

Zeitschrift: Beiheft zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 1 (1975)

Artikel: Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern
Autor: Winiger, Matthias
Kapitel: 3: Bewölkungs- und Zirkulationsverhältnisse der Sahara am Beispiel des Jahres 1968
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-960237>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 18.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

III. Teil:

Bewölkungs- und Zirkulationsverhältnisse der Sahara am Beispiel des Jahres 1968

Dieser Teil erschien in erweiterter Form in
"Hochgebirgsforschung", Heft 2, 1972, S.87-120
unter dem Titel: "Die Bewölkungsverhältnisse der
zentralsaharischen Gebirge aus Wettersatelliten-
bildern".

11. EINFUEHRUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Den langjährigen Mittelwerten verschiedener klimatischer Elemente (Luftdruck, Winde, Strahlung, Temperatur, Verdunstung, u.a.) zufolge müsste die Sahara praktisch in ihrer ganzen breiten- und längenmässigen Ausdehnung eine hyperaride Zone im Sinne Meigs (SCHIFFERS, 1965) sein und als völlig wolken- und niederschlagsfreie Barriere und biologisch toter Raum die gemässigten von den tropischen Breiten trennen.

Dass sie dies in diesem absoluten Sinne nicht ist, zeigen Feldbeobachtungen und ist in vielen thematischen Karten festgehalten: wohl sind die meisten meteorologischen und biologischen Elemente vorwiegend zonal angeordnet, aber ebenso eindeutig sind ganzjährig oder zeitweilig Ausnahmen und Gunstlagen zu finden, wobei sich besonders die Gebirgsräume aus diesem starren Schema abheben. Ferner halten Gemini- und Apolloaufnahmen (vgl. VAN ZUIDAM, 1971; MESSERLI, 1970) eindrücklich ein nach Höhenstufen gegliedertes morphologisches Bild des Raumes fest: die durch Windwirkung geprägten Tiefländer, nach Akkumulations- und Korrasionsbereichen differenzierbar, bis zu den höchsten, durch Wassererosion (und ev. auch Frost) überformten Gebirgen. Dazwischen finden sich Uebergangsformen, und durch Ueberlagerung verschiedener morphologischer Strukturen wird ein Klimawandel angedeutet, der auf eine zeitweise geringere Aridität vergangener Klimate hinweist.

Als hyperaride Zone verbleiben schliesslich knappe 50 % des gesamten Wüstenraumes.

In diesem Teil werden mit Hilfe von Wettersatellitenbildern die Bewölkungsverhältnisse des Jahres 1968 (Jahr der Feldarbeiten von B. Messerli und D. Indermühle) für Afrika nördlich des Aequators

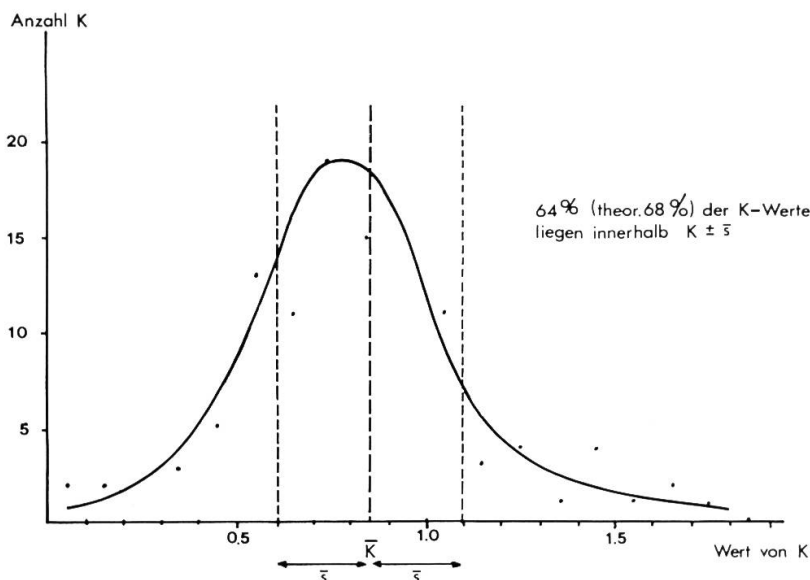


Fig.31: Häufigkeitsverteilung von 120 Monats-K-Werten.
(Kurve nicht gerechnet).

untersucht und die Gebirgsräume Tibesti und Hoggar näher miteinander verglichen. Die Ergebnisse sind in Jahresbewölkungskarten zusammengestellt, während für detaillierte, monatliche Angaben auf eine andere Arbeit verwiesen wird (WINIGER, 1971).

Obwohl mit der Bewölkung nur gerade ein meteorologisches Phänomen aus dem Satellitenbild visuell erfassbar ist, sind Querverbindungen zu andern Klimaelementen (Sonnenscheindauer, Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Wind, ev. Niederschlag) direkt oder indirekt möglich (vgl. Kapitel 15). Speziell soll die Frage der Niederschlagsverteilung in den Sahara-Gebirgen hypothetisch von der Bewölkung her diskutiert werden.

12. AUSWERTUNG UND VERIFIKATION

12.1. Bildmaterial

Für die Auswertung standen 35-mm-Mikrofilmkopien (Negative) verschiedener ESSA-Bilder zur Verfügung:

- AVCS-Mosaike (Mercator-Projektion) von ESSA 6 und 8 im Arbeitsmassstab von 1:55 Mio. und 1:20 Mio. Sie bildeten das Grundlagenmaterial für die Bewölkungskartierung des Gesamtgebietes.
- APT-Einzelaufnahmen der Station Colovrex (Genf) von ESSA 3, 5 und 7. Das je nach Fragestellung in unterschiedlichem Massstab kopierte Material wurde für Einzelfragen (Wolkenart, Niederschläge) beigezogen.

Die Untersuchung wurde mit Hilfe eines transparenten, über die Positivkopien der in Mercatorprojektion vorliegenden Bildmosaike gelegten Gitters durchgeführt. Die Gittermaschen haben einen Abstand von 2,5 geographischen Längen- und Breitengraden über der Sahara, einen solchen von 5° in Äquatorgegenden. In einer Detailuntersuchung von Tibesti und Hoggar (zentrale Sahara) wurde der Maschenabstand auf 1° reduziert.

In Monats-, Quartals- und Jahreskarten wurde dann der "Bewölkungsgrad" in Prozenten angegeben und Isonephen (= Linien gleicher Bewölkung) in x/10 eingetragen (vgl. WINIGER, 1971).

Das gewählte Verfahren unterscheidet sich insofern nicht von der traditionellen Bewölkungsbestimmung, als auch hier von punktuellen Beobachtungen auf die räumliche Verteilung geschlossen wurde. Verschieden waren aber Ausgangsmaterial und Bewertungsschema (vgl. Kap. 3).

12.2. Vergleich der Ergebnisse mit Bodenbeobachtungen

Entsprechend dem "Ja-Nein"-Verfahren sind die Ergebnisse statistisch zu beurteilen. Naturgemäss ist der Gültigkeitsgrad der Bewölkungsangaben für die einzelnen Monate grösseren Schwankungen unterworfen als bei der Summation über das ganze Jahr (vgl. Kap. 4.).

Anhand der Bewölkungsangaben von zehn über den ganzen Untersuchungsraum verteilten Klimastationen (aus SCHERHAG, 1968/69) wurden die Resultate überprüft (vgl. Tab. 9). Dabei ist zu berücksichtigen, dass die AVCS-Satellitenbilder etwa um 15.00 Uhr MOZ aufgenommen wurden, die Wetterkartenwerte sich aber auf 12.00 Uhr GMT beziehen. Der Tagesgang der Bewölkung kann also nicht vernachlässigt werden (vgl. dazu 4.3.), denn je nach Lage der Station ergeben sich Differenzen im Beobachtungstermin von -1 bis -4 Stunden.

Eine gewisse Einschränkung der Gültigkeit der Bewölkungskarten ist für den Raum östlich des Tibesti angezeigt, da hier häufig Lücken oder Wiederholungen im Bildmosaik über mehrere Tage hinweg auftraten und damit Datenausfälle bis zu 50 % für einzelne Monate bewirkten.

Der direkte Vergleich der Wettersatellitenbildanalysen mit den Angaben der Bodenstationen ist schliesslich insofern problematisch, als im einen Fall die Werte nach einem binären Entscheid gewonnen wurden, im andern aber 8 Wertgrade zur Verfügung standen.

Zwischen den so auf verschiedenem Weg ermittelten Datenreihen (10 Stationen, das ganze Jahr 1968) besteht eine mittlere Korrelation von $r = 0,78$. Eine Abhängigkeit beider Beobachtungsverfahren scheint also nicht sehr gut gesichert zu sein. In der nachfolgenden Diskussion soll diese Aussage etwas differenziert werden.

Der Koeffizient K, gebildet aus dem Verhältnis der monatlichen Werte der Satellitenbild-Beobachtungen (die aus den monatlichen Bewölkungskarten interpoliert werden mussten, da Gitterpunkte und Stationsorte nicht identisch sind) und der Wetterkartenmeldungen sollte im Idealfall $K = 1$ sein. Bei unserer Auswertung beträgt der Wert im Mittel für 10 Stationen und das ganze Jahr 1968 $K = 0.85$, wobei Schwankungen für die einzelnen Stationen (Jahreswerte) von $K = 0.58$ bis $K = 1.08$ auftreten. Wenn man die Untersuchungen von BARNES (zit. in WALCH, 1968: 31) mitberücksichtigt, der die terrestrische Bewölkungsschätzung gegenüber derjenigen aus dem Satellitenbild als 14 % zu hoch angibt, dann verbessert sich das Verhältnis auf $K = 0.99$. Die statistische Häufigkeitsverteilung von K bestätigt die Angaben von Barnes (Fig. 31).

In Tab. 9 sind die 10 Kontrollstationen enthalten, zusammen mit dem Koeffizient K (Bewölkungsgrad aus Satellitenbild/Bewölkungsgrad aus Wetterkarte), der Standardabweichung s und der Variabilität v, beide aus den 12 Monatswerten jeder Station von K berechnet.

In Fig. 32 werden die Bewölkungsangaben dreier ausgewählter Stationen mit den zugehörigen Werten aus der Satellitenbildinterpretation verglichen. Die Graphik zeigt klar, dass die Kurven nicht einheitlich gleichsinnige Abweichungen aufweisen.

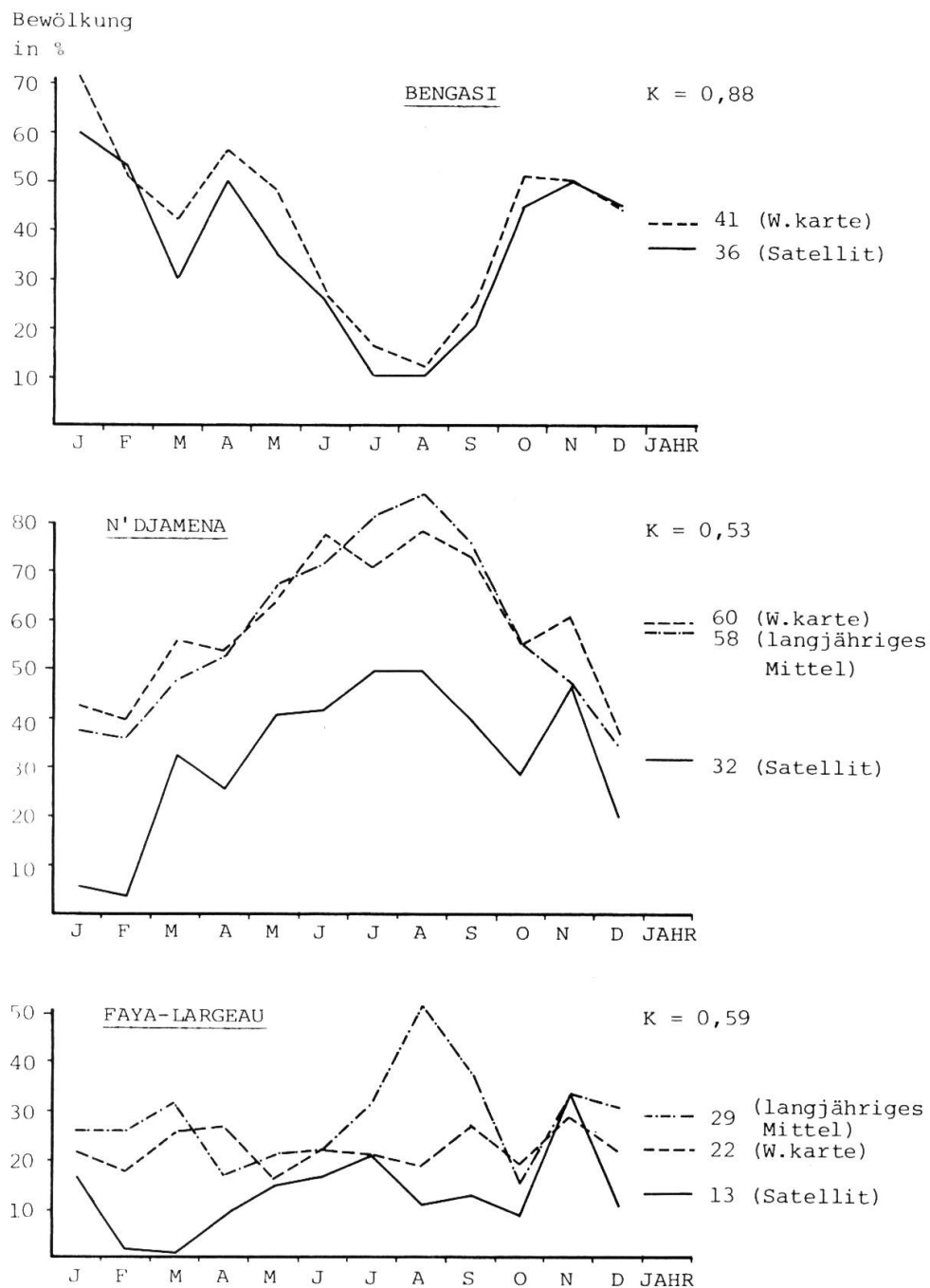


Fig.32: Jahresgang der Bewölkung in Bengasi, N'Djamena und Faya Largeau. Vergleich von Satellitenbilddauswertung 1968, Wetterkartenmeldungen 1968 und langjährigem Mittel (DUBIEF, 1959). K entspricht dem Quotienten aus den Jahreswerten 1968 von Satellitenbild und Wetterkarte (letztere wurden berechnet aus den Karten in GEB, SCHERHAG, 1968/69).

Tab. 9: Koeffizient K, Variabilität v, Standardabweichung s für 10 Kontrollstationen (vgl. Text)

Station	Geogr. Koordinaten	K	s	v(%)
Abidjan	5°24'N/ 4°00'W	0.91 ± 0.03	0.10	11
Bengasi	32°06'N/20°03'E	0.88 ± 0.03	0.10	11
Dakkar	14°36'N/17°24'W	0.71 ± 0.06	0.20	28
N'Djamena	12°06'N/19°04'E	0.53 ± 0.06	0.20	38
Tombouctou	16°50'N/ 3°00'W	1.00 ± 0.07	0.24	24
Agadir	30°24'N/ 9°36'W	0.95 ± 0.08	0.26	27
Laghout	33°48'N/ 2°54'E	1.08 ± 0.10	0.33	31
Faya Largeau	17°54'N/19°06'E	0.59 ± 0.10	0.36	61
Tamanrasset	22°42'N/ 5°33'E	0.94 ± 0.11	0.37	39
Bardai (Januar bis Juli)	21°19'N/16°43'E	0.95 ± 0.12	0.40	42
Mittelwert		0.85 ± 0.07	0.25	31

1. Bengasi : Die beiden Kurven sind beinahe identisch, was eigentlich dem statistischen Charakter der Bildauswertung widerspricht und ev. auf den Bewölkungstypus dieser Mittelmeerstation zurückzuführen ist. Die monatlichen K-Werte sind praktisch gleich zuverlässig wie der Jahreswert.
2. N'Djamena: Die Kurven dieser Station verlaufen parallel aber mit beträchtlichem Abstand voneinander. Hier wird mit andern Worten der relative Bewölkungsgang zuverlässig wiedergegeben, während die absoluten Bedeckungsgrade aus dem Satellitenbild zu tief liegen, was mit $K = 0.53$ verdeutlicht wird. Zu allen Jahreszeiten entzieht sich ein Teil der Bewölkung der Beobachtung.
3. Faya-Largeau: In diesem Beispiel ist weder der Jahreswert von K zuverlässig, noch geben die Kurven den relativen Bedeckungsgang wieder. Ueberhaupt sind die K-Werte für Stationen in vorwiegend sandiger Wüstenumgebung mit nur geringen topographischen Kontrasten weniger zuverlässig, da sich insbesondere die Cirren von der Erdoberfläche oft kaum abheben (im VIS-Bild).

12.3. Beurteilung aufgrund des Tagesganges

In Fig. 13 wurde der Bewölkungstagesgang für Tamanrasset (Hoggar) diskutiert. Aufgrund der dortigen Ergebnisse und aus der Tatsache, dass K für Tamanrasset $K = 0.94$ ist, darf geschlossen werden, dass die Satellitenbilddauswertung die wahren Bewölkungsverhältnisse (zumindest das Jahresmittel) gut wiedergibt. Die Standardabweichung von 0,37 bedeutet, dass in den einzelnen Monaten doch markante Abweichungen anzutreffen sind, so vor allem in den Wintermonaten, in denen die häufigen Cirrenfelder teilweise der Beobachtung entgehen.

Andrerseits erfasst im Sommerhalbjahr die Satellitenaufnahme das um 15.00 Uhr durchschnittlich anzutreffende tageszeitliche Bewölkungsmaximum. Aus Fig. 13 kann nun entnommen werden, dass das Verhältnis des Bewölkungsgrades um 12.00 Uhr zu demjenigen von 15.00 Uhr gleich 0.75 ist. Für die gleichen Sommermonate des Jahres 1968 wird dieses Verhältnis gleich 0.70. Unter der Annahme, dass sich der Bewölkungstageslauf gleich geblieben ist, dürfen wir festhalten, dass die Satellitenbilddauswertung die sommerliche Nachmittagsbewölkung der Station Tamanrasset ziemlich gut erfasst.

Für die übrige Sahara fehlen leider genaue Angaben über den Tageslauf der Bewölkung fast vollständig. In HECKENDORFF (1969) sind einige Angaben für die Station Bardai enthalten, die einen Analogieschluss vom Hoggar auf das Tibesti bedingt zulassen. Doch wie bei Tamanrasset ist auch hier die Gebirgslage zu berücksichtigen, die sich vorab im Sommer verstärkend auf konvektive Vorgänge auswirkt.

Trotzdem dürfen wir annehmen, dass der winterliche Tagesgang in der ganzen Sahara ähnlich ist. Im Sommer dagegen ergeben sich grundsätzliche Unterschiede zwischen der nördlichen und südlichen Wüstenhälfte: im Norden nur ein schwaches Nachmittagsmaximum, im Süden dagegen ein wesentlich stärkeres, das in den Monsungebieten immer stärker (vgl. auch etwa Abb. 8) wird. Eine Ausnahme bildet die Atlantikküste, wo sich das Tagesmaximum nach Angaben FONT TULLOT'S (zit. in DUBIEF, 1959) in die Morgenstunden verlagert.

Diese jahreszeitlich und regional charakteristischen Unterschiede sind auf das ungleiche Verhalten der verschiedenen in unserem Beobachtungsgebiet auftretenden Luftmassen zurückzuführen und letzten Endes also Ausdruck der atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse.

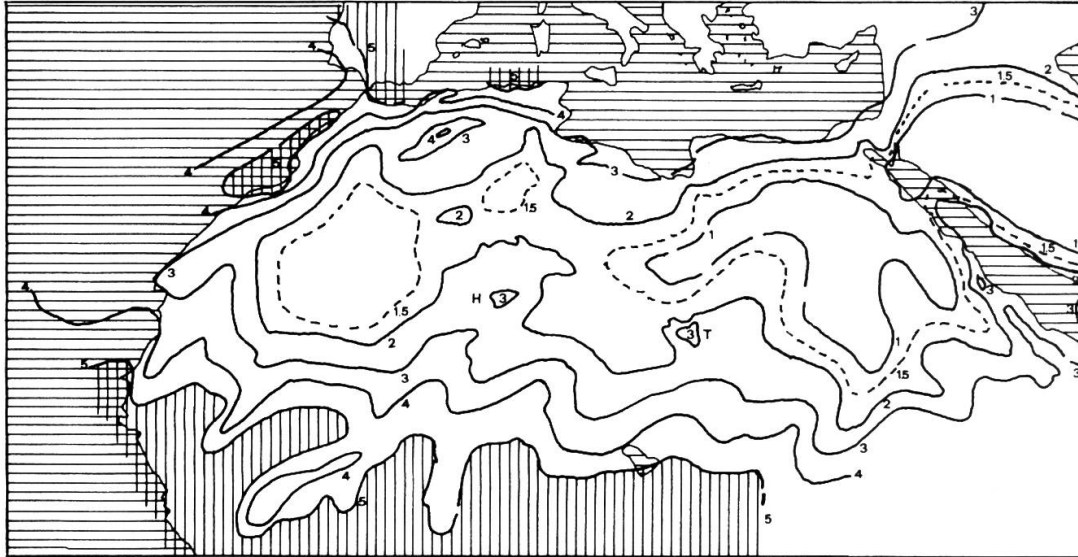
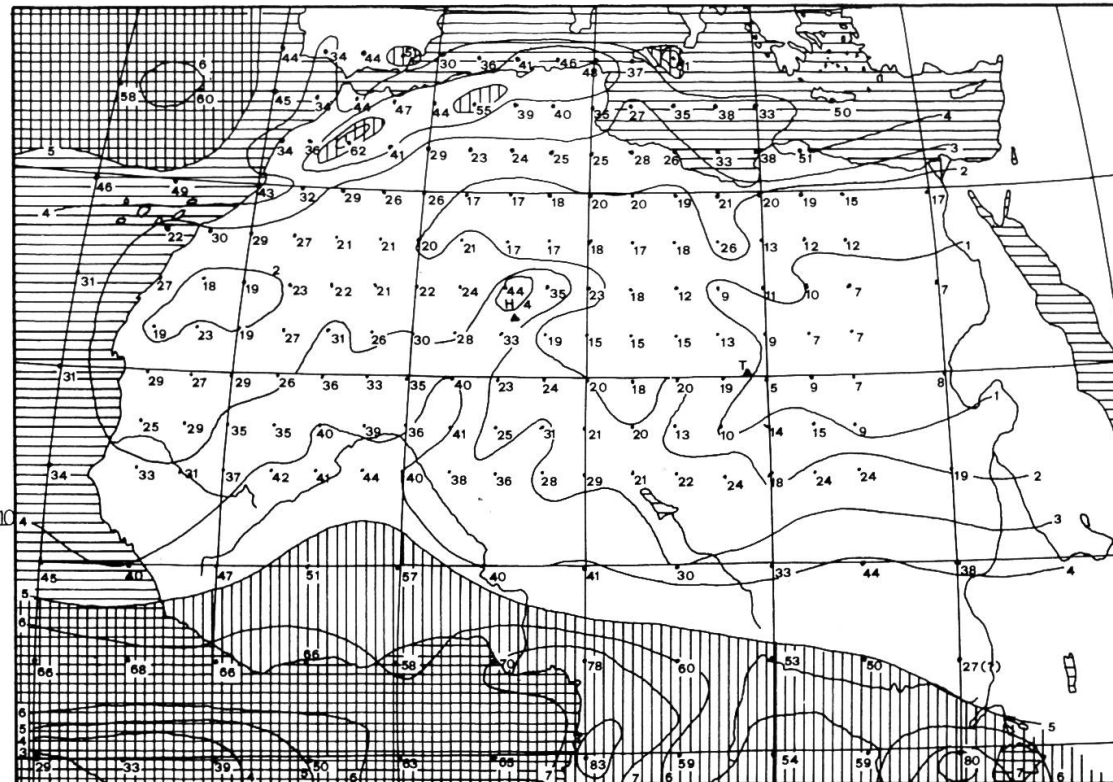
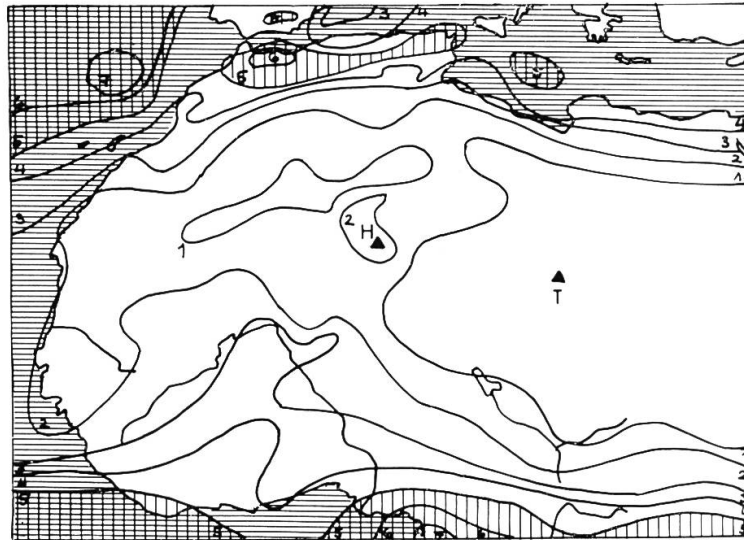


Fig.33: Langjährige mittlere Bewölkung über Nordafrika
(DUBIEF, 1959).

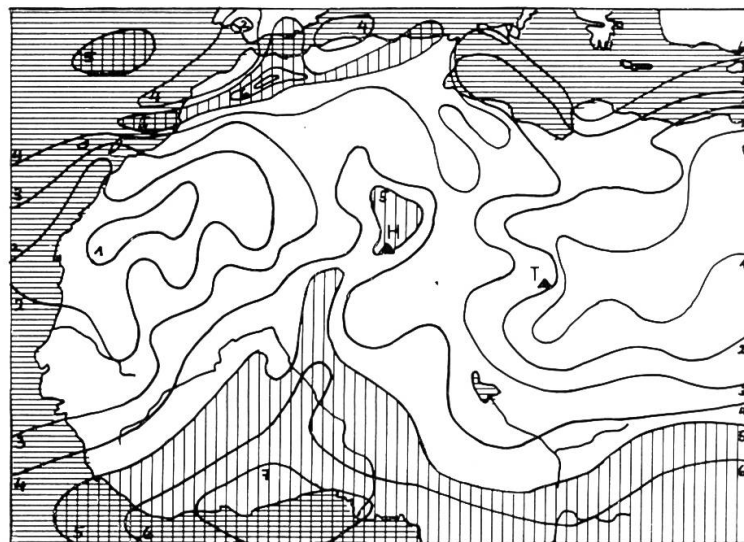
Fig.34: Mittlere
Bewölkung 1968 über
Afrika nördlich des
Aequators (Satelli-
tenbildauswertung)

— Isonephe in x/10
'17 Bewölkungsgrad
in %



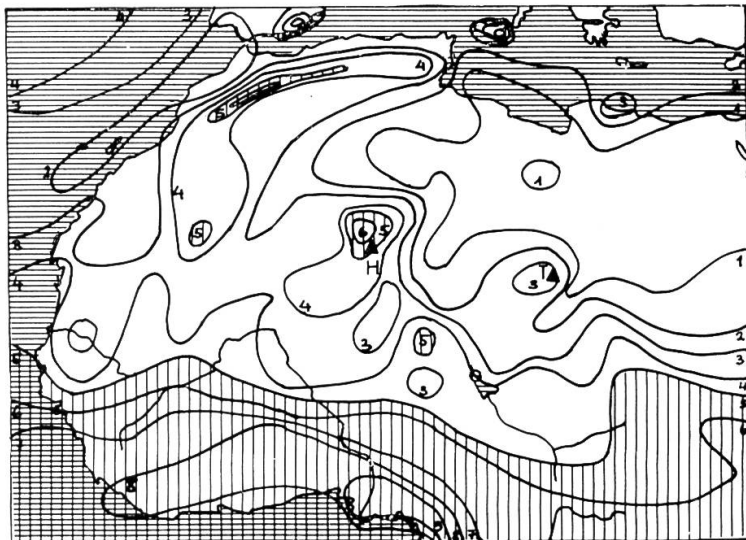


Januar - März 1968

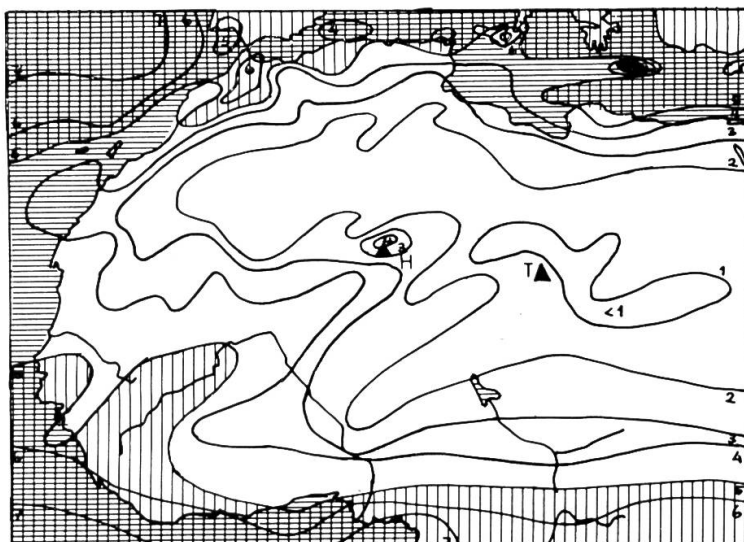


April - Juni 1968

Fig.35: Saisonale Bewölkung 1968 für Afrika nördlich des Aequators. Satellitenbildauswertung.



Juli - September 1968



Oktober - Dezember 1968

13. DIE LANGJAEHRIGE MITTLERE BEWOELKUNGSVERTEILUNG UEBER DER SAHARA

BROOKS (zit. in BLUETHGEN, 1966: 185) veranschlagt die mittlere Bewölkung der Zone zwischen 20° - 30° N global auf 41 %. Die Werte für Afrika liegen aber beträchtlich tiefer (Fig. 33). Der Grund für diesen Unterschied ist in der Meer-Landverteilung zu suchen: während die saharischen NE-Passate Bewölkung und Niederschlag ganz entscheidend reduzieren, wirken sich wiederum die Passatwinde für die Mittelamerikanische Landbrücke und die westlichen Pazifikküsten gegenteilig aus.

Die Wolkenarmut der Sahara wird südwärts unverhältnismässig ausgedehnt durch den Einfluss des tropischen Oststrahlstromes, der über Afrika ausfächert und dessen absteigende Luftmassen die ITC (Intertropical Convergence) in der Höhe weit nach Süden abdrängen. Die zur Wolkenbildung notwendige Mächtigkeit der aus SW vordringenden monsunalen Luftschicht wird erst etwa 800 km südlich der auf Erdbodenhöhe feststellbaren ITC erreicht (vgl. FLOHN, 1966).

In DUBIEFS Karte (Fig. 33) fallen bei erster Betrachtung die Gebiete mit mehr als 50 % Bedeckung im Bereich der ITC und der Atlas-Gebirge auf. Die 50 %-Grenze im Randbereich der Tropen enthält in ihrer Mäanderform die dominierenden Zugbahnen der nach NE vorstossenden tropischen Störungen, insbesondere entlang den Achsen Guinea-Tombouctou und Abidjan-Niamey, beide mit Fortsetzung in Richtung Adrar-des-Iforhas und Hoggar. Im Tschad - und dies sei als entscheidender Gegensatz hervorgehoben - treten solche nordöstlich gerichtete Ausbrüche nurmehr selten auf. Die Isonephen verlaufen deshalb in diesem Gebiet praktisch breitenparallel und weisen auf die grössere Aridität der östlichen Saharahälfte hin. Grössere Meerferne, extreme Beständigkeit des Subtropenhochs in diesem Gebiet und der oben erwähnte östliche Tropenjetstream sind die Ursachen für die nach Osten zunehmende Aridität.

Die zentrale Sahara wird beherrscht durch einen ausgedehnten Bereich extremer Wolkenarmut mit Werten im Osten von weniger als 10 %. Diese dem Passat ganzjährig ausgesetzte Zone wird meridional nur durch die beiden zentralsaharischen Hochgebirge unterbrochen, die inselhaft die orographische Wolkenbildung fördern und als Reaktivierungszentren wirksam werden.

14. DIE BEWÖLKUNGSVERHÄLTNISSE 1968

Die für 1968 aus den Satellitenaufnahmen zusammengestellte Bewölkungskarte (Fig. 34) weist keine grundsätzlichen Abweichungen gegenüber Dubiefs langjährigen Mittelwerten auf. Graduelle Differenzen müssen in dreifacher Hinsicht überprüft werden:

1. Fehlinterpretation. Diese Frage wurde in Abschnitt 12.2. bereits angeschnitten. Noch einmal seien die gröberen Fehler im Raum N'Djamena und Faya Largeau erwähnt.

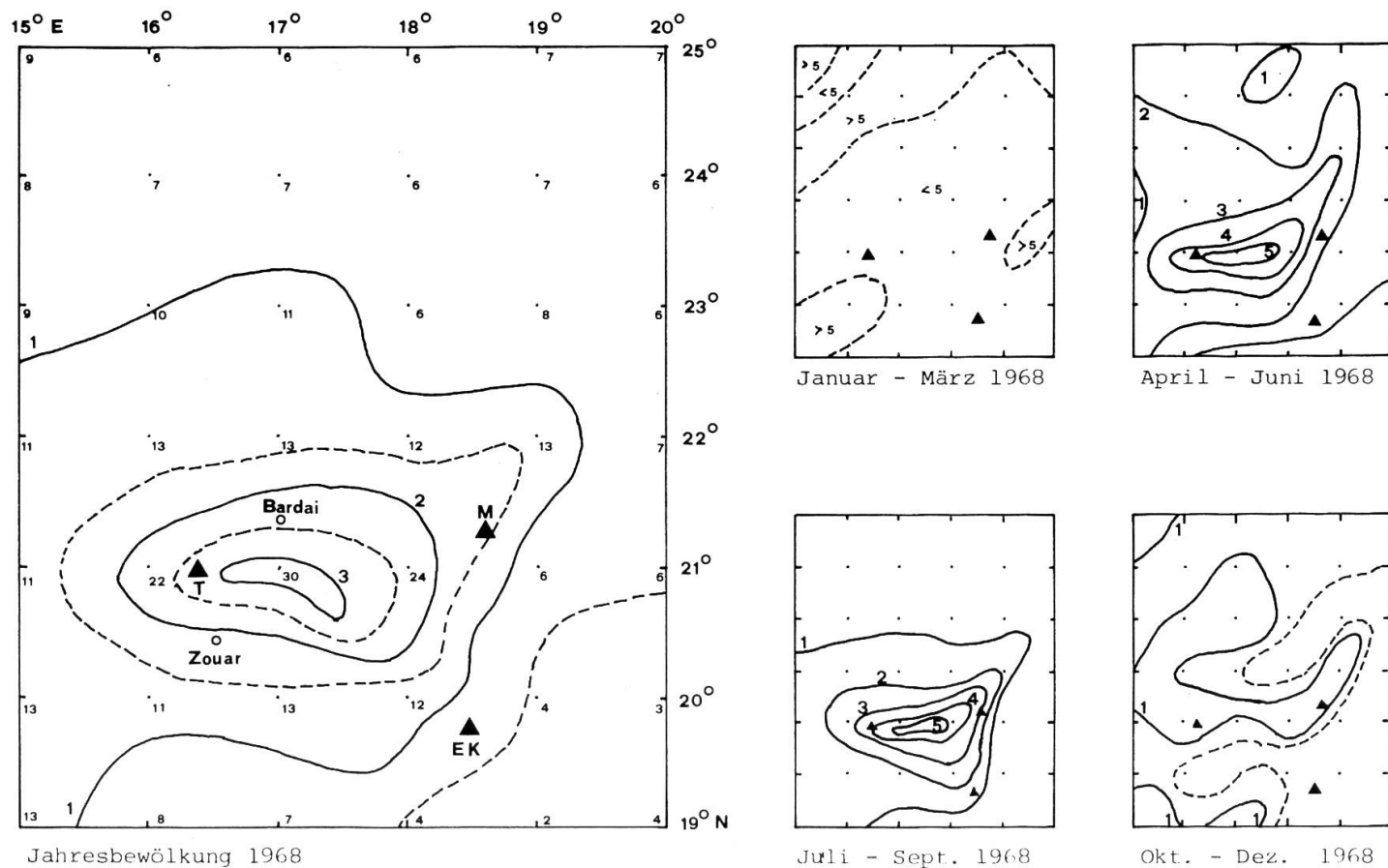
2. Zirkulationsanomalien 1968. Nach den "Bemerkungen zur Weltwetterlage" der einzelnen Monate (SCHERHAG, 1968) waren die Druckverhältnisse über lange Zeit mit einer negativen Abweichung gegenüber dem langjährigen Mittel belastet, ebenso lagen die Temperaturen etwas unter dem Durchschnitt. Die an einigen Stationen anhand der Wetterkarte durchgeführten Vergleiche zeigten, dass andererseits und folgerichtig die Bewölkungswerte etwas höher als bei DUBIEF (1959) ausfielen.

3. Neue genauere Befunde vor allem in stationslosen Gebieten, in denen Dubief auf Interpolation angewiesen war.

Während die Wolkenangaben für die Flachländer weitgehend mit der Wirklichkeit übereinstimmen, sind sie für die Gebirge eindeutig zu gering. Die Orographie von Hoggar und Tibesti ist für die Bewölkungsbildung so entscheidend, dass das gewählte Auszählgitter zu weitmaschig ist und die Lokalbewölkung regelmässig nicht erfasst wird. Dieser Mangel konnte durch Verdichtung des Netzes auf 1° Maschenweite behoben werden. Die Ergebnisse liegen in Fig. 36 und 37 vor. Die Werte sind auch hier höher als bei Dubief. Entscheidend ist aber die Feststellung, dass wesentliche Differenzen im Vergleich aber auch innerhalb der beiden zentralsaharischen Gebirge auftreten. Noch eindeutiger als bei Dubief wird zudem klar, dass die beiden Gebirge, zumindest 1968, bewölkungsmässig nach Süden ausgerichtet und gleichsam Eckpfeiler nordwärts vorstossender Monsunbewölkung sind. Erst die einzelnen Monatskarten modifizieren dieses Bild und zeigen etwa für April und Mai den Anschluss an die ekotropischen Wolkensysteme. Dieser Wechsel zwischen mehrheitlich nördlichen, bzw. südlichen Einflüssen wurde in DUBIEF (1947:12) zahlenmässig belegt. So waren im letzten Jahrhundert die Einflüsse des Westwindgürtels wesentlich stärker als heute (bessere Weiden im Hoggar, Schneefälle etwas weniger selten).

Aeusserst interessant ist die Bewölkungsabnahme über dem Äquator. Hier zeichnet sich offensichtlich die Zone geringster Bewölkung ab, die auch im Atlas von MILLER und FEDDES (1971) als beidseitig durch Wolkenbänder flankierter Streifen in Erscheinung tritt und die nach klassischen Vorstellungen nicht zu erwarten war (FLOHN, 1975: 2).

Fig.36: Bewölkung 1968 im Tibesti. Jahres- und Jahreszeitenmittel. Isonephen in $x/10$, Punktangaben in Prozent. T = Toussidé, M = Mouskorbé, EK = Emi Koussi. Satellitenbilddauswertung.



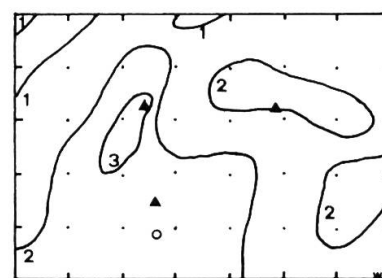
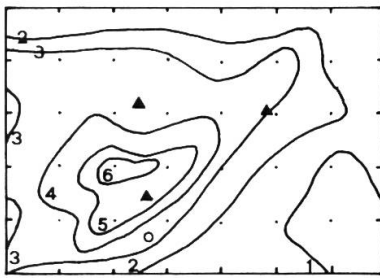
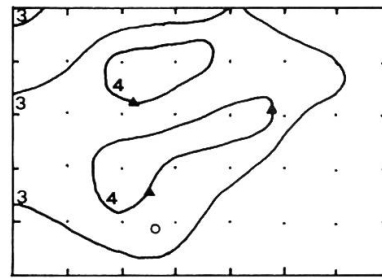
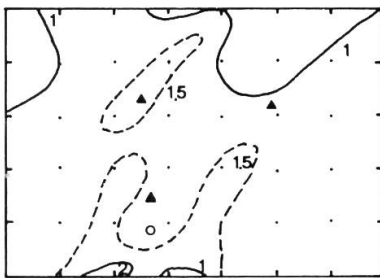
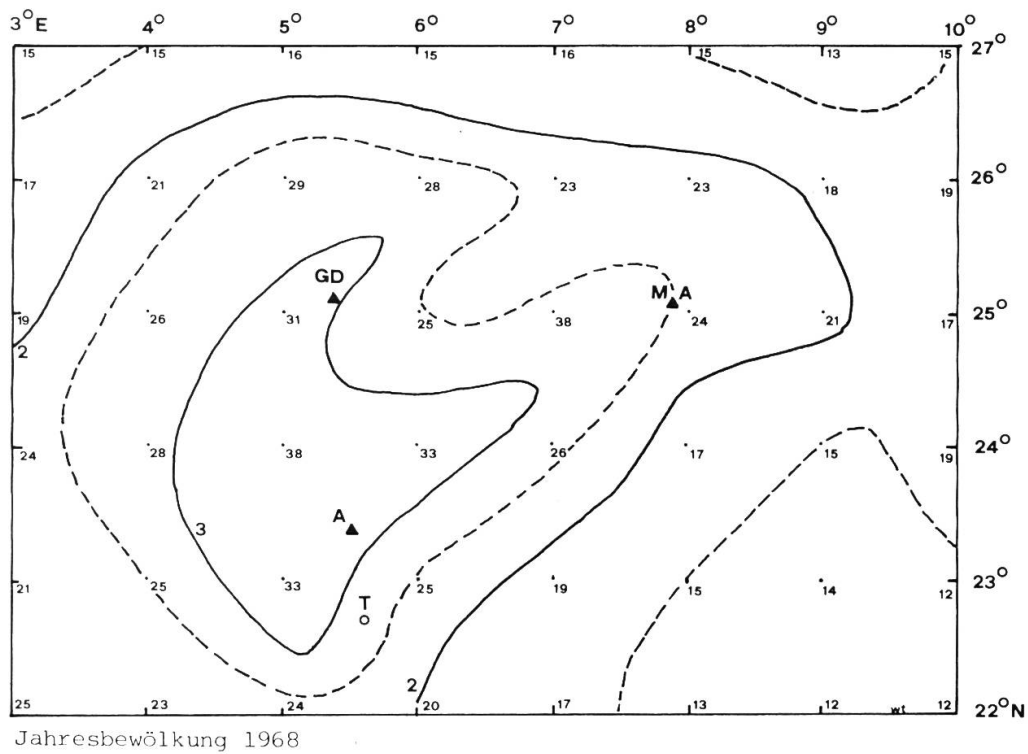


Fig.37: Bewölkung 1968 im Hoggar. Jahres- und Jahreszeitenmittel. Isonephen in $x/10$, Punktangaben in Prozent. T = Tamanrasset, A = Assekrem, GD = Garet el Djennoun, MA = Massif de l'Adrar. Satellitenbilddauswertung.

14.1. Die Bewölkung im Jahresablauf

Einen zusammenfassenden Einblick in die Dynamik des Bewölkungsablaufes, insbesondere die meridionalen Verschiebungen der verschiedenen Bewölkungsstufen geben zwei Isoplethendarstellungen entlang der Meridiane 17.5° E (Tibesti) und 5° E (Hoggar) (Fig. 38+39).

Ob in der Uebereinstimmung von Saharagrenze und äussersten mittleren 50 %-Bewölkungsvorstössen nach S bzw. N eine Gesetzmässigkeit liegt, müssten Untersuchungen über mehrere Jahre hinweg zeigen, wobei die Problematik der Abgrenzung eines solchen Raumes eine Frage für sich ist.

14.1.1. Die Bewölkung entlang des Meridians 17.5° E (Tibesti) (Fig.38)

Im Winter sind weite Gebiete praktisch wolkenlos. Das Subtropenhoch ist Äquatorwärts bis in den südlichen Tschad wirksam und die Polarfrontbewölkung beschränkt sich auf die küstennahen Randbereiche Libyens.

Im Frühling (etwa ab März) wird die Zone grösster Wolkenarmut auf einen schmalen Streifen zusammengedrängt. Von Süden her stösst vereinzelt Monsunbewölkung vor, während die Bedeckungszunahme in Libyen einerseits der Polarfront zuzuschreiben ist, andererseits prämonsunalen Durchbrüchen, deren Zugbahnen mit grosser Regelmässigkeit als Wolkenbrücken vom Nigerknie über das Hoggargebirge zur Sirte, seltener über das Tibesti verlaufen und die auch in der Bewölkungskarte von DUBIEF enthalten sind (Abb. 7; Fig. 33).

Im Juni-Juli 1968 überschritten sich diese Einflüsse mit dem einige Tage dauernden Monsunvorstoss bis ans Mittelmeer (vgl. auch SCHERHAG, 1968) und dem Vordringen kalter Polarluft bis zum Tibesti im Juli. Diese beiden Situationen führten 1968 zu starken Regenfällen: im Juni zu Monsunniederschlägen in Süditalien, im Juli zu Starkregen im Tibesti, die dort sogar den Bardagué zum Fliessen brachten (GAVRILOVIC, 1970).

Das Zentrum grösster Wolkenarmut verschiebt sich im Sommer bis an die Mittelmeerküste. Das Tibesti steht unter dem - bewölkungsmässig - überwiegenden Einfluss monsonaler Luftmassen. Dieser ist aber keineswegs beständig, sondern es lösen sich seichte Luftpakete von der ITC und erreichen das Gebirge. Zwischen der meist etwas wellenförmig, aber geschlossen verlaufenden ITC und dem Tibesti gibt es deshalb regelmässig noch vom Passat bestrichene Gebiete grösster Wolkenarmut, oder aber die Mächtigkeit der Monsunschicht ist für eine Wolkenbildung noch zu gering.

Im Herbst pendelt die mittlere Lage der Zirkulationsgürtel wieder südwärts. Auffallend ist aber der Unterbruch dieser Bewegung im November 1968. Dabei handelte es sich nicht um sekundäre ITC-, bzw. Monsunvorstösse, sondern um Störungen, die ihren Ursprung sehr oft über dem

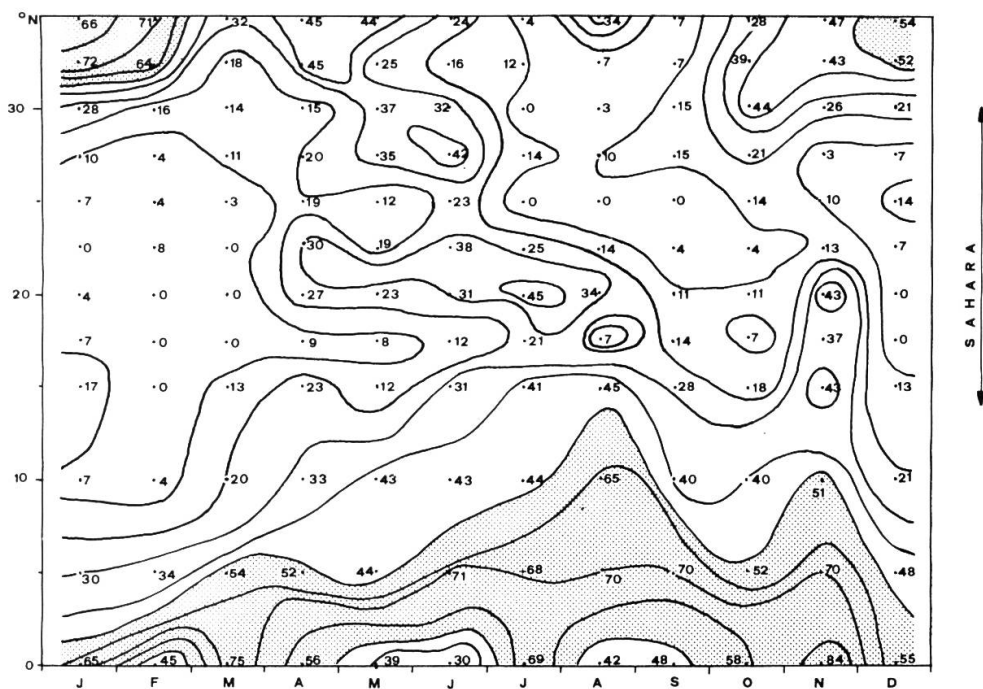


Fig. 38

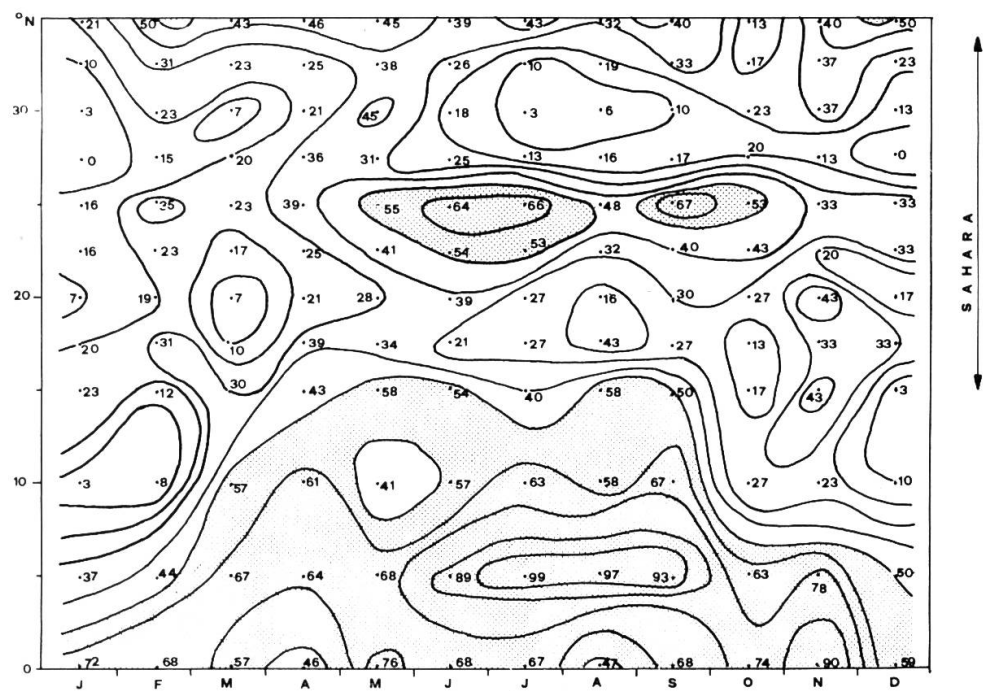


Fig. 39

Fig.38: Jahresgang der Bewölkung entlang des Meridians 17,5° E durch das Tibesti (Satellitenbildauswertung).

Fig.39: Jahresgang der Bewölkung entlang des Meridians 5° E durch den Hoggar (Satellitenbildauswertung).

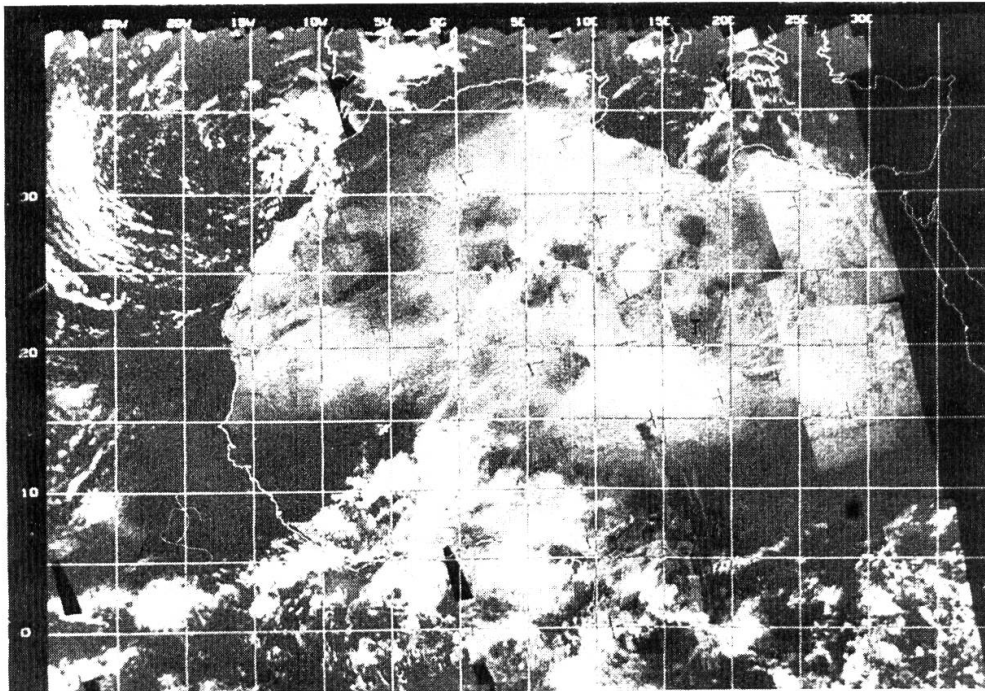


Abb.7: "Wolkenbrücke" zwischen Niger und Sirte. Aufnahme ESSA 3, Umläufe 6956-6969, 8.4.1968.

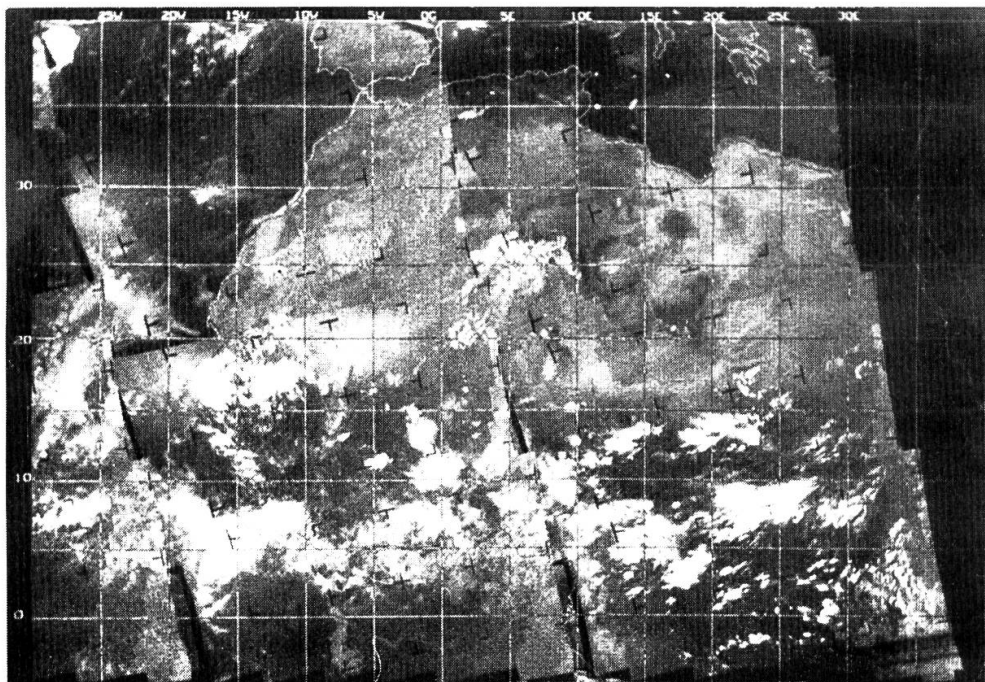


Abb.8: Wolkenverschleppung in den tropischen Ostwinden der höheren Troposphäre. Aufnahme ESSA-5, Umläufe 6160-6172, 18.8.1968.

äquatorialen Atlantik westlich Afrikas hatten, die Sahara in beinahe W-E-Richtung traversierten und gelegentlich in den Subtropenjetstream einmündeten, dessen Achse 1968 mit einiger Regelmässigkeit über dem Tibesti lag (vgl. Abb. 9). Weitere Bewölkungsquellgebiete waren im sahelischen Bereich zu finden. Wieweit es sich bei diesen sekundären Zentren um sudano-saharische Störungen im Sinne DUBIEF'S (1968) handelte, die ebenfalls in die Subtropenjetrichtung eingeschleust wurden, ist ungeklärt.

14.1.2. Die Bewölkung entlang des Meridians 5°E(Hoggar) (Fig.39)

In der Bewölkung entlang dieses durch das Hoggargebirge verlaufenden Meridians ist der eben beschriebene Jahresgang mit einigen Modifikationen wiederzuerkennen.

Deutlich hat hier die für die östliche Saharahälfte typische meridional ausgeprägte und langandauernde Wolkenarmut an Bedeutung eingebüsst. Vom Mai bis Oktober hinein weist der Hoggar einen vergleichsweise hohen Bedeckungsgrad auf. Ursachen dafür sind markante Durchbrüche des Monsuns, die die bereits mehrfach erwähnten Wolkenbrücken Niger - Sirte aufbauen.

Im Frühjahr und Herbst beeinflussen die zyklonalen Fronten das Bewölkungsbild entscheidend, die sich als Ausläufer der Westwinddrift bis gegen 20°N auswirken können, während sie auf ihrer Wanderung nach Osten immer abgeschwächer in Erscheinung treten.

14.2. Die Bewölkungsverhältnisse im Tibesti 1968

14.2.1. Ganzes Gebirge

Die Bewölkungsangaben für das Tibesti in DUBIEF (1959) sind sehr summarisch, basieren notgedrungen auf nur wenigen Beobachtungen und übertragen viele Erkenntnisse vom Hoggar. Ob aber diese Gleichsetzung der beiden Hochgebirge zulässig ist, scheint zumindest 1968 fraglich. Denn in diesem Jahr sind markante Differenzen feststellbar, die wahrscheinlich gesetzmässiger Natur sind.

Mit Hilfe des auf 1° Maschenweite reduzierten Auszählgitters konnten den Satellitenbildern räumlich gut differenzierbare Bewölkungsverteilungen entnommen werden. Wir beschränken uns hier auf einen zusammenfassenden Ueberblick (Fig. 38), der die Bewölkungsverhältnisse für das Tibesti und den Hoggar im Jahresablauf und gemittelt über eine Fläche von 5° mal 4° (Tibesti: 19°-23°N/15°-20°E; Hoggar: 22°-26°N/4°-9°E) festhält.

Entscheidender auf den Bewölkungsgang als die etwa 3° nördlichere Breitenlage des Hoggars ist seine um ca. 1200 km geringere Entfernung zum Atlantik und zum Golf von Guinea. Praktisch alle bewölkungsbringenden Zirkulationsverhältnisse - das sind Winde mit westlicher Richtungskomponente, also SW-Monsun und ektropische Westwinde - wirken sich im Hoggar stärker aus. Zyklonale Ausläufer der Polarfront verlieren weiter östlich stark an Wirkung, und die Lage genau in der

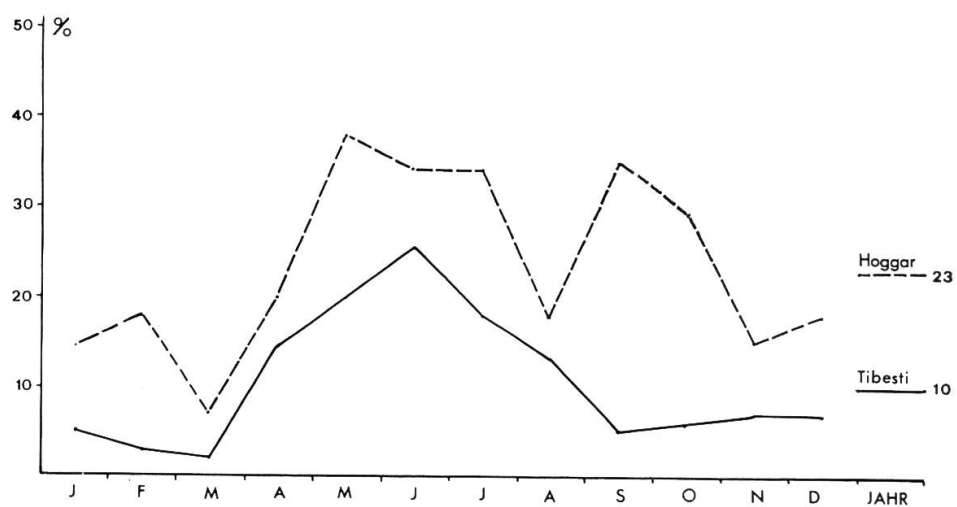


Fig.40: Mittlere Bewölkung 1968 für das Tibesti (Gebiet: 19°-23°N; 15°-20°E) und den Hoggar (Gebiet: 22°-26°N; 4°-9°E).

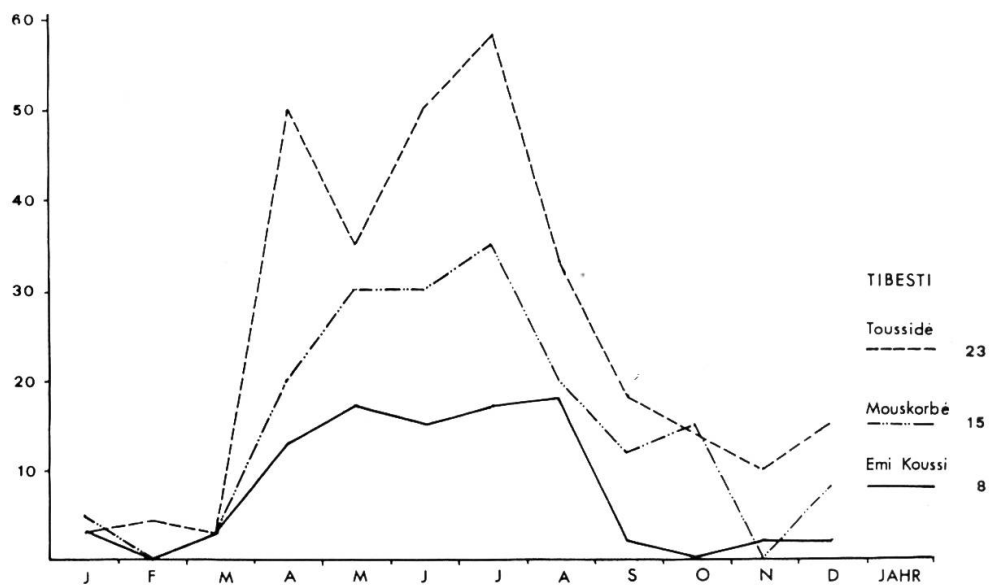


Fig.41: Bewölkungsgrad für die Tibestigipfel Toussidé (3265m), Mousskorbé (3376m) und Emi Koussi (3415m) für das Jahr 1968.

Zugstrasse monsunaler Störungen trägt weiter dazu bei, dass die Bewölkung im Hoggar in allen Monaten grösser ist als im Tibesti und im Jahresmittel 23 % gegenüber nur 10 % beträgt.

Auffallend ist zudem der wenig gestörte Kurvenverlauf für das Tibesti mit dem 1968 monsunbedingten Junimaximum (durch Polarfrontvorstösse verstärkt), während sich im Hoggar die verschiedensten Einflüsse überlagern (ITC, Westwinde, sudano-saharische Störungen).

Der überraschend niedere Augustwert im Hoggar erklärt sich aus der positiven Druckanomalie im Bereich der Subtropen (vgl. SCHERHAG, 1968, Heft 8) und der damit verbundenen verstärkten Blockade gegen meridionale Austauschformen. Diese Anomalie führte auch zum fast vollständigen Ausbleiben der üblicherweise um diese Jahreszeit einsetzenden Monsunniederschläge im Sahel (TANAKA et al, 1975).

14.2.2. Regionale Bewölkungsdifferenzen innerhalb des Tibesti

Die Bewölkungsverteilung ist innerhalb des Tibesti stark differenziert (Fig. 41).

Die Berggipfel Emi Koussi (3415 m), Toussidé (3265 m) und Mouskorbé (3376 m) schwanken bereits im Jahresmittel zwischen 8-23 % Bedeckung. Allen drei Gipfeln ist das extreme Winterminimum gemeinsam. Dieser Befund dürfte für die Beurteilung der Frostbildungsmöglichkeit wesentlich sein. Zudem sind die Expositions-differenzen bezüglich der Einstrahlung zu dieser Jahreszeit grösser als etwa in alpinen Breiten (46°N) zur Sommerszeit. Dazu kann die nächtliche Ausstrahlung infolge der Wolkenarmut sehr grosse Werte annehmen. Die Bedingungen für einen intensiven Frostwechsel sollten also gegeben sein. Als Frage bleibt aber, ob die vorhandene geringe nächtliche Feuchtigkeit für eine Frostwirkung ausreicht, die zu den von HOEVERMANN (1967, in Berliner Geogr. Abh.) vermuteten periglazialen Formungs- und Bewegungsvorgängen führen könnte.

Im wolkenreicheren Sommerhalbjahr treten markante Bewölkungsdifferenzen zwischen den drei Gipfeln auf. Gegenüber allen wolkenfördernden Einflüssen weist der Toussidé eine Gunstlage auf: er ist direkt den Westwinden und Monsunvorstössen zugewandt, aber gleichzeitig rel. geschützt vor den austrocknenden Passaten. Gerade diese abgeschwächte Passatwirkung auf der westlichen Gebirgsseite ist in Gemini-Aufnahmen am nurmehr sporadischen Auftreten der in andern Randgebieten des Tibesti so markanten, die mittlere Passat-Richtung genau wiedergebenden Windgassen erkennbar (vgl. auch VAN ZUIDAM, 1971; MESSERLI, 1970). Mit grosser Wahrscheinlichkeit fällt im Gebiet des Toussidé aber auch die grösste Niederschlagsmenge innerhalb des ganzen Gebirges.

Etwas geringer sind die Werte für den Mouskorbé. Sowohl gegen westliche, wie südwestliche Einflüsse wird er durch die übrigen Berge etwas abgeschirmt. Dass sich der Monsun aber trotzdem noch auswirkt, ist dem Umstand zu verdanken, dass der Gipfel in der Verlängerung der grossen N-S-Talung (Miski) liegt und so noch beschränkt monsunale Luftmassen zugeführt bekommt.

Eher etwas unerwartet mutet die Bewölkungsarmut des südlichsten Hochpunktes Emi Koussi an, der die Monsunvorstösse als erster empfangen sollte. Der Passateinfluss ist aber besonders auf schwächere Monsundurchbrüche so übermächtig, dass diese erst im eigentlichen Passatschatten des Tibesti wirksam werden und sich entsprechend in der Bewölkung abzeichnen können (vgl. Fig.12 in MESSERLI, 1972:67).

Diese charakteristische Wolkenverteilung im Tibesti, die sich mit den bestehenden Zirkulationsvorstellungen in Einklang bringen lässt, beeinflusst sehr direkt auch die Verteilung von Temperatur, Strahlungsbilanz, Sonnenscheindauer, Niederschlägen und wird schliesslich im aktuellen geomorphologischen Geschehen sichtbar (vgl. MESSERLI, 1972; INDERMUEHLE, 1972).

Eine vergleichende Untersuchung für den Hoggar führt zu etwas andern Ergebnissen. Die drei wiederum sehr verschieden exponierten Gebirgsregionen - Atakor, Massif de l'Adrar, Garet el Djenoun - weisen wohl einen mit dem Tibesti vergleichbaren Jahresgang auf, dagegen bewegen sich die Jahresmittel mit 28-33 % innerhalb sehr enger Grenzen und die Kurven überschneiden sich gegenseitig sehr oft. Immerhin sind die starken Maivorstösse der Polarfront naturgemäss in den beiden nördlichen Gipfeln deutlicher erkennbar, während beim Atakor die sommerlichen Monsundurchbrüche stärker ins Gewicht fallen.

Zusammenfassend lässt sich über die Bewölkungsverteilung in den beiden Gebirgsregionen folgendes festhalten:

- Das Tibesti weist im Vergleich zum Hoggar 1968 eine dreimal geringere Bewölkung auf.
- Beide Gebirge haben ein ausgeprägtes Winterminimum.
- Im Tibesti treten innerhalb des Gebirges zwischen den verschiedenen Expositionen systematische Unterschiede im Bewölkungsgrad auf. An dieser äussersten Vorstossgränze tropischer und ektropischer Störungen sind wetterwirksame Reaktivierungen vergleichsweise nur noch selten.
- Im Hoggar sind die Differenzen zwischen den einzelnen Gebirgsteilen weniger ausgeprägt. Je nach Jahreszeit sind die einen oder andern Gipfel reicher an Bewölkung.
- Die Lage unter den häufigen "Wolkenbrücken" trägt zum relativ höheren Bewölkungsgrad entscheidend bei.

15. BEWOELKUNG UND NIEDERSCHLAEGE

Gerade in stationsarmen Räumen - die Sahara ist dazu zu zählen - ist die Idee naheliegend, zwischen Wolkenmenge und -art einerseits, sowie Niederschlag andererseits, einen Zusammenhang quantitativ zu bestimmen.

Die Fernerkundungsmethoden sind dabei so weit gediehen, dass man sehr genaue Angaben über den precipitable-water-Gehalt der Atmosphäre errechnen kann und zwar mit Hilfe der Daten multispektraler Radiometer, wie sie in den Nimbus- oder NOAA-Satelliten mitgeführt werden.

15.1. Korrelation der Daten

Der Zusammenhang zwischen Wolkenart und Niederschlagswahrscheinlichkeit ist quantitativ bereits mehrfach gedeutet worden. Die Ergebnisse sind allerdings nicht ohne weiteres vom einen in den anderen Klimaraum übertragbar.

BARRETT (1974:115) zitiert eine seiner früheren Arbeiten den pazifischen Raum betreffend und stellt folgenden statistisch ermittelten Zusammenhang auf:

Tab. 10: Niederschlagswahrscheinlichkeit und -intensität verschiedener Nephanalyse Wolkenkategorien (nach BARRETT, 1974:116, nicht vollständig)

Wolkenart	Relative N-wahrscheinlichkeit	Relative N-intensität
Cumulonimbus	0,90	0,80
Stratiform	0,50	0,50
Cumuliform	0,10	0,20
Stratocumuliform	0,10	0,01
Cirriform	0,10	0,01
Klarer Himmel	-	-

DOMBKOVSKAYA (1970) zeigte, dass in Untersuchungsgebieten in der Sowjetunion die berechnete Fläche kleiner als ein Drittel der Bewölkungsausdehnung ist und zudem eine gute Korrelation ($r=0,7$) zwischen Wolkenmächtigkeit und Niederschlagsgebietsausdehnung besteht.

SHARON (1974:215) zitiert aus einer unpublizierten Arbeit von HAMMER (1973) Karten von regenerierenden Wolkenzellen über dem zentralen Sudan. Die Cumulus-Haufen oder ausgewachsenen Cumulonimben sind in den Satellitenbildern sehr häufig im Bereich der ITC zu finden. Nach Tab. 10 sind diese Wolkenarten in hohem Masse niederschlagserzeugend.

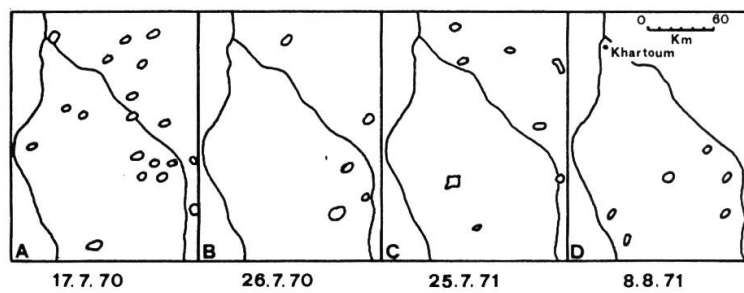


Fig.42: Regenerzeugende Wolkenzellen über dem zentralen Sudan an ausgewählten Tagen. Auswertung von IR-Satellitenaufnahmen, ergänzt und verifiziert mit Hilfe von Bodendaten (aus SHARON, 1974:215).

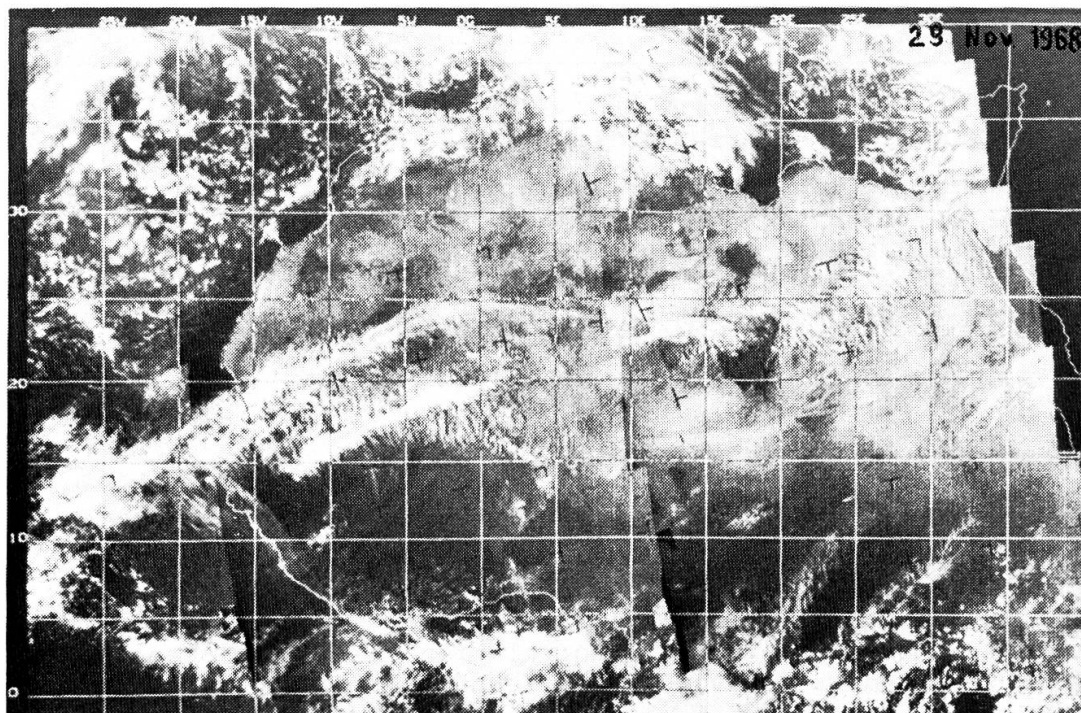


Abb.9: Bewölkungsquellgebiete über dem östlichen Atlantik und Jetstreambewölkung über Hoggar und Tibesti. Aufnahme ESSA-7, 29.11.1968.

Fig.43: Beziehung zwischen Bewölkungsgrad (Satellitenbilddauswertung) und Niederschlagsmenge für ein $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -Feld über Ostpakistan. Die 24-Stunden-Niederschläge sind gemittelt aus 15 bis 22 Stationsmeldungen (BARRETT, 1974:114).

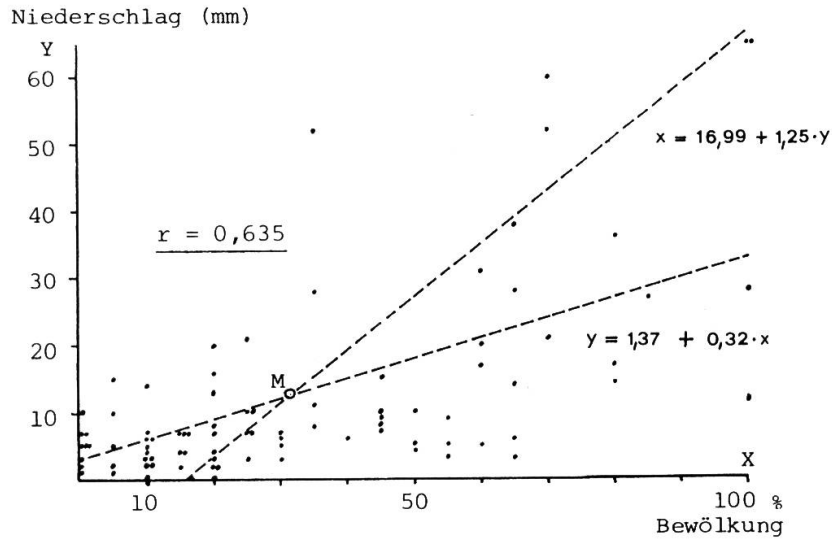
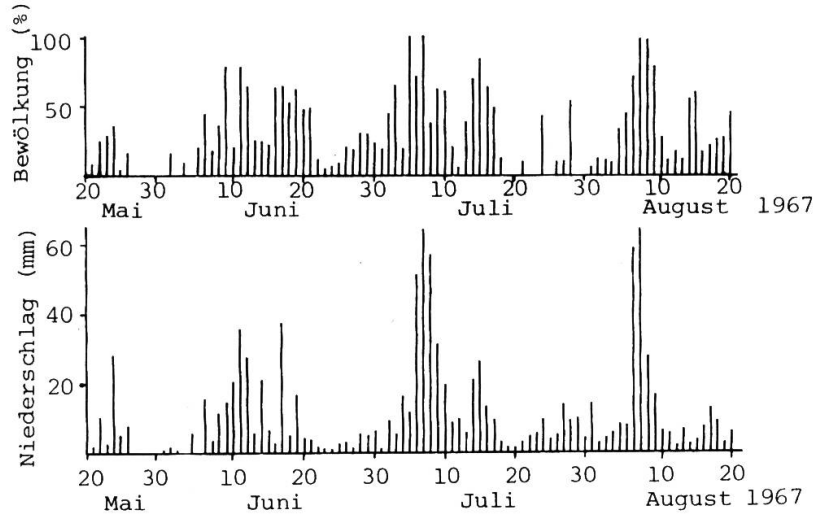


Fig.44: Bewölkung und Niederschlag in Ostpakistan vom 20. Mai - 20. August 1967. Daten entnommen aus Fig. 43. Regressionsdiagramm.

Da sie zudem meist in bestimmten räumlichen Mustern angeordnet sind und dabei Abstände zwischen 50-100 km aufweisen, ist der aus ihnen fallende Niederschlag durch das terrestrische Niederschlagsnetz aber nur sehr zufällig erfassbar (Fig. 42).

Der Analyse von Einzelereignissen sind aufgrund der spärlichen Bodenbeobachtungen recht enge Grenzen gesetzt. Versuche mit dem hier verarbeiteten Bildmaterial ergaben keine schlüssigen Resultate, vor allem nicht im Südteil der Sahara mit vorwiegend konvektiver Bewölkung. Eher besser korrelierte das Niederschlagsgeschehen, das durch einen Kaltluftvorstoss mit Frontalbewölkung über dem Tibesti (Abb. 10) ausgelöst wurde (26. Mai 1968).

Um das Problem der Einzelfallanalyse noch etwas eingehender zu diskutieren, sei ein Untersuchungsbeispiel von JOHNSON (1970, zitiert in BARRETT; 1974:114) angeführt. Ueber Ostpakistan wurde während dreier Monate die mittlere Wolkenbedeckung über einem Gebiet von $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ bestimmt und dem mittleren Tagesniederschlag von 15-22 Stationen, die innerhalb des Beobachtungsgebietes lagen, gegenübergestellt. Die graphische Darstellung beider Beobachtungsreihen zeigt eine Uebereinstimmung, die offenbar sehr gut ist (Fig. 43). Wertet man dagegen die jeweiligen Zahlentupel aus und bestimmt Regression und Korrelation, dann ist der Zusammenhang nicht mehr so eindeutig gegeben. (Fig. 44). Die Uebereinstimmung bezieht sich also mehr auf den relativen Gang der Ereignisse als auf die absoluten Werte.

15.2. Situation des Tibesti

In Fig. 45 sind die langjährigen Bewölkungs- und Niederschlagswerte in einem Meridionalschnitt vom Mittelmeer durch das Tibesti bis in den südlichen Tschad dargestellt. Auch hier ist die relative Uebereinstimmung sehr gut, obwohl das Profil ganz unterschiedliche Klimaräume durchschneidet.

In der gleichen Abbildung sind nun auch die entsprechenden Werte für das Jahr 1968 enthalten. Im Norden deckt sich die Bewölkungskurve praktisch mit dem langjährigen Mittel, im Südteil der Sahara ist ein deutliches Defizit bemerkbar. Die wenigen verfügbaren Niederschlagswerte zeigen eine durchaus vergleichbare Tendenz. Wieweit sich hier das erste Trockenjahr der jüngsten Sahelkrise abzeichnet, sei vorerst als Möglichkeit angetönt. Die Antwort kann vorläufig nicht mit Sicherheit gegeben werden, da in Kapitel 19.1. (Bewölkungsverhältnisse im mehrjährigen Verlauf) eine Bestätigung dieser Vermutung nicht direkt möglich war.

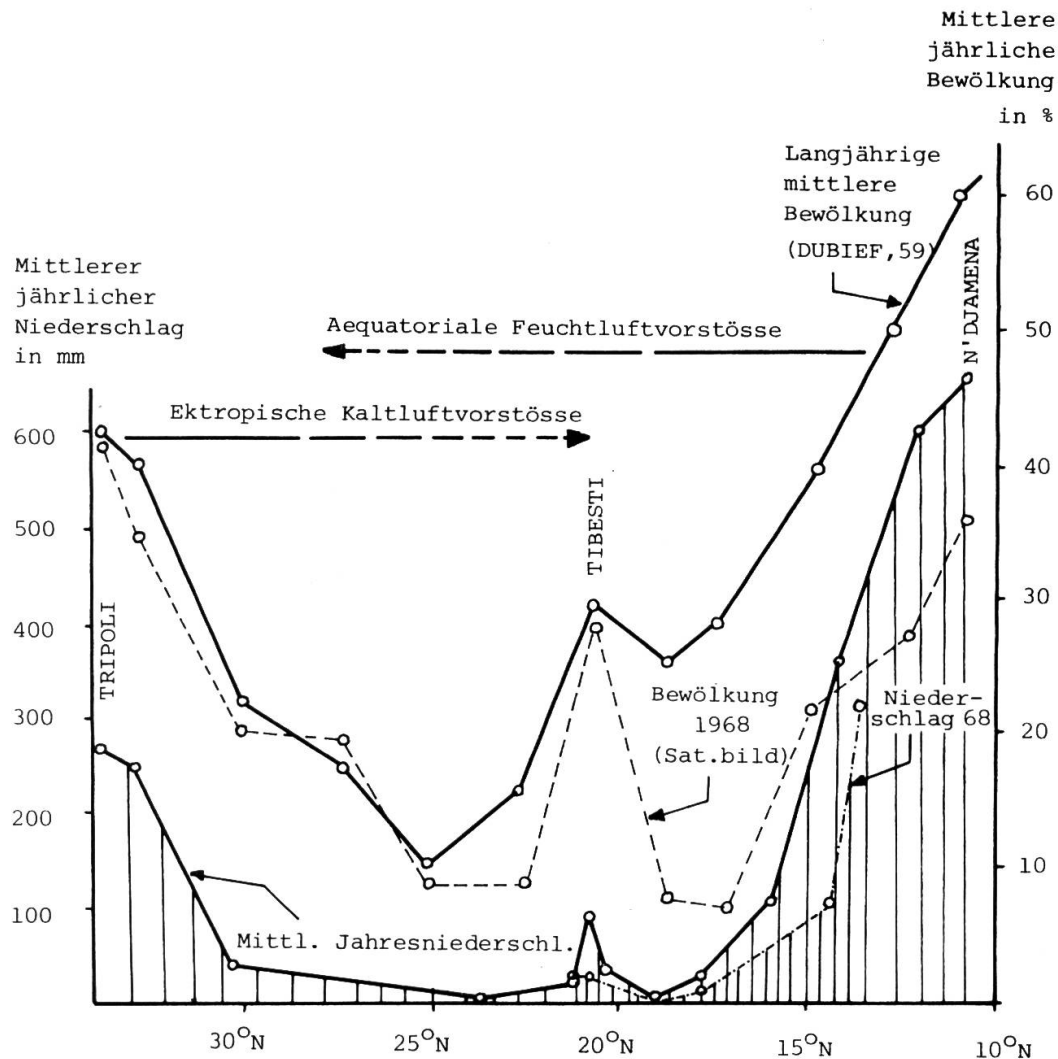


Fig.45: Bewölkungs- und Niederschlagsprofil durch die Sahara (Meridian durch das Tibesti).
 Langjähriges Niederschlagsmittel nach Daten von LEBEDEV, 1970; MESSERLI, 1970; GAVRILOVIC, 1969.
 Niederschlagswerte 1968 nach versch. Quellen.
 Langjähriges Bewölkungsmittel nach DUBIEF, 1959.
 Bewölkung 1968 aus Satellitenbildern.

15.2.1. Einflüsse der atmosphärischen Zirkulation auf die Niederschläge im Tibesti

Die Orographie spielt für die Wolkenbildung und Niederschlagsauslösung eine entscheidende Rolle. Vorstossende Störungen von Süden wie von Norden, die über den umliegenden Flachländern ohne Wirkung bleiben, werden durch die bedeutenden Massenerhebungen der zentralsaharischen Gebirge lokal reaktiviert. In der östlichen Saharahälfte bildet das Tibesti die äusserste Grenze niederschlagbringender Polarfrontvorstösse und Monsundurchbrüche, während der Hoggar von beiden Einflüssen noch überstrichen werden kann.

Das Niederschlagsprofil (Fig. 45) vom Mittelmeer zum Tschadsee durch das Tibesti veranschaulicht drei Fakten:

1. Die Massenerhebung des Tibesti führt zu grösseren Niederschlagsmengen, wobei die höhenbedingte Zunahme in etwa 2500 m Höhe ihr Maximum erreicht (vgl. 15.2.2.).

2. Das Tibesti liegt im Grenzbereich niederschlagbringender äquatorialer und ektropischer Luftmassen. An der Südabdachung fallen die maximalen Niederschläge im August (Monsun), im Norden dagegen im Mai (Vorstösse aus der Westwinddrift).

3. Die zentrale Sahara, einschliesslich die Hochgebirge, steht, ungeachtet der unter 1. und 2. gemachten Feststellungen, unter dem absolut dominanten Einfluss des NE-Passates.

Differenzierter, aber in gleichem Sinne lassen sich die Niederschlagsangaben in Tab. 11 interpretieren:

Tab. 11: Mittlere monatliche Niederschlagswerte für 3 Tibesti-Stationen (in mm) (GAVRILOVIC, 1969)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Zouar 775 m (15 Jahre)	0,1	0,0	0,0	0,0	4,0	0,8	10,8	38,6	1,3	0,3	0,0	0,3	56,0
Trou au Natron 2450 m (4 Jahre)	0,0	0,1	0,0	2,0	38,4	5,4	14,6	24,3	10,5	0,8	0,0	0,0	93,3
Bardai 1020 m (12 Jahre)	0,7	0,2	0,8	0,4	5,3	0,8	2,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,7	11,2

Anmerkung: nach HECKENDORFF (1969) beträgt die mittlere Jahressumme für die Station Trou au Natron 126,8 mm (2 Jahre).

Der hohe Mai-Wert vorab der Station Trou au Natron, etwas abgeschwächt auch der Station Bardai, ist ausgiebigen Niederschlägen im Mai 1966 zu verdanken, die aus dem Sektor Nord herangeführt wurden. Im Gefolge dieser zyklonalen Vorstösse aus dem Westwindgürtel fielen in Bardai 55,9 mm, bei der Station Trou au Natron 150,6 mm Regen. Der Mai 1968 hatte ähnliche Durchbrüche ektropischer Luftmassen zu verzeichnen, wobei die Niederschlagsmengen von 1966 allerdings nicht erreicht wurden (vgl. Abb. 10). Aehnliche Fälle sind in DORIZE (1974:404)

beschrieben, der die grossräumigen Koppelungsmechanismen in der atmosphärischen Zirkulation mit polaren Kaltluftvorstössen - verbunden mit entsprechenden Niederschlägen - bis in äquatoriale Gegenden belegt.

Trotz der Inhomogenität dieser Niederschlagsreihen wird deutlich, dass die SW-Seite des Tibesti und die Gebirgserhebungen um den Toussidé ihre hauptsächlichsten Niederschläge äquatorialer Tropikluft verdanken, die bevorzugt im Juli-September bis in diese Breiten vorstossen.

Der Zustrom feuchter Monsunluft erfolgt durch einzelne Luftpakete, die sich von SW her aus den Wellenzügen der ITC ablösen und im Bereich der dem Passat abgewandten Seite des Tibesti eine gewisse Aktivität entfalten können.

Nur episodisch steht das Tibesti ganz unter dem Einfluss äquatorialer Luft; ganz im Gegensatz zum Hoggar, wie eine Statistik über die Lage der ITC für das Jahr 1968 zeigt. Die Ziffern in Tab. 12 geben an, wie oft die ITC über oder nördlich der beiden Gebirge lag, d.h. wie oft Monsunluft mit ihrer gegenüber dem Passat unvergleichlich höheren Luftfeuchtigkeit (rel. und absolut) als potentieller Niederschlagsbringer die Gebirge bestrich.

Tab. 12: Lage der ITC über oder nördlich von Hoggar und Tibesti im Jahr 1968 (Angabe in Tagen) (Berliner Wetterkarte, 1968).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Tibesti	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	4
Hoggar	0	0	0	5	7	8	11	6	4	1	0	0	42

Allerdings gilt es zu berücksichtigen, dass 1968, entgegen der langjährigen Beobachtungen, im Tibesti die Monsunvorstösse relativ früh im Jahr einsetzten, um dann im August/September vollständig auszu-bleiben. Wenn also dieses eine Beobachtungsjahr für eine gesicherte Aussage schwerlich ausreicht und die Lage der ITC nach andern Gesichtspunkten bestimmt würde, ergibt sich doch eindeutig, dass der Hoggar feuchter Monsunluft wesentlich häufiger ausgesetzt ist als das Tibesti. Diese Tendenz sollte sich auch im Niederschlagsgeschehen äussern. Die Ursache für diese auffallenden Unterschiede ist einmal mehr in der häufig zu beobachtenden Schwächezone des Subtropen-hochs entlang der Achse Niger - Sirte zu suchen.

15.2.2. Höhenstufung der Niederschläge

Morphologisch bedeutsam und in Tab. 11 bereits angedeutet, ist die Niederschlagszunahme mit der Höhe. Es ist eine häufig gemachte Beobachtung, dass allenfalls ausgelöster Niederschlag noch vor Erreichen des Bodens wieder verdunsten kann (DE PLANHOL/ROGNON, 1970; HECKENDORFF, 1969; u.a.). Die Wahrscheinlichkeit, dass Niederschlag bis zum Erdboden gelangt, ist naturgemäss in Gebirgsgegenden grösser. Zusätzlich wird die Niederschlagsbereitschaft durch die Orographie verstärkt, indem Luftmassen zum Aufsteigen gezwungen werden, die Kondensationsbereitschaft also schneller erreicht wird.

Ein gesicherter Höhengradient für das Tibesti kann mangels Messungen nicht angegeben werden. Einzig aus den drei Stationen Trou, Bardai und Zouar sind Gradienten bestimmbar, die in Bezug auf beteiligte Luftmassen und im Vergleich zur Bewölkungsverteilung doch ziemlich aufschlussreich sind.

Die Stationswerte von Bardai (11,2 mm) und Trou au Natron (93,3 mm) ergeben ein Verhältnis ca. 1:8, oder eine Höhenzunahme von 5,7 mm/100 m. Die Werte für Zouar (56 mm) und Trou au Natron sind 1:1,7, bzw. 2,2 mm/100 m. Die Zahlen variieren je nach Wetterlage und Jahreszeit und dürften auch je nach Gebirgsgegend sehr verschieden sein.

Die Gradienten sind charakteristisch für die beteiligten Luftmassen. Die feuchtigkeitsbeladenen Monsunvorstösse erreichen bereits nach kurzem Anheben den Kondensationspunkt, d.h. selbst tiefgelegene Stationen, wie Zouar erhalten einen beträchtlichen Prozentsatz des möglichen Niederschlags, die Höhenzunahme bleibt in vergleichsweise engen Grenzen. Leeseitige Gebirgsgegenden bleiben dagegen sehr trocken, wie das Verhältnis Bardai/Trou au Natron, das von 1:8 im Jahresmittel auf 1:20 zur "Monsunzeit" anwächst, belegt.

Die im Normalfall weniger Niederschlag erzeugenden Polarfrontvorstösse zeigen in den Monaten November bis Mai Verhältnisse von 1:5 (Bardai/Trou) und 1:10 (Zouar/Trou).

Gesicherter sind die Angaben für den Hoggar. DUBIEF (1971:292) weist dort eine Höhenzunahme nach, wobei diese mit der Niederschlagsmenge selber in Zusammenhang zu bringen ist. Danach ist die Niederschlagszunahme pro 100 Höhendifferenz in niederschlagsreichen Jahren grösser als in trockenen.

Bemerkenswert ist dabei, dass das Niederschlagsmaximum in "niederschlagsreichen" Jahren in etwa 2500 m Höhe erreicht wird. Die Vermutung liegt nahe, dass sich die Passatinversion, deren mittlere Lage ebenfalls bei 2500 m angenommen wird, in diesem Niederschlagsprofil abzeichnet.

15.2.3. Hypothetische Niederschlagsverteilung innerhalb des Tibesti

Verschiedene Autoren haben versucht, aufgrund der Lage und Höhe der einzelnen Gebirgsteile, eine Niederschlagskarte für die Höhenregionen des Tibesti zu entwerfen. Die Werte der drei Gipfel Toussidé, Mouskorbé, Emi Koussi wurden offensichtlich nach ganz verschiedenen Gesichtspunkten ermittelt: aus dem Vergleich mit dem Hoggar, durch Extrapolation einzelner Stationswerte, Einzelmessungen und aus indirekten Schlüssen aus Vegetationsverteilung und Morphologie. Dort wo keine Differenzierungen zwischen den einzelnen Gebirgsgegenden vorgenommen wurden, verlaufen die Isohyeten parallel zu den Isohypsen, dürften also mit der Wirklichkeit wenig übereinstimmen.

Tab. 13: Die Niederschlagsverteilung im Tibesti nach verschiedenen Autoren

	Emi Koussi (3415 m)	Toussidé (3265 m)	Mouskorbé (3376 m)
KNOCH/SCHULZE 1956	50 - 100 mm	50 - 100 mm	50 - 100 mm
DUBIEF 1963	150 mm	150 mm	150 mm
QUEZEL 1964	100 mm (Kohor 50 mm)	150 - 200 mm	-
ERGENZINGER 1967	über 100 mm	über 100 mm	50 - 100 mm
SERV. Met. DU TSCHAD (o.J.)	ca. 10 mm	ca. 10 mm	-

Auffallend ist, dass, mit Ausnahme der Schätzung Quézels, der Emi Koussi niederschlagsmässig kaum von andern Gebirgsteilen unterschieden wird.

Vom Bewölkungsbild und den unter 15.2.2. gemachten Ueberlegungen her kann diese Auffassung aber nicht geteilt werden. Abgesehen von der Westflanke dürfte die gesamte Massenerhebung des Emi Koussi, die fast ununterbrochen unter dem Einfluss des Passates steht, zu den trockensten Hochregionen des Tibesti gehören.

Aufgrund dieser Ueberlegungen sei die folgende mittlere jährliche Niederschlagsverteilung postuliert:

Toussidé: 150-250 mm
Mouskorbé: 100-150 mm
Emi Koussi: 80-120 mm

In den verschiedenen Jahren sind hierbei natürlich Schwerpunktverlagerungen anzunehmen, ebenso während einer andern Klimaphase. Auf jeden Fall aber muss der Gebirgsraum differenziert betrachtet werden.

15.3. Starkregen

Wenn wir diese eben aufgestellten Schätzungen mit morphologischen Befunden konfrontieren, werden wir in der Differenzierung des Raumes bestätigt, andererseits bleiben aber wesentliche Fragen ungeklärt.

Pedimente, gewaltige fluviatile Deponien in den Vorländern und tiefe Erosionsrinnen in den Hochregionen wären auch mit grösseren Niederschlagsmengen und unter Berücksichtigung ihrer zeitlichen Verteilung kaum erklärbar.

Hier ist auf die geomorphologisch zentrale Rolle der Starkregen hinzuweisen, worunter MAYENCON (1961) eine Niederschlagsergiebigkeit von mehr als 30 mm/24 Stunden versteht.

Morphologisch sind Pedimentbildungen wahrscheinlich nur in Verbindung mit solchen Starkniederschlägen erklärbar. Und es dürfte auch kein Zufall sein, dass die am saharaseitigen Fuss der Atlasgebirge konzentrierten Pedimente geographisch zusammenfallen mit der Zone häufigster Starkregen. Auch Schichtfluten über praktisch horizontale Flächen und die auch heute episodisch reaktivierten Gewässerrinnen mit gelegentlicher Wasserführung bis in die Vorländer hinaus (vgl. etwa GAVRILOVIC, 1970) setzen überdurchschnittlich ergiebige Niederschläge voraus.

Für das Abfliessen von Wasser ist in erster Linie die Niederschlags-Intensität entscheidend. GAVRILOVIC (1970) vermerkt, dass auf einer Pedimentfläche bei Bardai mit 6,5 mm/h flächenhafter Abfluss auftrat, MESSERLI und INDERMUEHLE (1969) beobachteten am Emi Koussi nach 10 mm Gewitterregen ebenfalls fliessendes Wasser.

Es sind dies Mengen und Intensitäten, die im Sommerhalbjahr bei den in höhern Gebirgstteilen auftretenden Gewittern mit einiger Regelmässigkeit erreicht werden können (vgl. Messstreifen der Station Trou au Natron, aufbewahrt im Geomorphologischen Laboratorium der FU Berlin). Sie lassen sich durch lokale Orographie und konvektive Vorgänge erklären, wobei v.a. monsunale Luftmassen als Feuchtigkeitslieferanten in Frage kommen.

Genetisch nicht mehr in dieses Schema passen aber Niederschlagsmengen ganz anderer Grössenordnung. So fielen im Hoggar (DUBIEF, 1963) und Tibesti schon Mengen von über 100 mm/24 h. Angaben von Hervouet (1958, zit. in HECKENDORFF, 1969) zufolge stürzten im Mai 1934 innerhalb von drei Tagen in Aozou am NE (!) - Fuss des Tibesti 370 mm Regen nieder.

PONCET (1970) und KLITZSCH (1966) beschrieben ähnliche sintflutartige Regenfälle in Tunesien und im Fezzan.

Zur Frage der Entstehung wurde häufig Stellung genommen. In besonders anschaulicher Weise hat VANNEY (1960) ein System meteorologischer Konstellationen aufgestellt, aus dem die Bedeutung der vom Bewölkungsbild her bekannten meridionalen Schwächungen des Subtropenhochs hervorgeht (Fig. 46).

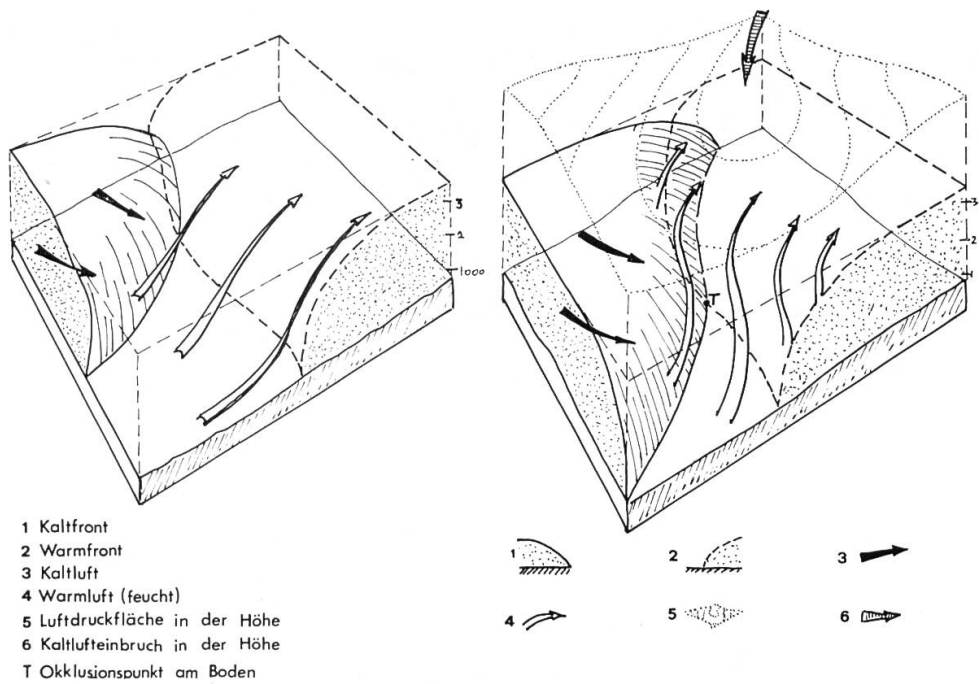


Fig.46: Auslösungsmechanismus von Starkregen (VANNEY,1960).

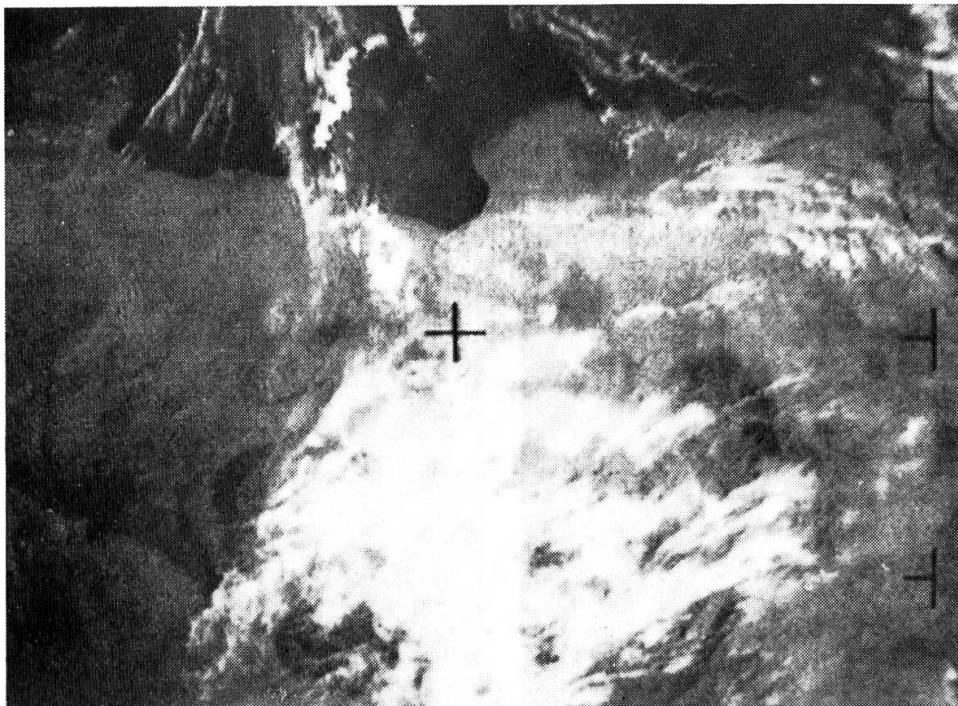
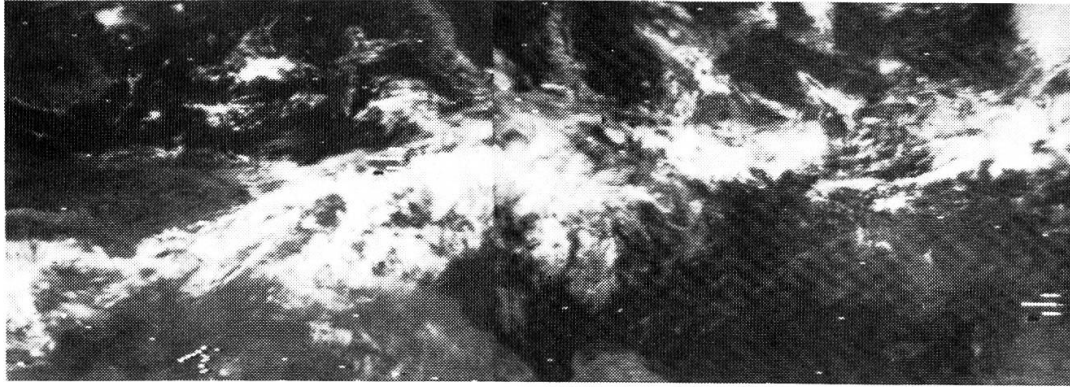


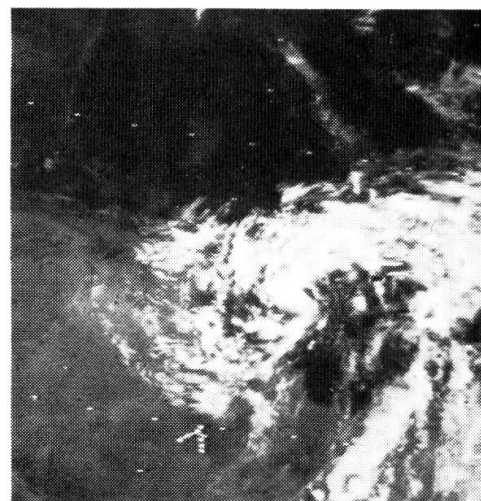
Abb.10: Frontalbewölkung über dem Tibesti mit verbreiteten Niederschlägen. Aufnahme ESSA-6 (APT), Umlauf 2477/3, 26.5.1968, 8.55 Uhr GMT, Colovrex (Genf).



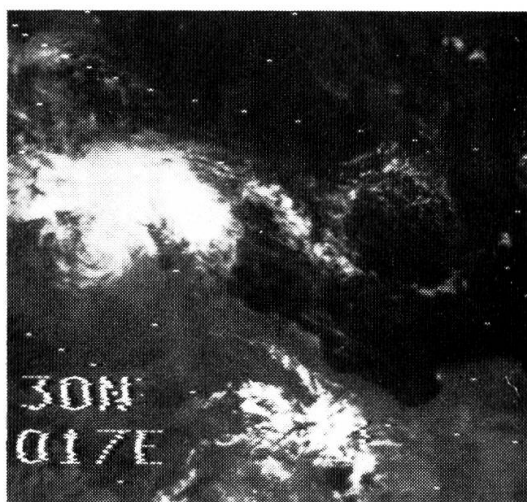
21 SEPTEMBER 1969



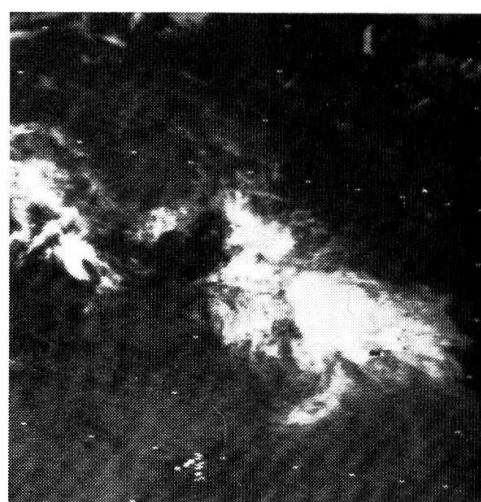
23 SEPTEMBER 1969



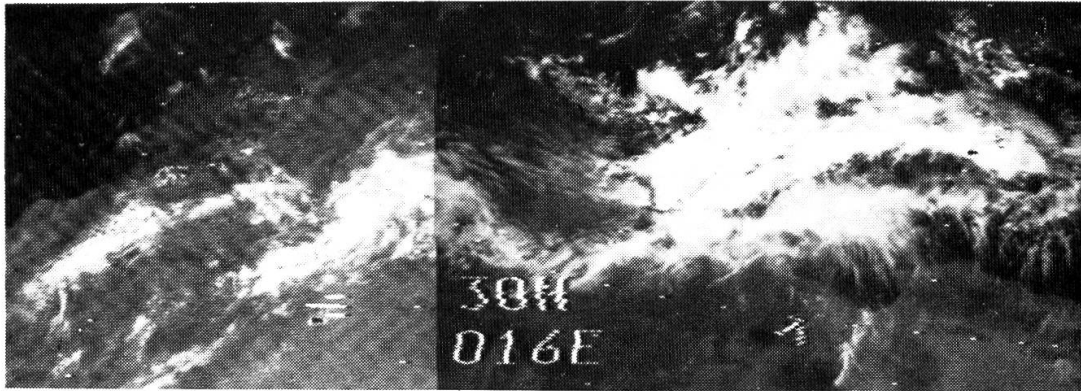
24 SEPTEMBER 1969



27 SEPTEMBER 1969



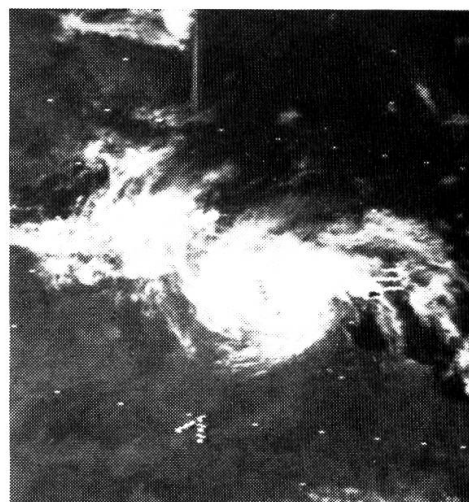
28 SEPTEMBER 1969



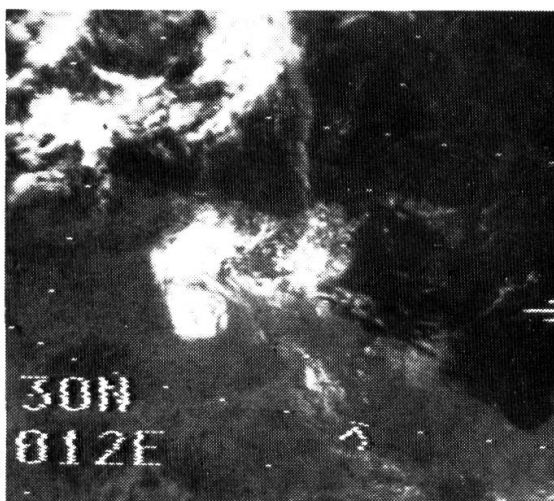
22 SEPTEMBER 1969



25 SEPTEMBER 1969



26 SEPTEMBER 1969



29 SEPTEMBER 1969

Abb.11:
Vorstoß äquatorialer
Feuchtluft nach Nord-
afrika und Bildung ei-
nes ausgeprägten Wir-
bels (ähnlich wie über
tropischem Atlantik).
21.-29. Sept. 1969.
Aufnahmeserie von Nim-
bus-3. Frdlw. überreicht
durch NASA, Goddard
Space Flight Center.

Folgende drei Entwicklungsstufen sind wesentlich:

1. In den untersten Luftschichten wird von SW her tropische Feuchtluft in eine Tiefdruckrinne geführt, die durch den zeitweiligen Zusammenbruch des Subtrophenhochs entstehen kann. Die Advektion äquatorialer Luft entlang solcher Rinnen geschieht ziemlich häufig, doch reicht der Vorstoss allein nicht aus, die Niederschläge auszulösen, es sei denn im Gebirge, wo durch das erzwungene Aufsteigen die zur Kondensation notwendige Abkühlung erreicht wird.
2. Entlang der Grenze zwischen nordwärts vorstossender Feuchtluft und nach Süden verfrachteter kälterer Luft, kann eine "front tempéré" entstehen, die sich schliesslich zu einer Zyklonenfamilie weiterentwickeln kann (vgl. auch GARBELL, 1947).
3. Entscheidend ist aber, dass die feuchte Tropikluft durch die Kaltluft (z.T. polaren Ursprungs) ziemlich schnell vom Boden abgehoben wird. Fliesst in höhern Luftschichten zusätzliche Kaltluft, etwa als Kaltlufttropfen (vgl. FLOHN, 1968), in das Okklusionsgebiet hinein, erfährt die Kondensationsbereitschaft eine weitere Steigerung, und Starkregen im oben beschriebenen Sinn können ausgelöst werden.

Nach MAYENCON (1961), der 33 Fälle von Starkregen in der NW-Sahara untersuchte, hebt sich der Winter als bevorzugte Jahreszeit heraus. Im Sommer fehlt meist der entscheidende Kaltluftvorstoss, der die weit nach Norden vorgedrungenen Feuchtluftmassen vom Boden abhebt und zur Kondensation führt. Wenn im Sommer aus einer solchen Konstellation Niederschlag fällt, dann meist bereits ausserhalb der Sahara, im Mittelmeergebiet (z.B. 11. Juni 1968).

Geographisch konzentrieren sich die Starkregen v.a. auf die Linie Atlantikküste - SE-Fuss der Atlasgebirge - Tunesien. In diesem Bereich liegt auch eine der häufigsten Schwächezonen des Subtrophenhochs (häufige Trennung des Azorenhochs vom Saharahoch, LEROUX, 1972). In der östlichen Sahara werden diese Ereignisse immer seltener. Der Wüstenraum muss auch in dieser Hinsicht stark differenziert werden.

Im Gegensatz zu den zellenhaften, rein konvektiven Gewittern bedecken die Starkregen meist eine sehr grosse Fläche. PONCET (1970) vermutet für die September- und Oktoberregen von 1969 in Tunesien ein Ausdehnungsgebiet von 10'000 km² und VANNEY (1960) gibt für die Starkregen im März 1959 eine Fläche von 250'000 km² und eine geschätzte Niederschlagsmenge von 8,5 km³ Wasser an.

Folgenschwere Auswirkungen zeigten auch die innert weniger Wochen viermal niederstürzenden Starkregen über Algerien und Tunesien im Herbst 1969. In den Satellitenbildern nehmen die Wolkenformationen die Ringstrukturen eines tropischen Wirbelsturmes an, der sich aus einem Vorstoss von äquatorialer Feuchtluft über die Sahara hinweg und ihrer Durchmischung mit Kaltluft osteuropäischer Provenienz entwickelte (Abb. 11).

16. ZUSAMMENFASSUNG VON TEIL 3

Mit Hilfe von täglichen Wettersatellitenbildern und eines einfachen Auswerteverfahrens (Auszählgitter, binärer Entscheid) werden die Bewölkungsverhältnisse des Jahres 1968 über der Sahara, insbesondere den zentralsaharischen Hochgebirgen untersucht.

Die Ergebnisse sind anhand von Wetterkartenmeldungen überprüfbar: 1. Die monatlichen Werte sind, entsprechend dem statistischen Verfahren, weniger genau als die Jahreswerte. 2. Bodenbeobachtungen fallen durchschnittlich 15 % höher aus als Satellitenbeobachtungen, was mit den Beobachtungen anderer Autoren übereinstimmt.

Zwischen Tibesti und Hoggar ergeben sich markante Bewölkungsunterschiede: im Jahresmittel weist das Tibesti 10 % Bewölkung auf, der Hoggar dagegen 23 %. Innerhalb des Tibesti sind ebenfalls Differenzierungen möglich (Toussidé 23 %, Mouskorbé 15 %, Emi Koussi 8 %). Unter Berücksichtigung der beteiligten Luftmassen wird folgende Niederschlagsverteilung postuliert: Toussidé 150 - 250 mm, Mouskorbé 100 - 150 mm, Emi Koussi 80 - 100 mm.

Von grösster Bedeutung für Bewölkung und Niederschläge sind meridionale Durchbrüche äquatorialer Tropikluft, wobei der Hoggar (1968) rund zehn mal häufiger davon betroffen wird ("Wolkenbrücke" Niger - Sirte) als das Tibesti. Meridionale Schwächungen des Subtropenhochs sind auch Voraussetzung der episodischen Starkniederschläge, die durch das Zusammenstossen äquatorialer Feuchtluft mit ektropischer Kaltluft ausgelöst werden, ein Hinweis auf mögliche Zirkulationsmechanismen vergangener Klimate. Pluvialzeiten müssten also nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich differenziert werden.

Der Hoggar, v.a. aber das Tibesti sind heute Vorstossgrenzen niederschlagbringender Luftmassen entlang von Schwächezonen des Subtropenhochs. Beide Gebirge ragen inselhaft, morphologisch und klimatisch nach Höhenstufen gegliedert, aus den umgebenden, vom Passat völlig dominierten Flachländern heraus.

