

Die großräumige Höhenströmung in der Hauptregenzeit feuchter und trockener Jahre über dem südamerikanischen Altiplano

J. JACOBETT, Würzburg

Zusammenfassung. Auf der Basis täglicher Gitternetzfelder der horizontalen Windkomponenten im 200 hPa-Niveau für den Zeitraum 1968—1985 werden die großräumigen Höhenströmungsverhältnisse in der Hauptregenzeit (Januar bis März) der regenreichsten bzw. -ärmsten Jahre auf dem südamerikanischen Altiplano hauptkomponentenanalytisch untersucht. Es resultieren acht verschiedene Höhenströmungskonfigurationen, die als vielfältige Ursachen der Niederschlagsanomalien variabel kombinierte Unterschiede in der Breitenposition der Zirkulationsgürtel, in der El-Niño-Schwankung, der Zirkulationsform, der longitudinalen Wellenanordnung und der Strömungsintensität erkennen lassen.

The large-scale upper circulation during the main rainy season of wet and dry years above the South American Altiplano

Summary. Based upon daily grids of horizontal wind components at the 200 hPa level for the period 1968—1985 the large-scale upper circulation during the main rainy season (January to March) of anomalously wet and dry years on the South American Altiplano is investigated by means of principal component analysis. As a result, there are eight different circulation patterns which suggest multiple causalities for the observed rainfall anomalies such as variably combined differences in the latitudinal position of circulation belts, in the El-Niño-variation, the circulation mode, the longitudinal wave pattern phasing, and the upper flow intensity.

1. Einführung

Besondere Bedeutung in der Klimaforschung unserer Tage hat die Untersuchung der Klimavariabilität erlangt. Ein Großteil der Studien ist dabei auf die klimatisch sensitiven Bereiche der wechselfeuchten Subtropen und Tropen gerichtet, zu denen auch der peruanisch-bolivianische Altiplano in den südamerikanischen Anden zählt. Bei einer Breitenlage zwischen 15 und 22° S erlebt er alljährlich etwa von April bis September die winterliche Trockenzeit, um nach langsamem Niederschlagsanstieg in der Vorregenzeit von September bis November den Hauptteil der Niederschläge in den Sommermonaten Januar bis März zu erhalten (vgl. KESSLER 1974, S. 363). Mit gewisser zeitlicher Verzögerung reagiert darauf der Seespiegel des Titicacasees, dessen alljährlicher Anstieg vom Minimum (meistens im Dezember) zum Maximum (meistens im April) nach KESSLER (1974) als Maß für den Gebietsniederschlag in seinem Einzugsgebiet angesehen werden kann. Die Zeitreihe des jährlichen Seespiegelanstiegs zeigt neben zwei deutlichen Perioden, die sich dem rund elfjährigen Zyklus der Sonnenfleckenrelativzahlen sowie der quasi-zweijährigen Oszillation in der äquatorialen Stratosphäre zuordnen lassen (KÜNZEL & KESSLER 1986), interannuelle Schwankungen bis zu mehr als 1,5 m. Langfristige Seespiegeländerungen erreichen sogar Werte bis zu 6 m (KESSLER 1988, S. 148) und

dokumentieren eine markante Klimavariabilität, die immer wieder zu Gefährdungen des intensiv genutzten Seeuferbereichs oder zu folgenschweren Dürreperioden führt (vgl. KESSLER 1988).

In der heutigen Klimaforschung wird der Betrachtung der troposphärischen Höhenströmung maßgebliche Bedeutung für das Verständnis derartiger Klimaschwankungen beigemessen. Nach HASTENRATH (1985, S. 316) begründet sich dies aus der wesentlichen Rolle des horizontalen Massenzu- und -abflusses in der Höhe für die Massenveränderungen in vertikalen Säulen der Atmosphäre, die sich in entsprechenden Vorzeichen der Bodenluftdruckänderung und der Vertikalbewegung widerspiegeln. So lösen Höhenströmungsdivergenzen (-konvergenzen) Bodenluftdruckfall (-anstieg) und aufwärts (abwärts) gerichtete Bewegungskomponenten aus, die sich auf weitere Klimatelemente wie z. B. den Niederschlag auswirken. Zwischen der Höhenströmungsbeschaffenheit und erdoberflächennahen Klimaphänomenen bestehen also grundlegende Zusammenhänge, die in Einzelstudien weiter spezifiziert worden sind. Für den Bereich des Altiplano hat KESSLER (1974) gezeigt, daß eine enge Beziehung zwischen der Zonalkomponente des Windes im 500 hPa-Niveau über Antofagasta und der Titicacaseespiegeländerung als Maß der Niederschlagsschwankungen auf dem Altiplano besteht (größere westliche Zonalkomponenten in Jahren des Seespiegelabsinkens, kleinere in Jahren des Anstiegs). Später (KESSLER 1981) konnte der Zusammenhang für das 200 hPa-Niveau bestätigt und um weitere Aspekte ergänzt werden (verstärkte Ostströmung über dem nördlicher gelegenen Lima im Januar feuchter Jahre bei südwärts verlagerter Höhenantizyklone).

Nochmals ergänzend waren dann Hinweise darauf, daß die beobachteten Höhenströmungsänderungen in großräumige Zusammenhänge eingebettet sind (KESSLER 1988): so scheint sich für bestimmte Anomalieperioden eine meridionale Verschiebung der Zirkulationsgürtel in globalem Ausmaß anzudeuten (etwa eine generelle Nordwärtsverlagerung während der Trockenphase in den 30er Jahren oder eine entgegengesetzte Südwärtsverlagerung während der Feuchtperiode in den 70er Jahren). Analoge Verschiebungen werden auf größerer Zeitskala auch für bestimmte paläoklimatische Zeitabschnitte diskutiert: Südwärtsverlagerungen etwa in der sog. Kleinen Eiszeit, für die THOMPSON et al. (1985) aufgrund der Auswertung zweier Eisbohrkerne am Nordrand des Altiplano eine feuchte Periode von 1500 bis 1720 nachweisen konnten, oder während der spätglazialen Taucaphase 12500—11000 BP, deren größere Seen nach KESSLER (1984) auf mindestens um 30 %, nach HASTENRATH & KUTZBACH (1985) sogar um 50 % erhöhte Nieder-

schläge auf dem Altiplano zurückgehen. Großräumige Meridionalverschiebungen der Zirkulationsgürtel, wie sie auch als Erklärung für weitverbreitete pollenanalytische Befunde herangezogen werden (MARKGRAF 1989), werden dabei zumeist mit interhemisphärischen Asymmetrien in der globalen Schnee-, Eis- und Temperaturverteilung in Zusammenhang gebracht (KESSLER 1984, 1988, 1991).

Nun sind allerdings im Kontext regionaler Klimavariabilitäten nicht nur Breitenverlagerungen der zonalen Zirkulationsgürtel zu erwarten, sondern gleichermaßen auch Veränderungen in der longitudinalen Wellenanordnung sowie in der Struktur und Intensität der gesamten großräumigen Strömungskonfiguration, wie sie etwa in einer modellsimulierten Monsunabschwächung (KUTZBACH & GUETTER 1984) für die frühholozäne Trockenperiode niedriger Seestände (WIRRMANN & DE OLIVEIRA ALMEIDA 1987) zum Ausdruck gelangen. In einer größeren Arbeit zur zirkulationsdynamischen Analyse tropischer Niederschlagsanomalien (JACOBET 1989) ist eine Vorgehensweise entwickelt worden, die auf der Grundlage aktuellen Datenmaterials eine Bestimmung charakteristischer Strömungskonfigurationen ermöglicht, wie sie in anomal feuchten und trockenen Zeitabschnitten kennzeichnend sind. Diese Vorgehensweise soll im folgenden auf die Daten der Hauptregenzeit der regenreichsten und -ärmsten Jahre auf dem Altiplano angewandt werden, um ein differenzierteres Bild der zugehörigen Höhenströmungsverhältnisse in großräumiger Erstreckung zu erhalten.

2. Datengrundlage

Als Basis für eine Höhenströmungsanalyse standen tägliche Gitternetzfelder der horizontalen Windkomponenten im 200 hPa-Niveau für den 18jährigen Zeitraum von 1968 bis 1985 zur Verfügung, die in Gestalt objektiver Analysen vom NCAR in Boulder (Colorado) bereitgestellt worden sind. Dabei entsprechen die Schnittpunktabstände der Gitternetzfelder einer fünf Längengraden äquivalenten Äquidistanz einer Mercator-Projektion, so daß der großräumig festgelegte Untersuchungsraum von 50° S bis 25° N sowie von 170° W bis 10° E von 629 Gitterpunkten abgestützt wird. Die Dimensionierung bis in die Nordhemisphäre sowie über einen halben Erdumfang unter Einschluß von Zen-

Tabelle 1. Jährlicher Anstieg des Titicacasees in cm während anomaler Feucht- und Trockenjahre im Zeitraum 1968—1985 (nach KESSLER 1990).

Table 1. Annual rise of lake Titicaca in cm during anomalously wet and dry years in the period 1968—1985 (after KESSLER 1990).

Feuchthjahre		Trockenjahre	
1971:	98	1969:	53
1973:	107	1977:	54
1974:	136	1980:	42
1975:	96	1983:	3
1976:	102		
1979:	101		
1984:	167		
1985:	99		

tralpazifik und Atlantik soll der raumübergreifenden Eingebundenheit regionaler Höhenströmungskonfigurationen Rechnung tragen, ohne durch noch weiträumigere Erstreckung eine differenzierende Kennzeichnung des vergleichsweise kleinen Bezugsgebietes Altiplano schon wieder in Frage zu stellen (vgl. JACOBET 1989, S. 161).

Innerhalb des analysierbaren Zeitraums waren acht Feucht- und vier Trockenjahre auf dem Altiplano zu verzeichnen. Dabei gelten nach KESSLER Jahre mit einem Anstieg des Titicacaseespiegels von mehr als 95 cm als feucht, solche mit weniger als 55 cm als trocken. Tab. 1 spezifiziert die Anomaliejahre sowie die zugehörigen Anstiegswerte des Seespiegels, wobei die Jahreszahl sich auf das Jahr der betreffenden Hauptregenzeit von Januar bis März bezieht.

3. Methodik

Um die charakteristischen Merkmale der Höhenströmung in längeren Zeitabschnitten wie der dreimonatigen Hauptregenzeit auf dem Altiplano herausarbeiten zu können, wird man sich weder auf die äußerst vielgestaltigen Einzelwindfelder noch auf kontrastarm nivellierte mittlere Windfelder zu stützen versuchen. Statt dessen versucht sich die multivariate Methode der Hauptkomponentenanalyse an, mit der aus einer Vielzahl von Variablen eine wesentlich geringere Zahl sog. Hauptkomponenten bestimmt werden kann, die den größten Teil der involvierten Varianz erklären und die wesentlichen Bestimmungsmomente der Originalvariablen in verdichteter Form zusammenfassen. Begreift man die verschiedenen Windfelder bestimmter Zeitpunkte als Variable und die zugrunde liegenden Gitterpunkte als Ereignisfälle (analytischer T-Modus), erhält man in Gestalt der resultierenden Hauptkomponentenwerte charakteristische Windfelder, die als die grundlegenden Höhenströmungskonfigurationen im betrachteten Gesamtzeitraum aufzufassen sind und ihre variablen Gewichtungen in den zeitverschiedenen Originalwindfeldern über die Hauptkomponentenladungen (das sind die Korrelationskoeffizienten zwischen Variablen und Hauptkomponenten) zum Ausdruck bringen. Faßt man die Gewichtungen über längere Zeiträume (z. B. die genannten Hauptregenzeiten) zusammen, ergeben sich unterschiedliche Bedeutsamkeiten der grundlegenden Höhenströmungskonfigurationen in verschiedenen dieser Zeiträume, was als kennzeichnender Unterschied in den jeweiligen Zirkulationsverhältnissen interpretiert werden kann. Wie bereits früher erörtert (JACOBET 1989, S. 158 ff.), lassen sich die instruktivsten Ergebnisse erzielen, wenn man sich auf Zeitabschnitte entgegengesetzter Klimaanomalien konzentriert, hier also gerade die Hauptregenzeiten der Feucht- und Trockenjahre aus Tab. 1 zusammen analysiert. Weiterhin empfiehlt es sich (vgl. JACOBET 1989, S. 119 ff.), statt täglicher pentadengemittelte Windfelder als Eingangsvariable zu verwenden, die resultierenden Hauptkomponenten orthogonal zu rotieren und ihre Werte zu destandardisieren. Letzteres erwächst aus dem Umstand, daß aufgrund der im Vergleich zu den tropischen Ostkomponenten stärkeren außertropischen Westkomponenten die bei der Standardisierung eingehenden

Mittelwerte über beide Horizontalkomponenten und alle Gitternetzpunkte meist signifikant von Null verschieden sind und so bei der Rekombination von Windvektoren aus zwei standardisierten Horizontalkomponenten translationsbedingte Verzerrungen des resultierenden Windfeldes auftreten würden, die durch eine Destandardisierung vermieden werden können (JACOBEIT 1989, S. 127).

Die Durchführung der Analyse erfolgt in zwei Schritten: zunächst unter Einbezug aller fraglichen Windfelder, das sind bei 12 Anomaliejahren (vgl. Tab. 1), zeitlicher Konzentration auf die drei Hauptregenzeitmonate und initialer Pentadenmittelung immer noch 216 von der Anzahl, wodurch jedoch noch ein vertretbares Verhältnis zur Zahl der zugrunde gelegten Gitternetzpunkte eingehalten werden kann. In einem zweiten Schritt werden diejenigen Monate ausgesondert, die entweder keine besonders hervortretende Höhenströmungskonfiguration zeigen oder durch einen anderen Monat derselben Hauptregenzeit mit gleicher, nur stärker gewichteter Konfiguration repräsentiert werden können, um mit der verbleibenden Auswahl markanter Monate die Analyse zu wiederholen. Der Vorteil dieser zweistufigen Vorgehensweise ist, daß sowohl prägnante Unterschiede zwischen verschiedenen (monatlichen) Zeitabschnitten herausgearbeitet werden können als auch gewährleistet ist, daß alle während einer Hauptregenzeit hervortretenden Höhenströmungskonfigurationen in der repräsentierenden Monatsauswahl berücksichtigt sind.

Um die variablen Gewichtungen der Hauptkomponenten im Strömungsfeld der einzelnen Monate unter Signifikanzgesichtspunkten beurteilen zu können, sind die monatsgemittelten Quadrate der Ladungen — sie geben den monatsbezogenen Varianzerklärungsanteil der Hauptkomponenten wieder — in zweierlei Hinsicht standardisiert worden: zum einen mit Bezug auf Mittelwert und Standardabweichung aller monatlichen Varianzerklärungsanteile der betreffenden Hauptkomponente (S1-Wert), zum anderen mit Bezug auf Mittelwert und Standardabweichung der Varianzerklärungsanteile aller Hauptkomponenten im betreffenden Monat (S2-Wert). Der erste Wert gibt Auskunft über die monatliche Gewichtsabweichung einer bestimmten Hauptkomponente gegenüber ihrer Normalgewichtung und läßt erkennen, wann die betreffende Höhenströmungskonfiguration besonders hervortritt, während der zweite Wert angibt, wie stark diese Konfiguration im Strömungsfeld des betreffenden Monats gegenüber hypothetischer Gleichverteilung aller Hauptkomponenten vertreten ist. Da beide Werte standardisiert sind, lassen sich sowohl allseitige Vergleiche anstellen als auch Signifikanzaussagen über den implizierten Bezug der Einzelwerte zur jeweiligen Standardabweichung treffen.

4. Ergebnisse

Die Resultate der abschließenden Hauptkomponentenanalyse sind in den beiden Abbildungen niedergelegt: die erste zeigt die zeitliche Differenzierung im Zirkulationsgeschehen auf Monatsbasis, die zweite dokumentiert die Höhen-

strömungskonfigurationen der acht resultierenden Hauptkomponenten, die insgesamt fast 81 % Varianzerklärungsanteil umfassen. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden die Hauptkomponenten nicht in durchgehender Reihenfolge ihrer Erklärungsanteile aufgeführt, sondern gemäß ihres bevorzugten Hervortretens in feuchten oder trockenen Zeitabschnitten zu zwei Gruppen (F und T) zusammengefaßt und eigens durchnummeriert.

4.1. Zeitliche Differenzierung der Höhenströmungsverhältnisse

Die erste, vollständige Hauptkomponentenanalyse unter Einbezug aller Hauptregenzeitmonate der feuchten und trockenen Jahre gemäß Tab. 1 erbringt bereits acht sinnhaft extrahierbare Hauptkomponenten, die zumindest in einem Monat signifikant hervortreten: faßt man die Abweichung des monatlichen Varianzerklärungsanteils vom Mittel aller betrachteten Monate als „Signal“ der Hauptkomponentengewichtung auf und die Standardabweichung aller monatlichen Erklärungsanteile dieser Hauptkomponente als ihr statistisches „Rauschen“, so läßt sich dieses Hervortreten im zwischenmonatlichen Vergleich über das Signal-Rauschen-Verhältnis beurteilen (entspricht dem S1-Wert aus Teil 3), also etwa bei einer zugelassenen Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % ab Werten von 1.65 (einseitige Fragestellung) als signifikant ansehen. Um keine absolut zu unbedeutenden Hauptkomponenten zu extrahieren und ihre Anzahl definitiv begrenzen zu können, läßt sich außerdem als Repräsentanzkriterium dominanter Hauptkomponenten ihr überdurchschnittliches Hervortreten gegenüber anderen Hauptkomponenten im monatsinternen Vergleich heranziehen (etwa ab einem Varianzerklärungsanteil, der wenigstens um den Wert der Standardabweichung größer als der monatliche Mittelwert der Erklärungsanteile aller Hauptkomponenten ist; dies entspricht Werten ≥ 1 im S2-Wert aus Teil 3).

Die nach diesen Kriterien im ersten Schritt sich ergebenden acht Hauptkomponenten zeigen in den 36 Untersuchungsmonaten sehr unterschiedliche Erklärungsanteile, die zur Auswahl für die abschließende Analyse (vgl. Teil 3) folgendermaßen verwendet worden sind: alle Monate, die zumindest bei einer Hauptkomponente entweder im S1-Wert die Signifikanzschwelle von 1.65 und im S2-Wert die Repräsentanzuntergrenze von 1 überschreiten oder im S1-Wert wenigstens noch die Repräsentanzuntergrenze von 1 und statt dessen im S2-Wert sogar die Signifikanzschwelle von 1.65 überschreiten, verbleiben in der weiteren Auswertung, soweit kein anderer Monat derselben Hauptregenzeit bei der betreffenden Hauptkomponente einen noch höheren Erklärungsanteil aufweist. Nach diesen Kriterien wären die beiden Anomaliejahre 1985 (feucht) und 1977 (trocken) nicht mehr in der abschließenden Analyse vertreten, so daß aus Vollständigkeitsgründen jeweils ihr Monat mit dem höchsten S2-Wert noch miteinbezogen worden ist.

Die 15 verbleibenden Monate (vgl. Abb. 1) repräsentieren also sämtliche Zeitabschnitte in den betrachteten 12 Hauptregenzeiten, die durch mehr oder weniger starkes Hervortreten einer Hauptkomponente gekennzeichnet

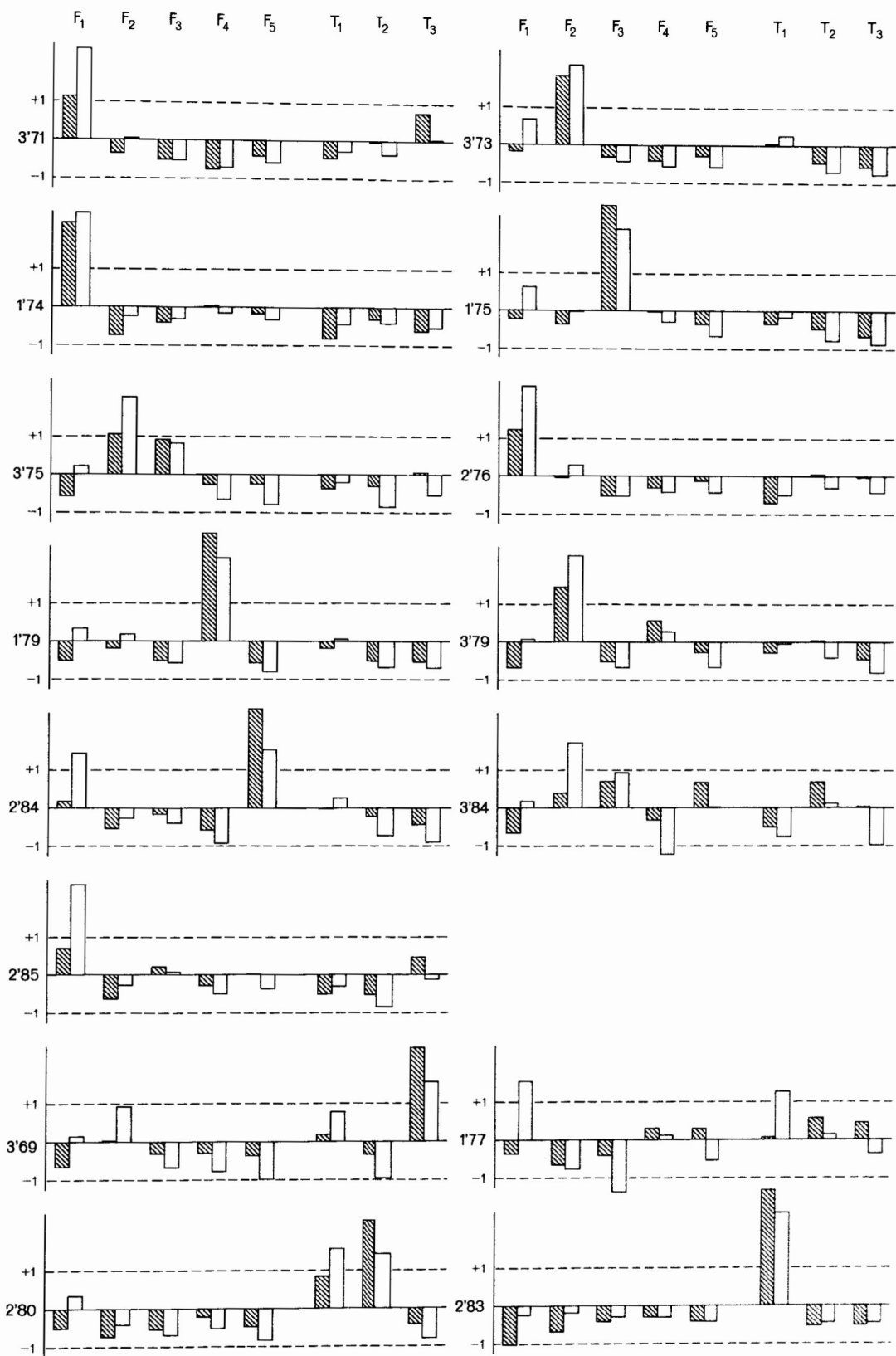


Abb. 1. Standardisierte Werte der monatlich gemittelten Varianzerklärungsanteile der acht Hauptkomponenten F_i und T_i der pentaden-gemittelten 200 hPa-Strömung in repräsentativen Einzelmonaten der regenreichsten bzw. -ärmsten Hauptregenzeiten aus Tab. 1. — S1-Wert schraffiert, S2-Wert weiß (Erklärung siehe Text).

Fig. 1. Standardized values of monthly mean variances explained by the eight principal components F_i and T_i of the pentad-averaged 200 hPa flow during months representing the main rainy season of the anomalously wet and dry years from Table 1. — S1 value hatched, S2 value unhatched (see text for explanation).

sind. Dabei umfassen diese Zeitabschnitte nur in den Jahren 1971, 1974, 1976 (feucht) und 1969, 1983 (trocken) die gesamte Hauptregenzeit, während ansonsten innerhalb dieses Vierteljahres uneinheitliche Verhältnisse auftreten: entweder zeitweise Phasen ohne erkennbares Hervortreten irgendeiner Hauptkomponente (1973, 1985, 1977, 1980) oder sogar zwei Phasen mit Hervortreten verschiedener Hauptkomponenten (1975, 1979, 1984).

Abb. 1 zeigt die S1- und S2-Werte der abschließenden Analyse, basierend auf den pentadengemittelten Windfeldern dieser 15 Repräsentanzmonate. Man erkennt ganz eindeutig, daß die acht resultierenden Hauptkomponenten tatsächlich anomalienspezifisch sind, d. h. sie treten jeweils nur in feuchten oder nur in trockenen Monaten besonders hervor und rechtfertigen damit ihre Gruppierungsbezeichnung (F bzw. T). Lediglich Hauptkomponente 1 hat einen S2-Wert ≥ 1 auch noch in einem Trockenmonat (177), der jedoch gleichzeitig der einzige Monat ohne signifikanten S-Wert ≥ 1.65 ist, sich also generell nicht durch ganz bestimmte Höhenströmungskonfigurationen charakterisieren läßt. Ansonsten aber tritt in jedem Monat mindestens ein S-Wert ≥ 1.65 auf, der — von zwei Ausnahmen abgesehen — auch von Mindestrepräsentanz ≥ 1 im jeweils komplementären S-Wert begleitet wird. Die Ausnahmen finden wir in den Monaten 3'84 und 2'85 mit bereits zu schwacher Hauptkomponenten-Betonung im zwischenmonatlichen Vergleich, aber noch signifikantem Hervortreten im monatsinternen Vergleich. Insgesamt ergeben sich also anomalienspezifische Höhenströmungskonfigurationen, die in den analysierten Repräsentanzmonaten (einzige Ausnahme: 177) wechselweise besondere Gewichtung und damit besondere Wirksamkeit im hochtroposphärischen Zirkulationsgeschehen gewinnen.

4.2. Beschaffenheit der Höhenströmungskonfigurationen

Die in Abb. 2 wiedergegebenen 200 hPa-Höhenströmungskonfigurationen zeigen zunächst im Altiplano-Bereich je nach Anomalievorzeichen zu erwartende konvektionsfördernde bzw. -beeinträchtigende Merkmale:

a) Für eine normal oder sogar überdurchschnittlich entwickelte Konvektionsaktivität in den Tropen ist eine vertikal mächtige Ostströmung, eine kräftige Höhenantizyklone oder eine sonstige dynamisch bedingte Höhendivergenz erforderlich. Eine hochreichende Ostströmung, die sich dann auch noch im 200 hPa-Niveau manifestiert, ist nach RIEHL (1979, S. 342) Voraussetzung für eine ungestörte Wellenentwicklung in tieferen Troposphärenschichten (easterly waves), die wiederum in weiten Teilen der Tropen maßgeblich für die Organisation konvektiver Prozesse ist. Dementsprechend lassen sich bei ähnlich gelagerten Anomalieuntersuchungen immer wieder Zusammenhänge zwischen anomal feuchten Zeitabschnitten und einer kontinuierlichen oder verstärkten östlichen Höhenströmung herstellen (JACOB EIT 1989, S. 244 ff.). Bei Hauptkomponente F3 ist stromaufwärts des Altiplano eine derartige Ostströmung erkennbar, die allerdings schon über dem Westen des Kontinents antizyklonal umbiegt. Ansonsten überwiegen bei den ‚feuchten‘ Hauptkomponenten zelluläre Anordnungsformen, wobei der Altiplano in F2 und F4 unter direkten Antizykloneinfluß gerät. Sommerliche Höhenhochs in diesem Gebiet sind eine allgemein bekannte Erscheinung (VIRJI 1981, CHU 1985) und wirken — da es sich nicht um vertikal mächtige Hochdruckgebiete mit großräumiger Absinktendenz handelt — aufgrund ihres divergenten Ausströmens in der Höhe generell konvektionsbelebend. In Hauptkomponente F1 ist die Altiplano-Antizyklone zwar südwestwärts verschoben, aber im Diffluenz-

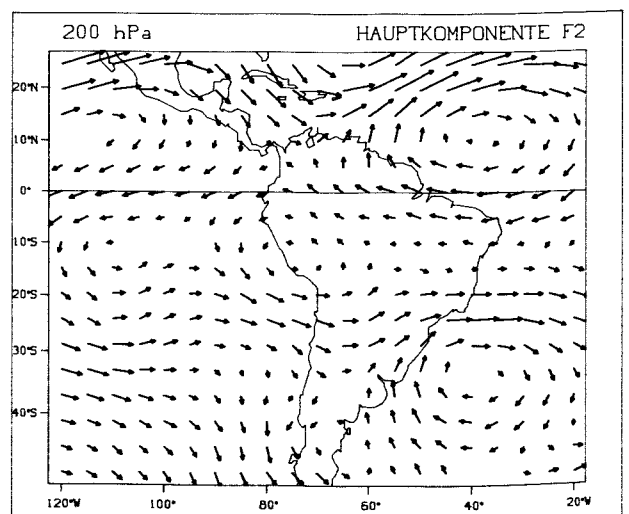
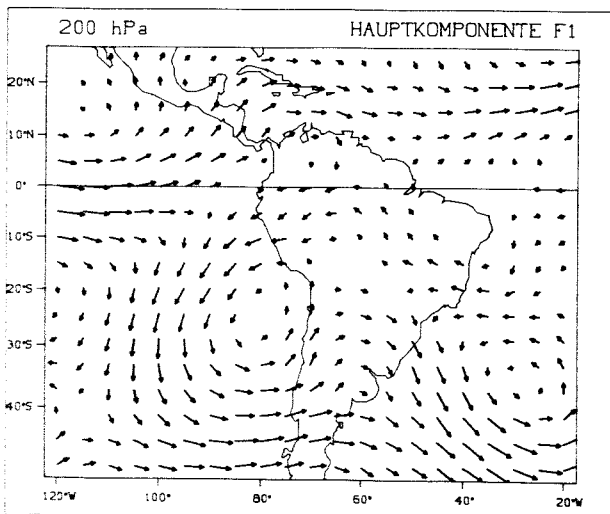


Abb. 2. Resultierende Windfelder der ersten acht Hauptkomponenten der pentadengemittelten 200 hPa-Strömung in repräsentativen Einzelmonaten der regenreichsten bzw. -ärmsten Hauptregenzeiten aus Tab. 1. Die Hauptkomponenten sind gemäß ihres Hervortretens in feuchten oder trockenen Zeitabschnitten (vgl. Abb. 1) in zwei Gruppen (F und T) aufgeteilt. Von der Gesamtheit der in die Analyse eingegangenen Gitternetzpunkte zwischen 170° W und 10° E ist jeweils nur der Längenausschnitt zwischen 120° W und 20° W wiedergegeben.

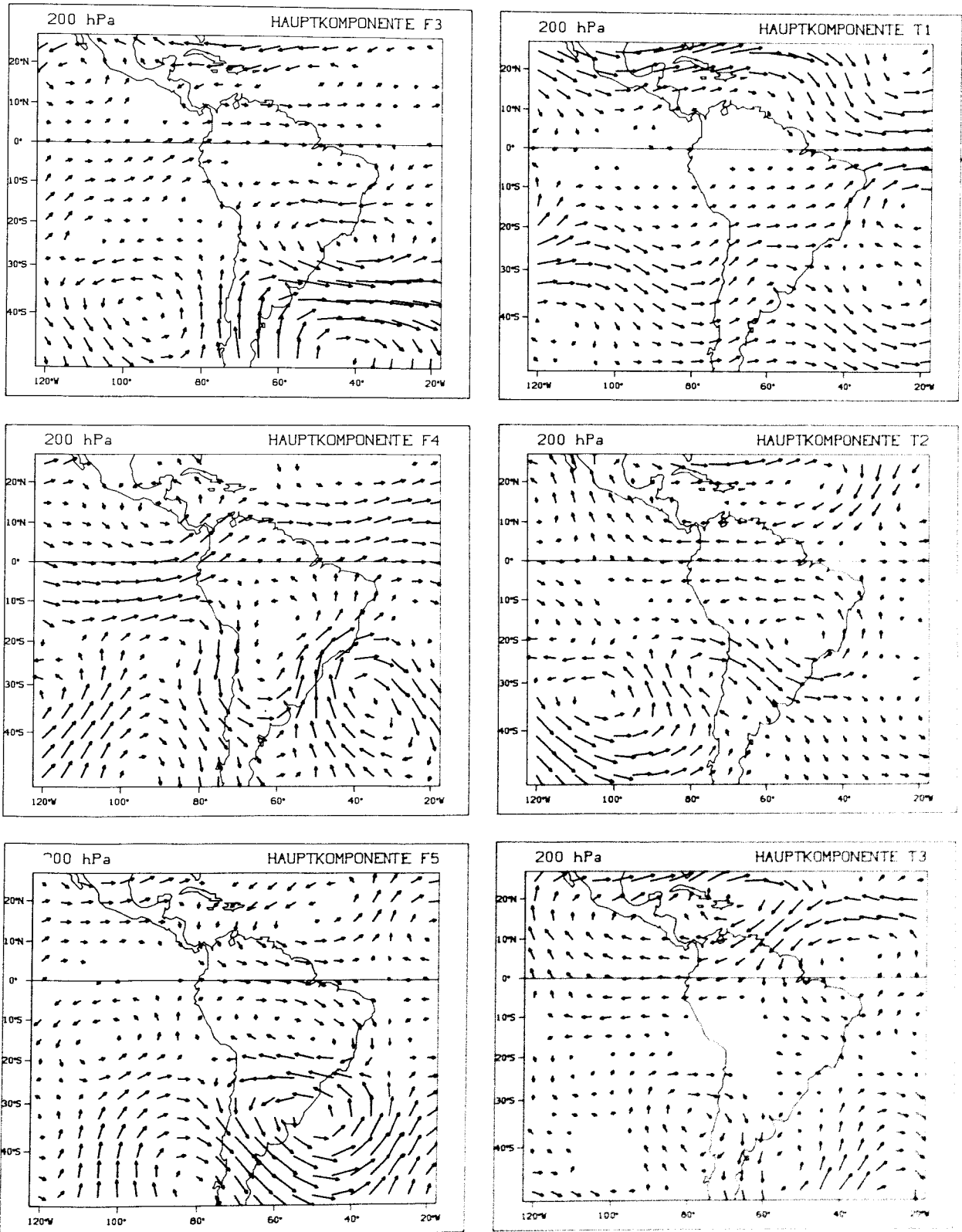


Fig. 2. Resulting vector wind fields of the first eight principal components of the pentad averaged 200 hPa flow during months representing the main rainy season of the anomalously wet and dry years from Table 1. Principal components are grouped in two subsets (F and T) according to their accentuation during wet or dry periods (see Fig. 1). The analysis is based on grid points between 170° W and 10° E, whereas the reproduction only shows the section between 120° W and 20° W.

bereich zum östlich anschließenden Höhentrog kann sich erneut wirksame Konvektion entfalten. Auch in Hauptkomponente F5 liegt der Altiplano unter einer Höhendivergenz, die nun allerdings zwischen einer kräftigen subtropischen Antizyklone und einer äquatorwärts anschließenden Höhenzyklone ausgebildet ist.

b) Beeinträchtigte Konvektionsaktivität in den Tropen ist dagegen zu erwarten, wenn die östliche Höhenströmung stark abgeschwächt oder gar durch westliche Strömungen ersetzt ist, wenn konvergentes Einströmen im Bereich von Höhenzyklonen stattfindet oder sonstige dynamisch bedingte Höhenkonvergenzen wetterwirksam werden. In den drei Höhenströmungskonfigurationen der T-Teilmenge finden wir im Bereich des Altiplano großräumig gradientenschwache Verhältnisse (T3), ein durchgehendes Westwindband (T1) sowie eine Konstellation mit Höhenkonvergenz zwischen entgegengesetzten Druckgebilden (T2), die im Vergleich zu Hauptkomponente F1 längenbereichsvertauscht sind (ostwärts verschobene Höhenantizyklone mit südwestlich anschließendem Höhentrog).

Informativer als die bloße anomaliekonforme Ausbildung konvektionsfördernder oder -beeinträchtigender Strömungsmerkmale über dem Bezugsgebiet selbst ist jedoch ihre Einbindung und Anordnung in der jeweiligen großräumigen Höhenströmungskonfiguration, wie sie sich in den Windfeldern von Abb. 2 erkennen läßt. Danach können folgende Aussagen formuliert werden:

a) Breitenverlagerungen der Zirkulationsgürtel, wie sie bevorzugt als Ursache der Niederschlagsschwankungen auf dem Altiplano diskutiert werden (vgl. Teil 1), sind zwar wiederholt zu identifizieren, treten jedoch nicht als einheitliches Phänomen in Erscheinung. So erstreckt sich die mäandrierende Höhenströmung der südhemisphärischen Außertropen bei Hauptkomponente T2 tatsächlich wesentlich weiter äquatorwärts als bei F3, und zwischen T3 und F5 sind gleichgerichtete Unterschiede auch auf der Nordhemisphäre festzustellen (für den dortigen Winter auffällig weit nordwärts reichende tropische Ostwinde beim trockenen Fall, beim feuchten dagegen das Übergreifen zellulärperipherer Strömungen im Ostteil des Bildausschnittes auf die Südhemisphäre mit der Konsequenz komplementärer Umlenkung bezüglich des südlichen Strömungsfelds, die bei der gegebenen Wellenanordnung zu Höhendivergenz über dem Altiplano führt). Auf der anderen Seite existieren gleichermaßen Fälle, die ein abweichendes Bild abgeben: annähernd normale Breitenpositionen im nordhemisphärischen Ostteil von F1, zwar weit nördlich ausgreifende südhemisphärische Westwinde bei T1, die jedoch mit weit südlich vordringenden Westwinden der Nordhemisphäre zusammenfallen, relativ nördliche Westwinde der Südhalbkugel selbst im feuchten Fall von F2 sowie großamplitudige Höhenträge auf beiden Seiten Südamerikas im Verein mit südlichen Westwinden der Nordhemisphäre jetzt allerdings im feuchten Fall von F4. Damit erscheinen Breitenverlagerungen der Zirkulationsgürtel zwar als ein mögliches Moment, aber weder als notwendige noch als hinreichende Bedingung für bestimmte Niederschlagsanomalien auf dem Altiplano.

b) Auch El-Niño-Ereignisse erbringen keinen eindeutigen Zusammenhang, wie von KESSLER (1990) auf der Basis von Titicacaseespiegeldaten seit 1914 bestätigt wird. Zwar besteht eine wesentlich größere niederschlagsklimatologische Affinität der andinen Hochländer zum inneren Amazonasbecken als zu den nahegelegenen pazifischen Küstentiefländern (CAVIEDES 1981) und somit eine gewisse Tendenz zu eher niedrigeren Altiplano-Niederschlägen während pazifischer El-Niño-Ereignisse, doch auch CAVIEDES (1988) erwähnt Abweichungen davon während einiger jüngerer Beispielfälle. Abb. 2 gibt einen Hinweis, wie diese Uneinheitlichkeit bedingt sein kann: während des trockenen Hochsommers 1983 tritt Hauptkomponente T1 bestimmend hervor, und das charakteristische interhemisphärische El-Niño-Antizyklonenpaar liegt noch weit draußen über dem Pazifik, so daß ganz Südamerika unter den Einfluß der östlich anschließenden Höhenwestwinde gerät. Wandert diesmal das Antizyklonenpaar erst bis zur Übergangsjahreszeit in den ostpazifischen Raum (vgl. JACOBIEIT 1990), so findet es sich dort beim El-Niño-Ereignis von 1972/73 bereits während des Sommers (Hauptkomponente F2). Gleichzeitig schließen sich auch keine weitgespannten Höhenwestwinde an, sondern gerade über dem westlichen Südamerika nochmals antizyklonale Rotationen, die jetzt dort zu feuchten Verhältnissen führen. Während also El-Niño-Ereignisse verschiedene Auswirkungen auf den Altiplano haben können, scheinen gegenteilige Verhältnisse deutlicher zu feuchten Bedingungen zu tendieren: so gehören alle Monate mit S1-Werten ≥ 1 bei Hauptkomponente F1 (vgl. Abb. 1) den Anti-El-Niño-Phasen mit größtem positivem Southern-Oscillation-Index an (vgl. JACOBIEIT 1989, S. 147), und die zugehörige Höhenströmungskonfiguration zeigt östlich des pazifischen Zyklonenpaares eine folgerichtige Strömungskonfiguration im südamerikanischen Raum (antizyklonal-zyklonal-antizyklonal), die den Altiplano unter den bereits beschriebenen Höhendivergenzbereich geraten läßt. Allerdings ist bei der Kleinheit des Bezugsgebietes unschwer vorstellbar, daß bereits relativ geringfügige Modifikationen an dieser großräumigen Strömungskonfiguration (z. B. leichte Longitudinalversetzungen, Wellenlängenveränderungen oder Amplitudenvergrößerungen) andersartige Folgeerscheinungen auf dem Altiplano nach sich ziehen und somit auf längere Sicht auch die Anti-El-Niño-Zusammenhänge vielgestaltiger sein lassen.

c) Als weiteres Einflußmoment auf die tropische Zirkulation ist die allgemeine Zirkulationsform im subtropisch-außertropischen Bereich in Betracht zu ziehen. Unter den acht resultierenden Hauptkomponenten zeigen auf der Südhemisphäre die meisten recht deutliche Wellenstrukturen, T1 und F2 dagegen eher zonalisierte Ausbildungsformen. Diese beiden Strömungskonfigurationen sind aber unterschiedlichen Niederschlagsanomalien auf dem Altiplano zugeordnet, so daß auch die allgemeine Zirkulationsform kein eindeutiges Differenzierungskriterium sein kann. T1 und F2 sind allerdings gerade die beiden El-Niño-Konfigurationen, deren stärkere sub- bis außertropische Zonalisierung mit der gesteigerten Zirkulationsintensität auf-

grund erhöhter tropischer Energiefreisetzung (PAN & OORT 1983) in Zusammenhang stehen könnte.

d) Von großer Bedeutung für die Niederschlagsverteilung ist die longitudinale Wellenanordnung, die entsprechend der großräumigen Verteilung der Wärmequellen und Kältesenken in den Tropen der jeweiligen Sommerhalbkugel im langzeitlichen Mittel kontinentale Höhenantizyklonen und mittelozeanische Höhenträge zeigt (vgl. KRISHNAMURTI 1979, S. 11 ff.). In den Höhenströmungskonfigurationen der Hauptkomponenten drückt sich dies noch im häufigeren Auftreten antizyklonaler Phasen im Längsbereich Südamerikas mit ozeanisch flankierenden Zyklonalwellen aus. Als gewichtiges Modifikationsmoment in den unterschiedlichen Einzelsituationen kommt jedoch noch die subtropisch-außertropische Wellenanordnung hinzu, vor allem wenn keine eher zonalisierten Formen wie in T1 und F2 sowie keine äquatorferneren Breitenpositionen wie in F3 und T3 ausgebildet sind. Auffällig ist insbesondere der Lageunterschied zwischen F1 und T2: so wird in der pazifischen Anti-El-Niño-Konstellation die Altiplano-Antizyklone zwar etwas südwestlich versetzt, beläßt ihr Ursprungsgebiet jedoch unter einer konvektionsfördernden Höhendivergenz im Diffluenzbereich zum erst östlich anschließenden Höhentrog. Dagegen wird in der westlicheren Wellenanordnung von T2 die Altiplano-Antizyklone durch einen Westküsten-Trog nach Osten abgedrängt und läßt ihr Ursprungsgebiet unter eine konvektionshemmende Höhenkonvergenz im Konfluenzbereich zum westlich nachfolgenden Höhentrog geraten. In Hauptkomponente F4 werden feuchte Verhältnisse auf dem Altiplano selbst bei ausgesprochen großamplitudigen Höhentritten verursacht, da die großräumige Wellenanordnung mit den randozeanisch positionierten Höhentritten eine Verstärkung der zwischengelagerten kontinentalen Höhenantizyklone begünstigt. Hauptkomponente F5 scheint schließlich Züge einer interhemisphärischen Wechselwirkung anzudeuten, bei der die Phasenordnung der Wellen erneut maßgeblich ist: zwischen der kräftigen südhemisphärischen Wellenzirkulation mit der antizyklonalen Phase im Längsbereich Südamerikas und den beiden äquatornahen Zellen entgegengesetzter Vorticity im nordhemisphärischen Ostteil des Bildausschnitts etablieren sich komplementäre Wirbel in den südlichen Tropen, wobei in der resultierenden Gesamtkonstellation der Altiplano gerade in den Längsbereich verstärkter Höhendivergenz zu liegen kommt.

e) Schließlich sind auch übergreifende Intensitätsverschiedenheiten zu berücksichtigen: so zeigt etwa Hauptkomponente F3 in den südsommerlichen Tropen der östlichen Bildhälfte ein kräftiges antizyklonales Ostwindregime, von dem auch noch die Altiplano-Niederschläge profitieren, während in der südtropisch eher unzusammenhängenden Höhenströmungskonfiguration von T3 der regional eingelagerte Bereich gesteigerter Gradientenschwäche keine reguläre Konvektionsaktivität mehr zuläßt.

Insgesamt sind also an den Zirkulationsbedingungen der Niederschlagsanomalien mehrere Momente — wie Breitenverlagerungen, El-Niño-Schwankungen, Wechsel der Zirkulationsform, modifizierte longitudinale Wellenan-

ordnungen, übergreifende Intensitätsveränderungen — in variabler Ausprägung beteiligt, die abschließend in ein zusammenhängendes Gesamtbild gebracht werden sollen.

5. Gesamtbewertung

Auf der Grundlage der 12 analysierten anomalen Hauptregimezeiten auf dem Altiplano lassen sich folgende zugehörige Merkmale der großräumigen Höhenströmung zusammenfassen:

a) In allen überdurchschnittlich feuchten Zeitabschnitten werden konvektionsfördernde Höhenströmungsbeschaffenheiten über der Bezugsregion erkennbar (östliche Winde, antizyklonale Wirbel oder Divergenzgebiete). Sie sind in eine Reihe unterschiedlicher großräumiger Strömungskonfigurationen eingebunden:

i) Pazifische Anti-El-Niño-Verhältnisse (Hauptkomponente F1), die eine östlich anschließende Wellenkonfiguration begünstigen, in der die andine Region unter antizyklonale Höhendivergenz gerät. Dies würde auch noch bei östlicherer Lage des pazifischen Zyklonenpaares und der anschließenden Wellenkonfiguration Gültigkeit behalten.

ii) Bestimmte Varianten pazifischer El-Niño-Verhältnisse (Hauptkomponente F2): dabei scheint vor allem maßgeblich zu sein, daß sich das steuernde Antizyklonenpaar bereits in der andinen Hauptregimezeit bis in den ostpazifischen Raum verlagert hat. Dadurch dürften die zonalisierten und sogar nordwärts verlagerten Westwinde keine unmittelbare Einwirkung mehr auf den Altiplano haben.

iii) Polwärts verlagerte Zirkulationsgürtel zumindest in einem größeren Längenausschnitt (Hauptkomponente F3): dabei können tropische Intensitätsverstärkungen durchaus eine aktive Rolle spielen, wie im kräftigen Antizyklonalregime von F3 angedeutet, das selbst dem mächtigen südatlantischen Höhentrog standzuhalten vermag.

iv) Sogar äquatorwärts ausgedehnte außertropische Einflüsse bei meridionalisierter Zirkulationsform und geeigneter Wellenphasenanordnung (Hauptkomponente F4): randozeanische Höhentritte großer Amplitude tragen so zu einer Verstärkung des kontinentalen Antizyklonenregimes bei.

v) Interhemisphärische Wechselwirkung bei meridionalisierter Zirkulationsform und geeigneter Wellenphasenanordnung (Hauptkomponente F5): bei transäquatorialen Einflüssen nordhemisphärischer Zellen bilden sich im Übergang zur südhemisphärischen Wellenzirkulation komplementäre Wirbel, die bei antizyklonaler Wellenphase im Längsbereich Südamerikas zu verstärkter Höhendivergenz an der kontinentalen Westseite führen.

b) In allen anomal trockenen Zeitabschnitten werden dagegen konvektionshemmende Höhenströmungsbeschaffenheiten über der Bezugsregion erkennbar (abgeschwächte Ostwinde oder westliche Strömungen, zyklonale Wirbel oder Konvergenzgebiete). Sie sind in folgende großräumige Strömungskonfigurationen eingebunden:

i) Bestimmte Varianten pazifischer El-Niño-Verhältnisse (Hauptkomponente T1): die äußerst wirksame Konvek-

tionsbehinderung durch Höhenwestwinde, die von beiden Hemisphären her in die Tropen vordringen, erfaßt den Altiplano aufgrund der noch weit westlichen Position des pazifischen Antizyklonenpaares.

ii) Äquatorwärts ausgeweitete Zirkulation der Äußertropen bei meridionalisierter Zirkulationsform und zyklonalem Phaseneinfluß (Hauptkomponente T2): diese Variante wird wirksam, sobald ein großamplitudiger Höhentrog die Altiplano-Antizyklone nach Osten abgedrängt oder ganz Einfluß auf die kontinentale Westseite gewonnen hat.

iii) Nordwärtsverlagerung der tropischen Zirkulation bei gradientschwachen Strömungsverhältnissen im südlichen Teil (Hauptkomponente T3): diese Verlagerung erscheint nicht durch außertropische Einflüsse erzwungen, sondern auf Asymmetrien innerhalb der Tropen selbst zurückzugehen.

Naturgemäß können die vorgelegten Ergebnisse das Problem regionaler Niederschlagsanomalien nicht erschöpfend behandeln, umfangreichere Datenkollektive, die erst in Zukunft zur Verfügung stehen, werden das Gesamtbild immer wieder mehr oder weniger erweitern. Dennoch zeigen schon die ersten Analysen, daß zur Erklärung der variablen Niederschlagshöhen im Einzugsgebiet des Titicacasees nicht nur wenige einfache, sondern mehrere unterschiedlich strukturierte Höhenströmungskonfigurationen herangezogen werden müssen. Über das Verständnis rezenter Klimaanomalien hinaus lassen sie sich aber auch für die Aufhellung paläoklimatischer Zeitabschnitte unterschiedlichen Gepräges nutzen. So wäre etwa für die frühholozäne Trockenphase mit ihren reduzierten Jahreszeitengegensätzen an eine systematische Häufung von T3-ähnlichen Zustandsformen zu denken, während die spätglaziale Taucá-Phase in ihrer interhemisphärisch asymmetrischen Eisverteilung durch gehäufte Varianten der F5- und F4-Konfigurationen gekennzeichnet gewesen sein könnte. Gerade bei signifikant andersartigen Randbedingungen sind einer aktualistischen Übertragung rezenter Strömungskonfigurationen jedoch wieder recht enge Grenzen gesetzt.

Kritische Randbedingungen (neben Eis-Albedo-Temperaturverteilungen vor allem Meeresoberflächentemperaturen) sind aber auch schon angesprochen, will man dem variablen Wechsel in der Annahme charakteristischer Zustandsformen auf die Spur kommen. Ebenso spielen Konstitutionsmomente der hemisphärischen oder globalen Zirkulation eine Rolle (gerade etwa bei den Schwingungsgrößen Amplitude, Wellenlänge, Phasenordnung), und nicht zuletzt sind grundlegende Systemeigenschaften zu bedenken, die Zeitpunkt und Art von Zustandsveränderungen bestimmen können. Somit erweist sich das Studium regionaler Klimaanomalien nicht nur als eine vielschichtige Angelegenheit, sondern auch als ein zwangsläufig möglichst großräumig anzulegendes Unterfangen.

Literatur

- Caviedes, C. N., 1981: Rainfall in South America. Seasonal trends and spatial correlations. — *Erdkunde* 35, 107—118.
— 1988: The effects of ENSO events in some key regions of the South American continent. — *Recent Climatic Change* (Hrsg. S. Gregory), London/New York, 252—266.

- Chu, P.-S., 1985: A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. — *J. Climatol.* 5, 403—416.
Hastenrath, S., 1985: *Climate and Circulation of the Tropics*. — Dordrecht 1985.
Hastenrath, S. & J. Kutzbach, 1985: Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. — *Quaternary Res.* 24, 249—256.
Jacobeit, J., 1989: Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen. — *Augsburger Geographische H.* 9.
— 1990: Zum Phänomen großräumiger Klimaanomalien — Beispiele hochreichender Bewölkung und zugehöriger Zirkulationsmuster aus dem zirkumatlantischen Bereich der Tropen. — *Die Erde* 121, 241—253.
Kessler, A., 1974: Atmosphärische Zirkulationsanomalien und Spiegelschwankungen des Titicacasees. — *Bonner Meteorologische Abh.* 17, 361—372.
— 1981: Wasserhaushaltsschwankungen auf dem Altiplano in Abhängigkeit von der atmosphärischen Zirkulation. — *Aachener Geographische Arb.* 14, 111—122.
— 1984: The Palaeohydrology of the Late Pleistocene Lake Taucá on the Bolivian Altiplano and Recent Climatic Fluctuations. — *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere* (Hrsg. J. C. Vogel), Rotterdam/Boston, 115—122.
— 1988: Die Schwankungen des Wasserhaushaltes des südamerikanischen Altiplano und das Weltklima. — *Jb. Geographisch. Gesell. zu Hannover*, 139—159.
— 1990: Das El-Niño-Phänomen und der Titicacaseepegel. — *Mainzer Geographische Stud.* 34, 91—100.
— 1991: Zur Klimaentwicklung auf dem Altiplano seit dem letzten Pluvial. — *Freiburger Geographische H.* 32, 141—148.
Krishnamurti, T. N., 1979: *Tropical Meteorology. Compendium of Meteorology*, II, Part. 4.
Künzel, F. & A. Kessler, 1986: Investigation of Level Changes of Lake Titicaca by Maximum Entropy Spectral Analysis. — *Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology, Series B*, 36, 219—227.
Kutzbach, J. E. & P. J. Guetter, 1984: The sensitivity of monsoon climates to orbital parameter changes for 9000 years B. P.: experiments with the NCAR general circulation model. — *Milankovitch and Climate, Part II* (Hrsg. A. K. Berger et al.), 801—820.
Markgraf, V., 1989: Palaeoclimates in Central and South America since 18 000 BP based on pollen and lake-level records. — *Quaternary Sci. Rev.* 8, 1—24.
Pan, Y. H. & A. H. Oort, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific ocean for the 1958—1973 period. — *Month. Weath. Rev.* 111, 1244—1258.
Riehl, H., 1979: *Climate and Weather in the Tropics*. — London/New York/San Francisco.
Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, J. F. Bolzan & B. R. Koci, 1985: A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. — *Science* 229, 971—973.
Virji, J., 1981: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. — *Month. Weath. Rev.* 109, 599—610.
Wirrmann, D. & L. F. de Oliveira Almeida, 1987: Low holocene level (7700 to 3650 years ago) of Lake Titicaca (Bolivia). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59, 315—323.

Prof. Dr. JUCUNDUS JACOBEBIT
Geographisches Institut
der Universität Würzburg
Am Hubland
D-W-8700 Würzburg