

Literaturseminar Sommersemester 2005

Dozenten:

HD Dr. Andreas Fink, Prof. Dr. Michael Kerschgens, Prof. Dr.  
Günther Heinemann

# **Der westafrikanische Monsun**

## **Entwicklung und Niederschlag im Jahresgang**

von Timo Rappenhoener

Vortrag vom 23.05.2005

Betreuerin : Dr. Heike Hübener

## Inhaltsverzeichnis

### Klimatologie des westafrikanischen Monsuns

1	Der westafrikanische Monsun	
	1.1 Entwicklung	3
	1.2 Innertropische Diskontinuität	3
	1.3 Wetterzonen in Westafrika	4
2	Niederschlag	
	2.1 Niederschlagstypen in Westafrika	7
	2.2 Niederschlagsverteilung im Jahresgang	10
3	Niederschlagsanomalien	
	3.1 Die Küstentrockenzone	12
	3.2 Gründe der Trockenzonenanomalie	13
4	Zusammenfassung	15
5	Literaturliste	16

## Kapitel 1 Der westafrikanische Monsun

Westafrika ist folgendermaßen lokalisiert: nördlich grenzt es an den Südrand der Sahara, östlich befindet sich die Grenze am Hochland von Kamerun und im Süden sowie im Westen wird die Region durch den Atlantik begrenzt (Brockhaus, 1994). Das Wettergeschehen in Westafrika ist zum größten Teil durch die Lage des westafrikanischen Monsuns charakterisiert, der über dem Golf von Guinea seine Hauptfeuchtequelle hat.

### 1.1 Entwicklung

Abhängig von der Jahreszeit unterscheidet man zwischen Nord- oder Südwanderung des Monsuns. Im Sommer bilden sich ein Hitzetief über der Sahara und eine Antizyklone über dem südhemisphärischen subtropischen Atlantik. Wegen des Druckunterschiedes entsteht eine Südströmung, die auf der Nordhalbkugel aufgrund der Corioliskraft eine Westkomponente erfährt. Es entsteht der Südwestmonsun. Die Monsunluftmasse ist relativ kühl und feucht. Durch die Sonneneinstrahlung, die in diesem Gebiet nahezu senkrecht auf die Monsunregion fällt, ist die Atmosphäre sehr instabil. Die Hauptregenzeit dauert im Mittel von März bis Oktober, variiert aber mit der Breite. Da die *Innertropische Diskontinuität (ITD)* zu Beginn des Jahres mit der Sonne nach Norden wandert und sich entsprechend im Herbst wieder nach Süden zurückzieht, führt dies dazu, dass der Übergangsbereich zwischen den feuchten Tropen und der Sahara, die Sahelzone, nur einer Regenzeit ausgesetzt ist (Unimodalität). Bimodalität herrscht an der Südküste Westafrikas am Golf von Guinea. Auf die in den Sommermonaten durch Stabilisierung der Troposphäre hervorgerufene Trockenperiode zwischen den beiden Niederschlagsmaxima wird am Ende dieser Arbeit eingegangen.

### 1.2 Innertropische Diskontinuität (ITD)

Das Wetter besitzt eindeutige jahreszeitliche Unterschiede die mit der Nord-Süd-Wanderung der Diskontinuitätszone zwischen der feuchten Atlantikluft und der trockenen Saharaluft assoziiert sind.

Die *ITD* bildet die Grenze zwischen diesen Luftmasse. Sie wird definiert über den Taupunkt rückgang zum Norden hin. Während die feuchte Luft einen Taupunkt von über  $14^{\circ}\text{C}$  besitzt, liegt er in der trockenen Luft allgemein unter  $14^{\circ}\text{C}$ . Auch der Windsprung dient als Indikator, da der Südwestwind südlich der *ITD* in einen Nordwind nördlich der *ITD* aus der Sahara kommend übergeht. Diese Grenze wird auch Monsuntrog genannt und repräsentiert die nördliche Grenze der Südwestströmung.

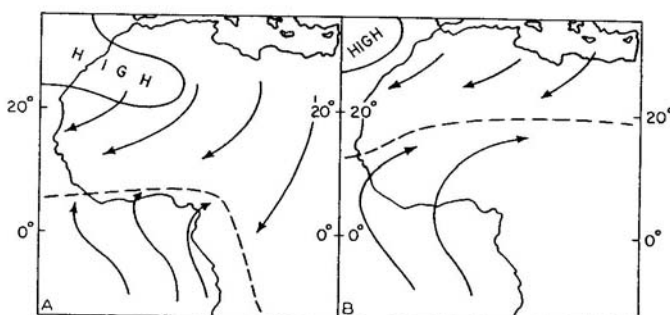


Abbildung 1 : Mittlere Position der ITD ; A Januar ; B Juli (Quelle: Griffiths, 1972)

Abbildung 1 zeigt, dass sich der Monsuntrog im Juli bei ca. 20°N befindet und somit feuchte, maritime Luft das Gebiet südlich davon bedeckt.

Während der Trockenzeit liegt der Trog bei ca. 6-8°N, so dass ganz Westafrika bis an die Küstenregion am Golf von Guinea mit trockener, kontinentaler Nordluft überströmt wird.

Da der Monsuntrog schneller südwärts als nordwärts wandert, ist der Beginn der Regensaison graduell, während das Ende sehr abrupt eintritt.

Der Abstand eines Ortes vom Monsuntrog spielt eine wichtige Rolle bei der Wetterbestimmung. Sowohl Jahreszeit und Variabilität des Niederschlags, als auch Quantität und Intensität sind abhängig von der Position der Messstation relativ zum veränderlichen Monsuntrog.

Es lassen sich für Westafrika 4 Wetterzonen definieren:

### 1.3 Wetterzonen in Westafrika

Die ITD und der Südwestmonsun sind nicht die einzigen ursächlichen Faktoren im westafrikanischen Wetter. Jedoch sind Informationen über deren Position hilfreich bei der Aufteilung der Wetterzonen.

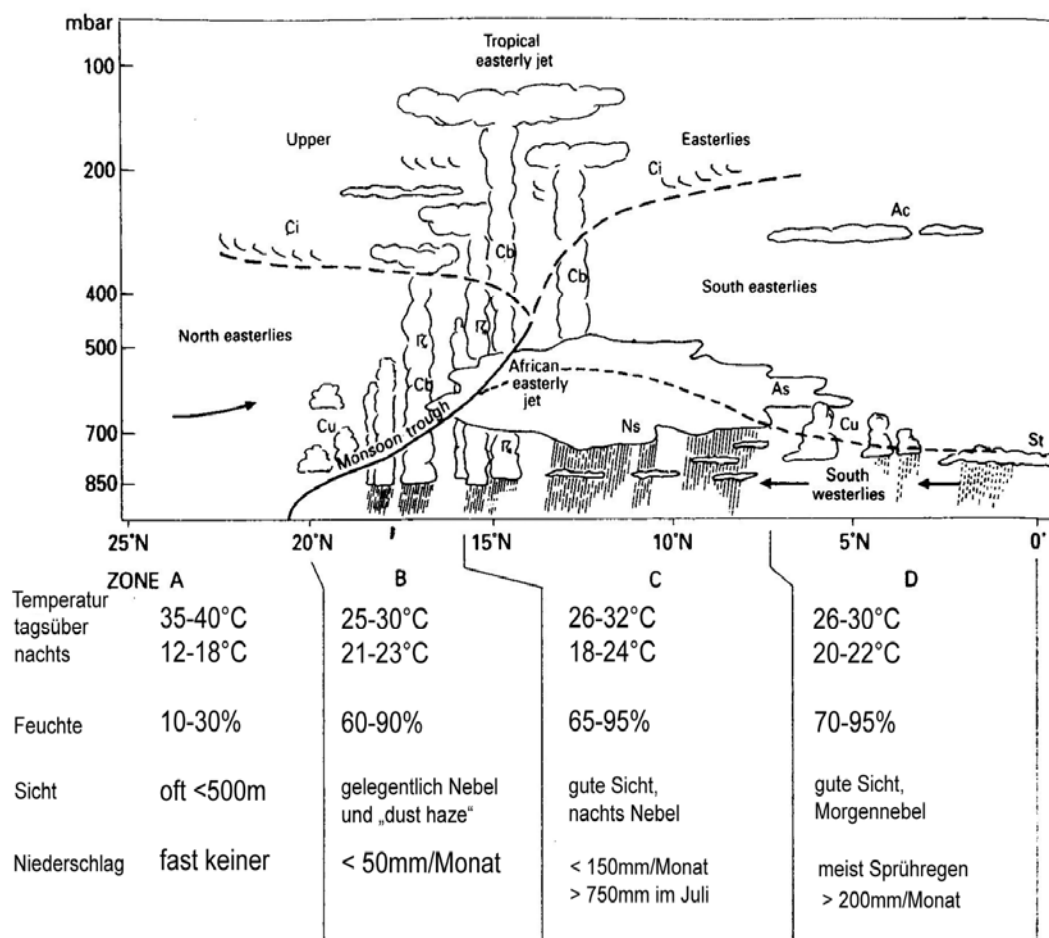


Abbildung 2 : Einteilung der Wetterzonen für die Lage des Monsuntrogs im August (nördlichste Position im Jahreszyklus); Position der Höhenströmungen (Quelle: Buckle, 1996)

Ein Muster der Zonenverteilung für den Monat August ist in *Abbildung 2* gegeben.

Zone *A*, die sich unmittelbar nördlich der ITD befindet, ist eine Region, die durch trockene Luft ( relative Feuchte : 10-30 %) und wenig Bewölkung, außer gelegentlichen hohen Cirrus-Wolken, charakterisiert ist. Besonders in den Wintermonaten treten oft Sandstürme auf. Das am stärksten betroffene Gebiet ist der Sahel. In den Wintermonaten während der Trockenzeit beginnt Zone *A* bei ca. 6°N, wenn der Monsunrog seinen südlichsten Punkt erreicht.

Zone *B*, südlich der ITD, erstreckt sich über 200-300 km in Nord-Süd-Richtung. Die Luft ist feucht in den tieferen Schichten, aber trocken darüber mit einem Oberflächenwind aus Südwest . In der Höhe strömt der Wind aus Nordost. Die feuchte Luft in den tieferen Schichten ( relative Feuchte 60-90 % ) lässt sich besonders am morgendlichen Nebel gut erkennen und an den kleinen verstreuten Cumuluswolken später am Tag. Außer einzelnen Schauern bleibt diese Wetterzone ziemlich trocken, da die Passatinversion konvektive Vorgänge hemmt. Die monatliche Niederschlagsmenge liegt unter 50 mm. Zone *B* unterscheidet sich aber durch hohe nächtliche Temperatur und Feuchte im Vergleich zu Zone *A*.

Zone *C* dehnt sich über 700-1000 km südlich von Zone *B* aus. Die feuchte Luft ( relative Feuchte 65-95 % ) steigt hier in eine Höhe von bis über 6000 m auf, so dass das Wachstum der Cumuluswolken in dieser instabilen Atmosphäre ziemlich uneingeschränkt bleibt. Infolgedessen weist diese Region die höchsten Mengen an Niederschlag auf, obwohl es sich größtenteils um kurzlebigen Niederschlag handelt.

Monatlich fallen mindestens 150 mm Niederschlag. Dieser Wert kann während der Hauptregenzeit im Juli auf über 750 mm ansteigen.

Andere Faktoren wie *Squall Lines* (siehe nächstes Kapitel) tragen hier besonders zu den hohen Regengmengen bei.

Zone *D* beginnt 1000-1300 km südlich der *ITD* und ist gekennzeichnet durch die höchste relative Feuchte ( 70-90 % ) und relativ tiefe, aber konstante Temperatur. Inversionen oder stabile Bedingungen hemmen konvektive Vorgänge, so dass leichter Regen und Nebel ziemlich häufig zu jeder Jahreszeit vorkommen, so dass im Durchschnitt mehr als 200 mm/Monat fallen.

Diese Zone existiert entlang der Küste nur auf dem westafrikanischen Kontinent bzw. zieht sich auf den Atlantik zurück, wenn die *ITD* zur Trockenzeit nach Süden wandert.

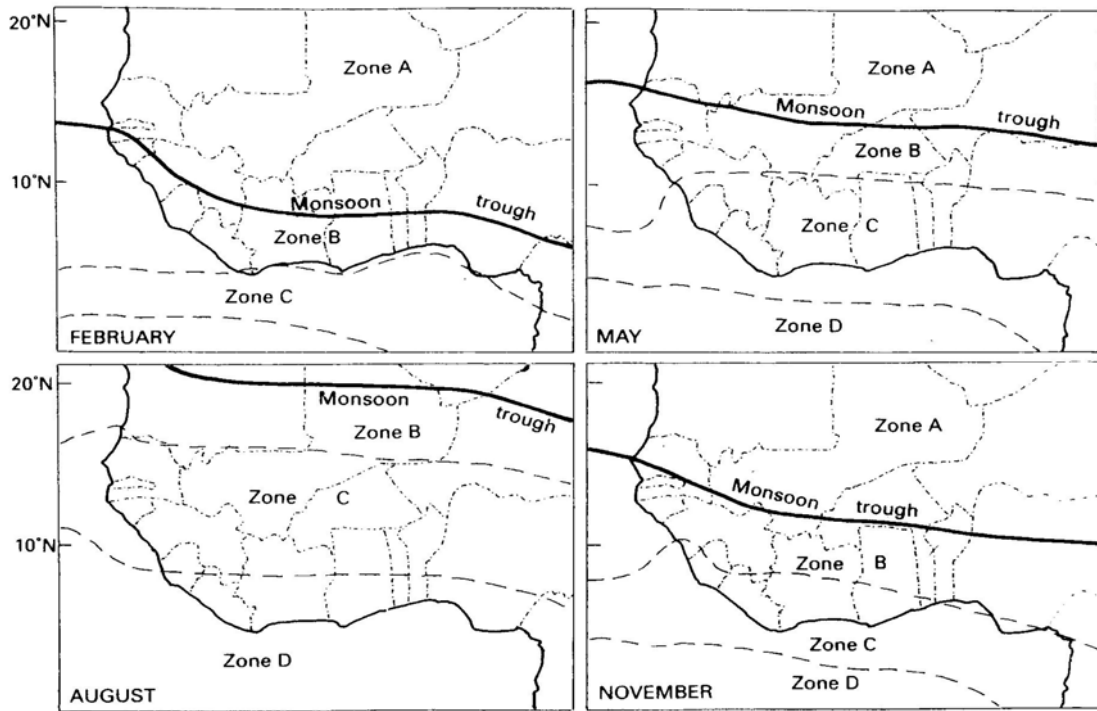


Abbildung 3 : Muster der westafrikanischen Wetterzonen verbunden mit der jahreszeitlichen Wanderung des Monsuntrogs  
(Quelle: Buckle, 1996)

Die jahreszeitliche Aufteilung in *Abbildung 3* zeigt, dass in den Küstengebieten ganzjährig Niederschlag fällt, da sie nur unter dem Einfluss der Zonen *B, C* und *D* stehen, während der Rest Westafrikas sich in der Trockenzeit auch unter dem Einfluss von Zone *A* befindet.

Während der Regenzeit im April-Oktober reicht Zone *C* maximal bis ungefähr  $15^{\circ}\text{N}$ . Zwischen  $15^{\circ}\text{N}$  und  $20^{\circ}\text{N}$ , der nördlichsten Position der *ITD*, spricht man auch von der semiariden Zone, da die Region mehr als 3-6 Monate mit weniger als 50 mm/Monat aufweist. Die semiaride Zone erstreckt sich nach Süden ungefähr bis  $12^{\circ}\text{N}$ . Nördlich der *ITD* hat der Monsun keinen Einfluss mehr.

Die Verschiebung der *ITD* bestimmt demnach, in welcher Wetterzone sich ein Gebiet befindet und hat so starken Einfluss auf das regionale Wetter. Jedoch verschiebt sich diese Zone der Diskontinuität nicht generell in einer konstanten Richtung.

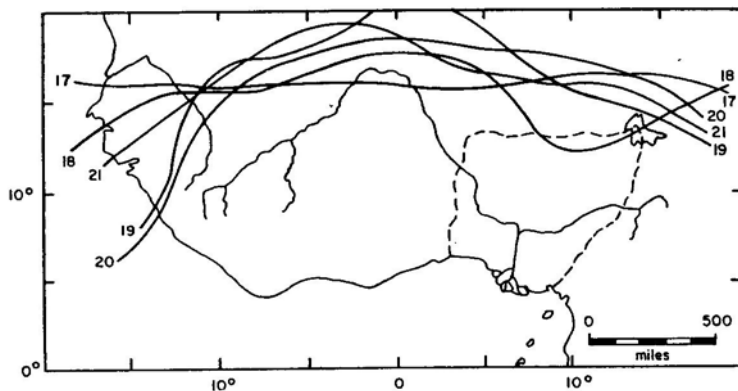


Abbildung 4 : Lage der *ITD* über Westafrika, 17.-21. Mai 1959  
(Quelle: Griffiths, 1972)

Abbildung 4 verdeutlicht die komplexe Bewegung der ITD. Zu sehen sind Schwankungen von Tag zu Tag während der Regenzeit von bis zu 400 km. In den Monaten während der Trockenzeit schränken sich diese Schwankungen ein. Die täglichen Fluktuationen verringern sich (Abbildung 5).

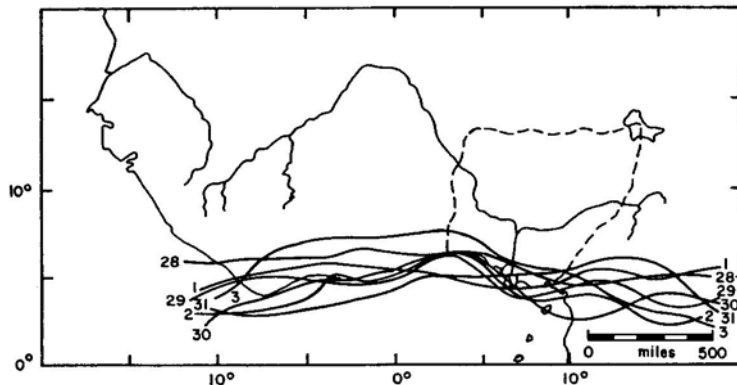


Abbildung 5 : Lage der ITD über Westafrika, 28.12.1955 – 3.1.1956  
(Quelle: Griffiths, 1972)

## Kapitel 2

### Niederschlag

Wie zu erwarten, nimmt der Niederschlag in Westafrika von Norden nach Süden hin zu, wobei an den Küstengebieten bis auf eine Ausnahme die Niederschlagsmenge besonders hoch ist

Jedoch ist zu beachten, dass nicht nur die Lage des Monsuntrogs für den Niederschlag in Westafrika verantwortlich ist.

Anders als in den mittleren Breiten, lässt sich der Niederschlag in den Tropen nicht in die Kategorien

- i) orographisch bedingt
- ii) konvektiver Niederschlag und
- iii) Niederschlag verursacht durch Zyklonen und Fronten gliedern.

Hier nehmen andere Typen eine wichtige Rolle ein:

#### 2.1 Niederschlagstypen in Westafrika

##### I. Lokale Gewitter

Durch die Sonneneinstrahlung wird im Verlauf des Tages die Atmosphäre vom Boden her labilisiert und es können lokale Instabilitäten entstehen, aus denen sich schließlich hochreichende Konvektion entwickelt, die oft bis zur Tropopause vorstößt und kleine Gewitterzellen formt. Die Lebensdauer dieser Zellen beträgt typischerweise 1-2 Stunden, so dass die Gewitter vergleichsweise stationär bleiben und sich nur wenig verlagern.

##### II. Orographisch induzierter Niederschlag

An orographischen Hindernissen kommt es zur Hebung der feuchtwarmen Monsunluft und so oberhalb des Hebungs-kondensationsniveau (*HKN*) zu Kondensationsprozessen.

Durch die Hebung an der Vorderseite des Gebirges kommt es zu erhöhtem Niederschlag im Luv. Im Lee hingegen fallen weitaus geringere Niederschläge. In Westafrika wird demnach der Niederschlag immer dann besonders stark beeinflusst, wenn der Südwestmonsun nahezu senkrecht auf ein Gebirgshindernis stößt. Durch Küstenreibungskonvergenz wird zusätzlich die Passatströmung labilisiert und es kommt zu Steigungsregen.

### III. Monsunregen

Der Monsunregen ist ein langanhaltender Regen (> 6 h) mit stratiformen Niederschlag. Er entsteht vor allem im Bereich großer Feuchteangebote, d.h. vor allem in Küstenregionen.

### IV. Organisierte Wolkensysteme

Unter organisierten Wolkensystemen werden sehr große Wolkengebiete (>5000 km<sup>2</sup>) verstanden, die eine Lebensdauer von mehreren Stunden (meist > 6 h) aufweisen. Unter der Organisation wird die Eigenschaft des Systems verstanden, sich unabhängig von großflächig auftretenden Instabilitäten in der Atmosphäre selbst zu erhalten. Dies ist in Westafrika nur aufgrund eines besonderen Windprofils möglich. Während sich in der Monsunschicht bis ungefähr 850 hPa schwache Südwestwinde befinden, bildet sich darüber in 600 hPa ein starker thermischer Wind aus Osten aus, der African Easterly Jet (*AEJ*).

Ein in Westafrika relevantes System bilden die *Squall Lines*.

Für ihre Entstehung sind besonders hochgelegene Gebiete geeignet, wie z.B. das Jos Plateau im Norden von Nigeria (*Abbildung 6*).

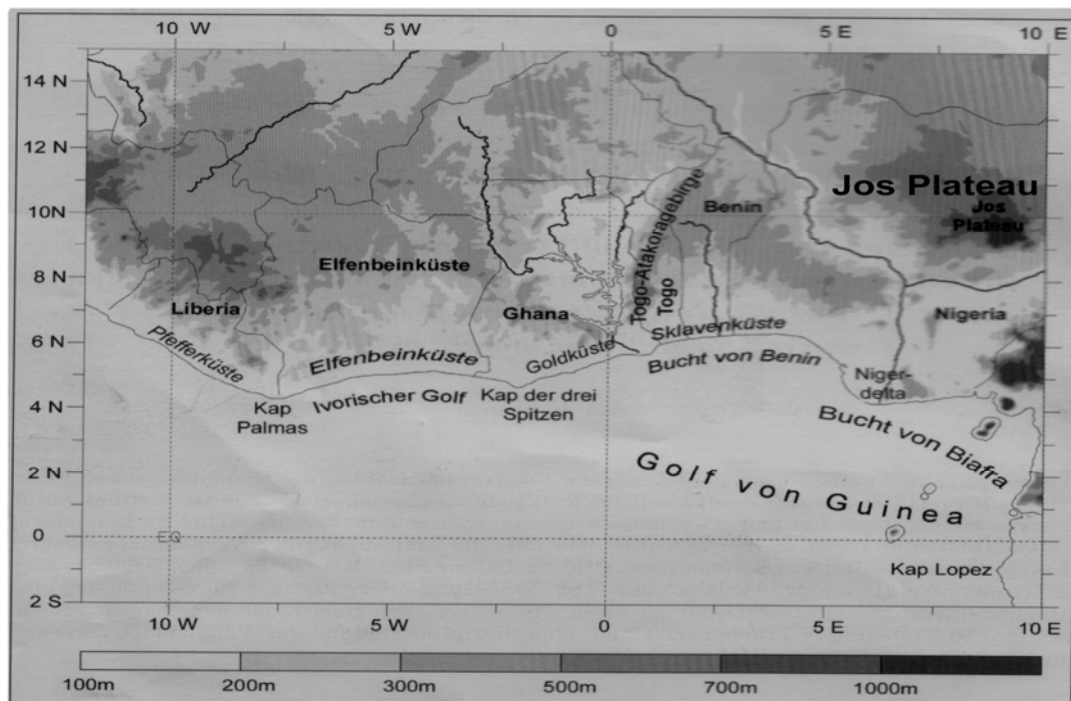


Abbildung 6 : Orographie, Westafrika und Golf von Guinea  
(Quelle: Vollmert et al., 2003)



*Squall Lines* bilden sich besonders in den Monaten, in denen der Monsuntrog nach Norden wandert, feuchte Luft mit sich bringt und damit hinreichend latente Wärme liefert.

Günstige Bedingungen finden die organisierten Systeme an Berghängen. Aufgrund der maximalen Sonneneinstrahlung kommt es besonders dann zur Entstehung, wenn an Berghängen die Atmosphäre labilisiert ist. Es lösen sich lokale Gewitterzellen aus, in denen sich besonders starke Abwinde in alle möglichen Bewegungsrichtungen bilden. Die Abwinde, die auf die Südwestmonsunströmung treffen, bilden eine Art Konvergenzlinie. Die Luftmassen steigen in die Höhe und bilden neue hochreichende Konvektion. Dieser Prozess wiederholt sich mehrmals und es entstehen so neue Zellen, die schließlich meist eine Linie in Nord-Süd-Richtung bilden. Da die kalten Abwinde am Boden schneller vorstoßen, als die Geschwindigkeit des *AEJ* in der mittleren Troposphäre, werden die mittlerweile im Zerfallsstadium befindlichen konvektiven Zellen im System nach hinten befördert (Abb. 7)

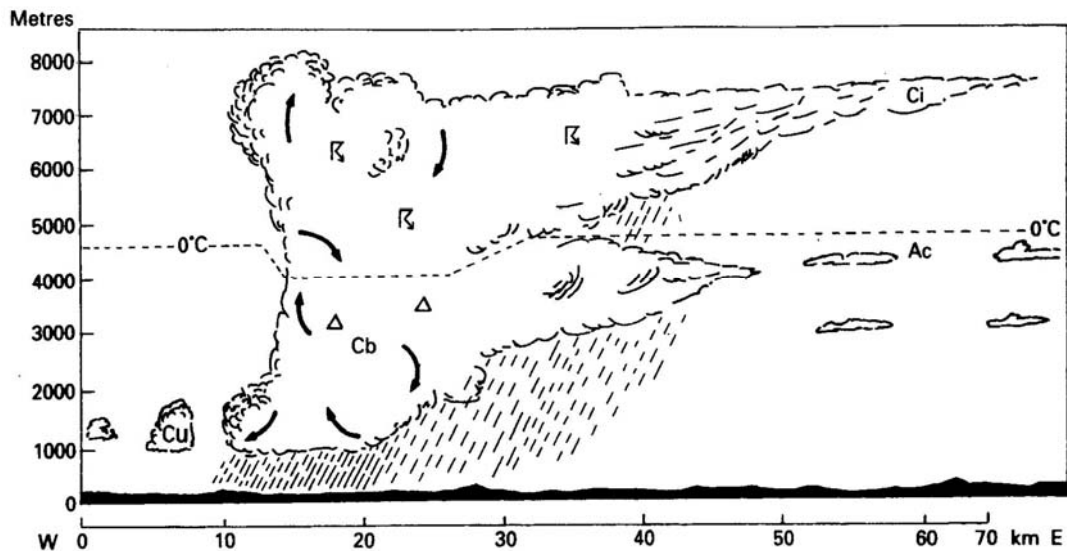


Abbildung 7 : Schematischer Querschnitt durch eine Squall Line  
(Quelle: Buckle, 1996)

Es bildet sich ein stratiformer Teil im Rücken der *Squall Line*, aus dem nur noch leichter Regen fällt.

An der Front selbst entstehen durch konvektive Abwinde heftige Böen mit mehr als 30 m/s. Man spricht deswegen bei *Squall Lines* auch von Böenlinien. Die Front selber wird auch von heftigem Niederschlag (> 50 mm/h) und starkem Temperaturrückgang begleitet.

Aufgrund der Dynamik zerfällt eine *Squall Line* genau dann, wenn ihr Antrieb verloren geht oder wenn das atmosphärische Windprofil sich ändert. Sie löst sich deswegen bevorzugt in Gebieten auf, in denen durch vorherige konvektive Aktivität die Instabilitätsenergie aufgebraucht wurde.

Die mittlere Lebensdauer liegt bei 10-12 Stunden, kann sich allerdings bis zu 3 ½ Tagen verlängern, wenn *Squall Lines* sich zwischenzeitlich an Gebirgsregionen wieder verstärken.

Regional haben *Squall Lines* unterschiedliche Einflüsse auf die Niederschlagsverteilung in Westafrika. An der Küste beträgt ihr Anteil am gesamten Jahresniederschlag ca. 20-30 %, ab 9°N sind es etwa 50 % und innerhalb der semiariden Zone können es mehr als 80 % sein.

## 2.2 Niederschlagsverteilung im Jahresgang

Im Januar steht die Küstenregion unter dem Einfluss der Wetterzone *B*, d.h. sehr feuchte Luft in den tieferen Schichten bei vereinzelt Schauern. Insgesamt fällt in dieser Zeit deswegen nur sehr wenig Regen an der Guineaküste. Dies trifft nördlich von Zone *B* auf ganz Westafrika zu, da die Region dort unter dem Einfluss des trockenen Nordostpassats steht. Im Februar nimmt der Regen leicht zu und verlagert sich in Richtung Inland. Es zeichnet sich eine zonale Verteilung ab. Durch das Fortschreiten der *ITD* landeinwärts wird die feuchte Luft mitgeführt. Durch die Orographie kommt es zwischen den Man Mountains (Oberguineaschwelle) bis in den Westen der Elfenbeinküste zu stärkeren Regenfällen von mehr als 76 mm/Monat. Im Togo-Atakorergebirge in Togo regnet es aber nur ca. 50 mm/Monat. So kommt es auf demselben Breitengrad zu unterschiedlichen Niederschlagsmengen. Im Südosten von Nigeria gibt es den höchsten Niederschlag. Die feuchten Luftmassen treffen dort in einem rechten Winkel auf die Küste, wo über das Jahr bis zu 5000 mm fallen können. Östlich der Küste befindet sich das Hochland von Kamerun, welches auch dazu beiträgt, dass es dort zu einem erhöhten Niederschlag kommt. Debundscha am Kamerunberg hat sogar ein jährliches Mittel von über 10000 mm und gehört damit zu den niederschlagsreichsten Gebieten der Welt. Diese zonale Verteilung bildet sich im März, April und Mai weiter aus. Zwischen April und Juli kommt es zu verstärktem Niederschlag. Das hängt mit der Propagation der *ITD* nach Norden zusammen. In Gebieten, in denen noch die trockenen, kontinentalen Luftmassen des Nordostpassats herrschen, fällt so gut wie kein Niederschlag. Gebiete mit vergleichsweise geringem Niederschlag liegen an der Küste in Südost - Ghana, an der Küste von Togo und im Westen von Dahomey (Benin). Man spricht hier von der *Ghana-Trockenzone* und dem *Dahomey-Gap*. Im Gegensatz hierzu steht die Guineaküste, wo zwischen Sierra Leone und Guinea sehr starker Niederschlag fällt. Diese Region steht unter dem Einfluss von Wetterzone *C* und hat sogar im Mai noch weiter zunehmenden Niederschlag. Hier tritt der Südwestmonun besonders stark in Erscheinung. Im Juni liegt fast ganz Westafrika unter dem Einfluss des Südwestmonsuns. Allgemein gibt es in allen Regionen südlich des 15. Breitengrades mindestens 25 mm Niederschlag pro Monat. Weiterhin verstärkt sich reliefbedingt der Niederschlag an Gebirgen. Im Juli ist die *ITD* weiter nach Norden gewandert, bis 17°N. Es kommt nun aber südlich von 12°N zu einer Veränderung, denn dort wirken die Witterungszonen *C* und *D*. Der Himmel ist größtenteils bewölkt und es regnet im gesamten Gebiet, wobei es wieder im Luv von Gebirgen stärker abregnet als in anderen Gebieten auf demselben Breitengrad. An der Küste zwischen Guinea und Sierra Leone kommt es zu einer weiteren Veränderung. Der Niederschlag nimmt von der Küste zum Inland rapide zu. Das ist bedingt durch die Gebirge der Oberguineaschwelle, auf die feuchte Monsunluft senkrecht trifft. Die Niederschlagsmenge zwischen der Südostküste Ghanas und Togo bleibt dagegen weiterhin gering. Es kommt zu einem 2. Niederschlagsminimum im Jahr. Gründe für diese Anomalie werden im letzten Abschnitt behandelt. Nördlich von 12°N verändert sich kaum etwas in der Niederschlagsverteilung und nördlich von 17°N kommt es so gut wie gar nicht zu Niederschlag, da diese Region unter dem Einfluss des Nordostpassats steht. Im August gibt es kaum eine Veränderung gegenüber dem Juli. Im September beginnt der Rückzug der *ITD* Richtung Süden. Die *ITD* zieht sich bis Ende November bis ca. 8°N zurück. Damit beginnt die Trockenzeit in Westafrika. Nur noch an der Guineaküste wirkt Wetterzone *B*. Im Dezember hat sich die *ITD* weiter nach Süden zurückgezogen, nur in Gebieten südlich von 6°N fällt dann noch Niederschlag.

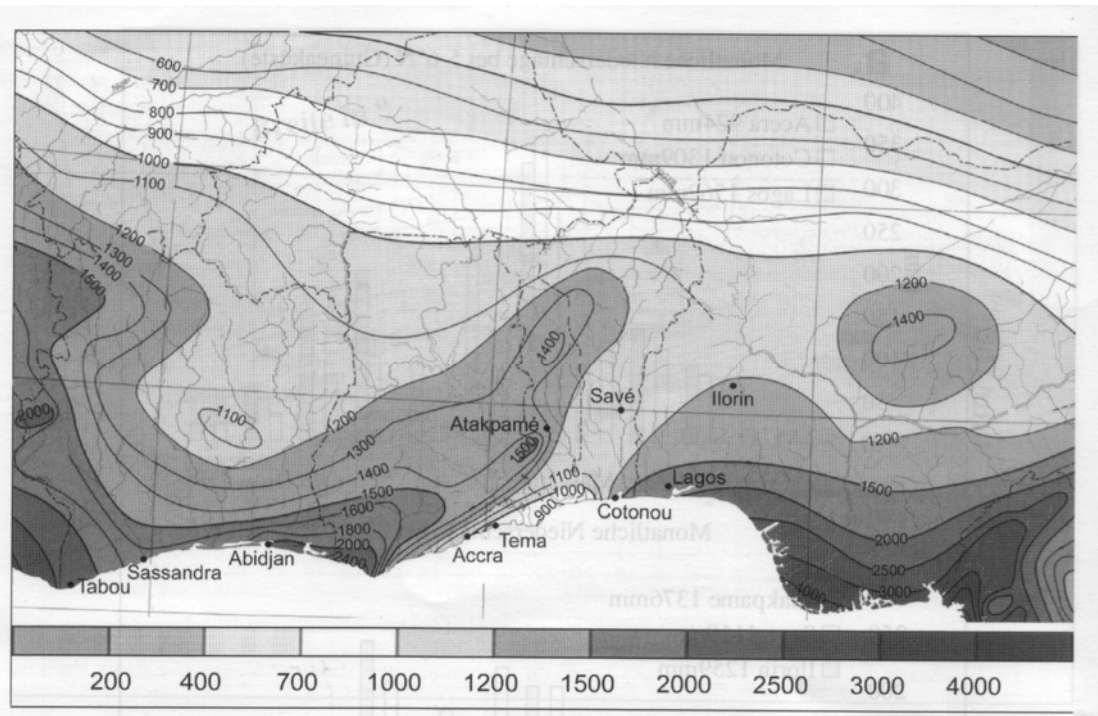


Abbildung 8 : Mittlerer Jahresniederschlag in mm (1951-1989)  
 (Quelle: Vollmert et al., 2003)

Der Niederschlag in Westafrika ist also stark von der Position der *ITD* abhängig. Die feuchte maritime Luft aus dem Golf von Guinea sorgt bei ihrer Nordwärtsverlagerung für eine nach Süden zunehmende Niederschlagsverteilung im Jahresmittel (*Abbildung 8*). Es ist dennoch nicht zu übersehen, dass auch Abweichungen der lokalen Niederschlagsmengen aufgrund der unterschiedlichen Topographie vorhanden sind.

An der Küste fallen jährlich bis zu 4000 mm Niederschlag, während an der Saharagrenze weniger als 250 mm im Jahr zu erwarten sind. Der Niederschlag ist stark saisonbedingt als Resultat der wechselnden Einflüsse der beiden Luftmassen: der feuchten maritimen Luft vom Atlantik und der trockenen kontinentalen Luft aus der Sahara.

Auffallend sind sowohl die positiven Niederschlagsanomalien über dem Jos Plateau, dem Togo-Atakora-Gebirge und der Oberguineaschwelle im Südwesten als auch die Trockenanomalie an der Ghanaküste und im Beniner Hinterland (*Dahomey Gap*). Während sich die positiven Anomalien orographisch erklären lassen, sind die Trockenanomalien auf komplexe Mechanismen zurückzuführen, die im nächsten Kapitel behandelt werden.

## Kapitel 3

### Niederschlagsanomalien

Durch orographisch induzierten Niederschlag kommt es im Luv von Gebirgsregionen meist zu größeren Niederschlagsmengen als in den angrenzenden Regionen. Niederschläge erreichen zum Beispiel um den Mount Cameroon bis über 10000 mm im jährlichen Mittel während in seinem Regenschatten nur knapp 2000 mm/Jahr fallen. Auch das Jos Plateau, das Togo-Atakorergebirge oder das Fouta Djallon Gebirge in Guinea haben wesentlich höhere jährliche Niederschlagsmengen als der Durchschnitt auf den entsprechenden Breitengraden. Eine besondere Anomalie findet sich an der Küste zwischen Sekondi in Ghana und Cotonou in Benin. Hier liegt eine ungewöhnlich trockene Zone mit jährlichem Niederschlag von weniger als 1000 mm (*Abbildung 8*). Diese wird *Küstentrockenzone* genannt

### 3.1 Die Küstentrockenzone

Während an den Küstengebieten der Jahresgesamtniederschlag stark ansteigt, fällt dazwischen an der Guineaküste eine Lücke auf, die sog. *Ghana Dry Zone* und landeinwärts das sog. *Dohemy Gap*. Das Gebiet erstreckt sich von Sekondi in Ghana über Togo bis nach Cotonou in Benin. Hier ist die jährliche Regenmenge wesentlich geringer als in Regionen gleichen Breitengrades (*Abbildung 8*).

Während der größte Teil Westafrikas nördlich von 8°N jährliche Niederschlagssummen mit nur einem Maximum aufweisen, bleibt an der Küstenregion zwischen Ghana und Benin in der Zeit zwischen Juli und August das zu erwartende Maximum aus. Stattdessen, während der Monsuntrog an seiner nördlichsten Position liegt, nimmt die Anzahl der trockenen Tage drastisch zu und führt zu einem zweiten Niederschlagsminimum im Jahr.

Man spricht von der *little dry season*.

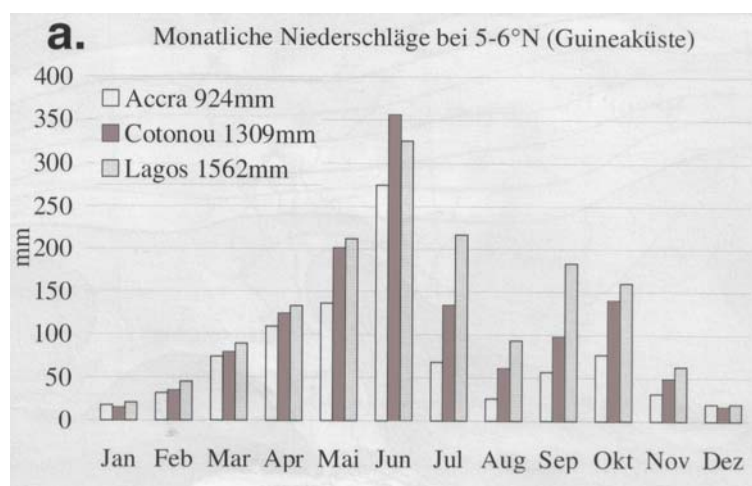


Abbildung 9 : Mittlere Monatsniederschläge der Guineaküste (Quelle: Vollmert et al., 2003)

*Abbildung 9* stellt den monatlichen Niederschlag der 3 Küstenstädte Accra, Cotonou und Lagos dar. Man erkennt im Juli und August den drastischen Rückgang, während die Niederschlagsmenge im September wieder ansteigt bevor sie zur Haupttrockenzeit zwischen Oktober und Februar wieder abnimmt. Ab März

setzt dann der westafrikanische Monsun ein und damit ein kontinuierlicher Anstieg bis Juni.

Eine lokale Abhängigkeit der Niederschlagsmenge ist gut zu erkennen. Während Accra im Zentrum und Cotonou am Rand der Trockenzone liegt, ist die *little dry season* in Lagos weniger stark ausgeprägt (*Abbildung 8*).

### 3.2 Gründe für die Trockenzonenanomalie

Es gibt einige Arbeiten, die sich mit den Ursachen der Trockenheit an der Ghanaküstenzone befassen. Dabei lassen sich regionale und großräumige Ursachen unterscheiden:

::: *Buckle (1996)* z.B. vermutet, dass die Ghana-Togo-Trockenzone unter einem absteigenden Ast der ostwest-orientierten Walker-Zirkulation liegt, die in Äquatornähe parallel dazu verläuft.

D. h. über dem kalten äquatorialen Aufquellwasser kommt es zu Absinkbewegungen in der Atmosphäre und es bildet sich ein Hochdruckgebiet. Die Atmosphäre wird stabilisiert und kühlere, weniger feuchte Luft wird landeinwärts geweht, die selten bis nie konvektive Energie zur Niederschlagsbildung besitzt.



Abbildung 10 : Model der Walker-Zirkulation über dem Pazifik. Luftzirkulation aufgrund unterschiedlich temperierter Wassermassen.

(Quelle: <http://www.m-forkel.de/klima/walkz-eln.html>)

Der Erklärungsversuch hat jedoch den Schwachpunkt, dass er nicht erklärt, warum der Rest der Guineaküste von Niederschlag unterdrückenden Absinkprozessen ausgespart bleibt.

::: *Trewartha (1962)* geht zusätzlich davon aus, dass Küstenreibungsdivergenz zu geringeren Niederschlägen über dem betreffenden Küstenabschnitt führt.

*Abbildung 11* zeigt, dass die Monsunwinde an der Ghana-Togo-Küste wesentlich küstenparalleler verlaufen, als an den restlichen Küstengebieten. Durch die Reibung verzögert sich die Bewegung, so dass die Winde schwächer sind als der geostrophische Wind. Da damit auch die Corioliskraft geringer ist als die Druckgradientenkraft, erfahren die Luftpartikel eine Ablenkung zum tiefen Druck hin. Es kommt zur Reibungsdivergenz und damit im betroffenen Küstenabschnitt zu konvektionshämmendem Absinken der Luftmassen.

Das *Dahomey Gap* liegt zudem im Regenschatten/Lee des Togo-Atakorabirges, so dass hier weniger feuchte Luft das Hinterland erreicht als es westlich des Gebirges der Fall ist.

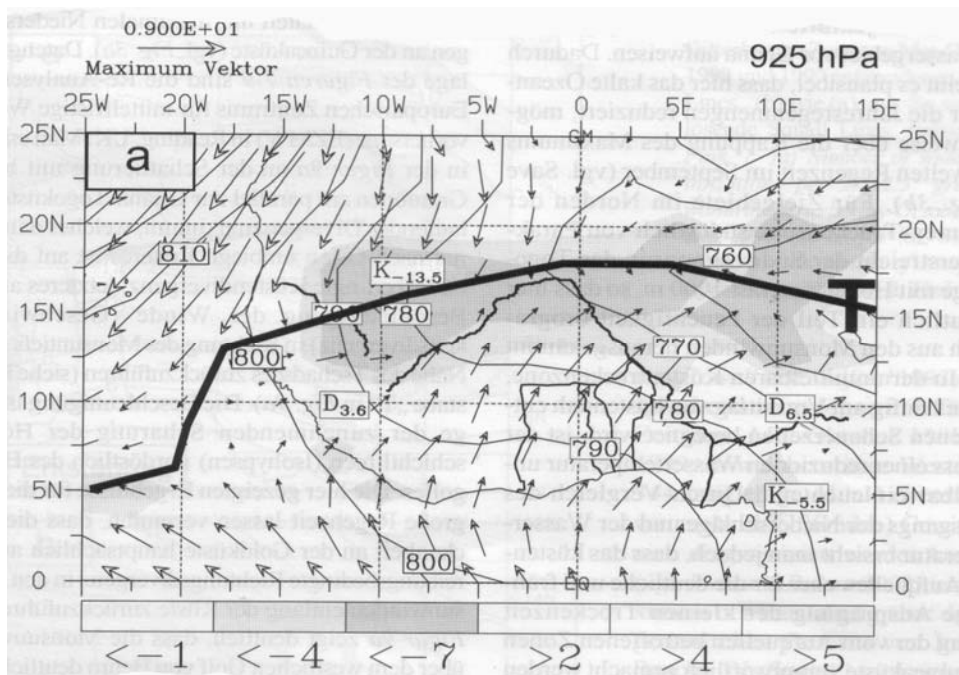


Abbildung 11 : Windvektoren in Höhe des 925 hPa-Niveaus. Konvergenz (dunkle Grautöne) und Divergenz (helle Grautöne) in  $s^{-1}$ . Schwarze Linie : ITCZ  
(Quelle: Vollmert et al., 2003)

Zum Schluss sollte man nicht vergessen, einen weiteren niederschlagsbringenden Prozess in Westafrika zu beachten. *Squall Lines* können an den Küsten 20-30%, in der Dahomey-Ebene sogar mehr als 30% des Jahresniederschlags ausmachen. Aufgrund der flachen Orographie aber auch wegen der ungünstigen klimatologischen Windfelder und des geringeren Feuchteangebotes, erreichen sie jedoch die Dahomey-Ebene nur noch im Auflösestadium, so dass sie einen vergleichsweise geringen Beitrag zum Jahresniederschlag haben und so ein weiterer Faktor für die Trockenanomalie sind.

Die Ursachen für die Trockenzonenanomalie an der Ghanaküste und im Beniner Hinterland sind demnach sehr komplex und eine genauere Gewichtung der Faktoren konnte bisher nicht vorgenommen werden. Sowohl Ozeantemperatur als auch Orographie stehen hier in einem engen Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung.

## Kapitel 4

### Zusammenfassung und Fazit

Der Niederschlag in Westafrika nimmt von Süden nach Norden ab (*Abb. 8*). Sowohl im jährlichen Gesamtniederschlag als auch bei der Niederschlagsintensität ist ein Nord-Süd-Anstieg zu erkennen. Durch die nach Norden bzw. Süden gerichtete Verschiebung der *ITD*, sowie den Südwestmonsun, welcher maritime Luftmassen mit sich führt und starke Niederschläge hervorruft, lassen sich 4 Wetterzonen in Westafrika definieren (*Abb. 3*). Diese lassen vernünftige Aussagen über das Klima der Region zu, sind jedoch für kurzfristige Vorhersagen nicht geeignet. Die Schwankungen der *ITD* (*Abb.4, Abb.5*) oder auch das Auftreten von *Squall Lines* können kurzfristig für starke Niederschlagsveränderungen in Westafrika sorgen. Niederschlagsanomalien sind meist orographisch zu erklären, aber auch, wie am Beispiel der *Küstentrockenzone*, auf verschiedene komplexe Mechanismen zurückzuführen.

## Literaturliste

**Brockhaus; 1994:** Auflage 19, Band 24, 578 Seiten, S. 273.

**Buckle, C.; 1996:** Weather and Climate in Africa, 312 Seiten, S. 85-90 (Harmattan/Landseewindzirkulation), S.141-143 (Monsuntrog, Wetterzonen), S.154-156 (Böenlinien), S. 209-215 (Niederschlag, Ghana Trockenzone), S. 197-198 (Tagesgang Kano), *Longman, Harlow*.

**Griffiths, J.F.; 1972:** Nigeria. Chapter 5 in „*World Survey of Climatology*“ (ed. H.E. Landsberg), 167-192 , Elsevier, Amsterdam.

**Griffiths, J.F.; 1972:** Semi-arid zones. Chapter 6 in „*World Survey of Climatology*“ (ed. H.E. Landsberg), 193-220, Elsevier, Amsterdam.

**Griffiths, J.F.; 1972:** Wet and dry tropics. Chapter 7 in „*World Survey of Climatology*“ (ed. H.E. Landsberg) , 221-258, Elsevier, Amsterdam.

**Hayward, D., Oguntoyinbo, J.; 1987:** Climatology of West Africa, S. 129-152, Hutchinson, London.

**Trewartha, G.T.; 1962:** The Earth`s Problem Climates, VI, 334, Methuen, London.

**Vollmert, P., Fink, A. H., Besler; 2003:** Ghana- und Dahomey-Trockenzone: Ursachen für eine Niederschlagsanomalie im tropischen Westafrika. *Erde*, 134 (4), 375-393.

## Internet

<http://www.m-forkel.de/klima/walkz-eln.html>