

DIE NIEDERSCHLAGSJAHRESZEITEN IN ECUADOR UND IHRE KLIMADYNAMISCHE INTERPRETATION

Mit 11 Abbildungen und 1 Tabelle

JÖRG BENDIX und WILHELM LAUER

Summary: Rainy seasons in Ecuador and their climate-dynamic interpretation

In Ecuador the solar determination of annual rainfall variation is conspicuously modified by the influence of the Andean mountain system, the competitive ocean currents (Niño- and Humboldt-Current), as well as the mesoscale phenomenon of the valley winds. By means of a factor analysis, four main- and two transitional types of precipitation regimes can be distinguished. Due to the influence of the earth's surface, the normal equatorial type of the southern hemisphere is just revealed in the highlands. The coastal area and the lowlands of the eastern Andean slope have different types with a single precipitation maximum during summer and well defined wintry dry season (July) at the coast, and a regime with three peaks and precipitation over all seasons in the Amazon Lowlands. A special type with a single rainfall maximum in winter (July), without a real dry season over the year, occurs in the range of the eastern Andean slope at heights between 1000 to 3500 m a.s.l. A correlation analysis between the annual variation of rainfall and the wind direction, as well as the frequency of thunderstorms, provides explanations for the occurrence of the different precipitation regimes. The interpretation of satellite images connects the results with the global system of circulation and weather over north-western South America.

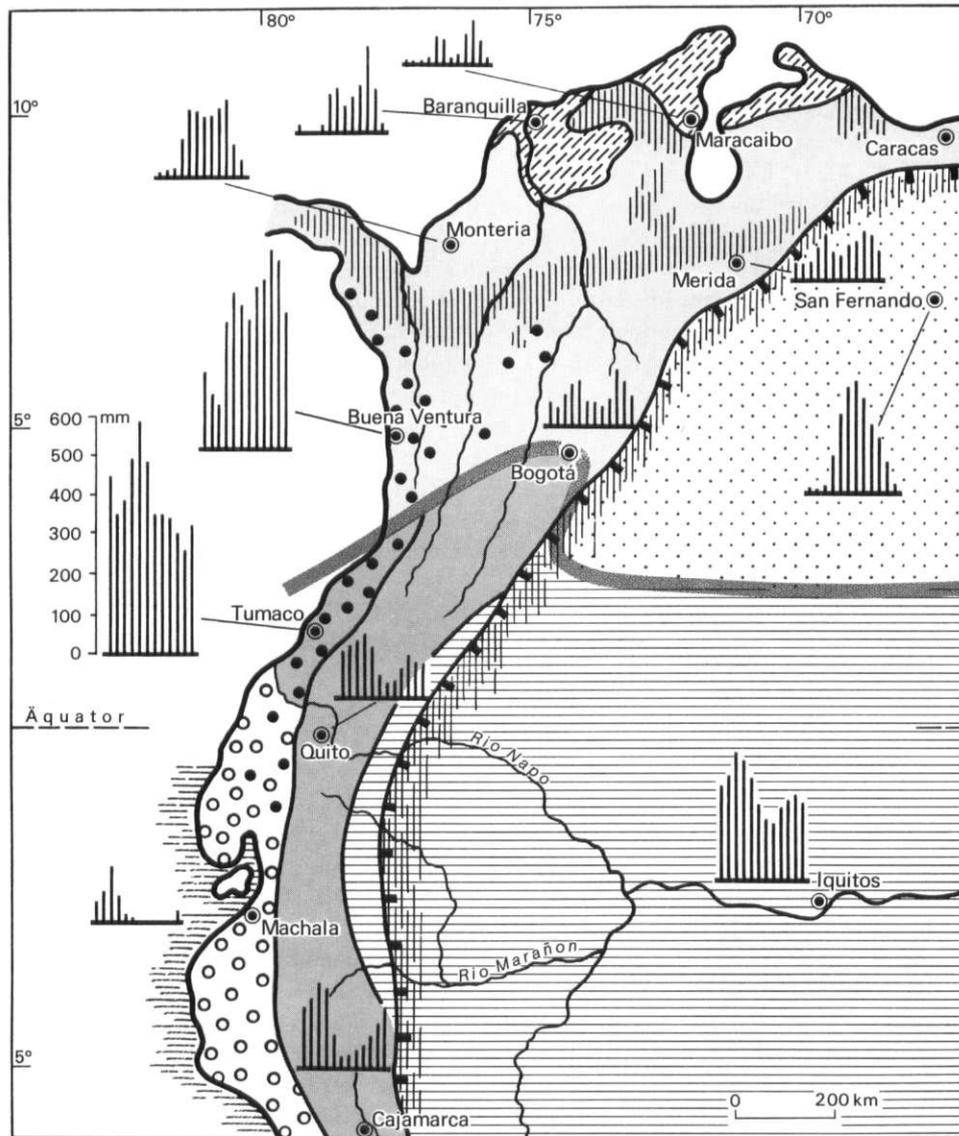
1 Einleitung

Die tropischen Anden stellen im Klimasystem der Erde einen auffälligen Problemraum dar. Als ein Nord-Süd verlaufendes Kettengebirge, das auch die Küstenkonfiguration des Kontinentes bestimmt, sind sie für die großräumige atmosphärische Zirkulation einerseits ein barriereartiges Hindernis, andererseits übt die weit gegen den Äquator gerichtete kalte Humboldt-Strömung auf die klimatischen Verhältnisse des gesamten Küstenraums des südamerikanischen Kontinentes einen maßgeblichen Einfluß aus. Schließlich verursacht die kleingekammerte Differenzierung des Gebirgskörpers makro- wie auch mesoskalige Abweichungen vom allgemeinen solaren Klimageschehen.

Dennoch ist es auffallend, daß im gesamten Bereich des nordwestlichen Südamerika – einschließlich der mittelamerikanischen Landbrücke – die Nie-

derschlagsjahreszeiten in ihrem jährlichen Ablauf generell das Grundscheema des solaren Klimageschehens widerspiegeln, was Abb. 1 (vgl. JOHNSON 1976, LAUER 1968, SNOW 1976 und TROLL 1930) deutlich zu erkennen gibt. Doch werden die Regenmengen durch die topographischen Bedingungen des Gebirgskörpers und auch die räumliche Verteilung der Jahresgangtypen durch die Lagebedingungen des Gebirgskörpers ebenso deutlich abgewandelt.

Der Regenzeitenäquator, der als ein gürtelförmiges Band die Erde umschließt und den nordhemisphärischen vom südhemisphärischen Witterungsgang wegen der Umkehrung der solaren Jahreszeiten trennt, ist allerdings mit dem astronomischen Äquator nicht identisch. Er verläuft in Südkolumbien zwischen etwa 3° und 5°N (Abb. 1, Station Bogotá), biegt auf der Ostkordillere scharf nach Süden ab, um sich dann – wiederum in der Breitenlage von 2-3°N – quer durch den Kontinent unmittelbar nördlich des astronomischen Äquators bis zur Ostküste zu ziehen. Seine Lage nördlich des Äquators ist Folge der höheren Druckgradienten auf der Südhalbkugel und der asymmetrischen Verteilungen von Land- und Wasserflächen auf der Erde, wodurch die Druck-, Temperatur- und Niederschlagsverteilungen in Richtung der Nordhalbkugel verschoben werden. Im Bereich des Regenzeitenäquators ist der jährliche Regengang mit zwei Maxima unmittelbar nach den Äquinoktialzeiten im April und Oktober und zwei Minima unmittelbar nach dem Solstitalstand der Sonne an den Wendekreisen (Januar und Juli) ausgebildet. Je weiter die Stationen vom Regenzeitenäquator entfernt liegen, um so näher kommen sich die Niederschlagsmaxima in Richtung auf die Wendekreise unter Verkürzung und geringerer Ausbildung der Trockenzeit im Sommer und gleichzeitiger Verlängerung und Intensivierung der winterlichen Trockenzeit der jeweiligen Halbkugel. Der nordhemisphärische Typ hat die Trockenzeit zwischen Oktober und März und die Südhalbkugel zwischen April und September. Die Nordanden und die mittelamerikanische Landbrücke bis Mexiko zeigen den nordhemisphärischen, die Anden vom südlichen Kolumbien bis ins mittlere Peru in der Höhe von



- 1 Niederschlagsäquator (2 Niederschlagsmaxima (Äquinoktien), 2 Niederschlagsminima (Solstien))
- 2 Zweigipfeler nordhemisphärischer Typ des Niederschlags mit längerer winterlicher Trockenzeit und kürzerer sommerlicher Trockenzeit (Veranillo del San Juan)
- 3 Zweigipfeler südhemisphärischer Niederschlagstyp mit längerer Trockenzeit im Südwinter und kürzerer sommerlicher Trockenzeit (Veranillo del Niño)
- 4 Zweigipfeler nordhemisphärischer Typ, wie 2, jedoch Niederschlägen < 500 mm (Trockengebiet)
- 5 Nordhemisphärische einfache Regenzeit im Sommer und winterliche Trockenzeit
- 6 Südhemisphärische einfache Regenzeit im Sommer, winterliche Trockenzeit, Niederschläge < 500 mm
- 7 Niederschlag zu allen Jahreszeiten, Niederschläge > 2000 mm, Niederschlagsgang z. T. wie 3
- 8 Passatische Effekte besonders im Herbst und Winter (Nord- und Südhalbkugel)
- 9 Monsunale Effekte bei Niederschlägen > 2000 mm
- 10 Winterliche Küstennebel (Kaltwasserauftrieb)

Abb. 1: Niederschlagsjahreszeiten in den nördlichen Anden
Rainy seasons in the Northern Andes

Lima den südhemisphärisch doppelgipfligen, stetig sich abwandelnden äquatorialen Gang mit immer länger werdender winterlicher Trockenzeit (im Spanischen bezeichnet als *verano*) und einer immer kürzer und weniger intensiv ausgebildeten kleinen Trockenzeit, die auf der Nordhalbkugel als *veranillo del San Juan* und auf der Südhalbkugel als *veranillo del Niño* bezeichnet wird.

Gleichzeitig wird aber auch die markante Abweichung vom Normaltyp deutlich, indem im Küstenbereich von Ecuador bereits wenige Breitengrade südlich des Regenzeitenäquators der eingipflige Sommerregentyp mit längerer, winterlicher Trockenzeit ausgebildet ist, obwohl dieser Typ nach dem solaren Geschehen eigentlich in der Nähe des Solstitalstandes der Sonne im Bereich der Wendekreise auftreten müßte (wie z. B. im Bereich der Sahara). Auch der nordhemisphärische Typ mit eingipfligem Sommerregen tritt bereits in der Breitenlage zwischen 2°N und 10°N in den Llanos des Orinoco auf. Hierbei sind ebenfalls die Wirkungen des Andengebirges als Klimafaktor von ausschlaggebender Bedeutung.

Ecuador, das als Untersuchungsbeispiel ausgewählt wurde, liegt zwar direkt unter dem Äquator, doch hat es – wie bereits Abb. 1 zeigt – nur bedingt idealtypisches Äquatoralklima, wie es sonst im allgemeinen nur über den Meeren auftritt. Die Reliefenergie, die Konfiguration des südamerikanischen Kontinents, die Lage im jahreszeitlich wechselnden Kampfgebiet des Süd-Nord gerichteten kalten Humboldt- und des Nord-Süd gerichteten warmen Niño-Stromes, sowie die vielfältig gegliederte Topographie des Raumes beeinflussen die makroklimatischen Vorgänge in der Atmosphäre über Ecuador und lösen zugleich mesoskalige Witterungsphänomene aus. Die Anden selbst mit ihren Nord-Süd streichenden Ketten sind Klimascheiden; ihre vielfältige Topographie, die ausgeprägte Luv- und Lee-Effekte hervorruft, wirkt sich auf die Menge des Niederschlages aus. Täler, die sich in die Gebirgshänge eingeschnitten haben, kanalisieren den Transportweg für den Wasserdampf, wobei das Berg-Talwindphänomen für eine auffallende räumliche Differenzierung der Niederschlagsverhältnisse sorgt.

Das Witterungsgeschehen ist in den Tropen nur wenig von unterschiedlichen Druckgebilden oder der Ausbildung von Fronten bestimmt, sondern eher von Umformungsprozessen eingestrahelter Energie im Spiel von fühlbarer und latenter Wärme. Sie lösen durch adiabatische Vorgänge überdies einen schnellen Wechsel von Kondensations- und Niederschlagsprozessen sowie Austrocknungsprozessen aus. Hinzu kommt die Wirkung der Massenerhebung des Gebir-

ges als Heizfläche für atmosphärische Vorgänge, die auch zu Niederschlagsprozessen führen.

In der vorliegenden Untersuchung wird die Verteilung und Genese der Niederschlagstypen am Beispiel Ecuadors untersucht, wobei die Mechanismen des Wasserdampftransportes, dessen Quellen für Ecuador im Amazonasgebiet und auch auf dem Pazifik liegen, zur Erklärung der Niederschlagsgenese eine wichtige Rolle spielen. Die Analyse des Wasserdampftransportes soll durch eine Untersuchung des Bodenwindfelds als Indiz für die Quellgebiete des Wasserdampfes sowie der Häufigkeit der Gewitterereignisse gestützt werden. Schließlich sollen mit Hilfe der Satellitenbilddauswertung typische Zirkulationsmuster erkannt werden, die die Jahresabfolge der Niederschläge interpretieren helfen und zugleich eine räumliche Synopse des Klimageschehens im gesamten nordwestlichen Südamerika ermöglichen.

2 Auswertung des Datenmaterials

Die Klimadaten für die nachfolgenden Analysen wurden zum Großteil den *Anuarios Meteorológicos* des *Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología*, Quito, entnommen. Für 53 repräsentative Klimastationen, die für die Periode 1959–1983 homogene Datenreihen aufwiesen, wurden die monatlichen Mittel von Niederschlag, Windrichtung sowie für 19 Stationen die Mittel der Gewitterhäufigkeit berechnet. Zur großräumigen Einordnung der Ergebnisse in das Zirkulationsgeschehen Südamerikas stand eine Bildserie von 69 GOES-APT (Analogue Picture Transmission) Daten der Monate Januar bis Oktober 1991 auf Datenträger zur Verfügung.

Die Analyse der *Klimadaten* beruht auf vier Arbeitsschritten:

1. Die Bearbeitung des mittleren Niederschlagsjahresgangs dient dem räumlichen Überblick der jahreszeitlichen Verteilung von Regen- und Trockenzeit in den Klimaprovinzen Ecuadors. Die darauf aufgebaute Faktorenanalyse (VARIMAX) liefert räumliche Ähnlichkeitsmuster der verschiedenen Niederschlagsregimes. Der niederschlagsgenetische Zusammenhang der ermittelten Jahresgangstypen kann dabei über die Verteilung von positiven und negativen Faktorladungen abgeschätzt werden.
2. Für das Datenkollektiv werden weiterhin die mittleren Jahresgänge (25 Jahre) von Windrichtung und -geschwindigkeit sowie der Gewitterhäufigkeit berechnet. Die Windrichtungsdaten liegen in den *Anuarios* als monatliche Auftrittshäufigkeit

Tabelle 1: Schwellenwerte der effektiven Emissionstemperatur der Wolkenobergrenze zur Abgrenzung von konvektiver, niederschlagswirksamer Bewölkung

Brightness temperature thresholds of the cloud top for delimitation of convective cloudiness, leading to precipitation

Schwellenwert [K]	Region	Satellit	Autoren
< 235	Ostafrika	Meteosat 4	Vaculik u. Menz 1991
< 233	Peru	GOES	Goldberg u. a. 1987
< 220	Osteuropa	NOAA-5	Billing u. a. 1980
< 225	Amerika	DMSP	Bunting u. Hardy 1984

ten von drei Beobachtungen pro Tag (9:00, 15:00 und 21:00 Uhr) unterteilt in je vier Haupt- und Zwischenwindrichtungen sowie den Anteil der Kalmen vor.

3. Zur Klärung des Zusammenhangs von Windrichtung und Niederschlag wird eine Korrelationsanalyse zwischen dem Jahresgang des Niederschlags und dem Jahresgang der einzelnen Windrichtungen durchgeführt, so daß für jede Station neun Korrelationskoeffizienten in die nachfolgenden Analysen eingehen können.
4. Hinweise, ob Gewitter am Niederschlagsaufkommen beteiligt sind, gibt die Korrelationsanalyse zwischen den mittleren Jahresgängen des Niederschlags, der Windrichtung sowie der Gewitterhäufigkeit.

Die Auswertung der *Satellitendaten* bezieht sich vor allem auf die räumliche Erfassung der Auftrettsfrequenz von *hochliegender Bewölkung* in verschiedenen Monaten. Die im Rahmen des WEFAX-Empfangs über Kanal 2 von Meteosat 4 gesendeten GOES-APT-Daten sind durchweg IR-Bilder des GOES VISSR-Sensors (10,5–12,6 μm)¹⁾. Sie liegen im 8-Bit-Format und somit als Grauwerte von 0 (warm) bis 255 (kalt) vor. Die operationelle Abgrenzung von hochliegenden Wolken aus dem APT-Signal ist zur Zeit nicht mit derselben Genauigkeit möglich, die mit Digitaldaten erzielt werden kann, da die analoge Bildübertragung nicht für quantitative Auswertungen konzipiert ist. Bei der Verwendung von digitalen Originaldaten, mit denen eine Temperaturkalibrierung durchgeführt werden kann, wird der Wolken- und damit auch die hochreichende Bewölkung

über die Oberflächentemperatur der Wolke definiert. Dazu bedient man sich meist einfacher Temperaturschwellenwerte, wie sie beispielsweise in Tabelle 1 für die Abgrenzung konvektiver Bewölkung von anderen Wolkenstockwerken verwendet werden.

Obwohl die GOES-WEFAX-Daten vor der Übertragung über Meteosat von der Bodenstation schon in ein kalibrierbares 8-Bit-Format umgesetzt werden (GIBSON 1984, ESA 1987), läßt die relative Instabilität des APT-Signals und die Analog-Digital-Wandlung in der Empfangsanlage eine Kalibrierung der Grauwerte nur mit eingeschränkter Genauigkeit zu (vgl. DARTCOM 1990). Für die Abgrenzung der hochreichenden Bewölkung im vorhandenen Bildkollektiv reicht die Genauigkeit aus, da die berechneten Häufigkeitskarten nur qualitativ interpretiert werden. Die Umrechnung der Grauwerte in effektive Emissionstemperaturen erfolgt über die für den GOES VISSR-Sensor gültigen Gleichungen (GIBSON 1984):

$$T_e = 330 - (G/2) \quad (\text{wenn } G < 176)$$

bzw. $T_e = 418 - G \quad (\text{wenn } G \geq 176)$

G = 8-Bit Grauwert, T_e = Effektive Emissionstemperatur des Bildelements

Wolken mit einer Oberflächentemperatur < 233 K (GOES VISSR) verursachen nach einer Untersuchung von GOLDBERG (1987) in Peru mit großer Sicherheit heftige Regenfälle, so daß dieser Schwellenwert für die vorliegende Untersuchung gewählt wird. Die Häufigkeitskarten der hochreichenden Bewölkung werden aus allen Bildern berechnet, die für den jeweiligen Monat zur Verfügung stehen. Dabei wird für jedes Bildelement ein Binärentscheid gefällt, ob hochreichende Bewölkung vorliegt. Die relative Häufigkeit der Bewölkung ergibt sich dann für jedes Bildelement aus der Anzahl der Fälle mit Wolkenbedeckung bezogen auf die Gesamtzahl der Bilder pro Monat.

¹⁾ Die Autoren danken an dieser Stelle Prof. Dr. M. Winiger für die Benutzungsmöglichkeit der DARTCOM APT-Anlage, mit der die verwendeten GOES-Daten aufgezeichnet wurden.

3 Niederschlagsdifferenzierung in Ecuador

3.1 Allgemeine Zirkulationsbedingungen für die Ausbildung der Regenjahreszeiten in Ecuador

Zur Klärung der eingangs vorgestellten Problematik im andinen Raum wird ein kurzer Überblick über die Klimadynamik anhand der für Ecuador typischen Niederschlagsjahreszeiten der Extremmonate Februar und Juli gegeben.

Im unteren Niveau der Troposphäre (850–700 hPa) treten in der *Regenzeit* (Beispiel Februar) folgende Strömungsmuster auf (VIRJI 1981):

1. In der gesamten südsommerlichen Regenzeit zwischen Dezember und März bestimmen NE-Passate der Nordhalbkugel das Windfeld der Grund-

schicht über dem äquatorialen Amazonasgebiet. Sie werden jedoch aufgrund der Reibung am Andenostfuß und der Änderung des Coriolis-Parameters in der Äquatorbreite zu Nord-, ja sogar zu NW-Winden umgelenkt (Abb. 2). Durch das Zusammenpressen der Stromlinien beschleunigt sich der Strömungsast der Grundschicht auf Geschwindigkeiten von 10 m sec^{-1} bis 25 m sec^{-1} . Da solche Strömungsgeschwindigkeiten im darüberliegenden Höhenniveau der Troposphäre nicht mehr erreicht werden, liegt nach gängiger Definition ein Low-Level-Jet vor (VIRJI 1981).

2. Über dem zentralen Amazonas befindet sich ein stabiles Bodentief, das dort Niederschläge $> 200 \text{ mm}$ verursacht (KREUELS u. a. 1975).

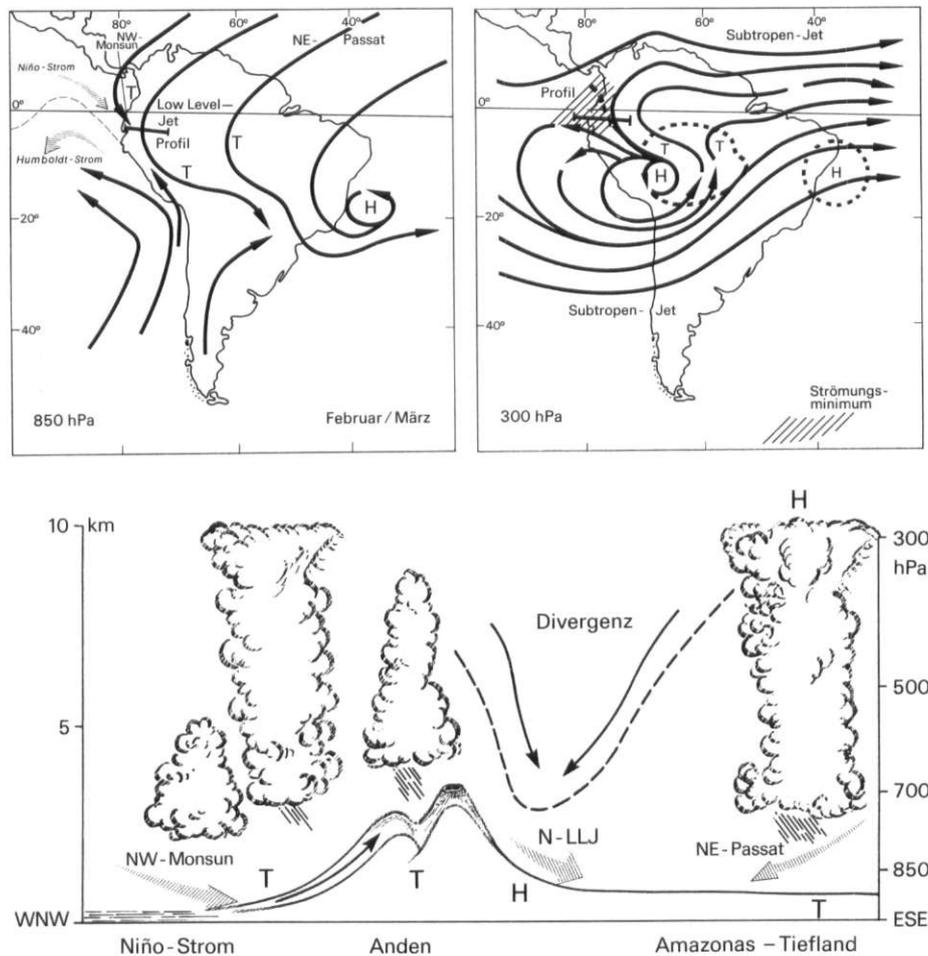


Abb. 2: Zirkulation über Südamerika während der ecuadorianischen Regenzeit (850 und 300 hPa) (Febr./März) und WNW-ESE Profil (N-LLJ = N-NW Low-Level-Jet, - - - Inversion)

Circulation patterns over South America during the rainy season of Ecuador (850 and 300 hPa) (Feb./March) and WNW-ESE longitudinal section (N-LLJ = N-NW Low-Level-Jet, - - - inversion)

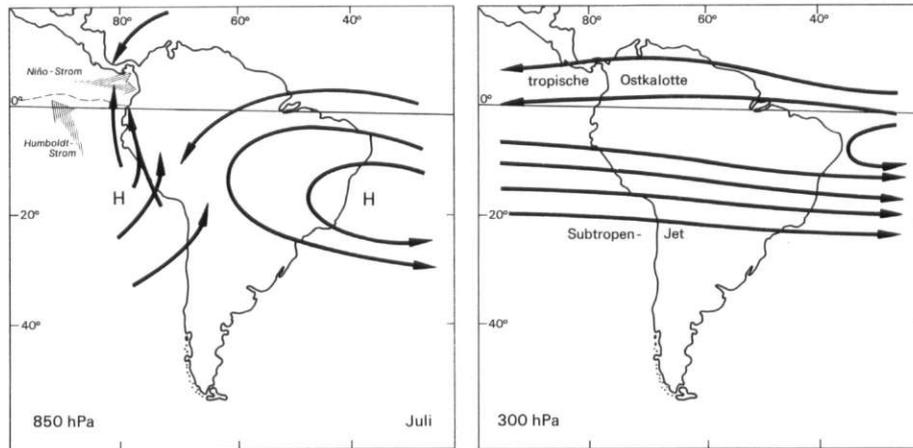


Abb. 3: Zirkulation über Südamerika während der ecuadorianischen Trockenzeit (850 und 300 hPa) (Juli)
Circulation patterns over South America during the dry season of Ecuador (850 and 300 hPa) (July)

Seine Wirkung erstreckt sich bis ins nordöstliche Ecuador.

3. Zugleich verlagert sich in den Regenzeitmonaten ab Ende Dezember der warme äquatoriale Gegenstrom, der an der Westküste Südamerikas als Niño-Strom bezeichnet wird, (fast) alljährlich bis zur Nordgrenze Perus. Im Zusammenspiel von Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur (SST) und den sich über dem Äquator zu NW-Monsunen umbildenden NE-Passaten kann an der Küste Ecuadors die besonders stark ausgeprägte, südhemisphärische Passatinversion monsunallabilisiert werden.

Im Bereich des 300–100 hPa-Niveaus liegt zum Höhepunkt der *südhemisphärischen Regenzeit* (Beispiel Februar) ein typisches Strömungsbild vor:

1. Über dem südamazonischen Bodentief breitet sich die warme Antizyklone mit Zentrum über Bolivien aus (17°S, 80°W; Abb. 2), gefördert durch starke Konvektionserscheinungen und hohe Zufuhr fühlbarer Wärme in den höheren Atmosphärenschichten (VIRJI 1981, KREUELS u. a. 1975).
2. Über den südhemisphärischen Randtropen (20–30°S Breite) bilden sich aufgrund umfangreicher Zufuhr von latenter und somit potentieller Energie aus dem zentralamazonischen Tief starke Westerlies aus (südhemisphärischer Subtropenjet), die durch ihr leichtes Absinken hinter den Anden ins Tiefland Divergenz und – großräumig gesehen – z. B. die bekannte Trockenheit in NE-Brasilien verursachen (MOLIN 1987).
3. Eine starke Meridionalströmung (S–N) über den tropischen Anden im Bereich von 5°S bis 5°N und 60–80°W resultiert aus dem Umbiegen der

Strömung der warmen Antizyklone nach Norden und ernährt den nordhemisphärischen Subtropenjet über der Karibik (Abb. 2).

4. Ecuador und Teile Kolumbiens (Abb. 2) liegen zwischen dem Gebiet der tropischen Ostwindkalotte und der meridionalen Nordströmung im Bereich des Strömungsminimums (ITCZ, Mollungen). Besonders über der südecuadorianischen Küste senkt sich die in der Höhe vorhandene Divergenz (Passatinversion) etwas ab und wird gegen Nordecuador und Kolumbien durch die Aktivität der NW-Monsune angehoben und schließlich aufgelöst.

In der *Trockenzeit* (Beispiel Juli) hat sich der kalte Humboldt-Strom und somit die süd pazifische Antizyklone auf die nördlichste Position verschoben und wird noch an der Südküste Kolumbiens klimawirksam. Im 300 hPa-Niveau ist eine Verlagerung des südhemisphärischen Subtropenjets äquatorwärts eingetreten (Abb. 3), so daß im südlichen Amazonasgebiet Divergenz (Föhnneffekt) vorherrscht. Die warme Antizyklone über Bolivien sowie der Low-Level-Jet am Andenostfuß sind abgebaut. Vom Äquator bis ca. 10°N überströmen östliche Höhenwinde die Anden (KREUELS u. a. 1975). Damit beherrscht eine Hochdruckbrücke zwischen Südpazifik- und Südatlantik-Hoch die Tropen Südamerikas und beschert auch der Küste und dem Altiplano Ecuadors die winterliche Trockenheit der tropischen Südhemisphäre.

3.2 Die Niederschlagsjahreszeiten in Ecuador

Mit Hilfe einer *Faktorenanalyse* wird die Verteilung des Niederschlagsjahresgangs der 53 verwendeten

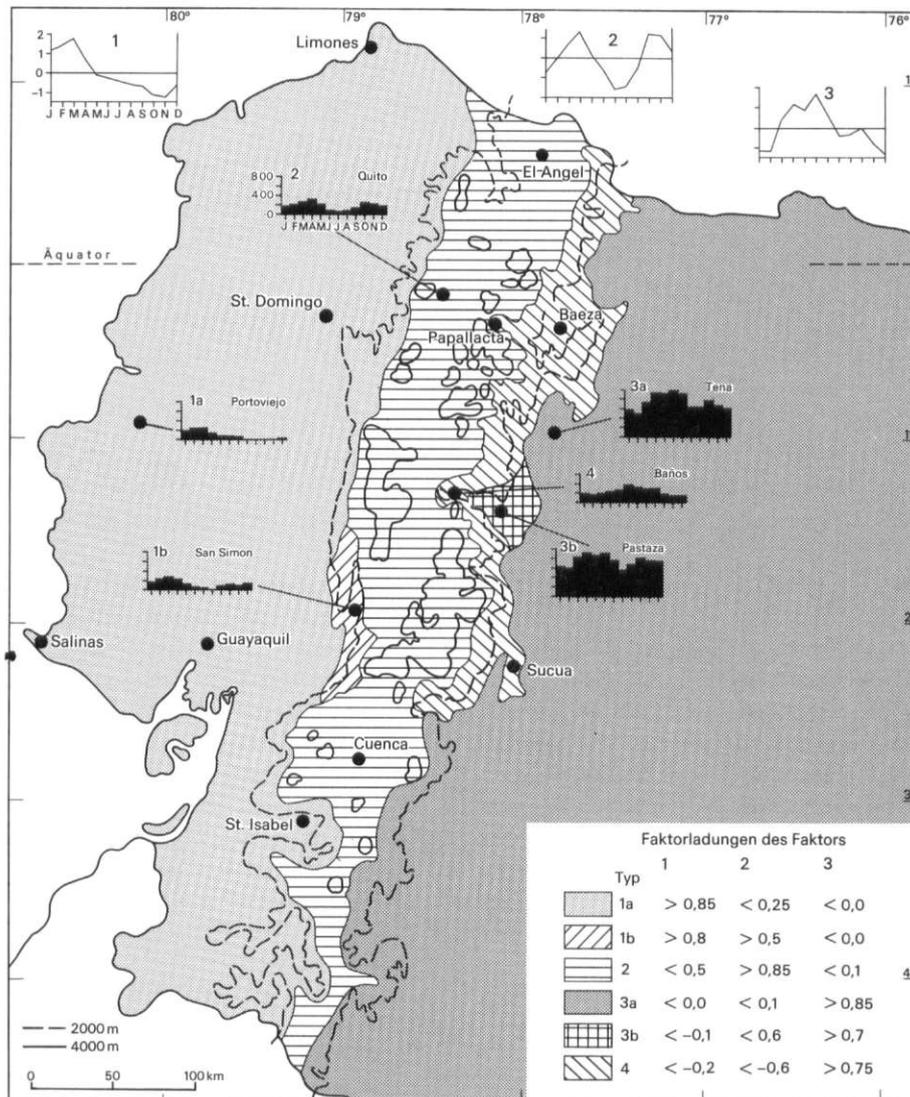


Abb. 4: Jahresgangtypen des Niederschlags in Ecuador auf der Grundlage einer Faktorenanalyse (Diagramme 1, 2, 3 = Faktorwerte)

The annual variation of rainfall in Ecuador based on a factor analysis (diagrams 1, 2, 3 = factor values)

Stationen untersucht. Die Klassifikation über Ähnlichkeitsmuster erlaubt einen besseren Überblick über das Datenmaterial als die direkte Auswertung von Niederschlagsdiagrammen. Sie ergibt im allgemeinen die solaren Hauptgruppen des Niederschlagsgangs. Zusätzlich können bei der Interpretation neben den typischen Faktoren auch Gruppen mit negativen Ladungen oder Übergangstypen erfasst werden, die durch das Relief oder das Bodenwindfeld modifizierte solare Niederschlagsgänge darstellen. Die Faktorenanalyse teilt die Datenmatrix in drei Niederschlagsgangtypen ein, die zusammen 92,6% der Gesamtvarianz des Kollektivs erklären. Unter

Berücksichtigung von negativen Faktorladungen und Mischtypen können für Ecuador sechs regional differenzierte Niederschlagsregimes unterschieden werden (Abb. 4).

Der Niederschlagsgang des Küstenraums einschließlich der Westhänge der Kordillere (Faktortyp 1a) ist durch eine Regenzeit von Dezember bis April charakterisiert, wobei an den meisten Stationen das Niederschlagsmaximum im März auftritt (S. Domingo de los Colorados). Der eingipflige Niederschlagstyp mit Maximum im März ist eine Folge der Labilisierung der Südpazifik-Antizyklone durch die NW-monsunale Strömung und die Verlagerung des war-

men Niño-Stroms bis an die Nordgrenze Perus. In allen anderen Monaten werden Niederschlagsereignisse von der Persistenz des Südpazifik-Hochs und dessen stabiler Inversion verhindert (GREENHUNT 1982), so daß der in diesem Bereich zu erwartende solare zweigipflige Jahrgang mit sekundärem Maximum im Oktober (bei Durchgang der ITCZ) unterdrückt wird. Nur an der äußersten Nordgrenze Ecuadors ist der solare Typ mit beiden Maxima noch ausgeprägt (Limonas). Im Süden Ecuadors ist die Wirkung der pazifischen Antizyklone sogar ganzjährig so stark, daß die Niederschlagsperiode auf drei Monate mit wesentlich geringeren Jahresniederschlägen eingeschränkt wird (Salinas). Die Andendepression im Süden Ecuadors mit mittleren Höhen zwischen 1000 und 2000 m erlaubt die Ausdehnung des eingipfligen Typs über die westexponierten Täler bis ins Hochland (St. Isabel). Faktor 1 weist aber auch einen Übergangstyp (*Faktortyp 1b*) zum zweigipfligen Niederschlagstyp der innerandinen Hochbecken mit bereits angedeutetem Maximum im Oktober aus (San Simon).

Der Faktor 2 beschreibt den Niederschlagstyp der innerandinen Hochbecken und entspricht dem zweigipfligen äquatorialen Typ mit solar bedingtem primärem Niederschlagsmaximum im März-April und sekundärem im Oktober (Quito, Abb. 4). Dieser asymmetrische Typ mit unterschiedlich langen und intensiven Trockenzeiten wird von beiden Andenket-

ten begrenzt, die daher als Klimascheide wirksam werden können. Übergangstypen treten allerdings im Bereich der west- oder ostexponierten Täler auf (z. B. *Faktortypen 1b, 3b*).

Der *Faktortyp 3a* repräsentiert den Niederschlags-gang im amazonischen Regenwaldgebiet Ecuadors. Auch hier ist der solar-tropische Gang der äquatorialen Breiten mit Niederschlagsmaxima im März-April und im Oktober noch ausgeprägt. Die im übrigen Ecuador auftretende Trockenzeit mit Kernmonaten Juni-Juli ist allerdings mit einer dritten Regenzeit aufgefüllt, so daß sich ein äquatorialer Niederschlags-gang mit aufgesetztem nordhemisphärischen Rand-tropentyp in der Fußstufe ergibt (Tena). Daran angrenzend tritt in den ostexponierten Talmündungen der Ostabdachung in Höhen zwischen 700 und 1000 m der Übergangstyp mit reduzierter dritter Regenzeit auf (*Faktortyp 3b*, Pastaza).

In größeren Höhen der Ostabdachung (> 1000 m) findet sich ein vom äquatorialen Typ abgekoppelter Jahrgang des Niederschlags (*Faktortyp 4*). Es ist ein eingipfliger Typ, bei dem das Niederschlagsmaxi-mum im Juni/Juli besonders gut ausgeprägt ist. Zu dem Typ 4 zählen die Stationen Papallacta (3160 m) und Baños (1843 m) sowie Sucua (910 m) im Süden Ecuadors. Somit umfaßt diese Zone sowohl die untere Bergwaldstufe der Ostabdachung als auch die eigentliche Nebelwaldstufe (Ceja de la Montaña) an der Baumgrenze. Wie das Beispiel des Paramos von

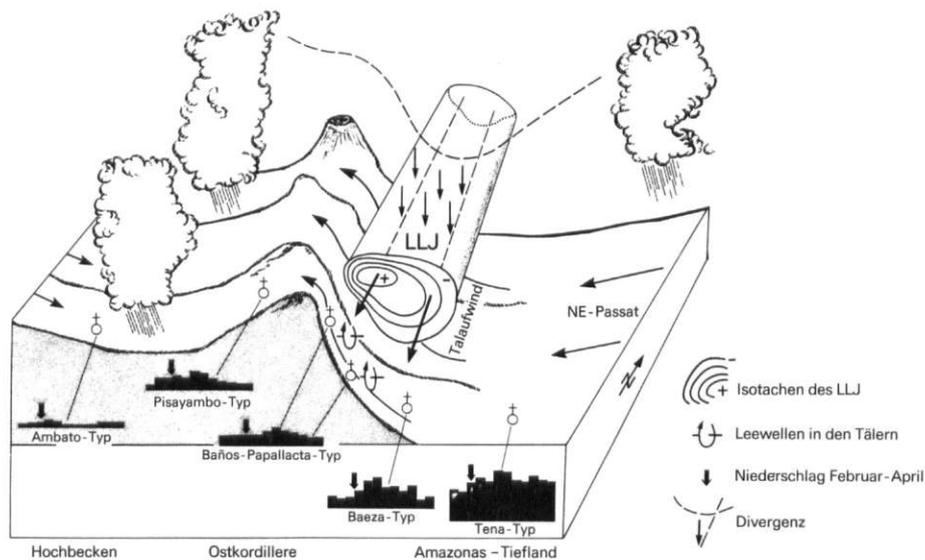


Abb. 5: Jahresgangtypen und Witterungsdynamik des Niederschlags an der Andenostabdachung während der Aktivitätsphase des Low-Level-Jets (Feb./März) (LLJ und - - - wie Abb. 2)

Types of the annual variation of rainfall and weather dynamics at the eastern Andean slope during main activity of the Low-Level-Jet (Feb./March) (LLJ and - - - as Fig. 2)

Pisayambo (Abb. 5) zeigt, reicht das Juni/Juli-Maximum sogar bis in die westexponierte Paramostufe der Ostkordillere (CERON 1985). Die Tatsache der relativen Trockenheit dieser Zone während der ecuadorianischen Haupt-Regenzeiten kann nur durch das Auftreten des Low-Level-Jets gedeutet werden, der zwischen 850 und 700 hPa (1200 bis 3300 gpm) die Ostabdachung von Oktober bis März anströmt (VIRJI 1981). Vergleichbare Jets, die nicht, wie z. B. die Bora, durch einen Drainageeffekt sondern im Zusammenhang mit einer vom Höhenwindfeld abgekoppelten Grundschicht entstehen, finden sich an den Hängen verschiedener Kettengebirge. Auch der Jet an der Andenostabdachung gehört zu diesem Typ (PAEGLE u. a. 1984). Die starke Konvergenz im Hochland und am Andenostfuß verursacht ein für den Massenausgleich notwendiges Divergenzgebiet zwischen den beiden Konvergenzen, nämlich im Bereich der Andenostabdachung zwischen 3500 und 1000 m (Abb. 5). Die aus der Divergenz resultierende Inversion ist zur Ausbildung des Jets notwendig, da sie die Hebung der anströmenden Luftmassen verhindert. Damit werden die Stromlinien nicht nur am Hindernis, sondern auch unterhalb der Inversion zusammengedrückt (PAEGLE u. a. 1984). In den quer zur Windrichtung verlaufenden Tälern treten aufgrund der Geländereibung des Jets zusätzlich noch Lee-Wellen mit absteigender Luftbewegung auf (OKE 1987). Die Täler sind daher während der Aktivitätsphase des Low-Level-Jets merklich trockener, wodurch die solaren äquatorialen Niederschlagsmaxima im März und Oktober an der Andenostabdachung im Vergleich zum Hochland unterdrückt werden und die beobachtete relative Trockenheit bestätigt werden kann.

3.3 Die Abhängigkeit der Niederschlagsgenese vom Windfeld

Sowohl das Auftreten der Hauptregenzeiten als auch der exzessiven Trockenzeiten wird im allgemeinen von der Großzirkulation gesteuert. Zur Erklärung des Niederschlagsjahresgangs ist eine genaue Windfelduntersuchung vor allem im Hinblick auf die Herkunft des Wasserdampfs sinnvoll. Die Korrelationsanalyse des Jahresgangs von mittlerer Auftretshäufigkeit der Windrichtung und dem Niederschlagsgang aller 53 Stationen kann Aufschluß über die Abhängigkeitsverhältnisse von Niederschlag und Windfeld geben.

Die Ergebnisse zeigen, daß im *Küstenbereich* (*Faktortyp 1*) Winde aus dem NW- bis E-Sektor im Norden Ecuadors und dem N- bis SE-Sektor im Süden des Landes mit hoher Signifikanz ($r > 0.8$) Niederschläge

verursachen (Abb. 6). Während der NW-Monsun im Norden der ecuadorianischen Küste in der Regel eine lange Regenzeit (Dezember–Mai) mit großen Niederschlagssummen verursacht (S. Domingo d. l. Colorados, 660 m, $N > 2500$ mm), ist die Regenzeit im Süden der Küstenregion Ecuadors auf drei Monate (Februar–April) mit wesentlich geringeren Niederschlagsjahressummen verkürzt (Pasaje, 15 m, $N < 500$ mm). Die Niederschlagsgenese ist dabei je nach niederschlagswirksamer Windrichtung unterschiedlich. Das Küstenhinterland erhält seine Niederschläge direkt aus den monsunalen Luftmassen des NW-NE Windsektors (Milagro, 13 m). Sie werden bis in den Golf von Guayaquil wirksam, wo alle anderen Windrichtungen Reduktionen der relativen Feuchte bis zu 30% und somit Trockenheit verursachen (SCHÜTTE 1968).

Die Küstensteppen erhalten demgegenüber einen großen Teil des Jahresniederschlags bei östlicher bis südöstlicher Windrichtung (Salinas, 6 m) oder bei Kalmen. Die Niederschläge fallen vor allem nachts (19.00–7.00 Uhr) und entstehen häufig aus einer lokalen Landwindzirkulation, die nur dann ausgeprägt ist, wenn die Temperaturdifferenz zwischen Niño-Strom und Festland ausreichend groß ist (SCHÜTTE 1968). Ist dies der Fall, können die relativ kühlen Landwinde beim Auftreffen auf die feucht-warme Meeresluft hochreichende Konvektion verursachen und die ausgeprägte Inversion des Süd-Pazifik-Hochs durchbrechen. Der monsunale Einfluß auf den Niederschlag der Küstensteppen ist daher vor allem im südlichen Ecuador weniger bedeutend.

Die *innerandinen Hochbecken* des *Faktortyps 2* zeichnen sich durch kleinräumige Differenzierungen vor allem hinsichtlich der Niederschlagsmenge aus. Der Wasserdampftransport als besonders wesentliches Element der Niederschlagsbildung im Hochland wird maßgeblich durch das reliefbedingte *Talwindphänomen* gesteuert. Es lassen sich aus diesem Grund keine einheitlichen Korrelationen zwischen Windrichtung und Niederschlag feststellen (Abb. 6). Die hochliegende Station Cotopaxi, El Refugio (3560 m) zeigt beispielsweise keine signifikante Korrelation, da sie abwechselnd durch das Westtal des Rio Guayllabamba und das die Ostkordillere durchbrechende Talsystem des Rio Pastaza mit Wasserdampf versorgt wird, der täglich auftretende Konfluenzbewölkung verursacht (KISTEMANN u. LAUER 1990). Gleiches gilt auch für die Station El Angel (3055 m).

Da die Windrichtung der in den Tälern liegenden Stationen vorwiegend der aufsteigenden Talrichtung folgt (St. Isabel, 1598 m), wird ein Großteil des Wasserdampfs talaufwärts transportiert. Allerdings weist

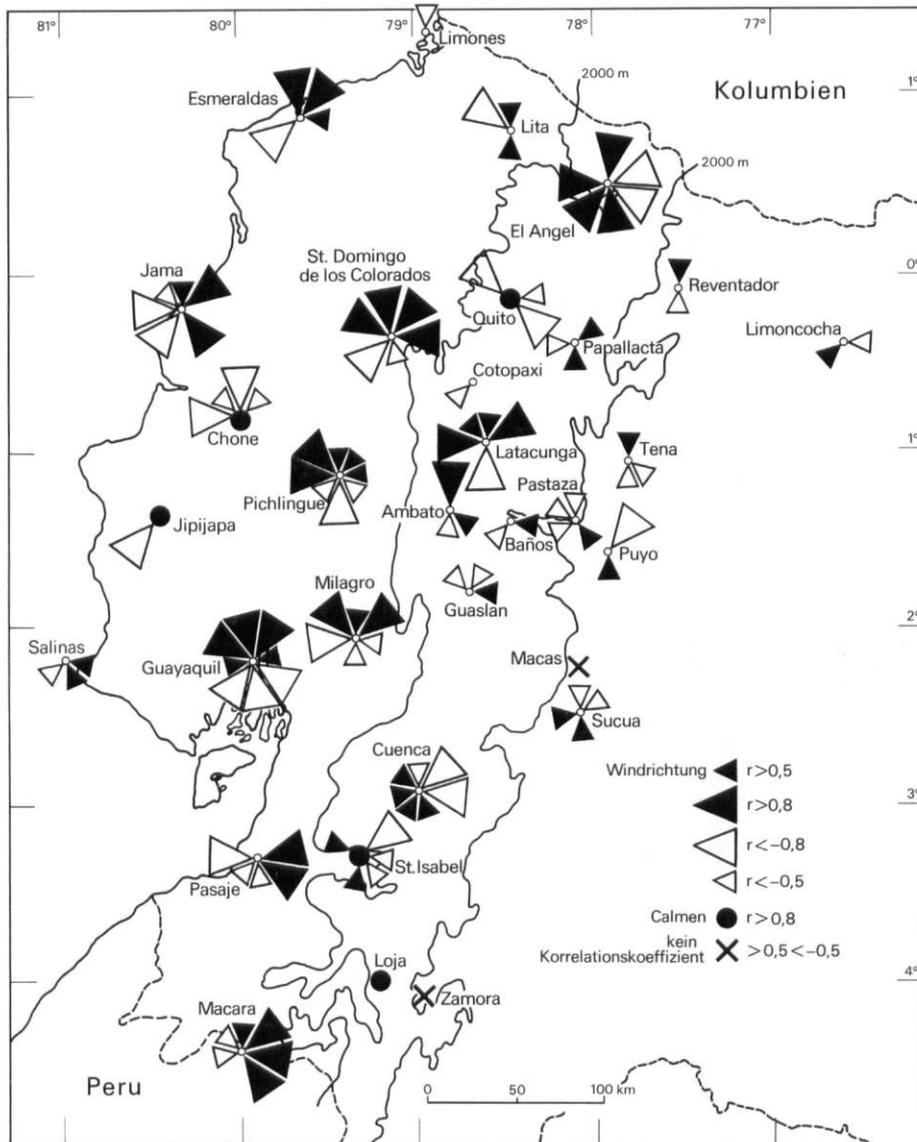


Abb. 6: Korrelation zwischen Jahrgang von Windrichtung und Niederschlag
 Correlation between the annual variation of wind direction and precipitation

die Korrelation aus, daß auch die *Richtungen* der regenbürtigen Großzirkulation in den Regenzeiten signifikant am Wasserdampfaufkommen beteiligt sind (Latacunga, 2809 m; Ambato, 2540 m). Die Maxima der Niederschläge hängen dabei mit dem Auftreten des NW-Monsuns (März) und der verstärkten Nordwindkomponente über dem Hochland (Oktober) zusammen. Weniger ergiebige Regen in den Minimalzeiten des Niederschlags (Juli) sind jedoch die Folge des unter einer südlichen Höhenströmung existierenden Talwindphänomens. Das

wird besonders in den südlichen Hochanden (St. Isabel, 1598 m; Cuenca, 2562 m) deutlich. Während allerdings der Wasserdampftransport in der März-Regenzeit vorwiegend der NW-Zugrichtung zugeordnet werden kann, zeigen die Untersuchungen deutlich, daß der zweite Regengipfel im Oktober durch die Talungen über das Talwindphänomen aus den östlichen Quadranten versorgt wird.

Die Niederschläge des *ecuadorianisch-amazonischen Tieflandraums* (Faktortyp 3a, b) werden in der Fußstufe der Ostabdachung (< 1000 m) sowohl durch den

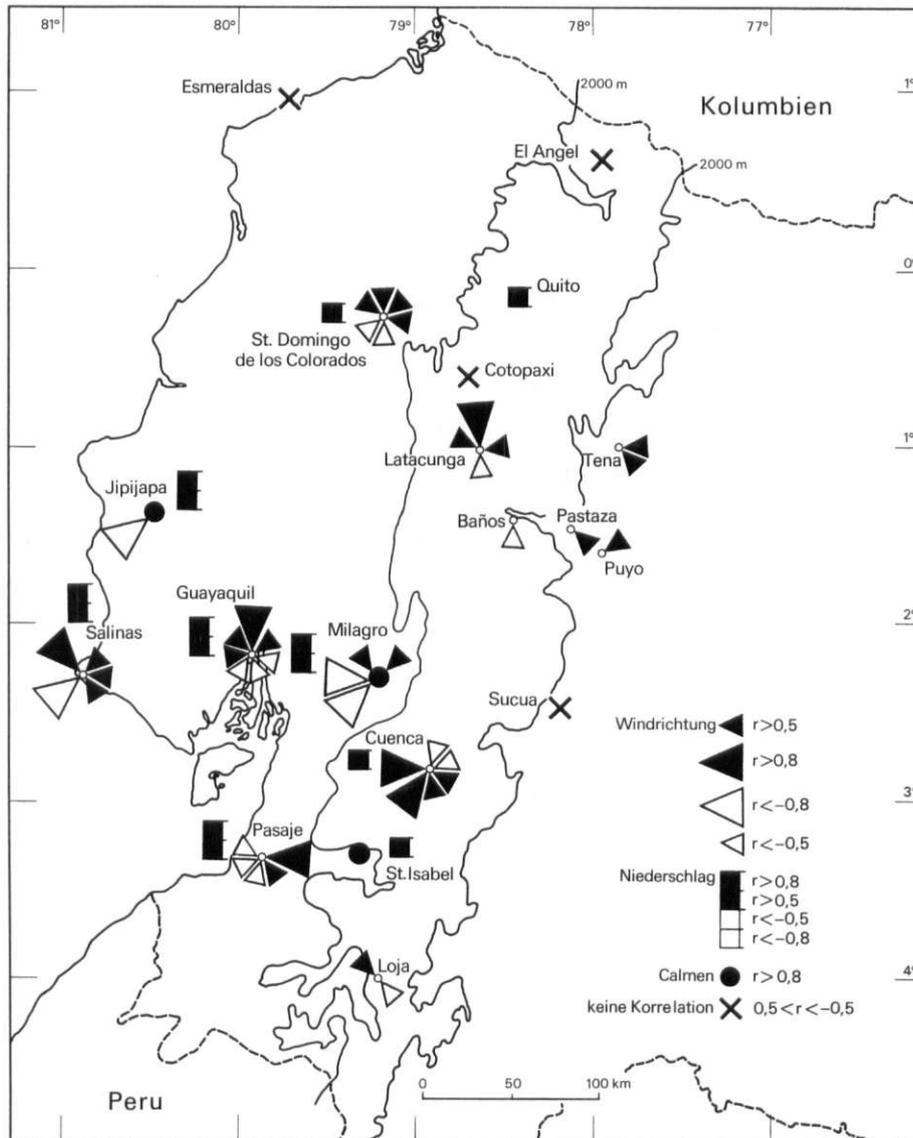


Abb. 7: Korrelation zwischen Jahresgang von Niederschlag und Gewitterhäufigkeit in Abhängigkeit von der Windrichtung

Correlation between the annual variation of precipitation and the frequency of thunderstorms due to wind direction

N-NW-Low-Level-Jet als auch durch passatische Südwinde mit Wasserdampf versorgt (Abb. 6). Die Nordrichtung ist vor allem für die Niederschlagsmaxima im März und Oktober verantwortlich (Tena, 665 m), wohingegen das winterliche Regenmaximum im Juni-Juli eher aus passatischen Winden der Südhalbkugel resultiert (Sucua, 910 m). Subtropische Kaltlufteinbrüche aus der Südhemisphäre, die im Juli häufig zu beobachten sind (BREUER 1974), können an diesem Niederschlagsgipfel beteiligt sein.

3.4 Gewitter und Niederschlag

Das *Gewittergeschehen* (s. Internationaler Wetter-schlüssel ww 91 bis 99) ist in den Tropen entweder an zenitale Niederschlagsereignisse oder passatische Störungen gebunden (vgl. PAEGLE 1987). Intensive Niederschläge müssen allerdings nicht notwendigerweise im Zusammenhang mit Gewitterwolken (Cb) auftreten. Vielmehr sind aufgrund des hohen Wasserdampfgehalts der tropischen Atmosphäre und des daraus folgenden Tropfenspektrums reine Wasser-

wolken vom Typ Cumulus congestus zur Ausbildung ergiebiger Niederschläge ausreichend, vor allem dann, wenn die Luft zusätzlich an quer zur Windrichtung verlaufenden Gebirgen zum Aufsteigen gezwungen wird und besonders feuchte Luftmassen advektiv herbeigeführt werden (WEISCHET 1983).

Die drei Regenzeiten im Bereich des *Andenostfußes* können gut in dieses Schema eingeordnet werden. Die Korrelationen zeigen das Auftreten von Gewittern im Bereich der Fußstufe bei West- und NW-Winden (Puyo, Tena) zwar an, die auftretenden Gewitter haben aber keinen signifikanten Anteil am Niederschlagsaufkommen. Die mittlere Gewitterhäufigkeit der Station Tena ist mit 4 bzw. 3 Tagen im März und Oktober nicht besonders hoch, die Gewitter treten aber durchweg als Zenitalgewitter beim Durchgang der ITCZ auf. Sie entsprechen dem reinen Konvektionstyp, der sich bevorzugt in den Nachmittagsstunden ausbildet (LANDIVAR 1977). Während des Juni-Juli-Maximums des Niederschlags treten im Bereich des Gebirgsfußes keine Gewitter auf, da die Niederschläge durch Passate aus dem SE-Sektor hervorgerufen werden, die am Andenostfuß aufsteigen und adiabatische Quellbewölkung auslösen.

Im Gegensatz zum Andenostfuß ist der korrelative Zusammenhang von Niederschlagsgang und Gewittertätigkeit an den *Küstenstationen* Ecuadors besonders hoch (Salinas, Jipijapa, $r > 0.98$) (Abb. 7). Allerdings muß hier zwischen Nord- und Südecuador unterschieden werden. Im nördlichen Bereich haben Gewitter einen deutlich geringeren Anteil am Gesamtniederschlag (S. Domingo de los Colorados). Sie treten besonders beim Einsetzen und beim Ausklang der Regenzeit in Verbindung mit nördlichen Winden auf. Während des Niederschlagsmaximums sind demgegenüber die feucht-warmen NW-Monsune niederschlagswirksam, die vor allem persistente Quellbewölkung verursachen. Im *südlichen Küstenraum* zeigt sich eine hohe Beteiligung von Gewittern am Niederschlagsprozeß. Die kühlen nächtlichen Landwinde erreichen in Verbindung mit der hohen nächtlichen Ausstrahlung über der Küste und den erwärmten Küstengewässern eine hochreichende feucht-labile Schichtung der Atmosphäre (ZIMMERSCHIED 1958), die sich häufig in Gewitterniederschlägen entlädt.

Beziehungen zwischen Niederschlag und Gewittertätigkeit finden sich auch im ecuadorianischen *Hochland* (Abb. 7). Betroffen sind hauptsächlich die kleineren Becken, wo die Überhitzung starke Konvektion begünstigt. Quito zeigt daher einen ausgeprägten zenitalen Konvektionstyp der Gewitter mit Maximum in den Nachmittagsstunden (ZIMMERSCHIED 1958).

Die Hochstationen (Cotopaxi, El Angel) sind im allgemeinen nicht von Gewitterniederschlägen betroffen. Im südlichen Hochland Ecuadors verstärkt das Talwindphänomen die Gewittertätigkeit über den innerandinen Hochbecken (Cuenca), indem tagsüber relativ feuchte Luftmassen vom Südwesten aus dem Bereich des warmen Niño-Stroms in die überhitzten Becken transportiert werden.

4 Niederschlagsjahreszeiten in Ecuador im Spiegel des Witterungsgeschehens des nordwestlichen Südamerika

Die bisher gewonnenen Ergebnisse sollen nun im Zusammenhang mit dem großräumigen Witterungsgeschehen über dem nordwestlichen Südamerika anhand von Satellitenbildern diskutiert werden. Im Juli (Südwinter), dem Kernmonat der Trockenzeit in den südhemisphärischen Tropen, liegt *Gesamtecuador* im Einflußbereich der Hochdruckbrücke zwischen Süd-Pazifik-Hoch und der südatlantischen Antizyklone. Die Satellitenbildkarte (Abb. 8) zeigt daher keine konvektive Bewölkung über Ecuador, da die Zentren der konvektiven Aktivität mit der Nordwärtsverlagerung des warmen Niño-Stroms in den Bereich von Kolumbien und die mittelamerikanische Landbrücke verlagert worden sind. Die Satellitenbildkarte zeigt allerdings über Bolivien eine Zone mit höherliegender Bewölkung ($< 20\%$), die im Juni-Juli symptomatisch für die Kaltlufteinbrüche auf der Rückseite der süd-pazifischen Antizyklone ist. Häufig handelt es sich um hochreichende Boden- oder Höhenkaltfronten (WÖLCKEN 1962), die niederschlagsintensive stratiforme, in den Randtropen noch relativ hoch liegende Quellbewölkung produzieren. In Richtung auf den Äquator werden die relativ kühlen Luftmassen erwärmt und sind daher thermisch nur noch schwer von den eigentlichen äquatorialen Luftmassen zu unterscheiden (BREUER 1974). Trotzdem labilisieren sie vor allem am Andenostfuß die stabil geschichtete Atmosphäre nachhaltig. Das Juni-Juli-Maximum der Niederschläge im Bereich der *ecuadorianischen Andenostabdachung* und der *ostandinen Fußstufe* resultiert daher aus südlichen Passatwinden, die auch im Bodenwindfeld hervortreten und adiabatisch aus folgenden Gründen Niederschläge liefern können:

1. Während der fast absoluten Trockenzeit wirkt das *Hochland* als aktive Heizfläche, so daß das Berg-Talwindphänomen und somit der Wasserdampftransport entlang der Talachsen intensiviert wird (KISTEMANN u. LAUER 1990).

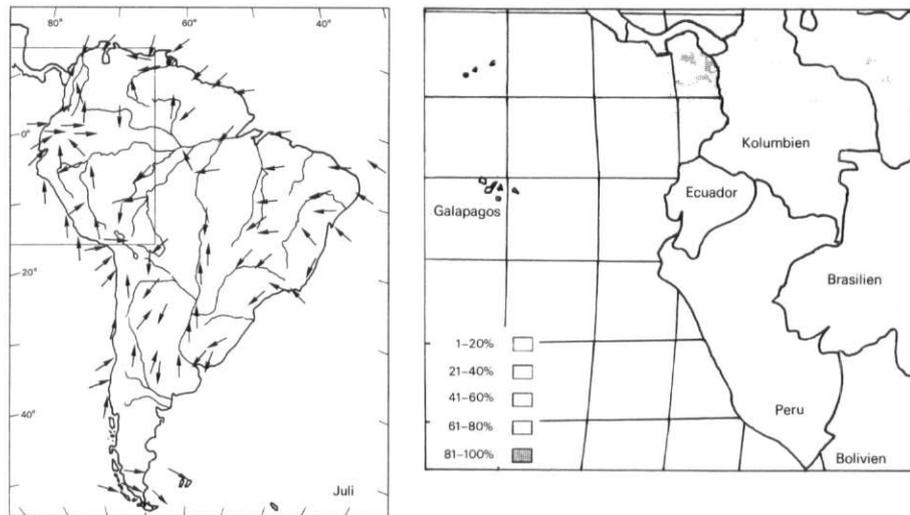


Abb. 8: Vorherrschendes Bodenwindfeld und Auftrittshäufigkeit niederschlagswirksamer Bewölkung, berechnet aus 15 GOES-E APT Bildern (Juli)

Prevailing surface wind patterns and frequency of cloudiness leading to precipitation, calculated from 15 GOES-E APT images (July)

- Da der Low-Level-Jet im Juli nicht ausgeprägt ist, fehlt die Divergenz im Bereich der Andenostabdachung.
- Der auf die Ostabdachung treffende, relativ feuchte, steife SE-Passat wird am Gebirgsfuß angehoben und kühlt sich adiabatisch ab (Nebelwald).
- In der Fußstufe wird der kleine Wasserkreislauf durch die südhemisphärischen Kaltlufteinbrüche aktiviert.
- Die typischen Kondensationsniveaus der Ostabdachung können sich aufgrund der in 1-4 dargestellten Faktoren so gut ausbilden, daß anhaltende Niederschläge aus Quellbewölkung des Congestus-Typs im unteren Kondensationsniveau (1000-1800 m) und aus stratiformen Wolken an der Waldgrenze (3200-3600 m) und in der eigentlichen Paramostufe resultieren.

Im Oktober stellt sich das Zirkulationssystem Südamerikas von der Haupttrockenzeit im Juni-Juli zur ersten Regenzeit hin um. Die Küste Ecuadors und die Andenwestabdachung bleiben zunächst noch unter dem starken Einfluß des Süd-Pazifik-Hochs und sind daher im Satellitenbild frei von konvektiver Bewölkung (Abb. 9). Der Low-Level-Jet formiert sich im östlichen Amazonasgebiet erneut. Während die beginnende Divergenzwirkung eine niederschlagswirksame Kondensation an der Ostabdachung schon leicht unterdrückt, führt der Wasserdampftransport zum sekundären Niederschlagsmaximum im Bereich der Fußstufe. Deutlich zeigt sich in der Satelliten-

bildkarte ein Bereich höherer konvektiver Aktivität (21-40%) im Tal des Rio Pastaza und dem angrenzenden Hochland. Dort ist die sekundäre Regenzeit im Oktober gut ausgebildet. Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß die Oktoberregenzeit des *ecuadorianischen Hochlands* von Osten mit Wasserdampf versorgt wird und somit die Westkordillere zu dieser Zeit die Klimascheide darstellt.

Im Februar/März, der Hauptregenzeit, zeigen Satellitenbildkarte und globales Bodenwindfeld die Niederschlagswirksamkeit der NW-monsunalen Bodenströmung an der *ecuadorianischen Küste* (Abb. 10). Häufungen kleiner Wolkencluster (> 80%) sowohl an der Küste als auch an der Andenwestabdachung werden oft durch isolierte Gewitterzellen verursacht. Die relative Wolkenfreiheit der nordperuanischen Küste weist darauf hin, daß die Luftmassengrenze zwischen NW-Monsun (Niño-Strom) und kühlerer Luft aus dem Süd-Pazifik-Hoch (kaltes Auftriebswasser des Humboldt-Stroms) an der Südgrenze Ecuadors liegt.

Südlich des Äquators, wo der Low-Level-Jet der Andenostabdachung sowie der NE-Passat über dem Tiefland aufgrund des Coriolis-Parameters zum NW-Wind abgelenkt wird, zeigt die Satellitenbildkarte die Zentren der konvektiven Aktivität, so daß auch der südhemisphärische Amazonasbereich monsunal beeinflusst ist (VULQUIN 1971). Obwohl die *Amazonasniederung* Ecuadors in der Satellitenbildkarte für Februar/März 1991 nur einen geringeren Anteil hochreichender Bewölkung ausweist, fallen in dieser

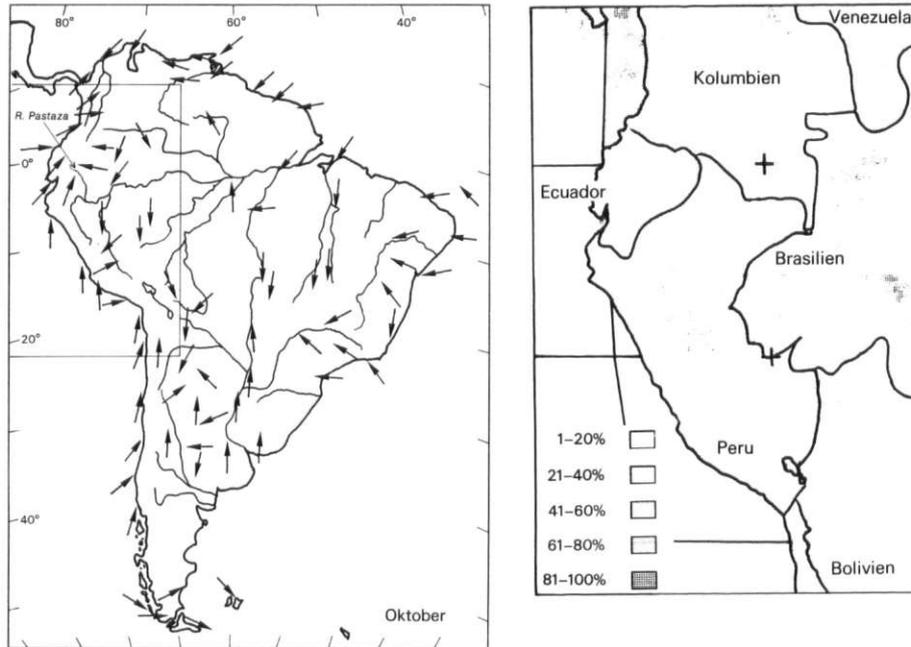


Abb. 9: Vorherrschendes Bodenwindfeld und Auftrittshäufigkeit niederschlagswirksamer Bewölkung, berechnet aus 8 Meteosat-3 APT Bildern (Oktober)

Prevailing surface wind patterns and frequency of cloudiness leading to precipitation, calculated from 8 Meteosat-3 APT images (October)

Zeit in der Regel intensive Niederschläge. Lediglich die *Andenostabdachung* Ecuadors bleibt aufgrund des beschriebenen Divergenz- und Leewelleneffekts – verursacht durch den Low-Level-Jet – relativ nieder-

schlagsarm und zeigt in der Satellitenbildkarte keine hochreichende Bewölkung.

Im *Hochland* Ecuadors herrscht wie auch an der Küste maximale Regenzeit, so daß die innerandinen

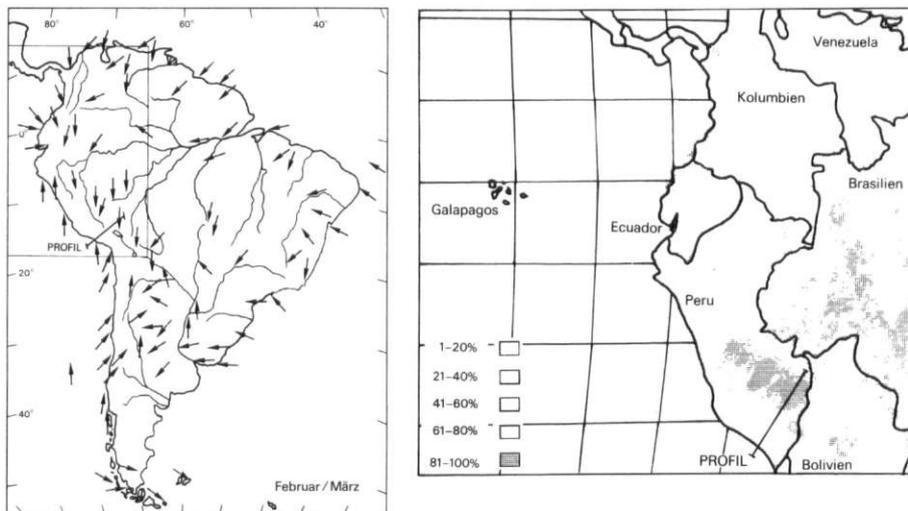


Abb. 10: Vorherrschendes Bodenwindfeld und Auftrittshäufigkeit niederschlagswirksamer Bewölkung, berechnet aus 15 GOES-E APT Bildern (Feb./März)

Prevailing surface wind patterns and frequency of cloudiness leading to precipitation, calculated from 15 GOES-E APT images (February/March)

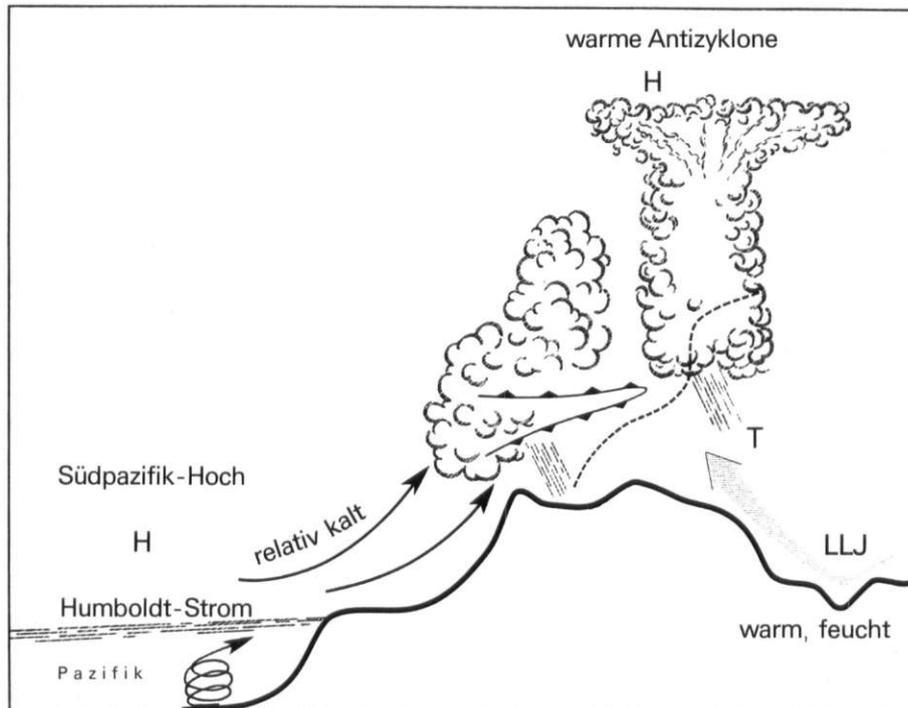


Abb. 11: W-E Profil im Bereich der „warmen Antizyklone“ (s. Abb. 10)

W-E cross-section in the region of the „warm anticyclone“ (s. Fig. 10)

Hochbecken und die Hochflächen im März durch den NW-Monsun von der Küste her mit Wasserdampf versorgt werden. Im Gegensatz zur Regenzeit im Oktober wirkt nun die Ostkordillere als Klimascheide. Erst im Bereich des *Andenkniees* in Peru/Bolivien drehen sich die Verhältnisse um. Während die Küstenwüste Perus weiterhin im Einflußbereich des Süd-Pazifik-Hochs liegt, werden die Luftmassen des Low-Level-Jets an der Andenostabdachung aufgestaut und über den großen Ucayali- bzw. Benin-Talsystemen angehoben, wo hochreichende Konvektion (Häufigkeiten 80–100%) den Wasserdampfgehalt freisetzt und ergiebige Niederschläge produziert. Die Konvektion wird durch Höhenkaltfronten beim Aufeinandertreffen der feucht-warmen Jet-Luftmassen und der relativ kühlen Luftmassen aus dem Bereich des Humboldt-Stroms über dem Altiplano verstärkt (Abb. 11) und verursacht letztlich die schon beschriebene „Warme Antizyklone“ in der Höhe über Peru und Bolivien.

5 Zusammenfassung

Die Analysen zum Niederschlagsgeschehen haben gezeigt, daß die Großzirkulation im Bereich Ecuadors

durch das andine Gebirgssystem, die konkurrierenden Meeresströmungen (Humboldt- und Niño-Strom) vor der Westküste und das mesoskalige Grundschichtphänomen der Talwinde die solaren Typen des Niederschlagsgangs auffallend modifizieren. Die vorliegende Studie ergibt sechs Jahresgangtypen des Niederschlags, von denen sich vier über größere Räume erstrecken und zwei als Übergangstypen angesehen werden können (vgl. Abb. 4). Die asymmetrische Ausprägung von Regen- und Trockenzeiten in den einzelnen Klimaprovinzen Ecuadors sind im wesentlichen der Einwirkung zweier nordhemisphärischer Passatäste zu verdanken, die Ecuador jahreszeitlich/räumlich phasenverschoben mit Wasserdampf versorgen.

Mit dem Gang der Sonne auf die Südhalbkugel werden unmittelbar nach den Äquinoktien (Oktober) im Hochland (z. B. Quito) Niederschläge durch die aus dem Amazonasbecken über den Äquator gegen die Ostanden strömenden und in NW-Richtung umgelenkten nordhemisphärischen NE-Passate verursacht. Diese monsunartige Strömung gegen die Ostkordillere bringt sowohl dem Amazonasraum Ecuadors sowie dem Hochland (Quito) größere Regenmengen, während sich die über dem Pazifik zu Monsunen umgelenkten NE-Passate aus der Karibik

wegen der persistenten Humboldt-Strömung nicht durchsetzen können und somit an der Westküste und der andinen Westabdachung Ecuadors höhere Äquinoktialniederschläge verhindert werden. Da sich an der Andenostabdachung bereits der Low-Level-Jet formiert, ist der Wasserdampftransport auf das Hochland zeitweise behindert, so daß dort im Oktober nur das sekundäre Niederschlagsmaximum auftritt. Trotzdem wird das äquatoriale Hochland vorwiegend aus dem östlichen Quadranten des Tieflands mit Wasserdampf versorgt. Im Oktober stellt damit die *Westkordillere* die *Klimascheide* dar.

Im südhemisphärischen Sommer (Dezember) stellt sich das Strömungssystem sowohl an der Küste als auch im amazonischen Tiefland Ecuadors um. Im östlichen *Tiefland* greifen die umgelenkten NE-Passate als monsunartige Winde weiter auf die Südhalbkugel über, doch wird im Bereich der Andenostabdachung der Low-Level-Jet intensiviert. Die Umstellung verursacht sowohl im amazonischen Bereich als auch im Hochland Ecuadors eine relative „kleine Trockenzeit“ (*veranillo del Niño*). Entlang der *Küste* hat sich inzwischen der warme Niño-Strom als Ast des warmen äquatorialen Gegenstroms in Richtung der peruanischen Nordgrenze verschoben, so daß die spätsommerliche, äquinoktiale Hauptregenzeit von Norden her vorrücken kann. Dies bedeutet für die ecuadorianische Küste erste, verspätete Gewitterniederschläge zu Beginn des Südsommers.

Im März/April ist die Niño-Strömung mit Verzögerung voll entwickelt. In ihrem Gefolge kann die NW-monsunale Strömung vom Pazifik her als Regenbringer wirksam werden, so daß in der gesamten Küstenregion, an der Westabdachung der Kordillere und auf dem Hochland – merklich forciert durch den Wasserdampftransport über die westexponierten Taldurchbrüche der Westabdachung – die maximale äquinoktiale Regenzeit eintritt. Zur gleichen Zeit wird an der Ostabdachung der Low-Level-Jet intensiviert, wodurch das Höhenintervall zwischen 1000 und 3500 m aufgrund des beschriebenen Leewellen- und Divergenzeffekts relativ geringe Niederschläge erhält. Damit wird gleichzeitig der Wasserdampftransport auf das Hochland über die ostexponierten Taldurchbrüche erheblich eingeschränkt. Die Niederschläge im Hochland sind daher monsunalen Ursprungs der über dem warmen Pazifik mit Wasserdampf angereicherten Luftmassen, so daß für die Hauptregenzeit des Hochlands die *Ostkordillere* als *Klimascheide* wirkt.

Im Juli, in der großen winterlichen Trockenzeit (*verano*) der Südhalbkugel, liegt ganz Ecuador dann im Einflußbereich der Hochdruckbrücke zwischen

der südpazifischen und der südatlantischen Antizyklone, die großräumige Divergenz und Trockenheit verursacht. Nur im Bereich der *östlichen andinen Fußstufe* Ecuadors tritt zusätzlich zu den beiden zentralen Regenzeiten ein weiteres Niederschlagsmaximum im Juni-Juli auf, das durch SE-passatische Steigungsregen und Wellenstörungen hervorgerufen wird, die oft mit außertropischen südhemisphärischen Kaltlufteinbrüchen in Verbindung stehen. Die Besonderheit an der *Andenostabdachung* liegt darin begründet, daß sich dort zwischen 1000 und 3500 Metern ein eingipfliger Niederschlagstyp mit Maximum im Juni/Juli ausbildet, während die Hauptregenzeiten im Oktober und März aufgrund der Wirkung des Low-Level-Jets unterdrückt werden. Wenn dieser im Juni-Juli abgebaut ist, bringen die durch die zwangsweise Anhebung der SE-Passate besonders gut ausgeprägten Kondensationsniveaus der Ostabdachung die jährlichen Regenspitzen.

Literatur

- BILLING, H. u. a.: Wolkenklassifikation aufgrund von Satellitendaten. In: Ann. f. Met., N. F. 15, 1980, S. 145–146.
- BREUER, A.: Die Bewölkungsverhältnisse des südhemisphärischen Südamerika und ihre klimageographische Aussagemöglichkeit. Diss. Univ. Bonn 1974.
- BUNTING, J. T. u. HARDY, K. R.: Cloud identification and characteristics. In: HENDERSON-SELLERS, A. (Ed.): Satellite sensing of a cloudy atmosphere. London, Philadelphia 1984, S. 203–240.
- CERON, C. E.: Los páramos de Pisayambo. In: Revista Geogr. Quito 22, 1984, S. 7–24.
- DARTCOM: Dartcom system. Operator's Handbook. Bristol 1990.
- ESA: Introduction to the Meteosat Operational System. ESA BR-32. Paris 1987.
- GIBSON, J.: GOES Data Users' Guide. NOAA SDS. Washington D.C. 1984.
- GOLDBERG, R. A. u. a.: Characteristics of extreme rainfall events in northwest Peru during the 1982–1983 El Niño Period. In: J. Geoph. Res. 92, 1987, S. 14225–14241.
- GREENHUNT, G. K.: Dependence of fluxes and bulk transfer coefficients on atmospheric stability over the upwelling region off the coast of Ecuador. In: Proc. 1st Int. Conf. on Met. and Air/Sea Interactions of the coastal zone, May 10–14, 1982. The Hague 1982, S. 321–324.
- JOHNSON, A. M.: Climate of Peru, Bolivia and Ecuador. In: World Survey of Climatology, Vol. 12. Amsterdam, Oxford, New York 1976, S. 147–218.
- KISTEMANN, T. u. LAUER, W.: Lokale Windsysteme in der Charazani-Talung (Bolivien). In: Erdkunde 44, 1990, S. 46–59.

- KREUELS, R. u. a.: An aerological climatology of South America. In: *Met. Rdsch.*, H. 1, 1975, S. 17-24.
- LANDIVAR, C. B.: El clima y sus características en el Ecuador. *Biblioteca Ecuador* 11, 1977. Quito.
- LAUER, W.: Südamerika. In: BLUME, H., HINGST, K. u. LAUER, W. (Hrsg.): *Amerika. Erdkundliches Lehrbuch zum Diercke Weltatlas*. Braunschweig 1968, Sa 1-Sa 79.
- : Klimatische Grundzüge der Höhenstufung tropischer Gebirge. In: *Tagungsb. u. wiss. Abh.* 40. Deutscher Geographentag Innsbruck 1975. Wiesbaden 1976, S. 76-90.
- MOLIN, L. C. B.: On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms. In: DICKINSON, E. (Ed.): *The Geophysiology of Amazonia*. New York et al. 1987, S. 391-407.
- OKE, T. R.: *Boundary Layer Climates*. London, New York 1987.
- PAEGLE, J. u. a.: Diagnoses and numerical simulation of a Low-Level Jet during ALPEX. In: *Beitr. Phys. Atmosph.* 57, 1984, S. 419-430.
- : Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: DICKINSON, E. (Ed.): *The Geophysiology of Amazonia*. New York et al. 1987, S. 273-296.
- SCHÜTTE, K.: Untersuchungen zur Meteorologie und Klimatologie des El Niño-Phänomens in Ecuador und Nordperu. *Bonner Met. Abh.* 9, 1968.
- SNOW, J. W.: The climate of northern South America. In: *World Survey of Climatology*, Vol. 12. Amsterdam, Oxford, New York 1976, S. 295-404.
- TROLL, C.: Ecuador. In: KLUTE, F. (Hrsg.): *Handbuch der Geographischen Wissenschaften*, Bd. Süd-Amerika. Potsdam 1930. S. 392-411.
- VACULIK, A. u. MENZ, G.: Rainfall estimate in Kenya with real time window data from Meteosat. In: *Proc. 11th EARSEL Symp.*, 3-5 July 1991. Graz 1991, S. 369-375.
- VIRJI, H.: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. In: *Month. Weath. Rev.* 109, 1981, S. 599-610.
- VULQUIN, A.: Arguments en faveur d'une mousson en Amazonie. In: *Tellus* 23, 1971, S. 74-81.
- WEISCHET, W.: *Einführung in die allgemeine Klimatologie*. Stuttgart 1983.
- WÖLCKEN, K.: Regenwetterlagen in Argentinien. In: *Spicker* 12, 1962, S. 83-140.
- ZIMMERSCHIED, W.: Vorläufige Mitteilung über die Niederschlagsverhältnisse in Ekuador. In: *Met. Rdsch.* 11, 1958, S. 156-162.

ERRATUM

In ERDKUNDE, Bd. 46, 1992, H. 2 (Beitrag Bendix/Lauer), wurden die Abb. 8-10 aufgrund eines technischen Versehens leider nur in eingeschränkter Qualität gedruckt. Wir bitten, diese fehlerhaften Abbildungen durch die nachfolgenden Wiedergaben zu ersetzen.
Schriftleitung ERDKUNDE

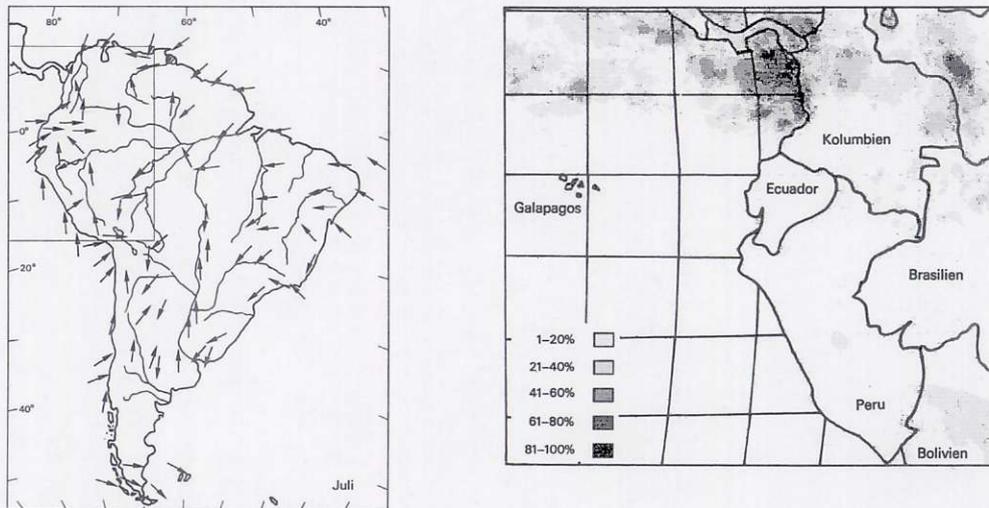


Abb. 8: Vorherrschendes Bodenwindfeld und Auftrittshäufigkeit niederschlagswirksamer Bewölkung, berechnet aus 15 GOES-E APT Bildern (Juli)

Prevailing surface wind patterns and frequency of cloudiness leading to precipitation, calculated from 15 GOES-E APT images (July)

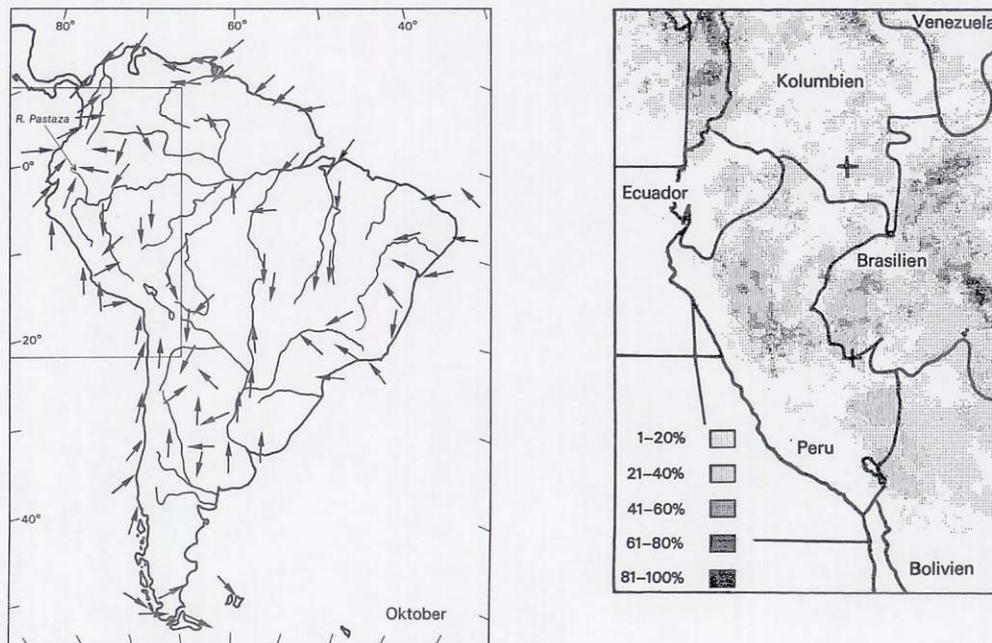


Abb. 9: Vorherrschendes Bodenwindfeld und Auftrittshäufigkeit niederschlagswirksamer Bewölkung, berechnet aus 8 Meteosat-3 APT Bildern (Oktober)

Prevailing surface wind patterns and frequency of cloudiness leading to precipitation, calculated from 8 Meteosat-3 APT images (October)

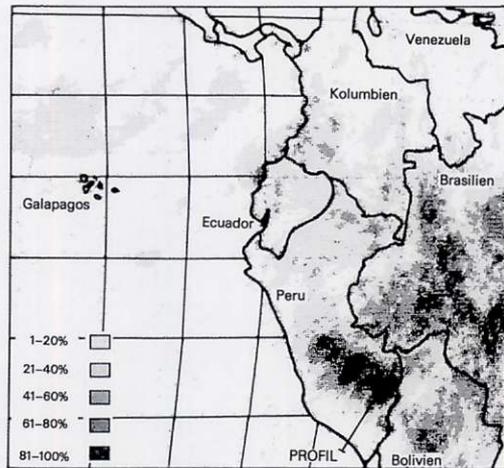
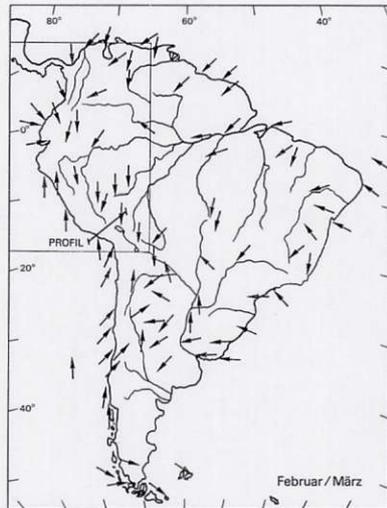


Abb. 10: Vorherrschendes Bodenwindfeld und Auftrittshäufigkeit niederschlagswirksamer Bewölkung, berechnet aus 15 GOES-E APT Bildern (Feb./März)

Prevailing surface wind patterns and frequency of cloudiness leading to precipitation, calculated from 15 GOES-E APT images (February/March)