

Zum El Niño-Southern Oscillation-Ereignis 1983 und seinen Auswirkungen im peruanischen Küstengebiet

VON

WILFRIED ENDLICHER (Marburg), KARL ALBERT HABBE (Erlangen) und
HARALD PINZNER (Schwabach)

Das bis Anfang der 80er Jahre weitgehend nur als ozeanische Besonderheit bekannte "El Niño-Phänomen" vor der Westküste Perus ist infolge des Großereignisses von 1983 zu einem weltweiten Begriff auch für eine Klimaschwankung mit regionalen und möglicherweise globalen Auswirkungen nicht nur für Klima und Ökologie, sondern auch für die Ökonomie der betroffenen Gebiete geworden. Das Ausmaß und die Andauer des Ereignisses und die durchgeführten Instrumentenbeobachtungen, insbesondere auch von Satelliten aus, erbrachten eine Fülle von Daten, die immer mehr ein außerordentlich kompliziertes Stimulus-Response-System zwischen Ozean und Atmosphäre deutlich werden lassen, ohne daß bis jetzt eine vollständig überzeugende Antwort auf die Frage gefunden werden konnte, wodurch ein großes El Niño-Ereignis eigentlich ausgelöst wird. Der vorliegende Aufsatz behandelt vor dem Hintergrund der klimatologischen und ozeanographischen Zusammenhänge und ihrer ökologischen und ökonomischen Auswirkungen zwei klimatologische Teilphänomene: einmal den Gang und die räumliche Verteilung der Niederschläge im peruanischen Küstengebiet während des Großereignisses 1983, zum anderen den Temperaturgang der gleichen Periode im Rahmen der mittelfristigen Entwicklung während der Jahre 1971-1984. Es wird also einerseits ein Haupteffekt des besonders schlagzeilenträchtigen Ereignisses 1983 näher analysiert, andererseits der zeitliche und räumliche Rahmen verdeutlicht, in den jedes El Niño-Ereignis eingebettet und ohne dessen Kenntnis eine zutreffende Beurteilung nicht möglich ist.

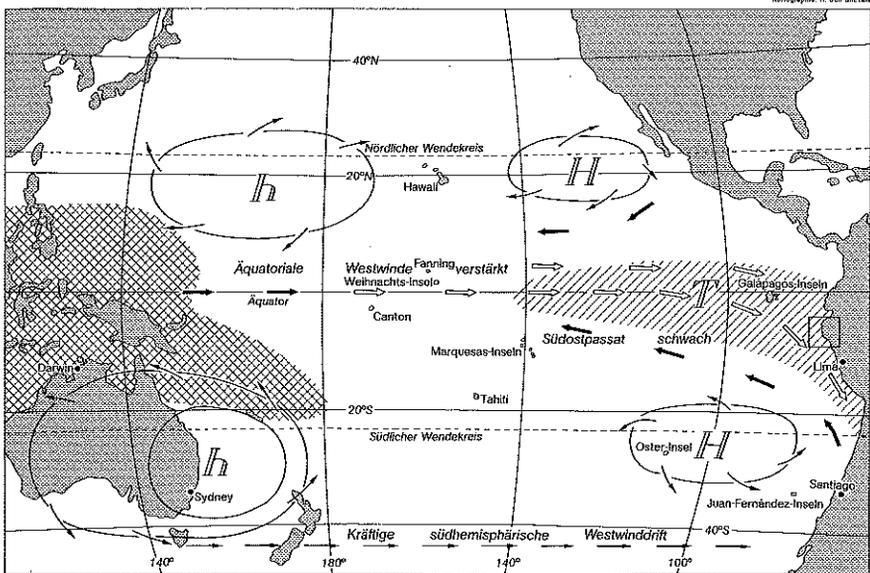
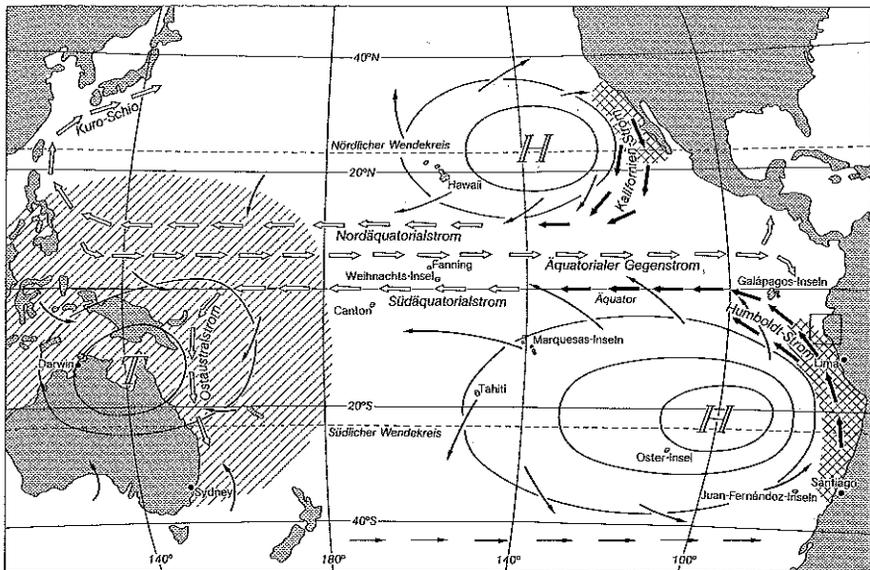
1 Definition, Ablauf und Probleme eines El Niño-Southern Oscillation-Zyklus

In den vergangenen Jahren ist die Problematik von mittel- und langfristigen Klimaschwankungen stärker ins Zentrum der klimatologischen Forschung gerückt. Ein besonderes Augenmerk gilt in diesem Zusammenhang - wegen der räumlichen Dimensionen und der wirtschaftlichen Konsequenzen - der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation im tropischen Pazifik. Über dessen ecuadorianisch-peruanisch-nordchilenischem Sektor im Osten und dem austral-indonesischen Sektor im Westen weisen nahezu alle Klimaelemente trotz gleicher geographischer Breite erstaunlich große Unterschiede auf. Sie werden mit dem kalten Auftriebswasser des Humboldtstroms vor der südamerikanischen Küste einerseits und dem tropischen

Warmwasser im Bereich des südwärts setzenden Ostaustralstroms andererseits in Verbindung gebracht. Das kalte Oberflächenwasser vor der Küste Perus und auch Nordchiles stabilisiert das dynamische, südostpazifische Hochdruckgebiet dergestalt, daß es das persistenteste Druckgebilde auf der ganzen Erde sein dürfte. Landschaftliche Folge dieses ständigen Vorherrschens hohen Luftdrucks ist die peruanisch-nordchilenische Küstenwüste. Der austral-indonesische Sektor hingegen ist durch relativ niedrigen Luftdruck gekennzeichnet; die hohen Wassertemperaturen regen insbesondere im Südsommer die Konvektion dort kräftig an, so daß z.B. Neuguinea - in gleicher Breite wie Nordperu gelegen - durch ein ausgesprochenes Sommerregenregime gekennzeichnet ist und einen Jahresniederschlag von über 3.000 mm aufweist.

Die Differenz zwischen hohem Luftdruck im östlichen und niedrigem Luftdruck im westlichen äquatorialen Pazifik erfährt nun in unregelmäßigen Abständen von ca. 5-9 Jahren eine Umkehrung. Über einige Monate hinweg besitzt dann z.B. die nordaustralische Station Darwin einen höheren mittleren monatlichen Luftdruck als Stationen im östlichen Pazifik, wie Tahiti oder die Osterinsel. Auf der Suche nach Vorboten für den indischen Monsun hat der britische Meteorologe Sir GILBERT WALKER seit 1923 mehrfach auf diese "Luftdruckschaukel" hingewiesen und sie als "Southern Oscillation" bezeichnet. Es hat aber bis 1966 gedauert, bis J. BJERKNES den Zusammenhang zwischen der atmosphärischen Southern Oscillation und dem "Niño" vor der Küste Perus erkannte. Der Begriff "El Niño" stammt von den peruanischen Fischern, die damit das Ende der normalen Fangsaison meinen. Mit "El Niño" wird im Spanischen das Christkind bezeichnet, und die Fischer verwenden den Begriff dafür, daß fast jedes Jahr - und immer um die Weihnachtszeit - das Kaltwasser des Humboldtstroms durch tropisch warmes Oberflächenwasser verdrängt wird, und damit sozusagen als Weihnachtsgeschenk das Weihnachtsgeschenk von sonst nicht vorkommenden tropischen Fischarten verbunden ist. In manchen Jahren - so 1957/58, 1972/73, 1982/83 - kann das Phänomen aber auch längere Zeit, oft monatelang andauern, und dann führt das warmtemperierte Tropenwasser vor der peruanischen Küste zu weitreichenden - und gelegentlich katastrophalen - Störungen im ozeanischen Ökosystem. Diese "strong events" wirken sich nachhaltig auf das Klima der Küstenregion aus, und sie sind es, die BJERKNES mit der Southern Oscillation WALKERS in Verbindung brachte. BJERKNES erkannte, daß die Southern Oscillation Ausdruck einer zonalen atmosphärischen Zirkulation über dem Südpazifik ist, die dort zusätzlich zu der klassischen tropischen Hadley-Zirkulation besteht, und die er als Walker-Zirkulation bezeichnete. Diese Walker-Zirkulation ist bei einem El Niño-Southern Oscillation-("ENSO")-Ereignis nachhaltig gestört. Spätestens nach dem ENSO-Ereignis von 1983 ist klar geworden, daß eine derartige Störung Konsequenzen für die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre in globalem Ausmaß haben kann.

Nach diesen - insbesondere auch durch Satellitendaten gestützten - Erkenntnissen kann man sich den Ablauf eines ENSO-Zyklus wie folgt vorstellen (Abb. 1): Die



- Kalte Meeresströmungen → Warme Meeresströmungen
- ▨ Niedrige Meeresoberflächentemperaturen (Aufquellendes Tiefenwasser, Niederschlagsneigung gering)
- ▨ Hohe Meeresoberflächentemperaturen (Tropisch-warmes Oberflächenwasser, konvektives Niederschlagsgeschehen)
- (H) Persistente Luftdruckgebilde → Vorherrschende Windrichtungen

Abb. 1: Ozeanische und atmosphärische Zirkulation über dem Pazifik in einem Normaljahr (oben) und während einer El Niño-Southern Oscillation-Episode (unten).

geschilderten Luftdruckverhältnisse, also relativ tiefer Luftdruck über Nordaustralien-Indonesien und relativ hoher Luftdruck über dem randtropischen Ostpazifik bedingen im Pazifik südlich des Äquators eine bodennahe Zonalzirkulation, die genannte Walker-Zelle. Sie ist damit der klassischen Meridional-Zirkulation zwischen den dynamischen Subtrophenochs und der äquatorialen Tiefdruckrinne, der Hadley-Zelle, überlagert. Die durch das Warmwasser begünstigte Konvektion über dem Westpazifik stellt den aufsteigenden Ast der Walker-Zirkulation, der Kern des südostpazifischen Hochdruckgebiets den absteigenden Ast dar. In der Höhe wird diese Zirkulation durch Höhenwestwinde, die in der Regel als Antipassat bezeichnet werden, geschlossen (siehe auch FLOHN & FLEER 1975). Ähnliche zonale Zirkulationszellen lassen sich in Äquatornähe auch über Atlantik und Indik beobachten, sind aber dort von weitaus geringerer Größenordnung. Nun ist das südostpazifische Subtrophenhoch im Südwinter besonders stark. Damit ist auch der Südostpassat kräftig und der Kaltwasserauftrieb vor Nordchile und Peru intensiv. Der sich aus dem Humboldtstrom entwickelnde, äquatorparallel nach Westen setzende Südäquatorialstrom weist demnach verhältnismäßig niedrige Oberflächentemperaturen auf. Sie stabilisieren die atmosphärische Schichtung im äquatorialen Ostpazifik. So ist der Gegensatz der Wassertemperaturen etwa zwischen den Galapagos-Inseln (90° West: 20°C) und der Insel Canton (170° West: 28°C) besonders groß. Dies führt zu einem maximalen Luftdruckgegensatz zwischen Ost- und Westpazifik und zu einer besonders starken Walker-Zelle. Im Gegensatz dazu wird aber die Hadley-Zelle durch die niedrigen Wassertemperaturen des Südäquatorialstroms geschwächt. Andererseits verringert sich entsprechend den Regeln der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre die Persistenz des südostpazifischen Hochs im Südsommer. Damit wird aber auch der Transport von kühlem Auftriebswasser in die Tropen hinein abgeschwächt und der küstennahe Auftrieb vor Südamerika läßt nach. Damit steigt die Wassertemperatur im äquatorialen Ostpazifik an und die Walker-Zirkulation wird ihrerseits vermindert. Dies hat zum einen die Folge, daß über wärmerem Tropenwasser die Konvektionsbereitschaft im Pazifik grundsätzlich erhöht wird, und daß zweitens auch das im Westpazifik durch die permanenten Ostwinde aufgestaute warme Wasser nun in den Ostpazifik ablaufen kann. Dies führt schließlich zur Umkehrung der Luftdruckverhältnisse, wie sie WALKER beschrieben hat. Mit dem warmen Wasser wird im Ostpazifik auch der Atmosphäre zusätzlich fühlbare und latente Energie zur Verfügung gestellt und damit die Schauer- und Gewittertätigkeit intensiviert. Die bei normalen Bedingungen herrschenden kräftigen Meeresströmungen und Passate sind der anormalen El Niño-Situation mit äquatorialen Westwinden und Flauten gewichen, die Walker-Zirkulation ist zusammengebrochen bzw. hat sich umgekehrt.

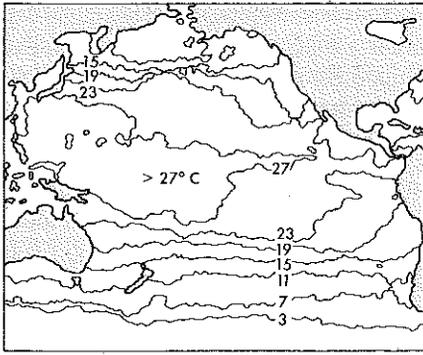
Nach dem Abfluß des warmen Oberflächenwassers aus dem West- in den Ostpazifik führen die nun außerordentlich niedrigen Wassertemperaturen um Indonesien dort zu einer Stabilisierung der Atmosphäre, einem Hochdruckgebiet, was sich letztendlich in einer erneuten Umkehrung des Druckgradienten über dem

Pazifik niederschlägt. Durch die übergroße Erwärmung im äquatorialen Ostpazifik wird aber dann im darauffolgenden Südwinter wiederum die südostpazifische Hadley-Zelle intensiviert. Kaltwasserauftrieb und Humboldtstrom verstärken sich, der ENSO-Zyklus ist beendet (vgl. RASMUSSEN & CARPENTER 1982, PHILANDER 1983, KÄSE 1985, RAMAGE 1986).

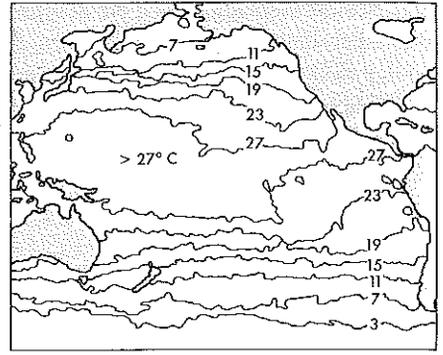
Leider tritt diese Schwankung in der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation des Pazifiks nicht zyklisch auf, und was sie letztlich auslöst, ist noch nicht völlig geklärt. RAMAGE 1986 z.B. ist der Ansicht, daß der ostwärtige Transport von erwärmtem Oberflächenwasser aus der Insulinde von tropischen Zyklonen angeregt wird, da derartige Wirbelstürme an ihrer äquatorwärtigen Seite westliche Windrichtungen aufweisen. Die atmosphärische und ozeanische Zirkulation im Normalfall und während eines ENSO-Ereignisses ist stark schematisiert in Abb. 1 festgehalten. Dabei muß man sich vor Augen führen, daß nicht jedes ENSO-Ereignis die gleiche Stärke besitzt und daß ein Verständnis der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation nicht nur die drei Dimensionen, sondern auch den zeitlichen Ablauf berücksichtigen muß.

Die mit dem ENSO-Phänomen verbundenen witterungsklimatischen Zusammenhänge sind nicht nur für die direkt angrenzenden Zonen von Bedeutung. ENSO ist vielmehr auch mit charakteristischen Witterungsphänomenen z.B. in Nordamerika (Stürme in Kalifornien), Indien (Trockenperioden) und Brasilien (Dürre im Noreste) verknüpft, die als Telekonnektionen bekannt sind (z.B. CAVIEDES 1975). ENSO scheint also die gesamte Zirkulation auf unserem Globus zu beeinflussen. Die Untersuchung dieser Zusammenhänge ist noch im Gange. Umwälzend neue Erkenntnisse erbrachte vor allem die Auswertung der von geostationären (z.B. GOES) und polarumlaufenden (z.B. NOAA) meteorologischen Satelliten aus aufgenommenen Daten. Das National Climatic Data Center in Washington veröffentlicht inzwischen tägliche, wöchentliche und monatliche Datensätze, welche die Oberflächentemperaturen der Ozeane mit thermischen Auflösungen von 1,5°C und geometrischen von 50-500 km enthalten. Als Beispiel ist die Ausbildung des Super-ENSO von 1982/83 in NOAA 8-Thermalbildausschnitten wiedergegeben (Abb. 2).

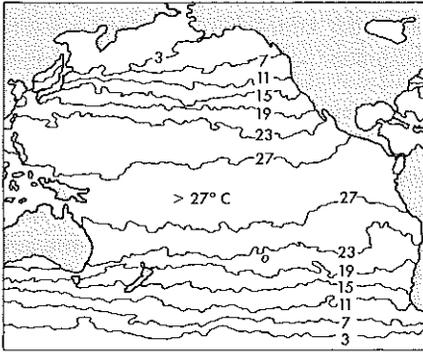
Die Forschung der letzten Jahre hat nun versucht, aus Daten der Meeresoberflächentemperatur und der Luftdruckverhältnisse die Situation in den einzelnen ENSO-Jahren zu klassifizieren. Dabei kristallisierte sich heraus, daß es nicht nur "Warmwasserereignisse", sondern auch "Kaltwasserereignisse" vor der Küste Perus gibt. Sie werden als "Anti-El Niño" bezeichnet und bewirken eine Verstärkung der normalen Tendenz. Sie zeigen, daß das Ozean-Atmosphäre-System über dem Pazifik permanent schwächere Oszillation um einen statistischen Normalzustand herum besitzt. Nach der Klassifikation von WAYLEN & CAVIEDES (1986) sind die Ozean- und Atmosphären-Bedingungen der Jahre 1981 und 1982 vor Peru als normal zu bezeichnen, während 1983 ein El Niño- und 1980 ein Anti-El Niño-Jahr waren (s.a. QUINN ET AL. 1978).



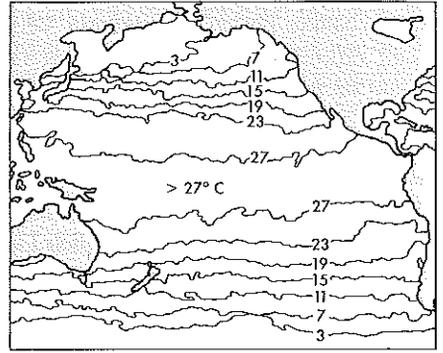
20. August 1982



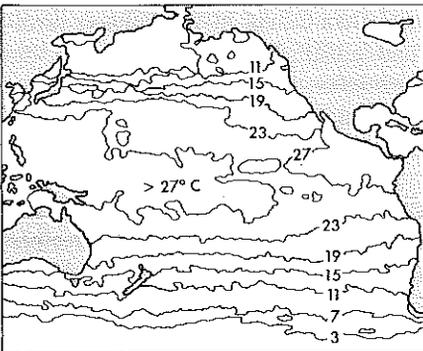
20. Oktober 1982



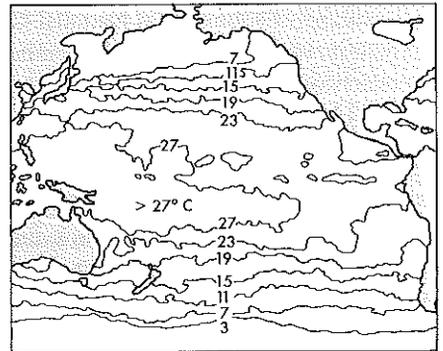
20. Februar 1983



20. April 1983



20. Juni 1983



20. Dezember 1983

Abb. 2: Die Änderung der Wasseroberflächentemperatur des Pazifiks während der ENSO-Periode von 1982/83 auf der Basis von NOAA 8 - Advanced very high resolution radiometer (AVHRR)-Daten; Quelle: NOAA, Washington.

2 Ozeanographische und ökologische Implikationen des ENSO-Ereignisses von 1983 vor der Küste Perus

Neben der Umkehrung der atmosphärischen Druckverhältnisse, dem Walker-Index der Southern Oscillation, sind besonders die ozeanographischen Anomalien und ihre ökologischen Folgen vor der Westküste Südamerikas von Interesse. Durch die Abschwächung des südostpazifischen Hochdruckgebietes nimmt die Geschwindigkeit und Beständigkeit der Passate ab. Damit sinkt ihre Scherwirkung, was zu einer Verminderung des Kaltwasserauftriebs führt. Die Grenzschicht zwischen kaltem Tiefen- und warmem Oberflächenwasser, die vor der peruanischen Küste normalerweise dicht unter dem Meeresspiegel liegt, sinkt auf 200 m Tiefe ab (RAMAGE 1986). Dies hat drei Konsequenzen: 1. nicht mehr der Scherung der Passate ausgesetzt, kann das warme Oberflächenwasser aus dem West- in den Ostpazifik ablaufen; 2. wird aufgrund der tieferliegenden Thermokline wärmeres, oberflächennäheres Pazifikwasser in den Auftrieb miteinbezogen; dies führt 3. bei abgeschwächten Druckverhältnissen zu einem Anstieg des Meeresspiegels an der Westküste von Südamerika um 20-40 cm und zu einer Temperaturerhöhung von fast 10°C im Wasser. Statt wie normalerweise im Mai beliefen sich die Temperaturen 1983 nicht auf 20, sondern auf 30°C. Gemittelt über den gesamten östlichen äquatorialen Pazifik wich die Meeresoberflächentemperatur 1982/83 um maximal 3,3°C ab (Abb. 3). Die Temperaturverteilung war dabei aber keineswegs über große Meeresflächen einheitlich. So waren z.B. im Februar 1983 im tropischen Ostpazifik neben großen Flächen mit Oberflächentemperaturen von 29-30°C auch kühlere Bereiche mit Werten unter 24°C zu beobachten (CAVIEDES & ENDLICHER 1989). Die Verteilung des warmen Oberflächenwassers ist aber für die Anregung der atmosphärischen Konvektion von ganz entscheidender Bedeutung (s.u.).

Besonders schwerwiegend waren die Auswirkungen von ENSO 1983 für die Meeresökologie. Während es sich beim lokalen Niño der peruanischen Fischer nur um ganz begrenzte und sich kurzfristig durchsetzende Warmwasserflächen handelt, bricht bei einem ENSO-Großereignis die ganze Nahrungskette vor der Pazifikküste Südamerikas über mehrere Monate hinweg zusammen. Das generelle Absinken der Thermokline führt dazu, daß das nun tieferliegende Kaltwasser nur wenig Licht erhält und damit die Produktion von Phytoplankton stark reduziert wird. Im Normaljahr reicht das kühle und nährstoff- (nitrat-, silikat-, phosphat-)reiche Tiefenwasser bis nahe an die Oberfläche, wo gute Lichtverhältnisse die Biomasseproduktion optimieren. Bei ENSO 1983 sank die Thermokline aber auf ca. 200 m Tiefe ab, so daß durch den Küstenauftrieb relativ warmes, nährstoffarmes Wasser nach oben gedrückt wurde. Die Meeresoberflächentemperatur wurde außerdem durch das warme und salzarme, vom äquatorialen Pazifik zuströmende Warmwasser erhöht. Der daraufhin folgende Einbruch in der Primärproduktion hatte immense Folgen für die ganze Nahrungskette.

In Abb. 4 sind in zwei Schnitten von der Küste bei 5°S bis 400 km westwärts die Temperatur-, Nitrat- und Chlorophyllverhältnisse des Pazifiks und die Folge für die Primärproduktion im Mai (ENSO) und Juli (bereits wieder Normalbedingungen) 1983 dargestellt (s.a. BARBER & CHAVEZ 1983). Daraus geht hervor, daß während ENSO 1983 bei Wassertemperaturen von 29-30°C der Nitratgehalt, die Chlorophyllkonzentration als Zeiger für die Nährstoffe und die Phytoplanktonbiomasse gegen Null gingen und somit die primäre Produktion zum Erliegen kam. Rechnet man dieses Defizit über mehrere Stufen hoch auf die Fischproduktion, so übertrifft

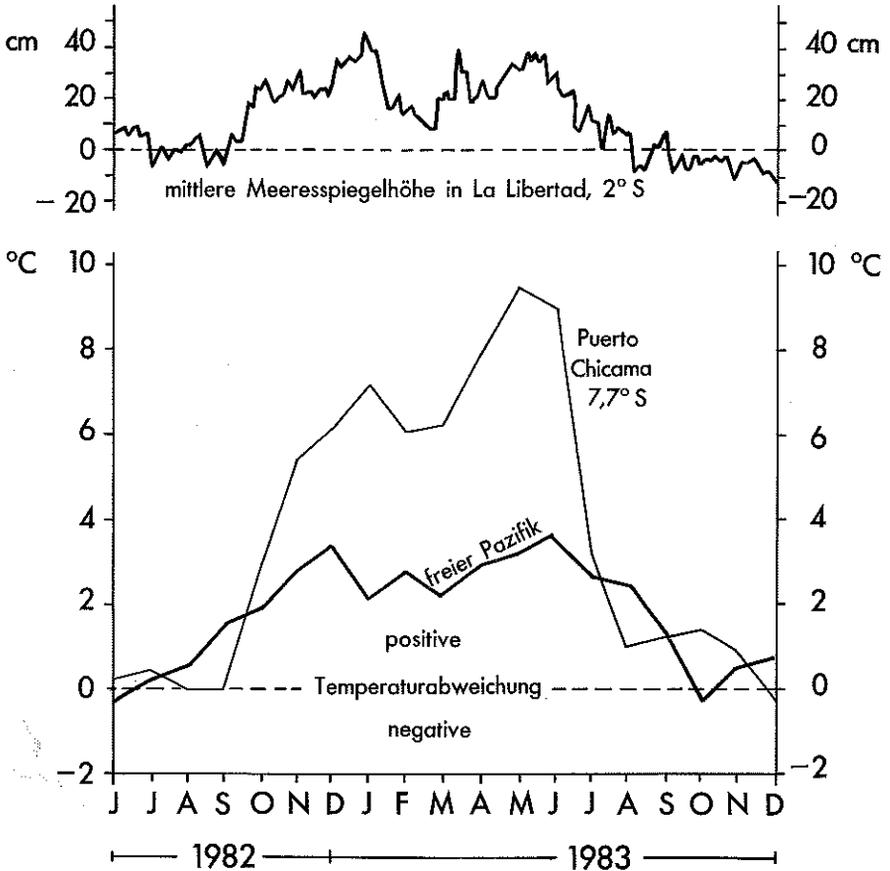


Abb. 3: Ungefilterte Monatsdaten der Meeresoberflächentemperaturanomalie im Pazifik (80-130° West, 0-5° Süd; nach SCHNEIDER & SCHÖNWIESE 1989) und vor der peruanischen Küste bei Puerto Chicama (7,7° Süd; nach MOREANO 1984) sowie tiefpaßgefilterte Schwankungen der Meeresspiegelhöhe in La Libertad (2° Süd; nach ENFIELD & LUKAS 1984).

es mit $9,4 \times 10^7$ Tonnen (Frischgewicht) Fisch den gesamten Weltfischfang von 1981 (CHAVEZ et al. 1984).

Die Anchovis- und Sardinenschwärme fanden in dem planktonarmen Wasser keine Nahrung mehr und wanderten ab. Zusätzlich wurden sie durch ein von tropischen Dinoflagellaten produziertes Alkaloid geschädigt. Viele Muschel-, Schnecken-, Krebs- und Stachelhäuterpopulationen des Flachwassers starben und wurden als Schalenansammlungen an die Küste gespült. Mit dem warmen Wasser kam es zeitweise zu einer Einwanderung tropischer Arten (Seepocken, Garnelen, Schwimmkrabben), jedoch hatte die erneut einsetzende Abkühlung am Ende des Warmwasserereignisses für sie ähnliche Mortalitätsfolgen wie das Ausbleiben des Kaltwassers zu Beginn auf die Kaltwasserlebewesen. Der Bestand an Raubfischen (Makrelen, Seehechte) ging ebenso zurück wie der Bestand an Guanovögeln (Kormorane, Tölpel, Pelikane, Fregattvögel). Die Gesamtzahl der 1982/83 verhungerten Seevögel wird auf mehrere Millionen geschätzt (ARNTZ 1985). Auch bei

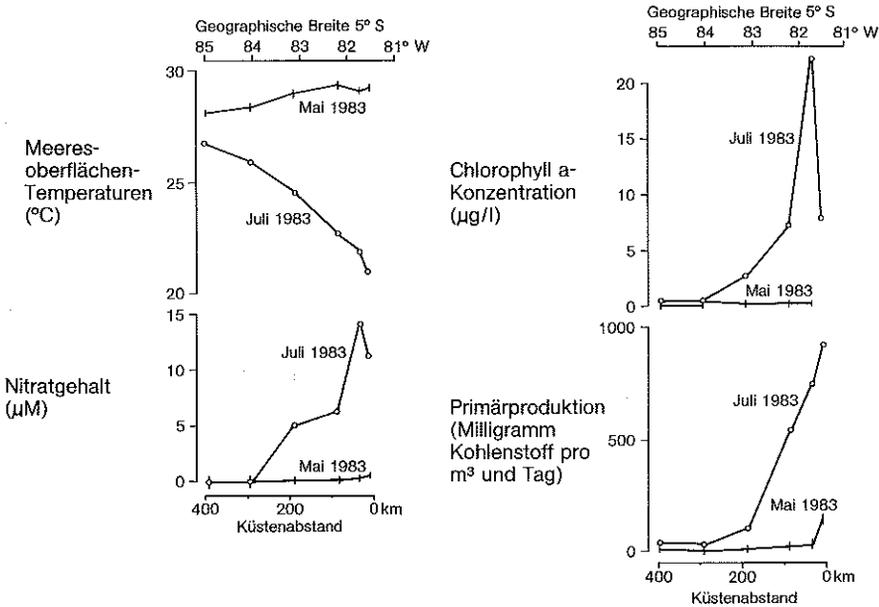


Abb. 4: Vergleich von Meeresoberflächentemperatur, Nitratgehalt, Chlorophyll A-Konzentration und Primärproduktion entlang einem Transekt durch den Pazifik bei 5° Süd vor der peruanischen Küste während Normalbedingungen im Juli 1983 und während dem Höhepunkt der ENSO-Episode im Mai desselben Jahres (nach BARBER & CHAVEZ, 1983, vereinfacht)

Pelzrobben und Seelöwen, die ihren Nahrungsbedarf in den Anchovis- und Sardinenschwärmen decken, kam es vor allem bei Jungtieren zu einem Massensterben. Schließlich muß noch auf den stark erhöhten Sedimenteintrag durch die hochwasserführenden Flüsse hingewiesen werden. Er verursachte eine Verschlickung und Versandung vieler Muschelbänke. Die Hochwässer gingen dabei auf sintflutartige Regenfälle zurück, auf die nun im folgenden Kapitel eingegangen wird.

3 Regionalklimatische Auswirkungen von ENSO 1983 im peruanischen Küstenhinterland

Wie schon die Definition von ENSO - also die begriffliche Verbindung eines ozeanischen mit einem klimatischen Phänomen - verdeutlicht, sind neben den Auswirkungen des Warmwassers selbst insbesondere auch seine regionalklimatischen Folgen von großer Bedeutung. Dies gilt in erster Linie für die Niederschlagsverhältnisse im Hinterland der Küste Perus, aber auch die Lufttemperaturen zeigen starke Abweichungen.

3.1 Die Niederschlagsbedingungen in Nordperu während ENSO 1983

Das Hinterland der Küste Nordperus bei 5° Süd, an der die katastrophalen Auswirkungen des Warmwasserereignisses 1983 in Bezug auf die Niederschläge dargelegt werden sollen, läßt sich in drei Einheiten gliedern: Die *Küstenwüste* besteht zwischen Talara im Norden und Chiclayo im Süden aus einer maximal 100 m hoch gelegenen Plattform. Auf ihr bezeugen Salare und der Abbau von Kochsalz und Salpeter hocharide Verhältnisse. Die Andenabflüsse wie Rio Chira und Rio Piura zerlegen diese Küstenplattform in einzelne "Tablazos". Entlang dieser Fremdlingsflüsse wird das Wasser zur künstlichen Bewässerung genutzt, wobei neben Baumwolle und Zuckerrohr auch verschiedene Gemüse angebaut werden. Als Jahresniederschlag errechnet sich im 11-jährigen Mittel z.B. für die bei 27 m NN gelegene Station Montegrando 36,6 mm. Dieser Wert schließt aber einerseits völlig niederschlagsfreie Jahre wie auch solche mit kräftigen Regenfällen ein. Der *Bergfuß der Anden* als zweite Landschaftseinheit setzt in einer Höhe von etwa 100-200 m NN an und reicht bis ca. 1000 m hinauf. Er ist durch breite Schottertäler gekennzeichnet, deren Terrassen bewässert werden. Die Vegetation ist ein mit Sukkulenten durchsetzter Trockenbusch, der durch menschliche Eingriffe wie Holzkohleherstellung und Überweidung mit Ziegen stark degradiert ist. Abgesehen von den Flußoasen liegt hier der Hauptsiedlungsraum. Der Jahresniederschlag der in 95 m NN gelegenen Station Chulucanas von 246,4 mm macht bereits deutlich, daß diese Landschaft ein anderes Niederschlagsregime als die Küstenwüste besitzt. Aber auch hier differieren die Niederschläge in den einzelnen Jahren stark. In den Mittelwert gehen sowohl Jahresniederschläge von 53,1 mm (1974) als auch von 618,0 mm (1981) ein. Die *Hochanden* oberhalb 1500-1800 m NN reichen im Hinterland von Nordperu nur bis knapp 4000 m NN herauf und sind damit relativ

niedrig. Sie sind durch tiefe Kerbtäler zerschluchtet. Es ist dies die engste Stelle des gesamten Gebirges. Östlich des Rio Huancabamba ist die Kordillere stark bewaldet und weitgehend siedlungsleer. Bei etwa 1500-1800 m NN geht der Trockenwald in einen wechsel- bis immergrünen Wald über, und die Gipfel werden von einer paramoähnlichen Hochvegetation bestockt. Klimatologisch gesehen gehören die Hochanden bereits in eine ganz andere Welt als die Küstenwüste. Die Jahresniederschläge liegen über 1000 mm. In Frias, nur wenig mehr als 100 km von der Küste entfernt in 1700 m NN gelegen, fallen im Mittel nicht weniger als 1221,5 mm im Jahr. Allerdings geht die Niederschlagsergiebigkeit mit zunehmender Höhe wieder zurück.

Um einen wirklichkeitsnäheren Einblick in die Niederschlagsstruktur des Gebietes sowohl in Normaljahren als auch z.Z. eines Warmwasserereignisses zu bekommen, muß auf reale Tageswerte zurückgegriffen werden, welche die während einzelner Niederschlagsereignisse gefallenen Regenmengen noch am besten annähern. Da bei der extremen Schwankungsbreite die Analyse eines mittleren Jahrganges nicht möglich ist, bietet es sich an, Daten aus zwei extremen Jahren einander gegenüberzustellen. Aus diesem Grund werden im folgenden die Tagesniederschläge des ENSO-Jahres 1983 mit denjenigen des Anti-ENSO-Jahres 1980 verglichen. Aus einem Sonderprojekt zur Hydrologie des Raumes (CAVIEDES & ENDLICHER 1989) standen die Niederschlagsdaten von insgesamt 25 Stationen zur Verfügung. Aus ihnen wurden für jeden der drei Teilräume eine besonders charakteristische Station ausgewählt. Aus der Küstenwüste handelt es sich dabei um die Station Montegrando (27 m NN), aus dem Andenpiedmont die Station Chulucanas (95 m NN) und aus der Hochkordillere die Station Arenales (3010 m NN; siehe auch Abb. 5).

3.1.1 Niederschlagsstruktur 1980

Die Küstenwüste war im Januar, Februar und März 1980 trocken und ohne Niederschlag. Lediglich im März und April wurden Niederschläge zwischen 0,3 und 29,0 mm registriert. Sie verteilten sich auf 2 bis 4 Niederschlagstage pro Monat. Als maximalen Tagesniederschlag verzeichnet Montegrando im April 9,4 mm. In der Regel blieben die Niederschlagsereignisse auf einzelne Tage beschränkt, maximal traten 2 bis 3 Tage mit Niederschlag hintereinander auf. Der Bergfuß der Anden unterscheidet sich von der Küstenwüste dadurch, daß in der Regenzeit 1980 ganz niederschlagsfreie Monate überhaupt nicht vorkamen, daß die Monatsniederschläge wie z.B. im März in Chulucanas immerhin 73,4 mm erreichten und sogar Starkregen von 36,8 mm/Tag niedergingen. Auch traten Naßperioden von mehreren Tagen Dauer auf. Die Niederschlagsstruktur der Hauptkordillere ist wiederum anders als die des Piedmont. In der Regenzeit von 1980 fielen zumindest an der Hälfte aller Tage Niederschläge. Im Januar/Februar 1980 regnete es in Arenales an 28 Tagen. Der Niederschlag fällt nicht nur in isolierten Schauern, sondern auch im

Rahmen von ausgedehnten Naßperioden. Die Niederschlagsergiebigkeit liegt dabei aber nur bei wenigen, meist unter 5 Millimetern. Vereinzelt traten aber auch Starkregen von 20-30 mm/Tag auf. Der maximale Tagesniederschlag von Arenales betrug zwischen Januar und Mai 1980 36,9 mm. Schließlich ist auch eine deutliche Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe festzustellen. Arenales befindet sich bereits oberhalb des Niveaus maximaler Niederschlagsergiebigkeit.

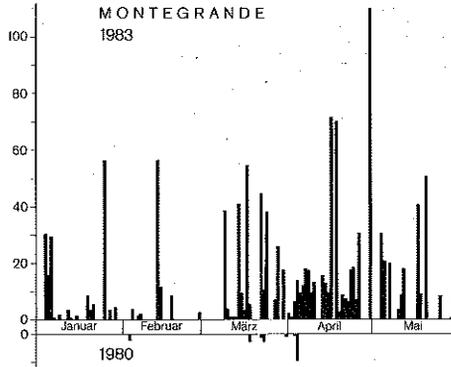
3.1.2 Niederschlagsstruktur 1983

Die Niederschlagsstruktur von 1983 unterscheidet sich in der Küstenwüste und im Andenpiedmont grundsätzlich von derjenigen während eines "normalen" oder auch Anti-El Niño-Jahres. In der Küstenwüste kam es von Anfang Januar bis Anfang März mehrfach zu Niederschlägen, die maximal 40-80 mm am Tag ergaben. Sie traten jedoch nur an einem oder zwei bis drei Tagen hintereinander auf und waren durch mehrere niederschlagsfreie Tage getrennt. Der Bergfuß der Anden verzeichnete dagegen bereits im Januar Starkniederschläge und Naßperioden katastrophalen Ausmaßes. So regnete es in Chulucanas in diesem Monat an 21 Tagen hintereinander, wobei die Mengen von 142,4 mm, 202,5 mm und 75,8 mm, die an drei aufeinanderfolgenden Tagen vom 25. bis 27.01.1983 niedergingen, nur noch als "Sintflut" bezeichnet werden können! Ab der zweiten Märzhälfte führte ENSO 1983 im Piedmont während mehrerer Wochen zu täglichen Niederschlägen, die in Chulucanas maximal 180,1 mm ergaben. Ähnlich hohe Werte wurden nun auch in der Küstenwüste gemessen. Im Gegensatz zum Andenpiedmont wurden diese Niederschlagsereignisse aber in der zweiten El Niño-Phase immer wieder durch regenfreie Tage unterbrochen. Vergleicht man dagegen die Niederschlagsstrukturen der Regenzeiten 1980 und 1983 aus der Hochkordillere, so kann man nur recht geringfügige Unterschiede konstatieren. In Arenales lagen die Niederschlagsmengen auch 1983 nur an 3 Tagen knapp über 30 mm pro Tag. Die Zahl der Niederschlagstage war zwar höher, und im Januar und Mai 1983 belief sich der Monatsniederschlag auf 180,2 mm und 107,7 mm, was zu den Werten von 32,0 mm und 23,1 mm des Jahres 1980 in deutlichem Kontrast steht. Man muß aber bedenken, daß der gesamte Monatsniederschlag des Januar von Arenales im Jahre 1983 in Chulucanas auf dem Andenpiedmont an einem einzigen Tag niedergegangen ist. Für das Abflußverhalten der Flüsse sind in "normalen" Jahren die relativ geringen Abflußmengen aus der Hochkordillere entscheidend, da sie mit hoher Regelmäßigkeit fallen. Sie stellen deshalb die Grundlage für die Bewässerung dar. Aber die Überschwemmungen in El Niño-Jahren werden vor allem durch die Niederschlagskatastrophen im Piedmont ausgelöst.

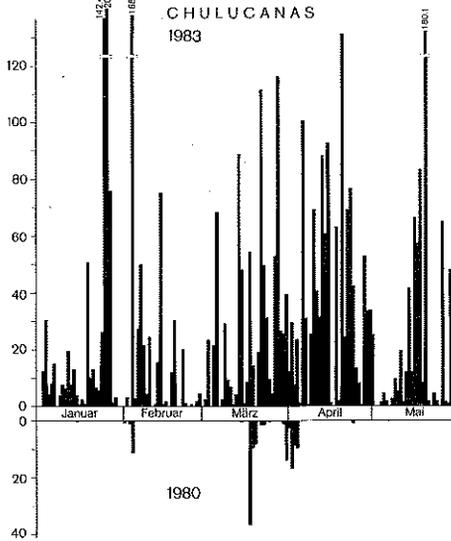
3.1.3 Differenzierung und Begründung der ENSO-Niederschlagskatastrophe von 1983 in Nordperu

Für eine differenzierende Erklärung der katastrophalen Niederschläge während ENSO 1983 in Nordperu können sowohl autochthone, raumspezifische als auch

Küstenwüste
 5° 21' S - 80° 43' W
 27m NN



Bergfuß der Anden
 5° 06' S - 80° 10' W
 95m NN



Hochkordillere
 4° 55' S - 79° 51' W
 3010m NN

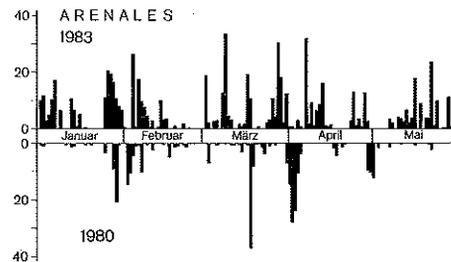


Abb. 5: Tagesniederschläge von Januar bis Mai 1980 und 1983 an drei ausgewählten Stationen von Nordperu (CAVIEDES & ENDLICHER 1989); Daten: Proyecto Especial Chira-Piura, Peru.

allochthone, auf die großräumig-globale Zirkulationsstörung zurückgehende Gründe aufgeführt werden. Zu den ersteren zählen dabei vor allem die Temperaturverhältnisse der Küstengewässer und die orographische Gliederung des Raumes. Außerdem ist ein pazifisches und ein hochandines Niederschlagsregime zu unterscheiden.

In dem vom pazifischen Regime betroffenen Raum nehmen die Niederschläge sowohl in ENSO- als auch in Anti-ENSO-Jahren von der Küste landeinwärts zu. Mit einem einstrahlungsbedingt kräftigen Seewind, auf dessen Bedeutung auch HOREL & CORNEJO GARRIDO (1986) verweisen, werden tagsüber pazifische Luftmassen landeinwärts versetzt und über der breiten Sechura-Wüstenplatte aufgeheizt. Je nach Temperatur und Küstengewässer und den damit verknüpften Luftdruckverhältnissen (normale bzw. Anti-El Niño-Situation: kalter Humboldtstrom und kräftige Antizyklone mit starker Absinkbewegung; ENSO-Lage: tropisch warmes Pazifikwasser und schwaches Südostpazifikhoch mit geringer Absinktendenz) sind die Luftmassen in Normaljahren trocken, in ENSO-Jahren wasserdampfreich. In ENSO-Jahren reicht die Labilisierung bereits über der Wüste für Niederschlagsprozesse aus. In "normalen" Jahren sind die Luftmassen dagegen für Niederschlagsereignisse über der Küstenplattform in der Regel zu kühl und zu trocken, und die Absinkbewegung ist noch zu stark. Im Andenpiedmont wird das Seewind- von einem Talwindssystem abgelöst und es kommt die orographische Stau- und Hebewirkung des Gebirges hinzu. Dies verbessert auch in Trockenjahren die Chance für Niederschläge und führt während ENSO-Ereignissen zu Niederschlagskatastrophen.

Gemäß dem tropisch-konvektiven Niederschlagsmodell von WEISCHET (1969) fällt der maximale Niederschlag in den Tropen normalerweise in einer Höhe um 1500-2000 m NN. Während ENSO-Jahren kann das Niederschlagsmaximum aber auch über den Fußhügeln auftreten. 1983 war Chulucanas (95 m NN) mit über 4000 mm die niederschlagsreichste Station des Untersuchungsgebietes. Der meiste Niederschlag fällt abends und nachts (Beobachtungsperiode 19-7 Uhr Ortszeit). Während des ENSO-Ereignisses von 1972 waren es 88 % des Gesamtniederschlags (MUGICA 1984). Dies unterstreicht die maritim-konvektive Struktur der Ereignisse.

Das hochandine Niederschlagsregime unterscheidet sich in mehrfacher Hinsicht vom pazifischen. Je weiter man sich vom Pazifik entfernt, desto geringer ist der Einfluß des Subtropenhochs, und je mehr man sich dem Gipfelniveau nähert, desto mehr gewinnt das tropische Ostwindssystem an Einfluß. Diese Feststellung kann nicht nur aus Radiosondendaten von Guayaquil abgeleitet werden (SCHÜTTE 1968), auch auf Satellitenbildern ist auf der Andenostseite deutlich eine Ostwindkomponente zu erkennen. Bei der relativ geringen Höhe und starken Einschnürung der Kordillere in diesem Gebiet ist sogar ein Übergreifen von amazonischen Luftmassen auf die Hochkordillere möglich. Zwar können die Niederschläge aufgrund der Höhenlage nicht sehr ergiebig sein. Eine ausgeprägte Regenzeit mit häufigen und

regelmäßigen Schauern ist für die Hochanden aber charakteristisch. In normalen und Anti-El Niño-Jahren übertrifft die Niederschlagsmenge der Hochkordillere diejenige der Anden-Westabdachung. Aus diesem Grund ist die Regenzeit der Hochanden für die Bewässerungskulturen der Küstenwüste so entscheidend wichtig. Während ENSO-Ereignissen hingegen sind die pazifischen Luftmassen labil geschichtet und viel wasserdampfreicher, der Andenpiedmont empfängt dementsprechend höhere Regenmengen als die Hochkordillere.

Die aus dem Vergleich der Niederschlagsdaten von 1983 mit denjenigen von 1980 abzuleitenden Feststellungen können wie folgt zusammengefaßt werden:

1. Die grundsätzliche Niederschlagsverteilung in den 3 Teilräumen bleibt im Vergleich untereinander auch in El Niño-Jahren erhalten. Die Küste ist am trockensten und sie erhält am seltensten Niederschlag. In der Hochkordillere regnet es zwar am häufigsten, aber die Niederschlagsergiebigkeit ist dort nicht so groß wie am Andenfuß.
2. Charakteristisch für die Niederschlagsstruktur in ENSO-Jahren sind sowohl Naßperioden von mehreren Tagen mit Niederschlag hintereinander, als auch dazwischengeschaltete Trockenperioden. Letztere sind an der Küste länger und häufiger als in der Hochkordillere.
3. Das Niederschlagsregime der Hochkordillere weicht in ENSO-Jahren im Vergleich der Teilräume am wenigsten von seinem "Normalverhalten" ab.
4. Die Niederschläge mit der größten Intensität gehen in ENSO-Jahren am Andenfuß nieder. Die schweren Schäden an Straßen und Brücken durch Hochwasser in der Küstenwüste werden deshalb in erster Linie durch die in diesem Teilraum fallenden Regenfluten und erst in zweiter Linie durch den Abfluß der Hochkordillere hervorgerufen.
5. Die regional stark unterschiedliche Temperatur der Meeresoberfläche führt auch zu unterschiedlich starkem konvektivem Aufheizen der Atmosphäre. In Wettersatellitenbildern wird dies an einer stark variierenden Verteilung der Gewitterzellen vor und über dem nordperuanischen Küstengebiet deutlich. Damit werden auch die starken zeitlichen Schwankungen zwischen niederschlagsreichen und niederschlagsärmeren Perioden während des ENSO-Ereignisses von 1983 in der Küstenwüste und am Andenfuß besser verständlich.

3.2 Die Variationen der Lufttemperatur zwischen Guayaquil und Arica 1971-1984

Die mit einem El-Niño-Ereignis verbundenen Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen des Southern Oscillation Index haben neben Auswirkungen auf das Niederschlagsregime auch solche auf die Lufttemperaturen. Im folgenden sollen kurz die Variationen der Mittelwerte der Lufttemperatur - d.h. deren

Abweichungen vom langjährigen Mittelwert - an den Stationen der tropischen Westküste Südamerikas mit längeren Meßreihen im Zeitraum zwischen 1971 und 1984 betrachtet werden, einer Periode also, die nicht nur das außergewöhnliche Ereignis von 1982/83, sondern auch die beiden vorhergehenden Ereignisse von 1972 und 1976 umfaßt. Auf diese Weise soll versucht werden, die Sonderstellung des Ereignisses von 1982/83 herauszuarbeiten (vgl. dazu Abb. 6a/b).

3.2.1 Die Datenreihe 1971-1984

Das Jahr 1971 zeigt an allen Stationen deutliche negative Anomalien der Lufttemperatur (z.B. Lima im Januar 1971 -3 K), die über mehrere Monate andauern. Dies hängt mit ungewöhnlich niedrigen Meeresoberflächentemperaturen im östlichen Pazifik zusammen (zwischen Juli und Oktober beispielweise bis zu 3,3 K unter dem Durchschnitt, KRÜGER & WINSTON 1975). Doch bis zum Januar 1972 steigen die Meeresoberflächentemperaturen kräftig an, gleichzeitig sinkt der Luftdruck an allen Stationen (RAMAGE ET AL. 1980): typische Anzeichen für die Anfangsphase eines ENSO-Ereignisses.

Zu Beginn des Jahres 1972 weisen alle Stationen zunehmend positive Anomalien der Lufttemperatur auf. Diese Erwärmung während des südhemisphärischen Sommers war eine direkte Folge der Erhöhung der Meeresoberflächentemperaturen, die im Januar vor Südecuador einsetzt und sich rasch auch weiter im Süden bemerkbar macht. Innerhalb eines Monats kommt es zu einer Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur um bis zu 4 K (CAVIEDES 1975)! Die entsprechende Erhöhung der Lufttemperaturen setzt an allen Stationen etwa gleichzeitig ein, doch ist das Ausmaß der Anomalien im einzelnen recht unterschiedlich. Das ist eine Folge der Tatsache, daß es auch während der Warmwasserperioden zum Aufquellen von kaltem Tiefenwasser kommen kann, was wiederum die Lufttemperaturen negativ beeinflusst. Dennoch zeigen die Anomalien der Lufttemperatur einen für ENSO-Ereignisse typischen Verlauf: Nach einem raschen Anstieg werden im Juni bzw. Juli - also im Südwinter - die höchsten Werte erreicht (Talara +4,0 K, Chiclayo +3,9 K, Trujillo (Aug.) +3,5 K, Lima +3,9 K). Eine Ausnahme bildet nur Arica: Das frühe Maximum an dieser Station (+1,9 K im Januar) deutet auf ein Phänomen hin, das auch bei früheren ENSO-Ereignissen schon zu beobachten war: Vor dem Beginn des eigentlichen ENSO-Ereignisses kann warmes Wasser bereits relativ weit im Süden auftauchen. Die Temperaturwerte liegen während der Gipfelphase des Ereignisses ("peak-phase" nach RASMUSSEN & CARPENTER 1982) an den vier peruanischen Stationen über mehrere Monate hinweg um mehr als 3 K über dem Durchschnitt.

Auch der weitere Gang der Lufttemperaturanomalien ist typisch für ENSO-Ereignisse: Zwischen Juni und November, also im südhemisphärischen Winterhalbjahr, kühlt sich der Pazifik aufgrund der geringeren solaren Energiezufuhr ab, die Meeresoberflächen- und die Lufttemperaturen gehen zurück, jedoch noch nicht auf

Normalwerte (Übergangsphase, "transition phase"). Dadurch können sich die Meeresoberflächentemperaturen zu Beginn des Südsommers erneut stark erhöhen, und die Lufttemperaturanomalien erreichen um die Jahreswende 1972/73 ein zweites Maximum, das an Intensität dem ersten gleicht oder dieses sogar übertrifft (Talara +3,6 K, Chiclayo + 3,8 K, Trujillo +4,0 K, Lima + 2,8 K). Etwa ab März 1973 beginnen die Lufttemperaturen an allen Stationen zu fallen, z.T. auf Werte, die um mehr als 2 K unter dem Durchschnitt liegen. Das starke ENSO-Ereignis 1972/73 (QUINN ET AL. 1978) ist damit beendet.

Die negativen Anomalien der Lufttemperatur dauern länger als ein Jahr, so daß der Zeitraum zwischen dem Südwinter 1973 und dem Südwinter 1974 hinsichtlich der Lufttemperaturanomalien durchaus als Anti-ENSO-Ereignis bezeichnet werden könnte.

Anfang des Jahres 1976 setzt erneut eine starke Zunahme der Lufttemperatur ein: Der Beginn des "mäßig starken ENSO-Ereignisses" 1976 (QUINN ET AL. 1978). Die hohen Anomaliewerte des ENSO-Ereignisses 1972/73 werden jedoch nicht erreicht. Die Erwärmung beginnt im Gebiet zwischen Trujillo und Chiclayo im Februar, um sich dann nach Norden (Talara und Guayaquil im März bzw. Juni) und Süden (Lima im April/Mai) auszubreiten. Die Maxima der Lufttemperaturanomalien im Juni bzw. Juli erreichen kaum +3 K. Auch die Meeresoberflächentemperaturen sind in diesem Jahr nur um 2-3 K erhöht. Aufgrund fehlender Angaben zu den folgenden Monaten ist leider nicht feststellbar, ob die Temperaturen im Südwinter auf Normalwerte zurückgehen (sog. "mid-period sag") oder nicht. Ein zweites, schwächeres Maximum ist nur in Trujillo, Chiclayo und Lima zu erkennen. Es ist auf eine zweite überdurchschnittliche Erwärmung des Ostpazifik zurückzuführen, die freilich nicht - wie die erste - bis Ecuador im Norden und Chile im Süden reicht (MILLER 1977; QUINN 1977). Das ozeanische ENSO-Ereignis findet im Februar 1977 sein Ende, eine überdurchschnittliche Erwärmung des Landes läßt sich aber noch einige Monate später feststellen.

Die folgenden Jahre (bis 1982) sind an allen Stationen geprägt von normalen Temperaturschwankungen. Außergewöhnliche positive oder negative Abweichungen sind nicht erkennbar. Das ENSO-Ereignis von 1982/83 sollte dann jedoch alle anderen Ereignisse dieses Jahrhunderts in den Schatten stellen. Alle sog. El-Niño-Indikatoren (negativer Southern Oscillation Index, Stärke und Dauer westlicher Windanomalien im Zentralpazifik, Niederschlags- und Lufttemperaturanomalien) erreichten Rekordwerte. Dennoch hätte nicht viel gefehlt, und die Beobachter hätten diese Anzeichen übersehen, da der Ausbruch des Vulkans El Chichon im April 1982 in Mexiko die Satellitenmeßwerte zum Teil verfälschte. Aber nicht nur der Ausbruch des Vulkans irritierte die Beobachter, sondern auch die Art und der Zeitpunkt des Beginns des ENSO-Ereignisses (vgl. Abb. 6a/b und 8).

Normalerweise setzt nämlich die Erhöhung der Lufttemperaturen in El-Niño-Jahren im Südsommer (Dez. - Jan. - Feb.) ein als eine Verstärkung der üblichen som-

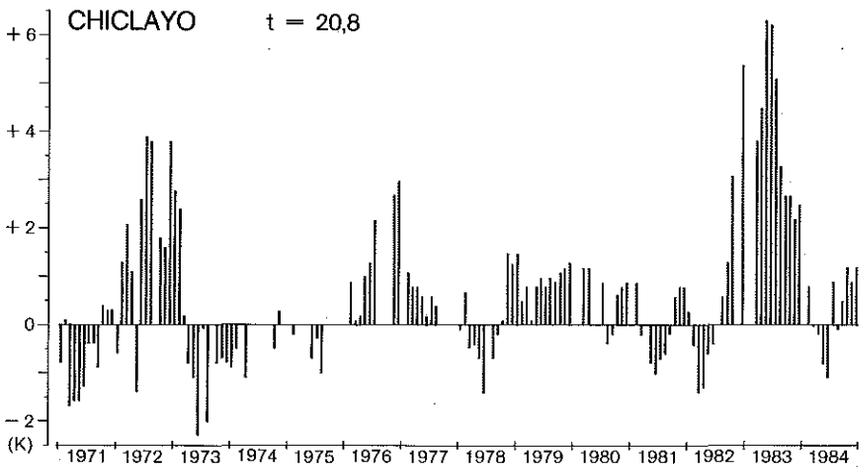
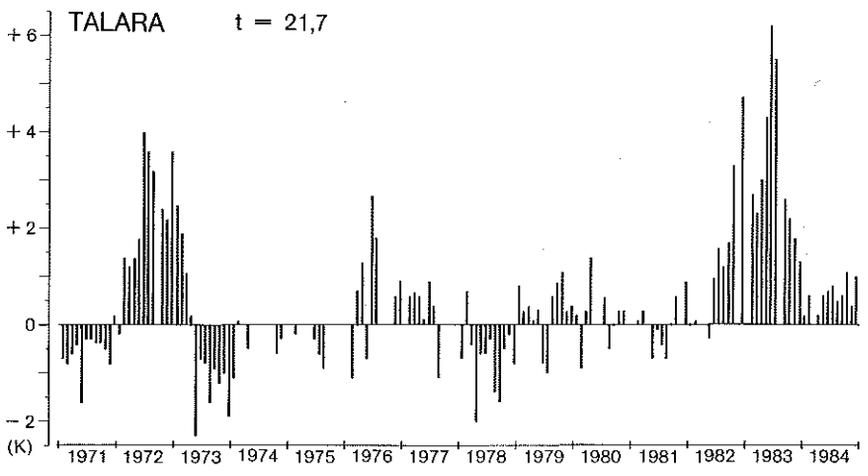
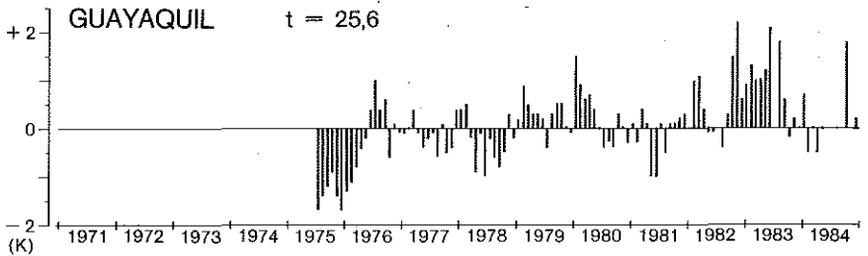
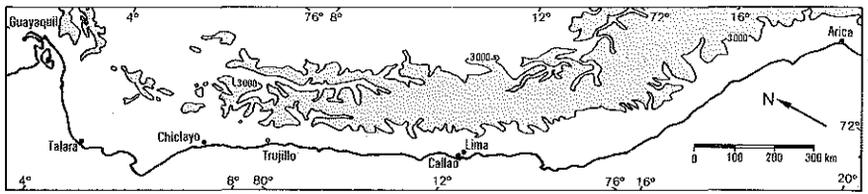
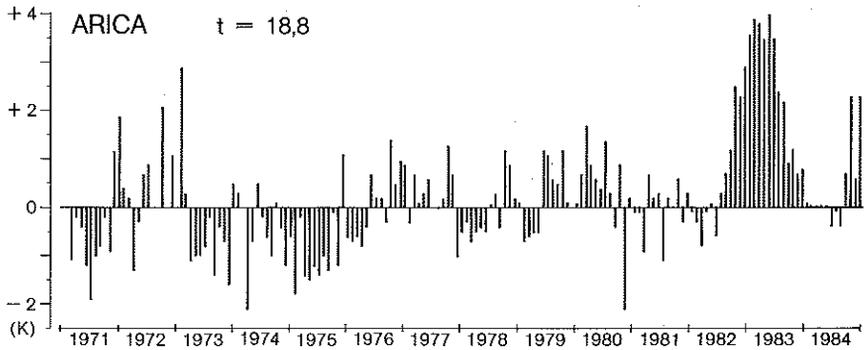
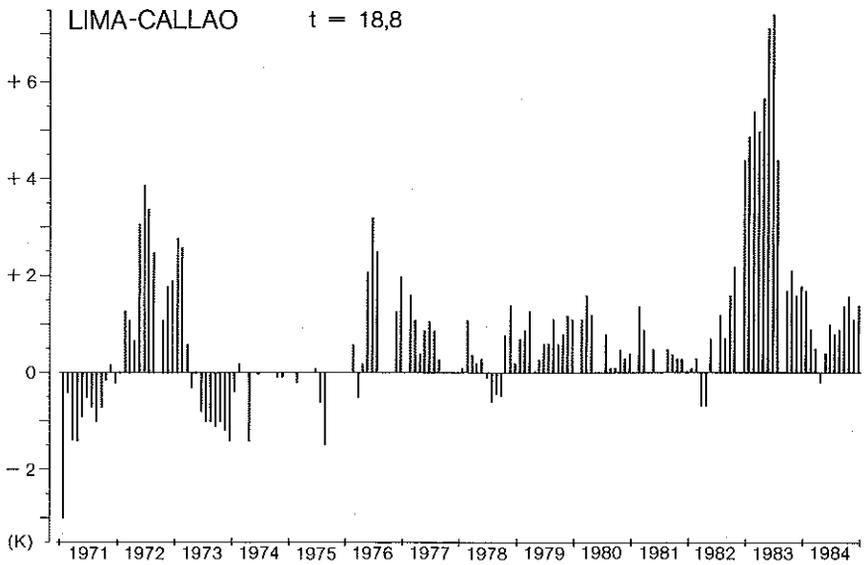
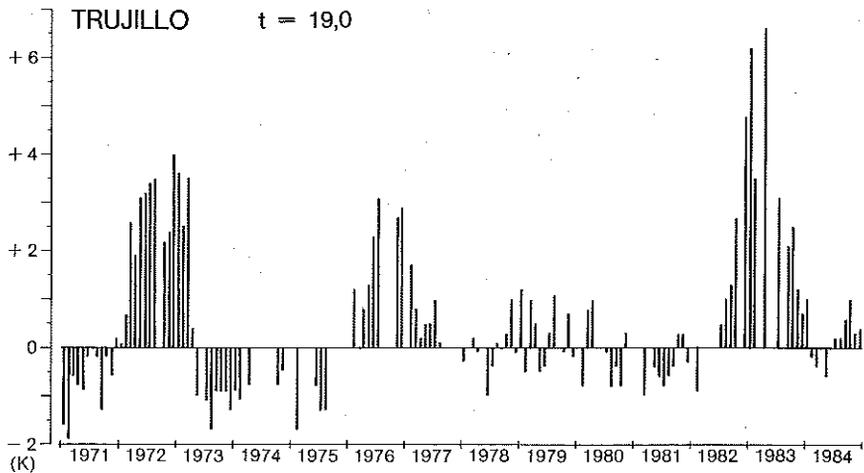


Abb. 6alb: Die Abweichungen der Monatsmittel der Lufttemperatur vom langjährigen Mittel (in K) in den Jahren 1971-1984 an den Stationen Guayaquil, Talara, Chiclayo, Trujillo, Lima und Arica.



merlichen Erwärmung (vgl. den Temperaturgang 1972/73). Doch 1982 beginnt an allen Stationen die Erwärmung im Juli, d.h. mitten im Hochwinter. Bis zum Beginn der normalen sommerlichen Erwärmung um die Jahreswende 1982/83 steigen die Anomalien der Lufttemperatur sehr schnell und sehr stark an. Das Maximum der Erwärmung wird dann - mit bisher nicht gekannten Rekordwerten - in der Jahresmitte 1983 erreicht: Talara +6,2 K (Juni), Ciclayo +6,3 K (Mai), Trujillo +6,6 K (April, Werte von Mai und Juni fehlen hier leider), Lima +7,7 K (Juni), Arica +4,0 K (Mai). Etwa zur gleichen Zeit liegen auch die Meeresoberflächentemperaturen vor der südamerikanischen Küste auf neuen Rekordhöhen, zum Teil um 10 und mehr Kelvin über dem Durchschnitt (KÄSE 1985).

Zu bemerken ist, daß die durchschnittliche Erhöhung der Lufttemperaturen (mit Werten von mehr als +3,5 K) an allen Stationen über mehrere Monate hinweg andauerte.

Der niedrigste Wert des Southern Oscillation Index (-3,9 hPa) wurde demgegenüber im Februar 1983 gemessen, d.h. das Maximum der Lufttemperatur hinkte etwa drei bis vier Monate hinter dem Southern Oscillation Index-Extremwert her.

Erst gegen Ende des Jahres 1983 sanken die Lufttemperaturen wieder auf Normalwerte zurück. Insgesamt gab es bei diesem Ereignis - obwohl es hinsichtlich der Dauer dem ENSO-Ereignis von 1972/73 entsprach - erstaunlicherweise nur *ein* Maximum!

Diese Tatsache und der ungewöhnliche Zeitpunkt des Beginns der Erwärmung veranlaßten RASMUSSEN & WALLACE 1983 dazu, eine neue El-Niño-Theorie aufzustellen: Danach bestehen ENSO-Ereignisse aus zwei unabhängigen (Teil-)Ereignissen. Der erste Teiltyp ist nur vor der südamerikanischen Westküste zu finden und eigentlich nur eine Verstärkung der solar bedingten Erwärmung. Er dauert etwa von Januar bis Mai/Juni. Der zweite Teiltyp ist normalerweise knapp westlich der Datumsgrenze konzentriert, kann sich jedoch bis nach Südamerika auswirken. Er beginnt etwa Mitte des Jahres und erreicht seinen Höhepunkt am Ende des Jahres. So sei das zweite Maximum der Lufttemperaturen beim Ereignis 1972/73 zu erklären. Dieser Typ könnte durch das Fallen des Southern Oscillation Index bzw. das damit zusammenhängende Nachlassen der Passate und die Folgen hieraus bedingt sein. Starke und sehr starke ENSO-Ereignisse wären demzufolge also eine Kombination beider Typen. Das ENSO-Ereignis 1982/83 hätte jedoch mit dem zweiten Teil begonnen.

3.2.2 Vergleich des Southern Oscillation Index mit den Lufttemperaturanomalien an der Station Trujillo

Beim Vergleich der Werte für den Southern Oscillation Index (Abb. 7) mit den Temperaturschwankungen an der nordperuanischen Station Trujillo, die den Temperaturgang der peruanischen Küstenstationen gut repräsentiert (Abb. 8, vgl.

auch Abb. 6b), fällt die generelle Übereinstimmung zwischen positiven Anomalien der Lufttemperatur und negativen Indexwerten sofort auf. Interessant sind jedoch einzelne Abweichungen von der Regel, die nicht sofort ins Auge springen:

- Beispiel 1972: Während vor der südamerikanischen Westküste bereits positive Anomalien der Lufttemperatur auftreten (Februar), zeigt der Southern Oscillation Index ebenfalls noch positive Werte, obwohl in der Literatur immer wieder ein (starker) negativer Southern Oscillation Index (mit Umkehr der Walker-Zirkulation) als Auslöser von ENSO angesehen wird. Vergleichbares gilt für das Ereignis 1976. Hier fällt außerdem auf, daß die negativen Werte für den Southern Oscillation Index erst im Frühjahr 1978 ihr Maximum erreichen, während die positiven Temperaturanomalien schon in der zweiten Jahreshälfte 1977 ausklingen.
- Beispiel 1982: Bei diesem Ergebnis folgen die positiven Anomalien der Lufttemperatur dem Vorzeichenwechsel des Southern Oscillation Index (im Mai) erst mit zweimonatiger Verzögerung (im Juli).

Ebenfalls erst auf den zweiten Blick ergeben sich folgende Relationen:

- Jahre mit stark positiven Werten des Southern Oscillation Index (z.B. 1971) können Voraussetzungen für ENSO-Ereignisse sein (z.B. 1972/73), müssen es aber nicht. So folgt auf die kräftig positiven Werte des Southern Oscillation Index 1973/74 kein ENSO-Ereignis. Umgekehrt kann aber auf Monate mit relativ geringem positivem Southern Oscillation Index (1981/82) ein sehr starkes ENSO-Ereignis (1982/83) folgen.
- Das Verhältnis positiver Anomalien der Lufttemperatur (K) zu negativen Anomalien des Southern Oscillation Index (hPa) kann grob mit 2:1 angegeben werden, d.h. bei einer negativen Luftdruckanomalie von 2 hPa zwischen Tahiti und Darwin ist die Lufttemperatur während eines ENSO-Ereignisses in Nordperu um ca. 4 K erhöht.

3.2.3 Ergebnisse

Aus dem Vergleich der Lufttemperaturanomalien untereinander wie mit dem Southern Oscillation Index ergibt sich also:

- Die positiven Lufttemperaturanomalien fallen wesentlich stärker aus als die negativen, d.h. die Folgen von Warmwasserereignissen (ENSO) können leichter ermittelt werden als die von Perioden ausgesprochen niedriger Meeresoberflächentemperaturen (Anti-ENSO).
- Die Erhöhung der Lufttemperaturen setzt an allen Stationen Perus annähernd gleichzeitig ein. Sie kann ihr Maximum im Süden (Beispiel Arica, Januar 1976) sogar früher erreichen als weiter im Norden.

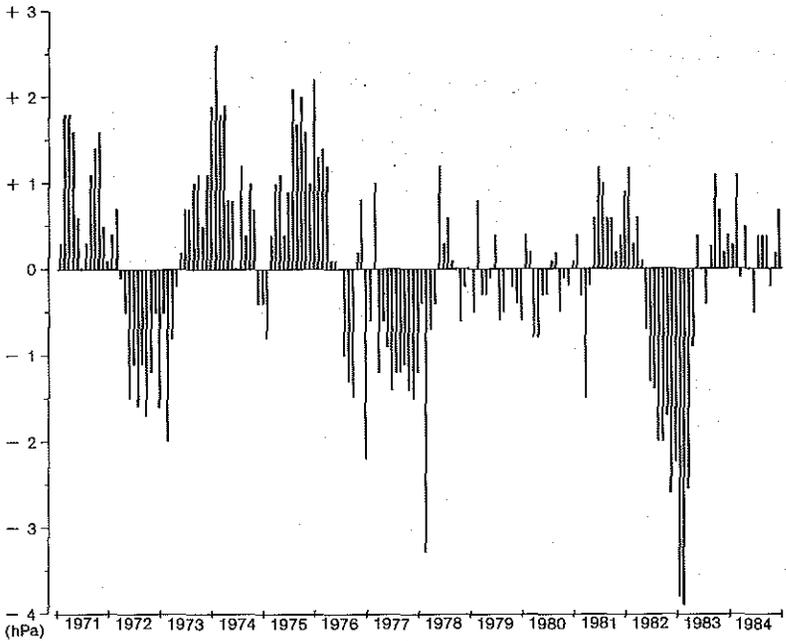


Abb. 7 Der Southern Oscillation Index Tahiti-Darwin (in hPa) in den Jahren 1971-1984
(nach SCHNEIDER & SCHÖNWIESE 1989).

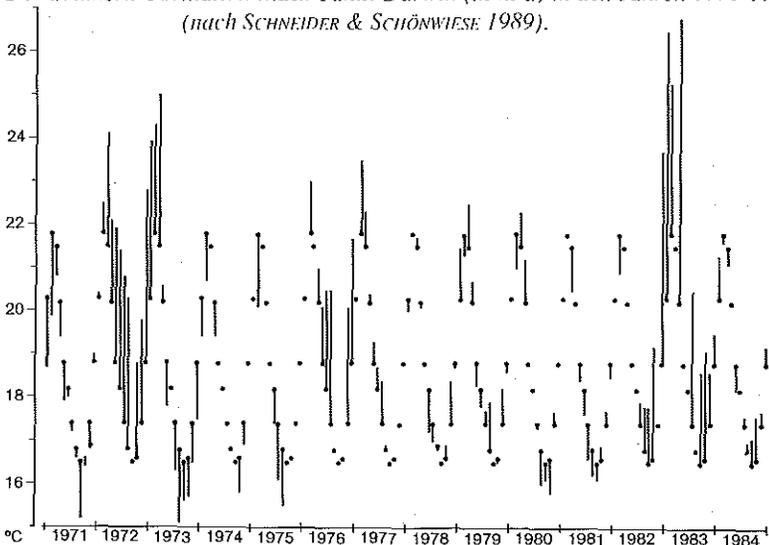


Abb. 8: Der Jahresgang der Lufttemperatur an der Station Trujillo im langjährigen Mittel und die Abweichungen der Monatsmittel in den Jahren 1971-1984.

Die Punkte bezeichnen die langjährigen Mittel, die von den Punkten ausgehenden Striche die (positiven bzw. negativen) Abweichungen. Wo der Strich fehlt, liegt kein Meßwert vor.

- Die größten positiven Abweichungen der Lufttemperaturen während der ENSO-Ereignisse werden an den peruanischen Stationen gemessen. Dabei gilt generell: je niedriger die Jahresdurchschnittstemperaturen einer Station sind, desto größer sind die Schwankungen. Die stärksten positiven Anomalien werden in Mittelperu (Lima +7,7 K, zwischen 8° und 12° S) gemessen. Nordperu (4° bis 8° S, Trujillo +6,6 K, Chiclayo +6,3 K, Talara +6,2 K) weist ebenfalls starke positive Anomalien auf. Nach Süden verliert ENSO an Intensität (zwischen 12° und 18°S, Arica an der peruanisch-chilenischen Grenze +4,0 K). Am geringsten fallen die positiven Schwankungen in der Nähe des Äquators aus (Guayaquil/ Ecuador +2,2 K).
- Der Verlauf der positiven Lufttemperaturanomalien folgt im wesentlichen dem der Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, so daß die innere Gliederung eines ENSO-Ereignisses nach RASMUSSEN & CARPENTER (1982) auch für die Lufttemperaturen gelten kann.
- Ein Vergleich der Lufttemperaturanomalien mit den Werten des Southern Oscillation Index scheint die Hypothese von zwei voneinander zu unterscheidenden (Teil-)Phänomenen während eines ENSO zu stützen: Außer bei dem Ereignis von 1982/83 folgen die negativen Indexwerte den positiven Anomalien der Lufttemperatur mit etwa einmonatiger Verzögerung, können also nicht deren Ursache sein. Geht man jedoch von der These aus, daß die positiven Temperaturanomalien normalerweise nur die Verstärkung des normalen Jahresganges im Südsommer sind und nur bei starken und sehr starken ENSO-Ereignissen ein zweites Teil-Ereignis Mitte des Jahres (also im Südwinter) beginnt, so könnten hierfür tatsächlich negative Indexwerte als Vorläufer des Ereignisses gelten (1982).
- Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse wird folgende Kategorisierung von ENSO-Ereignissen vorgeschlagen:

Super-ENSO-Ereignis	LT in 1 Monat	> 5 K über dem Durchschnitt*
oder	LT 6 Monate	>3,5 K über dem Durchschnitt*
Bsp.: 1982/83		
Sehr starkes ENSO-Ereignis	LT in 1 Monat	> 4 K über dem Durchschnitt*
oder	LT 3 Monate	>3,5 K über dem Durchschnitt*
Bsp.: 1972/73		
Mäßig starkes ENSO-Ereignis	LT in 1 Monat	> 3 K über dem Durchschnitt*
Bsp.: 1976		

*) gemessen an jeweils mindestens drei nord- und mittelperuanischen Stationen.

4 Die Auswirkungen von ENSO 1983 im nordperuanischen Küstengebiet

Die Auswirkungen eines großen El Niño-Ereignisses haben in Nordperu immer das Ausmaß einer Naturkatastrophe. Betroffen sind zu allererst natürlich die Fischer. Das El Niño-Ereignis von 1972 führte seinerzeit zum Zusammenbruch der peruanischen Fischmehlindustrie nördlich von Lima, nachdem sich die Schere zwischen einer generellen Überfischung und dem durch das Warmwassereignis bedingten Ausbleiben der Anchovis-Schwärme zu weit geöffnet hatte. Die peruanischen Fänge waren damals von 12 Mill. t Fisch im Jahr 1971 auf 3,8 Mill. t im Jahr 1973 gefallen. Die Fischmehlindustrie hat sich von diesem Schlag bisher nicht erholt. So kann auch die 1983 beobachtete Zunahme der Shrimpsvorkommen vor Paita (5°S) nur als kurzzeitiges ökonomisches Trostpflaster gewertet werden (VELEZ, ZEBALLOS & MENDEZ, 1984)*. In Paita verlegten sich damals mehrere Fischfangesellschaften ganz vom Fisch- auf den Shrimps-Fang. Die maximalen Anlandungen betragen im Mai 1983 1.000 bis 1.500 kg pro Tag und Fangboot. Die gesamten Shrimps-Fänge in Peru waren 1983 7-8 mal höher als 1982.

Neben den ökonomischen Auswirkungen auf die Fischereiwirtschaft sind vor allen Dingen die durch die Niederschläge und die Hochwässer angerichteten Schäden katastrophal. Caviedes (1984) beschreibt detailliert die Zerstörung der Adobe-Häuser, die Hangrutsche und die Verschlammung der Felder, welche durch die Starkregen in den Flußoasen der nordperuanischen Küstenwüste ausgelöst wurden. Besonders schlimm waren die Folgen der abgehenden Hochwässer. Alle Flüsse Nordperus haben ein pluviales Abflußregime, einen kurzen Weg zum Meer und ein entsprechend hohes Längsgefälle. Bei katastrophalen Starkregen - wie den oben aufgeführten in Chulucanas - führt dies unweigerlich zur Überschwemmung der Flußoasenorte, zu Ufererosion, Brückenzerstörung und Straßenunterspülung. Der mittlere Jahresabfluß des Rio Piura (Einzugsgebiet von 7.742 km², Pegel in 23 mm NN vor der Mündung) betrug im Trockenjahr 1980 17,8 m³/sec. und erreichte 1983 829 m³/sec. (Abb. 9)! Während des El Niño-Ereignisses von 1972 hatte der mittlere Abfluß ca. 200 m³/sec. betragen. Aufgrund der damals gemachten Erfahrungen wurden zwei große Rückhaltebecken angelegt. Diese Staubecken waren dem Super-ENSO von 1983 jedoch nicht gewachsen: sie liefen über und konnten die bisher größte Flutkatastrophe am Piura nicht verhindern. Die tropisch-maritimen Luftmassen, die hohen Niederschläge und die positiven Lufttemperatur-Anomalien brachten auch eine hohe Luftfeuchtigkeit mit sich. Verstärkt noch durch die Trinkwasserverseuchung führte dies zu einer rapiden Ausbreitung von Krankheiten. Auffällig war insbesondere ein rapides Ansteigen der Tuberkulosefälle in den betroffenen Siedlungen, so dem mehrfach erwähnten Chulucanas. BILDOSO (1982) beschreibt im Detail die Änderungen in der Fauna und Flora Nordperus, die

*) Freundl. Mitteilung von Prof. Dr. Cesar Caviedes, Gainesville

während großen El Niño-Ereignissen beobachtet werden können. Er konnte sogar feststellen, daß "insects and alimeñas (Schädlinge, die Verf.) that usually live in the pre-Amazonian ranges of the east Andes move to the lowlands of the Piura and Chira rivers during the periods of heat and high waters".

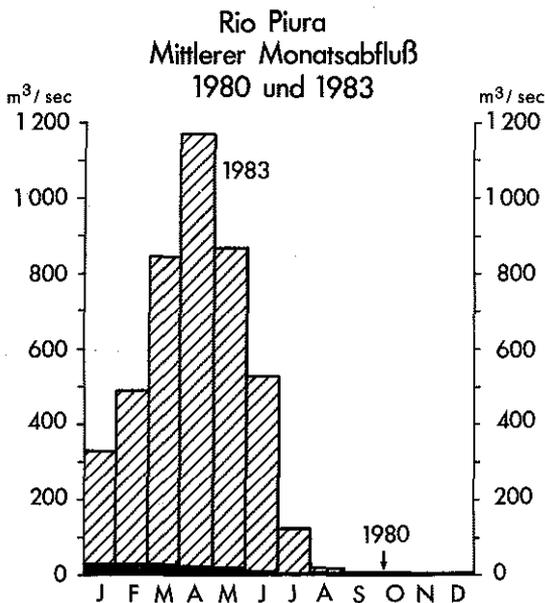


Abb 9: Mittlerer monatlicher Abfluß des Rio Piura im Vergleich der Jahre 1980 und 1983. Daten: Proyecto Expecial Chira-Piura, Peru

Alle diese Folgeerscheinungen sind von enormer Bedeutung für den Lebensraum an der Pazifikküste. Die Auswirkungen eines ENSO-Großereignisses beschränken sich aber nicht auf diesen Raum. Spürbar sind sie auch in anderen Ländern Südamerikas, im gesamten pazifischen Raum und möglicherweise auf der ganzen Erde. Deshalb geht die Suche nach den Verknüpfungen zwischen der ozeanischen und der atmosphärischen Zirkulation und ihren Rückkoppelungen, insbesondere auch nach Vorhersagemöglichkeiten unvermindert weiter. Untersucht werden sollen aber auch frühere ENSO-Ereignisse. Insbesondere das ENSO-Ereignis von 1877/78 soll noch extremer als dasjenige von 1983 gewesen sein. Es bleibt zu hoffen, daß die zunehmende Menge von Fernerkundungsdaten über die Ozeane und die Atmosphäre die geowissenschaftliche Forschung auf diesem Gebiet weiterbringt. Auch dieser Aufsatz hat jedoch gezeigt, daß ohne gezielte und detaillierte Bodenbeobachtungen die Fernerkundungsdaten über den Kontinenten buchstäblich in der Luft hängen. Wirkliche Fortschritte scheinen daher auf die Dauer nur möglich, wenn man beides - Fernerkundungsdaten und Bodenbeobachtungen - miteinander kombiniert.

5 Literatur

- A r n t z , W. (1985): Zur Entstehung von Organismenansammlungen: "El Niño" 1982-83 vor Peru.- *Natur und Museum* 115: 134-151.
- B a r b e r , R. T. & F. P. C h a v e z (1983): Biological Consequences of El Niño.- *Science* 222: 1203-1210.
- B i l d o s o , A. (1982): Cambia la geografía en el norte peruano?- *Documenta* 10 (89-90): 113-136.
- B j e r k n e s , J. (1966): A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature.- *Tellus* 18: 820-829.
- C a n e , M. A. (1983): Oceanographic events during El Niño.- *Science* 222: 1189-1194.
- C a v i e d e s , C. (1975): El Niño 1972. Its climatic, ecological, human and economic implications.- *Geogr. Review* 65: 493-509.
- C a v i e d e s , C. (1984): El Niño 1982-83.- *Geogr. Review* 74: 267-290.
- C a v i e d e s , C. (1984): Fluctuations of the South Pacific Anticyclone during the ENSO 1975-76 and 1982-83.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 29: 3-4.
- C a v i e d e s , C. & W. E n d l i c h e r (1989): Die Niederschlagsverhältnisse in Nordperu während des El Niño-Southern Oscillation-Ereignisses 1983.- *Die Erde (Berlin)* 120: 81-97.
- C h a v e z , F. P. et al. (1984): El Niño and Primary Productivity: Potential Effects on Atmospheric Carbon Dioxide and Fish Production.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 28: 1f.
- E n f i e l d , D. B. & R. L u k a s (1984): Low-Frequency Sea Level Variability along the South American Coast in 1981-83.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 28: 2-4.
- F l o h n , H. & H. F l e e r (1975): Climatic teleconnections with the equatorial Pacific warming and the role of ocean-atmosphere coupling.- *Atmosphere* 13: 96-109.
- G i e r l o f f - E m d e n , H.-G. (1959): Der Humboldtstrom und die pazifischen Landschaften seines Wirkungsbereiches.- *Petermanns Geogr. Mitt. (Gotha)* 103: 1-17.
- H o r e l , J. D. & A. G. C o r n e j o - G a r r i d o (1984): Evolution of meteorological conditions along the N.W. coast of South America during 1982-83.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 25: 3-5.
- H o r e l , J. D. & A. G. C o r n e j o - G a r r i d o (1986): Convection along the Coast of Northern Peru: Spatial and Temporal Variation of Clouds and Rainfall.- *Monthly Weather Review* 114: 2091-2105.
- K ä s e , R. H. (1985) El Niño.- *Geowissenschaften in unserer Zeit* 3: 113-119.
- K r ü g e r , A. F. & J. S. W i n s t o n (1975): Large scale circulation anomalies over the tropics during 1971-1972.- *Monthly Weather Review* 103: 465-473.
- M i l l e r , F. R. (1977): The El Niño of 1976-77 in the Southeast Pacific.- *Proceedings of the NOAA 2nd Annual Climate Diagnostic Workshop: 20/1-14. La Jolla, Calif.*
- M o r e a n o , H. R. (1984): The Weakening of the 1982-83 El Niño in Ecuadoran Waters.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 28: 13f.
- M u g i c a , R. (1984): Departamento de Piura rainfall in 1983.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 28: 7.

- Murphy, R. C. (1926): Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925.- *Geographical Review* 16: 25-54.
- Philander, S. G. H. (1983): El Niño-Southern Oscillation Phenomena.- *Nature* 302: 295-301.
- Pinzner, H. E. (1987): El Niño und seine klimatischen Auswirkungen an der Westküste Südamerikas zwischen 1953 und 1983.- Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.), Erlangen, 207 S.
- Quinn, W. H. (1977): Diagnosis of the 1976-77 El Niño.- Proceedings of the NOAA. 2nd Annual Climate Diagnostic Workshop: 21/1-14. La Jolla, Calif.
- Quinn, W. H. et al. (1978): Historical trends and statistics of the SO, El Niño, and Indonesian droughts.- *Fisheries Bulletin* 76: 633-678.
- Ramage, C. S. et al. (1980): Meteorological Atlas of the 1972-73 El Niño.- UHMET 80-03, Dept. Meteor., University of Hawaii, Honolulu.
- Ramage, C. S. (1986): El Niño.- *Spektrum der Wissenschaft*, Aug. 1986: 92-100.
- Rasmusson, E. M. & T. H. Carpenter (1982): Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño.- *Monthly Weather Review* 109: 354-384.
- Rasmusson, E. M. & J. J. Wallace (1983): Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation.- *Science* 222:1195-1202.
- Schneider, U. & C.-D. Schönwiese (1989): Some statistical characteristics of El Niño/Southern Oscillation and North Atlantic Oscillation indices.- *Atmosphäre* (im Druck).
- Schütte, K. (1968): Untersuchungen zur Meteorologie und Klimatologie des El Niño-Phänomens in Ekuador und Nord-Peru.- *Bonner Meteorologische Abh.* 9, 152 S.
- Schweigger, E. (1959): Die Westküste Südamerikas im Bereich des Peru-Stroms.- Heidelberg-München, 513 S.
- Velez, J., J. Zeballos & M. Mendez (1984): Effects of the 1982-83 El Niño on Fishes and Crustaceans off Peru.- *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* 28: 10-12.
- Walker, G. T. (1923): Correlation in seasonal variations of weather, VIII.- A preliminary study of world weather. (World Weather D).- *Mem. India. Meteor. Dept.* 24: 75-131.
- Waylen, P. R. & C. Caviedes (1986): El Niño and annual floods on the north Peruvian littoral.- *J. of Hydrology* 89: 141-156.
- Weischet, W. (1969): Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen.- *Die Erde* 100: 287-306.
- Wyrtki, K. (1982): The Southern Oscillation, Ocean-Atmosphere Interaction and El Niño.- *Mar. Technol. Soc. Journal* 16: 3-10.
- Wyrtki, K. & R. Lukas (1983): Sea level during the 1982-83 El Niño.- in: A. Leetma (Ed.): 1982-83 El Niño/Southern Oscillation Workshop, NOAA/AOML, Miami: 25-32.

