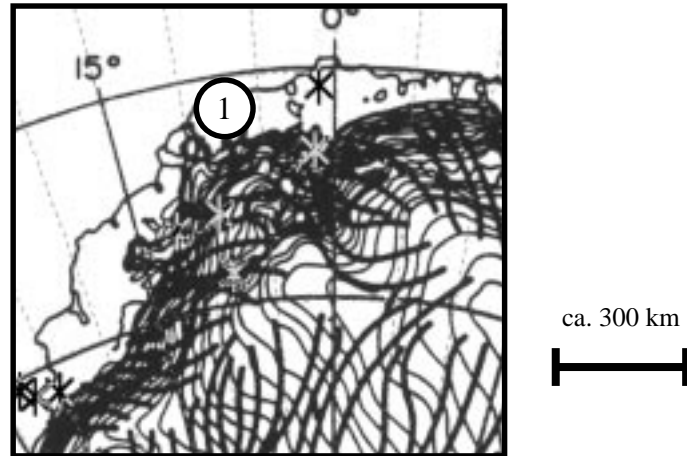
	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Syowa	JAP	89532	39.58°O	69.00°S	21	88%	6,5	0,74	170
2	Moledznaja	RUS	89542	45.85°O	67.67°S	40	38%	12,4	0,88	140

Abb. 4.10: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Enderbyland“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1988 bis 1999. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

4.2.7 Ekström Eisschelf

Zur Untersuchung katabatischer Winde am Ekström Eisschelf werden ausschließlich Daten der Station „Neumayer“ betrachtet. Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass katabatische Winde in dieser Untersuchungsregion ein lokales Phänomen darstellen und ein großräumiges Einzugsgebiet für katabatischen Massenabfluss hier nicht gegeben ist (siehe Abb. 4.11). Katabatische Winde gehen an der Station „Neumayer“ oftmals mit stabilen Hochdrucklagen einher

und können dabei mittlere Windstärken (ca. 5 m/s) aus südlicher Richtung erreichen. Besonders starke Winde aus meist östlichen Richtungen stehen dagegen in Verbindung mit starker Wetteraktivität und dem Durchzug von Zyklonen. Ausführlich hat sich *Kottmeier (1986)* mit katabatischen Winden über dem Ekström Eisschelf im Sommer beschäftigt.

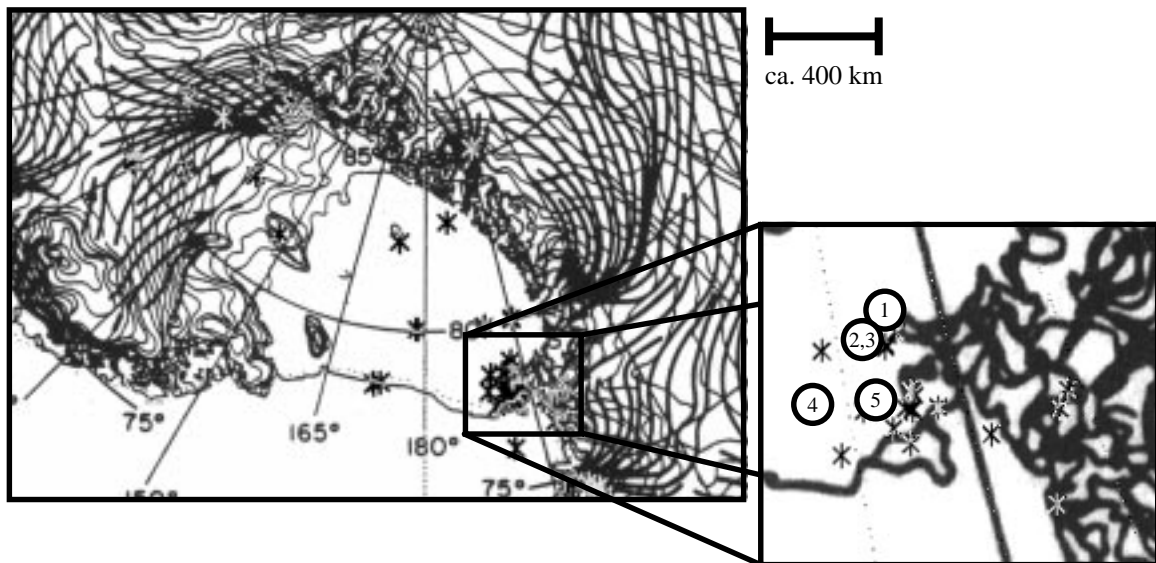


	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Neumayer	D	89002	8.25°O	70.67°S	50	82%	9.8	0,68	180

Abb. 4.11: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Ekström Eisschelf“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1988 bis 1999. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

4.2.8 Ross Eisschelf

Zur Untersuchung des Massenflusses entlang des Transantarktischen Gebirges stehen eine Reihe von Stationen im Bereich der Ross-Meer Inselgruppe zur Verfügung. Es werden ausschließlich direkt auf dem Schelfeis gelegene Stationen betrachtet. Höher gelegene Stationen werden nicht berücksichtigt, da diese sich nicht mehr innerhalb der dicht über dem Schelfeis gelegenen Inversionsschicht befinden (z.B. Station „Minna Bluff“, 920 m ü.N.n.). Insgesamt werden die Stationen durch südliche Winde dominiert (siehe Abb. 4.12). Eine Ausnahme stellt die Station „Manning“ dar. Westliche Winde können hier mit katabatischen Winden in Verbindung gebracht werden, welche über am Westrand des Ross-Eisschelfs gelegene Gletscher (Byrd, Skelton, Mulock) strömen. Ferner befindet sich die Station an der südöstlichen Spitze eines Gebirgsausläufers. Es ist davon auszugehen, dass auch die entlang des Transantarktischen Gebirges strömenden Luftmassen in Bodennähe umgelenkt werden und zu Winden aus südwestlichen Richtungen führen.



	Station	Nation	WMO-Nr.	Länge	Breite	Höhe [m]	GM	MW [m/s]	RK	KWR [°]
1	Manning	USA	-	166,80°O	78,80°S	65	26%	4,2	0,74	246
2	Linda	USA	89769	168,38°O	78,48°S	50	13%	9,2	0,77	200
3	Linda	USA		168,35°O	78,5°S	50	12%	10,5	0,93	201
4	Ferrell	USA		170,80°O	78,02°S	44	76%	6,2	0,83	225
5	Tiffany	USA		168,20°O	78,00°S	25	9%	1,7	0,71	198

Abb. 4.12: Karte und Liste der in die Berechnung des KAI_{regional} eingehenden Stationen für die Region „Ross Schelfeis“. Die statistischen Größen in den letzten vier Spalten der Tabelle beziehen sich auf dreistündige Messwerte für Wintermonate (JJA) der Jahre 1981 bis 1999. Genaue Erklärung siehe Abb. 4.5.

4.3 Bemerkungen zur Fehlerschätzung

Besonders in aktuellen Studien wird die Fragestellung diskutiert, inwiefern entlang der antarktischen Küste beobachtete Windregime katabatischer oder synoptischer Natur sind (*Parish und Cassano, 2003a und 2003b*). Da die vorgestellte Methode zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse sich ausschließlich auf die Betrachtung der bodennahen Windstärke und Windrichtung stützt, soll die Eignung der verwendeten Identifikationsmethode für statistische Untersuchungen durch einige Zusatzargumente abgesichert werden.

Zunächst sei betont, dass die Auswahl der in die Berechnungen des regionalen KAI eingehenden Stationen so getroffen wurde, dass eine optimale Erfassung des katabatischen Windregimes innerhalb der jeweiligen Konfluenzzonen gewährleistet ist. *Parish und Cassano (2003a)* weisen darauf hin, dass innerhalb derartiger Vorzugsregionen für katabatischen Abfluss auch der Durchzug von Zyklonen durch den Einfluss der Orographie mit Windrichtungen und Windstärken am Boden verbunden sein kann, welche den katabatischen Winden ähnlich sind.

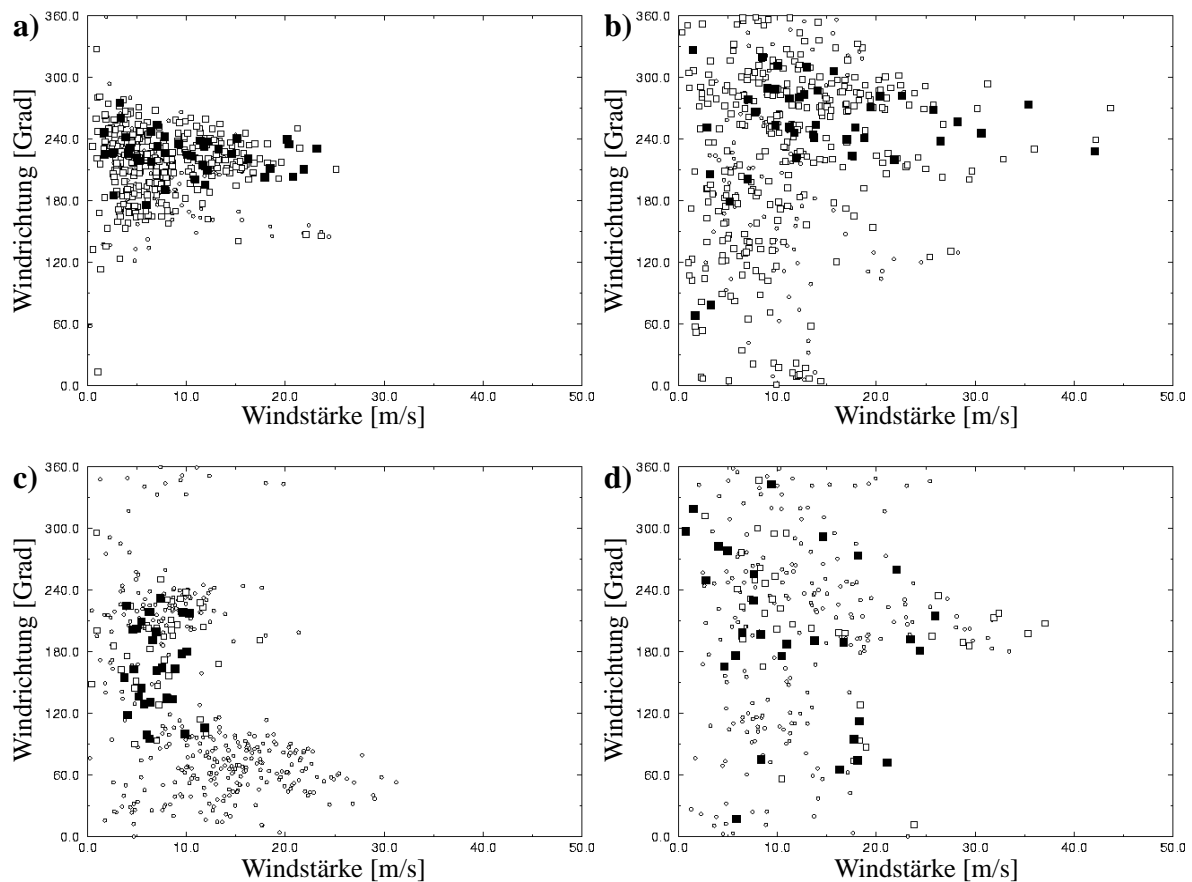


Abb. 4.13: Streudiagramme von bodennahem Rotationswind und geostrophischem Wind in 500 hPa in den Wintermonaten (JJA) 1990 und 1991 aus den EZMW-Analysen für Termine, an denen ein regionaler KAI vorliegt. Es wird der Gitterpunkt $162,5^{\circ}\text{O}/75,0^{\circ}\text{S}$ für die Region „Reeves Gletscher“ sowie der Gitterpunkt $7,5^{\circ}\text{W}/70^{\circ}\text{S}$ für die Region „Ekström Eisschelf“ betrachtet: **a)** Rotationswind auf der Modellfläche 18 über der Region „Reeves Gletscher“, **b)** geostrophischer Wind in 500 hPa über der Region „Reeves Gletscher“, **c)** Rotationswind auf der Modellfläche 18 über der Region „Ekström Eisschelf“, **d)** geostrophischer Wind in 500 hPa über der Region „Ekström Eisschelf“. Die Kennzeichnung der verschiedenen Termine ist wie folgt: ■ katabatisches Abflussereignis, □ KAI > 0, o übrige Termine.

Durch die Betrachtung des geostrophischen Windes soll daher exemplarisch anhand zweier Regionen überprüft werden, inwiefern die identifizierten Abflussereignisse in direkter Verbindung zu der durch die synoptisch- und größerskalige atmosphärische Zirkulation vorgegebenen Anströmung der jeweiligen Region stehen. Neben dem geostrophischem Wind in 500 hPa wird der Rotationswind auf einem bodennahen Modellniveau betrachtet. Unter Vernachlässigung der Konvergenz der Meridiane kann dieser gleich dem geostrophischem Wind gesetzt werden. Die Formeln zur Berechnung können dem Anhang (A.3) entnommen werden. Es muss an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass die Erfassung des bodennahen Druckgradienten am Rand der Antarktis aufgrund der Orographie und den starken thermischen Gegensätzen mit Schwierigkeiten verbunden ist (*Simmonds et al., 2003*). Darüber hinaus sei darauf hingewiesen, dass der geostrophische Wind nur näherungsweise die tatsächliche Anströmung der Region wiedergibt. Dies muss bei der Interpretation der im Folgenden vorgestellten Ergebnisse berücksichtigt werden.

Das katabatische Windregime über dem Reeves Gletscher ist durch seine besondere Stärke und Persistenz ausgezeichnet (*Bromwich, 1989*). Dahingegen stellt das Ekström Eisschelf beispielhaft eine Region für das Auftreten schwacher katabatischer Winde dar (*siehe Kottmeier, 1986*). Bei Betrachtung der Wintermonate (JJA) 1990 und 1991 zeigt sich für die Region „Reeves Gletscher“ sehr deutlich, dass die Stärke des katabatischen Abflusses nicht streng mit der Stärke des geostrophischen Windes zusammenhängt (Abb. 4.13a und b). In Bodennähe werden überwiegend südwestliche geostrophische Winde (dargestellt durch den Rotationswind) variabler Stärke beobachtet. KAE treten nahezu unabhängig von der Stärke des bodennahen Rotationswindes auf. In 500 hPa lässt sich eine Vorzugsrichtung des geostrophischen Windes nicht so deutlich erkennen. Besonders starke geostrophische Winde werden jedoch überwiegend aus westlicher Richtung beobachtet. Auch KAE treten bevorzugt bei westlicher Anströmrichtung auf. Jedoch findet auch hier das Auftreten der KAE nicht in strenger Abhängigkeit von der Stärke der geostrophischen Anströmung statt. Eine starke geostrophische Anströmung in 500 hPa bedeutet nicht zwingend, dass auch am Boden entsprechend starke Winde beobachtet werden. Andererseits treten extrem starke Winde am Boden (KAE) auch bei nur schwacher geostrophischer Anströmung in 500 hPa auf. Es wird gefolgert, dass die bodennahen Stationswinde einen guten Indikator für das Auftreten der KAE darstellen. Die Identifikationsmethode erweist sich für diese Region somit als geeignet.

Anders stellt sich die Situation für die Region „Ekström Eisschelf“ dar. Besonders häufig werden in Bodennähe östliche bis nordöstliche geostrophische Winde beobachtet. Diese können in Verbindung mit dem Durchzug von Zyklonen nördlich der Region gebracht werden (ohne Abbildung). Hier werden gleichsam die höchsten geostrophischen Windstärken erreicht. Es findet sich ferner eine Häufung schwächerer geostrophischer Winde aus südwestlicher Richtung. KAE treten bevorzugt dann auf, wenn in Bodennähe südwestliche bis südöstliche geostrophische Anströmungen mittlerer Stärke vorherrschen. In 500 hPa bewirkt der Durchzug transienter Wellen eine gestreutere Verteilung der geostrophischen Windstärke und -richtung. Ein strenger Zusammenhang zwischen der Stärke der geostrophischen Anströmung und dem Auftreten von KAE kann jedoch auch hier nicht festgestellt werden. Dies macht deutlich, dass die verwendete Identifikationsmethode für statistische Untersuchungen katabatischer Abflussereignisse auch in dieser Region geeignet ist. Es sei allerdings darauf hingewiesen, dass aufgrund des starken Einflusses von Zyklonen einerseits, sowie der nur schwachen Stärke der katabatischen Winde andererseits, nicht ausgeschlossen werden kann, dass ein Teil der als KAE identifizierten Ereignisse in dieser Region ausschließlich durch das Windfeld einer Zyklone zustande kommen. Eine weitere Fehlerschätzung kann mit Hilfe der Inversionsstärke (Kapitel 5) sowie der Zyklonenaktivität (Kapitel 6) vorgenommen werden.

5. Inversionsstärke

Die Ausbildung einer starken Bodeninversion gehört neben dem katabatischen Windsystem zu den herausragenden klimatologisch relevanten Phänomenen der antarktischen Grenzschicht. Beide Phänomene stehen in einem direkten Zusammenhang. So führt die Ausbildung der Bodeninversion und die damit einhergehende starke Abkühlung zu einer Dichtezunahme der bodennahen Luftmassen. Auf ein bodennahes Luftpaket wirkt dadurch eine im Schwerfeld der Erde negative Auftriebskraft. Die Folge ist das Abgleiten der Luftmassen in Form einer „Dichteströmung“ und somit die Entstehung des katabatischen Windes. Umgekehrt hat das Auftreten von katabatischem Wind jedoch auch Auswirkung auf die Stärke der Bodeninversion. So bewirkt der damit verbundene bodennahe Abtransport der kalten Luftmassen gleichzeitig eine Abschwächung der Bodeninversion. Dies kann besonders über den stark geneigten Hängen in Küstennähe zu einer deutlichen Verminderung der Bodeninversion führen (*Bromwich und Parish, 1998*).

Aufgrund der starken Kopplung von Bodeninversion und katabatischem Wind konzentrieren sich die Untersuchungen dieses Kapitels auf die gleichzeitige Betrachtung beider Phänomene. Es soll insbesondere überprüft werden, inwiefern dadurch eine Validierung der im vorausgehenden Kapitel vorgestellten Methodik zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse erreicht werden kann.

5.1 Methodik

Die antarktische Bodeninversion wird üblicherweise über die Inversionstiefe sowie die Inversionsstärke charakterisiert. Die Tiefe der Inversion kann für eine über dem Beobachtungspunkt gelegene Luftsäule definiert werden als die Höhe über Grund des Temperaturmaximums in der unteren Troposphäre. Die Stärke der Inversion wird üblicherweise definiert als Differenz zwischen diesem Temperaturmaximum und der Temperatur am Boden (z. B. *Phillpot und Zillman, 1970*).

Die Entstehung der antarktischen Bodeninversion wird an erster Stelle durch die langwellige Ausstrahlung an der Oberfläche verursacht. Dabei liegt die Höhe der Inversion gewöhnlich bei einigen hundert Metern. Die stärksten Temperaturgradienten treten in den untersten hundert Metern auf. Die Aufrechterhaltung und vertikale Erstreckung über mehrere hundert Meter hinaus setzt eine Divergenz des Strahlungsflusses und somit Strahlungsabkühlung innerhalb der gesamten Inversionsschicht voraus. Die Bodeninversion ist, mit Ausnahme der Sommermonate, durch eine starke Persistenz ausgezeichnet. Neben dem Abtransport der kalten Luftmassen durch den katabatischen Wind, liefert besonders die turbulente Durchmischung einen Beitrag zur Abschwächung der Bodeninversion (*siehe King und Turner, 1997*). Zu einer Störung, bis hin zur totalen Vernichtung kann es insbesondere in Verbindung mit der Beeinflussung durch Zyklonen kommen. Ein völliges Verschwinden der Bodeninversion wird am häufigsten in Küstennähe beobachtet (*Phillpot und Zillman, 1970*). Besonders Veränderungen

in der atmosphärischen Zirkulation, verstärkte Turbulenz in Verbindung mit starken Winden sowie teilweise bis weit in das Landesinnere vordringende Wolkenfelder können eine zeitweilige Auflösung bewirken (*Bromwich und Parish, 1998*). Die stärksten und dauerhaftesten Bodeninversionen sind im Landesinneren über dem hohen ostantarktischen Plateau zu finden. Dort werden kaum Tage ohne Bodeninversion beobachtet. Besonders starke Bodeninversionen können sich ferner über den flachen Schelfeisregionen ausbilden. Die Inversionshöhe liegt auf den hohen Lagen zwischen 500 und 700 m. In Richtung der Küste werden niedrigere Inversionshöhen erreicht. Eine Ausnahme stellen auch hier die in Küstennähe gelegenen Schelfeisregionen dar. Dort können Inversionshöhen von 400 bis 500 m erreicht werden (*Phillpot und Zillman, 1970*).

Eine Horizontalverteilung der langjährig gemittelten Inversionsstärke über der Antarktis im Winter findet sich in der Studie von *Phillpot und Zillman (1970)*. Der dort verwendete Ansatz zur Berechnung der mittleren Inversionsstärke setzt einen hohen Zusammenhang zwischen bodennaher Temperatur und Inversionsstärke voraus. So wird gezeigt, dass monatliche Mittelwerte der Inversionsstärke, berechnet mit Hilfe räumlich stark verallgemeinernder Annahmen für die vertikale Struktur der Atmosphäre, jedoch differenzierten Messdaten für die bodennahe Temperatur, eine sehr gute Einschätzung der mittleren Inversionsstärke für eine Reihe von Stationen liefern. Ein erheblicher Informationsgewinn kann somit bei der Berechnung der mittleren Inversionsstärke durch die Einbeziehung zeitlich und räumlich höher aufgelöster Temperaturmessungen am Boden erzielt werden, auch wenn räumlich und zeitlich weniger hoch aufgelöste Vertikalsondierungen vorliegen. Die Bedeutung qualitativ hochwertiger Daten der bodennahen Temperatur wird dadurch unterstrichen.

5.2 Inversionsstärke aus EZMW-Analysen

In diesem Teil der Arbeit wird die Inversionsstärke ausgehend von den 6-stündig auf Modellflächen vorliegenden EZMW-Analysedaten für die Wintermonate JJA für jeden Termin wie folgt berechnet:

$$I = T_{max} - T_{2m} \quad (19)$$

Hierbei ist T_{max} das bodennächste Temperaturmaximum in der unteren Troposphäre senkrecht über dem betrachteten Gitterpunkt. T_{2m} ist die zugehörige Temperatur in 2 m über Grund. Die Definition weicht damit von dem nach *Phillpot und Zillman (1970)* gewählten Ansatz für den Fall mehrerer dicht übereinanderliegender Sperrschichten ab. An dieser Stelle gilt zu bedenken, dass oberhalb der durch Ausstrahlung bedingten Inversion weitere Sperrschichten, bedingt durch Prozesse wie großskaliges Absinken oder horizontale Temperaturadvektion, entstehen können (*siehe King und Turner, 1997*). Es wird in dieser Arbeit somit von dem idealen Fall ausgegangen, dass die Dynamik katabatischer Winde alleine durch die bodennächste Kaltluftschicht bestimmt wird.

Zusatzuntersuchungen haben gezeigt, dass die unterschiedlichen Auflösungen der zur Berechnung der Inversionsstärke verwendeten EZMW-Analysedaten keinen qualitativen Einfluss auf die im folgenden Kapitel 5.2.1 gezeigten Verteilungen im langjährigen Mittel haben (ohne Abbildung). Aus den verschiedenen Auflösungen resultierende Diskontinuitäten müssen jedoch bei den im darauffolgenden Kapitel 5.2.2 durchgeführten Untersuchungen der zeitlichen Variabilität der Inversionsstärke berücksichtigt werden.

5.2.1 Langjähriges Mittel

Abb. 5.1a zeigt das langjährige (1985 - 2001) Mittel der 2 m Temperatur für die Wintermonate JJA auf Grundlage von EZMW-Analysen. Während die Temperaturverteilung nördlich der Antarktis durch eine vergleichsweise geringe Abnahme in Richtung Süden ausgezeichnet ist, finden sich deutlich stärkere Temperaturgradienten über der Antarktis selbst. Diese können neben der Breitenlage zum großen Teil durch die Orographie erklärt werden (*Fortuin und Oerlemans, 1990*). In Küstennähe sind Werte um etwa -20°C zu finden, wobei die Temperatur zum Inneren der Antarktis stark abnimmt und auf dem hoch gelegenen antarktischen Eisschild Werte unterhalb von -64°C erreicht. Die gezeigte Verteilung ist in guter Übereinstimmung mit *Connolley und Harangozo (2001)*.

Von Null verschiedene Werte der nach Gleichung [19] berechneten Inversionsstärke werden fast ausschließlich über dem antarktischen Kontinent erreicht (Abb. 5.1b). Ausnahmen stellen neben Lagen in direkter Küstennähe die Schelfeisregionen dar. Im Inneren der Antarktis werden maximale Werte der Inversionsstärke von über 24°C erreicht. Damit stimmt die gezeigte Verteilung von der Größenordnung her sehr gut mit den Ergebnissen nach *Phillpot und Zillman (1970)* überein. Es werden eine Reihe von Maxima dicht neben der Kuppe des Eisdomes gefunden. Diese liegen bevorzugt in Regionen mit einer nur geringen Neigung der unterliegenden Eisfläche. Im Gegensatz dazu fallen bei *Phillpot und Zillman (1970)* die Bereiche maximaler Inversionsstärke, ähnlich wie die Minima der bodennahen Temperatur in Abb. 5.1a, mit den am höchsten gelegenen Teilen des ostantarktischen Eisdomes zusammen. Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass bei *Phillpot und Zillman (1970)* die Ermittlung der vertikalen Temperaturverteilung auf einer Reihe von Näherungen basiert. *Connolley (1996)* berechnet die mittlere Inversionsstärke im Winter ausgehend von dem UKMO¹-GCM². Die dort gezeigte mittlere Inversionsstärke über der Antarktis für den Monat Juli stimmt hier gut mit der in Abb. 5.1b gezeigten Verteilung überein.

Da die Zeitreihen der Inversionsstärke nicht normalverteilt sind, wird als Variationsmaß der Dezilabstand zwischen dem obersten und dem untersten Dezil betrachtet (*siehe Schönwiese, 2000*). Aus der Variation der Inversionsstärke lassen sich Schlüsse auf die Signifikanz der im anschließenden Teil vorgestellten Kompositstudien ziehen. Die stärksten Fluktuationen finden

1. United Kingdom Model (UKMO)
2. General Circulation Model (GCM)

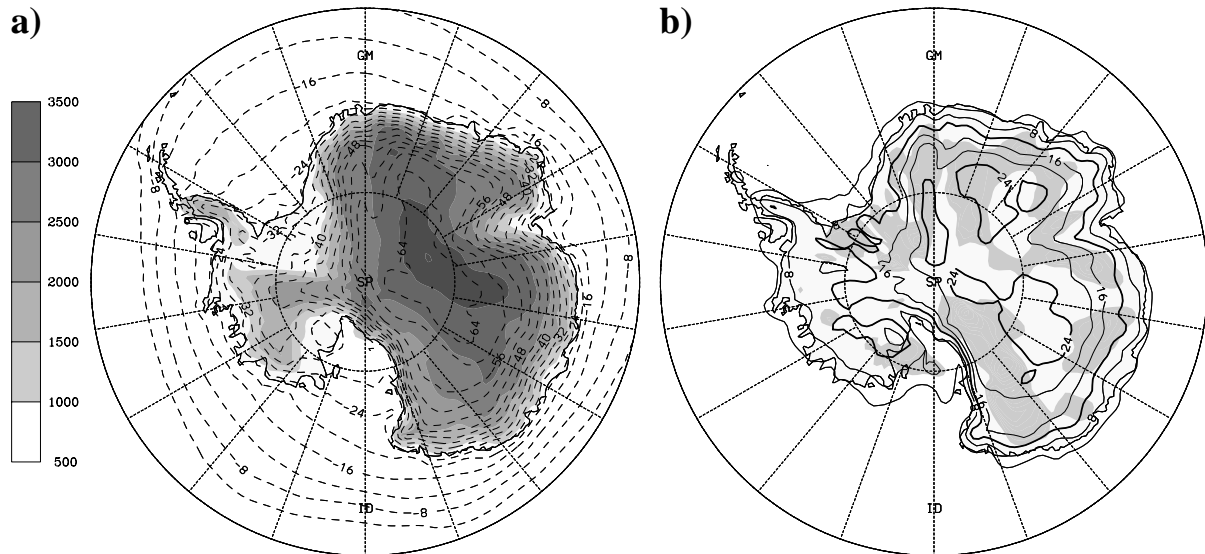


Abb. 5.1: Wintermittelwerte (JJA) für den Zeitraum 1985 - 2001: **a)** 2 m Temperatur, **b)** Inversionsstärke. Der Isolinienabstand beträgt in **a)** und **b)** 4°C. In **a)** ist zusätzlich die Orographie durch eine Grauskala wiedergegeben. Bereiche besonders hoher Variabilität der Inversionsstärke (genaue Erklärung des Variationsmaßes siehe Text) sind in **b)** grau schattiert dargestellt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 60°S.

sich neben den Bereichen maximaler Inversionsstärke (Abb. 5.1b). Zur Küste hin werden niedrigere Werte in dem verwendeten Variationsmaß erreicht. Dies liegt jedoch insbesondere daran, daß hier im langjährigen Mittel sehr niedrige Inversionsstärken erreicht werden. Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass es besonders in Küstennähe zu einer häufigen Störung der Bodeninversion aufgrund synoptischskaliger Zyklonen kommt.

5.2.2 Kompositstudien

Zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der räumlichen Verteilung der Inversionsstärke sowie dem Auftreten von katabatischen Abflussereignissen werden Kompositstudien durchgeführt. Aufgrund der zeitlich variablen Auflösung der Eingangsdaten und den sich daraus ergebenden Diskontinuitäten werden die Komposits im Folgenden stets über die Anomalien bezüglich einjährig berechneter saisonaler Mittel erstellt:

$$\overline{I_{anom}} = \sum_{i=1}^k (I_i - \bar{I}_{S(i)}) \quad (20)$$

Hierbei läuft die Summe über die Anzahl aller Termine der in einer Region beobachteten katabatischen Abflussereignisse k , I_i ist die Inversionsstärke an dem Termin i und $\bar{I}_{S(i)}$ stellt das Mittel über die zum Termin i gehörende Wintersaison dar.

Dieser Ansatz ist sinnvoll, da die Auflösung des zur Erzeugung der EZMW-Analysen verwendeten Vorhersagemodells ausschließlich außerhalb der betrachteten Wintermonate verändert wurde. Untersuchungen der Variabilität der Inversionsstärke haben gezeigt, dass der Einfluss der unterschiedlichen Auflösungen auf die Ergebnisse damit vernachlässigt werden kann. Es

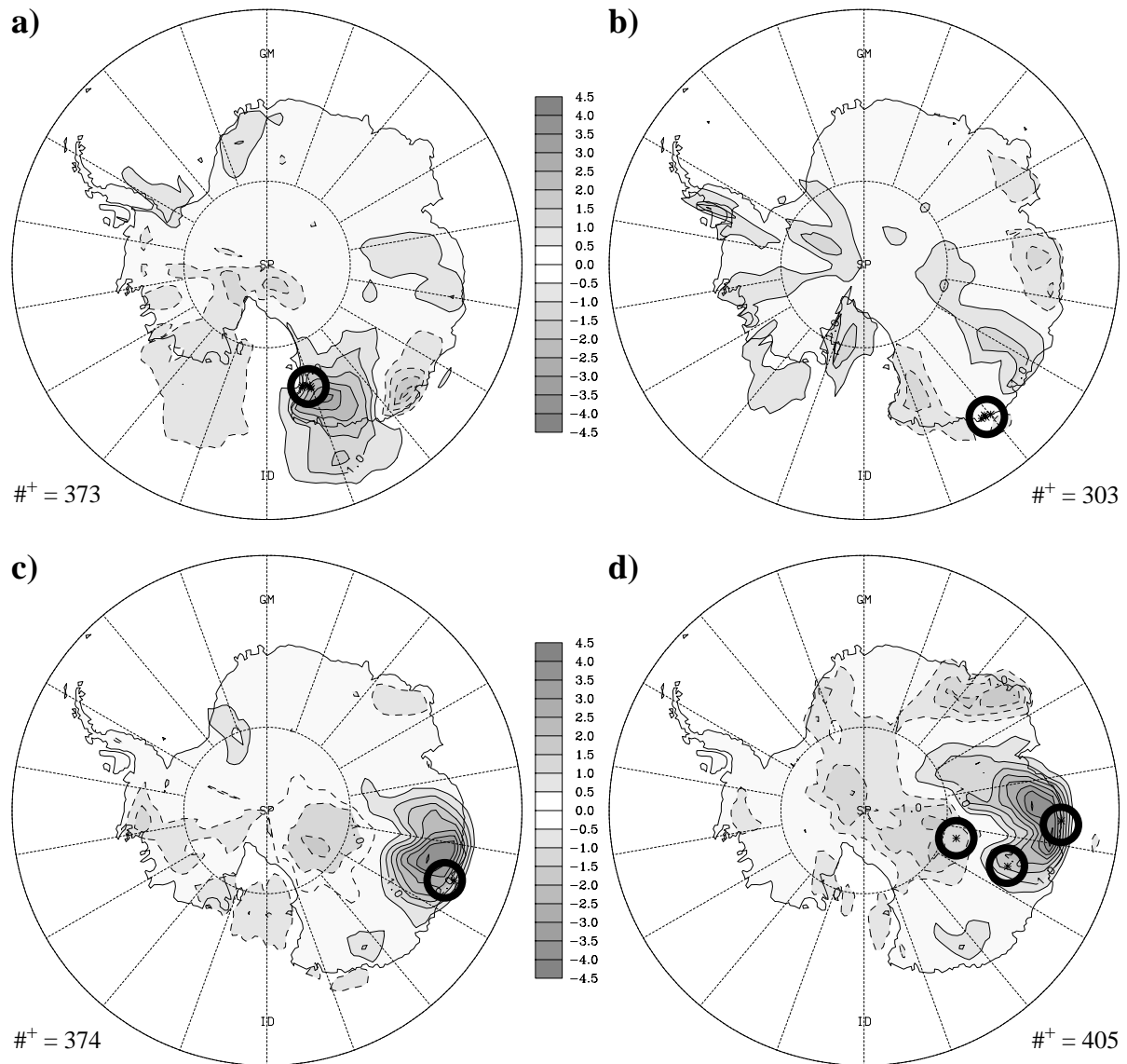


Abb. 5.2: Anomaliekomposit der Inversionsstärke über Termine, an denen ein regionales katabatisches Abflussereignis identifiziert wird (genaue Erklärung siehe Text), für die Regionen **a)** „Reeves Gletscher“, **b)** „Adélie Küste“, **c)** „Vincennes Bucht“ und **d)** „Shackleton Eisschelf“. Der Isolinienabstand beträgt 0,5 K. Mit einer Grauskala unterlegt sind Bereiche betragslich größer als 0,5 K. #⁺ gibt die Anzahl der eingehenden Termine an. Die Lage der Stationen der jeweiligen Region ist durch einen Kreis hervorgehoben. Die nördlichste dargestellte Breite ist 60°S.

sei jedoch darauf hingewiesen, dass dadurch auch die Bedeutung von interannualer Variabilität unberücksichtigt bleibt. Dieser Ansatz ist somit ausschließlich geeignet zum Aufzeigen von Zusammenhängen auf intrasaisonalen und höheren Zeitskalen.

Die Regionen entlang der Ostantarktis, einschließlich der Region „Reeves Gletscher“, jedoch mit Ausnahme der Regionen „Adélie Küste“ und „Amery Eisschelf“, weisen eine sehr ähnliche Charakteristik auf. So können hier positive Anomalien der Inversionsstärke in Verbindung mit katabatischem Abfluss über der jeweiligen Region festgestellt werden, welche teilweise einige 100 km in das Innere der Antarktis hineinreichen (Abb. 5.2a, c, d, f, g). Dabei liegen die Maxima generell oberhalb von 2,5 K. Dies entspricht der Vorstellung, dass katabatische

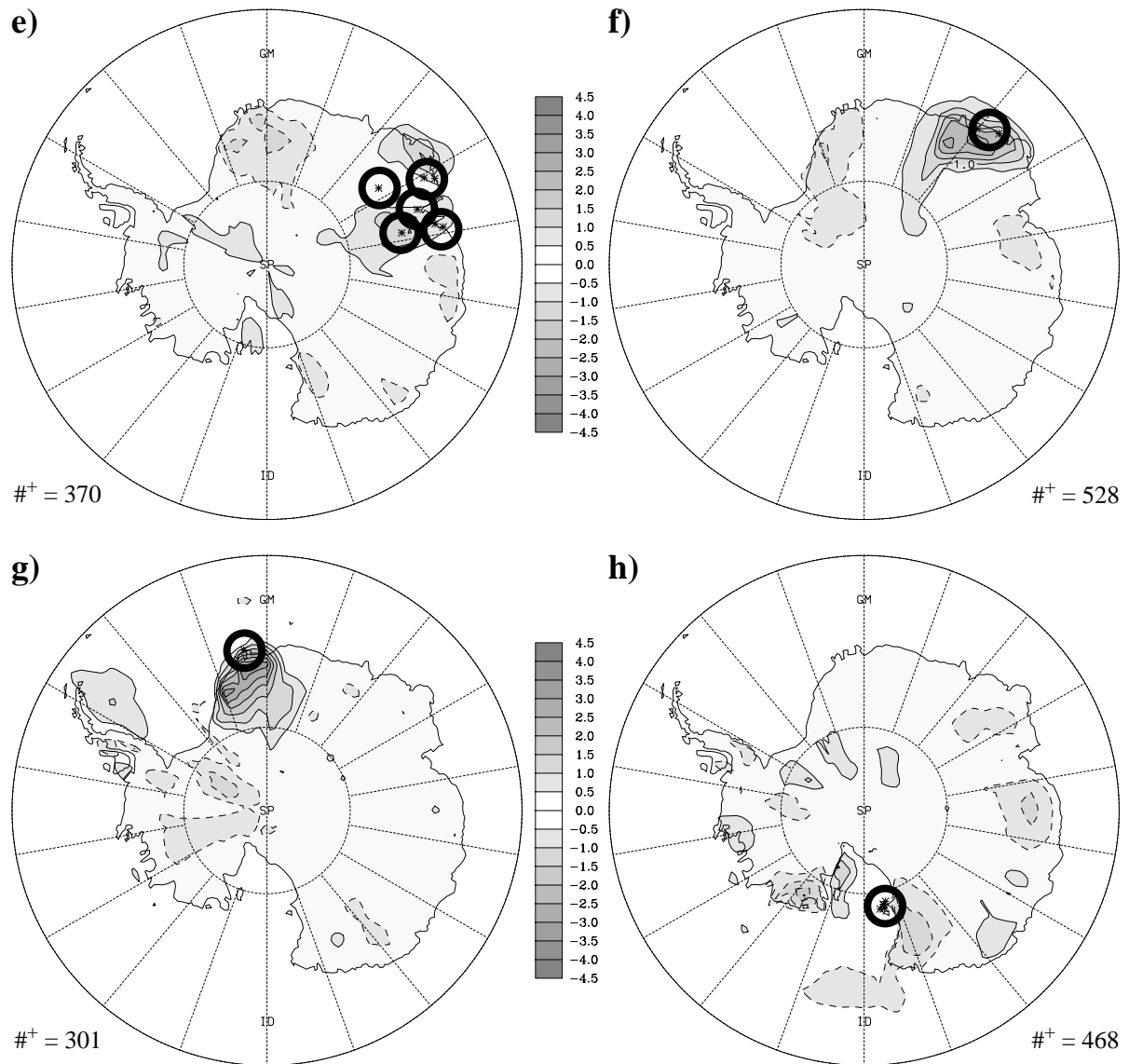


Abb. 5.2: Wie Abb. 5.2a-d, jedoch für die Regionen **e)** „Amery Eisschelf“, **f)** „EnderbyLand“, **g)** „Ekström Eisschelf“ und **h)** „Ross Eisschelf“.

Winde durch verstärkte Ausstrahlung in einem Einzugsbereich für katabatischen Massenabfluss oberhalb der Untersuchungsregionen entstehen. So liegen die meisten Stationen dicht in Küstennähe auf niedriger Höhe. In einigen Fällen finden sich neben einer deutlichen positiven Anomalie größere Bereiche mit negativen Anomalien. Diese können anhand der mit katabatischem Abfluss einhergehenden Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation erklärt werden (siehe Kapitel 6 und 7).

Abweichend dazu findet sich für die Region „Adélie Küste“ kein entsprechendes Muster (Abb. 5.2b). Ein zeitgleicher Zusammenhang zwischen Inversionsstärke und katabatischen Abflussereignissen kann für diese Region nicht eindeutig nachgewiesen werden. Hierbei gilt zu bedenken, dass interannuale Variabilität bei dem verwendeten Untersuchungsansatz nicht berücksichtigt wird. Die Adélie Küste ist ferner durch ein außerordentlich großes Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss gekennzeichnet. Denkbar wäre, dass die bodennahe Abkühlung

der Luftmassen nicht immer in den gleichen Gebieten stattfindet. Möglich wäre ferner, dass die starken katabatischen Winde durch eine eher schwache, dafür aber großräumige Verstärkung der Bodeninversion zu Stande kommen. So wurde bereits gezeigt, dass die sehr hoch gelegenen Bereiche durch eine weniger variable Bodeninversion ausgezeichnet sind (Abb. 5.1b). An dieser Stelle muss generell darauf hingewiesen werden, dass mangelnde Datenqualität speziell über dem Inneren der Antarktis (*siehe Connolley und Harangozo, 2001*) dazu führen kann, dass mögliche existente Zusammenhänge nicht aufgedeckt werden. Denkbar wäre eine zeitliche Verschiebung zwischen erhöhter Inversionsstärke und verstärktem katabatischem Abfluss, welche allerdings, bei im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen, nicht nachgewiesen werden konnte. Schließlich bleibt zu diskutieren, dass die Variabilität des katabatischen Abflusses in dieser Region durch andere Mechanismen zustande kommt. Gerade in dieser Region, welche durch ein außergewöhnlich starkes katabatisches Windregime ausgezeichnet ist, könnte ein Mechanismus in Verbindung mit kontinentalskaligem Massenfluss, wie im Rahmen der Studien von *Egger (1985)*, *James (1989)* und *Parish und Bromwich (1991)* diskutiert, eine Rolle in Hinblick auf die Variabilität von katabatischem Abfluss spielen.

Ähnliche Argumente müssen auch in Verbindung mit dem Inversionsstärkesignal für die Region „Amery Eisschelf“ berücksichtigt werden (Abb. 5.2e). Hier gilt zusätzlich zu bedenken, dass der Index auf einer ganzen Reihe von Stationen basiert, wodurch eine Vielzahl verschiedener Einzugsgebiete für den beobachteten katabatischen Abfluss über das Amery Eisschelf eine Rolle spielen könnten. So kann gezeigt werden, dass hier bei Berücksichtigung nur weniger Stationen zur Aufstellung des regionalen KAI ein deutlicheres Inversionsstärkesignal in Verbindung mit katabatischem Abfluss erhalten werden kann (ohne Abbildung).

Für die Region „Ross Eisschelf“ ist andeutungsweise eine erhöhte Inversionsstärke nahe der Siple-Küste zu erkennen (Abb. 5.2h). Insgesamt kann hier jedoch kein deutliches Signal gefunden werden. So muss auch hier die große räumliche Erstreckung der Untersuchungsregion bedacht werden. Die im Bereich der Ross-Insel aufgenommenen Windanomalien zur Erstellung des KAI könnten beispielsweise mit zeitlich vorauslaufenden Inversionsstärkeanomalien über der Westantarktis einhergehen.

Zur Abschätzung der Signifikanz der diskutierten Anomalien von Inversionsstärke in Verbindung mit katabatischem Abfluss muss insbesondere die Variabilität der Inversionsstärke berücksichtigt werden. Besonders hohe Fluktuationen finden sich im Bereich der stark geeigneten Flächen weiter im Landesinneren. Dort werden oftmals auch die maximalen Anomalien gefunden. Zusammengefasst kann festgestellt werden, dass KAE mit einer Verstärkung der Bodeninversion über dem Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss in Verbindung gebracht werden können. Dieser, auf Grundlage der EZMW-Analysedaten gezeigte Zusammenhang, bestätigt insgesamt die Methode zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse. Dies soll durch die Untersuchung der Inversionsstärke anhand von Radiosondendaten im folgenden Kapitel weiter bekräftigt werden. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Betrachtung von Stationen in Küstennähe.

5.3 Inversionsstärke aus Stationsdaten

In diesem Teil der Arbeit wird der Zusammenhang zwischen katabatischem Wind und Inversionsstärke ausgehend von Radiosondendaten untersucht. Radiosondenaufstiege werden überwiegend an küstennahen Stationen durchgeführt (siehe Abb. 3.1). Die innerhalb der im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Untersuchungsregionen gelegenen Radiosondenstationen sowie die Anzahl der verwertbaren Aufstiege sind in Tabelle 3 wiedergegeben.

Inversionsstärken werden nach Gleichung [19] aus allen verfügbaren Aufstiegen der Haupt- und Nebentermine berechnet, an denen gleichzeitig auch eine Messung der Bodentemperatur und des bodennahen Windes (Stärke und Richtung) vorliegen. Es sei darauf hingewiesen, dass bei einem Aufstieg fehlende Messungen in den unteren Niveaus zu einer Unterschätzung der berechneten Bodeninversion führen können. So stehen Messungen der Maximaltemperatur in der unteren Troposphäre nicht zur Verfügung. Diese Unterschätzung der Inversionsstärke wird bei einem Vergleich der mittleren Inversionsstärken (siehe Tabelle 3) mit den aus EZMW-Analysen berechneten Mittelwerten (Abb. 5.1b) deutlich.

Mögliche Zusammenhänge zwischen Inversionsstärke und dem Stationswind sollen im Folgenden mit Hilfe von Streudiagrammen diskutiert werden. Hierzu werden ganzjährige Zeitreihen der Inversionsstärke für 8 Radiosondenstationen näher untersucht. Die Station „Baia Terra Nova“ wird aufgrund fehlender Aufstiege im Winter nicht weiter betrachtet. Die Station „Mc Murdo“ befindet sich südlich der Franklin Insel am Rande des Ross-Eisschelfs. Hohe Inversionsstärken gehen mit einem Umströmen der Insel und östlichen Winden einher (ohne Abbildung). Diese Station wird nicht zur Erstellung des KAI verwendet und wird daher ebenfalls nicht näher betrachtet.

Für die an der Adélie-Küste gelegene Station „Dumont d’Urville“ läßt sich kein Zusammenhang zwischen Inversionsstärke und katabatischem Wind feststellen (Abb. 5.3a). Katabatische Winde wehen hier aus südlichen bis südöstlichen Richtungen (*Parish et al., 1993*). Es werden insgesamt sehr niedrige Inversionsstärken beobachtet (siehe Tabelle 3). An dieser

Station	WMO Nr.	Nation	Länge	Breite	Höhe	Region	\bar{I} [°C]	\bar{I}_{JJA} [°C]	# gesamt / # JJA
B. Terra Nova	89662	ITA	164,1°O	74,7°S	81 m	Reeves Gl.	5,5	-	5 / 0
D. d’Urville	89642	FRA	140,0°O	66,7°S	43 m	Adélie K.	0,2	0,4	1549 / 419
Casey	89611	AUS	110,5°O	66,3°S	42 m	Vincennes B.	0,8	1,2	6611 / 1710
Vostok	89606	RUS	106,9°O	78,5°S	3490 m	Shackleton E.	7,1	10,8	1313 / 331
Mirnyj	89592	RUS	93,0°O	66,6°S	30 m	Shackleton E.	1,5	1,6°	4299 / 1098
Davis	89571	AUS	78,0°O	68,6°S	13 m	Amery E.	0,5	0,8	5797 / 1539
Molodeznaja	89542	RUS	45,9°O	67,7°S	40 m	Enderby L.	1,0	1,1	3611 / 828
Syowa	89532	JAP	39,6°O	69,00°S	21 m	Enderby L.	0,8	1,5	7019 / 1868
Neumayer	89002	D	8,3°W	70,7°S	50 m	Ekström E.	2,1	3,1	2040 / 516
Mc Murdo	89664	USA	166,7°O	77,9°S	24 m	Ross E.	1,4	2,1	2396 / 352

TABELLE 3: Liste aerologischer Stationen zur Berechnung von Inversionsstärke. Es ist die Inversionsstärke im Jahresmittel (\bar{I}) und im Wintermittel (\bar{I}_{JJA}) angegeben. Die letzte Spalte gibt die Anzahl der ganzjährig und winterlich verwertbaren Aufstiege an.

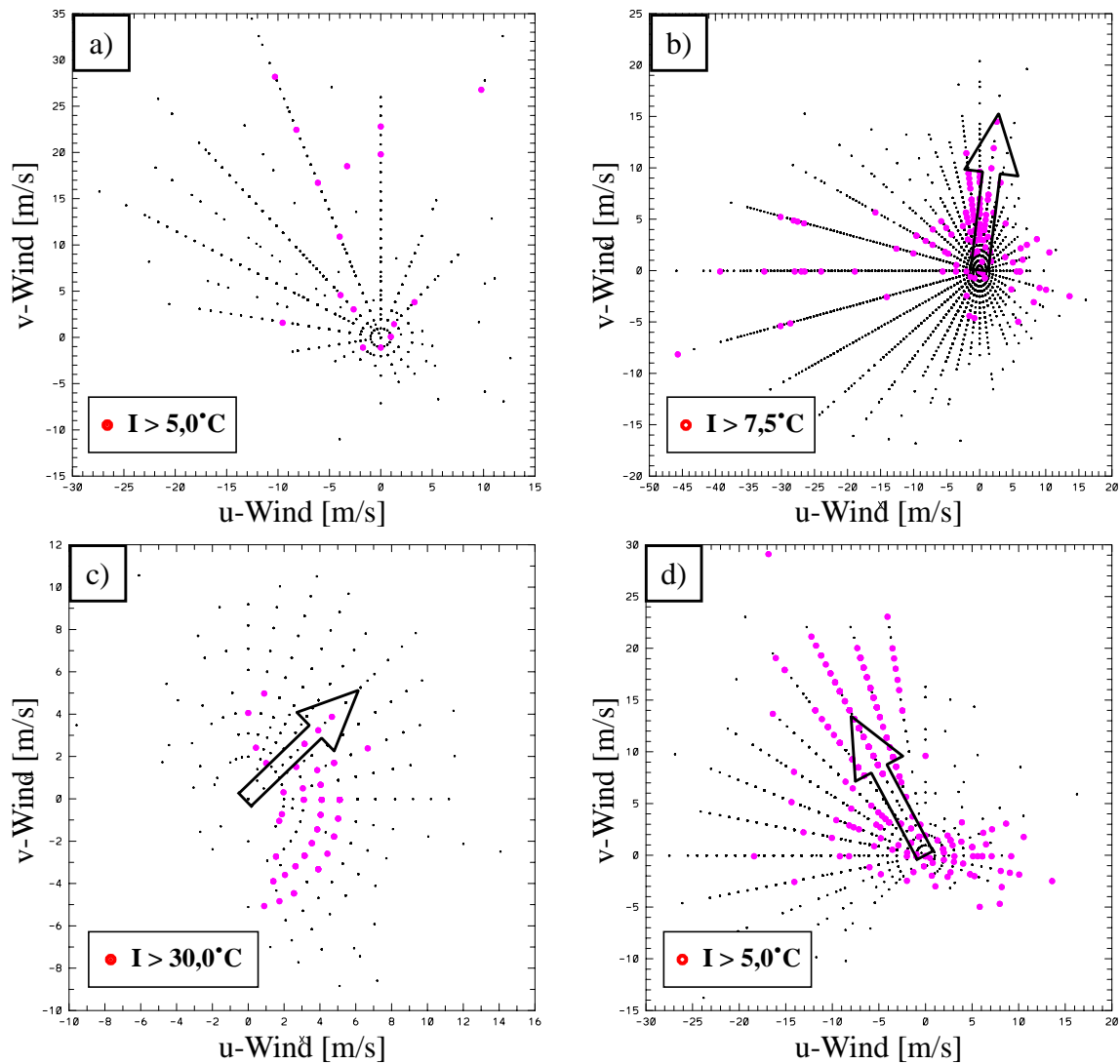


Abb. 5.3: Streudiagramme der u- und v-Komponenten des bodennahen Windes für Termine, zu denen Radiosondendaten vorliegen: **a)** Station „Dumont d’Urville“, **b)** „Casey“, **c)** „Vostok“ und **d)** „Mirnyj“. Termine, an denen die Inversionsstärke (I) oberhalb der vorgegebenen Schwelle liegt, sind durch einen grauen Punkt markiert. Die zur Berechnung des KAI verwendeten KWR sind durch einen Pfeil gekennzeichnet.

Stelle gilt zu bedenken, dass diese Station direkt an der Küste gelegen ist. Die niedrigen Inversionsstärken könnten auf eine Erwärmung der katabatisch abfließenden Luftmassen durch adiabatisches Absinken sowie turbulente Durchmischung hindeuten. Auf den vergleichsweise starken Einfluss von Zyklonen auf das an dieser Station beobachtete Windregime wurde bereits hingewiesen. Da diese Station nicht zur Erstellung des KAI verwendet wird, ist eine KWR in Abb. 5.3a nicht eingezeichnet.

Die Ergebnisse für weitere Stationen entlang der antarktischen Küste zeigen unter Berücksichtigung des Küstenverlaufs, dass erhöhte Inversionsstärken mit einer eher ablandigen Windrichtung einhergehen (Abb. 5.3b und Abb. 5.3d-h). Erhöhte Inversionsstärke in Verbindung mit einer ablandigen Windkomponente können als deutlicher Hinweis für das Auftreten katabatischer Winde verstanden werden. Wie bereits diskutiert, treten starke östliche Winde oftmals in Verbindung mit synoptischskaligen Zyklonen auf. Hier werden im Allgemeinen keine

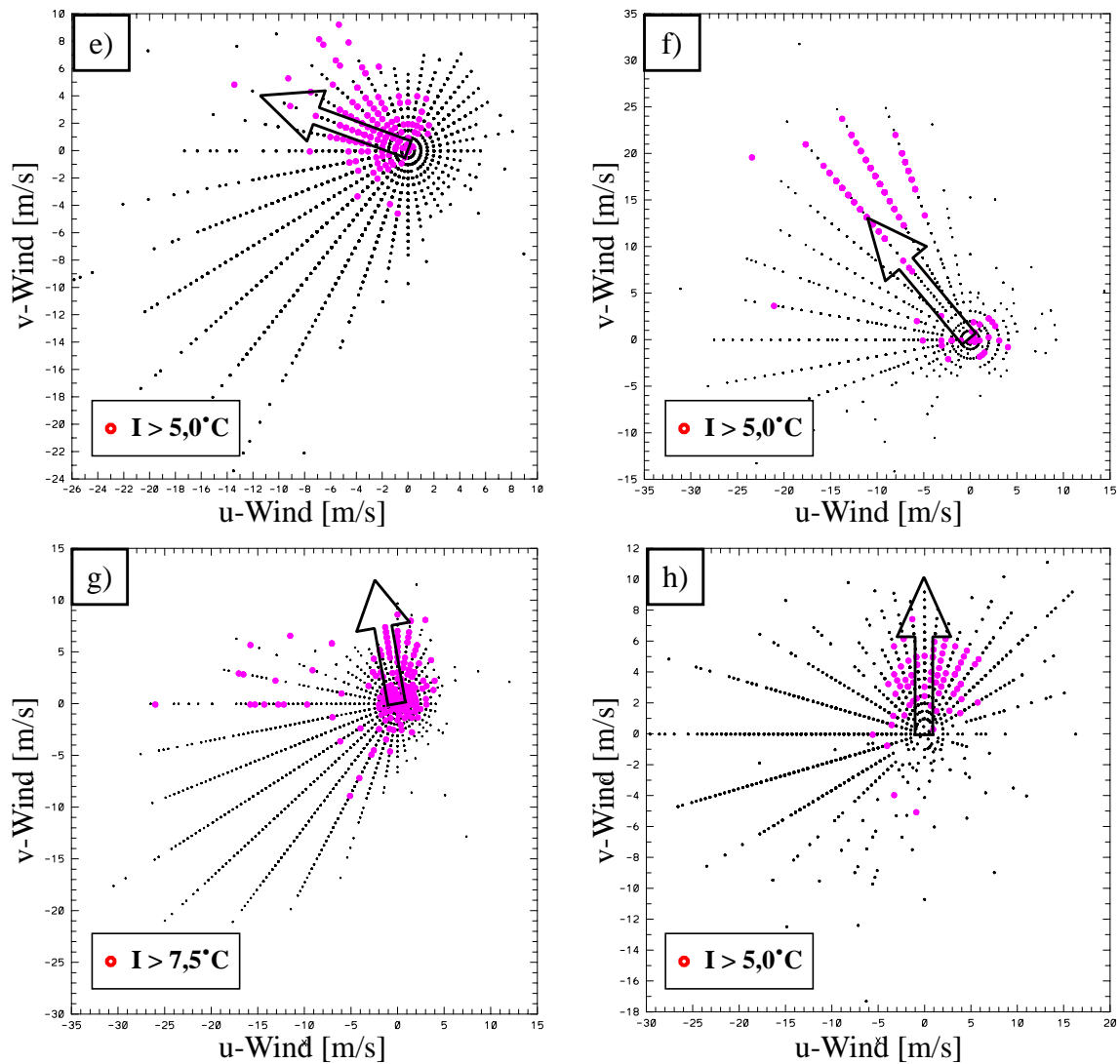


Abb. 5.3: Wie Abbildung 5.3a-d, jedoch für die Stationen: **e)** „Davis“, **f)** „Moledznaja“, **g)** „Syowa“ und **h)** „Neumayer“.

erhöhten Inversionsstärken festgestellt. Die hier gezeigten Ergebnisse bestätigen damit die zur Aufstellung des KAI getroffene Wahl der KWR. Eine Ausnahme stellt die im Inneren der Antarktis gelegene Station „Vostok“ dar (Abb. 5.3c). Hier werden besonders hohe Inversionsstärken in Verbindung mit schwachen nordwestlichen Winden beobachtet, wohingegen katabatischer Abfluss mit südwestlichen Windrichtungen einhergeht, wobei jedoch insgesamt sehr hohe Inversionsstärken an dieser Station gemessen werden. Auch hier gilt zu bedenken, dass katabatische Winde zu einem Abbau der Bodeninversion durch den Abtransport der kalten Luftmassen führen können. Die Wahl der KWR ist zudem im Einklang mit den Modellstudien von *Parish und Bromwich (1987)*.

Hohe Inversionsstärken werden auch an den küstennahen Stationen in Verbindung mit schwachen Winden aus unterschiedlichen Richtungen beobachtet. Das Auftreten hoher Inversionsstärken alleine geht hier somit nicht zwingend mit katabatischem Massenabfluss einher. Die Fragestellung, durch welche äußeren Rahmenbedingungen der katabatische Abfluss ausgelöst werden kann, wird in den folgenden Teilen der Arbeit diskutiert. Es sei an dieser Stelle auch

darauf hingewiesen, dass erhöhte Inversionsstärken in Ausnahmefällen in Verbindung mit starken östlichen Winden gefunden werden (z.B. Abb. 5.3b und g). Dies könnte auf das Auftreten katabatischer Winde bei gleichzeitiger Überlagerung mit dem Windfeld einer Zyklone hinweisen. Insgesamt sind die anhand von Radionsondendaten erzielten Ergebnisse im Einklang mit denen aus den EZMW-Analysen berechneten Inversionsstärken und bestätigen damit den Ansatz zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse und insbesondere die Methode zur Bestimmung der KWR.

6. Synoptischskalige Aktivität und Blockierungen

Zur Erklärung von Windregimen antarktischer Küstenregionen muß sowohl der katabatische Wind als auch der durch das Auftreten von synoptischskaligen Zyklonen erklärte Anteil berücksichtigt werden (*Parish und Cassano, 2003a und 2003b*). Darüber hinaus können Hochdrucklagen Einfluss auf die Entstehung und die Stärke katabatischer Winde haben. In diesem Kapitel wird die Erfassung von Zyklonen und Antizyklonen durch Anwendung eines objektiven Verfahrens zur Identifikation und Verfolgung derartiger Systeme realisiert. Darauf aufbauend wird ein ergänzender Beitrag zur Validierung der verwendeten Identifikationsmethode für katabatische Abflussereignisse geleistet. Der Schwerpunkt liegt jedoch auf der Untersuchung von Zusammenhängen zwischen der Variabilität katabatischer Winde auf der einen - und dem wechselseitigen Auftreten von synoptischskaligen Zyklonen und Antizyklonen auf der anderen Seite. Beleuchtet wird zusätzlich auch das Auftreten von blockierenden Hochdrucklagen (Blockierungen). Die physikalischen Mechanismen werden diskutiert. Dies soll insbesondere auch der Interpretation der in Kapitel 7 vorgestellten Ergebnisse bezüglich Zusammenhängen mit großskaliger atmosphärischer Zirkulationsvariabilität dienen. So gilt zu berücksichtigen, dass die synoptische Aktivität eng an großskalige Zirkulationsanomalien gekoppelt ist.

Der erste Teil dieses Kapitels untersucht den Zusammenhang zwischen katabatischen Winden und dem Auftreten von synoptischskaligen Zyklonen. Die Ergebnisse bisheriger Untersuchungen über das Auftreten synoptischskaliger Zyklonen auf der Südhemisphäre sowie Formen der Variabilität werden diskutiert. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Erfassung von synoptischen Zyklonen entlang der antarktischen Küste. Die mit Hilfe des in dieser Arbeit verwendeten Verfahrens zur Zugbahnberechnung (siehe Kapitel 3) erfasste Aktivität südhemisphärischer, synoptischskaliger Zyklonen wird zunächst aus klimatologischer Sichtweise vorgestellt. Anschließend werden Ergebnisse einer genauen Analyse der Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von katabatischen Abflussereignissen und synoptischskaligen Zyklonen vorgestellt. Der zweite Teil beinhaltet die Diskussion der Bedeutung von Antizyklonen für das Auftreten von katabatischen Abflussereignissen. Auch hier basieren die Untersuchungen auf dem in Kapitel 3 vorgestellten Verfahren. An dieser Stelle muss sowohl die Bedeutung synoptischskaliger Hochdruckgebiete, als auch die Rolle von Blockierungen diskutiert werden.

6.1 Südhemisphärische Zyklonenaktivität

Die ersten Ansätze zur Erforschung der Zugbahnen von Druckgebilden sind in frühen Arbeiten gegen Ende des 19. Jahrhunderts dokumentiert (z.B. *van Beber, 1891*). Mit Hilfe von handanalysierten Wetterkarten werden die Druckminima aufeinanderfolgender Beobachtungstermine einander zugeordnet. Die Wetterwirksamkeit von Tiefdruckgebieten wurde früh erkannt und Anwendungen fanden sich zunächst vor allem in der synoptischen Meteorologie. Die Einführung leistungsfähiger Computertechnologie und digital vorliegender Analysedatensätze führte zu der Entwicklung von objektiven Methoden zur Berechnung von Zyklonenzug-

bahnen und deren statistischer Auswertung. Ein alternativer Ansatz zur Erfassung von synoptischer Aktivität besteht in der Anwendung digitaler Filter. Die Berechnung bandpassgefilterter Fluktuationen des Geopotentials in 500 hPa mit Perioden von zwei bis acht Tagen führt auf den Begriff der Stormtracks und geht auf *Blackmon (1976)* zurück. Diese werden oftmals mit transienten, baroklinen Wellen in Verbindung gebracht, welche gemäß der Theorie der baroklinen Instabilität mit der Entwicklung von Zyklonen am Boden einhergehen. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass Stormtracks nicht mit den Zyklonenzugbahnen gleichgesetzt werden dürfen, da auch wandernde Antizyklonen einen Beitrag zur synoptischskaligen Variabilität liefern (*Hoskins und Valdes, 1990*). In der Klimatologie werden heutzutage sowohl numerische Methoden zur Zugbahnberechnung als auch Stormtracks zur Erfassung der synoptischskaligen Variabilität verwendet. Ausgehend von digital berechneten Zugbahnen können eine Vielzahl verschiedener Maßzahlen zur Beschreibung der Aktivität der Druckgebilde zu Grunde gelegt werden, wie beispielsweise System- oder Zugbahndichten. Während Stormtracks eine objektive Maßzahl zur Beschreibung synoptischer Aktivität darstellen, hängen Parameter zur Beschreibung objektiv berechneter Zyklonenzugbahnen stark von dem verwendeten Berechnungsverfahren ab (*Sinclair, 1994; 1997*). In der hier vorliegenden Arbeit wird die Methode der Zugbahnberechnung dennoch bevorzugt, da dieser Ansatz die Zurückverfolgung auf einzelne Systeme erlaubt. Somit wird eine Untersuchung des Zusammenhangs zwischen dem Auftreten einzelner Zyklonen und der auf kurzen Zeitskalen stattfindenden Aktivität katabatischer Winde ermöglicht.

Eine Reihe von Arbeiten untersuchen das Auftreten von Zyklonen sowohl im klimatologischen Mittel als auch mit Hinblick auf die Variabilität von Zyklonenzugbahnen. Insbesondere für die Nordhemisphäre wurde so ein umfassendes Bild der Wesensmerkmale synoptischskaliger Zyklonen entwickelt (*siehe z.B. Whittaker und Horn, 1984; Sickmüller et al., 2000*). Deutlich schwieriger gestaltete sich das Fortschreiten in der Zugbahnforschung auf der Südhemisphäre. Während die südhemisphärische Zyklonenaktivität in früheren Studien zwar in ihren Wesensmerkmalen schon recht gut beschrieben wird, liefern erst aktuellere Studien eine Reihe weiterer Erkenntnisse (*King und Turner, 1997*). Besonders durch die Einführung von Satellitentechnik zu Beginn der 80er Jahre wird eine genauere Beschreibung der Zyklonenaktivität mit Hilfe von Satellitenbildern auch in den sonst datenarmen Regionen polarer südlicher Breiten ermöglicht (*z.B. Carleton und Carpenter, 1990, Turner et al., 1998*). Die Verfügbarkeit qualitativ hochwertiger Reanalysedatensätze liefert zudem in jüngster Zeit die Voraussetzungen zur Erstellung zuverlässiger Klimatologien durch Anwendung numerischer Verfahren zur Zugbahnberechnung, insbesondere auch entlang der antarktischen Küstenregionen (*Simmonds et al., 2003*).

Schon seit längerer Zeit galt die Vorstellung, dass Zyklonen in den mittleren Breiten an der Polarfront entstehen, dann vorderseitig von Langwellentrögen nach Süden in Richtung der antarktischen Küste ziehen und sich dort wieder auflösen (*siehe King und Turner, 1997*). Die Bedeutung der polaren Regionen entlang der antarktischen Küste als Entstehungsgebiete für Zyklonen wurde aufgrund fehlender Beobachtungsdaten jedoch oftmals unterschätzt (*Murray*

und Simmonds, 1991b). Erst in neueren Studien finden sich vermehrt Hinweise darauf, dass bevorzugte Entstehungsgebiete von Zyklonen auch entlang der antarktischen Küste zu finden sind (z.B. Sinclair, 1994; Sinclair, 1997; Simmonds und Keay, 2000a; Simmonds et al., 2003). So stellt die antarktische Peripherie in der unteren Troposphäre eine Zone hoher Temperaturgegensätze dar (Turner et al., 1998). In einer Studie von Mechoso (1980) wird gezeigt, dass es entlang der antarktischen Küste zu aktiver Zyklonogenese aufgrund von Orographie, Bodenreibung sowie starken Temperaturgradienten kommen kann.

Aspekte der Variabilität südhemisphärischer Zyklonenaktivität

Die jahreszeitliche Veränderung südhemisphärischer Zyklonenaktivität ist in einer Reihe von Studien untersucht worden. Grundsätzlich läßt sich feststellen, dass in den Übergangs- und Wintermonaten mehr Zyklonen gefunden werden als im Sommer. Eine Ausnahme stellen die niederen Breiten nördlich von 30°S dar, wo im Sommer über den Landmassen und hier besonders über Australien eine Reihe von Hitzetiefs entstehen (Simmonds und Keay, 2000a). Die tiefsten mittleren Kerndrucke werden zwischen 65°S und 75°S gefunden (siehe Jones und Simmonds, 1993). Die im Mittel tiefsten Kerndrucke werden hier im Frühjahr gefunden, dann wenn die antarktische Seeeisgrenze am weitesten nach Norden vorgedrungen ist und die Baroklinität in den hohen Breiten ihr jährliches Maximum erreicht (Jones und Simmonds, 1993). Sinclair (1994) findet in den hohen Breiten (60°S-80°S) sowohl im Frühjahr als auch im Herbst die Maxima in der Zyklonenhäufigkeit. An dieser Stelle sei angemerkt, dass in einigen Studien auch eine Verbindung zwischen Zyklonenaktivität und Semiannualer Oszillation (SAO) diskutiert wird. Van den Broeke (1998) weist darauf hin, dass Zyklonen eng an die Lage des klimatologischen zirkumpolaren Tiefdruckgürtel gekoppelt sind. So liegt dieser in den Übergangsjahreszeiten am dichtesten an der antarktischen Küste und verlagert seine Achse unter Abschwächung sowohl im Sommer als auch im Winter etwas nach Norden. In diesem Zusammenhang wird auf maximale Baroklinität im Frühjahr und im Herbst hingewiesen.

Die Untersuchung der niederfrequenten Variabilität der Zyklonenaktivität wurde in früheren Studien durch das Fehlen qualitativ hochwertiger Datensätze erschwert. So führen Veränderungen in dem Analyseschema, den eingehenden Beobachtungsdaten oder der Auflösung des verwendeten Modells oftmals zu künstlich hervorgerufenen Trends (z.B. Sinclair et al., 1997, Simmonds et al., 2003). Neuere Studien haben gezeigt, dass auf der interannualen Zeitskala eine klare Verbindung zur Antarktischen Oszillation (AAO) besteht. Dies äußert sich in einer Zunahme und Verschiebung der Zugbahnen nach Süden in der positiven Phase (verstärkter Zirkumpolarwirbel) und Verlagerung der Zyklonenbahnen nach Norden bei gleichzeitiger Abschwächung der Zyklonenaktivität in der negativen Phase (abgeschwächter Zirkumpolarwirbel) (siehe z.B. Sinclair et al., 1997, Simmonds und Keay, 2000). Ferner wird in einigen Untersuchungen auch eine Verbindung zur „Südlichen Schwingung“ (SO, von engl. Southern Oscillation) hergestellt (z.B. Sinclair et al., 1997; Pezza und Ambrizzi, 2003). So finden sich in den El Niño (La Niña) Wintern vermehrt (vermindert) Zyklonen in einem nach Südosten aus-

gerichteten, spiralförmigen Band vom östlichen subtropischen Pazifik bis Südamerika und weniger (mehr) Zyklonen in einem Band vom subtropischen Indischen Ozean bis zur Antarktischen Halbinsel.

6.2 Zyklonenaktivität im Wintermittel anhand der NCEP2-Reanalysen

In diesem Abschnitt erfolgt eine Beschreibung der Zyklonenaktivität, wie sie sich anhand des in dieser Studie gewählten Verfahrens zur Identifikation und Verfolgung ausgehend von den NCEP2-Reanalysen darstellt. Grundlage sind die 20 Wintermonate JJA von 1980 bis 1999. Zur Erstellung von Horizontalverteilungen werden akkumulierte und gemittelte Größen auf einem regulären Gitter mit einer Maschenweite von 2,5 Grad berechnet. Es gehen jeweils Zyklonen auf Zugbahnen innerhalb eines Einflussradius von 7,5 Grad um den jeweiligen Gitterpunkt unter Berücksichtigung einer Abstandsgewichtung ein.

Bisher wurden verschiedene Verfahren zur Berechnung von Zyklonenaktivität anhand unterschiedlicher Datensätze angewandt. *Sinclair (1994)* untersucht die mehrjährige Zyklonenaktivität ausgehend von 12-stündigen EZMW-Analysen für den Zeitraum von 1980 bis 1986. Eine Weiterentwicklung des Verfahrens, und eine Berechnung der Zyklonenaktivität auf der Grundlage von 15 Jahren EZMW-Analysen (1980 - 1994), liegt in *Sinclair (1997)* vor. Eine erste Anwendung des von *Murray und Simmonds (1991a)* vorgestellten Verfahrens auf 24-stündige Analysedaten des Australischen Büros für Meteorologie (aus dem engl.: Australian Bureau of Meteorology) zur Erstellung einer 15-jährigen (1975-1989) Statistik findet sich in *Jones und Simmonds (1993)*. Eine Weiterentwicklung des Verfahrens nach *Murray und Simmonds (1991a)* wird in *Simmonds et al. (1999)* vorgestellt. Weitere Anwendungen auf 40 Jahre NCEP/NCAR Reanalysedaten (1958-1997) zur Erstellung einer Klimatologie und der Untersuchung von Variabilität sowie langjährigen Trends finden sich in *Simmonds und Keay (2000 a und b)*. Eine aktuelle Studie von *Simmonds et al. (2003)* konzentriert sich auf die Untersuchung von Zyklonen in dem Gebiet um die Antarktis unter Verwendung der NCEP2 Reanalysen (1979-2000). Es sei darauf hingewiesen, dass quantitative Vergleiche mit den Ergebnissen anderer Studien durch Unterschiede in den verwendeten Methoden zur Beschreibung von Zyklonen erschwert werden.

Erhöhte Zugbahndichten (siehe Abb. 6.1a) mit Werten oberhalb von 3 Zyklonentagen/Winter¹ können auf der gesamten Südhemisphäre südlich von etwa 35°S gefunden werden, wobei dieser Bereich im Südpazifik noch etwas weiter nach Norden reicht. Besonders hohe Werte werden in dem Bereich südlich etwa 60°S und der antarktischen Küste erreicht und hier vor allem entlang der Ostantarktis. Dies ist in Einklang mit anderen Studien (z.B. *Jones und Simmonds, 1993; Simmonds und Keay, 2000; Simmonds et al., 2003*). Zudem zeigt sich hier eine gute Übereinstimmung mit der Verteilung von Stormtracks, welche sowohl im Sommer als auch im Winter ihr südhemisphärisches Maximum etwa entlang 50°S, nahe dem Strahlstrommaximum aufweisen und in enger Verbindung mit der Baroklinität in der unteren Troposphäre gesehen werden (*Trenberth, 1991*). Innerhalb der Zone allgemein hoher Zyklonenaktivität entlang der

1. Die Zugbahndichte wird als Summe von mit der Zuggeschwindigkeit multiplizierter identifizierter Zyklonen berechnet. Durch Normierung mit einer fest vorgegebenen Zuggeschwindigkeit von 6 m/s ergibt sich die Einheit [Zyklonentage/Winter]. Ein „Zyklonentag“ bedeutet dabei das Auftreten einer Zyklone innerhalb des betrachteten Raumbereichs über die Dauer eines Tages.

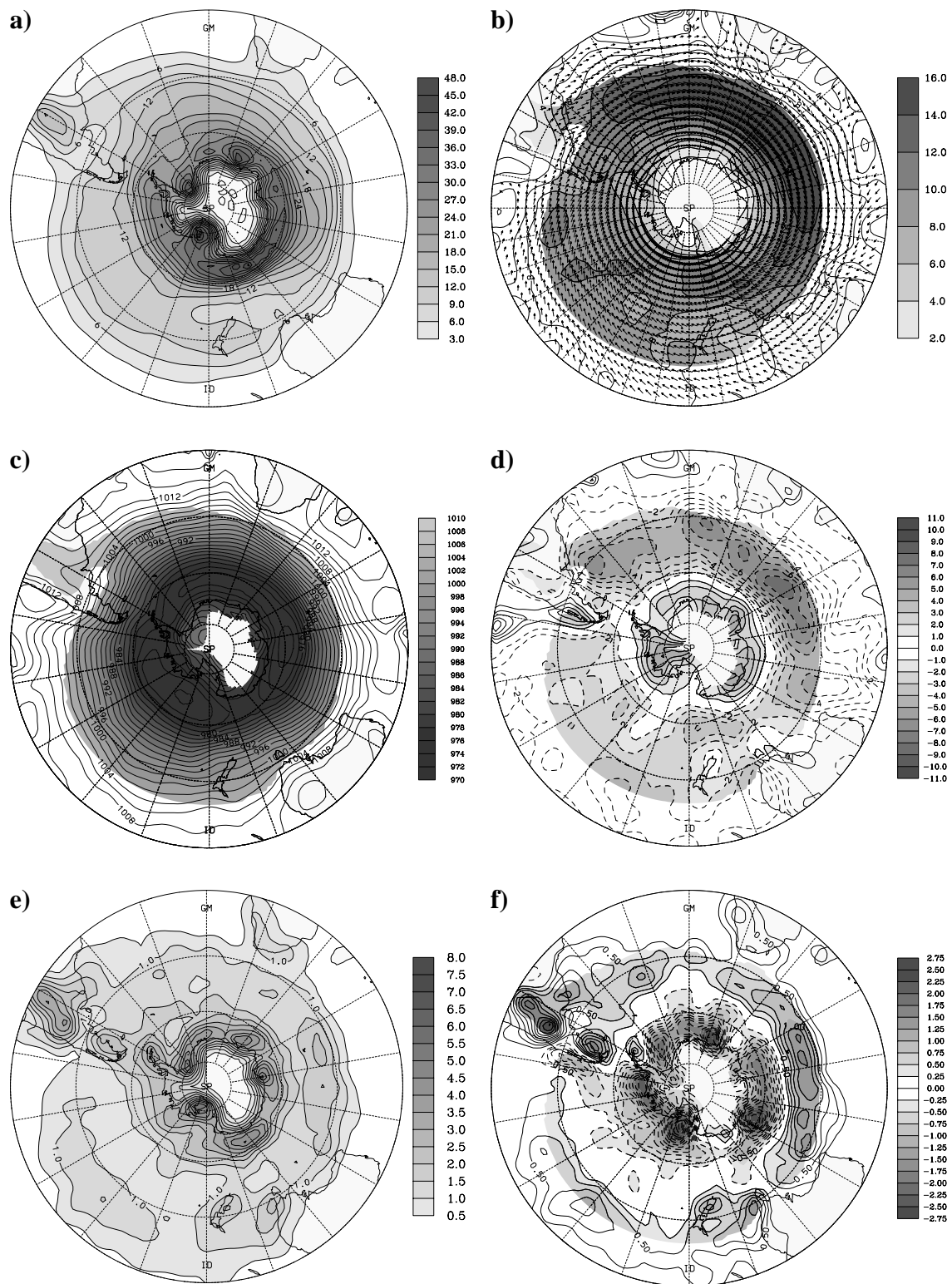


Abb. 6.1: Charakteristika südhemisphärischer Zyklonen im langjährigen Wintermittel (JJA) für den Zeitraum 1980 bis 1999. Alle Größen sind bezogen auf Gebietskreise mit einem Radius von 7,5 Breitengrad: **a)** Zugbahndichte, **b)** Zuggeschwindigkeit, **c)** Kerndrucktiefe, **d)** Kerndruckänderungsrate, **e)** Zyklogeneserate, **f)** Nettozyklogeneserate (Zyklogeneserate - Zyklolyserate). Isolinienabstand in **a)** ist 3 Zyklontage/Winter, in **b)** 1 m/s, in **c)** 2 hPa, in **d)** 1 hPa/Tag, in **e)** 0,5 Ereignisse/Winter und in **f)** 0,25 Ereignisse/Winter. In **b)** bis **d)** sind Werte oberhalb einer Zugbahndichte von 6 Zyklontagen/Winter mit einer Grauskala unterlegt. Über der Antarktis sind Gitterpunkte ausgeblendet. Die nördlichste dargestellte Breite ist 20°S.

antarktischen Küste stellt sich die mittlere Zyklonenaktivität als stark gegliedert dar und es lassen sich einige räumlich eng begrenzte Bereiche mit besonders starker Zyklonenaktivität ausmachen. Einzelne Maxima erhöhter Zugbahndichte finden sich entlang der Ostantarktis bei 30°O, 70°O und 150°O. Insbesondere *Sinclair (1994)* weist auf vier bei 30°, 75°, 115° sowie 155° Ost gelegene Maxima hin und diskutiert die Ursache für deren Zustandekommen. Besonders weist er auf die räumliche Nähe zu Regionen starker katabatischer Winde hin. So zeigen einige Studien, dass diese eine positive Wirkung auf die Entstehung und Entwicklung mesoskaliger Zyklonen haben können (z.B. *Parish, 1992*). Weitere Bedeutung muss nach einer Studie von *Mechoso (1980)* dem Verlauf von Küste und Orographie zugeschrieben werden. Schließlich kann aber nicht ganz ausgeschlossen werden, dass die Häufung dieser Zyklonen nur bedingt real ist, und hier der Versuch des zur Erstellung der Analysen verwendeten Vorhersagemodells deutlich wird, die Assimilation starker katabatischer Winde mit einem geostrophischen Gleichgewicht zu beantworten. Dieser Problematik nimmt sich besonders *Sinclair (1994)* an. Isolierte Maxima sind ferner über dem Rossmeer und dem Filchner/Ronne-Eisschelf zu finden. Hier gibt es eine Reihe von Hinweisen, dass diese in Zusammenhang mit Zyklonen in 500 hPa stehen (z.B. *Keable et al., 2002*). Eine Zone erhöhter Zugbahndichte erstreckt sich außerdem von der Tasmansee über Neuseeland bis in den zentralen Südpazifik entlang 40° bis 50°S. Schließlich findet sich ein Maximum über dem südlichen Südamerika. Die gezeigte Verteilung stimmt qualitativ gut mit den in *Sinclair (1994)* sowie *Simmonds und Keay (2000)* gezeigten Systemedichten überein.

Abb. 6.1b zeigt die mittleren Zuggeschwindigkeiten. Insgesamt dominieren nach Osten bis Südosten gerichtete Zugrichtungen mit maximalen Zuggeschwindigkeiten bei Werten oberhalb von 12 m/s vom zentralen westlichen Südatlantik bis zum Ostrand des Indischen Ozean entlang einer Achse auf etwa 45°S. Deutlich niedrigere Zuggeschwindigkeiten finden sich im Südpazifik und insbesondere auch in den meisten antarktischen Küstenregionen. Die tiefsten Kerndrücke (Abb. 6.1c) werden im Bereich des zirkumpolaren Tiefdruckgürtels erreicht. Die Achse tiefster Kerndrücke liegt entlang der Ostantarktis auf etwa 60°S, entlang der Westantarktis etwas weiter südlich. Es lassen sich zwei Minima bei 90°O sowie bei 150°W ausmachen mit Werten knapp oberhalb von 970 hPa. Die mittleren Kerndrucktendenzen (Abb. 6.1d) weisen in dem durch die Grauskala unterlegten und damit als aussagekräftig gekennzeichneten Bereich durchweg negative Werte nördlich von 60°S auf. Ähnlich wie bei den Zuggeschwindigkeiten finden sich höhere Vertiefungsraten mit Werten bis unter 6 hPa/Tag im Südatlantik und Indischen Ozean gegenüber deutlich schwächeren im Südpazifik. Diese Bereiche fallen mit dem südhemisphärischen Stormtrackmaximum zusammen (*siehe Trenberth, 1991*). Die enge Verbindung zwischen der Entwicklung von Zyklonen am Boden und baroklinen Wellen in der freien Troposphäre wird hier deutlich. Im Mittel positive Kerndrucktendenzen werden entlang der Antarktischen Küste und hier besonders über Land gefunden. Dies deutet darauf hin, dass sich die Zyklonen durch Reibungseffekte am Boden stark auffüllen, sobald sie über Land kommen. Ein ähnlicher Effekt ist an der Südspitze von Südamerika erkennbar.

Zyklogeneseregionen (Abb. 6.1e) finden sich sowohl in mittleren als auch hohen Breiten. Bänder hoher Zyklogenesese erstrecken sich im zentralen Indischen Ozean entlang etwa 45°S sowie im Pazifik entlang etwa 30°S, wobei die Entstehungsraten im Indischen Ozean deutlich über denen im Pazifik liegen. Diese Bänder erhöhter Zyklogenesese fallen mit der mittleren winterlichen Lage der Polarfront in diesen Regionen zusammen (*siehe Haak, 1993*). Ein ähnlich begrenztes Band läßt sich im Atlantik nicht ausmachen. Hier findet Zyklogenesese in einem im Vergleich zum Pazifik weiteren Bereich statt. *Haak (1993)* weist in diesem Zusammenhang auch auf Leezyklogenesese östlich der Anden hin. Hinweise auf orographisch bedingte Zyklogenesese in den mittleren Breiten finden sich auch an der Südspitze Afrikas sowie in der westlichen Tasmansee und über Neuseeland. Die lokal höchsten Zyklogeneseraten finden sich in den hohen Breiten in einem räumlich eng begrenzten Bereich um die Antarktis. Hier lassen sich eine Reihe sehr ausgeprägter Maxima ausmachen. Diese sind räumlich eng an die entsprechenden Maxima in der Zugbahndichte gekoppelt, so dass Sekundärzyklogenesese hier von Bedeutung sein kann. In *Karoly et al. (1998)* finden sich zudem Hinweise auf dort erhöhte Baroklinität in der unteren Troposphäre. Die barokline Natur der antarktischen Peripherie wird auch im Rahmen einer Studie von *Mechoso (1980)* hervorgehoben. Ein weiterer Bereich erhöhter Zyklogenesese findet sich schließlich um die Antarktische Halbinsel, welcher unter anderem auf den Einfluss der Orographie zurückgeführt werden kann (*Turner et al., 1998*).

In den hohen Breiten überwiegt die Zyklolyse die Zyklogenesese deutlich (Abb. 6.1f). Dies stimmt mit der Vorstellung überein, dass in den mittleren Breiten entstandene Zyklonen sich im Laufe ihres Lebenszyklusses weiter nach Süden verlagern, um sich dann am Rand der Antarktis aufzulösen. Bei Betrachtung der Nettozyklogeneserate wird außerdem der transiente Charakter der in den mittleren Breiten durch den Einfluss der Orographie entstandenen Systeme deutlich. Hier überwiegt die Zyklogenesese, so dass die dort identifizierten Systeme keine Artefakte, sondern sich entwickelnde Zyklonen darstellen. Die gezeigten Ergebnisse stimmen insgesamt gut mit denen neuerer Studien überein, wodurch die hohe Qualität des Zyklonendatensatzes unterstrichen wird.

6.3 Katabatischer Abfluss und Zyklonenaktivität

In diesem Kapitel wird eine Verbindung hergestellt zwischen den nach Kapitel 4 identifizierten katabatischen Abflussereignissen sowie dem Auftreten von Zyklonen. *Parish und Cassano (2003a und 2003b)* weisen in aktuellen Studien darauf hin, dass zur Erklärung von Windregimen in Antarktischen Küstenregionen neben dem katabatischen Wind besonders auch der Einfluss von Zyklonen zu berücksichtigen ist. Es soll untersucht werden, welche Bedeutung synoptischskalige Zyklonen für das Auftreten von katabatischen Abflussereignissen haben. Darüber hinaus soll ein ergänzender Beitrag zu der in Kapitel 4 und 5 durchgeführten Validierung der Identifikationsmethode für katabatische Abflussereignisse geleistet werden.

Zur Klärung der Fragestellung, in welchem Maße das Auftreten von katabatischen Abflussereignissen an die Aktivität von Zyklonen gebunden ist, werden auf Grundlage der Zugbahndatensätze (siehe Kapitel 3.3.3) Statistiken über das Auftreten von Zyklonen in Gitterboxen erstellt. Es werden an das Gradnetz angepasste Boxen betrachtet, welche einen Bereich von jeweils 30° Länge und 10° Breite abdecken. Als Maßzahl wird die relative Anzahl von Terminen definiert, an denen mindestens eine Zyklone innerhalb einer Gitterbox angetroffen wird. Ähnliche Ansätze sind in einer Reihe anderer Arbeiten, insbesondere zur Erfassung von Zyklonenhäufigkeiten, verwendet worden und werden in der Literatur oftmals als Gradfeldstatistik bezeichnet (siehe *Blüthgen, 1974; Haak, 1993*). Die erhaltenen Werte werden jeweils dem im Zentrum der Box liegenden Gitterpunkt zugeordnet. Der Konvergenz der Meridiane wird durch eine Gewichtung mit dem Sinus der Breite Rechnung getragen. Es sei darauf hingewiesen, dass ein im Vergleich zu anderen Studien sehr grobes Gitter verwendet wird. Dies ist notwendig, da die Untersuchungen einerseits mit zeitlich hoher Auflösung (6 Stunden) durchgeführt werden und sich andererseits auf Regionen vergleichsweise hoher Breiten konzentrieren. So haben Voruntersuchungen gezeigt, dass sich mit den üblicherweise verwendeten Gittern über 10° Länge oftmals stark „verrauschte“ Felder ergeben. Es sei ferner darauf hingewiesen, dass das verwendete Gitter an dem Nullmeridian sowie dem Breitenkreis von 65° Süd verankert ist. Hierdurch ist eine optimale Erfassung der synoptischen Aktivität entlang der antarktischen Küste gewährleistet.

Die erhaltene Verteilung (Abb. 6.2) ist ähnlich den gezeigten mittleren Zugahndichten der Zyklonen (vgl. Abb. 6.1a). Qualitative Unterschiede lassen sich vor allem durch die verschiedenen Zählmethoden erklären. So gehen schnellere Systeme mit vergleichsweise langen Zugbahnen einher und liefern entsprechend hohe Beiträge zur Zugahndichte. In der Gradfeldstatistik werden Systeme unabhängig von der Zuggeschwindigkeit berücksichtigt. Darüber hinaus wird in dem hier gewählten Ansatz pro Termin und Gitterbox maximal ein System gewertet, wohingegen bei der Erstellung der Zugahndichte eine Akkumulation aller identifizierten Systeme stattfindet. Im langjährigen Wintermittel wird besonders vor der ostantarktischen Küste zu mehr als 50% aller Termine eine Zyklone gefunden.

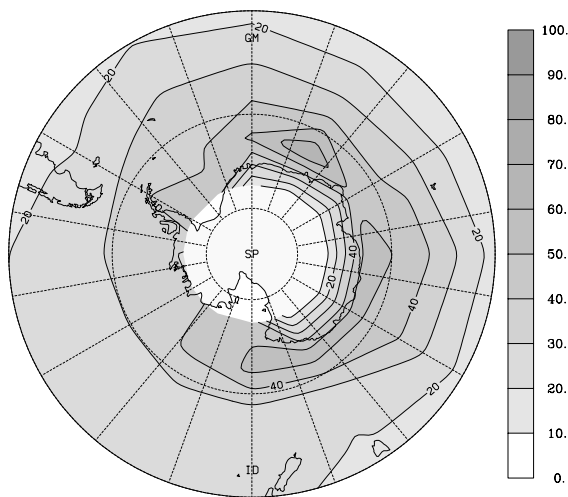


Abb. 6.2: Relative Anzahl von Terminen, an denen mindestens eine Zyklone gefunden wird. Es sind breitengewichtete Gitterboxen mit einer Ausdehnung von $30^\circ \times 10^\circ$ zu Grunde gelegt (genaue Erklärung siehe Text). Bezugszeitraum sind die Wintermonate (JJA) von 1980 bis 1999. Der Isolinenabstand beträgt 10%. Werte oberhalb von 10% sind mit einer Grauskala unterlegt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 40°S .

Zur Beurteilung, inwiefern sich die Gradfeldstatistiken der Zyklonen für Fälle von regionalem katabatischem Abfluss gegenüber den langjährigen Mittelwerten unterscheiden, werden entsprechende Gradfeldstatistiken über Termine regionaler katabatischer Abflussereignisse erstellt. Dabei werden im Folgenden stets die Abweichungen gegenüber den in Abb. 6.2 gezeigten langjährigen Mitteln betrachtet. Die resultierenden Differenzen stellen im eigentlichen Sinne die gegenüber dem langjährigen Mittel veränderten Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von Zyklonen zu Terminen von starkem katabatischem Abfluss dar. Der Einfachheit halber wird in der Folgenden Diskussion in diesem Zusammenhang jedoch von veränderten Zyklonenhäufigkeiten gesprochen.

Starker katabatischer Abfluss in der Region „Reeves Gletscher“ geht einher mit einer deutlich verminderten Zyklonenhäufigkeit nördlich der Ross See (siehe Abb. 6.3a). Desweiteren wird eine Zunahme über der Bellinghausen See sowie über dem südlichen Indischen Ozean, vor der Küste von Wilkes Land (bei 120°O) sowie nahe der Küste von Enderby-Land (bei 60°O) festgestellt. An der Adélie Küste steht starker katabatischer Abfluss in Zusammenhang mit signifikant reduzierter Zyklonenhäufigkeit dicht westlich der Untersuchungsregion (Abb. 6.3b). Es wird ferner eine Abnahme mit einzelnen signifikanten Bereichen entlang der antarktischen Küste gefunden. Bereiche mit signifikant erhöhter Zyklonenhäufigkeit liegen im südlichen Pazifik südöstlich von Neuseeland sowie westlich der Südspitze von Südamerika. Andeutungsweise ist somit eine Abnahme der Zyklonenhäufigkeit in den hohen Breiten südlich von 60°S zu erkennen. Die beiden an der Küste von Wilkes Land gelegenen Regionen „Vincennes Bucht“ und „Shackleton Eisschelf“ (Abb. 6.3c und d) sind in Verbindung mit starkem katabatischem Abfluss durch eine reduzierte Zyklonenhäufigkeit dicht vor der Antarktischen Küste bei etwa 90° östlicher Länge ausgezeichnet. Eine signifikante Zunahme findet sich im Falle des Shackleton Eisschelfs darüber hinaus in der Bellinghausen See. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die an der ostantarktischen Küste gelegenen Regionen „Amery-Eisschelf“, „Enderbyland“ sowie „Ekström-Eisschelf“ (Abb. 6.3e bis g). So gehen katabatische Abflussereignisse in allen Fällen mit signifikant reduzierten Zyklonenhäufigkeiten etwas westlich der jeweiligen

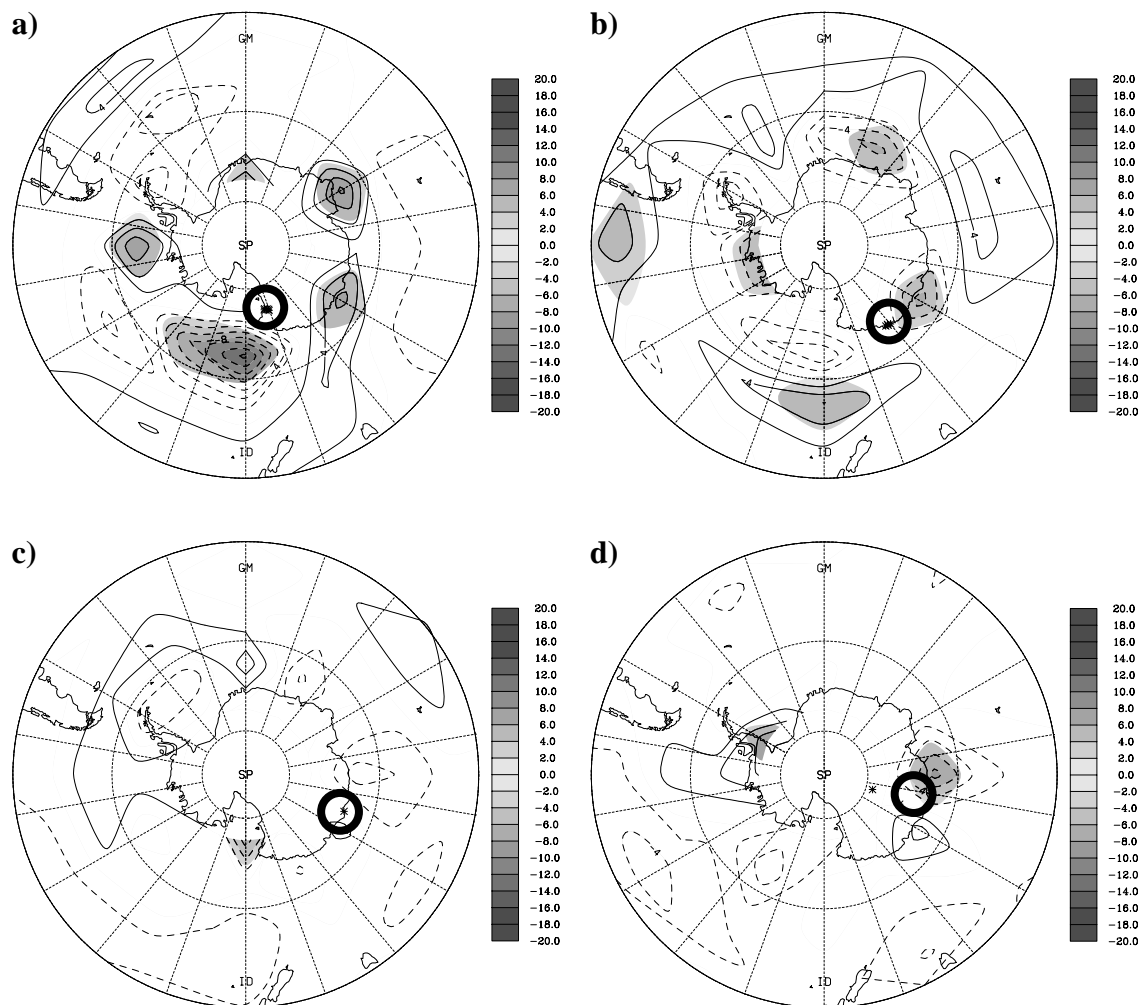


Abb. 6.3: Relative Anzahl von Terminen regionaler katabatischer Abflussereignisse, an denen mindestens eine Zyklone gefunden wird. Dargestellt sind die Differenzen gegenüber den in Abb. 6.2 gezeigten langjährigen Mittelwerten für die Regionen **a)** „Reeves Gletscher“, **b)** „Adélie Küste“, **c)** „Vincennes Bucht“ und **d)** „Shackleton Eisschelf“. Die Region ist jeweils durch einen Kreis gekennzeichnet. Der Isolinienabstand beträgt 2,0%. Statistische Signifikanz auf dem 99% Niveau (4-Felder Test) ist durch Unterlegen der Grauskala gekennzeichnet. Die nördlichste dargestellte Breite ist 40°S.

Region einher. Besonders ausgeprägt stellt sich dies im Falle des Amery-Eisschelfes dar (Abb. 6.3e). Für das Ekström-Eisschelf (Abb. 6.3g) finden sich auch östlich der Region negative Werte. Außerdem stellen die Bellinghausen See sowie die Drake Straße hier Regionen erhöhter Zyklonenhäufigkeiten dar. Die Region „Ross Eisschelf“ ist in erster Linie durch eine deutliche Zunahme der Zyklonenhäufigkeiten in einem weiten Bereich mit dem Zentrum bei etwa 150°W und 60°S gekennzeichnet (Abb. 6.3h). Dem steht eine Abnahme weiter nordöstlich gegenüber. Weitere signifikante Bereiche finden sich an der Südspitze von Südamerika sowie über der Weddell See. Hier sei auf die abschließende Diskussion der zugrunde liegenden Mechanismen in Kapitel 9 Verwiesen.

Mit Ausnahme der Regionen „Reeves Gletscher“ und „Ross Eisschelf“ kann also insgesamt festgehalten werden, dass katabatische Abflussereignisse mit einer reduzierten Zyklonenhäufigkeit nördlich bis nordwestlich der Region einhergehen. Eine erhöhte Zyklonenhäufigkeit

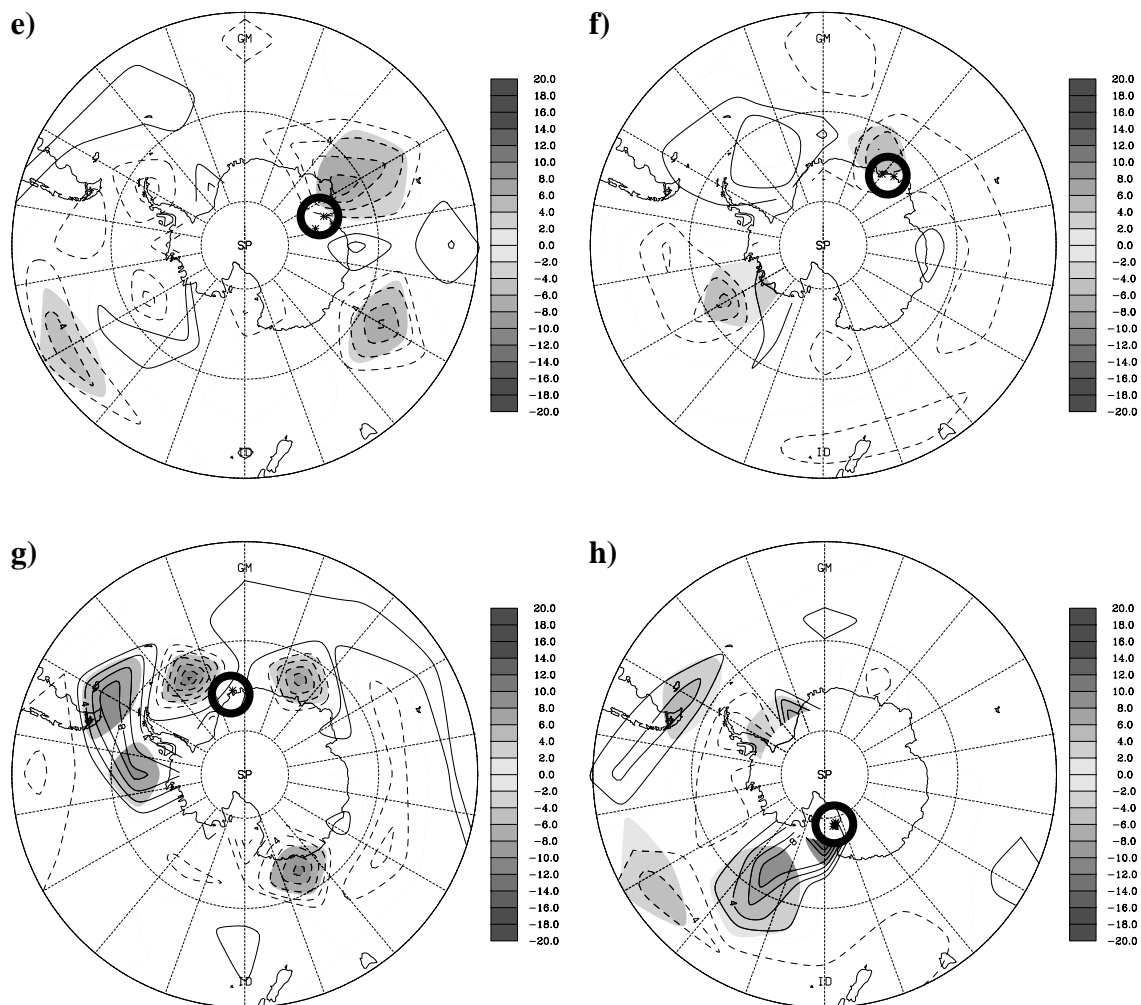


Abb. 6.3: Wie Abb. 6.3a-d, jedoch für die Regionen e) „Amery Eisschelf“, f) „Enderby Land“, g) „Ekström Eisschelf“ und h) „Ross Eisschelf“.

östlich der Regionen wird nicht gefunden. Dies deutet darauf hin, dass ein Großteil der als KAE identifizierten Termine nicht rein synoptisch, z.B. durch das Windfeld einer Zyklone östlich der Region verursacht ist, sondern tatsächlich ein katabatisches Ausströmen stattfindet. Andererseits muss zur Diskussion der Zyklonenhäufigkeiten östlich der Region - hier werden keine Veränderungen in den Zyklonenhäufigkeiten beobachtet - die mittlere Verteilung zu Grunde gelegt werden. Der Anteil der KAE, welche mit einer Zyklone östlich der Region einhergehen, liegt damit teilweise bei bis zu 50% (siehe Abb. 6.2). Eine genauere Einschätzung, inwieweit es sich hierbei um ein rein durch die Zyklone verursachtes Ereignis handelt, würde eine Betrachtung des Umfangs der Zyklone sowie des Abstandes der Zyklone von der Region voraussetzen, und ist im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt worden. Andere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass es in erster Linie die durch starke Ostwinde charakterisierten Windregime sind, welche mit dem Durchzug einer starken Zyklone dicht nördlich der Region einhergehen (ohne Abbildung). Es sei an dieser Stelle außerdem erwähnt, dass katabatischer Abfluss in den Regionen entlang der Ostantarktis mit signifikant erhöhter Zyklonengese stromab der Region einhergeht. Ein Teil der Zyklonen stromab der Regionen entsteht somit gerade zu Zeitpunkten starken katabatischen Abflusses. Die Fragestellung, ob diese Zyklone-

nese direkt durch den katabatischen Abfluss induziert wird, oder durch eine mit katabatischem Wind zusammenhängende, großskalige Zirkulationsanomalie zustande kommt, kann genauer anhand der in Kapitel 7 gezeigten Ergebnisse beleuchtet werden.

Die Ergebnisse zeigen, dass die in Kapitel 4 vorgestellte Bestimmung der „katabatischen Windrichtung“ gerechtfertigt ist. Die katabatische Natur der beobachteten Windregime wird bestätigt. Die KAE werden gerade nicht in erster Linie durch das Windfeld von Zyklonen dicht stromab der Region verursacht. So ist die mit den KAE einhergehende reduzierte Zyklonenaktivität im Einklang mit der in Kapitel 5 gezeigten Zunahme der Inversionsstärke. Es wird somit bestätigt, dass der gewählte Ansatz zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse zu der bestmöglichen Trennung zwischen katabatischen und rein synoptisch bedingten Windregimen führt und für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten statistischen Untersuchungen geeignet ist.

6.4 Zur Bedeutung synoptischskaliger Antizyklonen und Blockierungen

Neben der Untersuchung von Zyklonenzugbahnen können ähnliche Methoden zur Berechnung der Zugbahnen von Antizyklonen verwendet werden. Die identifizierten Systeme stellen neben den synoptischskaligen, wandernden Antizyklonen auch die in Verbindung mit Blockierungen sowie quasistationären subtropischen Hochdruckgebieten auftretenden Antizyklonen dar. Besonders Blockierungen und entlang der antarktischen Küste auftretende synoptischskalige Antizyklonen können direkten Einfluss auf die Aktivität katabatischer Winde haben. *Kiladis und Mo (1998)* weisen darauf hin, dass in Verbindung mit baroklinen Wellen auftretende synoptischskalige Antizyklonen bevorzugt im südlichen Indischen Ozean auftreten.

Das Auftreten von Blockierungen ist in einer Reihe von Studien untersucht worden. Unter einer Blockierung wird die Ausbildung einer länger andauernden, stationären Hochdrucklage in einem sonst häufig durch den Einfluß transienter Störungen geprägten Bereich etwas polwärts der klimatologischen Lage der subtropischen Hochdruckgebiete verstanden (*Trenberth und Mo, 1985*). Derartige Blockierungen sind in der mittleren und oberen Troposphäre durch eine warme Antizyklone, meist polwärts der mittleren Lage der Polarfront, gekennzeichnet und stehen in Verbindung mit einer Aufspaltung des Strahlstroms (engl. Jetstream) in zwei (einen nördlichen und einen südlichen) Äste. Von Westen herannahende Tiefdruckgebiete laufen oftmals auf die nahezu ortsfeste Antizyklone auf oder werden auf der polwärtigen Seite um sie herumgesteuert. Auf der äquatorwärtigen Seite der Antizyklone kann es in Verbindung mit einer vorangegangenen starken Trogbildung auch zur Entstehung eines von der Frontalzone abgeschnittenen Tiefdruckgebietes (engl. cut-off-low) kommen. Transiente Störungen können wesentlich zur Aufrechterhaltung von Blockierungen beitragen. Näheres zur Theorie von Blockierungen findet sich z. B. in *Shutts (1983)*.

Die Dauer solcher Ereignisse ist im Vergleich zur Nordhemisphäre auf der Südhemisphäre, bedingt durch die stärkere Grundströmung, etwas geringer. Diese kann jedoch von mehreren Tagen bis hin zu einigen Wochen reichen (*Trenberth und Mo, 1985; Mo, 1986*). *Trenberth und Mo (1985)* sehen eine Verbindung zwischen Blockierungen und Zirkulationsvariabilität auf einer zeitlichen Skala mit Perioden von 8 bis 64 Tagen.

Blockierungen werden oftmals über das länger andauernde Auftreten positiver Geopotentialanomalien in 500 hPa identifiziert (*Kiladis und Mo, 1998*). *Sinclair (1996)* bringt anhand des MSLP identifizierte Antizyklonen mit einer Lebensdauer von mindestens zwei Tagen in Zusammenhang mit Blockierungen. Bevorzugte Regionen finden sich auf der Südhemisphäre vor allem südlich und östlich von Neuseeland, (*siehe Trenberth und Mo, 1985; Sinclair, 1996*). Das häufige Auftreten von Blockierungen in dem Bereich um Neuseeland wird durch die mittlere atmosphärische Zirkulation begünstigt. So ist die „Hintergrundströmung“ in Verbindung mit langen stationären Wellen der Wellenzahlen 1 bis 3 durch einen Rücken bei etwa 55°S, 175°O sowie einen Trog bei gleicher Länge auf etwa 30°S gekennzeichnet (*Trenberth und Mo, 1985*). Daher ist diese Region besonders im Winter durch eine auch im klimatologischen Mit-

tel beobachtete Aufspaltung des Strahlstroms (Jet Splitting) charakterisiert. Darüber hinaus werden Gebiete um die Drake Passage im Zusammenhang mit häufigerem Auftreten von Blockierungen diskutiert. *Sinclair (1996)* findet eine Region maximaler Blockierung südwestlich von Südamerika. Bei *Trenberth und Mo (1985)* liegt ein solches Maximum allerdings eher über der Antarktischen Halbinsel. *Trenberth und Mo (1985)* weisen schließlich auch auf den Indischen Ozean als dritte Region für häufigeres Auftreten von Blockierungen hin. Es sei darauf hingewiesen, dass sich Unterschiede durch verschiedene verwendete Methoden zur Identifikation von Blockierungen ergeben können.

Blockierungen und Anomalien der großskaligen atmosphärischen Zirkulation

Die synoptische Erfahrung zeigt, dass Blockierungen oftmals als isoliertes Phänomen betrachtet werden müssen. So läßt sich eine Reihe von Beispielen aufzeigen, bei denen quasistationäre planetare Wellen nicht zwingend zu einem gleichzeitigen Auftreten von Blockierungen an verschiedenen Orten führen müssen (*Trenberth und Mo, 1985*). Blockierungen können auch in Verbindung mit Wellenzügen entlang von Großkreisen auftreten. Auf der anderen Seite finden sich jedoch deutliche Hinweise dafür, dass zonal orientierte, quasistationäre planetare Wellen besonders im Winter das Auftreten von Blockierungen begünstigen können. Besonders in dem Raum um Neuseeland können quasistationäre Wellen der Zahl 3 zu vermehrtem Auftreten von Blockierungen führen. Darüber hinaus finden sich Fälle, bei denen sich eine deutliche Verbindung zwischen dem gleichzeitigen Auftreten von Blockierungen und planetaren Wellen aufzeigen läßt. *Trenberth und Mo (1985)* zeigen ein Beispiel für das Auftreten einer dreifachen Blockierung in Verbindung mit einer quasistationären Welle der Zahl 3.

Die Zugbahndichte der Antizyklonen im langjährigen Wintermittel (Abb. 6.4a) ist durch ein die Hemisphäre umspannendes Band hoher Werte etwas südlich des 30. Breitengrads ausgezeichnet. Über den Ozeanbecken entspricht dies der winterlichen Lage der subtropischen Hochdruckgebiete (*Peixoto und Oort, 1992*). Besonders hohe Werte werden über der Südspitze Südamerikas erreicht. Hier gilt es den starken Einfluss der Orographie zu berücksichtigen, wodurch es zu einer Überschätzung der Anzahl realer Antizyklonen kommen kann. Erhöhte Werte sind ferner über dem Süden Australiens sowie über Neuseeland zu finden. Das in den höheren Breiten gelegene deutliche Maximum über der Antarktischen Halbinsel kann durch das vermehrte Auftreten von Blockierungen erklärt werden (*Trenberth und Mo, 1985*). Es kann jedoch auch hier nicht ausgeschlossen werden, dass es durch die Nähe zum Transantarktischen Gebirge zu einer Überschätzung der Zugbahndichte kommt. Auch das Maximum nördlich der Ross See mit einem Band erhöhter Werte bis zu dem Maximum bei Neuseeland kann in Verbindung mit Blockierungen und der winterlichen Aufspaltung des Strahlstroms in dieser Region gebracht werden kann (*siehe Trenberth und Mo, 1985; Sinclair, 1996*). Im Gegensatz zu den Zyklonen wird eine sehr geringe Zugbahndichte der Antizyklonen entlang der antarktischen Ostküste beobachtet. Das von *Kiladis und Mo (1998)* beschriebene häufige Auftreten kurzzeitiger positiver Geopotentialanomalien in 500 hPa, welche in Verbindung mit baroklinen Wellen stehen, wird damit nicht durch ein vermehrtes Auftreten von Antizyklonen

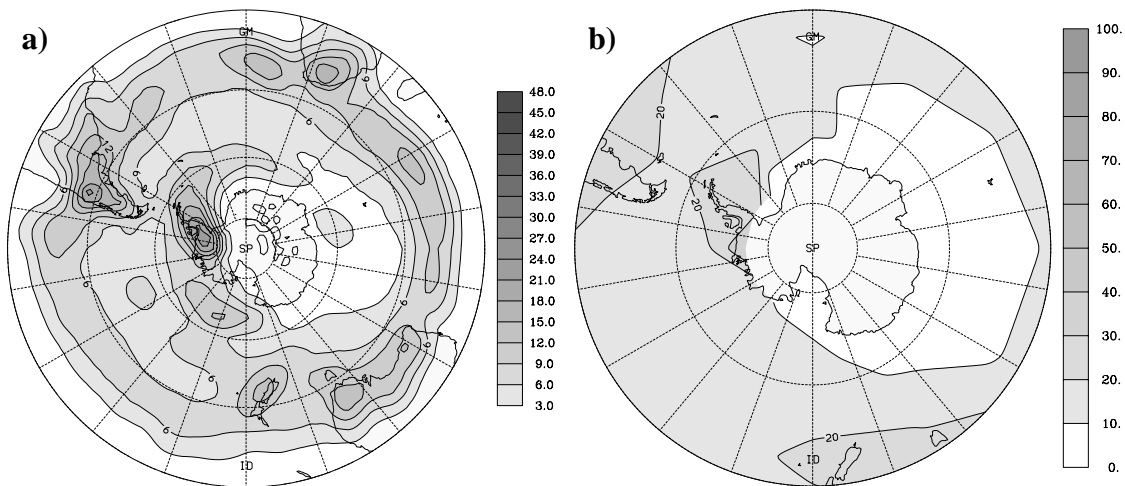


Abb. 6.4: Charakteristika südhemisphärischer Antizyklonenaktivität im langjährigen Wintermittel (JJA) für den Zeitraum 1980 bis 1999. **a)** Zugbahndichte, **b)** Relative Anzahl von Terminen, an denen mindestens eine Antizyklone gefunden wird. Isolinienabstand in **a)** ist 3 Antizyklonentage/Winter (bezogen auf Gebietskreise mit einem Radius von 7,5 Breitengrad), in **b)** 10% (bezogen auf breitengewichtete Gitterboxen mit einer Ausdehnung von $30^\circ \times 10^\circ$). Die nördlichste dargestellte Breite ist 20°S in **a)** und 40°S in **b)**.

am Boden bestätigt. Dies könnte einerseits an der Einstellung der verwendeten Identifikationsroutine (Schwellenwert Laplace p und Mindestlebensdauer von 2 Tagen) oder aber an der Betrachtung bodennaher MSLP Felder liegen. So basieren die Untersuchungen von *Kiladis und Mo (1998)* auf Feldern in 500 hPa. Es muss berücksichtigt werden, dass dieser Bereich am Boden durch eine besonders ausgeprägte zirkumpolare Tiefdruckrinne und damit durch eine im Mittel hohe zyklonale Wirbelstärke gekennzeichnet ist.

6.5 Katabatischer Abfluss und Antizyklonen

Die Bedeutung von synoptischskaligen Antizyklonen, wie auch Blockierungen, für das Auftreten von katabatischen Abflussereignissen, wird in diesem Kapitel mit der gleichen Methodik wie in Kapitel 6.3 für den Fall von Zyklonen untersucht. Es wird die Anzahl von Terminen betrachtet, an denen mindestens eine Antizyklone innerhalb einer vorgegebenen Gitterbox angetroffen wird. Die Verteilung im langjährigen Mittel (Abb. 6.4b) entspricht auch im Falle der Antizyklonen qualitativ der Zugbahndichte und stellt sich im Vergleich zu dieser ebenfalls stark geglättet dar.

Der oben beschriebenen Abnahme von Zyklonenhäufigkeiten nördlich der Region „Reeves Gletscher“ steht eine zwischen der Ross See und Neuseeland erhöhte Häufigkeit von Antizyklonen gegenüber (Abb. 6.5a). Dies deutet darauf hin, dass starker katabatischer Abfluss über der Region in direktem Zusammenhang mit verstärktem antizyklonalem Einfluss einhergeht. Auch für die Region „Adélie Küste“ stehen den veränderten Zyklonenhäufigkeiten entsprechend umgekehrte Veränderungen in den Antizyklonenhäufigkeiten gegenüber (Abb. 6.5b). So ist ansatzweise eine Erhöhung der Antizyklonenhäufigkeiten entlang der Küste bei gleichzeitiger Abnahme in niedrigeren Breiten zu erkennen.

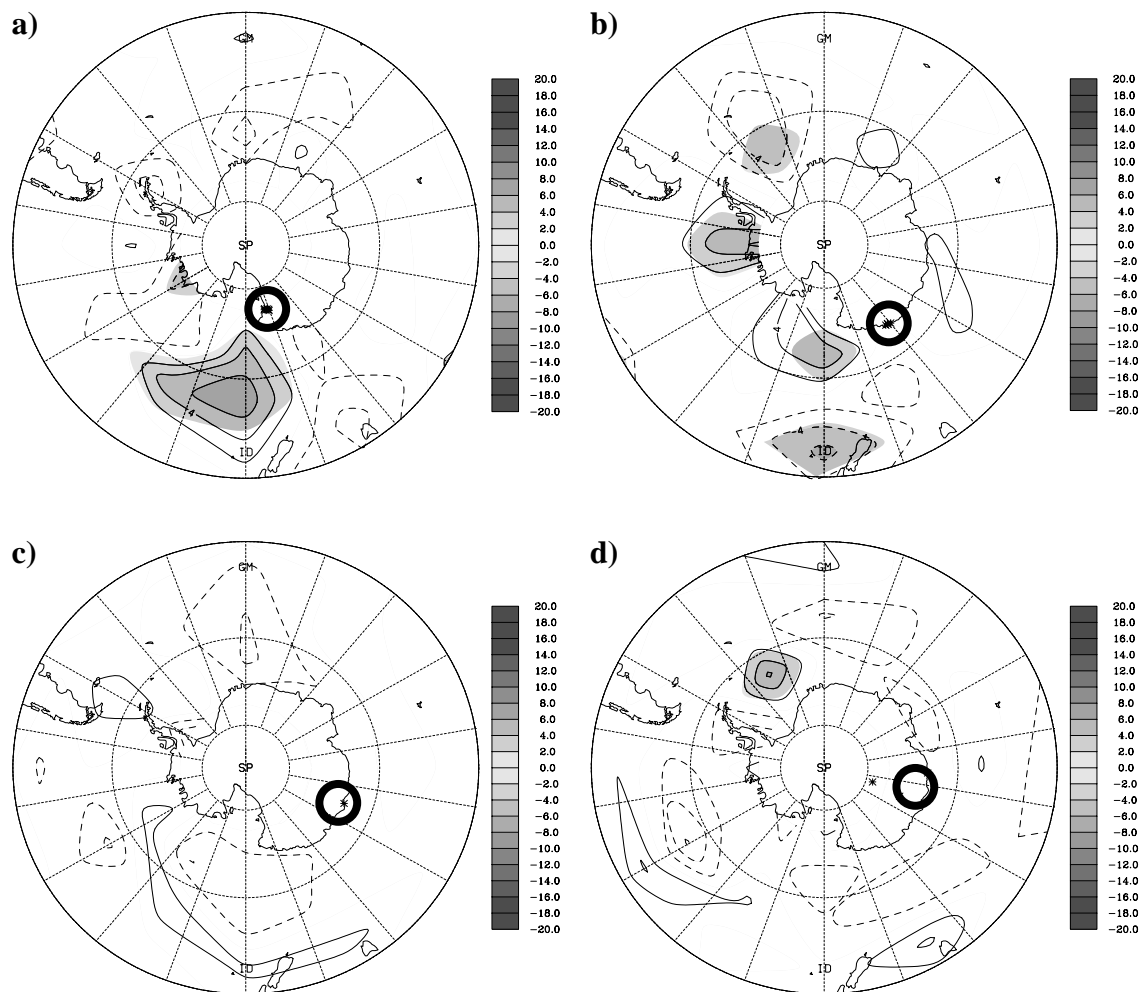


Abb. 6.5: Relative Anzahl von Terminen regionaler katabatischer Abflussereignisse, an denen mindestens eine Antizyklone gefunden wird. Es sind breitengewichtete Gitterboxen mit einer Ausdehnung von $30^\circ \times 10^\circ$ zu Grunde gelegt. Dargestellt sind die Differenzen gegenüber den in Abb. 6.4b gezeigten langjährigen Mittelwerten für die Regionen **a)** „Reeves Gletscher“, **b)** „Adélie Küste“, **c)** „Vincennes Bucht“ und **d)** „Shackleton Eisschelf“. Die Region ist jeweils durch einen Kreis gekennzeichnet. Der Isolinienabstand beträgt 2,0%. Statistische Signifikanz auf dem 99% Niveau (4-Felder Test) ist durch Unterlegen der Grauskala gekennzeichnet. Die nördlichste dargestellte Breite ist 40°S .

Im Gegensatz dazu läßt sich für die vier ostantarktischen Regionen „Vincennes Bucht“, „Shackleton-Eisschelf“, „Amery-Eisschelf“ sowie „Enderbyland“ keine Verbindung zu verstärktem Einfluss von Antizyklonen nachweisen (Abb. 6.5c, d u. Abb. 6.5e, f). Dies kann zum Teil dadurch erklärt werden, dass Antizyklonen entlang der ostantarktischen Küste allgemein besonders selten beobachtet werden (vgl. Abb. 6.4b). Es kann an dieser Stelle jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass die verwendete Identifikationsroutine, welche in erster Linie an die Identifikation von Zyklonen angepasst ist, eine nicht hinreichende Beschreibung von Antizyklonen in diesem Bereich liefert.

Starker katabatischer Abfluss in der Region „Ekström Eisschelf“ geht einher mit einer vergleichsweise deutlichen und weiträumigen Zunahme von Antizyklonenhäufigkeiten nordwestlich der Region bei gleichzeitiger leichter Abnahme über der Antarktischen Halbinsel

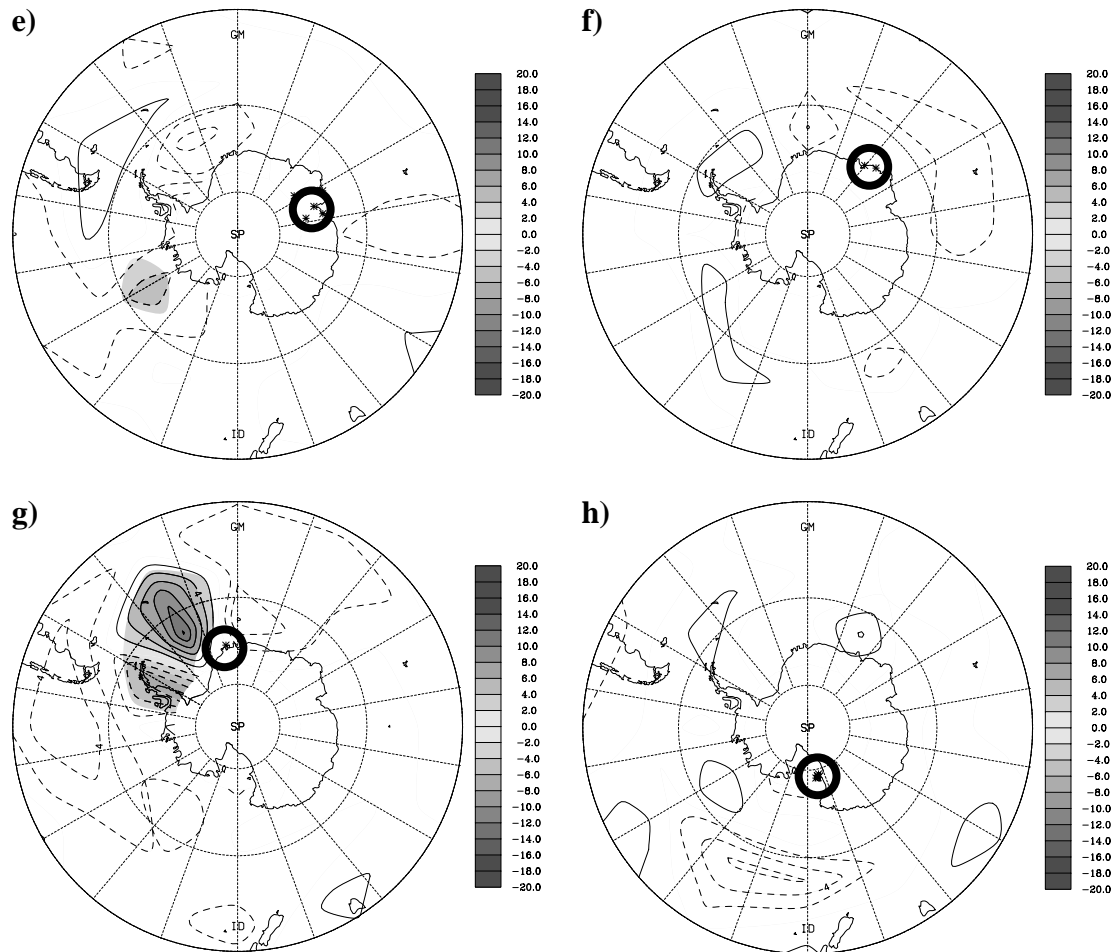


Abb. 6.5: Wie Abb. 6.5a-d, jedoch für die Regionen **e**) „Amery Eisschelf“, **f**) „Enderby Land“, **g**) „Ekström Eisschelf“ und **h**) „Ross Eisschelf“.

(Abb. 6.5g). Dies deutet auf eine zonale Verschiebung der Antizyklonenaktivität hin. Anders stellt sich die Situation für die Region „Ross-Eisschelf“ dar. So lassen sich hier keine signifikanten Veränderungen in der Antizyklonenhäufigkeit feststellen (Abb. 6.5h). Dies hebt die bereits gezeigte Bedeutung von Zyklonen zur Ausbildung des Barrierewindsystems und dem katabatischen Abfluss über die Siple Küste hervor. Weiterführende Untersuchungen über das Auftreten katabatischer Abflussereignisse sowie der Bedeutung großskaliger atmosphärischer Zirkulationsanomalien finden sich in dem anschließenden Kapitel 7.

7. Großskalige atmosphärische Zirkulation

Das Auftreten der KAE soll in diesem Kapitel auf Zusammenhänge zur Variabilität der großskaligen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhemisphäre untersucht werden. Kapitel 7.1 beschäftigt sich zunächst ganz allgemein mit der Fragestellung, inwiefern regionale KAE mit Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation einhergehen. In dem anschließenden Kapitel 7.2 erfolgt eine nach verschiedenen Zeitskalen getrennte Untersuchung. Es wird ein Beitrag zu der Fragestellung geleistet, inwiefern das Auftreten der KAE in Verbindung gebracht werden kann mit den auf der Südhemisphäre dominanten Moden intrasaisonaler und interannualer Zirkulationsvariabilität. Kapitel 7.3 beinhaltet schließlich ergänzende Untersuchungen mit Hilfe von Indizes zur Beschreibung der mit großskaligen Zirkulationsanomalien und Telekonnectionen in Verbindung stehenden Formen von südhemisphärischer Zirkulationsvariabilität.

7.1 Zirkulationsanomalien: Kompositstudien

Zur Aufdeckung von Zusammenhängen zwischen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und regionalem katabatischem Abfluss werden Komposits der geopotentiellen Höhe in 500 hPa über Termine regionaler katabatischer Abflussereignisse erstellt. Berechnungsgrundlage stellen auf der Seite des Geopotentials die 24- bzw. 6-stündigen EZMW-Analysen der 20 Wintermonate (JJA) von 1980 bis 1999 dar. Die Terminauswahl zur Berechnung der Komposits basiert auf den regionalen KAE. Es werden ausschließlich Termine betrachtet, zu denen gleichzeitig EZMW-Analysen vorliegen. Das langjährige Wintermittel wird jeweils abgezogen, so dass im Folgenden stets Anomaliekomposits betrachtet werden.

Während sich zu einzelnen Terminen deutlich die Struktur der transienten Wellen in den Geopotentialfeldern der mittleren Troposphäre abzeichnet, ist das langjährige Wintermittel durch eine vergleichsweise zonale Struktur gekennzeichnet (ohne Abbildung). *Van Loon und Jenne (1972)* heben die Bedeutung langer stationärer Wellen der Zahlen 1 bis 3 durch Anwendung einer räumlichen Fourier-Analyse hervor und zeigen, dass Wellen der Zahlen 1 und 3 zusammen hohe Anteile der Varianz des langjährig gemittelten Geopotentials in 500 hPa erklären. Die Wellen der Zahl 3 sind in den mittleren Breiten bedeutsam und können mit den drei großen Landmassen und Ozeanen in Verbindung gebracht werden. Die Welle der Zahl 1 wird in den niederen Breiten mit der Aufspaltung des Strahlstroms bei Neuseeland in Verbindung gebracht. Über der Antarktis ist sie ebenfalls von Bedeutung und kann über die asymmetrische Verteilung des Eisschildes um den Pol erklärt werden. Ferner wird auf eine stehende Welle der Zahl 2 hingewiesen, welche ebenfalls über der Antarktis ausgebildet ist und im Zusammenhang mit besonders tiefen Temperaturen über der Ost- und Westantarktis gesehen wird. *Trenberth (1980)* weist auf geringe saisonale Variation dieser stehenden Wellen hin. Weitere Untersuchungen zur Auswirkung der antarktischen Orographie auf die mittlere Strömung in der freien Troposphäre finden sich auch in *Baines und Fraedrich (1989)*. Es wird auf die Ausbildung einer stationären Welle der Zahl 3 in 850 bis 700 hPa hingewiesen, deren Tröge sich über der Ross-See, Weddell-See und der Prydz Bucht (Amery Eisschelf) befinden.

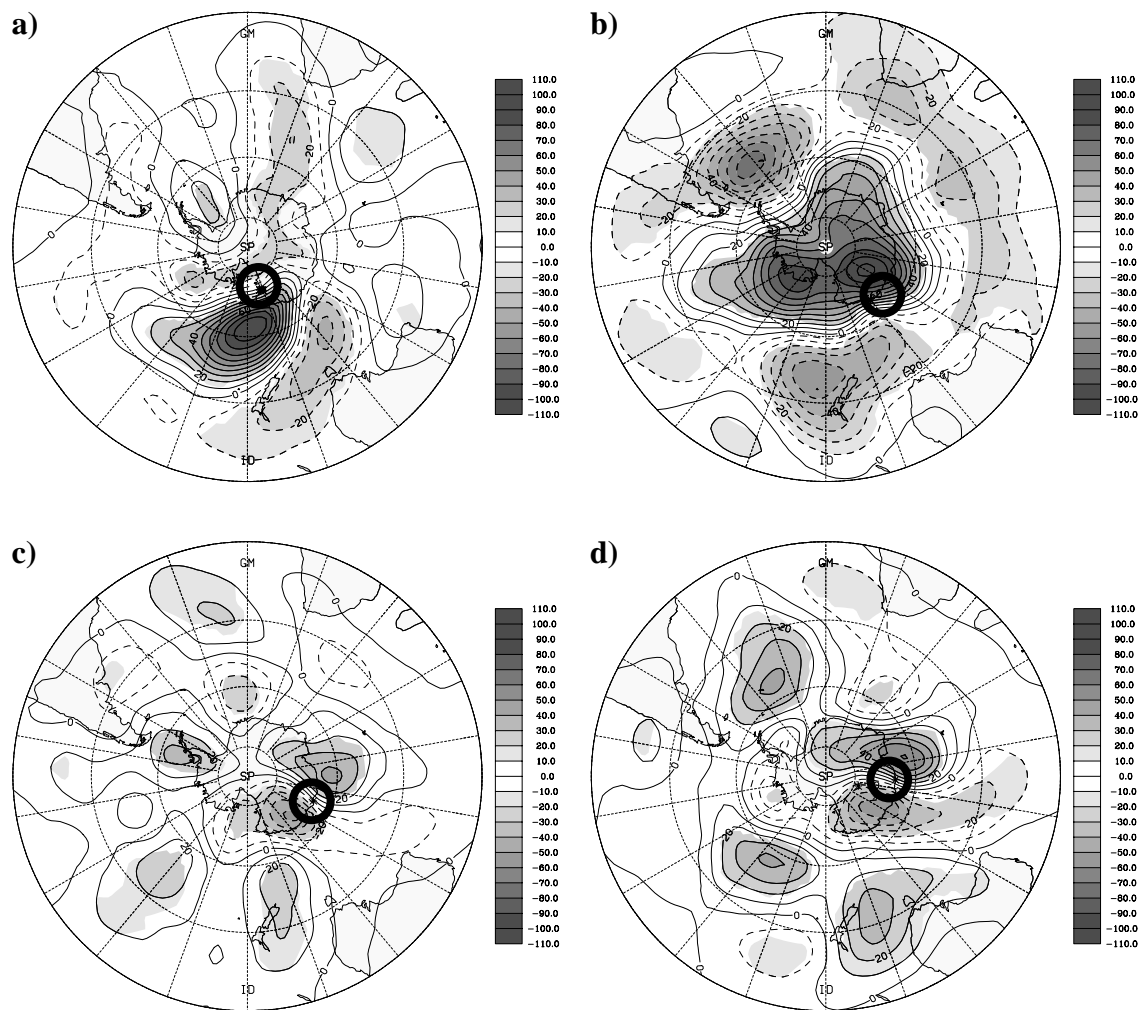


Abb. 7.1: Anomaliekomposits der geopotentiellen Höhe in 500 hPa über Termine mit regionalem katabatischem Abflussereignis. Dargestellt sind die Differenzen bezüglich des langjährigen Wintermittels von 1980 bis 1998 für die Regionen **a)** „Reeves Gletscher“ (363 Termine), **b)** „Adélie Küste“ (305), **c)** „Vincennes-Bucht“ (353) und **d)** „Shackleton Eisschelf“ (371). Die genaue Lage der Region ist jeweils durch einen Kreis gekennzeichnet. Der Isolinienabstand beträgt 10 gpm. Mit einer Grauskala unterlegt sind Bereiche, welche auf dem 99%-Niveau statistisch signifikant sind (nach t-Test). Die nördlichste dargestellte Breite ist 20 °S.

Das Anomaliekomposit für die Region „Reeves Gletscher“ weist eine stark positive Geopotentialanomalie nördlich der Untersuchungsregion auf. Stromauf dieser positiven Anomalie befindet sich eine deutlich schwächere und weit nach Norden reichende negative Anomalie (Abb. 7.1a). In Kapitel 6 wurde gezeigt, dass KAE innerhalb dieser Region mit einer Abnahme der Zyklonenaktivität und gleichzeitig einer deutlichen Zunahme von Antizyklonen nördlich der Region einhergehen, was auf das häufige Auftreten von Blockierungen zurückgeführt wurde. Die stark positive Geopotentialanomalie ist damit im Einklang und deutet auf die Ausbildung eines Höhenrückens in Verbindung mit einer blockierenden Wetterlage hin. Bereits in Kapitel 5 wurde gezeigt, dass KAE mit einer Verstärkung der Bodeninversion in der direkten Umgebung der Untersuchungsregion einhergehen. So bewirken die Blockierungen verstärkten antizyklonalen Einfluss, wodurch die Ausbildung der Bodeninversion begünstigt wird. Zusätzlich führt die Ausbildung des Rückens nördlich der Region zu einer Modifikation

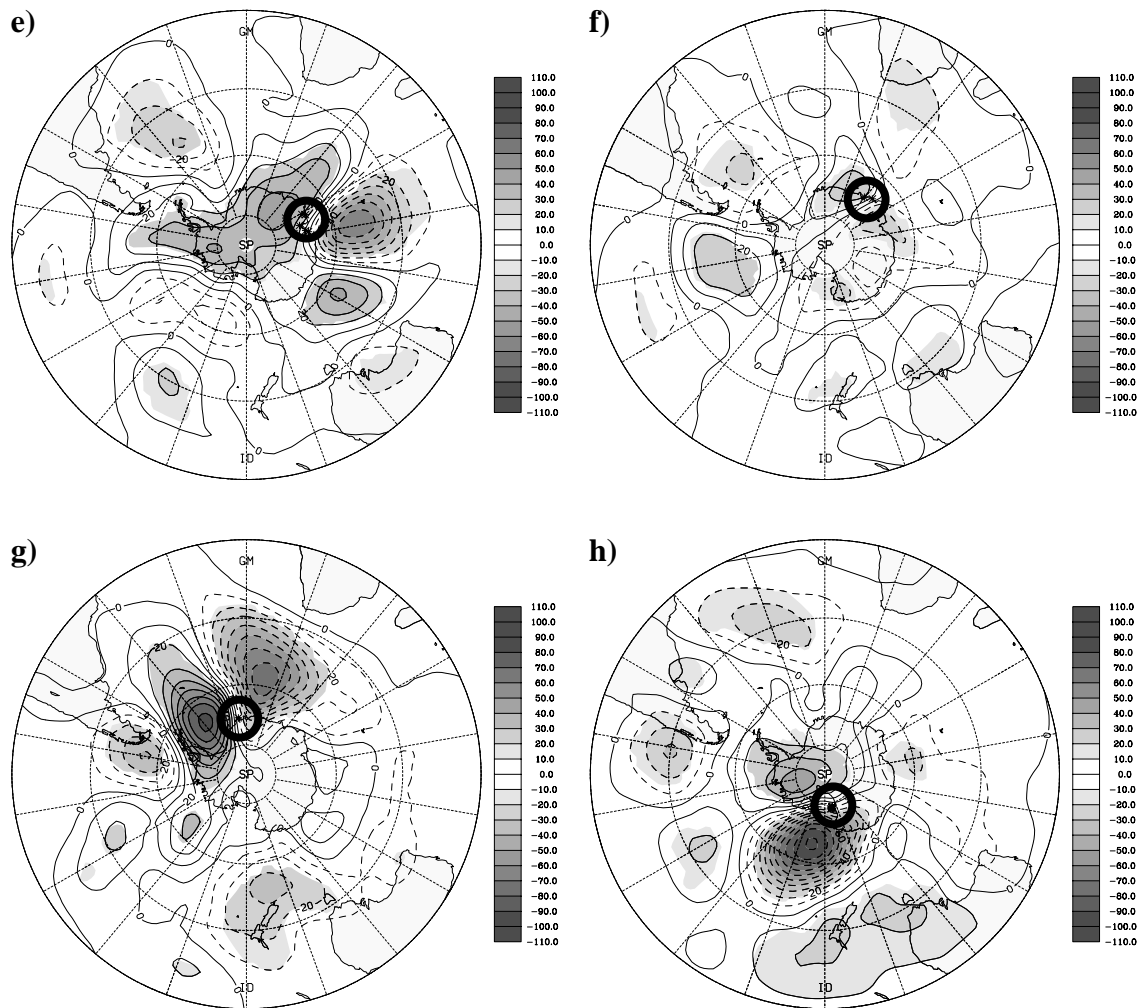


Abb. 7.1: Wie Abb. 7.1a bis d, jedoch für die Regionen **e)** „Amery Eisschelf“ (346 Termine), **f)** „Enderby-Land“ (509), **g)** „Ekström Eisschelf“ (292) und **h)** „Ross Eisschelf“ (408).

der Strömung über der Untersuchungsregion selbst. So wird die Advektion besonders bodennah kalter Luftmassen aus dem Inneren der Antarktis durch eine südwestliche Anströmung der Region begünstigt, was sich zusätzlich positiv auf die Ausbildung der Bodeninversion auswirken kann. Es sei daran erinnert, dass in Kapitel 4 zudem gezeigt wurde, dass die Stärke der geostrophischen Anströmung nicht in direktem Zusammenhang mit der Stärke des katabatischen Windes steht. Entscheidend für die Entstehung von KAE ist somit die Richtung der Anströmung sowie der antizyklonale Einfluss im Bereich der Untersuchungsregion.

Das Komposit für die Region „Adélie Küste“ zeigt eine die mittleren und hohen Breiten abdeckende Anomalie (Abb. 7.1b). Es wird eine Zunahme des Geopotentials über den hohen Breiten und besonders der Antarktis gefunden, gegenüber einer Abnahme über den mittleren Breiten. Somit treten KAE bevorzugt zu Phasen eines abgeschwächten Zirkumpolarwirbels auf. Zudem läßt sich ein Muster zonalen Wellen der Zahl 3 erkennen. Weitere Untersuchungen hierzu, besonders mit Bezug auf die Variabilität der Stärke des Zirkumpolarwirbels in Verbindung mit der Antarktischen Oszillation, finden sich in Kapitel 7.2 und Kapitel 7.3. In einer Reihe von Studien wird ausgehend von Modellrechnungen auf eine Verbindung zwischen

katabatischen Winden über der Antarktis und der Ausbildung eines obertroposphärischen Wirbels hingewiesen (z.B. James, 1989). Es wird gezeigt, dass katabatischer Massenabfluss aus der Antarktis durch eine Abschwächung dieses obertroposphärischen Wirbels begünstigt wird. Eine ausführliche Diskussion möglicher Wechselwirkungsmechanismen zwischen der Stärke des Zirkumpolarwirbels sowie der Aktivität katabatischer Winde findet sich in Kapitel 9.

In den Abb. 7.1c bis Abb. 7.1g sind die Verteilungen für weitere Regionen entlang der Ostantarktis dargestellt. Diese sind gegenüber den Regionen „Reeves Gletscher“ und „Adélie Küste“ durch eine flachere Neigung der Orographie in Küstennähe ausgezeichnet. Dabei weisen die mit starkem katabatischem Abfluss einhergehenden Zirkulationsanomalien allesamt eine ähnliche Charakteristik auf. In allen Fällen wird eine positive Geopotentialanomalie gefunden, deren Schwerpunkt sich meist im Bereich der obertroposphärischen Westwindzone und etwas stromauf der Region befindet. Dies deutet auch hier auf die Ausbildung eines Rückens im Strömungsfeld der mittleren und oberen Troposphäre hin. Stromab liegt eine oftmals schwächere negative Geopotentialanomalie. Diese kann entsprechend mit der Ausbildung eines Troges in Verbindung gebracht werden. Wie schon für die Region „Reeves Gletscher“ gezeigt, führt somit auch hier verstärkter antizyklonaler Einfluss sowie die Advektion von Luftmassen aus dem Inneren der Antarktis zu der in Kapitel 5 gezeigten Verstärkung der Bodeninversion in der direkten Umgebung der jeweiligen Untersuchungsregion, wodurch katabatischer Abfluss schließlich begünstigt wird. Eine Erhöhung des Geopotentials über der gesamten Antarktis, wie für die Region „Adélie Küste“ beobachtet (siehe Abb. 7.1b), ist andeutungsweise für die Region „Shackleton Eisschelf“ und deutlich für die Region „Amery Eisschelf“ zu erkennen. Dazu liegen die positiven Geopotentialanomalien bei diesen beiden Regionen deutlich weiter im Süden. Im Gegensatz dazu zeigt sich für die Region „Enderby Land“ eine Abnahme des Geopotentials über der Antarktis (Abb. 7.1f) Auch hier sei auf die abschließende Diskussion der Wechselwirkungsmechanismen, besonders mit Hinblick auf die Stärke des zirkumpolaren Wirbels, in Kapitel 9 verwiesen.

Abb. 7.1h zeigt schließlich das Anomaliekomposit des Geopotentials in 500 hPa für die Region „Ross Eisschelf“. Katabatischer Abfluss findet hier zum großen Teil aus östlicher Richtung über die Siple-Küste aus der Westantarktis heraus statt und wird durch das Transantarktische Gebirge umgelenkt. Die Luftmassen erreichen schließlich als Südwinde in Form eines Barrierewindsystems die Ross-Insel Region, in der sich auch die Stationen zur Erfassung dieses Windregimes befinden (siehe Kapitel 4). Das Komposit weist eine deutlich negative Anomalie nördlich der Ross-See auf, sowie eine Erhöhung des Geopotentials über der Westantarktis (Abb. 7.1h). So begünstigt der antizyklonale Einfluss auch hier die Ausbildung der Bodeninversion über der Westantarktis. Insbesondere muss die negative Geopotentialanomalie jedoch auch in Verbindung mit einer Troglage und dem verstärkten Auftreten von Zyklonen nördlich der Ross-See gesehen werden (siehe Kapitel 6). Die resultierende Strömung über dem Ross-Eisschelf begünstigt das katabatische Abfließen über die Siple-Küste und den Luftmassenstrom entlang des Transantarktischen Gebirges. Auf einen ähnlichen Mechanismus wird auch in Bromwich et al. (1993) sowie Parish und Bromwich (1998) hingewiesen.

7.2 Interannuale und intrasaisonale Variabilität

Ziel dieses Kapitels ist die Klärung der Fragestellung, inwiefern das Auftreten der KAE in den verschiedenen Regionen mit großskaliger atmosphärischer Zirkulationsvariabilität unterschiedlicher zeitlicher Skalen in Zusammenhang gebracht werden kann. Nachdem die Bedeutung von synoptischskaliger Aktivität und dem Auftreten von Blockierungen ausführlich in Kapitel 6 untersucht wurde, liegt das besondere Augenmerk in diesem Kapitel auf der Untersuchung des intrasaisonalen sowie des interannualen Periodenbereichs. Es wird zunächst die Methode zur Bestimmung der dominanten Moden südhemisphärischer Zirkulationsvariabilität auf den beiden zeitlichen Skalenbereichen vorgestellt. Anschließend werden Zusammenhänge zu den KAE getrennt für den intrasaisonalen sowie den interannualen Periodenbereich untersucht.

7.2.1 Methodik: Anwendung von Zeitreihenfilterung und EOF-Analyse

Die verwendete Methodik zur Bestimmung der dominanten Moden von Variabilität der südhemisphärischen Zirkulation auf dem intrasaisonalen und dem interannualen Periodenbereich ist in Anlehnung an die Arbeiten von *Kidson (1988b, 1991)* sowie *Kiladis und Mo (1998)* gewählt. Ausgangspunkt sind auf einem südhemisphärischen Gitter vorliegende Zeitreihen des Geopotentials in 500 hPa. Zunächst werden der intrasaisonale und der interannuale Periodenbereich durch Zeitreihenfilterung isoliert. Anschließend können die innerhalb der beiden Periodenbereiche dominanten Moden durch getrennte Anwendung von EOF-Analysen bestimmt werden. Der Zusammenhang zu den regionalen KAE kann schließlich in systematischer Weise durch die Analyse der sich ergebenden Entwicklungskoeffizienten (PCs) untersucht werden.

Zeitreihenfilterung

In Anlehnung an die Arbeiten von *Kidson (1988b, 1991)* werden zur Untersuchung von interannualer Variabilität Perioden oberhalb von 50 Tagen betrachtet. Hierzu wird ein Tiefpassfilter mit einer Halbwertsperiode von 50 Tagen verwendet. Zur Isolierung von intrasaisonalen Variabilität wird entsprechend eine Bandpassfilterung mit Halbwertsperioden von 10 und 50 Tagen durchgeführt (vgl. *Kidson, 1988b*). Eine Beschreibung der Charakteristiken der verwendeten Filter findet sich in Kapitel 3 und Anhang A.1. Mit Hinblick auf die Durchführung der EOF-Analysen werden die Berechnungen wie folgt durchgeführt: Die Geopotentialfelder werden auf ein gröber aufgelöstes Gitter mit einem Gitterpunktsabstand von $10^{\circ} \times 5^{\circ}$ reduziert. Da die Daten vor 1989 nur für einmal täglich vorliegen, wird grundsätzlich nur der 0 UTC-Termin betrachtet. Die Berechnungen werden für den Bezugszeitraum von Januar 1980 bis Oktober 2001 durchgeführt. Vor der Filterung wird sowohl der Jahresgang, als auch der lineare Trend aus den Zeitreihen entfernt. Nach erfolgter Filterung werden die ersten beiden sowie die letzten beiden Monate aus den Zeitreihen entfernt. Dies ist notwendig zur Berücksichtigung des Einschwingverhaltens der verwendeten Filter (siehe *Hoffmann, 1999*).

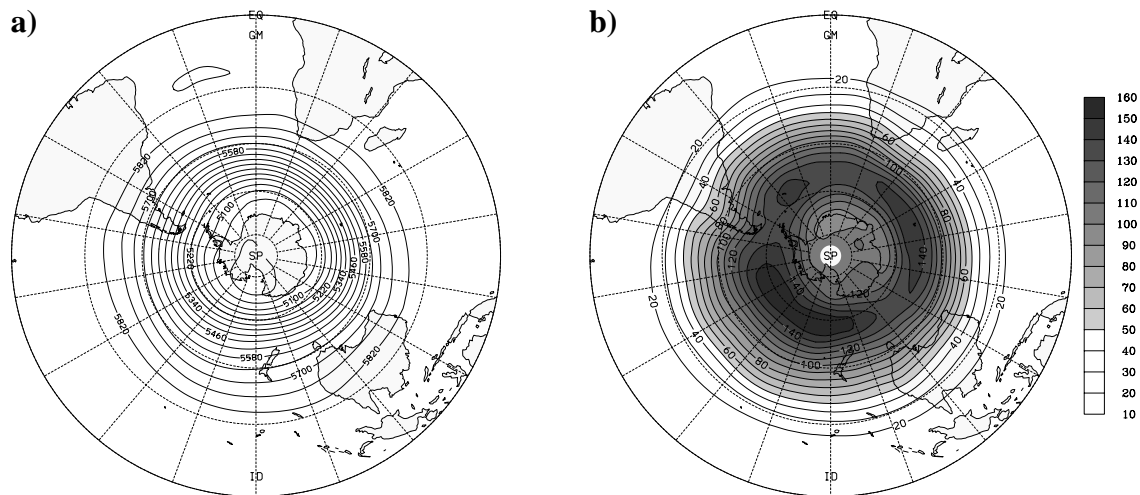


Abb. 7.2: Geopotential in 500 hPa für den Zeitraum von März 1980 bis August 2001 aus EZMW-Analysen: **a)** langjähriges Mittel, **b)** Standardabweichung täglicher und um den Jahresgang bereinigter Felder. Der Isolinienabstand in **a)** ist 60 gpm, in **b)** 10 gpm. Werte oberhalb von 50 gpm sind in **b)** mit einer Grauskala unterlegt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 0°.

Die gefilterten Zeitreihen weisen Varianzanteile in Abhängigkeit des betrachteten Periodenbereichs und der Charakteristik des verwendeten Filters auf. Zur Bewertung der anschließend durchgeführten EOF-Analyse ist die Fragestellung von Bedeutung, wie hoch der Varianzanteil der gefilterten Zeitreihen an der Gesamtvarianz des auf täglicher Basis vorliegenden und um den Jahresgang bereinigten, ungefilterten Geopotentials ist. Während die absoluten Varianzanteile durch die Standardabweichung dargestellt werden, erfolgt die Berechnung der relativen Varianzanteile im Folgenden ausgehend von der Varianz.

Abb. 7.2a zeigt zunächst das langjährig gemittelte Geopotential in 500 hPa. Abb. 7.2b zeigt die zugehörige Standardabweichung der ungefilterten und um den Jahresgang bereinigten, täglichen Geopotentialfelder. Die höchsten Varianzanteile werden im Bereich der Westwindzone entlang 50°S gefunden. Drei Zonen maximaler Varianz mit Werten oberhalb von 140 gpm können dabei den drei Ozeanbecken zugewiesen werden. Die Verteilung stimmt gut mit der nach *Kidson (1988b)* überein. Geringe Unterschiede lassen sich anhand verschiedener Bezugszeiträume erklären. So betrachtet *Kidson (1988b)* EZMW-Analysen über den kürzeren Zeitraum von 1980 bis 1986.

Die Standardabweichung für den intrasaisonalen Bereich (Abb. 7.3a) weist besonders hohe Werte in den mittleren Breiten entlang 50°S auf. Maxima mit Werten oberhalb von 100 gpm werden im Südpazifik auf etwa 55°S nördlich der Ross-See sowie nördlich der Amundsen-See erreicht. Ein weiteres, schwächeres Maximum mit einem Wert knapp oberhalb von 90 gpm befindet sich nördlich der Weddell-See. Ein Großteil der intrasaisonalen Variabilität kann mit langen barotropen Wellen in Verbindung gebracht werden (*Kidson, 1991*). Der relative Anteil an der Gesamtvarianz liegt mit Ausnahme der Tropen oberhalb von 30% (Abb. 7.3b). Höhere

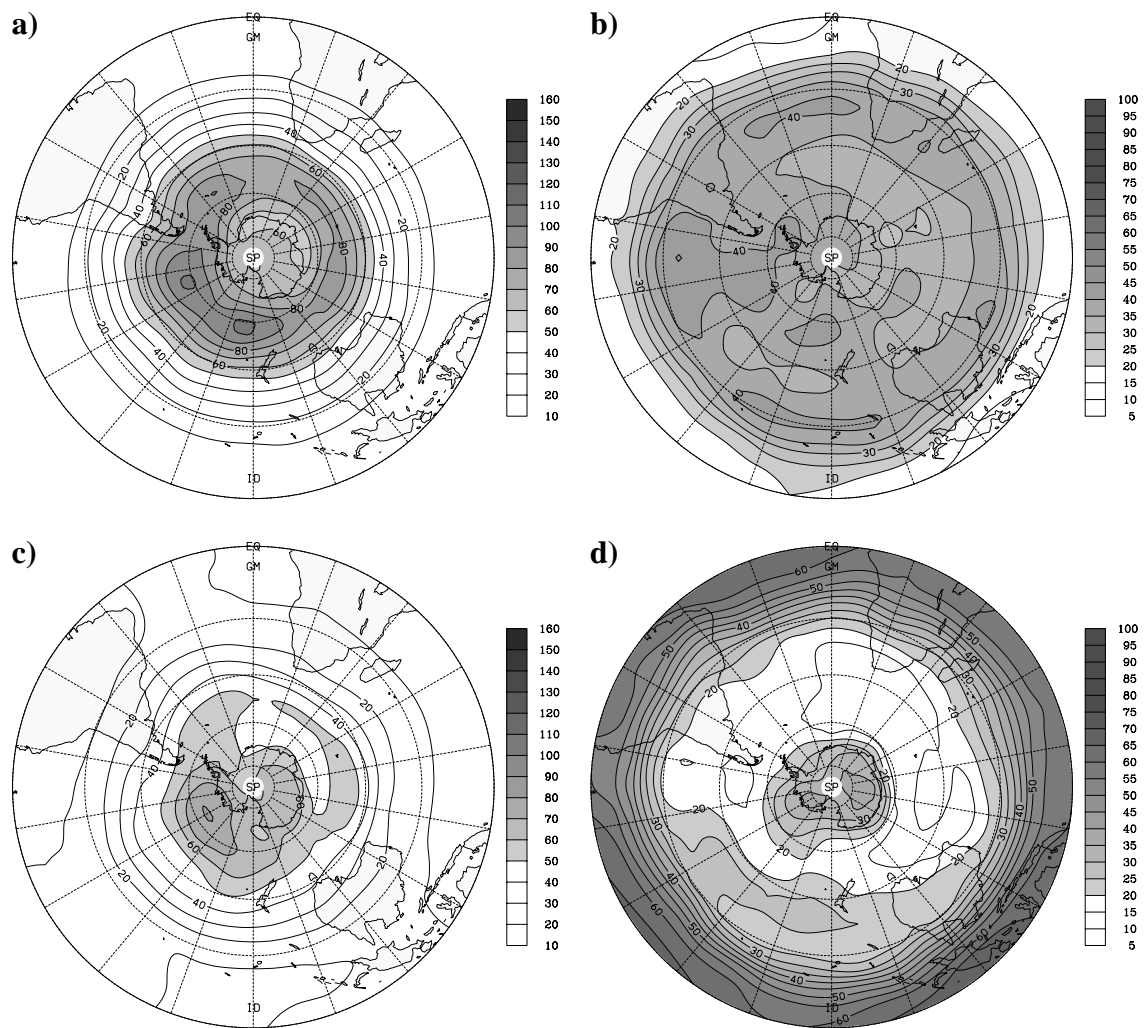


Abb. 7.3: Intraisonale und interannuale Varianzanteile des täglichen (0 UTC) und um den Jahrgang bereinigten Geopotentials in 500 hPa aus den EZMW-Analysen für den Zeitraum von März 1980 bis August 2001. Links: Standardabweichung für **a)** intraisonale Fluktuationen mit Perioden von 10 bis 50 Tagen und **c)** interannuale Fluktuationen mit Perioden oberhalb von 50 Tagen. Der Isolinienabstand beträgt 10 gpm, Werte oberhalb von 50 gpm sind mit einer Grauskala unterlegt. Rechts: erklärter Anteil an der Gesamtvarianz der täglichen und um den Jahrgang bereinigten Geopotentialfelder für **b)** intraisonale Varianz und **d)** interannuale Varianz. Der Isolinienabstand beträgt 10 Prozent und Werte oberhalb von 20 Prozent sind mit einer Grauskala unterlegt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 0° .

Werte oberhalb von 40% werden im Südpazifik vor der Küste von Chile erreicht. Die Ergebnisse stimmen qualitativ gut mit den in *Kidson (1991)* gezeigten Verteilungen überein. Insgesamt werden bei *Kidson (1991)* jedoch um 10-15% erhöhte Varianzanteile gefunden.

Die Standardabweichung für den interannuale Periodenbereich weist ein Maximum mit einem Wert oberhalb von 80 gpm im südlichen Pazifik, etwas nördlich der Amundsen-See, bei 120°W und 65°S auf (Abb. 7.3c). Hohe Werte oberhalb von 50 gpm werden außerdem in einem Band entlang des 50. Breitengrades sowie über der Antarktis gefunden. In der Literatur werden die Hauptanteile der interannualen atmosphärischen Variabilität mit der Südlichen Oszillation sowie der Antarktischen Oszillation in Verbindung gebracht (*siehe Kiladis und Mo, 1998; Gong und Wang, 1999*). Der relative Anteil der interannualen Variabilität an der

Gesamtvarianz der täglichen Geopotentialvarianz in 500 hPa ist besonders groß in den tropischen Breiten und liegt hier in weiten Teilen oberhalb von 50% (Abb. 7.3d). Während der relative Anteil in den mittleren Breiten deutlich niedriger ist, werden über der Antarktis höhere Werte oberhalb von 30% erreicht. Im Gegensatz dazu findet *Kidson (1988b)* höhere Werte. Dieser Unterschied läßt sich jedoch durch die unterschiedlichen Charakteristiken der verwendeten Filter erklären. *Kidson (1988b)* verwendet einen Tiefpassfilter, welcher durch einen maximalen Durchlass der Perioden oberhalb von 50 Tagen ausgezeichnet ist und den Halbwert erst bei 38 Tagen erreicht. Der bei *Kidson (1988b)* verwendete Filter ist somit durch einen flacheren Abfall ausgezeichnet, wodurch allgemein höhere Varianzanteile erklärt werden können.

Es sei angemerkt, dass zur Erklärung der Gesamtvarianz neben dem intrasaisonalen und dem interannualen Periodenbereich auch der synoptische Periodenbereich (2 bis 8 Tage) von Bedeutung ist (siehe Kapitel 6). Die sich ergebenden Bereiche hoher Standardabweichung des bandpassgefilterten Geopotentials werden oftmals als Stormtracks bezeichnet und können mit transienten Wellen in Verbindung gebracht werden (*Blackmon, 1976*). Stormtracks sind besonders deutlich ausgeprägt über den mittleren Breiten, in der Südhemisphäre besonders stark über dem Indischen Ozean und schwächer über dem Südpazifik (siehe *Trenberth, 1991*).

EOF-Analyse

Grundlage zur Berechnung der EOF-Analysen sind die 10 bis 50-Tage bandpassgefilterten und 50-Tage tiefpassgefilterten Felder der geopotentiellen Höhe in 500 hPa. Die bereits erwähnte Reduktion der Gitterauflösung auf ein $10^\circ \times 5^\circ$ - Gitter soll neben der Einsparung von Rechenzeit ein günstigeres Verhältnis der in die Berechnung eingehenden Raum- und Zeitpunkte bewirken. So weisen (*Bretherton et al., 1992*) darauf hin, dass robuste Ergebnisse bei Durchführung einer EOF-Analyse nur erzielt werden können, falls die Anzahl der eingehenden Zeitpunkte deutlich höher als die der Raumpunkte ist. Die räumlichen Strukturen innerhalb der betrachteten Periodenbereichen werden außerdem auf dem groben Gitter hinreichend aufgelöst. Es werden getrennte EOF-Analysen für den intrasaisonalen (bandpassgefiltert) sowie den interannualen (tiefpassgefiltert) Periodenbereich durchgeführt. Um der starken Konvergenz der Meridiane in den hohen Breiten Rechnung zu tragen, werden die Felder vor Berechnung der EOF-Analyse mit einer Breitengewichtung versehen. Wie bereits beschrieben, sind die Zeitreihen um den Jahresgang bereinigt. *Kiladis und Mo (1998)* heben hervor, dass Ergebnisse derartiger Berechnungen weitestgehend unabhängig von der betrachteten Saison sind. Daher stützen sich die in dieser Arbeit durchgeführten EOF-Analysen auf den kompletten Zeitraum von März 1980 bis August 2001.

Intrasaisonale Zirkulationsvariabilität

Die führenden Moden intrasaisonaler Zirkulationsvariabilität lassen sich anhand der entsprechenden Muster der EOFs diskutieren. Die ersten beiden EOFs werden durch Wellenzahlen 4 im Bereich der mittleren Breiten dominiert (Abb. 7.4a und b). In beiden Fällen finden sich deutlich geringere Varianzanteile über dem Indischen Ozean. Die gezeigten Muster sind in guter Übereinstimmung mit Untersuchungen nach *Kidson (1991)* sowie *Kiladis und Mo (1998)*. Auf die Dominanz propagierender Wellen der Zahl 4 im Winter wird in diesem Zusammenhang dort hingewiesen. *Kidson (1991)* hebt zudem die geringe vertikale Achsenneigung und den barotropen Charakter derartiger Wellen hervor.

Das Muster der 3. EOF (Abb. 7.4c) setzt sich als Überlagerung aus einem zonalsymmetrischen Anteil sowie einem Wellenzahl 3 Anteil zusammen. *Karoly (1990)* zeigt, dass zonalsymmetrische Anteile in den mittleren und hohen Breiten auch auf der intrasaisonalen Zeitskala von

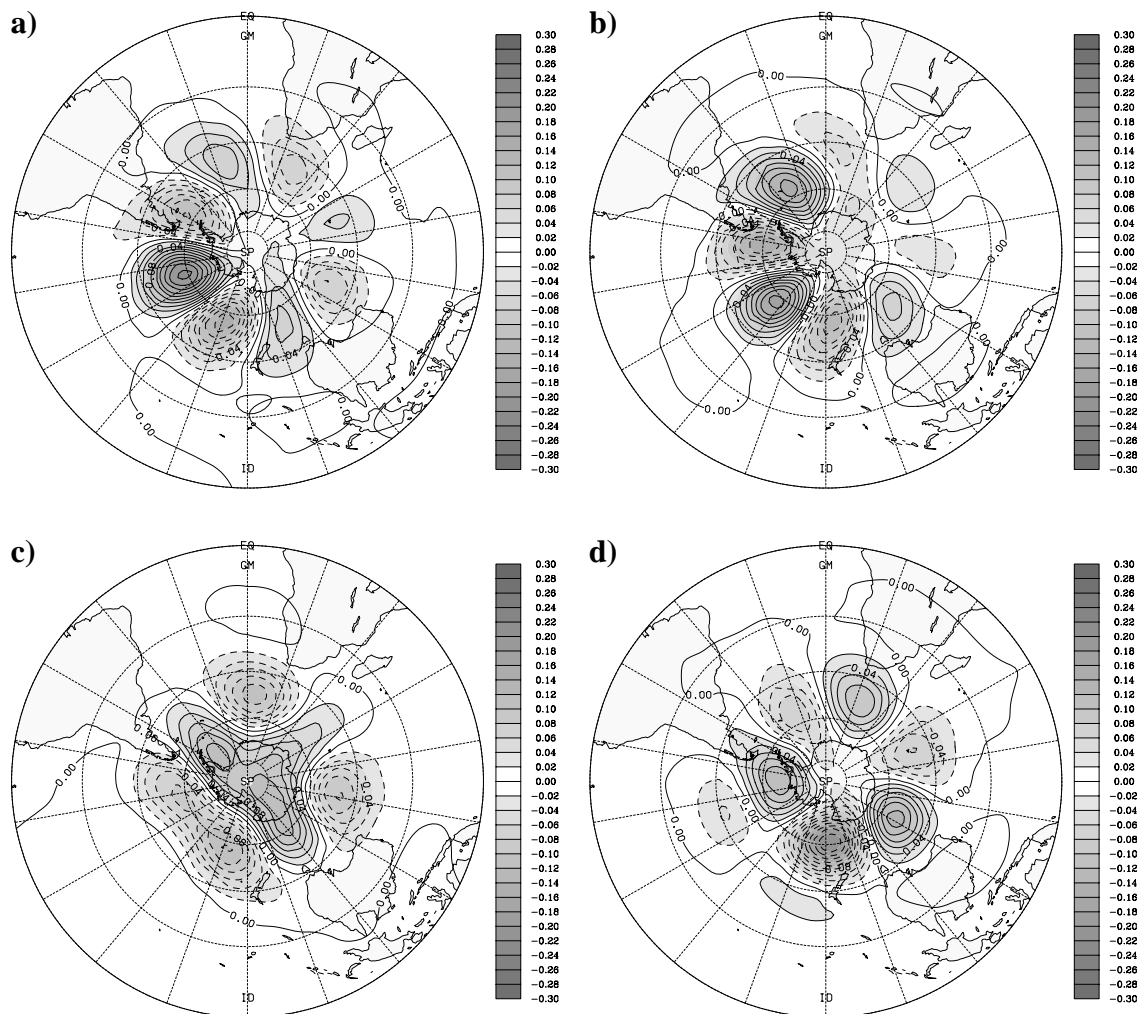


Abb. 7.4: Moden intrasaisonaler Zirkulationsvariabilität: Muster der vier führenden EOFs des um den Jahresgang bereinigten und bandpassgefilterten Geopotentials in 500 hPa aus den EZMW-Analysen für den Zeitraum von März 1980 bis August 2001. Die zugehörigen PCs erklären **a)** 10,5%, **b)** 9,4%, **c)** 7,4% und **d)** 6,7% an der Gesamtvarianz der um den Jahresgang bereinigten und bandpassgefilterten Ausgangsfelder. Der Isolinienabstand beträgt 0,02. Werte betraglich größer als 0,02 sind mit einer Grauskala unterlegt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 0°.

Bedeutung sind. Das Muster der 4. EOF (Abb. 7.4d) zeigt schließlich eine Welle der Zahl 3 mit einem Pol maximaler Varianz nördlich von Neuseeland. Derartige Zirkulationsvariabilität könnte, in Verbindung mit der Ausbildung eines Rückens, das Auftreten von Blockierungen in dem Neuseeland-Sektor begünstigen (*vergleiche Trenberth, 1985*).

Die vier führenden EOFs erklären zusammen etwa ein Drittel an der Gesamtvarianz der intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität. *Kiladis und Mo (1998)* weisen darauf hin, dass die Anregung intrasaisonaler Zirkulationsvariabilität zu einem großen Teil auf Konvektionsschwankungen in den Tropen zurückgeführt werden kann. Die gezeigten Muster sind in den wesentlichen Punkten im Einklang mit den Ergebnissen anderer Studien (*z.B. Kidson, 1991; Kiladis und Mo, 1998*). Es kann somit davon ausgegangen werden, dass die zugehörigen PCs für den in dieser Arbeit betrachteten 20-jährigen Untersuchungszeitraum eine angemessene Beschreibung der intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität darstellen.

Interannuale Zirkulationsvariabilität

Die führende EOF des interannualen Periodenbereichs ist durch ein zonalsymmetrisches Muster gekennzeichnet (Abb. 7.5a). Hierdurch werden 21% an der Gesamtvarianz der tiefpassgefilterten täglichen Geopotentialfelder erklärt. Es zeigt eine Erhöhung bzw. Abschwächung des Geopotentials über den polaren Breiten sowie entgegengesetzte Anomalien in den mittleren Breiten. Es lassen sich sowohl zonalsymmetrische Strukturen wie auch Anteile einer Wellenzahl 3 erkennen. Die Verstärkung und Abschwächung dreier Tröge und Rücken kann hierbei den drei großen Ozeanbecken zugeordnet werden. Der zonalsymmetrische Anteil steht in Verbindung mit einer Abschwächung bzw. Verstärkung des Zirkumpolarwirbels. Derartige niederfrequente Zirkulationsvariabilität wird oftmals als Antarktische Oszillation bezeichnet (*siehe Gong und Wang, 1999*). Eine Diskussion relevanter Rückkopplungsmechanismen zwischen der zonalen Strömung und baroklinen sowie niederfrequenten barotropen Wellen findet sich in *Lorenz und Hartmann (2001)*.

Die 2. EOF (Abb. 7.5b) läßt in erster Linie einen Dipol mit Zentren über der Amundsen See sowie der Weddell See erkennen, wobei der Pol über der Amundsen See durch die höchsten Varianzanteile ausgezeichnet ist. Ferner finden sich zonalsymmetrische Anteile im südlichen Indischen Ozean sowie Wellenzahlanteile im südlichen Atlantik und Pazifik und auch über der Antarktis. Die 3. EOF (Abb. 7.5c) zeigt eine Welle der Zahl 3, mit der maximalen Varianz im südlichen Pazifik. Es fällt auf, dass sie mit 10,3% ähnlich hohe Varianzanteile, wie die 2. EOF (11,5%) erklärt. Die Muster scheinen ferner orthogonal zu sein, was auf eine Entartung hinweisen könnten. *Kidson (1988b)* findet ähnliche Muster, jedoch keinen Hinweis darauf, dass die 2. und 3. EOF eine wandernde Oszillation im Sinne eines propagierenden Wellenzuges darstellen. Die 4. EOF stellt ebenfalls ein Muster der Wellenzahl 3 dar, mit zonalsymmetrischen Anteilen über dem Südpazifik (Abb. 7.5d). Der barotrope Charakter von großskaligen Zirkulationsanomalien, welche in Verbindung mit niederfrequenter atmosphärischer Variabilität auftreten, wird in einer Reihe von Studien hervorgehoben (*z.B. Trenberth, 1979; Kidson, 1988b, Kiladis und Mo, 1998*).

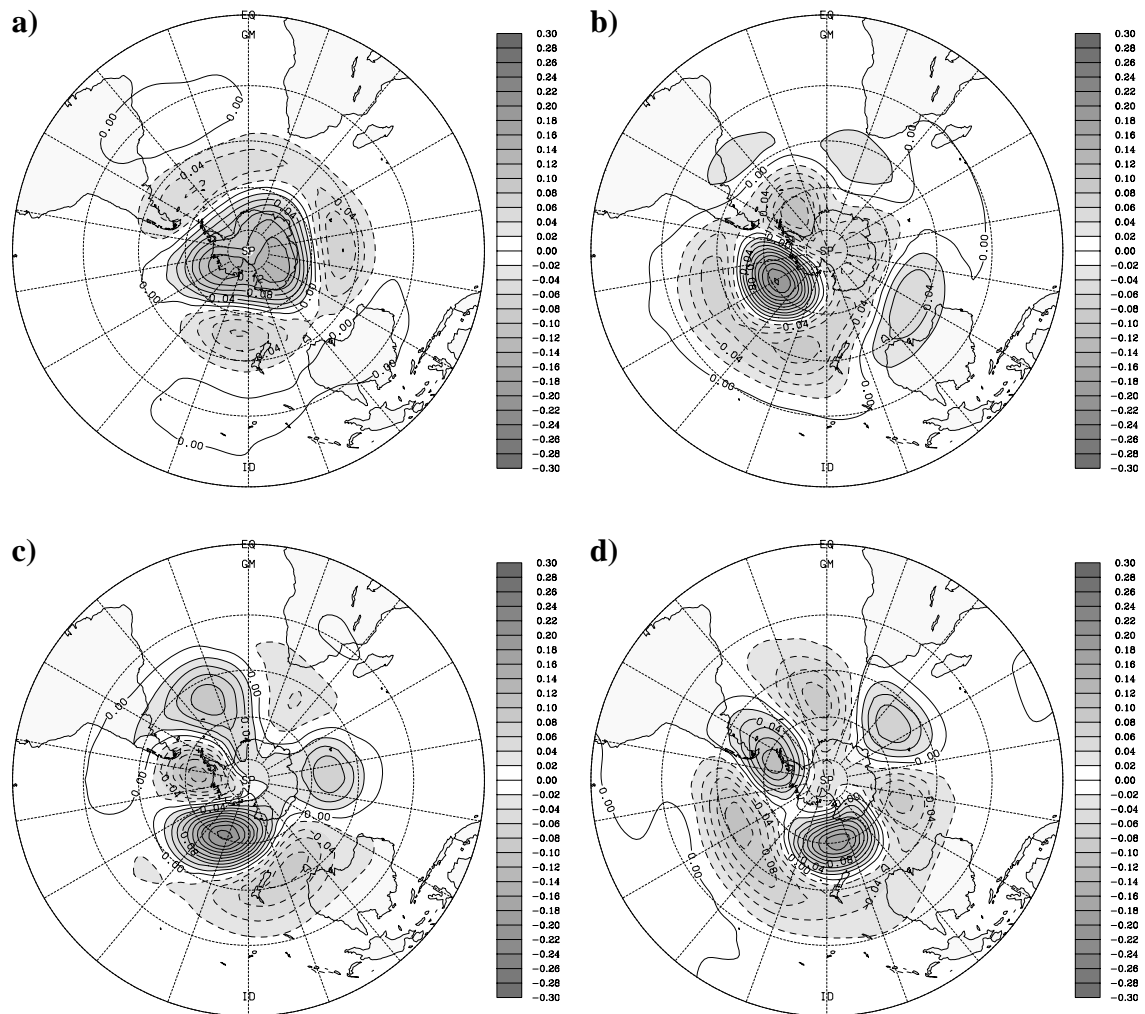


Abb. 7.5: Moden interannualer Zirkulationsvariabilität: Muster der vier führenden EOFs des um den Jahresgang bereinigten und tiefpassgefilterten Geopotentials in 500 hPa aus den EZMW-Analysen für den Zeitraum von März 1980 bis August 2001. Die zugehörigen PCs erklären **a)** 21,0%, **b)** 11,5%, **c)** 10,3% und **d)** 6,7% an der Gesamtvarianz der um den Jahresgang bereinigten und bandpassgefilterten Ausgangsfelder. Der Isolinienabstand beträgt 0,02. Werte betragslich größer als 0,02 sind mit einer Grauskala unterlegt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 0° .

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass auch die Anregung der niederfrequenten Zirkulationsvariabilität über den mittleren und hohen Breiten oftmals in Verbindung mit Konvektionsschwankungen über den Tropen gesehen wird. Hervorgehoben werden müssen an dieser Stelle mit El Niño in Verbindung stehende atmosphärische Konvektionsschwankungen. Näheres hierzu, einschließlich der Verweise auf eine Reihe von Quellen, findet sich in *Kiladis und Mo (1998)*.

7.2.2 Katabatischer Abfluss und intrasaisonale Zirkulationsvariabilität

Im Folgenden soll der Zusammenhang zwischen dem Auftreten von regionalen KAE und den vier führenden Moden intrasaisonaler Zirkulationsvariabilität näher beleuchtet werden. Es wird untersucht, ob ein statistischer Zusammenhang zwischen dem Auftreten eines regionalen KAE und der Phase der betrachteten Mode, d.h. dem Vorzeichen der zugehörigen PC, besteht.

Zur Quantifizierung dieses Zusammenhangs wird der relative Anteil regionaler KAE betrachtet, welche mit einem positiven Vorzeichen der jeweiligen PC einhergehen. Die statistische Signifikanz wird mit Hilfe eines Vierfelder-Tests (siehe Kapitel 3) überprüft. Hierzu wird zusätzlich der relative Anteil aller in die Bestimmung der KAE eingehenden Termine, welche mit einem positiven Vorzeichen der betrachteten PC einhergehen, ermittelt.

Es sei darauf hingewiesen, dass die PCs jeweils für den 0-UTC Termin vorliegen. Im Gegensatz dazu gehen die KAE auf Grundlage der Termine 0-UTC, 6-UTC, 12-UTC und 18-UTC in die Berechnungen ein, wodurch ein direkter Vergleich mit Untersuchungen in anderen Teilen dieser Arbeit ermöglicht wird. Die Zuordnung der Termine erfolgt dabei unabhängig von der Uhrzeit alleine über den Tag. Dadurch läuft die betrachtete Mode atmosphärischer Zirkulationsvariabilität den KAE bei den im Folgenden diskutierten Statistiken leicht voraus. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass bei der Interpretation der Statistiken aufgrund der vorher durchgeführten Filterung und dem dadurch bewirkten Ausschluss hochfrequenter Fluktuationen trotzdem von einer Gleichzeitigkeit bei dem Auftreten der KAE und der jeweils zugeordneten Phase der Mode atmosphärischer Variabilität gesprochen werden kann.

Für die Region „Reeves Gletscher“ ergibt sich für die erste, zweite und vierte PC ein hoch signifikanter Zusammenhang (siehe Tabelle 4). Besonders deutlich ist dieser für die vierte PC. Hier treten 36% aller KAE während der positiven Phase der 4. PC auf, wohingegen der Anteil aller in die Bestimmung der KAE eingehende Termine mit 47% nahezu gleichverteilt ist. Das zugehörige Muster stellt eine hemisphärische Welle der Zahl 3 dar, mit einem Pol maximaler Varianz nördlich der Region „Reeves Gletscher“, auf einer Breite von etwa 60°S (Abb. 7.4d). KAE finden somit bevorzugt zu Phasen einer negativen PC statt und gehen folglich mit einer positiven Geopotentialanomalie nördlich der Region einher. Die bereits diskutierten Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von KAE und synoptischer Aktivität, Blockierungen und Zirkulationsanomalien werden somit bestätigt. In dieses Bild lassen sich auch die Zusammenhänge zu den ersten beiden PCs einordnen. Hierbei liegt der Schwerpunkt der positiven Geopotentialanomalien bei dem Muster der ersten PC (negative Anomalie in Abb. 7.4a) etwas weiter stromab, doch ist der mit der Anomalie einhergehende, erhöhte antizyklonale Einfluss über der Region selbst deutlich zu erkennen. An dieser Stelle kann somit festgehalten werden, dass die intrasaisonale Zirkulationsvariabilität in Verbindung mit Wellen der Zahlen 3 und 4 für das Auftreten von KAE in der Region „Reeves Gletscher“ von Bedeutung ist.

Über die 1. PC wird eine Verbindung zwischen dem Auftreten von KAE und intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität in Verbindung mit einer Welle der Zahl 4 auch für die Region „Adélie Küste“ deutlich. Die für die Region „Adélie Küste“ bereits gezeigte, deutliche Verbindung zwischen dem Auftreten von KAE und der Stärke des zirkumpolaren Wirbels, wird zudem durch einen stark signifikanten Zusammenhang zur 3. PC wiedergegeben. Katabatischer Abfluss findet hier bevorzugt zur positiven Phase der 3. PC statt und steht somit in Verbindung mit einer Zunahme des Geopotentials über der Antarktis (Abb. 7.4c).

Für die weiteren Regionen entlang der Ostantarktis („Vincennes Bucht“, „Shackleton Eisschelf“, „Amery Eisschelf“, „Enderby Land“) lassen sich insgesamt gesehen nur sehr geringe Zusammenhänge zu intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität nachweisen. Es sei daran erinnert, dass sich die Hauptvarianzanteile der intrasaisonalen Variabilität im Südpazifik befinden, der südliche Indische Ozean hier jedoch ein Minimum aufweist. Dies wirkt sich auch auf die vier führenden Moden auf der intrasaisonalen Skala aus, so dass die zugehörigen Muster entlang der Ostantarktis durch nur geringe Varianzanteile ausgezeichnet sind (Abb. 7.4a bis d). Ausnahmen stellen die Regionen „Vincennes Bucht“ und „Enderby Land“ dar, doch sind die sich ergebenden Geopotentialanomalien nicht im Widerspruch zu den bereits diskutierten Zirkulationsanomalien (siehe Kapitel 7.1). Für die Region „Amery Eisschelf“ ist über die 3. PC, ähnlich wie schon für die Region „Adélie Küste“ gezeigt, eine Verbindung zur Stärke des zirkumpolaren Wirbels zu erkennen. Darüber hinaus wird ein signifikanter Zusammenhang zur 2. PC gefunden. Obwohl diese hohe Varianzanteile über dem südlichen Pazifischen Ozean erklärt, ist auch hier eine Anhebung des Geopotentials über der Antarktis sowie stromauf der Region zu erkennen.

Deutlicher stellt sich das Auftreten der KAE in der Region „Ekström Eisschelf“ in Verbindung mit intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität dar. Über die 2. PC kann der bereits diskutierte Zusammenhang zu Antizyklonen durch die Ausbildung eines Rückens bestätigt werden. KAE gehen hier mit einer deutlichen Erhöhung des Geopotentials nördlich der Weddell-See einher. Darüber hinaus wird über den besonders deutlichen Zusammenhang zur 3. PC auch hier die Verbindung zur Stärke des zirkumpolaren Wirbels hervorgehoben. Besonders hoch ist die Bedeutung intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität schließlich für das Auftreten von KAE in der Region „Ross Eisschelf“. KAE finden bevorzugt zur positiven Phase der 1., 3. und 4. PC

Region	PC1	PC2	PC3	PC4
Reeves Gletscher	41% (49%)	50% (48%)	42% (50%)	36% (47%)
Adélie Küste	42% (49%)	48% (49%)	56% (51%)	51% (49%)
Vincennes Bucht	54% (50%)	42% (49%)	51% (50%)	48% (47%)
Shackleton Eisschelf	50% (50%)	47% (50%)	50% (50%)	44% (47%)
Amery Eisschelf	51% (50%)	42% (49%)	56% (50%)	49% (47%)
Enderby Land	57% (50%)	46% (49%)	48% (50%)	49% (47%)
Ekström Eisschelf	45% (49%)	58% (49%)	67% (50%)	46% (48%)
Ross Eisschelf	57% (50%)	51% (49%)	59% (50%)	58% (48%)

Tabelle 4: Zusammenhang zwischen dem Auftreten von KAE und Moden intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität: relativer Anteil regionaler KAE, die mit der positiven Phase der jeweiligen PC einhergehen. Werte in Klammern zeigen den entsprechenden relativen Anteil bezogen auf alle in die Identifikation der KAE eingehenden Termine an. Statistische Signifikanz (4-Felder Test) ist wie folgt gekennzeichnet: dunkelgrau auf 99% Niveau, hellgrau auf 95%.

statt. In allen drei Fällen stehen KAE in Verbindung mit einer Verstärkung des Geopotentials über der Westantarktis, sowie einer Abnahme nördlich der Ross-See. Damit sind die Ergebnisse, die Mechanismen der Wechselwirkungen betreffend, auch für diese Region in Übereinstimmung mit den bisher diskutierten Untersuchungsergebnissen.

Es kann zusammengefaßt werden, dass sich ein besonders deutlicher Zusammenhang zwischen der Aktivität katabatischer Winde und der intrasaisonalen Zirkulationsvariabilität für die Regionen „Reeves Gletscher“, „Ekström Eisschelf“ und „Ross Eisschelf“ nachweisen läßt. Die Mechanismen der Wechselwirkung werden ausführlich in Kapitel 9 diskutiert. Deutlich schwächer stellt sich der Zusammenhang für die Regionen entlang der Ostantarktis dar. Jedoch wird für die Regionen „Adélie Küste“, „Amery Eisschelf“ und „Ekström Eisschelf“ gezeigt, dass KAE mit einer Erhöhung des Geopotentials über der Antarktis einhergehen. Die Bedeutung von intrasaisonaler Zirkulationsvariabilität in Verbindung mit der Stärke des Zirkumpolarwirbels wird dadurch hervorgehoben. Auch hier sei für eine ausführliche Diskussion der physikalischen Mechanismen der Wechselwirkungen auf Kapitel 9 verwiesen.

7.2.3 Katabatischer Abfluss und interannuale Zirkulationsvariabilität

Mit analoger Methodik, wie zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen dem Auftreten von KAE und intrasaisonaler Zirkulationsvariabilität, wird im Folgenden die Bedeutung von Zirkulationsvariabilität auf der interannualen Skala untersucht.

Das Auftreten von KAE in der Region „Reeves Gletscher“ steht, ähnlich wie im intrasaisonalen Periodenbereich, auch auf der interannualen Zeitskala in enger Verbindung mit einer Erhöhung des Geopotentials nördlich der Untersuchungsregion selbst. Durch den hohen Zusammenhang in der 3. PC und der 4. PC (siehe Tabelle 5) wird erneut die Bedeutung von planetaren Wellen der Zahl 3 hervorgehoben (Abb. 7.5c und d). Herausragend stellt sich die Bedeutung der Phase der führenden Mode für das Auftreten von KAE in der Region „Adélie Küste“ dar. 70% aller KAE gehen mit einem positiven Wert der 1. PC einher, gegenüber 46% bezogen auf Termine unabhängig davon, ob ein KAE festgestellt wird oder nicht. Während die Verbindung zwischen der Aktivität katabatischer Winde in der Region „Adélie Küste“ und der Stärke des zirkumpolaren Wirbels bereits gezeigt wurde, wird hier die Bedeutung der interannualen Zirkulationsvariabilität für diese Kopplung hervorgehoben (Abb. 7.5a). Ein hoher Zusammenhang wird ferner für die 2. PC gefunden. Wie bereits auf der intrasaisonalen Skala (dort der Zusammenhang zur 1. PC), findet sich auch hier ein Hinweis für starken katabatischen Abfluss in Verbindung mit einer Abnahme des Geopotentials dicht nördlich der Region. An dieser Stelle sei auf die Bedeutung synoptischskaliger Zyklonen dicht vor der Adélie Küste für das Auftreten von KAE hingewiesen, welche anhand eines Fallbeispiels in Kapitel 8 näher beleuchtet wird.

Bezüglich weiterer Regionen entlang der Ostantarktis kann für „Shackleton Eisschelf“, „Amery Eisschelf“ und „Enderby Land“ ein nennenswerter Zusammenhang festgestellt werden. Für die Region „Shackleton Eisschelf“ wird ein signifikanter Zusammenhang zur 3. PC

Region	PC1	PC2	PC3	PC4
Reeves Gletscher	52% (54%)	50% (56%)	64% (49%)	59% (49%)
Adélie Küste	70% (46%)	62% (52%)	49% (49%)	49% (52%)
Vincennes Bucht	50% (50%)	54% (56%)	47% (49%)	48% (45%)
Shackleton Eisschelf	48% (44%)	52% (55%)	54% (48%)	50% (46%)
Amery Eisschelf	55% (50%)	48% (56%)	38% (49%)	51% (45%)
Enderby Land	42% (49%)	56% (55%)	49% (49%)	45% (45%)
Ekström Eisschelf	49% (49%)	51% (56%)	55% (48%)	49% (47%)
Ross Eisschelf	42% (43%)	48% (47%)	34% (47%)	51% (51%)

Tabelle 5: Wie Tabelle 4, jedoch für Zusammenhang zwischen dem Auftreten von KAE und Moden interannualer Zirkulationsvariabilität.

gefunden. Diese EOF stellt ein Wellenmuster der Zahl 3 dar, wobei KAE bevorzugt zu Phasen mit einer Anhebung des Geopotentials nordwestlich der Region auftreten (Abb. 7.5c). Eine ähnliche Verbindung zeigt sich für die Region „Amery Eisschelf“ bezüglich der 4. PC. Ein hoch signifikanter Zusammenhang findet sich hier zudem zur 2. PC und 3. PC. Während diese Hauptvarianzanteile im Südpazifik aufweisen, wird besonders in der 2. PC erneut deutlich, dass KAE in dieser Region bevorzugt zu Phasen einer Verstärkung des Geopotentials über der Antarktis stattfinden. Der hoch signifikante Zusammenhang zur 3. PC kann erneut über eine Anhebung des Geopotentials nordwestlich der Region erklärt werden. Eine hohe Verbindung zur 1. PC wird für die Region „Enderby Land“ deutlich. Hier treten KAE bevorzugt zu Phasen eines verstärkten Zirkumpolarwirbels auf. Dies entspricht nicht dem in dieser Arbeit verfolgten Konzept, dass katabatischer Abfluss über der Antarktis durch einen abgeschwächten Zirkumpolarwirbel unterstützt wird, kann jedoch durchaus anhand der Kompositstudien nachvollzogen werden (siehe Kapitel 7.1).

Für die Regionen „Ekström Eisschelf“ und „Ross Eisschelf“ kann eine Verbindung zu interannualer Zirkulationsvariabilität über die 3. PC nachgewiesen werden. Für die Region „Ekström Eisschelf“ wird erneut die Bedeutung von planetaren Wellen der Zahl 3 deutlich und ist an dieser Stelle in Einklang mit der bereits diskutierten Rolle von Blockierungen im Bereich der östlichen Weddell-See. Für die Region „Ross Eisschelf“ hebt der hohe Zusammenhang zur 3. PC erneut die Bedeutung einer negativen Geopotentialanomalie nördlich der Ross-See sowie verstärktem antizyklonalem Einfluss über der Westantarktis für das Auftreten von KAE in dieser Region hervor. Die gezeigten Ergebnisse unterstreichen insgesamt die Rolle von niederfrequenter Zirkulationsvariabilität für das Auftreten starker katabatischer Winde. Diese Aussage soll durch die im folgenden Teil vorgestellten Untersuchungen weiter bekräftigt werden.

7.3 Hemisphärische Zirkulationsanomalien und Telekonnektionen

Sowohl die Antarktische Oszillation, als auch eine Reihe südhemisphärischer Telekonnektionen stehen in Verbindung mit großskaligen Zirkulationsanomalien, deren zeitlicher Verlauf oftmals mit Hilfe von Zirkulationsindizes beschrieben wird. Unter dem Begriff „Telekonnektion“ wird in Anlehnung an *Wallace und Gutzler (1981)* eine Verbindung zwischen zwei weit voneinander entfernten Raumpunkten verstanden, welche durch einen hohen Zusammenhang in dem zeitlichen Verlauf des Geopotentials ausgezeichnet ist. Durch derartige Telekonnektionen kommt es zu einer Kopplung des Wettergeschehens in weit auseinanderliegenden Regionen. Bekannte Beispiele auf der Südhemisphäre stellen die mit El Niño in Verbindung stehende Südliche Schwingung (*Mo und White, 1985*) sowie die durch den Trans-Polar Index beschriebene Exzentrizität des Zirkumpolarwirbels dar (*Pittock, 1980; Carleton, 1989*).

In diesem Teil der Arbeit soll die Bedeutung großskaliger Zirkulationsanomalien für die Entstehung katabatischer Winde mit Hilfe von Zirkulationsindizes untersucht werden. In Kapitel 6 konnte der enge Zusammenhang zwischen katabatischen Winden und synoptischskaligen Zyklonen gezeigt werden. Daher werden insbesondere auch in Verbindung mit den Zirkulationsanomalien auftretende Zugbahnregime synoptischskaliger Zyklonen näher beleuchtet. Die physikalischen Mechanismen der gefundenen Zusammenhänge zwischen den südhemisphärischen Zirkulationsindizes auf der einen Seite, und katabatischen Abflussereignissen auf der anderen Seite, werden diskutiert.

7.3.1 AAO-Index, SO-Index und TP-Index

Neben einem sowohl auf täglicher, als auch monatlicher Basis vorliegenden Index zur Beschreibung der **A**ntarktischen **O**szillation (im Folgenden AAO-Index abgekürzt), werden ein jeweils auf Monatsbasis vorliegender Index zur Beschreibung der **S**üdlichen **O**szillation (SO-Index), sowie ein **T**rans **P**olar Index (TP-Index) verwendet.

Die beiden AAO-Indizes basieren auf der führenden Mode einer EOF-Analyse monatlich gemittelter und um den Jahresgang bereinigter Felder des südhemisphärischen Geopotentials in 700 hPa. Der zu Grunde liegende Zeitraum ist 1979-2000. Der auf täglicher Basis vorliegende Index wird erstellt durch Projektion der täglich vorliegenden Feldern (0 UTC Termin) auf das Muster der führenden EOF auf monatlicher Basis. Die Indizes werden von dem amerikanischen Wetterdienst (National Weather Service) über die Internetseiten der NOAA zur Verfügung gestellt (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/all_index.html). Die Vorzeichenkonvention der AAO-Indizes ist so gewählt, dass ein anomal starker Zirkumpolarwirbel durch einen positiven Indexwert angezeigt wird, ein anomal schwacher entsprechend durch einen negativen Indexwert. Es sei darauf hingewiesen werden, dass diese Vorzeichenkonvention genau entgegengesetzt den sich in Kapitel 7.2 ergebenden Vorzeichen der mit der AAO in Verbindung gebrachten PCs ist (vgl. PC3 in Kap. 7.2.2 und PC1 in Kap. 7.2.3).

Der SO-Index geht auf *Trenberth (1984)* zurück und basiert auf normierten Anomalien monatlicher Mittel des auf mittleres Meeresniveau reduzierten Luftdrucks (MSLP). Dargestellt wird die Differenz zwischen Tahiti (149,6°W; 17,5°S) und Darwin (130,9°O; 12,4°S). Zur Erstellung der Anomalien wird die Klimanormalperiode von 1951 bis 1980 zu Grunde gelegt. Die Normierung des Indizes wird ausgehend von jährlichen Mittelwerten durchgeführt (*siehe Trenberth, 1984*). Der Index wird durch das NCAR über die Internetseite der CGDD (Climate and Global Dynamics Division) zur Verfügung gestellt (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soiAnnual.html>). Der Index beschreibt eine großskalige Verschiebung atmosphärischer Masse zwischen dem Indischen und Pazifischen Ozean sowie den Tropen und den Subtropen (*Trenberth, 1984*). Er steht in Verbindung mit Verschiebungen der innertropischen Konvergenzzone und der süd pazifischen Konvergenzzone über dem Südpazifik sowie großräumigen Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen (SST, aus dem Englischen: **S**ea **S**urface **T**emperature) im tropischen Pazifik. Ein negativer Indexwert geht einher mit einer Erhöhung der SST, verstärkter Konvektion im Bereich des östlichen und zentralen tropischen Pazifiks (Warmereignis/El Niño) sowie einer Abnahme des MSLP über dem östlichen Pazifik und einer Zunahme über Australasien (*Kiladis und Mo, 1998*). Positive Indexwerte müssen entsprechend mit einer Zunahme des MSLP über dem östlichen Pazifik und einer Abnahme über Australasien in Verbindung gebracht werden (Kalt ereignis/ La Niña).

Schließlich wird der Trans-Polar Index nach *Jones et al. (1999)* benutzt. Dieser ist definiert als die Differenz aus dem normierten, bodennahen Luftdruck zwischen den Stationen Hobart (147°O; 43°S, Tasmanien) und Stanley (58°W; 52°S, Falklandinseln). Der Index wird von der CRU-UEA (Climate Research Unit - University of East Anglia Norwich) zur Verfügung gestellt (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/tpi.htm>). Er stellt eine Welle der Zahl 1 im südhemisphärischen MSLP-Feld dar (*Jones et al., 1999*) und beschreibt eine großskalige Massenschiebung über die Antarktis. Er wird mit niederfrequenten Fluktuationen in der Temperatur als auch im Niederschlag über Südamerika sowie Neuseeland und Australien in Verbindung gebracht (*siehe Pittock, 1980; Pittock 1984; Jones et al., 1999*).

7.3.2 MSLP-Anomalien und Zugbahnregime von Zyklonen

In diesem Teil sollen mit den auf Monatsbasis vorliegenden Zirkulationsindizes in Verbindung stehende Anomalien im MSLP auf der einen, sowie Zugbahnregime von Zyklonen auf der anderen Seite, innerhalb der 20 Winter (JJA) von 1980 bis 1999, mit Hilfe der NCEP2-Reanalyse daten untersucht werden. Hierzu werden Differenzenkomposits der auf Monatsbasis vorliegenden Mittelfelder des MSLP sowie der Zugbahndichte von Zyklonen (*siehe Kapitel 6*) erstellt. Für den AAO-I sowie den TP-I werden die positiven Komposits über die positiven Indexwerte erstellt, die negativen Komposits entsprechend über die negativen Indexwerte. Im Falle des SO-I muss für den betrachteten Zeitraum eine Verschiebung des Indizes in die negative Phase berücksichtigt werden, da hier die El Niño-Phasen überwiegen (*Sinclair et al., 1997*). Positive Komposits werden über Indexwerte oberhalb von -7,5 erstellt, negative Komposits entsprechend über Indexwerte unterhalb von -7,5.

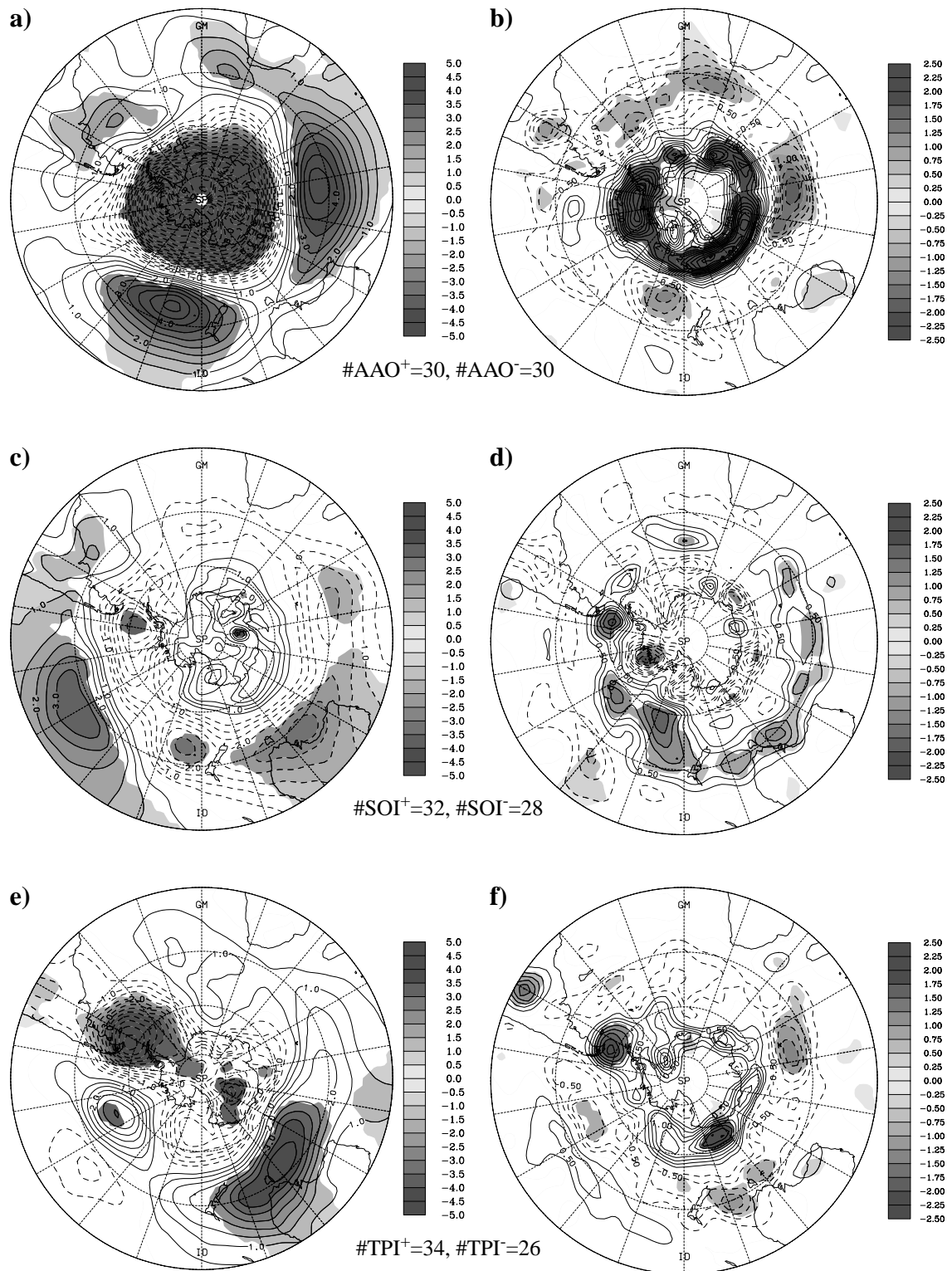


Abb. 7.6: Differenzenkomposits des MSLP (links) und der Zugbahndichte (rechts) über positive und negative südhemisphärische Zirkulationsindizes auf Monatsbasis. Bezugszeitraum sind die 20 Winter (JJA) von 1980 bis 1999. **a)** MSLP (AAO⁺-AAO⁻), **b)** Zugbahndichte (AAO⁺-AAO⁻), **c)** MSLP (SOI⁺-SOI⁻), **d)** Zugbahndichte (SOI⁺-SOI⁻), **e)** MSLP (TPI⁺-TPI⁻), **f)** Zugbahndichte (TPI⁺-TPI⁻). Bereiche mit statistischer Signifikanz (T-Test) oberhalb des 95% Niveaus sind mit einer Grauskala unterlegt. Der Isolinienabstand beträgt 0,5 hpa für den MSLP und 0,25 Zyklontage/Winter für die Zugbahndichte. Die nördlichste dargestellte Breite ist 0°.

Ein positiver (negativer) AAO-I steht in Verbindung mit einer Verringerung (Erhöhung) des MSLP in hohen Breiten sowie einer Erhöhung (Verringerung) in mittleren Breiten (Abb. 7.6a). Deutlich zu erkennen ist zudem eine Welle der Zahl 3 in den mittleren Breiten, wobei die Rücken (Tröge) über den drei großen Ozeanbecken liegen. Damit einher geht eine großräumige meridionale Verschiebung der Zyklonenbahnen (Abb. 7.6b), mit einer Verstärkung (Abschwächung) der Zyklonenaktivität entlang etwa 65°S , sowie einer Abnahme (Zunahme) der Zyklonenaktivität in den mittleren Breiten, zwischen 35°S und 55°S , besonders im Südatlantik und Südpazifik. Auf eine ähnliche Verbindung zwischen der Stärke der zirkumpolaren Westwinde und der Lage von Zyklonenzugbahnen weisen auch *Sinclair et al. (1997)* hin.

Der SO-I steht innerhalb der 60 Wintermonate mit einem Dipolmuster im MSLP-Feld in Verbindung. Die Pole liegen über dem subtropischen Südpazifik sowie dicht nördlich von Australien, etwa auf der Breite zwischen 30°S und 40°S (Abb. 7.6c). Anomal positive (negative) Indexwerte (bezogen auf eine Schwelle bei -7,5) werden über dem Indischen Ozean von einer Verschiebung der Zyklonenbahnen nach Norden (Süden) begleitet, sowie einer Verstärkung (Abschwächung) der Zyklonenaktivität über dem Südpazifik innerhalb eines nach Südosten ausgerichteten Bandes, welches sich von Neuseeland bis zur Drake-Passage erstreckt (Abb. 7.6d). *Sinclair et al. (1997)* finden für El Niño-Winter (negativer SO-I) eine damit übereinstimmende Abnahme der Zyklonenaktivität über dem Südpazifik, weisen jedoch zusätzlich auf eine Zunahme der Zyklonenaktivität über dem subtropischen Pazifik und über Südamerika hin. Für La Niña-Winter finden sie außerdem ein nahezu entgegengesetztes Bild.

Auch der TP-I geht schließlich mit einem Dipolmuster im MSLP-Feld einher, mit dem einen Pol dicht südlich von Australien und dem anderen nahe der Südspitze von Südamerika (Abb. 7.6e). Im Südlichen Ozean, südlich von Australien, kommt es zu Phasen eines positiven (negativen) Indizes zu einer Verschiebung der Zyklonenaktivität nach Süden (Norden), sowie einer Zunahme (Abnahme) der Zyklonenaktivität über der Drake-Passage. Darüber hinaus ist eine großräumige Verschiebung der Zyklonenaktivität zwischen den mittleren und hohen Breiten zu erkennen, welche jedoch nur in Fragmenten signifikant ist (Abb. 7.6f).

Insgesamt gilt bei der Interpretation dieser Ergebnisse zu berücksichtigen, dass die Zirkulationsindizes in Verbindung mit interannualer und teilweise niederfrequenterer Variabilität gesehen werden müssen. Der betrachtete Untersuchungszeitraum ist damit vergleichsweise kurz. Die Ergebnisse dürfen somit nicht zu sehr verallgemeinert werden. Die Validierung anhand eines längeren Untersuchungszeitraumes steht noch aus (z.B. mit ERA40). Trotzdem haben die gezeigten Ergebnisse eine Bedeutung bei der Interpretation von im folgenden Teil vorgestellten Untersuchungen der Zusammenhänge zwischen katabatischen Winden und den verwendeten Zirkulationsindizes.

7.3.3 Bedeutung für katabatischen Wind

Es soll die Fragestellung diskutiert werden, inwiefern katabatische Abflussereignisse (KAE) mit den durch die Zirkulationsindizes beschriebenen, großskaligen Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation in Verbindung stehen. Hierzu wird, in Anlehnung an die vorausgegangenen Untersuchungen (siehe Kapitel 7.2), die relative Auftrittshäufigkeit der KAE innerhalb der verschiedenen Untersuchungsregionen zu Phasen anomal positiver Indizes betrachtet (siehe Tabelle 6).

Es kann zunächst festgehalten werden, dass sich für die Region „Reeves Gletscher“ kein signifikanter Zusammenhang zu den Zirkulationsindizes nachweisen läßt. So weicht die relative Auftrittshäufigkeit katabatischer Abflussereignisse zu Phasen eines positiven Zirkulationsindex in allen vier Fällen nicht wesentlich von der relativen Verteilung aller Termine ab, zu denen ein katabatischer Abflussindex vorliegt. In Bezug auf die Antarktische Oszillation werden damit die vorausgegangenen Untersuchungen (Kapitel 7.2) bestätigt.

Für die Region „Adélie Küste“ ergibt sich dahingegen ein hoch signifikanter Zusammenhang zu allen vier Zirkulationsindizes. Wie bereits in Kapitel 7.2 gezeigt, wird anhand der auf täglicher und monatlicher Basis vorliegenden AAO-I auch hier deutlich, dass KAE bevorzugt zu Phasen eines abgeschwächten Zirkumpolarwirbels auftreten. KAE finden außerdem bevorzugt zu Phasen eines positiven SO-I sowie eines negativen TP-I statt. Es sei darauf hingewiesen, dass sich ein systematischer Zusammenhang zu den in Kapitel 7.3.2 diskutierten Zugbahnregimen synoptischskaliger Zyklonen erkennen läßt. In jedem der vier Fälle stehen die für KAE bevorzugten Phasen der Zirkulationsindizes über dem südlichen Indischen Ozean und dem Südlichen Ozean südlich von Australien in Verbindung mit einer Verschiebung von Zyklonenzugbahnen nach Norden und damit einer Abnahme der Zyklonenaktivität entlang der Ostantarktis (siehe Abb. 7.6). Eine analoge Verbindung zwischen dem Auftreten von KAE, den Zirkulationsindizes sowie den zugehörigen Zugbahnregimen läßt sich grundsätzlich auch für alle weiteren Regionen entlang der Ostantarktis („Totten Gletscher“, „Shackleton Eisschelf“, „Amery Eisschelf“, „Ekström Eisschelf“) erkennen, jedoch erneut mit Ausnahme der Region „Enderby Land“ für den monatlichen AAO-I sowie den TP-I. Besonders die Tatsache, dass für den auf täglicher Basis vorliegenden AAO-I kein Zusammenhang zur AAO nachgewiesen werden kann, deutet darauf hin, dass besonders die Ergebnisse auf monatlicher Basis nicht ganz frei von Unsicherheiten aufgrund des oben bereits diskutierten kurzen Untersuchungszeitraumes sind. Auch für die Region „Ross Eisschelf“ ergeben sich für die beiden AAO-I sowie den SO-I besonders mit Bezug auf die Zugbahnregime widersprüchliche Ergebnisse. So finden KAE über dieser Region bevorzugt zu Phasen eines positiven monatlichen AAO-I sowie eines positiven SO-I statt. Während zu Phasen eines positiven AAO-I eine Zunahme der Zyklonenaktivität dicht nördlich des Ross-Eisschelfs zu erkennen ist, geht die positive Phase des SO-I mit einer Abnahme der Zyklonenaktivität in diesem Bereich einher.

Region	AAO-Index (täglich)	AAO-Index (monatlich)	SO-Index (monatlich)	TP-Index (monatlich)
Reeves Gletscher	53% (50%)	39% (40%)	50% (50%)	49% (51%)
Adélie Küste	26% (48%)	24% (43%)	66% (55%)	50% (56%)
Vincennes Bucht	55% (54%)	52% (51%)	59% (54%)	49% (55%)
Shackleton Eisschelf	56% (58%)	54% (58%)	58% (50%)	49% (62%)
Amery Eisschelf	50% (54%)	49% (50%)	61% (54%)	54% (55%)
Enderby Land	55% (54%)	60% (52%)	54% (55%)	62% (55%)
Ekström Eisschelf	49% (55%)	43% (50%)	56% (54%)	46% (56%)
Ross Eisschelf	54% (53%)	59% (49%)	55% (50%)	58% (56%)

Tabelle 6: Anteil von Terminen regionaler KAI-Werte, die mit einem positiven Index der in den vier Spalten gezeigten Telekonnections-Indizes einhergehen. In der linken Spalte ist die Region genannt. Werte in Klammern zeigen die entsprechende Verteilung über die positiven Indexwerte für alle Termine, zu denen ein regionaler Abflussindexwert vorliegt. Werte ohne Klammern zeigen die Verteilung der Termine, an denen ein regionales katabatisches Abflussereignis vorliegt. Statistische Signifikanz (4-Felder Chi**2-Test) ist wie folgt gekennzeichnet: dunkelgrau auf 99% Niveau, hellgrau auf 95% Niveau.

Insgesamt gesehen deuten die Ergebnisse jedoch darauf hin, dass die gefundenen Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von KAE und den Zirkulationsindizes in direkter Verbindung mit den zugehörigen Zugbahnregimen synoptischskaliger Zyklonen gesehen werden müssen. Der Zusammenhang stellt sich in dem überwiegenden Teil der Fälle so dar, dass KAE bevorzugt zu Phasen reduzierter Zyklonenaktivität nördlich der jeweiligen Untersuchungsregion auftreten. Diese Tatsache gilt es insbesondere bei der Interpretation der gefundenen Zusammenhänge zu der Stärke des zirkumpolaren Wirbels zu berücksichtigen.

8. Fallbeispiele

Anhand von drei Fallbeispiele sollen abschließend die Ergebnisse der statistischen Untersuchungen näher in Hinblick auf die relevanten Mechanismen der Wechselwirkungen untersucht werden. Es werden drei Episoden für die Regionen (1) „Reeves Gletscher“, (2) „Adélie Küste“ und (3) „Amery Eisschelf“ betrachtet. Während die ersten beiden Beispiele durch besonders starken katabatischen Abfluss ausgezeichnet sind, soll durch das 3. Fallbeispiel die Rolle von synoptischskaligen Zyklonen für das Zustandekommen starker katabatischer Winde entlang der Ostantarktis diskutiert werden.

Fallbeispiel Nr. 1: Region „Reeves Gletscher“

Zu besonders starkem katabatischem Abfluss in der Region „Reeves Gletscher“ kommt es vom 01.07.1995, 12 UTC bis zum 07.07.1995, 12 UTC (vergleiche Abb. 8.1). Innerhalb dieses siebentägigen Zeitraums kommt der katabatische Abfluss nur kurzzeitig, um den 05.07.1995, 12 UTC, zum Erliegen. Zudem werden 69% der Termine als KAE identifiziert. Maximaler katabatischer Abfluss ($KAI=3,1$) wird am 03.07.1995 um 6 UTC beobachtet. Zu diesem Termin werden Windstärken von 19,9 m/s an der Station „Sandra“ und 20,4 m/s an der Station „Lynn“ gemessen. Die synoptische Situation ist durch eine Blockierung nördlich der Ross-See gekennzeichnet (Abb. 8.2), welche mit einer steuernden Antizyklone bei $170,60^{\circ}W/59,27^{\circ}S$ mit einem Kerndruck von 1025 hPa einhergeht. Um den blockierenden Character der Wetter-

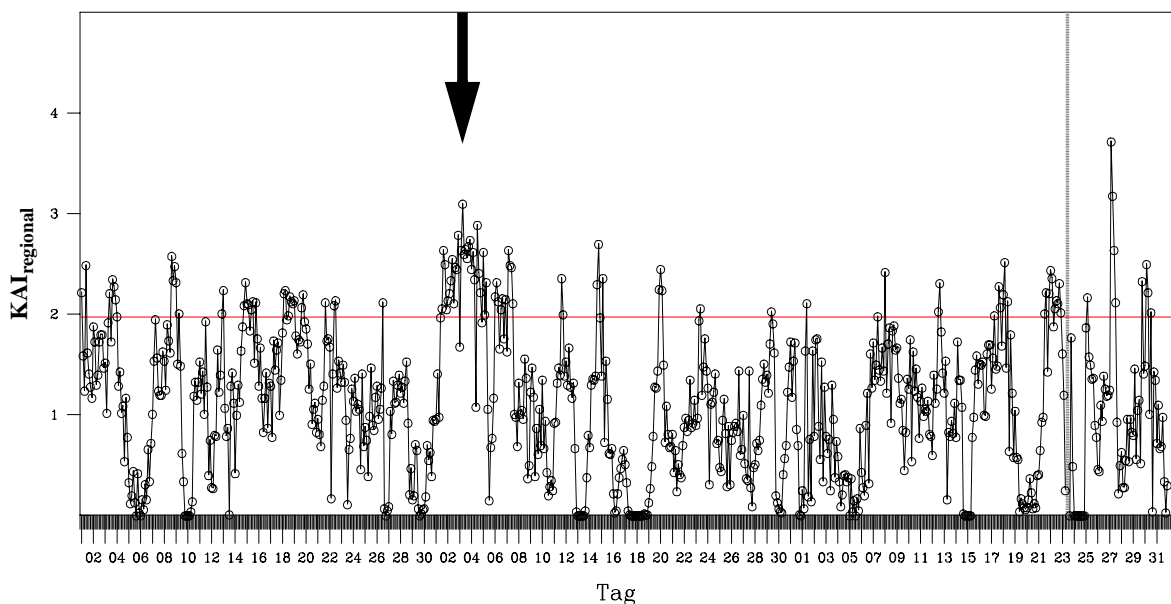


Abb. 8.1: Zeitreihe dreistündig vorliegender KAI-Werte der Region „Reeves Gletscher“ für den Winter (JJA) 1995. Jeder Termin ist durch einen Kreis gekennzeichnet. Der Schwellenwert für ein katabatisches Abflussereignis (Indexwert 1,97) ist als horizontale Linie eingezeichnet. Alle darüber liegende Indexwerte stellen ein katabatisches Abflussereignis (KAE) dar. Messausfälle sind durch einen grauen Balken markiert. Der 03.07.1995, 06 UTC ist durch einen Pfeil gekennzeichnet.

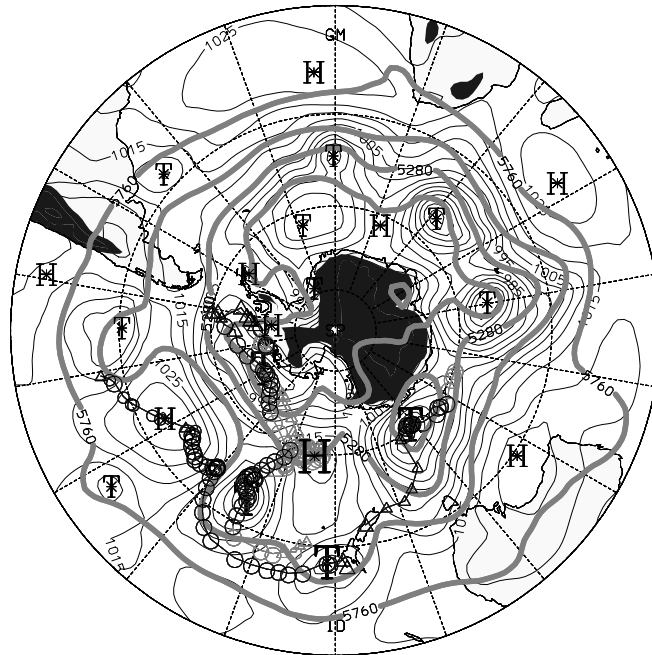


Abb. 8.2: Synoptische Situation am 03.07.1995, 06 UTC: MSLP aus NCEP2-Reanalysen (schwarze Isolinien, 5 hPa Intervall) und Geopotential 500 hPa aus EZMW-Analysen (graue Isolinien, 240 gpm Intervall). Identifizierte Wettersysteme sind wie folgt gekennzeichnet: geschlossene Zyklone \cong „T“, geschlossene Antizyklone \cong „H“. 4 Zyklonen und 1 Antizyklone im Südpazifik sind durch Fettdruck hervorgehoben. Die objektiv bestimmten Zugbahnen der 4 Zyklonen sind außerdem eingetragen und für den Zeitraum vom 01.07.1995, 12 UTC bis zum 07.07.1995, 12 UTC schwarz, sonst grau dargestellt. Die Symbole auf den Zugbahnen zeigen die Systemklasse an: stark und geschlossen \cong O, stark und offen \cong Δ , schwach und geschlossen \cong o, schwach und offen \cong \triangle . Weitere Erläuterungen siehe Text. Bereiche oberhalb von 1500 sind schwarz dargestellt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 20°S.

lage hervorzuheben, sind in Abb. 8.2 die Zugbahnen von vier umliegenden Zyklonen eingetragen. Eine Höhenzyklone etwas stromauf und die zugehörige, nahezu stationäre Zyklone am Boden nördlich der Adélie Küste (141,35°O; 60,95°S; 969 hPa) könnten durch Warmluftadvektion zur Entstehung und Aufrechterhaltung der warmen Antizyklone mit beitragen (*siehe Kurz, 1990*). Die Aufspaltung des Strahlstroms ist außerdem deutlich zu erkennen, wobei der weit im Norden liegende Ast mit der Entwicklung einer Zyklone dicht nordöstlich von Neuseeland (177,94°W; 36,83°S; 998 hPa) in Verbindung gebracht werden kann. Der südliche Ast steht in Verbindung mit einer Zyklone in der Amundsen-See (117,81°W; 70,10°S; 996 hPa). Eine weitere, nahezu stationäre Zyklone befindet sich bei 152,15°W/45,38°S. *Shutts (1983)* weist auf eine Schlüsselrolle synoptischskaliger Wirbel zur Aufrechterhaltung von Blockierungen hin. Luftdrücke von 989 hPa bei der auf 80 m Höhe gelegenen AWS „Manuela“ (74,92°S; 163,60°) sowie bei der an der Adélie Küste gelegenen AWS „Penguin Point“ (67,65°S; 146,18°O; 30 m) deuten auf einen schwachen bodennahen Druckgradienten am Fuße des Reeves Gletschers hin. Dieser geht darüber hinaus mit einer schwachen geostrophischen Höhenströmung einher (Abb. 8.2), wodurch die katabatische Natur der hohen gemessenen Windstärken an den Stationen „Lynn“ und „Sandra“ bestätigt wird.

Fallbeispiel Nr. 2: Region „Adélie Küste“

Herausragend für die Region „Adélie Küste“ stellt sich das katabatische Ausströmen während der Periode vom 13.07.1982, 18 UTC bis zum 17.07.1982, 6 UTC dar (siehe Abb. 8.4). Während des fast viertägigen Zeitraums wird mit Ausnahme des 14.07.1982, 00 UTC (und des 16.07.1982, 09 UTC) an allen Terminen ein KAE festgestellt. Der höchste KAI-Wert wird am 14.07.1982 um 21 UTC erreicht. Die synoptische Situation zeigt am 12.07.1982, 0 UTC (siehe Abb. 8.3a) den Durchzug eines Kurzwellentrogos in Verbindung mit einer Bodenzyklone dicht nördlich der Region ($14,97^{\circ}\text{O}$; $61,55^{\circ}\text{S}$; 977 hPa). Eine nördlich dieses Systems, kurze Zeit später entstehende Sekundärzyklone entwickelt sich bis zum 15.07.1982, 0 UTC zu einem umfangreichen Tiefdruckgebiet mit einem Kerndruck von 968 hPa bei $176,03^{\circ}\text{W}/56,09^{\circ}\text{S}$. Diese Entwicklung geht nördlich der Ross-See einher mit der Intensivierung eines Langwellentrogos in der mittleren Troposphäre (Abb. 8.3b). Der Durchzug der Zyklone am 12.07.1982 geht nur mit einem kurzzeitigen KAE einher (Abb. 8.4a). Das Zustandekommen der starken südlichen Winde rein durch das Zusammenwirken von Orographie und dem Druckfeld der Zyklone kann an dieser Stelle nicht ausgeschlossen werden (siehe Parish und Cassano, 2003a). Dahingegen geht das außergewöhnlich starke katabatische Ausströmen ab dem 13.07.1982, 18 UTC mit der Ausbildung des Langwellentrogos und dem Übergang der Höhenströmung über der Untersuchungsregion von Ost auf Süd (siehe Abb. 8.3a und b) einher. An der auf 240 m Höhe gelegenen AWS „Dumont D’Urville (D-10)“ wird zu diesem Termin eine Windgeschwindigkeit von 26,5 m/s gemessen. Es sei hier darauf hingewiesen, dass über der Untersuchungsregion zu diesem Termin keine starken Druckgradienten in Verbindung mit synoptischskaligen Tiefdruckgebieten festgestellt werden können (Abb. 8.3b). Die

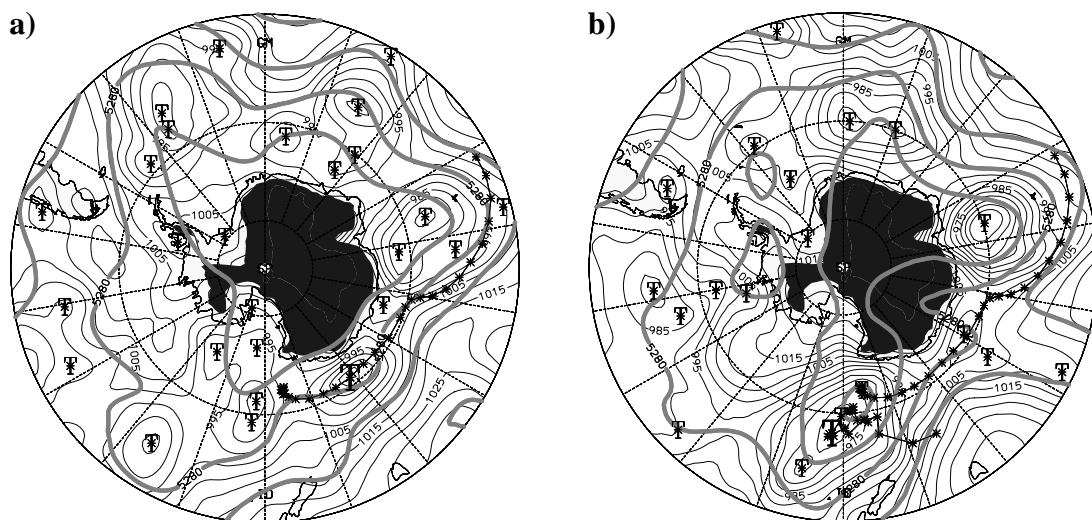


Abb. 8.3: Synoptische Situation am **a)** 12.07.1982, 00 UTC und **b)** 15.07.1982, 00 UTC: MSLP aus NCEP2-Reanalysen (schwarze Isolinien, 5 hPa Intervall) und Geopotential 500 hPa aus EZMW-Analysen (graue Isolinien, 240 gpm Intervall). Die Zentren der objektiv identifizierten Zyklonen sind durch ein „T“ gekennzeichnet. In **a)** ist zusätzlich die objektiv bestimmte Zugbahn einer Zyklone („T“ bei $141,97^{\circ}\text{O}$; $61,55^{\circ}\text{S}$) eingetragen. In **b)** ist zusätzlich zu dieser („T“, jetzt bei $171,51^{\circ}\text{O}$; $64,36^{\circ}\text{S}$) die Zugbahn der umfangreichen Zyklone nördlich der Ross-See („T“ bei $176,03^{\circ}\text{W}/56,09^{\circ}\text{S}$) eingetragen. Erläuterung der synoptischen Entwicklung siehe Text. Bereiche oberhalb von 1500 sind schwarz dargestellt. Die nördlichste dargestellte Breite ist 40°S .

Untersuchungsregion befindet sich am Südrand einer schwachgradientigen Tiefdruckrinne mit jedoch nach Süden hin zunehmendem Druckgradienten (an der AWS „Dumont D’Urville (D-10)“ werden vergleichsweise hohe Druckwerte gemessen). Die nach Norden hin gerichtete Druckgradientkraft könnte den katabatischen Abfluss unterstützen.

Es sei schließlich darauf hingewiesen, dass sich die hier gezeigten Verhältnisse bezüglich der großskaligen atmosphärischen Zirkulation in die Ergebnisse der statistischen Untersuchungen einordnen lassen. So wurde gezeigt, dass das Auftreten von KAE in der Region „Adélie Küste“ in Zusammenhang mit der Ausbildung entsprechender Wellenmuster auf der intrasaisonalen Skala steht. Auch der statistisch gezeigte Zusammenhang zur AAO kann anhand dieser Fallstudie sehr deutlich bestätigt werden. So geht das maximale katabatische Ausströmen mit einem Minimum in dem auf täglicher Basis vorliegenden AAO-Index einher (Abb. 8.4b). Wie bereits diskutiert, läßt sich die Variabilität der Stärke des Polarwirbels auch auf der intra-

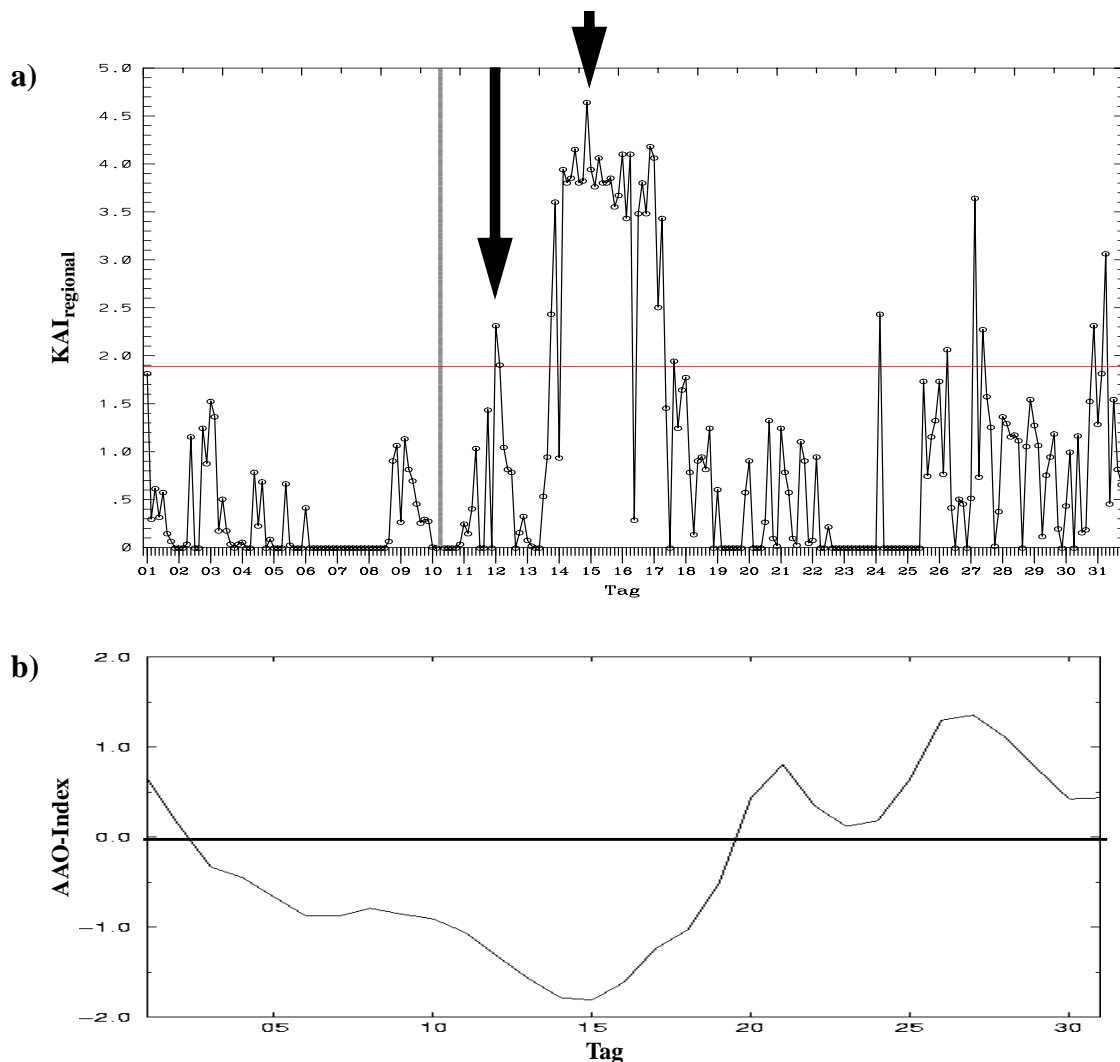


Abb. 8.4: **a)** Zeitreihe dreistündig vorliegender KAI-Werte der Region „Adélie Küste“ für den Monat Juli 1982. Jeder Termin ist durch einen Kreis gekennzeichnet. Der Schwellenwert für ein katabatisches Abflussereignis (Indexwert 1,89) ist als horizontale Linie eingezeichnet. Alle darüber liegende Indexwerte stellen ein katabatisches Abflussereignis (KAE) dar. Messausfälle sind durch einen grauen Balken markiert. Der 12.07.1982, 00 UTC und der 15.07.1982, 00 UTC sind durch einen Pfeil gekennzeichnet. **b)** täglicher AAO-Index für den Monat Juli 1982.

saisonalen Zeitskala feststellen. In einer Reihe von Studien basierend auf Modelluntersuchungen wird zudem auf eine Wechselwirkung zwischen katabatischen Winden über der Antarktis und der Stärke eines darüberliegenden, zirkumpolaren Wirbels in der oberen Troposphäre aufgrund von kontinentalskaligem Massenabfluss hingewiesen. Die im Rahmen dieser Fallstudie gezeigte Zunahme der Zirkumpolarwirbelstärke bei gleichzeitig starkem katabatischem Abfließen einerseits, sowie die Abnahme der katabatischen Winde bei einsetzender Verstärkung des Wirbels andererseits, paßt in dieses Konzept und könnte darauf hindeuten, dass dieser Mechanismus auch auf der räumlichen Skala der AAO eine Rolle spielt.

Fallbeispiel Nr. 3: Region „Amery Eisschelf“

Abschließend wird ein Beispiel für katabatischen Abfluss in der Region „Amery Eisschelf“ diskutiert. Die Bedeutung der Zyklonenaktivität für das Auftreten katabatischer Winde in dieser Region wird durch die statistischen Untersuchungen hervorgehoben. Mögliche Wirkungsmechanismen sollen in Verbindung mit zwei Episoden von erhöhtem katabatischem Abfluss erläutert werden. Die erste Episode findet vom 05.08.1999, 18 UTC bis zum 07.08.1999, 0 UTC, statt. Erhöhter katabatischer Abfluss wird außerdem vom 23.08.1999, 12 UTC bis zum 26.08.1999, 0 UTC, beobachtet (siehe Abb. 8.5).

Für die erste Episode ist die synoptische Situation gekennzeichnet durch ein umfangreiches Tiefdruckgebiet, welches sich am 06.08.1999, 12 UTC nordöstlich der Untersuchungsregion befindet (Abb. 8.6a). Zur Klärung der Fragestellung, inwiefern die beobachteten Winde katabatischer Natur sind und nicht alleine durch das Druckfeld der Zyklone zustande kommen, ist in Abb. 8.6b zusätzlich die Inversionsstärkeanomalie zu diesem Termin dargestellt. Erhöhte Inversionsstärke findet sich über der Untersuchungsregion selbst. Die nordwestlich der Unter-

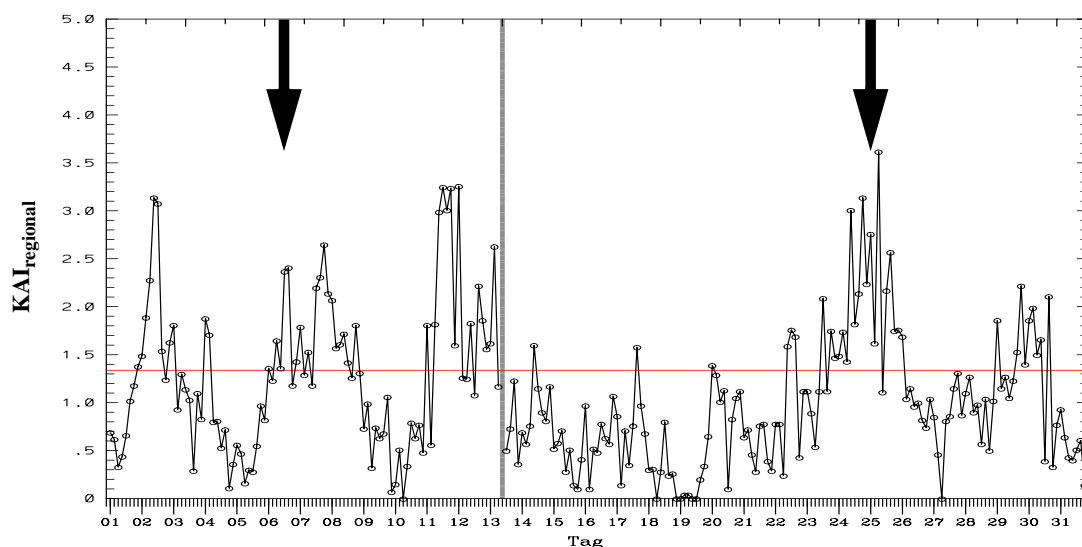


Abb. 8.5: Zeitreihe dreistündig vorliegender KAI-Werte der Region „Amery Eisschelf“ für den August 1999. Jeder Termin ist durch einen Kreis gekennzeichnet. Der Schwellenwert für ein katabatisches Abflusereignis (Indexwert 1,34) ist als horizontale Linie eingezeichnet. Alle darüber liegenden Indexwerte stellen ein KAE dar. Messausfälle sind durch einen grauen Balken markiert. Der 06.08.1999, 12 UTC und der 25.08.1999, 0 UTC sind durch einen Pfeil gekennzeichnet.

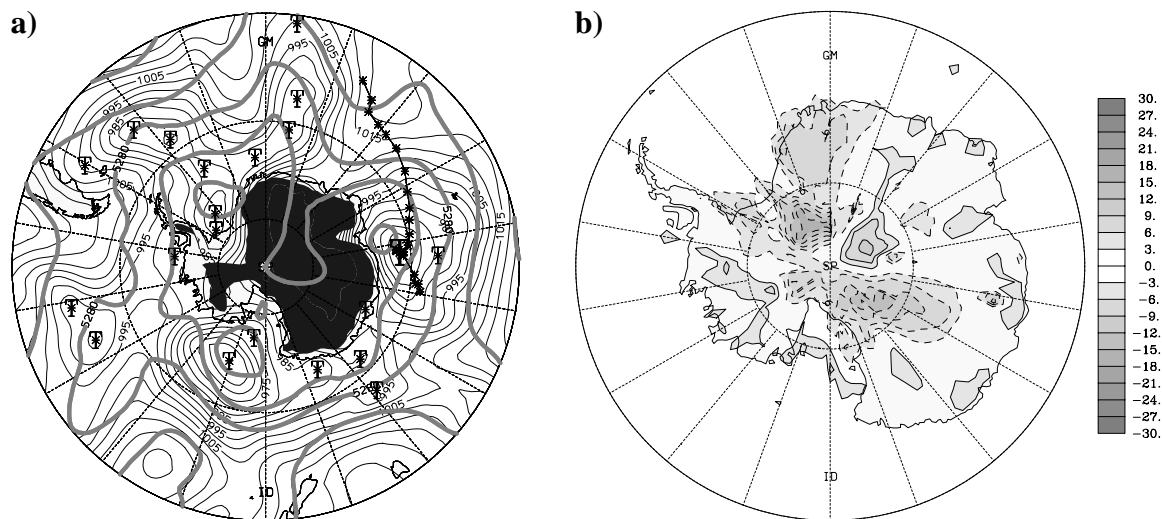


Abb. 8.6: Synoptische Situation und Inversionsstärke am 06.08.1999, 12 UTC: **a)** MSLP aus NCEP2-Reanalysen (schwarze Isolinien, 5 hPa Intervall) und Geopotential 500 hPa aus EZMW-Analysen (graue Isolinien, 240 gpm Intervall). Die Zentren der objektiv identifizierten Zyklonen sind durch ein „T“ gekennzeichnet. In **a)** ist zusätzlich die objektiv bestimmte Zugbahn einer Zyklone („T“ bei 83,85°O; 62,15°S) eingetragen. **b)** Inversionsstärkeanomalie bezogen auf das Wintermittel (JJA) 1999 (Isolinienintervall: 3 K). Weitere Erläuterungen siehe Text. Bereiche oberhalb von 1500 sind in **a)** schwarz dargestellt. Die nördlichste dargestellte Breite in **a)** ist 40°S, in **b)** 60°S.

suchungsregion erhöhte Inversionsstärke über See kann mit der Ausbildung eines Höhenrückens und antizyklonalem Einfluss am Boden in Verbindung gebracht werden, welcher sich bis weit über das Innere der Antarktis erstreckt. In Verbindung mit der Zugbahn der Zyklone sei an dieser Stelle besonders darauf hingewiesen, dass die Zyklone die Region zunächst weit im Norden passiert und sich erst gegen Ende ihres Lebenszyklusses auf einer spiralförmigen Bahn der Region von Nordosten her weiter annähert (Abb. 8.6a). So kann erklärt werden, dass die Bodeninversion nicht durch Warmluftadvektion auf der Vorderseite der Zyklone gestört wird, und der katabatische Abfluss schließlich durch die Rückseitenlage unterstützt wird.

Die zweite Episode ist durch eine ähnliche synoptische Situation am 25.08.1999, 0 UTC gekennzeichnet (Abb. 8.7a). Eine stark entwickelte Zyklone mit einem Kerndruck von 941 hPa befindet sich weit stromab der Region, so dass der katabatische Abfluss durch die rückseitige Strömung begünstigt wird. Westlich der Region befindet sich ein Höhenrücken, welcher sich bis über das Innere der Antarktis erstreckt. Deutlich zu erkennen ist die Erhöhung der Inversionsstärke über dem Einzugsgebiet für den katabatischen Abfluss (Abb. 8.7b). Im Gegensatz zu der ersten Episode ist die synoptische Entwicklung in diesem Fall jedoch durch eine Zyklone gekennzeichnet, welche die Region am 22.08.1999, 12 UTC dicht nördlich passiert. Es sei darauf hingewiesen, dass der Durchzug dieser Sturmzyklone ($P_k=944$ hPa am 22.08.1999, 12 UTC) nicht mit einem übermäßig hohem KAI ($=1,76$) verbunden ist (Abb. 8.5). Von Bedeutung ist erst das am 25.08.1999, 0 UTC umfangreiche Tiefdruckgebiet, welches sich in der Folge aus einer zugehörigen Randstörung entwickelt hat (Abb. 8.7a).

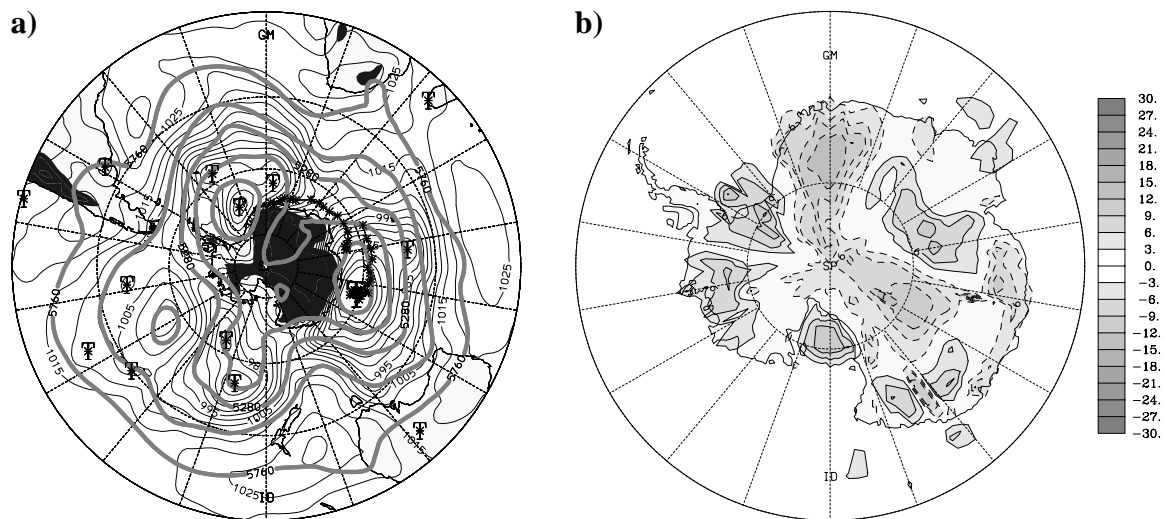


Abb. 8.7: Synoptische Situation und Inversionsstärke am 25.08.1999, 00 UTC: **a)** MSLP aus NCEP2-Reanalysen (schwarze Isolinien, 5 hPa Intervall) und Geopotential 500 hPa aus EZMW-Analysen (graue Isolinien, 240 gpm Intervall). Die Zentren der objektiv identifizierten, geschlossenen Zyklonen sind durch ein „T“ gekennzeichnet. In **a)** ist zusätzlich die objektiv bestimmte Zugbahn einer Zyklone („T“ bei 107,52°O; 60,87°S) eingetragen, welche sich aus einer Randstörung einer vorausgehenden Zyklone (2. Zugbahn) entwickelt hat. **b)** Inversionsstärkeanomalie bezogen auf das Wintermittel (JJA) 1999 (Isolinienintervall: 3 K). Weitere Erläuterungen siehe Text. Bereiche oberhalb von 1500 sind in **a)** schwarz dargestellt. Die nördlichste dargestellte Breite in **a)** ist 20°S, in **b)** 60°S.

Die Ergebnisse der statistischen Untersuchungen werden durch Betrachtung dieser beiden Episoden insgesamt bestätigt. Es wird sowohl der bis über die Antarktis reichende antizyklonale Einfluss stromauf der Region deutlich, als auch die begünstigende Wirkung der synoptischskaligen Strömung. Hervorgehoben wird durch die beiden Fallbeispiele jedoch die Bedeutung von umfangreichen Tiefdruckgebieten stromab der Region, welche mit einer hochreichenden Veränderung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation einhergehen.

9. Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

Die vorliegende Arbeit stellt eine umfassende Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen katabatischen Winden in der Antarktis auf der einen - und der südhemisphärischen atmosphärischen Zirkulation auf der anderen Seite dar. Ausgangspunkt stellt die objektive Erfassung katabatischer Windregime verschiedener Küstenregionen dar. Ziel ist die Erfassung besonders starker katabatischer Winde, welche mit über die Küste stattfindendem Massentransport aus der Antarktis heraus in Verbindung gebracht werden können. Besonderes Augenmerk wird auf die Validation der zur Identifikation derartiger katabatischer Abflussereignisse (KAE) entwickelten Indexmethode gelegt. Die Untersuchungsregionen sind durch verschiedenartige katabatische Windregime ausgezeichnet. So werden auf der einen Seite Regionen besonders starker und persistenter katabatischer Winde betrachtet. Dem gegenübergestellt werden Küstenregionen, welche durch das Auftreten schwächerer katabatischer Windregime ausgezeichnet sind.

Die zweiseitigen Wechselwirkungen zwischen dem Auftreten der KAE und den Verhältnissen der atmosphärischen Zirkulation werden auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen untersucht. In einer Reihe von Studien wird auf die Bedeutung synoptischskaliger Zirkulationsregime zur Entstehung und Verstärkung katabatischer Winde hingewiesen (z.B. Klein, 2000). Der Einfluss synoptischskaliger Wettersysteme wird im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit mit Hilfe einer objektiven Methode zur Identifikation von Zyklonen und Antizyklonen näher beleuchtet. Zusätzlich diskutiert wird an dieser Stelle die Rolle von Blockierungen. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf der Untersuchung von großskaligen Zirkulationsanomalien. Besonderes Augenmerk wird auf die getrennte Betrachtung von intrasaisonalen und interannualen Zirkulationsvariabilität gelegt. Bei der Interpretation der gefundenen Zusammenhänge muss insbesondere auch dem Einfluss der niederfrequenten Zirkulationsvariabilität auf die synoptischskalige Aktivität Rechnung getragen werden. Besonders eingegangen wird außerdem auf die in Studien von Egger (1985) und James (1989) mit Hilfe von Modellen gezeigte Wechselwirkung zwischen kontinentalskaligem Massenabfluss und der Stärke eines zirkumpolaren Wirbels. Die anhand der statistischen Untersuchungen gefundenen Zusammenhänge werden schließlich durch Betrachtung dreier Fallstudien näher bezüglich der relevanten physikalischen Mechanismen beleuchtet. Die im Rahmen dieser Arbeit erzielten Ergebnisse werden im Folgenden in den wesentlichen Punkten zusammengefaßt. Ein Ausblick auf mögliche weiterführende Untersuchungen findet sich im Anschluß.

9.1 Zusammenfassung und Diskussion

9.1.1 Identifikationsmethode für katabatischen Abfluss

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein objektives Verfahren zur Identifikation von Abflussereignissen auf der räumlichen Skala ausgewählter Untersuchungsregionen entlang der antarktischen Küste entwickelt. Die Stärke katabatischer Winde wird dabei über die Aufstellung eines

katabatischen Abflussindizes (KAI) beschrieben. Auf diese Weise wird die Aktivität katabatischer Winde innerhalb 8 verschiedener Regionen statistisch erfasst. Die Datengrundlage stellen die an einzelnen Stationen aufgenommenen Beobachtungszeitreihen von bodennaher Windstärke und Windrichtung dar.

Neben der gemessenen Windstärke basiert der Index vor allem auf einer, an der jeweiligen Station beobachteten, Hauptwindrichtung für katabatischen Abfluss (KWR). Besondere Aufmerksamkeit wurde daher der Auswertung von Statistiken über Windrichtungshäufigkeiten gewidmet. Durch eine genaue Analyse der an den einzelnen Stationen beobachteten Windregime konnte eine Einteilung der Stationen in fünf verschiedene Klassen vorgenommen werden. Während sich für die Regionen „Reeves Gletscher“ und „Adélie Küste“ die in der Literatur dokumentierte außergewöhnliche Stärke, Persistenz und Richtungskonstanz der Windregime bestätigen lässt, wird bei den entlang der Ostantarktis gelegenen Regionen der konkurrierende Einfluss von katabatischem Wind und dem Windfeld synoptischer Störungen auf das Windregime der küstennahen Stationen deutlich. Unter Berücksichtigung der Windrichtungsstatistiken, der Orographie sowie mit Hilfe der Ergebnisse von Modelluntersuchungen nach *Parish und Bromwich (1987)* wurde schließlich für jede Station eine KWR festgelegt und eine Auswahl der zur Indexberechnung verwendeten Stationen getroffen. Die Aufstellung des regionalen KAI dient einerseits der Identifikation einzelner Termine von besonders starkem katabatischem Abfluss (KAE), wodurch die Grundlage für statistische Untersuchungen geschaffen wird. Ferner kann eine Bestimmung herausragender Episoden von katabatischem Abfluss zur Durchführung von Fallstudien vorgenommen werden.

Einen wesentlichen Punkt stellt schließlich die Validation der aufgestellten Abflussindizes für die einzelnen Regionen dar. So wird in aktuellen Studien von *Parish und Cassano (2003a, 2003b)* der Einfluss synoptischskaliger Zyklonen auf die küstennahen Windregime der Antarktis hervorgehoben. Zur Validation der regionalen KAI werden geostrophische Windkomponenten über den einzelnen Untersuchungsregionen betrachtet. Darüber hinaus können Schlüsse aus der Betrachtung von Inversionsstärke sowie der Zyklonenaktivität gezogen werden. Es wird exemplarisch für die Region „Reeves Gletscher“ gezeigt, dass KAE dort nicht in strengem Zusammenhang mit der Stärke der geostrophischen Windkomponente stehen. Dadurch wird der katabatische Charakter des Windregimes unterstrichen. Für den Großteil von Regionen, welche gleichsam durch katabatische Winde und synoptischskalige Aktivität beeinflusst sind, kann eine Verbindung zwischen dem Auftreten von KAE und einer Verstärkung der Inversionsstärke gezeigt werden. Diese wird sowohl über der Region selbst, als auch in Teilen des an die Region anschließenden antarktischen Hinterlandes beobachtet. Dies bestätigt insbesondere die zur Aufstellung des KAI verwendeten KWR. So kann aus erhöhter Inversionsstärke über geneigter Oberfläche direkt auf verstärktes katabatisches Abgleiten von Luftmassen geschlossen werden. Obwohl eine Reihe von Regionen durch ein großes Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss ausgezeichnet sind, kann ein kontinentalskaliger Zusammenhang zwischen Inversionsstärke und katabatischem Abfluss jedoch nicht gezeigt werden. Besonders für die Region „Adélie Küste“, welche durch ein außerordentlich starkes katabati-

sches Windregime (Loewe, 1972) und ein großes Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss ausgezeichnet ist (Parish und Wendler, 1991), kann ein deutlicher Zusammenhang zur Inversionsstärke nicht nachgewiesen werden.

Es gilt an dieser Stelle zu bedenken, dass die Variabilität der Inversionsstärke im Inneren der Antarktis erheblich niedriger ist, als in den Küstenregionen. Dies setzt qualitativ hochwertige Daten zur Erfassung relevanter Anomalien voraus. Bei dem in dieser Arbeit gewählten Untersuchungsansatz bleibt die interannuale Variabilität der Inversionsstärke außerdem unberücksichtigt. Neuere Studien heben gerade die Bedeutung niederfrequenter Zirkulationsvariabilität hervor (z.B. van den Broeke und van Lipzig, 2002; van Lipzig und van den Broeke, 2002). So muss die Güte der zur Berechnung der Inversionsstärke verwendeten EZMW-Analysen insgesamt kritisch beleuchtet werden. Über dem Inneren der Antarktis können neben Satellitendaten (hier ist die Erfassung vertikaler Temperaturprofile problematisch und die genaue Bestimmung der Oberflächentemperatur setzt zudem eine möglichst wolkenfreie Situation voraus) nur sehr wenige Radiosondendaten assimiliert werden. Schließlich wäre denkbar, dass die im Hinterland gelegenen Ursprungsgebiete zeitlich stark variieren und so bei der hier durchgeführten Untersuchung zu keiner erkennbaren Inversionsstärkeanomalie führen. Die Methode zur Identifikation der KAE ist jedoch aufgrund der außerordentlichen Stärke des katabatischen Windregimes in dieser Region gerechtfertigt. Schließlich gilt zu bedenken, dass auch eine Wechselwirkung zwischen katabatischem Massenabfluss und der Stärke eines zirkumpolaren Wirbels diskutiert wird (siehe Egger, 1985; James, 1989), welche maßgeblich zur Variabilität des katabatischen Massenabflusses in dieser Region beitragen könnte, und nicht direkt an die Stärke der Bodeninversion gekoppelt sein muss.

Die mit Hilfe von geostrophischem Wind und Inversionsstärke durchgeführte Fehlereinschätzung wird schließlich auch durch die Untersuchung der synoptischen Aktivität für den Großteil der Regionen bestätigt. Katabatische Abflussereignisse stehen besonders entlang der Ostantarktis in Verbindung mit einer erhöhten Anzahl von zyklonenfreien Tagen nordwestlich der jeweiligen Region. Eine deutliche Zunahme von Zyklonen nordöstlich der Region wird dahingegen in keinem der betrachteten Fälle beobachtet. Es kann allerdings insgesamt nicht ganz ausgeschlossen werden, dass ein Teil der als KAE deklarierten Termine rein durch das Windfeld einer Zyklone oder die großskalige Anströmung der jeweiligen Region zustande kommen. Unabhängig davon wird die Anwendbarkeit der verwendeten Identifikationsmethode durch die Betrachtung von geostrophischer Windkomponente, Inversionsstärke sowie Zyklonenaktivität zur Durchführung statistischer Untersuchungen jedoch bestätigt.

9.1.2 Wechselwirkungen mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation

Aufbauend auf einer systematischen Erfassung der Wesensmerkmale katabatischer Winde in den oben genannten Untersuchungsregionen liegt das Hauptziel dieser Arbeit in der Analyse von den Wechselwirkungen mit der südhemisphärischen atmosphärischen Zirkulation. Die durchgeführten Untersuchungen konzentrieren sich dabei auf das Auftreten von besonders starken katabatischen Winden auf der einen Seite, sowie damit einhergehenden Zirkulationsanomalien auf der anderen Seite. Besonderes Augenmerk liegt auf der Bedeutung von Zirkulationsvariabilität auf verschiedenen Zeitskalen. Neben der synoptischskaligen Aktivität und der Bedeutung von Blockierungen werden sowohl der intrasaisonale, als auch der interannuale Periodenbereich gesondert betrachtet. Über das Auffinden von Wechselwirkungen durch Anwendung statistischer Methoden hinaus steht die Diskussion relevanter Prozesse im Vordergrund. Es wird insbesondere darauf eingegangen, inwiefern aktuell in der Literatur diskutierte, kontinentalskalige Massenflussmechanismen für katabatischen Abfluss nachgewiesen werden können.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass in den jeweiligen Regionen eine Reihe unterschiedlicher Mechanismen in Verbindung mit starkem katabatischem Abfluss eine Rolle spielen. Von großer Bedeutung ist dabei die Lage der jeweiligen Region in Bezug auf Aktivitätszentren der südhemisphärischen Zirkulationsvariabilität. So befindet sich ein Teil der Regionen entlang der ostantarktischen Küste dicht an einer Zone starker synoptischer Aktivität, welche durch das besonders häufige Auftreten von Zyklonen gekennzeichnet ist (*Simmonds et al., 2003*). Sowohl die Weddell See und die Antarktische Halbinsel, als auch der Bereich südlich von Neuseeland sind dahingegen durch das vermehrte Auftreten von Blockierungen ausgezeichnet (*Trenberth und Mo, 1985*). Schließlich ist für die Westantarktis und das Ross-Eisschelf die räumliche Nähe zu Aktivitätszentren niederfrequenter Zirkulationsvariabilität zu nennen, welche mit der Südlichen Oszillation in Verbindung stehen.

Region „Reeves Gletscher“

Die an der Ross See gelegene Region „Reeves Gletscher“ ist durch starke und persistente katabatische Winde aus westlicher Richtung ausgezeichnet. *Cogliani et al. (1996)* heben hier den starken Temperaturgradienten zwischen der Küste und den Lagen oberhalb des Gletschers hervor. Die Bedeutung eines schwachen bodennahen Druckgradienten über der westlichen Ross-See zur Entstehung starker katabatischer Winde wird von *Bromwich (1989a)* hervorgehoben. Es wird ferner gezeigt, dass starke südliche geostrophische Winde den katabatischen Abfluss mindern können. Eine mögliche Erklärung wird in dem störenden Einfluss von Zyklonen und damit einhergehenden Wolkenfeldern gesehen. Insgesamt wird jedoch auf Unklarheiten bei der Rolle meridionaler und zonaler Druckgradienten über der westlichen Ross-See zur Entstehung katabatischer Winde über dem Reeves Gletscher hingewiesen. In der hier vorliegenden Studie wird erstmals gezeigt, dass für das Auftreten besonders starker katabatischer Winde die Ausbildung einer Blockierung zwischen Neuseeland und der Ross See, sowie eine damit einhergehende Aufspaltung des Strahlstroms von Bedeutung ist (Abb. 9.1a). Ein stabiles Hoch-

druckgebiet nördlich der Region führt zu einer westlichen Anströmung der Region und bewirkt auf diese Weise die Advektion kalter Luftmassen aus dem antarktischen Hinterland. Störende Tiefdruckgebiete werden zudem in Richtung Neuseeland abgelenkt. Durch den antizyklonalen Einfluss über der Untersuchungsregion selbst kann schließlich verstärkt bodennahe Ausstrahlung stattfinden. Sowohl die Advektion kalter Luftmassen, als auch der antizyklonale Einfluss, bewirken schließlich eine Intensivierung der Bodeninversion über dem in der direkten Umgebung der Region gelegenen Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss. Es sei darauf hingewiesen, dass dieser Mechanismus nicht die Voraussetzung für katabatischen Wind in dieser Region darstellt. So reicht das Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss vom Reeves Gletscher bis weit in das antarktische Hinterland hinein. Es ist jedoch davon auszugehen, dass dieser Mechanismus zu einer regionalen Verstärkung des katabatischen Antriebs führen kann. Auf diese Weise kann das Zustandekommen besonders starker katabatischer Winde in dieser Region erklärt werden.

Die Ausbildungen von Blockierungen zwischen Neuseeland und der Ross See steht in Verbindung mit der winterlichen Aufspaltung des Strahlstroms im Südpazifik (Trenberth, 1986). Trenberth und Mo (1985) weisen darauf hin, dass Blockierungen auf der Südhemisphäre am häufigsten in dem „Neuseeland-Sektor“ beobachtet werden. Damit ist der gefundene Mechanismus zur Verstärkung katabatischer Winde in der Region „Reeves Gletscher“ auch aus klimatologischer Betrachtungsweise von Bedeutung. Darüber hinaus wird in der hier vorliegenden Arbeit gezeigt, dass eine Verbindung zwischen dem Auftreten starker katabatischer Abflussereignisse in der Region „Reeves Gletscher“ und langen stationären Wellen der Wellenzahl 3 besteht. Dieser Zusammenhang konnte sowohl auf der intrasaisonalen, als auch der interannualen Zeitskala nachgewiesen werden. In Arbeiten von Trenberth und Mo (1985) sowie Sinclair et al. (1997) wird gezeigt, dass in dem „Neuseeland-Sektor“ auftretende Blockierungen durch die Lage langer planetarer Wellen der Zahl 3 begünstigt werden. Trenberth

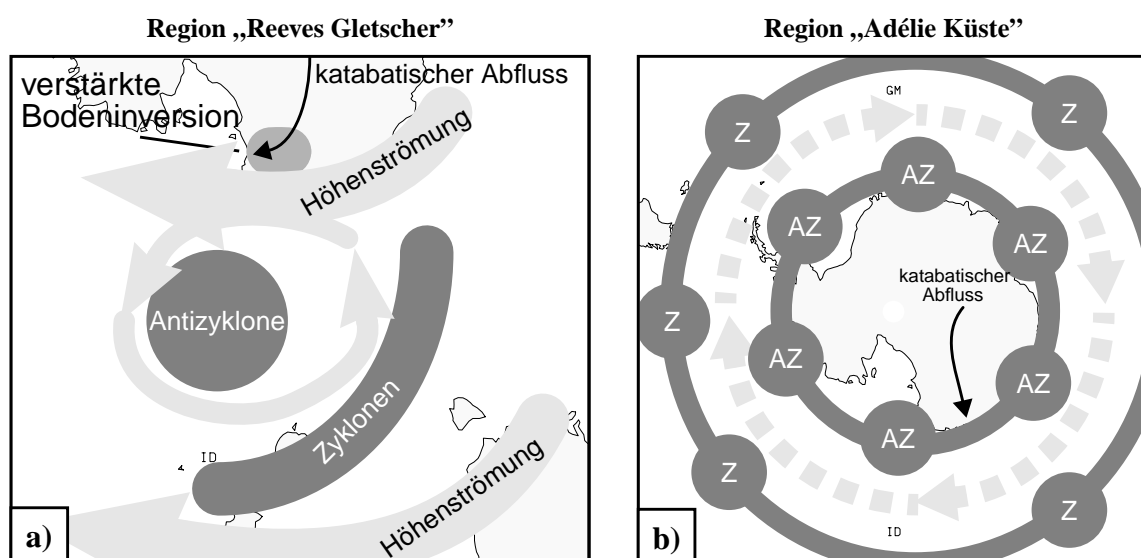


Abb. 9.1: Schematische Darstellung zur Erläuterung der gefundenen Zusammenhänge zwischen starkem katabatischem Abfluss und Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation sowie relevanter Mechanismen: **a)** für die Region „Reeves Gletscher“, **b)** für die Region „Adélie Küste“. „Z“ steht für Zyklone, „AZ“ für Antizyklone. Nähere Erläuterungen siehe Text.

und Mo (1985) merken gleichzeitig an, dass solche Blockierungen nicht zwingend an ein hemisphärisches Wellenzahlmuster gekoppelt sein müssen und Blockierungen oftmals auch als isoliert auftretendes Phänomen betrachtet werden müssen. Der statistisch gezeigte Zusammenhang konnte anhand eines Fallbeispiels nachvollzogen werden. Hier wurde insbesondere gezeigt, dass der starke katabatische Abfluss mit einem nur schwachen synoptischskaligen Druckgradienten in der direkten Umgebung der Untersuchungsregion einhergeht, wodurch die katabatische Natur des außergewöhnlich starken Windes bestätigt wird. Es sei schließlich darauf hingewiesen, dass der hier beschriebene Mechanismus eine einseitige Beeinflussung des katabatischen Windregimes durch die großskalige atmosphärische Zirkulation darstellt. Eine Verbindung zur Stärke des Zirkumpolarwirbels konnte für die Wintermonate nicht gezeigt werden.

Region „Adélie Küste“

Das Auftreten besonders starker katabatischer Winde in der Untersuchungsregion „Adélie Küste“, welche ebenfalls durch ein außerordentlich großes Einzugsgebiet für katabatischen Massenabfluß und ein entsprechend starkes katabatisches Windregime mit südlicher Vorzugsrichtung gekennzeichnet ist, weist im Gegensatz zu der Region „Reeves Gletscher“ eine deutliche Verbindung zu der Stärke des zirkumpolaren Wirbels auf. Es konnte insbesondere eine Verbindung zur Antarktischen Oszillation (AAO) gezeigt werden. Starker katabatischer Abfluss geht oftmals mit einer Abschwächung des Zirkumpolarwirbels einher und findet überwiegend in der negativen Phase der AAO statt. Zur Erklärung dieser Wechselwirkung könnte der von Egger (1985) und James (1989) beschriebene Mechanismus eine Rolle spielen. Die Abschwächung des Zirkumpolarwirbels würde die dynamischen Voraussetzungen zur Verstärkung des kontinentalskaligen Massenflusses liefern. Von Bedeutung könnte jedoch auch die Verbindung zwischen AAO und Zugbahnregimen synoptischskaliger Zyklonen sein. Sinclair et al. (1997) zeigen eine enge Verbindung zwischen der AAO und einer meridionalen Verschiebung der Zyklonenaktivität auf. So ist die negative Phase durch eine Verschiebung der Zyklonenbahnen nach Norden gekennzeichnet. Die im Rahmen der hier vorliegenden Studie durchgeführten Untersuchungen in Hinblick auf die Aktivität von Zyklonen und Antizyklonen haben erkennen lassen, dass starker katabatischer Abfluss in der Region „Adélie Küste“ mit erhöhtem Einfluss von Antizyklonen und gleichzeitig abgeschwächtem Einfluss von Zyklonen entlang der gesamten antarktischen Küste steht (Abb. 9.1b). Denkbar wäre, dass in integraler Betrachtungsweise der verstärkte antizyklonale Einfluss zu erhöhter Ausstrahlung und Verstärkung der Bodeninversion über dem Inneren der Ostantarktis führen könnte. Hinweise darauf, dass synoptischskalige Wettersysteme Einfluss auf den Bedeckungsgrad auch im Inneren des antarktischen Kontinents haben können, finden sich beispielsweise in Stone (1993). Es sei an dieser Stelle daran erinnert, dass eine kontinentalskalige Verstärkung der Bodeninversion jedoch nicht nachgewiesen werden konnte.

Der Zusammenhang zwischen katabatischen Winden und der AAO konnte in der hier vorliegenden Studie besonders deutlich für den interannualen Periodenbereich gezeigt werden. So finden sich in Kiladis und Mo (1998) Hinweise darauf, dass die AAO zwar auch Varianzanteile

auf der intrasaisonalen Skala hat, jedoch hauptsächlich auf der interannualen Skala von Bedeutung ist. *Parish et al. (1993)* zeigen, dass verstärkter katabatischer Abfluss an der Adélie Küste mit einer Ostwindanomalie in der mittleren und oberen Troposphäre über der Küste selbst einhergeht und sehen die Ursache vielmehr in dem Auftreten und der Entwicklung von Zyklonen nördlich der Küste als auslösendes Element für katabatischen Abfluss. Auf der anderen Seite muss berücksichtigt werden, dass eine Zyklone dicht vor der Adélie Küste bei stabiler Schichtung alleine durch den synoptischskaligen Druckgradienten, bedingt durch die Leitwirkung der Orographie, zu starken südlichen Winden in Bodennähe führen kann (*Parish und Cassano, 2003a*). Die Diskussion eines Fallbeispiels hat gezeigt, dass eine klare Trennung zwischen Winden rein synoptischen oder katabatischen Ursprungs durch den in dieser Arbeit verwendeten Ansatz zur Identifikation katabatischer Abflussereignisse nicht möglich ist. Auf der anderen Seite wurde aber auch deutlich, dass der direkte synoptischskalige Einfluss auf das Windregime an der Adélie Küste nicht überbewertet werden darf. Besonders starke Winde stehen oftmals in enger Verbindung mit katabatischem Abfluss, welcher jedoch durch die großskaligen Strömungs- und Druckverhältnisse unterstützt werden kann. Die statistischen Untersuchungen haben ferner gezeigt, dass derartige Mechanismen auf der intrasaisonalen Zeitskala eine Rolle in Verbindung mit langen planetaren Wellen der Zahl 4 spielen können. Das Fallbeispiel weist schließlich deutlich auf eine direkte Verbindung zwischen katabatischem Abfluss und der Variabilität der Zirkumpolarwirbelstärke auf der intrasaisonalen Skala hin. So geht dem starken katabatischen Abfluss zunächst eine Phase mit negativem AAO Index voraus. Maximaler katabatischer Abfluss wird bei gleichzeitig maximal reduzierter Zirkumpolarwirbelstärke beobachtet. Eine Verstärkung des Zirkumpolarwirbels nach kurzer Zeit starken katabatischen Massenabflusses ist außerdem zu erkennen. Dieser Ablauf entspricht dem von *Egger (1985)* und *James (1989)* vorgestellten Konzept. Die im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen heben die Bedeutung der Adélie Küste zur Diskussion von Wechselwirkungen zwischen kontinentalskaligem katabatischem Massenabfluss aus der Antarktis und großskaliger atmosphärischer Zirkulationsvariabilität hervor.

Regionen Ostantarktis („Vincennes Bucht“, „Shackleton Eisschelf“, „Amery Eisschelf“, „Enderby Land“)

Für die weiteren, entlang der Ostantarktis gelegenen Regionen, ergibt sich ein sehr einheitliches Bild bezüglich des Auftretens starker katabatischer Winde sowie damit einhergehenden Zirkulationsanomalien (Abb. 9.2a). Starker katabatischer Abfluss wird oftmals begleitet durch die Ausbildung eines Höhenrückens nordwestlich der Region. Dadurch bedingt ist eine im Mittel beobachtete Abnahme von Zyklonen nordwestlich der Region. Die beobachtete Intensivierung der Bodeninversion kann somit neben der Advektion von Luftmassen aus dem Inneren der Antarktis durch den zurückgehenden Einfluss störender Zyklonen in Küstennähe erklärt werden. So ist davon auszugehen, dass Zyklonen westlich der Region in der Regel eine Abschwächung der Bodeninversion durch Advektion maritimer Luftmassen, turbulente Durchmischung der unteren Luftschichten aufgrund von starkem Wind sowie abschirmender Bewölkung bewirken. Eine deutliche Zunahme von Antizyklonen in Küstennähe wird dahin-

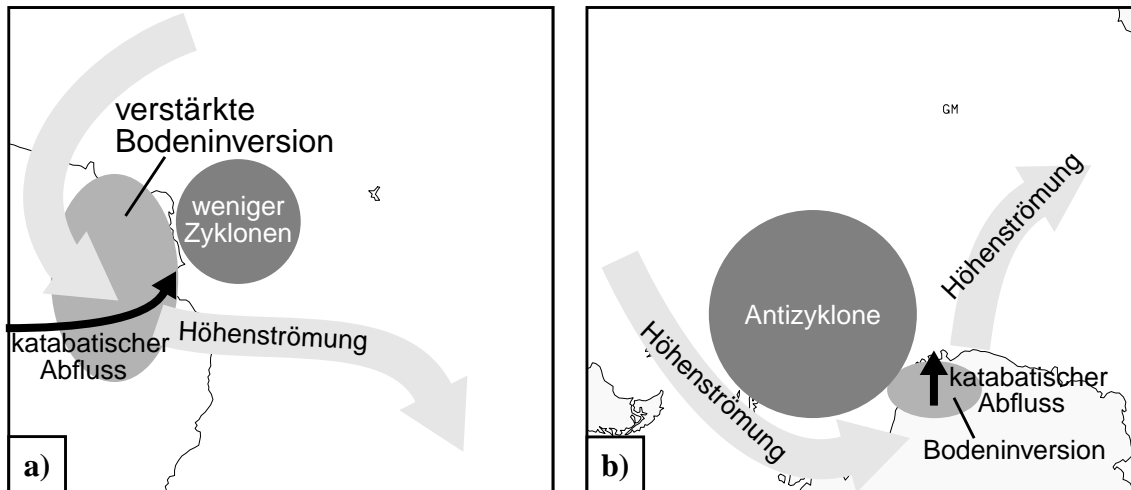


Abb. 9.2: Schematische Darstellung zur Erläuterung der gefundenen Zusammenhänge zwischen starkem katabatischem Abfluss und Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation sowie relevanter Mechanismen: **a)** für die Regionen „Vincennes Bucht“, „Shackleton Eisschelf“, „Amery Eisschelf“, „Enderby Land“ (Ostantarktis), **b)** für die Region „Ekström Eisschelf“. Nähere Erläuterungen siehe Text.

gegen nicht gefunden. So gilt auch hier zu bedenken, dass die bodennahe Abkühlung der über die Küste abfließenden Luftmassen innerhalb eines sehr großen Bereichs im antarktischen Hinterland und hier insbesondere auf dem hohe gelegenen antarktischen Eisschild stattfindet. Der hier vorgestellte Mechanismus kann in diesem Sinne als regionale Störung eines kontinentalskaligen Windsystems verstanden werden. Durch die Betrachtung eines Fallbeispiels wurde außerdem gezeigt, dass Zyklonen nordöstlich der Region den katabatischen Abfluss durch die Rückseitenlage auch begünstigen können.

Untersuchungen in Hinblick auf intra- und interannuale Variabilität haben gezeigt, dass ein - wenn auch schwacher - Einfluss von stationären Wellen (WZ3 und WZ4) zu erkennen ist. Eine Verbindung zur Stärke des zirkumpolaren Wirbels konnte ferner nachgewiesen werden. Katabatischer Abfluss findet auch hier vornehmlich in der negativen Phase der AAO statt. Bei der Interpretation dieses Zusammenhangs gilt die starke synoptische Beeinflussung des oftmals an Küstenstationen abgegriffenen Abflussindizes zu bedenken. So muss auch hier darauf hingewiesen werden, dass ein Mechanismus in Verbindung mit kontinentalskaligem Massenabfluss, wie von *Egger (1985)* und *James (1989)* vorgeschlagen, nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte. Wie bereits erwähnt, steht die negative Phase der AAO in Verbindung mit einer Abnahme und Verschiebung der Zyklonenaktivität nach Norden. Dies führt auch vor der Küste der jeweiligen Untersuchungsregion zu einer Abnahme von Zyklonenaktivität, wodurch die beobachtete Verstärkung der Bodeninversion teilweise erklärt werden könnte. *Van Lipzig und van den Broeke (2002)* weisen darauf hin, dass verstärkte Feuchttransporte auf die Antarktis überwiegend zu Phasen eines verstärkten Zirkumpolarwirbels stattfinden und mit einer Störung des küstennahen katabatischen Windsystems durch synoptischskalige Zyklonen einhergehen. Es wäre jedoch auch hier denkbar, dass eine generelle Abnahme von Zyklonen entlang

der Ostantarktis zu verstärkter Ausstrahlung und Abkühlung von Luftmassen im Bereich des gesamten ostantarktischen Eisschildes führen könnte und auf diese Weise der Abfluss in den einzelnen Regionen verstärkt würde.

Weiterführende Untersuchungen in diese Richtung anhand von Messzeitreihen setzen eine höhere Stationsabdeckung auch in weit von der Küste entfernten Regionen voraus und konnten im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit nicht vorgenommen werden. Derartige Untersuchungen könnten jedoch hilfreich zur Untersuchung von Wechselwirkungsmechanismen unabhängig von synoptischskaliger Aktivität, besonders im Hinblick auf kontinentalskalige Massenabflüsse aus der Antarktis heraus sein.

Region „Ekström Eisschelf“

Ein ähnliches Bild ergibt sich schließlich für die Region „Ekström Eisschelf“ (Abb. 9.2b). Im Gegensatz zu den Regionen entlang der Ostantarktis gehen stärkere katabatische Winde hier jedoch mit dem Auftreten von Antizyklonen nordwestlich der Region und der Ausbildung eines Höhenrückens über der Weddel See einher. *Trenberth und Mo (1985)* weisen darauf hin, dass der Bereich um die Antarktische Halbinsel eine Region besonders häufiger Blockierung ist. Weitere Hinweise für das Auftreten von Blockierungen nördlich der Weddel See finden sich in *Kiladis und Mo (1998)*. Es muss darauf hingewiesen werden, dass das Einzugsgebiet für katabatischen Abfluss über das Ekström-Eisschelf auf die direkte Umgebung der Region beschränkt ist. Aus dem Landesinneren abfließende Luftmassen werden vor Erreichen des Ekström-Eisschelfs in Richtung Westen abgelenkt. An der Station Neumayer beobachteter katabatischer Wind ist somit Bestandteil eines lokalen Windsystems. Es ist davon auszugehen, dass der lokale Einfluß von Hochdrucklagen eine notwendige Voraussetzung zur Entstehung von katabatischem Wind ist. Die Aktivität langer planetarer Wellen der Zahl 3 spielt dabei sowohl auf der intrasaisonalen, als auch der interannualen Zeitskala eine Rolle. Kontinentalskalige Massenfluss-Mechanismen spielen in dieser Region keine Rolle. Trotzdem konnte auch hier eine lose Verbindung zur AAO nachgewiesen werden. Dadurch wird bestätigt, daß besonders in Küstenregionen entlang der Ostantarktis die Zusammenhänge zwischen katabatischen Winden und der AAO insbesondere unter Berücksichtigung der Kopplung zwischen AAO und synoptischskaliger Aktivität interpretiert werden müssen.

Region „Ross Eisschelf“

Für die Region „Ross Eisschelf“ konnte die Relevanz bisher in der Literatur anhand von Fallstudien diskutierter Wechselwirkungsmechanismen (z.B. *Bromwich et al., 1993; Parish und Bromwich, 1998*) auch statistisch nachgewiesen werden. Von besonderer Bedeutung für das Auftreten des katabatischen Massenabflusses über das Ross-Eisschelf ist das Auftreten eines umfangreichen Tiefdruckgebietes nördlich der Ross-See (Abb. 9.3). Durch die damit einhergehenden synoptischskalige Strömung wird katabatischer Massenabfluss über die Siple-Küste begünstigt. Gleichzeitig auftretender antizyklonaler Einfluss über der Westantarktis kann

zudem die Ausbildung der Bodeninversion dort unterstützen. Die Bedeutung von intrasaisonalen sowie interannualer Zirkulationsvariabilität in Verbindung mit langen Wellen der Zahlen 3 und 4 zur Entstehung dieser Zirkulationsanomalie konnte ferner nachgewiesen werden.

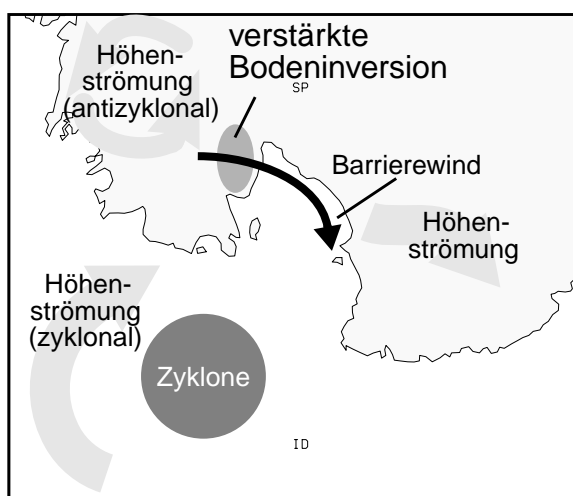


Abb. 9.3: Schematische Darstellung zur Erläuterung der gefundenen Zusammenhänge zwischen starkem katabatischem Abfluss und Anomalien der südhemisphärischen Zirkulation sowie relevanter Mechanismen für die Region „Ross Eisschelf“. Nähere Erläuterungen siehe Text.

Bedeutung planetarskaliger Zirkulationsanomalien auf der Südhemisphäre

Die Untersuchungen wurden abgeschlossen durch die Betrachtung dreier Zirkulationsindizes, welche mit großskaligen atmosphärischen Zirkulationsanomalien und Telekonnectionen in Verbindung stehen. Es wurden ein AAO-Index, ein SO-Index sowie ein TP-Index betrachtet. Für die Region „Reeves Gletscher“ konnte in keinem Fall ein Zusammenhang zu dem Auftreten besonders starken katabatischen Abflusses nachgewiesen werden. Dies unterstreicht die Bedeutung von winterlichen Blockierungen in dem „Neuseeland-Sektor“ für das Auftreten besonders starker katabatischer Winde in dieser Region. Sowohl für die Region „Adélie Küste“, als auch alle übrigen entlang der Ostantarktis gelegenen Regionen wurden Zusammenhänge zu den mit verschiedenen Zirkulationsindizes in Verbindung stehenden Anomalien über zugehörige Zugbahnregime synoptischskaliger Zyklonen erklärt. Von besonderer Bedeutung ist dabei eine meridionale Verschiebung der Zyklonenaktivität im südlichen Indischen Ozean. Im Rahmen der hier vorliegenden Studie konnte somit gezeigt werden, dass starke katabatische Winde über antarktischen Küstenregionen bevorzugt auftreten, wenn die südhemisphärischen Zirkulationsanomalien mit einer Nordverschiebung der Zyklonenbahnen einhergehen. Die Bedeutung der synoptischen Aktivität für den antarktischen Massenabfluss wird dadurch hervorgehoben und sollte bei zukünftigen Studien entsprechend berücksichtigt werden.

9.2 Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit werden für verschiedene Regionen eine Reihe von Wechselwirkungsmechanismen zwischen katabatischem Abfluss und der atmosphärischen Zirkulation vorgestellt. Diese reichen von der synoptischen Skala bis hin zu planetarskaligen Zirkulationsanomalien. Die Untersuchung der Aktivität der katabatischen Winde beschränkt sich dabei auf eine regionale Betrachtungsweise. So erschweren die oftmals nur fragmentweise vorliegenden Beobachtungszeitreihen eine kontinentalskalige Betrachtungsweise des katabatischen Abflusses über den Rand der Antarktis erheblich. Während die langjährige Erfassung der katabatischen Windaktivität mit Hilfe von Analyse- und Reanalysedatensätzen aufgrund oftmals zu geringer oder aber zeitlich variabler Auflösung des verwendeten Vorhersagemodells bisher problematisch war, könnte an dieser Stelle die Verwendung der aktuell verfügbaren ERA40-Daten neue Perspektiven eröffnen. Die kontinentalskalige Erfassung des katabatischen Massenabflusses könnte weiteren Aufschluss über die Wechselwirkungsmechanismen des im Rahmen dieser Arbeit gezeigten Zusammenhangs katabatischer Winde mit der Stärke des zirkumpolaren Wirbels liefern. Während *Egger (1985)* und *James (1989)* ausgehend von Modellrechnungen auf die Bedeutung des kontinentalskaligen Massenabflusses abheben, liefern die im Rahmen der hier vorliegenden Studie deutliche Hinweise auf die Bedeutung eines von *Sinclair et al. (1997)* gezeigten Zusammenhangs zwischen der Polarwirbelstärke und einer meridionalen Verschiebung von Zyklonenzugbahnen.

Eine Möglichkeit für weiterführende Untersuchungen besteht auch in der Diskussion von Fallbeispielen. Ausgehend von den KAI-Zeitreihen ließen sich weitere herausragende Abflussergebnisse identifizieren. Untersuchungen unter Einbeziehung von Satellitendaten könnten ergänzend zu der Betrachtung der Inversionsstärke zu einer genaueren Fehlereinschätzung der Identifikationsmethode katabatischer Abflussereignisse führen. Hier könnten auftretende Zyklonen beispielsweise in Hinblick auf Wolkenfelder untersucht werden. Dies würde zu einem besseren Verständnis der Wechselwirkungsmechanismen führen, insbesondere mit Hinblick auf die Rolle von Zyklonen. Nicht untersucht worden ist ferner die unterschiedliche Bedeutung von in den mittleren Breiten oder aber am Rand der Antarktis entstandenen synoptischskaligen Zyklonen. In einer Reihe von Fallstudien ist gezeigt worden, dass katabatische Winde Einfluss auf die Entstehung mesoskaliger Zyklonen haben können (z.B. *Bromwich, 1991; Carleton und Fitch, 1993; Heinemann und Kraus, 1995; Klein, 2000*). Unklar ist jedoch, inwiefern sich katabatische Winde auch auf die Entstehung und Entwicklung synoptischskaliger Zyklonen auswirken können. Gerade in neueren Studien finden sich Hinweise auf die Entstehung synoptischskaliger Zyklonen am Rand der Antarktis (z.B. *Simmonds et al., 2003*) und hier könnten auch katabatische Winde eine Rolle spielen.

Schließlich könnten die im Rahmen dieser Studie durchgeführten Untersuchungen auf die Übergangsjahreszeiten und mit Einschränkungen auch auf die Sommermonate ausgeweitet werden. Im Sommer ist das katabatische Windregime allgemein schwächer ausgeprägt und es müsste zudem durch den Tagesgang hervorgerufene Variabilität berücksichtigt werden. *Parish*

et al. (1997) heben Auswirkungen katabatischer Winde auf die großskalige atmosphärische Zirkulation aufgrund saisonaler Druckschwankungen über der Antarktis hervor. Von besonderem Interesse könnte an dieser Stelle die Fragestellung sein, welche Rolle der kontinentalskalige Massenabfluss bei der jahreszeitlichen Veränderung der Stärke des Zirkumpolarwirbels spielt (*van den Broeke et al.*, 1997). Hier könnten weitere Hinweise gefunden werden für die Rolle katabatischer Winde als fester Bestandteil der südhemisphärischen Zirkulation mit direktem Bezug zur Stärke des zirkumpolaren Wirbels.

Literaturverzeichnis

- Baines, P. G. und K. Fraedrich, 1989:** Topographic Effects on the Mean Tropospheric Flow Patterns around Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **46**, S. 3401 - 3415.
- Ball, K. F., 1956:** The theory of strong katabatic winds. *Australian J. Phys.*, **9**, S. 373 - 386.
- Ball, K. F., 1960:** Winds on the ice slopes of Antarctica. In: *Antarctic Meteorology*, Pergamon Press, London, S. 9 - 16.
- Blackmon, M. L., 1976:** A Climatological Spectral Study of the 500 mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **33**, S. 1607 - 1623.
- Blüthgen, J., 1974:** Die Zugbahnen der Hoch- und Tiefdruckgebiete als Problem der synoptischen Klimatologie und Klimageographie. *Bonner Meteor. Abh.*, Heft **17**, S. 403 - 416.
- Bretherton, C. S., C. Smith und J. M. Wallace, 1992:** An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Climate*, **5**, S. 541 - 560.
- Bromwich, D. H., 1989a:** An Extraordinary Katabatic Wind Regime at Terra Nova Bay, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, S. 688 - 695.
- Bromwich, D. H., 1989b:** Satellite Analyses of Antarctic Katabatic Wind Behavior. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, S. 738 - 749.
- Bromwich, D. H., 1991:** Mesoscale Cyclogenesis over the Southwestern Ross Sea Linked to Strong Katabatic Winds. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, S. 1736 - 1752.
- Bromwich, D. H. und Z. Liu, 1996:** An Observational Study of Katabatic Wind Confluence Zone near Siple Coast, West Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, S. 462 - 476.
- Bromwich, D. H. und T. R. Parish, 1998:** Meteorology of the Antarctic. In Meteorology of the Southern Hemisphere, edited by D.J. Karoly and D.G. Vincent, *Meteorological Monographs*, **27**, No. 49, AMS, Boston, S. 175 - 200.
- Bromwich, D. H., J. F. Carrasco, Z. Liu und R.-Y. Tzeng, 1993:** Hemispheric Atmospheric Variations and Oceanographic Impacts Associated with Katabatic Surges Across the Ross Ice Shelf, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 13,045 - 13,062.
- Bromwich, D. H., Y. Du und T. R. Parish, 1994:** Numerical Simulation of Winter Katabatic Winds from West Antarctica Crossing Siple Coast and Ross Ice Shelf. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, S. 1417 - 1435.
- Buzzi, A., R. Cadelli und P. Malguzzi, 1997:** Low-level jet simulation over the Southern Ocean in Antarctica. *Tellus*, **49A**, S. 263 - 276.
- Carleton, A., M., 1989:** Antarctic sea-ice relationship with indices of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. *Clim. Dyn*, **3**, S. 207 - 220.
- Carleton, 1992:** Synoptic interaction between Antarctica and lower latitudes. *Aust. Meteor. Mag.*, **40**, S. 129 - 147.
- Carleton, A., M. und D. A. Carpenter, 1990:** Satellite climatology of 'polar lows' and broadscale climatic associations for the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, **10**, S. 219 - 246.

- Carleton, A. M. und M. Fitch, 1993:** Synoptic aspects of Antarctic mesocyclones. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 12,997 - 13,019.
- Carrasco, J. F. und D. H. Bromwich, 1995:** A case study of a midtropospheric subsynoptic-scale cyclone that developed over the Ross Sea and Ross Ice Shelf of Antarctica. *Antarctic Sci.*, **7**, S. 199 - 210.
- Christoph, M., 1994:** Zeitliche und räumliche Variabilität hochfrequenter Fluktuationen (Stormtracks) in der realen Atmosphäre und im Modell. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, **99**, 140 S..
- Cogliani, E., G. Abbate und S. Racalbuto, 1996:** Thermal, pressure and wind fields at ground level in the area of the Italian base at Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica, as observed by a network of automatic weather stations. *Ann. Geophys.*, **14**, S. 1088 - 1094.
- Connolley, W. M., 1996:** The Antarctic Temperature Inversion. *Int. J. Climatol.*, **16**, S. 1333 - 1342.
- Connolley, W. M. und S. A. Harangozo, 2001:** A Comparison of Five Numerical Weather Prediction Analysis Climatologies in Southern High Latitudes. *J. Climate*, **14**, S. 30 - 44.
- Cullater, R. I., D. H. Bromwich und R. W. Grumbine, R, 1997:** Validation of operational numerical analysis in Antarctic latitudes. *J. Geophys. Res.*, **102**, S. 13,761 - 13784.
- Dalu, G. A. M., M. D. Baldi, D. Moran, C. Nardone und L. Sbano, 1993:** Climatic atmospheric outflow at the rim of the Antarctic continent. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 12955 - 12960.
- Dare, R. A. und Budd, W. F., 2001:** Analysis of Surface Winds at Mawson, Antarctica. *Wea. Forecasting*, **16**, S. 416 - 431.
- Davolio, S. und A. Buzzi, 2002:** Mechanisms of Antarctic katabatic currents near Terra Nova Bay. *Tellus*, **54A**, S. 187 - 204.
- Davis, A. M. J. und R. T. Mc Nider, 1997:** The Development of Antarctic Katabatic Winds and Implications for the Coastal Ocean. *J. Atmos. Sci.*, **54**, S. 1248 - 1262.
- Egger, J., 1985:** Slope Winds and the Axisymmetric Circulation over Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **42**, S. 1859 - 1867.
- Egger, J., 1992:** Topographic Wave Modification and the Angular Momentum Balance of the Antarctic Troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **4**, S. 327 - 334.
- Fink, A., 1995:** Physikalische Ursachen der Variabilität tropischer intrasaisonaler Konvektionsschwankungen über dem Indopazifik. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, **116**, 118 S..
- Fortuin, J. P. F. und J. Oerlemans, 1990:** Parameterisation of the annual surface temperature and mass balance of Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **14**, S. 78 - 84.
- Gallée, H., 1995:** Simulation of the Mesocyclonic Activity in the Ross Sea, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, S. 2051 - 2069.
- Gallée, H. und G. Schayes, 1994:** Development of a Three-Dimensional Meso- γ Primitive Equation Model: Katabatic Winds Simulation in the Area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, S. 671 - 685.

- Gallée, H. und P. Pettre, 1998:** Dynamical Constraints on Katabatic Wind Cessation in Adélie Land, Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **55**, S. 1755 - 1770.
- Genthon, C., 1994:** Antarctic climate modeling with general circulation models of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **99**, S. 12,953 - 12,961.
- Genthon, C. und A. Braun, 1995:** ECMWF Analyses and Predictions of the Surface Climate of Greenland and Antarctica. *J. Climate*, **8**, S. 2324 - 2332.
- Gong, D. und S. Wang, 1999:** Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, S. 459 - 462.
- Goodwin, I. D., 1990:** Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of Eastern Wilkes Land, Antarctica. *Antarctic Sci.*, **2**, S. 235 - 242.
- Haak, U., 1993:** Variabilität der synoptisch-skaligen Aktivität außerhalb der Tropen unter klimatologischen Aspekten. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, Heft Nr. **95**, 153 S..
- Heinemann, G., 1997:** Idealized simulations of the Antarctic katabatic wind system with a three-dimensional mesoscale model. *J. Geophys. Res.*, **102**, S. 13,825 - 13,834.
- Heinemann, G. und H. Kraus, 1995:** Polare Mesozyklonen. *Bonner Meteor. Abh.*, **45**, 157 S..
- Hines, K. M., D. H. Bromwich und T. R. Parish, 1995:** A Mesoscale Modeling Study of the Atmospheric Circulation of High Southern Latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, S. 1146 - 1165.
- Hodges, K. I., B. J. Hoskins, J. Boyle, C. Thorncroft, 2003:** A Comparison of Recent Reanalysis Datasets Using Objective Feature Tracking: Storm Tracks and Tropical Easterly Waves. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, S. 2012 - 2037.
- Hoffmann, G., 1999:** Die Bedeutung der diabatischen Heizung für die synoptische Störungsaktivität der Nordhemisphäre im heutigen und in einem zukünftigen Klima. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie*, Heft 126..
- Holton, R. J., 1992:** An introduction to dynamic Meteorology. *Harcourt Brace Jovanovich (Hg.)*, in: *Academic Press, San Diego - New York - Boston - London - Sydney - Tokyo - Toronto*.
- Hoskins, J. B. und P. J. Valdes, 1990:** On the Existence of Storm-Tracks. *J. Atmos. Sci.*, **47**, S. 1854-1864.
- James, I. N., 1989:** The Antarctic drainage flow: implications for hemispheric flow on the Southern Hemisphere. *Antarctic Sci.*, **1**, S. 279 - 290.
- Jones, A. M. und I. Simmonds, 1993:** A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. *Clim. Dyn.*, **9**, S. 131 - 145.
- Jones, D. A. und I. Simmonds, 1994:** A climatology of Southern Hemisphere anticyclones. *Clim. Dyn.*, **10**, S. 333 - 348.
- Jones, P. D., J. A. Salinger und A. B. Mullan, 1999:** Extratropical circulation indices in the Southern Hemisphere based on station data. *Int. J. Climatol.*, **19**, S. 1301 - 1317.

- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetma, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D., 1996:** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, S. 437 - 471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino und G. L. Potter, 2002:** NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, S. 1631 - 1643.
- Karoly, D. J., 1990:** The role of transient eddies in low-frequency zonal variations of the Southern Hemisphere circulation. *Tellus*, **42**, S. 41 - 50.
- Karoly, D. J., D. G. Vincent und J. M. Schrage, 1998:** General Circulation. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Hrsg. D. J. Karoly and D. G. Vincent, AMS, Boston, Met. Monographs, **27**, S. 47 - 85.
- Keable, M., I. Simmonds und K. Keay, 2002:** Distributions and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, **22**, S. 131 - 150.
- Kidson, J. W., 1988:** Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation. *J. Climate*, **1**, S. 1177 - 1198.
- Kidson, J. W., 1991:** Intraseasonal variations in the Southern Hemisphere circulation. *J. Climate*, **4**, S. 939 - 953.
- Kiladis, G. N. und K. C. Mo, 1998:** Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Hrsg. D. J. Karoly und D. G. Vincent, AMS, Boston, Met. Monographs, **27**, S. 175 - 200.
- King, J. C., 1989:** Low-Level wind profiles at an antarctic coastal station, *Antarctic Sci.*, **1**, S. 169 - 178.
- King, J. C. und J. Turner, 1997:** Antarctic Meteorology and Climatology. *Cambridge, University Press*, 409 S..
- Klein, T., 2000:** Katabatic Winds over Greenland and Antarctica and their Interaction with Mesoscale and Synoptic-Scale Weather Systems. *Bonner Meteor. Abh.*, **53**, 146 S..
- Kottmeier, C., 1986:** Shallow gravity flows over the Ekström Ice Shelf. *Bound.-Layer Met.*, **35**, S. 1 - 20.
- Kurz, M., 1990:** Synoptische Meteorologie, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst. *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach*, 197 S..
- Liu, Z. und D. H. Bromwich, 1997:** Dynamics of the Katabatic Wind Confluence Zone near Siple Coast, West Antarctica. *J. Appl. Meteor.*, **36**, S. 97 - 118.
- Loewe, F., 1972:** The land of storms. *Weather*, **27**, S. 110 - 121.
- Lorenz, D. J. und D. L. Hartmann, 2001:** Eddy-Zonal Flow Feedback in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, S. 3312 - 3327.
- Manly, B. F. J., 1994:** Multivariate Statistical Methods. *Chapman & Hall, London, Wernheim, New York, Melbourne, Madras*, 215 S..

- Marshall, G. J. und J. Turner, 1997a:** Katabatic wind propagation over western Ross Sea observed using ERS-1 scatterometer data. *Antarctic Sci.*, **9**, S. 221 - 226.
- Mather, K. B. und G. S. Miller, 1966:** Wind drainage off the high plateau of Eastern Antarctica. *Nature*, **209**, S. 281 - 284.
- Mechoso, C. R., 1980:** The atmospheric circulation around Antarctica: Linear stability and finite amplitude interactions with migrating cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **37**, S. 2209 - 2233.
- Mo, K. C. und G. H. White, 1985:** Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, S. 22 - 37.
- Mo, C. M., 1986:** Quasi-Stationary States in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, S. 808 - 823.
- Murphy, B. F. und I. Simmonds, 1993:** An Analysis of Strong Wind Events Simulated in a GCM near Casey in the Antarctic. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, S. 522 - 534.
- Murray, R. J. und I. Simmonds, 1991a:** A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, S. 155 - 166.
- Murray, R. J. und I. Simmonds, 1991b:** A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data Part II: application to January and July general circulation model simulation. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, S. 167 - 180.
- Parish, T. R., 1982:** Surface Airflow Over East Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, S. 84 - 90.
- Parish, T. R., 1984:** A Numerical Study of Strong Katabatic Winds over Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, S. 545 - 554.
- Parish, T. R., 1992a:** On the Role of Antarctic Katabatic Winds in Forcing Large-Scale Tropospheric Motions. *J. Atmos. Sci.*, **49**, S. 1374 - 1385.
- Parish, T. R., 1992b:** On the interaction between Antarctic katabatic winds and tropospheric motions in the high southern latitudes. *Aust. Meteor. Mag.*, **40**, S. 149 - 167.
- Parish, T. R. und D. H. Bromwich, 1986:** The Inversion Wind Pattern over West Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, S. 849 - 860.
- Parish, T. R. und D. H. Bromwich, 1987:** The surface windfield over the Antarctic ice sheets. *Nature*, **328**, S. 51 - 54.
- Parish, T. R. und K. T. Waight III, 1987:** The Forcing of Antarctic Katabatic Winds. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, S. 2214 - 2215.
- Parish, T. R. und D. H. Bromwich, 1989:** Instrumented Aircraft Observations of the Katabatic Wind Regime Near Terra Nova Bay. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, S. 1570 - 1585.
- Parish, T. R. und D. H. Bromwich, 1991:** Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind Regime. *J. Climate*, **4**, S. 135 - 146.
- Parish, T. R. und G. Wendler, 1991:** The katabatic wind regime at Adélie Land, Antarctica. *Int. J. Climatol.*, **11**, S. 97 - 107.

- Parish, T. R. und D. H. Bromwich, 1997:** On the forcing of seasonal changes in surface pressure over Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **102**, S. 13,785 - 13,792.
- Parish, T. R. und D. H. Bromwich, 1998:** A Case Study of Antarctic Katabatic Wind Interaction with Large-Scale Forcing. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, S. 199 - 209.
- Parish, T. R. und J. J. Cassano, 2003a:** The Role of Katabatic Winds on the Antarctic Surface Wind Regime. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, S. 317 - 333.
- Parish, T. R. und J. J. Cassano, 2003b:** Diagnosis of the Katabatic Wind Influence on the Wintertime Antarctic Surface Wind Field from Numerical Simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, S. 1128 - 1139.
- Parish, T. R., P. Pettré und G. Wendler, 1993a:** A Numerical Study of the Diurnal Variation of the Adelie Land Katabatic Wind Regime. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 12,933 - 12,947.
- Parish, T. R., P. Pettré und G. Wendler, 1993b:** The Influence of Large-Scale Forcing on the Katabatic Wind Regime at Adélie Land, Antarctica. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **51**, S. 165 - 176.
- Parish, T. R., D. H. Bromwich und R.-Y. Tzeng, 1994:** On the Role of the Antarctic Continent in Forcing Large-Scale Circulations in the High Southern Latitudes. *J. Atmos. Sci.*, **24**, S. 3566 - 3579.
- Peixoto, J. P. und A. H. Oort, 1992:** Physics of climate. *American Institute of Physics, New York*, 520 S..
- Pettré, P., C. Payan und T. R. Parish, 1993:** Interaction of Katabatic Flow with Local Thermal Effects in a Coastal Region of Adélie Land, East Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 10,429 - 10,440.
- Petenko, I. V. und S. Argentini, 2001:** The Daily Behaviour of Pressure and Its Influence on the Wind Regime in East Antarctica during the Winters of 1993 and 1994. *J. Appl. Met.*, **40**, S. 1255 - 1264.
- Pezza, A. B. und T. Ambrizzi, 2003:** Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. *J. Climate*, **16**, S. 1075 - 1083.
- Phillpot, H. R. und J. W. Zillman, 1970:** The Surface Temperature Inversion over the Antarctic Continent. *J. Geophys. Res.*, **75**, S. 4161 - 4169.
- Pinto, J. G., 2002:** Influence of Large-Scale Atmospheric Circulation and Baroclinic Waves on the Variability of Mediterranean Rainfall. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, **151**, 134 S..
- Pittock, A. B., 1980:** Patterns of Climatic Variation in Argentina and Chile - I. Precipitation, 1931-60. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, S. 1347 - 1361.
- Pittock, A.B., 1984:** On the reality, stability and usefulness of Southern Hemisphere teleconnections, *Aust. Meteor. Mag.*, **32**, S. 75 - 82.
- Preisendorfer, R. W., 1988:** Principal component analysis in meteorology and oceanography, Mobely, C.D. (Hg.), *Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York - Tokyo*, 425 S..

- Raddatz, T., 2002:** Hoch- und ultrahochfrequente Variabilität im nordhemisphärischen Winter. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, **148**, 106 S..
- Raper, S. C. B., T. M. L. Wigley, P. R. Mayes, P. D. Jones und M. J. Salinger, 1984:** Variations in Surface Air Temperature Part 3: The Antarctic, 1957 - 82. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, S. 1341 - 1353.
- Renfrew, I. A. und P. Anderson, 2002:** The surface climatology of an ordinary katabatic wind regime in Coats Land, Antarctica. *Tellus*, **54A**, S. 464 - 484.
- Schönwiese, C. D., 2000:** Praktische Statistik für Meteorologie und Geowissenschaften. *Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart*, 204 S..
- Seefeldt, M. W., G. J. Tripoli, C. R. Stearns, 2003:** A High-Resolution Numerical Simulation of the Wind Flow in the Ross Island Region, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, S. 435 - 459.
- Sachs, L., 1973:** **Angewandte Statistik : Anwendung statistischer Methoden.** Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- Shutts, G. J., 1983:** The propagation of eddies in diffluent jetstreams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, S. 737 - 761.
- Sickmüller, M., R. Blender und K. Fraedrich, 2000:** Observed winter cyclone tracks in Northern Hemisphere in re-analysed ECMWF data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, S. 591 - 629.
- Simmonds, I., 1990:** Improvements in General Circulation Model performance in simulating Antarctic climate. *Antarctic Sci.*, **2**, S. 287 - 300.
- Simmonds, I. und R. Law, 1995:** Associations between Antarctic Katabatic Flow and the upper Level Winter Vortex. *Int. J. Climatol.*, **15**, S. 403 - 421.
- Simmonds, I. und K. Keay, 2000a:** Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP-NCAR Reanalysis. *J. Climate*, **13**, S. 873 - 885.
- Simmonds, I. und K. Keay, 2000b:** Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior, 1958-97. *J. Climate*, **13**, S. 550 - 561.
- Simmonds, I., R. J. Murray und R. M. Leighton, 1999:** A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. *Aust. Met. Mag.*, Spec. Ed., S. 35 - 49.
- Simmonds, I., K. Keay und E.-P. Lim, 2003:** Synoptic Activity in the Seas around Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, S. 272 - 288.
- Sinclair, M. R., 1994:** An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, S. 2239 - 2256.
- Sinclair, M., 1996:** A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, S. 245 - 263.
- Sinclair, M. R., 1997:** Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. *Wea. Forecasting*, **12**, S. 595 - 612.

- Sinclair, M. R., J. A. Renwick und J. W. Kidson, 1997:** Low-Frequency Variability of Southern Hemisphere Sea Level Pressure and Weather System Activity. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, S. 2531 - 2543.
- Sogalla, M., 1996:** Die Rolle der Baroklinität für die synoptische Störungsaktivität im nordhemisphärischen Winter. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, **111**, 144 S..
- Stearns, C. R. und G. Wendler, 1988:** Research Results from Antarctic Automatic Weather Stations. *Rev. of Geophys.*, **26**, S. 45 - 61.
- Stone, R. S., 1993:** Properties of austral winter clouds derived from radiometric profiles at the South Pole. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 12,961 - 12971.
- Streten, N. A., 1968:** Some characteristics of strong wind periods in coastal East Antarctica. *J. Appl. Meteor.*, **7**, S. 46 - 52.
- Targett, P. S., 1998:** Katabatic winds, hydraulic jumps and wind flows over the Vestfold Hills, East Antarctica. *Antarctic Sci.*, **10**, S. 502 - 506.
- Taubenheim, J., 1969:** Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. *Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig*, 385 S..
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, 2000:** Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *J. Climate*, **13**, S. 1000 - 1036.
- Trenberth, K. E., 1979:** Interannual variability of the 500-mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, S. 1515 - 1524.
- Trenberth, K. E., 1980:** Planetary waves at 500 mb in the southern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, S. 1378 - 1389.
- Trenberth, K. E., 1984:** Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, S. 326-332.
- Trenberth, K. E. und K. C. Mo, 1985:** Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, S. 3 - 21.
- Trenberth, K. E., 1986:** The signature of a blocking episode on the general circulation in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **43**, S. 2070 - 2087.
- Trenberth, K. E., 1991:** Storm Tracks in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, S. 2159 - 2178.
- Turner, J., J. G. Marshall und T. A. Lachlan-Cope, 1998:** Analysis of synoptic-scale low pressure systems within the Antarctic peninsula sector of the circumpolar trough. *Int. J. Climatol.*, **18**, S. 253 - 280.
- Van Bebber, W. J., 1891:** Die Zugstraßen der barometrischen Minima. *Meteor. Z.*, **8**, S. 361 - 366.
- Van den Broeke, M. R., 1998:** The semi-annual oscillation and Antarctic climate. Part 1: influence on near surface temperatures (1957 - 1979). *Antarctic Sci.*, **10**, S. 175 - 183.

- Van den Broeke, M. R. und N. P. M. van Lipzig, 2002:** Impact of polar vortex variability on the wintertime low-level climate of east Antarctica: results of a regional climate model. *Tellus*, **54A**, S. 485 - 496.
- Van den Broeke, M. R., R. S. W. van de Wal und M. Wild, 1997:** Representation of Antarctic Katabatic Winds in a High-Resolution GCM and a Note on Their Climate Sensitivity. *J. Climate*, **10**, S. 3111 - 3130.
- Van Lipzig, N. P. M.; E. van Meijgaard und J. Oerlemans, 2002:** The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: results from a regional atmospheric climate model. *Int. J. Climatol.*, **22**, S. 1197 - 1217.
- Van Lipzig, N. P. M. und M. R. van den Broeke, 2002:** A model study on the relation between atmospheric boundary-layer dynamics and poleward atmospheric moisture transport in Antarctica. *Tellus*, **54A**, S. 497 - 511.
- Van Loon, H. und L. Jenne, 1972:** The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **77**, S. 992 - 1003.
- Wallace, J. M. und D. Gutzler, 1981:** Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, S. 784 - 812.
- Wendler, G., C. Stearns, G. Weidner, G. Dargaud und T. R. Parish, 1997:** On the extraordinary winds of Adélie Land. *J. Geophys. Res.*, **102**, S. 4463 - 4474.
- Whittaker, L. M. und L. H. Hoorn, 1984:** Northern hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-winter season months. *J. Climatol.*, **4**, S. 297 - 310.
- Wilks, D. S., 1995:** Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, An Introduction, *Academic Press - San Diego - New York - Boston - London - Sydney - Tokyo - Toronto*, 467 S..
- Yasunari, T., 1981:** Structure of an Indian Summer Monsoon System with around 40-Day Period. *J. Met. Soc. Japan*, **59**, S. 336 - 354.
- Yasunari, T. und S. Kodama, 1993:** Intraseasonal Variability of Katabatic Wind Over East Antarctica and Planetary Flow Regime in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, S. 13,063 - 13,070.
- Zwiers, F. und H. von Storch, 1995:** Taking Serial Correlation into Account in Tests of the Mean. *J. Climate*, **8**, S. 336 - 351.

Anhang

A1: Charakteristika des Bandpass- und Tiefpassfilters

In dieser Arbeit werden Butterworthfilter höherer Ordnung verwendet, welche zur Klasse der rekursiven Filter gehören. Eine genaue Beschreibung dieses Filtertyps findet sich in der Arbeit von *Hoffmann (1999)*. Es wird ein Bandpassfilter mit Halbwertsperioden von 10 und 50 Tagen sowie ein Tiefpassfilter mit einer Halbwertsperiode von 50 Tagen verwendet. Die Flankenteilheit kann über die Rekursionstiefe beeinflusst werden, aus welcher sich die Ordnung des Filters ableiten läßt (*siehe Hoffmann, 1999*). Bei der Bandpassfilterung verdoppelt sich die Ordnung des Filters gegenüber der Tiefpassfilterung. Der Tiefpassfilter ist daher gegenüber dem Bandpassfilter durch einen etwas flacheren Abfall ausgezeichnet. Die Amplitudenantworten sind in Abbildung A.1 wiedergegeben. Zur Abschätzung des Einschwingverhaltens der beiden Filter kann die normalisierte Impulsantwort herangezogen werden (*siehe Christoph, 1994; Hoffmann, 1999*). Diese ist in Abbildung A.2 dargestellt. Das Einschwingverhalten der Filter wird durch Entfernung von 60 Tagen am Anfang und am Ende jeder Zeitreihe berücksichtigt.

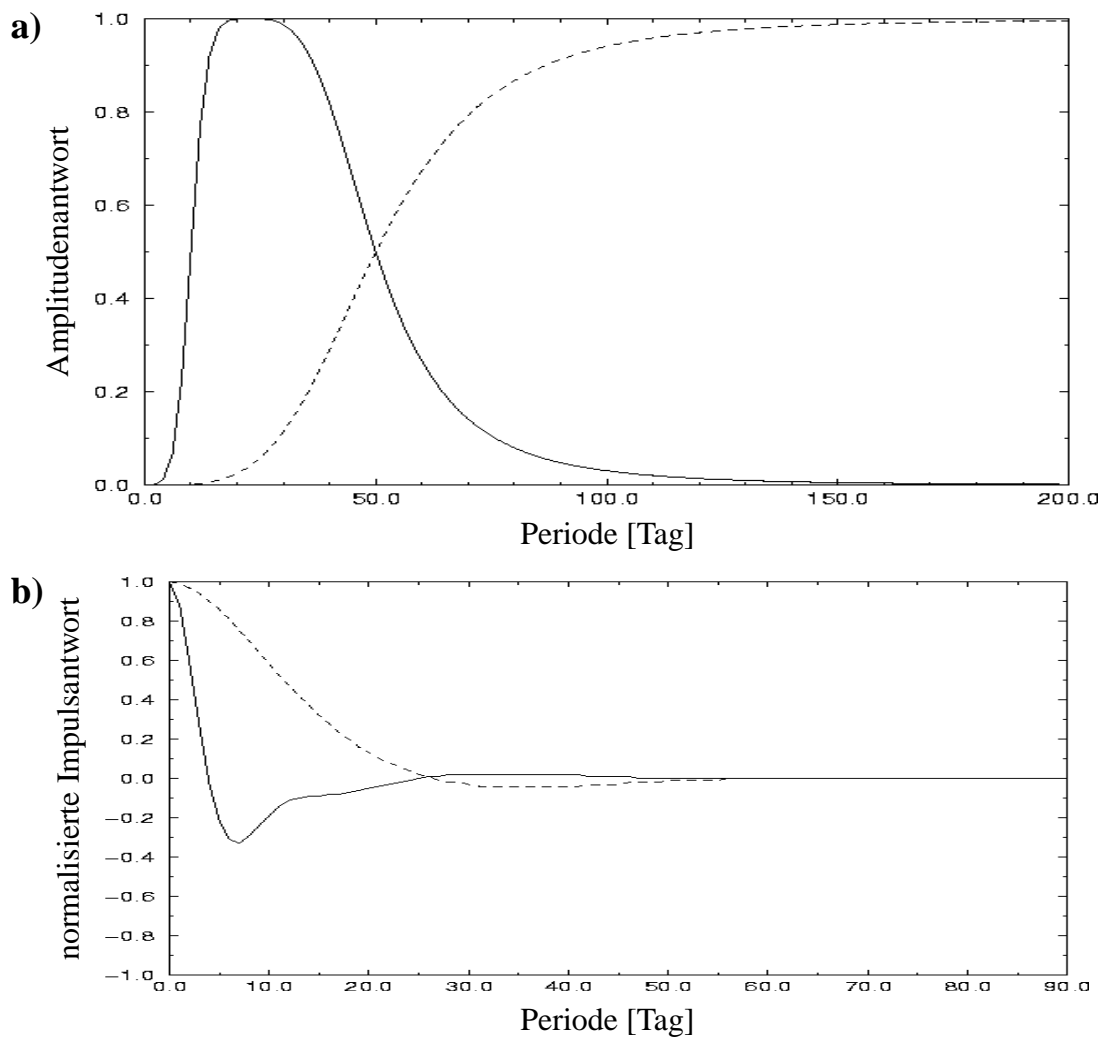


Abb. A.1: Filtercharakteristik: **a)** Amplitudenantwort, **b)** normalisierte Impulsantwort. Durchgezogene Linie für den Bandpassfilter (Halbwertsperioden 10 - 50 Tage), gestrichelte Linie für den Tiefpassfilter (Halbwertsperiode 50 Tage).

A2: Parameter zur Berechnung von Zyklonen und Antizyklonen

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit getroffene Wahl der Parameter des verwendeten objektiven Verfahrens zur Identifikation und Verfolgung von Zyklonen und Antizyklonen (Murray und Simmonds, 1991a; Simmonds et al., 1999) erfolgte in Anlehnung an die Arbeit von Pinto (2002). Die wichtigsten Parameter können Tabelle A.1 entnommen werden.

Parameter	Wert	Erläuterung
rproj	120	Auflösung des regulären Rechengitters: Anzahl der Gitterpunkte zwischen Pol und Äquator (\Rightarrow 0,75 Breitengrad Gitterpunktabstand)
nshell	8	Anzahl von Gitterpunkten für Suche nach Extremum im Laplace des MSLP
dift1	3,0	Mindestabstand zweier Systeme [Breitengrad]
dift2	6,0	Mindestabstand zwischen Startpunkt und geschlossenem System für parallele Suche nach offenem System [Breitengrad]
cmnh	-10,0 (10,0)	Mindestwert (Maximalwert) des Laplace an Startpunkt [hPa/Breitengrad ²]
cmnc0	-10,0 (10,0)	Mindestwert (Maximalwert) des Laplace am Zentrum des Systems [hPa/Breitengrad ²]
cmnc1	0,1 (0,05)	Betraglicher Mindestwert des über 440 km um das Zentrum des Systems gemittelten Laplace für geschlossenes System [hPa/Breitengrad ²]
cmnc2	0,2 (0,25)	Betraglicher Mindestwert des über 440 km um das Zentrum des Systems gemittelten Laplace für offenes System [hPa/Breitengrad ²]
fccmn	0,5	
cvarad	4,0	Mittelungsradius für cmnc1 und cmnc2 [Breitengrad]
rdpgrd	4,0	Mittelungsradius zur Berechnung einer Steuerungsgeschwindigkeit aus dem MSLP Feld [Breitengrad]
zmax	1500	Maximale orographische Höhe [m] eines Systems; darüber liegende Systeme werden aus dem Datensatz entfernt
asteer	0,0	Variablen werden zum Starttermin eines jeden Iterationsschritts berechnet
wsteer	0,4	Gewichtung der Steuerungsgeschwindigkeit gegenüber Vorverlagerung
fsteer	2,25	Skalierungsfaktor für Steuerungsgeschwindigkeit (s.o.)
wpten	0,8	Gewichtungsfaktor für Drucktendenz
dequiv	0,4	Druckäquivalent zu Geschwindigkeiten
rcprob	12,5	Maximaler Abstand zwischen projiziertem und tatsächlich identifiziertem System [Breitengrad]
rpbell	0,4	Parameter zur Festlegung des Funktionsverlauf zur Abstandsgewichtung von projiziertem und tatsächlich identifiziertem System
qmxopn	0,6	Gewichtung für offene Systeme
qmxwek	0,6	Gewichtung für schwache Systeme
qmxnew	0,6	Gewichtung für neu entstandene Systeme

TABELLE A.7: Parameter für Zyklonenidentifikation (oben) und Zugbahnberechnung (unten). Von dem Fall der Zyklonen abweichende Werte für Antizyklonen sind in Klammern angegeben.

A3: Berechnung von geostrophischem Wind und Rotationswind

Der geostrophische Wind wird ausgehend von dem Geopotential der 500 hPa Druckfläche wie folgt berechnet werden:

$$\vec{V}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla \Phi \quad (\text{A.21})$$

Hierbei ist f der Coriolisparameter, \vec{k} ein Einheitsvektor in Richtung der Normalkoordinate des natürlichen Koordinatensystems (*siehe Kurz, 1990*) und Φ das Geopotential. Die Berechnung der horizontalen Gradienten wird in sphärischen Koordinaten (KFFK-Raum) durchgeführt. Der Rotationswind stellt den divergenzfreien Anteil des horizontalen Windvektors dar und kann in Analogie zu dem geostrophischen Wind und dem Geopotential ausgehend von der Stromfunktion Ψ berechnet werden (*siehe Holton, 1992*):

$$\vec{V}_{rot} = \vec{k} \times \nabla \Psi \quad (\text{A.22})$$

Zur Berechnung des bodennahen Rotationswindes aus den EZMW-Analysen für die Wintermonate 1990 und 1991 wird zunächst die Stromfunktion und das Geschwindigkeitspotential berechnet. Hierzu werden die auf der Modellfläche 18 vorliegende Divergenz und relative Vorticity verwendet:

$$\xi = \nabla^2 \Psi, D = \nabla^2 \chi \quad (\text{A.23})$$

Beide Gleichungen hängen über den horizontalen Windvektor miteinander zusammen und können bei gegebenen Randbedingungen gelöst werden (*Holton, 1992*).

Danksagung

Bedanken möchte ich mich an erster Stelle bei Herrn Prof. Dr. P. Speth, für die Vergabe des Themas und die freundliche Betreuung sowie Begutachtung der Arbeit. Ich bedanke mich außerdem bei Herrn Prof. Dr. M. Kerschgens für die Übernahme des Koreferats.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Gregor C. Leckebusch. Bei ihm bedanke ich mich für die zahlreichen fachlichen Diskussionen über die meteorologischen Verhältnisse in der Antarktis und der Südhemisphäre und die vielen konstruktiven Anregungen. Mein Dank gilt ferner Herrn Dr. Joaquim J. G. Pinto und Herrn Priv.-Doz. Dr. Uwe Ulbrich, für anregende Diskussionen zur stetigen Weiterentwicklung der Routine zur Berechnung von Zyklonen. Bei meinen ZimmerkollegInnen Frau Dipl. Met. Heike Hübener sowie Herrn Dr. Joaquim J. G. Pinto bedanke ich mich für ein stets freundschaftliches Arbeitsklima.

Ferner möchte ich mich bei Herrn cand. rer. nat. Simon Trippler sowie bei Frau cand. rer. nat. Luise Fröhlich für die tatkräftige Unterstützung, besonders bei der Aufbereitung der Analyse- und Stationsdatensätze, bedanken. Mein Dank gilt ferner allen lieben Kolleginnen und Kollegen am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, die mir einen angenehmen Aufenthalt dort ermöglicht haben.

Diese Arbeit wurde gefördert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter den Förderkennzeichen SP 191/25-1 und SP 191/25-2. Die im Rahmen der Arbeit durchgeführten Berechnungen sind auf Rechensystemen des Deutschen Klimarechenzentrums Hamburg und des Regionalen Rechenzentrums der Universität zu Köln sowie den lokalen SUN-Workstations des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln entstanden.

Schließlich danke ich meinen Freunden sowie ganz besonders meiner Familie für die dauerhafte Unterstützung während der gesamten Entstehungszeit dieser Arbeit.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde.

Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Herrn Prof. Dr. Peter Speth betreut worden.

Teilpublikationen:

In Begleitbänden zu Tagungen:

Spangehl, T.; G. C. Leckebusch and P. Speth, 2002: Objective identification of Antarctic katabatic outflow events on different spatial and temporal scales. Geophysical Research Abstracts, Vol. 4, EGS02-A-02102, ISSN 1029-7006, on CD-ROM

Spangehl, T.; G. C. Leckebusch and P. Speth, 2003: Katabatic Winds over Antarctica and the Relationship with Southern Hemisphere Atmospheric Circulation Variability. EGS-Conference - Nice/France, Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, EAE03-A-11632, ISSN 1029-7006, on CD-ROM

Ich versichere, dass ich alle Angaben wahrheitsgemäß nach bestem Wissen und Gewissen gemacht habe und verpflichte mich, jedmögliche, die obigen Angaben betreffende Veränderung, dem Dekanat unverzüglich mitzuteilen.

Köln, 28.10.2004

(Thomas Spangehl)