

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
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](#)

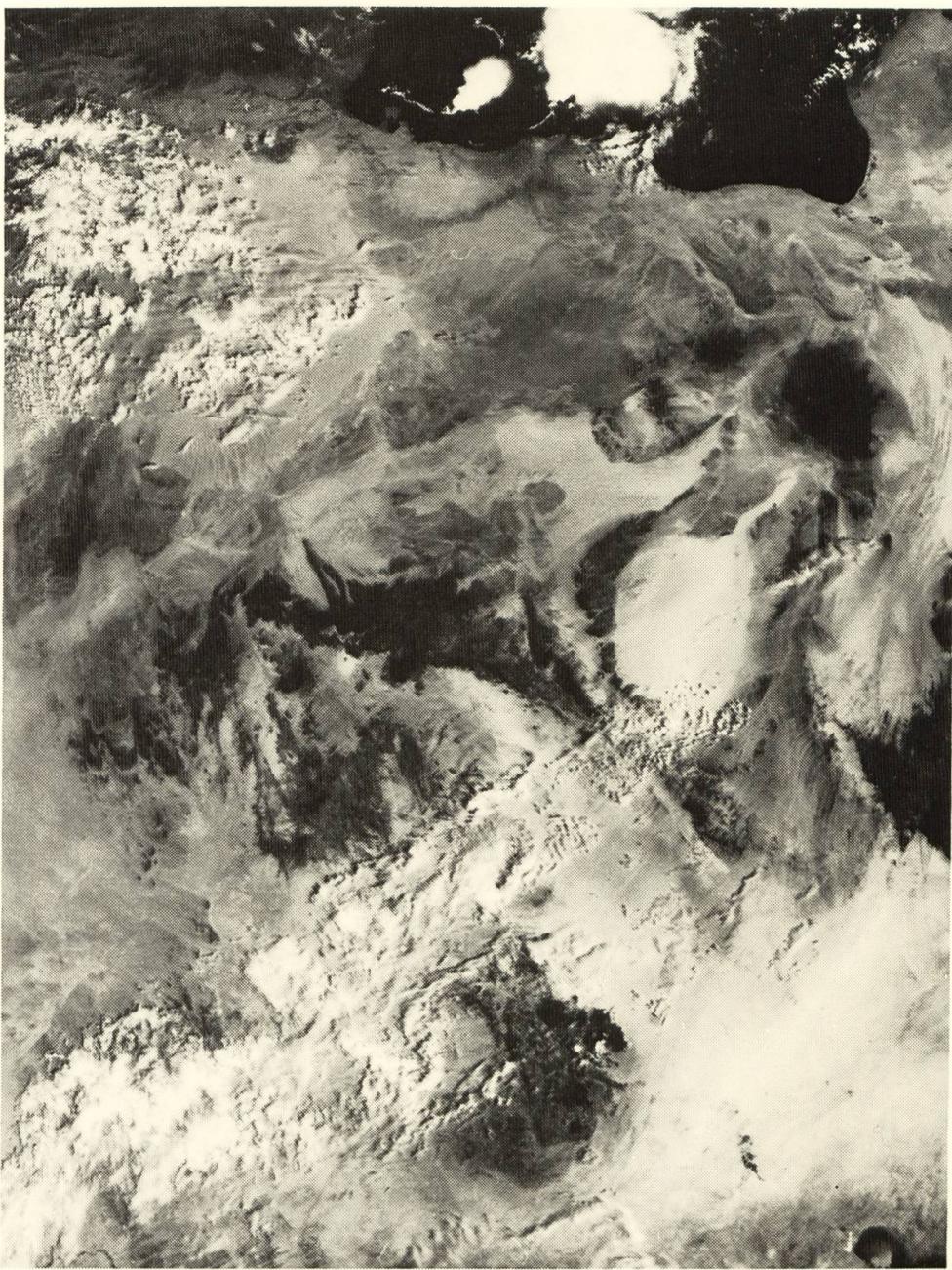
Terms of use

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: 27.01.2026

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

Beiheft 1 zum
Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern - 1975
Redaktion: K. Aerni



Matthias Winiger

Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern

Lang Druck AG Liebefeld/Bern 1975

Umschlagbild:

Aufnahme des Wettersatelliten NOAA-3 über der Sahara: Hoggar und Tassili n'Ajjer im Bildzentrum, Tibesti rechts aussen.

Über der Sahara eine "Wolkenbrücke", über dem Mittelmeer Gewitterbewölkung.
11.10.1974, 8.01–8.23 GMT, Rev.-Nr. 4197, Sternwarte Bochum

Matthias Winiger
Bewölkungsuntersuchungen
über der Sahara
mit Wettersatellitenbildern

Beiheft 1 zum
Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern - 1975

Herausgeber und Verlag
Geographische Gesellschaft von Bern
in Zusammenarbeit mit dem Geographischen Institut
der Universität Bern

Redaktor
PD Dr. Klaus Aerni
Geographisches Institut der Universität Bern, 1975
Hallerstrasse 12, CH 3012 Bern

Die Beihefte zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern
erscheinen aperiodisch und werden fortlaufend numeriert.

Auslieferung
Stadt- und Universitätsbibliothek, 3000 Bern 7

Druck
Lang Druck AG, Bern/Liebefeld

©
Geographisches Institut der Universität Bern, 1975

Matthias Winiger

Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern

Lang Druck AG Liebefeld/Bern 1975

Die Arbeit erscheint in folgenden Ausgaben:

Geographica Bernensia, Reihe G, Heft 1

Beiheft 1 zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern – 1975
Dissertationsausgabe

VORWORT

Probleme der Bewölkungsverhältnisse und der atmosphärischen Zirkulation über der Sahara und ihren zentralen Hochgebirgen sind Gegenstand dieser Arbeit. Mit Hilfe von Wettersatellitenbildern soll versucht werden, für die fast stationslosen Räume ein genügend ergiebiges Datenmaterial zu gewinnen.

Die Untersuchung ist in vier relativ unabhängige und in sich geschlossene Teile gegliedert. Die verschiedenen Methoden der Bewölkungsauswertung werden im ersten Teil diskutiert und im Vergleich getestet. Der zweite Abschnitt behandelt Fragen multispektraler Bewölkungserfassung und Probleme terrestrischer Verifikationen. Der dritte Teil untersucht die Bewölkungssituation des Jahres 1968 im gesamten afrikanischen Raum nördlich des Äquators und stellt sie den langjährigen klimatologischen Messreihen und Zirkulationsvorstellungen gegenüber. Im abschließenden vierten Teil werden mehrjährige Bewölkungsreihen für die zentralsaharischen Gebirge Tibesti, Hoggar und Tassili n'Ajjer zusammengestellt und interpretiert.

Die Arbeit ist Teil eines von Prof. B. Messerli geleiteten Forschungsprogrammes über Klimafragen des Quartärs des subtropischen Trockenraumes und seiner angrenzenden Gebiete, wobei die Gebirgsräume mit ihrer klimatischen und morphologischen Höhenstufung im Vordergrund stehen. Prof. Messerli hat mich zu dieser Arbeit angeregt, ihren Fortgang gefördert und mir zu vielen wertvollen Kontakten und zu verschiedenen Studienaufenthalten verholfen, wofür ich ihm zu Dank verpflichtet bin.

Aber auch nachstehenden Personen bin ich für ihre kritischen Anregungen oder ihre Unterstützung dankbar verbunden:

Prof. J. Dubief, Paris, für die zahlreichen und ergiebigen Diskussionen, sowie für die uneigennützige Ueberlassung eines wertvollen Datenmaterials.

Prof. H. Kaminski, Bochum, für das reiche Bildmaterial, das er mir zur Verfügung stellte.

Prof. H. Flohn, Bonn, für kritische Anregungen und Stellungnahmen zu Fragen der Zirkulation.

Prof. M. Schüepp, Zürich, für die Beratung in Einzelfragen.

Dr. A. Piaget, Zürich, für leihweise überlassenes Bildmaterial und Beratungen in verschiedenen technischen Fragen.

Mr. Gygli, Radio Suisse S.A., für die Lieferung zahlreicher APT-Aufnahmen.

Dr. P. Wild, Bern, für die Stellungnahme zu astronomischen Fragen.

Dr. C. Fröhlich und Dr. R.W. Brusa, Phys.-met.Obs. Davos, für das zur Verfügung gestellte Instrumentarium.

Der Firma Leitz, Wetzlar, und besonders ihrem Vertreter Herrn H. Stocker, Zürich, für die vorübergehende Installation eines CLASSIMAT in unserem Institut.

P. Messerli, lic.phil.nat. und H. Wanner, lic.phil.nat., beide Bern, für kritische Anregungen in methodischen und sachlichen Fragen.

D. Klotz, F. Witte, beide Bochum, und R. Nägeli, Bern, für ihre Mithilfe bei den Auswertungen im Bochumer Bildarchiv.

R. Volz und U. Witmer, beide Bern, für ihre Mithilfe bei der Reinzeichnung verschiedener Figuren.

Frau M. Hebeisen, Bern, für die Reinschrift der Arbeit.

Den grössten Dank aber schulde ich meiner Frau, die der Arbeit stetiges Verständnis entgegenbrachte.

Ohne den finanziellen Beitrag der Stiftung zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern, den ich hier bestens verdanke, wären verschiedene Reisen und Materialanschaffungen nicht möglich gewesen.

Ebenso danke ich der Geographischen Gesellschaft von Bern für ihren Beitrag an die Druckkosten.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort	5
Inhaltsverzeichnis	7
Verzeichnis der Figuren und Abbildungen	9
Abkürzungen	12
Zusammenfassung - Résumé - Summary	13
1. Einführung	19
1.1. Trockenraum und Klimabeobachtung	19
1.2. Satellitenklimatologie	20
<u>1. TEIL: METHODEN DER BEWOELKUNGSAUSWERTUNG</u>	23
2. Verwendetes Datenmaterial	24
2.1. Satelliten	24
2.2. Flugbahnen	24
2.3. Sensoren	25
2.4. Datenform	26
2.5. Bildeigenschaften	27
3. Technik der Bildauswertung	31
3.1. Definition Bewölkungsgrad	31
3.2. Datenreduktion und -verarbeitung	31
3.2.1. Automatisierte Verfahren	32
3.2.2. Semiautomatische Verfahren	34
3.2.3. Manuelle Verfahren	34
4. Ergebnisse	42
4.1. Genauigkeit der Schätzungen	42
4.2. Vergleich der verschiedenen Auswertungsverfahren	45
4.3. Einfluss des Bewölkungstagesganges	50
5. Zusammenfassung von Teil 1	52
<u>2. TEIL: BILDAUSWERTUNG IN VERSCHIEDENEN SPEKTRAL-BEREICHEN</u>	53
6. Bewölkungsauswertungen in verschiedenen Spektralbereichen	54
6.1. IR oder Visible?	54
6.2. Bisherige Versuche und Probleme	58
6.3. Bildmaterial	58
6.4. Auswertungsverfahren	60
7. Ergebnisse des Bildvergleiches	62
7.1. Bedeckungsgrad im VIS- und IR-Spektralbereich.	
Bestimmung eines B-Wertes	62
7.2. B-Wert und Bewölkungsgrad	62
7.3. B-Wert und Wolkenarten	65
7.4. Jahreszeitliche Verteilung der Wolkenarten	67
8. Verifikation der Auswertung	68
8.1. Hauptschwierigkeiten	68
8.2. Terrestrische Bewölkungsgradbestimmungen mit Fischaugaufnahmen	71
8.2.1. Bedeckungsgrad	71

Seite

8.2.2. Abgrenzung des terrestrischen Gesichtsfeldes	71
8.2.3. Wolkenhöhebestimmung	71
8.2.4. Ergebnisse	79
9. Einfluss der Bewölkung auf Strahlung im VIS- und IR-Spektralbereich	80
9.1. Strahlenarten	80
9.2. Atmosphärische Einflüsse auf Strahlung	83
9.3. Strahlungsmessungen über der Sahara	83
9.4. Strahlung und Bewölkung	85
9.4.1. Kurzwellige Strahlung	85
9.4.2. Langwellige Strahlung	85
10. Zusammenfassung von Teil 2	87
 3. TEIL: BEWOELKUNGS- UND ZIRKULATIONSVERHAELTNISSE DER SAHARA AM BEISPIEL DES JAHRES 1968	 89
11. Einführung und Problemstellung	90
12. Auswertung und Verifikation	91
13. Die langjährige mittlere Bewölkungsverteilung über der Sahara	100
14. Die Bewölkungsverhältnisse 1968	101
14.1. Bewölkung im Jahresablauf	104
14.2. Bewölkungsverteilung im Tibesti	107
15. Bewölkung und Niederschläge	111
15.1. Korrelation der Daten	111
15.2. Situation des Tibesti	114
15.2.1. Einflüsse der Zirkulation	116
15.2.2. Höhenstufung der Niederschläge	118
15.2.3. Hypothetische Niederschlagsverteilung innerhalb des Tibesti	119
15.3. Starkregen	120
16. Ergebnisse von Teil 3	125
 4. TEIL: MEHRJAEHRIGE BEWOELKUNGSANALYSEN UEBER DEN ZENTRALSAHARISCHEN HOCHGEBIRGEN TIBESTI, HOGGAR UND TASSILI N'AJJER	 127
17. Einführung und Problemstellung	128
18. Auswertung und Verifikation	129
18.1. Satelliten	129
18.2. Datenausfälle	130
18.3. Auswertungsverfahren	130
18.4. Verifikation	131
19. Ergebnisse	131
19.1. Schwankungen der Gesamtbewölkung im mehrjährigen Verlauf	131
19.2. Mittlerer Jahresablauf der Gesamtbewölkung	134
19.3. Jahreszeitliche Bewölkungskarten für die zentral-saharischen Hochgebirgszonen	134
19.3.1. Höhenverteilung der Gebirge	135
19.3.2. Hoggar und Tassili n'Ajjer	135
19.3.3. Tibesti	136
20. Zusammenfassung von Teil 4	137
Literaturverzeichnis	138
Anhang	145

	Seite
VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN, FIGUREN UND TABELLEN	
Abb.1 Veränderlichkeit des Bewölkungsgrades innerhalb kurzer Zeitspannen	51
Abb.2 Synchrone NOAA-2-Aufnahmen vom 21.10.73	55
Abb.3 Mercator Satellite Relative Cloud Cover Dec. 1967-1970 (MILLER, FEDDES, 1971)	57
Abb.4 Auswertungsverfahren am Beispiel eines IR- und VIS-Bildes (17.10.73)	61
Abb.5 Auswertung einer Fischaugaufnahme am CLASSIMAT	72
Abb.6 Vergleich von IR-, VIS- und Fischaugaufnahmen	73
Abb.7 Wolkenbrücke zwischen Niger und Sirte, 8.4.1968	106
Abb.8 Wolkenverschleppung in den höheren tropischen Ostwinden, 18.8.1968	106
Abb.9 Bewölkungs"quellgebiete" und Jetstreambewölkung, 29.11.1968	112
Abb.10 Frontalniederschläge im Tibesti, 26.5.1968	121
Abb.11 Tropischer Sturm über Tunesien, 21.-29.9.1969	122
Fig.1 Bodenauflösung eines Satellitensensors	28
Fig.2 Die Abbildung von Koordinatennetzen in APT- und Scanneraufnahmen	29
Fig.3 Abhängigkeit des Bewölkungsgrades vom Beobachtungsstandort	30
Fig.4 Punktauswertungen	36
Fig.5 Flächenhafte Auswertungen	37
Fig.6 Häufigkeitsverteilung der Bewölkungsgrade in Alger, Tamanrasset und Abidjan	40
Fig.7 Abweichungen bei wiederholten Auswertungen	43
Fig.8 Verteilung synoptischer Stationen in Nordafrika	44
Fig.9 Testauswertung: August 1968: Synop.stationen	46
Fig.10 Testauswertung: August 1968: Punktauswertung	47
Fig.11 Testauswertung: August 1968: Flächenauswertung	47
Fig.12 Häufigkeit der Bewölkungsklassen der verschiedenen Auswertungsmethoden	49
Fig.13 Bewölkungstagesgang in Tamanrasset	51
Fig.14 Häufigkeitsverteilung der Wolkenarten in Tamanrasset	59
Fig.15 Anzahl wolkenfreie Tage im Satellitenbild	59
Fig.16 Histogramm für B-Werte	63
Fig.17 Schwankungsbereich der B-Werte	63
Fig.18 Verteilung der Bewölkungsgrade von 230 Messfeldern	64
Fig.19 Wolkenarten während der Messperiode	66
Fig.20 Vergleich von B-Wert und Bewölkungsgrad	66
Fig.21 Die terrestrische Gesichtskreisberechnung	70
Fig.22 Abgrenzung des terrestrischen Gesichtskreises im Satellitenbild	70

Fig.23	Die Berechnung von Wolkenhöhen	76
Fig.24	Beziehung zwischen Strecken im Satellitenbild und auf der Erdoberfläche	78
Fig.25	Spektrale Energieverteilung der Sonnenstrahlung	82
Fig.26	Spektrale Energieverteilung der terrestri- schen Emission	82
Fig.27	Messung der direkten Sonnenstrahlung in Bardai, Hassi Messaoud und auf dem Assekrem	84
Fig.28	Die Albedoverhältnisse von Cirrus-Wolken	86
Fig.29	Die Abhängigkeit der Himmelsstrahlung vom Bewölkungsgrad	86
Fig.30	Transmission von Cirrus-Bewölkung	86
Fig.31	Häufigkeitsverteilung von 120 K-Werten	90
Fig.32	Jahresgang der Bewölkung in Bengasi, Faya- Largeau und N'Djamena	93
Fig.33	Langjährige mittlere Bewölkung über der Sahara (Karte von DUBIEF, 1959)	96
Fig.34	Mittlere Bewölkung 1968 über der Sahara	97
Fig.35	Die saisonalen Bewölkungsverhältnisse 1968	98
Fig.36	Jährliche und saisonale Bewölkung 1968 im Tibesti	102
Fig.37	Jährliche und saisonale Bewölkung 1968 im Hoggar	103
Fig.38	Jahresgang der Bewölkung entlang des Meridians durch das Tibesti	105
Fig.39	Jahresgang der Bewölkung entlang des Meridians durch den Hoggar	105
Fig.40	Mittlere Bewölkung 1968 für Tibesti und Hoggar	108
Fig.41	Bewölkung 1968 für Toussidé, Mouskorbé und Emi Koussi	108
Fig.42	Regenerzeugende Wolkenzellen über dem Sudan	112
Fig.43	Vergleich Bewölkungsmenge / Niederschlag über Ostpakistan (BARRETT, 1974)	113
Fig.44	Regression zur Darstellung der Fig.43	113
Fig.45	Bewölkungs- und Niederschlagsprofil durch die Sahara	115
Fig.46	Auslösungsmechanismus von Starkregen (VANNEY, 1960)	121
Fig.47	Bewölkung von Tamanrasset 1966-1972 aus Boden- und Satellitenbeobachtungen	132
Fig.48	Schwankungen der Jahresbewölkung 1966-1972 für Sahara, Tibesti und Hoggar	132
Fig.49	Bewölkungsgang im Tibesti und Hoggar für Höhen oberhalb 1000 m	133
Fig.50	Streuung der monatlichen Bewölkung 1966-1973 für Hoggar, Tassili n'Ajjer und Tibesti	133
Fig.51	Bewölkungskarte 1966-1973 für den Hoggar	136a
Fig.52	Bewölkungskarte 1966-1973 für das Tibesti	136b

Seite

Tab.1	Verzeichnis der Satelliten	Anhang
Tab.2	Bewölkungsklassen bei der Flächenauswertung	41
Tab.3	Mittlere Bewölkung nach unterschiedlichen Erhebungsverfahren	48
Tab.4	Albedowerte im sichtbaren Spektrum für verschiedene Oberflächen	56
Tab.5	Bewölkungsschätzungen durch verschiedene Beobachter	68
Tab.6	Veränderung der Gesichtsfeldanteile in terrestrischer Sicht und vom Satelliten	69
Tab.7	Vergleich unkorrigierter Bewölkungsgrade	79
Tab.8	Verlauf der monatlichen Transmissionskoef- fizienten für Tamanrasset	83
Tab.9	Koeffizient K für 10 Kontrollstationen	94
Tab.10	Niederschlagswahrscheinlichkeit und -inten- sität für verschiedene Wolkenarten	111
Tab.11	Monatsniederschläge für 3 Tibesti stationen	116
Tab.12	Lage der ITC 1968	117
Tab.13	Niederschlagsverteilung im Tibesti nach verschiedenen Autoren	119
Tab.14	Liste der ausgewerteten Satellitendaten	129
Tab.15	Mittlere monatliche Datendichte 1966-1973	130

ABKUERZUNGEN

APT	Automatic Picture Transmission
ATS	Applications Technology Satellite
AVCS	Advanced vidicon camera system
DIBIAS	Digitales Bildauswertungssystem
ERTS	Earth Resources Technology Satellite (heute Landsat)
ESSA	Environmental Survey Satellite
GARP	Global Atmospheric Research Program
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
HRIR	High-resolution infrared Scanners
IDCS	Image Dissector Camera System
IR	Infra-Rot
ITC	Inter-tropical Convergence Zone
ITOS	Improved TIROS Operational Satellite
MRIR	Medium-resolution infrared Scanners
NESS	National Environmental Satellite Service, Suitland, Md. (früher NESC)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
SMS	Synchronous Meteorological Satellite
SR	Scanning Radiometer
SSCC	Spin-scan cloud camera
TIROS	Television Infrared Observation Satellite
TOS	TIROS Operational Satellite
VHRIR	Very high resolution Infrared
VIS	Visible (sichtbarer Spektralbereich)
WAB	W.A. Bohan Comp.
WMO	World Meteorological Organization
WWW	World Weather Watch

ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit umfasst methodische Aspekte der Satellitenbildauswertung bezüglich der Bewölkungsverhältnisse am konkreten Beispiel der Sahara und speziell seiner Hochgebirge. Die Bewölkung beeinflusst ihrerseits zahlreiche Klimaelemente und gibt in ihrer Dynamik ein Bild über die raum-zeitliche Dynamik der Atmosphäre. Es ergeben sich damit Ansätze zu einer Satelliten-Klimatologie.

Methodisch stehen folgende Fragen im Vordergrund:

- Kritische Würdigung des heute allgemein zugänglichen Datenmaterials.
- Ueberblick über die vorhandenen Auswertungsverfahren.
- Zur Problematik der Automatisierbarkeit der Bewölkungsauswertung in ariden Gebieten.
- Untersuchung über die Anwendbarkeit von Aufnahmen verschiedener Spektralbereiche und quantitative Bestimmung der Unterschiede in den Bewölkungsmessungen von Bildern im sichtbaren und infraroten Spektralbereich.
- Einfluss des Beobachtungstermines (Tagesgang der Bewölkung).
- Vergleichbarkeit der Boden- und Satellitenbeobachtungen durch genaue Messungen (Einsatz einer Spezialkamera).
- Entwicklung und Test vereinfachter Auswertungsverfahren, z.T. im Hinblick auf Anwendung in einfach ausgerüsteten Instituten in Entwicklungsländern. Ueberprüfung der Ergebnisse mit Hilfe eines quantitativen Auswertegerätes (CLASSIMAT).

Drei grössere Auswertungen wurden vorgenommen, die sich bezüglich Datenmaterial, Auswertungsmethode, Untersuchungsgebiet und -zeit unterscheiden.

- Untersuchung der Bewölkungssituation ganz Afrikas nördlich des Äquators mit Hilfe entzerrter Bildmosaike für das Jahr 1968.
- Eine Langfriststudie (1966-1973) über die zentralsaharischen Gebirge (Tibesti und Hoggar) unter Verwendung unentzerrter Bilddaten aus dem Observatorium Bochum.
- Feldarbeit im Hinblick auf die Verwendbarkeit von Daten unterschiedlicher Spektralbereiche.

Die Ergebnisse können wie folgt zusammengefasst werden:

- Methodisch:
 - Grossräumig und langfristig sind statistische Erhebungsverfahren (punktuelle Binärentscheide) zweckmässig.
 - Kurzfristig ergeben flächenhafte Bestimmungen gute Ergebnisse.
 - Boden- und Satellitenbeobachtungen sind im Einzelfall nur über Umrechnungen miteinander vergleichbar (Ein Algorithmus dazu wird entwickelt und dargestellt).
 - Die Beeinflussung des Strahlungshaushaltes (versch. Spektralbereiche) durch verschiedene Wolkenarten erweist sich als äusserst komplex. Im Mittel ist der Bewölkungsgrad im IR-Bild doppelt so gross wie im sichtbaren Spektralbereich (Einfluss der Cirren).
- Räumlich:
 - Raum-zeitlich ergeben sich aufschlussreiche Gliederungen in der Bewölkungsverteilung, insbesondere für die zentralsaharischen Gebirge, die sich mit anderen Bewölkungsuntersuchungen nur teilweise, mit Feldbefunden (z.B. Morphologie, Vegetation) dagegen sehr gut decken. Eine Feingliederung innerhalb der völlig stationslosen Gebirgsräume, die als klimatische Reaktions- und Gunsträume angesprochen werden können, ist möglich.
 - Bezüglich der atmosphärischen Zirkulation konnte eine überragende Bedeutung meridionaler Austauschvorgänge nachgewiesen werden (Wolkenbrücken).
 - Eine Koppelung globaler Vorgänge - insbesondere zwischen der Westwinddrift und den Meridionaldurchbrüchen - lässt sich belegen.
 - Von Interesse ist die Lokalisierung von Quellgebieten der Jetstreambewölkung über dem östlichen Atlantik. Damit ist auch ein häufiger Ausgangspunkt des Subtropen-Strahlstromes festgelegt.
 - Der Einfluss der Bewölkung auf andere Klimaelemente wird diskutiert, insbesondere der Zusammenhang zwischen Bewölkung und Niederschlag (gezeigt am Beispiel des ersten Dürrejahres im Sahel).

RESUME

Recherches sur la nébulosité saharienne par l'image des satellites météorologiques.

Méthodes, problèmes et résultats présentés à l'appui de trois exemples.

Le travail comprend, relativement à la couverture nuageuse du Sahara et particulièrement de ses massifs montagneux, des aspects méthodiques quant à l'évaluation de l'image des satellites. La

nébulosité influe pour sa part sur de nombreux éléments climatiques et rend compte, dans sa dynamique, de la dynamique spatio-temporelle de l'atmosphère. Il en résulte ainsi un certain nombre d'hypothèses pour une climatologie par satellites.

Du point de vue méthodique, les questions suivantes se posent en priorité:

- Appréciation critique des données aujourd'hui accessibles dans leur ensemble.
- Contrôle des procédés disponibles d'évaluation.
- Possibilité d'automatiser l'évaluation de la nébulosité dans les contrées arides.
- Examen de l'applicabilité de prises de vue de domaines spectraux différents et définition quantitative des différences dans les mensurations d'images des domaines spectraux visibles et infrarouges.
- Influence du moment d'observation (évolution journalière de la nébulosité).
- Degré de comparaison entre les observations terrestres et par satellites par les biais de mesures précises (recours à une caméra spéciale).
- Elaboration et test de procédés d'évaluation simplifiés, notamment en vue d'une application dans les instituts sombrement équipés. Contrôle des résultats à l'aide d'un appareil d'évaluation quantitatif (Leitz-Classimat).

Trois évaluations d'importance ont été effectuées, lesquelles divergent quant aux données, quant à la méthode, quant au lieu et au temps de l'étude.

- Examen de l'état de la nébulosité africaine au nord de l'équateur à l'aide de mosaïques restituées pour l'an 1968.
- Etude à longue échéance (1966-1973) sur les massifs montagneux du centre Sahara (Tibesti, Hoggar, Tassili n'Ajjer) avec utilisation d'images non restituées de l'observatoire de Bochum.
- Travail sur le terrain en vue d'une possible utilisation de données relatives à des domaines spectraux différents.

Les résultats peuvent être récapitulés comme suit:

- Méthodiquement:
 - La procédure par recherches statistiques (décisions binaires ponctuelles), appliquée dans un espace d'importance et à longue échéance, se montre appropriée.

- A brève échéance, les conclusions relatives à la superficie donnent de bons résultats.
 - Les observations au sol et par satellite ne sont, dans chaque cas, comparables entre elles qu'une fois converties (un algorithme est élaboré et présenté à cet effet).
 - L'influencabilité de la radiation (domaines spectraux divers) par diverses formations de nuages se révèle être de nature assez complexe. Dans l'image IR, le degré de nébulosité est en moyenne deux fois aussi important que dans le domaine spectral visible (influence de cirrus).
- Spatialement:
- Du point de vue spatio-temporel découlent d'instructives structurations dans la répartition nébuleuse, surtout pour ce qui a trait aux massifs montagneux du Sahara central, lesquelles structurations ne coïncident que partiellement avec les résultats d'autres études sur la nébulosité, parfaitement toutefois avec les enseignements tirés du terrain (voir la géomorphologie, la végétation). Une structuration précise dans le contexte d'espaces montagneux non observés, lesquels peuvent être désignés d'espaces de réactivation climatique favorables, est possible.
 - Quant à la circulation atmosphérique, il a été reconnu une signification de première importance aux phénomènes d'échanges méridionaux ("ponts nuageux").
 - Un couplage des phénomènes globaux peut être prouvé - plus particulièrement entre la dérive nuageuse ouest et les percées meridionales.
 - La localisation des origines de la nébulosité des jet-streams au-dessus de l'est de l'Atlantique se montre digne d'intérêt. Par là est également déterminée la fréquence d'un point de départ du jet-stream subtropical.
 - On discute de l'influence de la nébulosité sur d'autres éléments climatiques, spécialement du rapport entre la nébulosité et les précipitations (montré par l'exemple de la première année de sécheresse dans le Sahel).

SUMMARY

Cloud studies over the Sahara by the use of weather satellite pictures.

Methods, problems and results.

The study comprises methodical aspects of the evaluation of weather satellite pictures related to cloud conditions over the North African dry belt and in particular over its high mountains.

Cloud influences many climatic elements and its changes are a measure of the dynamics of the atmosphere in time and space.

The following methodical questions and problems have been studied:

- Critical assessment of data material available today.
- Review of evaluation methods.
- Problems of automatic cloud evaluation methods over arid areas.
- Examination of the applicability of weather satellite pictures in different spectral ranges (visible and $10,5 - 12,5 \mu\text{m}$ - IR) and determination of the differences in the amount of cloudiness.
- Influence of the observation time (daily course of the amount of cloud).
- Comparability of ground and satellite observations.
- Testing of simplified evaluation methods and control of the results by using semi-automatic measuring equipment (Leitz-Classimat).

Three evaluations have been undertaken with different data, methods, areas and for different periods of time:

- Examination of the cloud situation for the whole of Africa north of the Equator with the aid of rectified picture mosaics (digital products) for the year 1968.
- A long-term study (1966-1973) of the Central Saharian Mountains (Tibesti, Hoggar, Tassili n'Ajjer) using non-rectified images collected by the Bochum Observatory (FRG).
- Investigation into the applicability of the data of different spectral ranges (Terrestrial measurements of direct solar radiation).

The results can be summarized as follows:

- Methods:
 - Statistical sampling methods (binary point decisions) are suitable for long observation periods. For very local and short-term investigations data retrieval based on grids (units of areas) gives better results.
 - Comparison of ground observations with satellite data is possible over a long period by using a certain transformation factor. For a single day geometric conversion is necessary.

- The influence of cloud on solar radiation in the different spectral bands is very distinct. It varies with the cloud type. As a mean, cloud in the IR image is approximately double that of the visible range.

- Climatology:

- The investigation shows a quite distinct distribution of the cloud cover in time and space, especially in the Central Saharian Mountains. There the results coincide only partially with other cloud maps but coincide well to many field observations (vegetation, geomorphology). We can conclude that the mountain areas have the function of climatic reactivating centers (monsoon, depressions from the Atlantic and the Mediterranean).
- With reference to atmospheric circulation great importance of the meridional exchange of air masses ("cloud-bridge" Niger-Mediterranean) can be proved.
- A linking mechanism between depressions of the west wind drift and the meridional break-throughs from the South is postulated.
- The origin of the subtropical jet-stream (STJ) can be located over the Eastern Atlantic quite regularly.
- The influence of cloud on other climatic elements is discussed, especially the relation between the amount of cloud and the amount of precipitation (cross-section through the Sahara).

1. EINFUEHRUNG

1.1. Trockenraum und Klimabeobachtung

Die Diskussionen um die Dürrekatastrophe der letzten Jahre im Sahel hat das Interesse am klimatischen Geschehen des Trockenraumes weltweit sprunghaft ansteigen lassen. Einerseits wurde die unmittelbare Abhängigkeit des Wohlergehens der Bevölkerung weiter Landstriche von Klima und Witterung auf drastische Weise offenbar. Darüber hinaus stellt sich aber die Frage nach den Ursachen dieser Schwankungen und nach der Abschätzbarkeit ihres weiteren Verlaufes. Dass die atmosphärische Zirkulation dabei als Steuerungsmechanismus ins Zentrum der Untersuchungen zu rücken hat, ist in zahlreichen Publikationen zum Ausdruck gebracht worden (z.B. in DUBIEF, 1974), wenngleich auch die anthropogenen Faktoren (dargestellt z.B. in HARRISON CHURCH, 1973, OTTERMAN, 1974) einen - allerdings schwer abschätzbar - Einfluss auf die Desertifikation ausüben.

Mehr oder weniger ausgeprägte Klimapendelungen oder -schwankungen sind regional oder global nachgewiesen worden. Morphologische Befunde, alte Seestände, Pollenprofile, Felszeichnungen sind Anhaltspunkte für diese veränderten Klimaverhältnisse, wobei der afrikanische Trockenraum zweifellos eine Schlüsselstellung einnimmt. In der Regel zielen die meisten Funde auf die Rekonstruktion der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse, was in den Begriffen "Warm-, Kalt-, Feucht- und Trockenzeiten" zum Ausdruck kommt (MESSERLI, 1972: 66ff), wobei diese wieder von einem spezifischen Zirkulations-typ abhängen. Bekannt sind die Rekonstruktionsversuche von VAN ZINDEREN- BAKKER (1969).

Allerdings sind viele Hypothesen zur atmosphärischen Zirkulation anderer Klimaphasen sehr unsicher, weil auch die Kenntnis des aktuellen Klima- und Zirkulationsgeschehens in wesentlichen Teilen mit Fragenzeichen versehen werden muss, was -abgesehen von der Kompliziertheit der Probleme - mit der sehr inhomogenen Verteilung der Beobachtungsstationen, der dreidimensionalen Struktur der Atmosphäre, der Vielfalt der Beobachtungsmethoden und der teilweise lückenhaften Beobachtung gerade in den gegenwärtigen Problemräumen begründet ist.

Seit dem Bestehen der weltweiten Satellitenbeobachtung der Atmosphäre sind verschiedene dieser Hinweise hinfällig geworden oder nur noch in abgeschwächter Form gültig. Andererseits sind aber neue Probleme hinzugekommen, so der neue Beobachtungsstandort, räumliches und spektrales Auflösungsvermögen der Sensoren, die Korrelation der Daten mit Bodenbeobachtungen und nicht zuletzt die Datenmenge, deren Verarbeitung grosse Computerkapazitäten voraussetzt und die eine klimatologische Betrachtungsweise stark in Frage stellt. Dabei ist eine weitere Intensivierung der Datenbeschaffung vorgesehen, mit dem GATE-Projekt kurzfristig auf eine ungeahnte Höhe getrieben worden (MASON, 1975) und wird dieses Niveau im afrikanischen Raum durch die für 1977 vorgesehene Inbetriebnahme des geostationären Meteosat (MOHR, 1973) wiederum erreichen.

Bei der Satellitenbeobachtung nehmen Bewölkungsanalysen eine Schlussstellung ein, indem Windfeld, aus den Wolkenarten Art und Zustand der beteiligten Luftmassen, Strahlungsbilanzen, in Ansätzen aber auch das Niederschlagsgeschehen erfasst werden. Eine umfassende Darstellung der Möglichkeiten und Probleme stellte BARRETT in seinem Lehrbuch "Climatology from Satellites" zusammen (1974:78ff).

Nach PEDELABORDE (1970:33) korrelieren bewölkte Gebiete mit atmosphärischen Depressionen, bzw. unbewölkte mit Antizyklonen, wobei natürlich gewisse Modifikationen und Übergangserscheinungen auftreten. Zudem sind Verbreitung und Verschiebung der Bewölkung im Raum ein direktes Mass für die Luftmassendynamik.

In einer soeben erschienenen Publikation beurteilt FLOHN (1975) in kritischer Weise die Schlussfolgerungen, die aus der Anwendung von Satellitendaten im Blick auf die tropische Zirkulation zu ziehen sind.

In der vorliegenden Arbeit werden nun speziell die Möglichkeiten der klimatologischen Auswertung von Wettersatellitenbildern untersucht, wobei einerseits methodische Aspekte eines möglichst einfachen Daten erfassungs- und Datenreduktionsverfahrens, zum andern klimatologische Anwendungen im Vordergrund stehen. Der methodische Ansatz ist insofern gerechtfertigt, als die weltweit mit überzeugendem Erfolg angewandten automatischen Bildauswertungen ausgerechnet über Wüsten gebieten weitgehend verfälschte Resultate liefern.

Die klimatologischen Aussagen werden im Hinblick auf die Arbeiten von MESSERLI (1972) und den damit verbundenen Forschungsprogrammen des Geographischen Institutes der Universität Bern getroffen. Sie beinhalten in erster Linie raum-zeitliche Bewölkungsverteilungen des afrikanischen Trockenraumes nördlich des Äquators, wobei der Stellung der zentralsaharischen Gebirgsräume Tibesti, Hoggar und Tassili n'Ajjer besondere Bedeutung beigemessen wird.

1.2. Satellitenklimatologie

Die Erhebung von Klimadaten mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden bietet gegenüber der traditionellen Bodenbeobachtung im wesentlichen folgende Vorteile:

1. Die Beobachtungen sind meist flächenhaft und werden damit den natürlichen Gegebenheiten wesentlich gerechter als die punktuellen Bodenbeobachtungen. Nach BARRETT (1974:11) sind auch heute die elementarsten Erfordernisse bezüglich Abstand zwischen zwei Beobachtungsstationen in weiten Teilen der Welt noch keineswegs erfüllt. Dies trifft insbesondere auch für die Trockenräume der Subtropen zu. Dazu kommt, dass Beobachtungsstationen in diesen siedlungsfeindlichen Räumen häufig an ausgesprochene Gunstzonen gebunden sind - in unserem Falle etwa Oasenstandorte - und deshalb die Messergebnisse systematisch verfälscht sein können.
2. Die Inhomogenität gerade von Bewölkungsbeobachtungen ist ausgesprochen gross, da es sich nicht um exakte Messungen, sondern um subjektive Schätzungen handelt. Wie Versuche zeigten (YOUNG, 1967), sind die Unterschiede in der Bewölkungsschätzung zwischen

verschiedenen Beobachtern gross. Eigene Experimente mit Hilfe von Photographien bestätigten diesen Sachverhalt (vgl. Kap.8.1.).

Die manuelle Auswertung von Satellitenbildern kann dagegen durch eine einzelne Person erfolgen, womit die Inhomogenität der Daten zumindest bezüglich der subjektiven Fehler stark herabgesetzt werden kann.

3. Theoretisch könnte nicht nur ein räumlich, sondern auch ein zeitlich geschlossenes Datenmaterial beschafft werden. Die geostationären Satelliten ATS, SMS und künftig METEOSAT sind in der Lage, in sehr kurzen Intervallen (15-30 Minuten) Beobachtungen des gleichen Gebietes aufzuzeichnen.

Neben diesen unbestreitbaren Vorteilen sind natürlich neue Probleme zu bewältigen:

1. Die Datenmenge wird besonders bei klimatologischen Untersuchungen sehr gross. Bei Verwendung der gesamten Information ist die automatische Datenverarbeitung unumgänglich. Andrerseits stehen der automatischen Bildinterpretation wesentliche Hindernisse im Weg (vgl. VIS-IR). Die hier gewählte Lösung geht über eine Datenreduktion, die zwar teilweise den Vorteil der räumlich äusserst differenzierten Information aufgibt, dafür aber wesentliche Vereinfachungen in der Datenverarbeitung ermöglicht.
2. Die aus der Erdumlaufbahn her erfassten Klimadaten sind nicht mehr ohne weiteres mit den terrestrisch erhobenen vergleichbar, da praktisch die gesamte Atmosphäre zwischen beiden Beobachtungsstandorten liegt, erhebliche Unterschiede in der Beobachtungsgeometrie (bei Wolken) auftreten und bei den traditionellen operationellen Systemen auch Differenzen im Beobachtungstermin zu berücksichtigen sind.
3. Ein Problem, das bei klimatologischen Betrachtungsweisen nicht unberücksichtigt bleiben darf, ist die Veränderung der Sensoren. So degradieren Vidiconröhren im Laufe der Zeit, womit auch die Bildqualität sehr stark leidet und demnach die Sicherheit der Bildinterpretation Schwankungen unterworfen ist. Gerade bei den ESSA-Aufnahmen lokaler APT-Stationen sind Bilddegradierungen, die z.T. auch durch die jeweilen angewendeten Bildwiedergabeverfahren noch verstärkt worden sind, nicht zu unterschätzen.
4. Der Gewinn an grossräumiger Sicht geht teilweise auf Kosten der geometrischen Auflösung der Sensoren. Diese lag bei den älteren Systemen wesentlich über der räumlichen Ausdehnung kleingekammerter Wolkenfelder, so dass das Wetersatellitenbild allein nicht abschliessende Auskunft über die Wolkenart zu geben vermag. Allerdings sind die technischen Fortschritte derart bemerkenswert, dass unter Bezug von Bildern des sichtbaren und infraroten Spektralbereiches, die Interpretationsergebnisse an Genauigkeit stets zunehmen. Bei langjährigen Beobachtungsreihen müssen diese Veränderungen in der Bildqualität aber als verfälschendes Element mitberücksichtigt werden.

I. Teil: Methoden der Bewölkungsauswertung

2. VERWENDETES DATENMATERIAL

Im folgenden werden einige technische Fakten zusammengestellt, soweit sie für unsere Untersuchungen relevant sind. Für detaillierte Auskünfte bezüglich Satelliten und Dateneigenschaften sei auf die vielfältige Fachliteratur (u.a. STOLDT, HAVANAC, 1973), speziell aber auf die jeweiligen USER'S GUIDES, die zu vielen Satellitensystemen erhältlich sind (z.B. NIMBUS USER'S GUIDE) verwiesen. In den einzelnen Kapiteln (6.3., 12.1., 18.1.) wird zudem zusammengestellt, welches Datenmaterial von welchen Satelliten schliesslich für die Auswertungen beigezogen wurde.

2.1. Satelliten

Eine ausführliche Liste aller bilderzeugenden Satellitensysteme wurden vom Autor in TOMLINSON (1972:327-333) veröffentlicht.*)

Die Vielfalt der eingesetzten Systeme lässt sich grob in experimentelle und operationelle einteilen. Während erstere v.a. dem Testen neuer Sensoren und aller damit verbundenen technischen Einrichtungen dienen, sind die Satelliten der zweiten Gruppe vor allem auf den routinemässigen täglichen Einsatz ausgerichtet, wobei natürlich die erfolgreichen technischen Errungenschaften der Experimentiersatelliten zur Anwendung gelangen. In der klimatologischen Praxis wird natürlich nicht mit aller Schärfe zwischen beiden Satellitenarten unterschieden, sondern es werden zur Wahrung der zeitlichen Kontinuität Bilder aller verfügbaren Satelliten ausgewertet.

Experimentelle Satelliten: TIROS, Nimbus, ATS, ERTS (Landsat)

Operationelle Satelliten: ESSA, ITOS, NOAA, SMS

Als Vergleichsmaterial konnten zusätzlich Bilder bemannter Raumschiffe (APOLLO, Skylab) beigezogen werden, die aber ihres episodischen Charakters wegen höchstens für Einzelfall-Studien geeignet sind.

2.2. Satellitenbahnen (vgl. Tab. 1) *)

Mit Ausnahme der allerersten Raumkörper der TIROS-Serie umlaufen praktisch alle meteorologischen Satelliten die Erde auf kreisförmigen, quasipolaren, sonnensynchronen Bahnen. Damit ist eine globale Bilderfassung innerhalb eines Tages gewährleistet. Die Überquerung des Äquators immer zur gleichen Ortszeit, ist eine wesentliche Voraussetzung für die weltweite Vergleichbarkeit der Daten.

Eine spezielle Bahn weisen die geostationären Satelliten (ATS, SMS) auf: ihre Umlaufzeit entspricht der Rotationszeit der Erde. Da in der Regel die Inklinierung 0° ist, ist der Subsatellitenpunkt theoretisch immer an der gleichen Geländestelle.

*) Tab. 1 im Anhang

2.3. Sensoren (vgl. Tab.1) *)

Für eine Gesamtübersicht der heute gebräuchlichen Sensoren sei auf BARRETT (1974:36ff), STOLDT, HAVANAC (1973) und die USER'S GUIDES verwiesen. Im folgenden sei deshalb nur in knappen Worten die bilderzeugenden Sensoren erwähnt, soweit ihre Produkte in dieser Arbeit zur Auswertung gelangten.

Grundsätzlich wird unterschieden zwischen Vidicon-Kameras, die ausschliesslich im sichtbaren Spektralbereich arbeiten und abtastenden Systemen (IDCS, SSCC, MRIR, HRIR, VHRIR), die teils im sichtbaren, teils im infraroten Spektralbereich Daten aufzeichnen. Abgesehen von den technischen Unterschieden und der ungleichen Möglichkeit, Daten realtime (APT) zu übertragen oder einer der zentralen Empfangsstationen (z.B. Wallops oder Fairbanks) zu übermitteln, sind die für die Bildinterpretation relevanten Unterschiede v.a. in der Bildgeometrie, den daraus resultierenden Beleuchtungsverhältnissen, der geometrischen Bildauflösung und dem zur Verfügung stehenden Spektralbereich zu suchen.

Die mit einer Televisionskamera vergleichbaren Vidicon-Kameras und sog. "AVCS"-Kameras der TIROS, ESSA- und Nimbus I + II -Satelliten registrieren eine Momentaufnahme auf einer lichtempfindlichen Schicht, die nachher elektronisch abgetastet, und entsprechend dem jeweiligen "Grauwert" in ein analoges Signal unterschiedlicher Stärke verwandelt wird. Dieses kann dann entweder direkt oder nach vorheriger Speicherung zur Erde übertragen und dort wieder zeilenweise in ein Bild umgewandelt werden. Dieser Bildtypus weist demnach eine Bildgeometrie auf, die sich grundsätzlich von einer Luftbildaufnahme nicht unterscheidet, und deren wesentlichste Charakteristika in LINDENBEIN (1970) zusammengestellt sind.

Das Image Dissector Camera System (IDCS) und die Radiometer der Typen SR, MRIR, HRIR und VHRIR nehmen nicht mehr Momentaufnahmen auf, sondern tasten die Erdoberfläche quer zur Flugrichtung kontinuierlich ab. Die auf der Erde in Bildform zurückverwandten Daten präsentieren sich entweder als kontinuierlicher Bildstreifen oder als "Einzelbild", das äusserlich von den AVCS-Bildern kaum zu unterscheiden ist, aber doch eine prinzipiell andere Bildgeometrie aufweist (vgl. SCHENK, 1973, und Kap. 8. dieser Arbeit).

War die Bildqualität der ersten Satelliten für eine grossräumige Auswertung der Bewölkung gedacht, lässt das gesteigerte Auflösungsvermögen der jüngsten Aufnahmesysteme selbst kleinräumige Analysen zu. Voraussetzung dazu ist, dass zur Erzeugung des Bildes ein photochemisches Wiedergabesystem und nicht das noch weitverbreitete Fotofax-Verfahren angewendet wird.

*) Tab. 1 im Anhang

2.4. Datenform

2.4.1. Bilder, Bildmosaike

Es wurden für die nachfolgenden Bewölkungsanalysen Bilddaten unterschiedlicher Form benutzt.

1. Faksimile-Wiedergaben von APT-Aufnahmen der Empfangsstation Colovrex (bei Genf) der Radio Suisse S.A., z.T. auf Mikrofilm festgehalten, konnten zum Schliessen allfälliger Lücken verwendet werden. Besonders bei älteren Aufnahmen war der Grautonumfang rel. bescheiden, so dass die Differenzierung der Bewölkung nicht immer zweifelsfrei möglich war.
2. APT- und direct-readout-Bilder der Sternwarte Bochum auf photographischem Papier. Diese Aufnahmen sind speziell zum Zweck geographischer Interpretationen verarbeitet worden und weisen einen überdurchschnittlichen Qualitätsstandard auf, was insbesondere für die VHRIR-Aufnahmen der NOAA-2 und -3 gilt.

Sowohl die Bochumer Bilder, wie auch die Aufnahmen der Station Colovrex erfassen den Südrand der Sahara nur unter günstigen Umständen, während die zentralsaharischen Gebirge noch mit einer Regelmässigkeit von ca. 80 % der verfügbaren Daten abgebildet werden.

Die Aufnahmen sind unentzerrt, so dass eine Auswertung grösseren Stils nur für relativ kleine Gebiete mit vertretbarem Aufwand in Frage kommt. Dazu gehört etwa der Vergleich der beiden Hochgebirgsräume des Hoggars und des Tibesti (Teile 3 und 4 dieser Arbeit).

3. AVCS-Mosaike der ESSA-Satelliten 3, 5, 7 standen für das ganze Jahr 1968 zur Verfügung. Für den tropischen Bereich eigneten sich insbesondere die entzerrten und mit Mercator-Koordinaten versehenen Bildzusammensetzungen. Für klimatologische Studien grosser Räume ist allein diese Datenform rationell auswertbar, da einerseits keine Ueberlappungen berücksichtigt werden müssen und ein einheitliches Auswertungsgitter verwendet werden kann.
4. "Minimum"-, "Average"- und "Maximum brightness charts" dienen vor allem dem Bewölkungsvergleich über den Ozeanen. Sie wurden mit gutem Erfolg auch bei der Bestimmung der Schneedecke in ihrer kontinentalen Verbreitung (etwa in Kanada) verwendet. Dagegen liefern sie nicht sehr brauchbare Ergebnisse über den Wüstengebieten.

Andere Daten - Digitaldarstellungen der Albedoverhältnisse, vertikale Temperaturprofile - wurden lediglich zu Vergleichzwecken sporadisch beigezogen.

2.4.2. Filme

AVCS-Mosaiken einzelner Tage sind verschiedentlich zu Filmen verarbeitet worden. Die Zirkulationsverhältnisse der Atmosphäre sind in ihrer Komplexität kaum anschaulicher erfassbar als in dieser Form. Für die vorliegende Arbeit bot vor allem der Film "Tropical Atlantic Cloud Patterns 1968" (WAB 209) ein vorzügliches Anschauungsmaterial.

2.5. Bildeigenschaften

Für die Interpretation sind in erster Linie die geometrischen und spektralen Abbildungseigenschaften von Bedeutung. Auf die für quantitative Analysen (Oberflächentemperaturen) unerlässlichen Strahlungstemperaturangaben wurde verzichtet. Über das Auflösungsvermögen der einzelnen Sensoren gibt Tabelle 1 Auskunft. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die dort angegebenen Werte für den Nadirpunkt oder Subsatellitenpunkt Gültigkeit haben und gegen den Bildrand hin grösser werden. Die räumliche Auflösung ist eine Funktion der Sensorauflösung - die sich durch die Anzahl Bildlinien pro Videoaufnahme, bzw. das Gesichtsfeld (instantaneous field of view) der Scanner beschreiben lässt - der Höhe des Satelliten über Grund und des Abstandes vom Aufnahmepunkt. In Fig. 1 sind diese Zusammenhänge graphisch dargestellt.

Die auftretenden Verzerrungen lassen sich anschaulich durch die Abbildung des geographischen Koordinatennetzes darstellen. Sie sind randlich besonders bei der Scanner-Aufnahme so stark, dass in der Regel nur der Bereich zwischen den abgebildeten weissen Linien (Abstand von der Subsatellitenbahn: 1000 km) auswertbar ist.

Sensorbedingte Einflüsse beeinträchtigen die Grautonverteilung des Vidiconbildes. Randliche Vignettierungen, Veränderungen der lichtempfindlichen Schicht der Bildröhren, nicht-lineare Bildschwärzungskurven, teilweise nicht vollständig gelöschte vorangehende Aufnahmen beeinflussen die Bildqualität und damit die Sicherheit im Erkennen von Bewölkung bei den APT-, AVCS- und teilweise den IDCS-Systemen.

Diese variable Bildqualität beeinträchtigt die Kontinuität der Genauigkeit der Auswertungsergebnisse, was v.a. bei klimatologischen Reihenbeobachtungen als Nachteil hingenommen werden muss. Neben den aus Tab. 1 ersichtlichen Unterschieden in der Bildauflösung und den eben beschriebenen sensorbedingten Qualitätseinbussen müssen Bildverarbeitungsverfahren der Bodenstationen berücksichtigt werden. Konnte im Archiv der Sternwarte Bochum noch am Originalmaterial gearbeitet werden, so mussten die AVCS-Mosaiken ab Mikrofilm rückvergrössert werden.

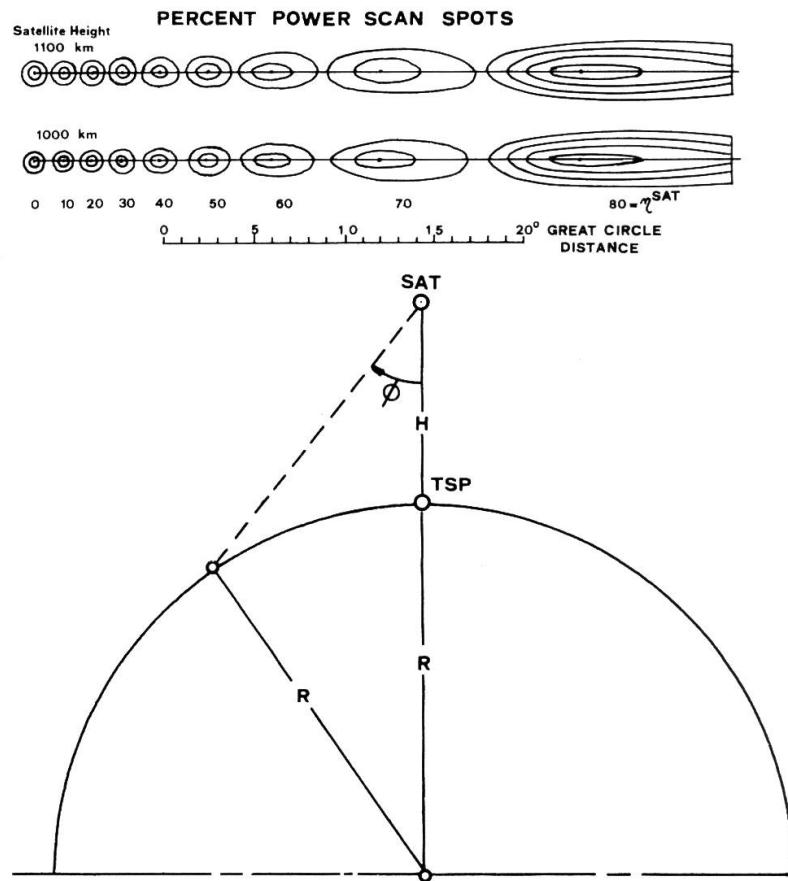


Fig.1: Berührungsfläche des Abtaststrahls eines Radiometers auf der Erdoberfläche aus 1000 und 1100 km Höhe als Funktion des Abtastwinkels ϕ , bzw. der Grosskreisdistanz (H =Höhe der Satellitenbahn, R =Erdradius, TSP=Subsatellitenpunkt, Nadir) (Aus SCHENK, 1973:65, verändert).

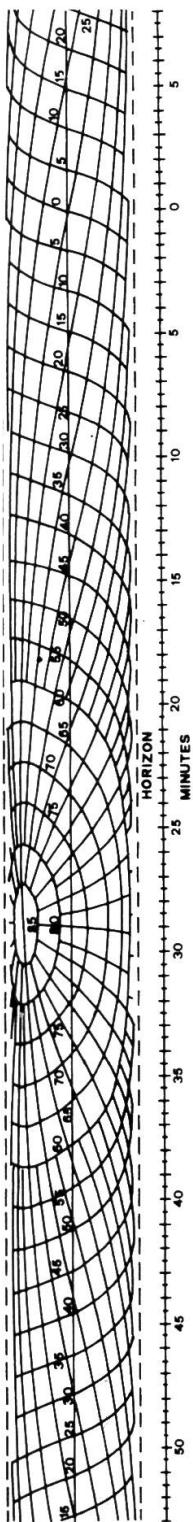


Fig.2.b

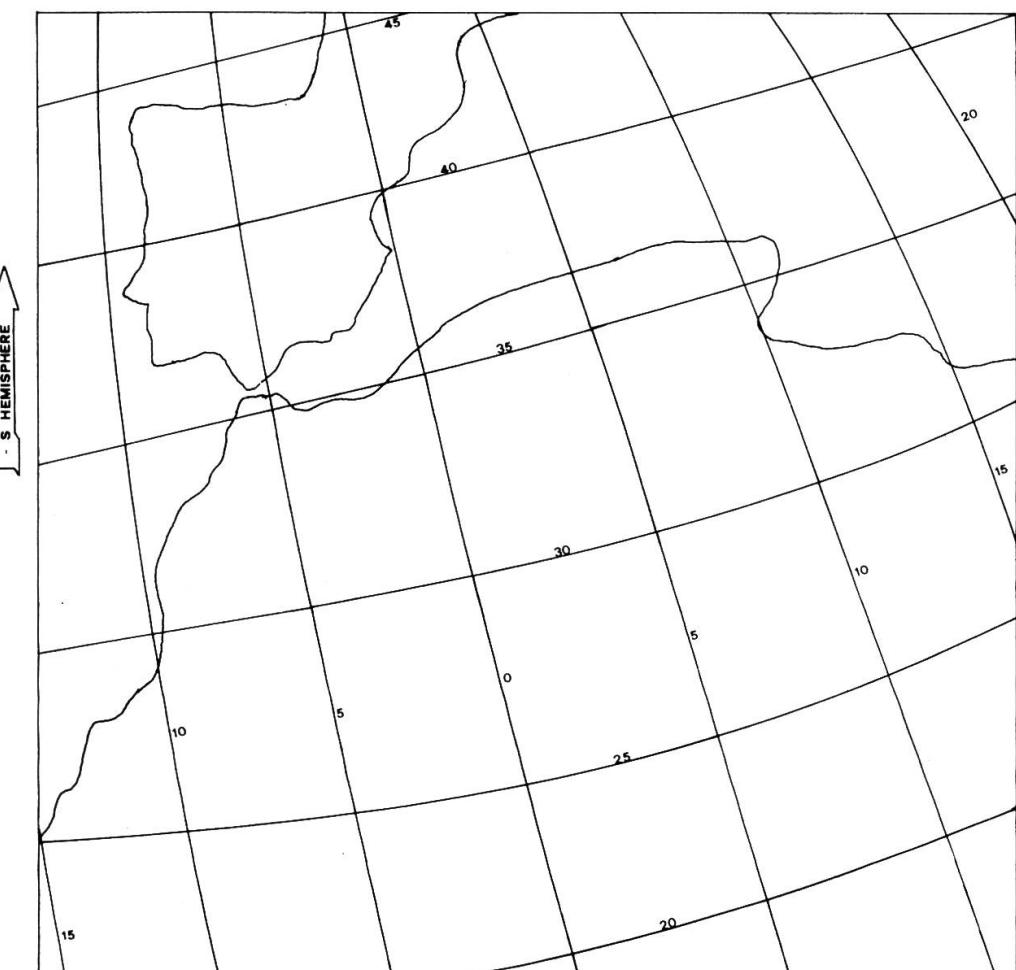


Fig.2.a

Fig.2.a: Verzerrung des geographischen Koordinatennetzes in einer APT-Aufnahme des Satelliten ESSA 6 (HAUPT, 1970:II-142)

Fig.2.b: Verzerrung des geographischen Koordinatennetzes in einer Direct-Read-out -IR-Scanneraufnahme. (ESSA Direct Transmission System Users Guide, 1969:137)

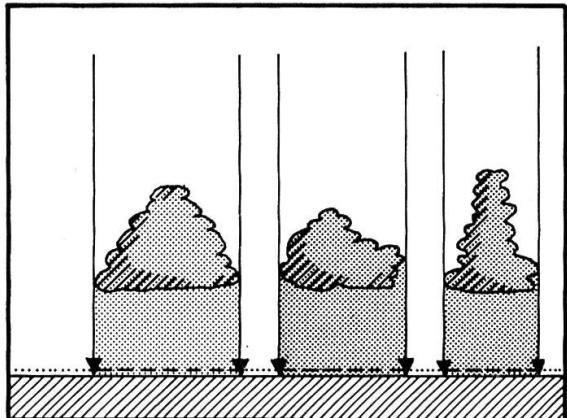


Fig. 3.a: Bewölkungsgrad aus der Sicht des Satelliten bei annähernd paralleler Beobachtungsrichtung.

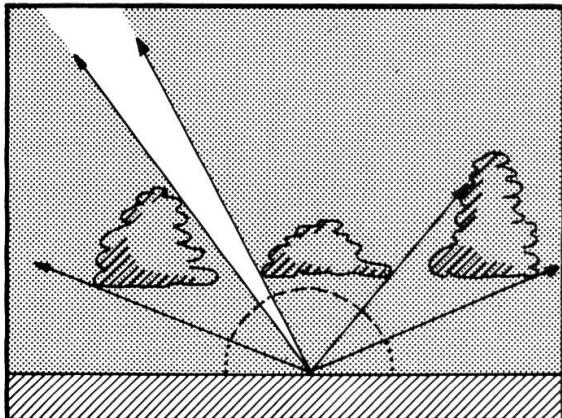


Fig. 3.b: Bewölkungsgrad aus der Sicht des erdegebundenen Beobachters.

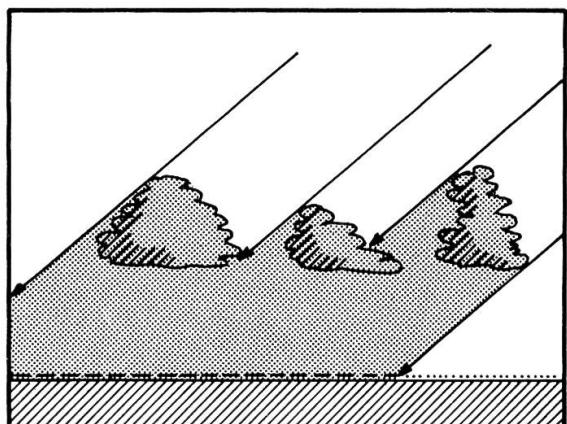


Fig. 3.c: Bewölkungsgrad in Bezug auf die momentane Sonneneinstrahlung.

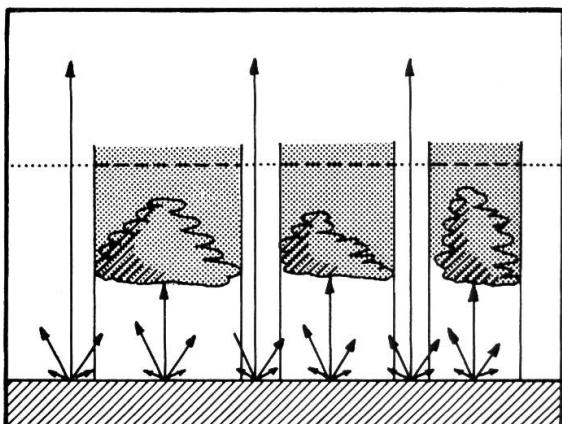


Fig. 3.c: Bewölkungsgrad aus der Sicht des Satelliten bezogen auf die terrestrische Strahlungsemision.

Fig. 3: Der Bewölkungsgrad in Abhängigkeit des Beobachtungsstandortes und der Beobachtungsgeometrie, bzw. Projektionsrichtung. Punktierte Flächen: durch Bewölkung abgedeckte Fläche am Himmelsgewölbe, bzw. der Erdoberfläche.
Darstellung schematisch, ohne Berücksichtigung von Streuungs-, Absorptions- und Reflexionseffekten.

3. TECHNIK DER BILDAUSWERTUNG

3.1. Definition "Bewölkungsgrad"

Unter Bewölkungsgrad (oder gleich bedeutend "Bedeckungsgrad") verstehen wir hier den Anteil, den die Wolkendecke aus annähernd vertikaler und parallelprojektiver Perspektive an einer Einheitsfläche einnimmt, unabhängig von Wolkenart, -höhe und -dichte (Fig. 3 a).

Diese Definition weicht von derjenigen des erdgebundenen Beobachters ab, der den Bewölkungsanteil zentralperspektiv auf das Himmelsgewölbe, das uneinheitlich durch einen örtlich wechselnden Horizont begrenzt wird, bestimmt. Seine Werte sind deshalb normalerweise grösser als die Angaben aus der Satellitenbeobachtung (Fig. 3b). Vergleiche dazu auch Teil 2.

Aus beiden ermittelten Bedeckungsbeträgen lässt sich theoretisch eine Sonnenscheindauer berechnen. Die effektiv gemessene Sonnenscheindauer weicht ja nach geographischer Lage, Jahres- und Tageszeit sowie Bewölkungsart von diesem theoretischen Wert ab, da einerseits wieder eine Parallelprojektion aus wechselnder Richtung auftritt, andererseits Streuung und Absorption der verschiedenen Wolkenarten stark variieren (Fig. 3c). Ebenfalls sehr komplex wirkt die Wolkendecke auf die terrestrische Ausstrahlung, wobei wiederum neue Kriterien für den Bedeckungsgrad Gültigkeit haben (Fig. 3d).

3.2. Datenreduktion und -verarbeitung

Die Wolkendecke ist -vereinfachend - ein flächenhaftes Phänomen. Die synoptische Kartierung basiert auf Stationsbeobachtungen, also auf subjektiven Schätzungen des Bewölkungsanteiles an dem dem Beobachter sichtbaren Himmelsausschnitt. Dieses Gesichtsfeld ist von Station zu Station verschieden, je nach Horizontabdeckung durch Berge, Vegetation oder Gebäude. Die Stationsdichte variiert von Raum zu Raum sehr stark, obwohl man sich aufgrund internatinaler Empfehlungen bemüht, eine gewisse Regelmässigkeit in die räumliche Struktur des Beobachtungsnetzes zu bringen. Nach BARRETT (1974:11) sollte der Abstand von Klimastationen (Bodenbeobachtungen) 500 km nicht übersteigen.

Die synoptische Beobachtungsmethode bezweckt, dass Messdaten (z.B. Luftdruck) vergleichbar sind. Bedingt durch den Tagesgang der Bewölkung resultiert daraus in den hemisphärischen Wetterkarten ein global verfälschtes Bild der Wolkendecke. Die Bildmosaike sonnensynchron umlaufender Satelliten dagegen zeigen uns eine Wolkenverteilung, die generell vergleichbar ist und damit einer klimatologischen Auswertung entgegenkommt.

Andrerseits sieht sich der Klimatologe - wie eingangs erwähnt - mit wachsender Datenmenge vor immer grössere Auswertungsprobleme gestellt. Bei jeder klimatologischen Verarbeitung der Satellitenbilder geht es im Grunde um den Vergleich des beobachteten Phänomens an einer bestimmten geographischen Stelle über einen längeren Zeitraum hinweg. Der stets wechselnde Standard der Datenform (Bildgeometrie, Sensorsauflösung etc.) erschwert besonders über längere Zeiträume hinweg ein rationelles, d.h. automatisiertes Auswertungsverfahren, so dass die Daten auf anderem Wege gewonnen und teilweise auch verarbeitet werden müssen. Dies bedingt aber eine ganz entscheidende Reduktion der anfallenden Datenmenge.

In den folgenden Abschnitten seien sowohl automatisierte, als auch alternative Auswertungsverfahren kurz erläutert.

3.2.1. Automatisierte Verfahren

Während die routinemässige Bildverarbeitung durch automatisierte Verfahren operationell im globalen Massstab seit mehreren Jahren eingeführt ist, liegen erfolgreiche Versuche klimatologischer Auswertungen in der Regel nur für kleinere Räume und kürzere Zeitspannen vor. Ein Beispiel globaler klimatologischer Bildverarbeitung sind die sog. "brightness products", die die mittleren Albedoverhältnisse über verschieden lange Zeitabschnitte wiedergeben. Dabei lassen sich Stellen mit hoher Albedo über Ozeanen und Regenwaldgebieten problemlos als Bewölkung interpretieren, wogegen über Gebieten mit hoher Untergrundalbedo (Sandwüste, Eisflächen) die Separierung der Bewölkung nicht mehr mit Sicherheit möglich ist.

Über den Herstellungsprozess dieser brightness-charts, die als Mittelwerts- oder Häufigkeitsdarstellungen in verschiedener zeitlicher Zusammensetzung als "average brightness products" (Mittel über 5, 30 oder 90 Tage), "minimum brightness charts" und "maximum brightness charts" erhältlich sind, informieren BOOTH und TAYLOR (1969).

BRISTOR (1968) beschrieb in ausführlicher Weise die Bearbeitung von ESSA-Daten, die vollautomatisch von der Aufnahme zum entzerrten, mit Koordinaten versehenen Mosaik führt. Er bringt dabei auch das Problem der Datenmenge zur Sprache: Für die globale Bedeckung eines Tages werden drei "standard 2400-ft. tape reels" benötigt. Die endgültige Archivierungsform der Digitaldaten geschieht in reduzierter Form, indem je 8x8 Bildzellen der ursprünglichen Aufnahme zu einem neuen Datenelement zusammengefasst werden. Diese reduzierten Daten bilden auch die Grundlage für die sog. "brightness products" (Mittlere Albedo über 5, 30 oder 90 Tage), "minimum brightness charts" und "maximum brightness charts" (Minimale, bzw. maximale Albedo eines Gebietes über einen bestimmten Zeitabschnitt), wie sie BOOTH und TAYLOR (1969) erläuterten. Details von der Grösse des

räumlichen Auflösungsvermögens der Sensoren gehen dabei zwar verloren, doch die grossräumigen Strukturen leiden kaum unter dieser Reduktion. Galten die eben skizzierten Verarbeitungsverfahren für die Videodaten der ESSA-Serie, so sind wesentliche Fortschritte bezüglich Qualität seit der Ablösung der Videoaufnahmesysteme durch multispektrale Scanner erzielt worden. Auch wenn das Standard-Endprodukt ein entzerrtes Bild, versehen mit geographischen Koordinaten und teilweise mit geographischen Umrissen geblieben ist, so fallen doch viele Einschränkungen qualitativer Art weg. So vor allem die Bildvignettierungen, Bildmarken, Alterungsprozesse der Videoröhren, deren Ausmass nach BRISTOR nur empirisch abgeschätzt werden konnten.

Ein Beispiel neuester Bildverarbeitungsverfahren beschreibt WILKES (1974).

Behandeln die bisher besprochenen Verfahren ausschliesslich die Verarbeitung der gesamten Bildinformation, so geht es im folgenden v.a. um die Analyse gewisser Bildteile, in unserem Falle die Bewölkung. Es geht dabei um eine automatisierte Objektidentifikation, die u.U. wesentlich schwieriger sein kann.

Zwei grundsätzlich verschiedene Fragestellungen sind zu unterscheiden:

1. Bestimmung des Bewölkungsgrades
2. Bestimmung der Wolkenart.

zu 1.: Als Beispiel einer klimatologischen Auswertung der Bewölkung sei die Arbeit von MILLER und FEDDES (1971) zitiert. Die Autoren stellten einen "Global Atlas of Relative Cloud Cover" zusammen für den Zeitraum von 1967-1970. Als Basismaterial fanden die verarbeiteten AVCS-Daten (digital) Verwendung, die, wie oben erwähnt, bereits eine komprimierte Form der Originaldaten des Satelliten darstellen (ein Bildelement ist das Mittel von ursprünglich 8x8 Bildelementen aufgeteilt auf neu 15 Grautonstufen). Die Grautonskala wurde schlussendlich auf 5 Klassen reduziert. Die gemittelten Resultate wurden je nach Jahreszeit gewogen, um den Effekt bestimmter jahreszeitlich auftretender Wolkenarten (z.B. kleine Cumuli-Felder im Sommerhalbjahr) auszugleichen. Schliesslich sind jeweils je 4 Monatskarten dargestellt worden: a) Mittlere Bewölkung in Octas, b-d) je die Prozentuale Häufigkeit des Auftretens einer "Bewölkung" von 0-2, 3-5, 6-8 Octas. Die Darstellung ist klimatologisch und global betrachtet ausserordentlich instruktiv, und von grösstmöglicher Objektivität. Zahlreiche neue Erkenntnisse wie die wolkenfreie Äquatorialzone und die schrägen Wolkenbänder über den Subtropen können den Bildern direkt entnommen werden. Aber auch hier weisen die Autoren den Leser gleichzeitig hin auf die Interpretationsschwierigkeit in Gebieten mit hoher Untergrundsalbedo (Eis, Sand, Schnee, vgl. Tabelle 4), was natürlich in ganz besonderem Masse auf Nordafrika zutrifft (vgl. Abb. 3, 5.)

zu 2.: Die automatisierte Bestimmung der Wolkenarten und weitgehende Analysen verlangen die Methoden der "Pattern Recognition" (Mustererkennung), ein eigener spezialisierter Zweig der Bildinterpretation. Das Problem berührt unsere Arbeit nur am Rande, sei aber der Vollständigkeit halber doch gestreift. Grundsätzlich werden dabei die Hauptunterscheidungsmerkmale der klassischen Luftbildinterpretation berücksichtigt: Bestimmung folgender Faktoren 1. Form, 2. Grösse, 3. Linearität (inkl. Richtungsverteilung), 4. Muster, 5. Grauton (Albedo). Die Quantifizierung dieser Einzelkomponenten ist mit unterschiedlich grossem Aufwand automatisch möglich. Ihre Kombination sollte Auskunft geben über Wolkenart, dynamische Vorgänge (Windfeld) und weitere Grössen (z.B. Korrelation N.schlag) geben. Grundsätzliche Ueberlegungen und teilweise weitgediehene Studien vermitteln folgende Autoren: LEIGHTY und LUKEs (1974), ROSENFELD (1969), ROSENFELD et al (1965), LEESE, EPSTEIN (1963) u.a.

Die Bedeutung solcher Verfahren ist unumstritten und ebenso ausgeprägt ist der Trend, diese automatisierten Verfahren zur operationellen Reife zu führen.

3.2.2. Semiautomatische Verfahren

Die unter diesem Stichwort vereinigten Verfahren verwenden in hohem Masse automatisierte Methoden zur Lösung von Teilschritten, wobei dem Beobachter aber ein mehr oder weniger grosser Anteil an Zwischenentscheidungen zufällt. Ausgesprochen benutzerfreundlich und universal ist beispielsweise das System DIBIAS der DFVLR in Oberpfaffenhofen, das einem sehr breiten Spektrum von Interpretationsbedürfnissen entgegenkommt (HABERAECKER, NOWAK, 1975).

Einfachere Beispiele sind die neuerdings in zahlreichen Varianten erhältlichen semi-automatischen Bildanalysegeräte, wie etwa der CLASSIMAT (Leitz, Wetzlar) oder der QUANTIMET. In der Regel können Einzelprobleme gelöst werden, wie Teilchenzählung, Teilchengrösse, Flächenanteile, Form, wobei die Auswahlkriterien vom Interpreten in der Regel über einen Monitor eingegeben und kontrolliert werden. Die Einsatzmöglichkeit des CLASSIMAT von Leitz wird im Kapitel 6.4. näher beschrieben, so dass hier nicht weiter darauf eingegangen werden muss.

3.2.3. Manuelle Verfahren

Ausserhalb der grossen Auswertungszentren wird auch heute noch der weitaus überwiegende Teil der Satellitendaten ohne jede Weiterverarbeitung lediglich als Zusatzinformation verwendet, wenn man sich überhaupt an eine Bildinterpretation heranwagt.

Sobald aber von einer reinen Bildinterpretation abgesehen wird und klimatologische Reihen abgeleitet werden sollen, ist eine Umorganisation und Reduktion der Datenmenge unumgänglich. Bei

der Bestimmung des Bewölkungsgrades bieten sich zwei Möglichkeiten der manuellen Datenextraktion aus dem vorgegebenen Bildmaterial an:

1. Punktbestimmungen, die zwangsläufig binären Charakter haben ("bewölkt" - "nicht bewölkt") und ein statistisches Erhebungsverfahren darstellen.
2. Flächenhafte Bedeckungsschätzungen: Der Bewölkungsgrad wird über einer Einheitsfläche bestimmt. Grundsätzlich wird dabei die gesamte vorhandene Bewölkung berücksichtigt und die Mengenschätzung kann differenziert vorgenommen werden.

In beiden Fällen entscheidet die Maschenweite des Rasters über die Genauigkeit, bzw. die Differenziertheit des Resultates. Im Folgenden seien einige nähere Erläuterungen und Vergleiche gegeben.

3.2.3.1. Punktraster (Point sampling, Fig.4)

Die Datenerhebung mit Hilfe des Punktrasters ist ein Stichprobenverfahren. Aus einer Grundgesamtheit (Gesamterdoberfläche) werden einzelne Geländestellen zu Beobachtungspunkten bestimmt. Dies trifft auch bei der traditionellen Stationsbeobachtung zu. An jedem Tag müssen die gleichen Geländestellen berücksichtigt werden. Es ist zweckmäßig, wenn dem Punktraster ein geographisches Koordinatenetz zu Grunde liegt, das ja im Falle der AVCS-Bildmosaike bereits vorhanden ist. Durch die Meridiankonvergenz verändert sich allerdings der Punktabstand, doch ist dies in tropischen Breiten noch tolerierbar.

Statistisch gesprochen handelt es sich hierbei um eine systematische Stichprobenerhebung (systematic point samples).

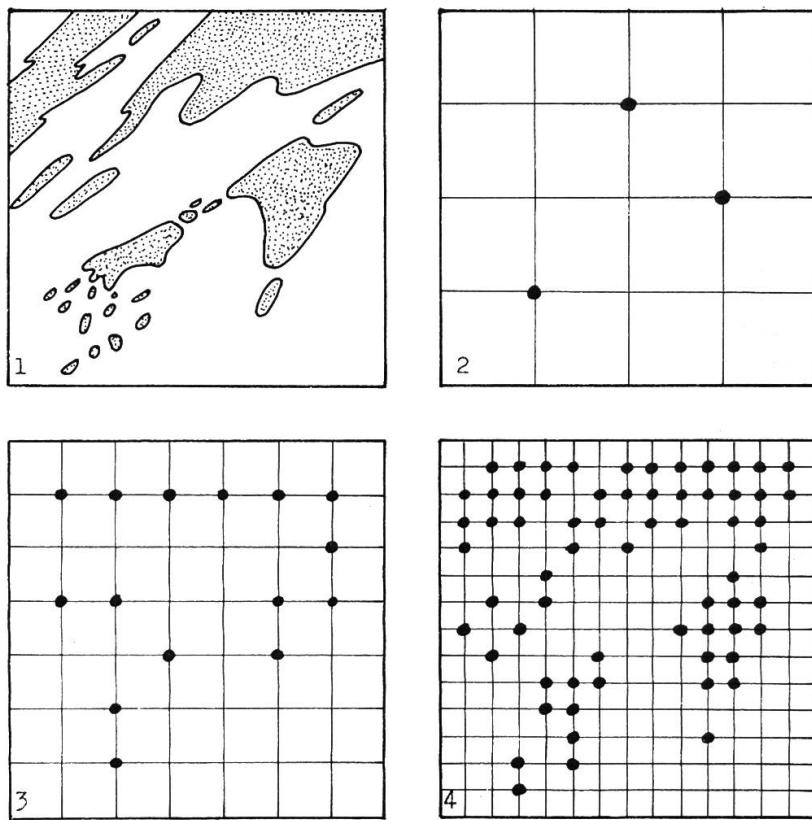
Aufgrund tiefgehender Untersuchungen von OLSSON (1971) über Stichprobenverfahren an Luftbildern und Karten zeigt das systematische Gitternetz gegenüber andern Punktverteilungen (z.B. Zufällig, Stratifiziert zufällig) oder Transversalen die besten Resultate (Bestimmt nach der Chi²-Methode).

Neben der Art der Stichprobenverteilung spielt auch die Dichte eine wesentliche Rolle.

Nach OLSSON (1971:F12) nimmt die Genauigkeit erheblich stärker als proportional zur Anzahl der Stichproben zu.

Der Abstand der einzelnen Gitterpunkte wird in unserem Beispiel durch mehrere Faktoren bestimmt:

1. Die Genauigkeit der Bildvorlage: Die Lagegenauigkeit der einzelnen Geländepunkte gegenüber dem geographischen Koordinatenetz variiert von Tag zu Tag. Im schlechtesten Fall



nicht bewölkt

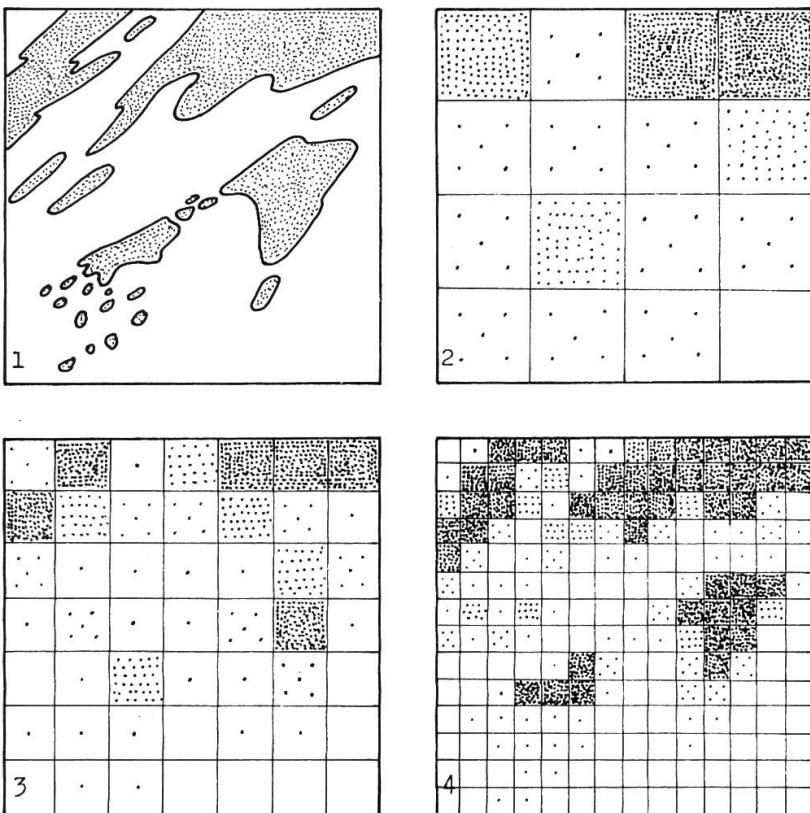
bewölkt

Wolken

1: Auszuwertendes Bild mit Bewölkung

2-4: Auswertung mit Gittern unterschiedlicher Maschenweite

Fig.4: Punktuelle Bewölkungsauswertung (Binärentscheid) mit verschiedenen Rastern.



- 0 %
- 1. Bewölkungsklasse 1 - 25 % Intervallmitte 13 %
 - 2. Bewölkungsklasse 26 - 50 % Intervallmitte 38 %
 - 3. Bewölkungsklasse 51 - 75 % Intervallmitte 63 %
 - 4. Bewölkungsklasse 76 -100 % Intervallmitte 88 %
-  Wolken

Fig.5: Flächenhafte Bewölkungsauswertung mit verschiedenen Rastern und 4 Bewölkungsklassen.

treten Abweichungen von $\pm 1^\circ$ auf (= ca. ± 100 km). Diese Verschiebungen sind für ein einzelnes Bildmosaik überall gleichsinnig, so dass durch Verschiebungen des Gitternetzes dieser Fehler stark reduziert werden kann. Der verbleibende Restfehler kann nicht eliminiert werden. Er ist dafür verantwortlich, dass die Messpunkte täglich kleine Lageverschiebungen aufweisen und damit streng genommen über eine längere Periode die einander entsprechenden Stichproben innerhalb eines kleinen Kreises von ca. $1/40$ Durchmesser (ca. 25 km) liegen.

2. **Topographie:** Wenn die Topographie ohne Einfluss wäre auf die Bewölkungsverteilung, könnte für den gesamten afrikanischen Raum nördlich des Äquators mit einer theoretisch gleichen Genauigkeit der Bewölkungskarten gerechnet werden. Die Tatsache orographischer Wolkenbildung spricht aber gegen diese Annahme. So wird gerade in Gebirgsräumen diese Art der Datenerhebung der Wirklichkeit nicht gerecht, je nachdem, ob eine Gebirgserhebung auf einen Rasterpunkt fällt oder dazwischen. Durch ein engmaschiges Gitternetz, das so gelegt wird, dass auf jede größere Gebirgserhebung (resp. Talung) mindestens ein Datenpunkt fällt, können diese orographischen Einflüsse weitgehend ausgeschaltet werden.
3. **Art der Bewölkungsbildung:** Die Bewölkung ist im feucht-tropischen und ektropischen Bereich räumlich nicht gleich verteilt. Im feucht-tropischen Raum herrscht die konvektive Bewölkung vor, die aber im Gegensatz zu orographischer Wolkenbildung nicht immer an gleicher Stelle erfolgt. Im subtropischen Trockenraum finden wir je nach beteiligter Luftmasse, konvektive Wolkenzellen, frontale Bänder und sehr häufig die linear angeordnete Jet-Streambewölkung (vgl. Abb. 9, S. 112) Im ektropischen Westwindbereich dominieren frontal angeordnete Wolkenfelder, die zwar ebenfalls konvektive Zellen enthalten und orographisch beeinflusst werden, aber doch eine ausgeprägt horizontale Bewegung ausführen. Langfristig gleichen sich diese charakteristischen Bewölkungsverteilungen in den verschiedenen Klimaregionen aus. Kurzfristig aber fallen sie ins Gewicht.
4. **Oekonomische Gesichtspunkte:** Die Zahl der erhobenen Daten beeinflusst natürlich direkt den zeitlichen Aufwand der Berechnungen. Bei 200 Datenpunkten ergibt dies pro Auswertungsjahr bereits rund 73 000 Einzeldaten, die dann entweder abgeleuchtet und mit dem Computer oder mit Hilfe konventioneller Rechenverfahren in mehreren Operationen zu den Ergebnissen verarbeitet werden müssen.

Die gewählte Lösung bestand darin, dass verschiedene Raster zur Anwendung gelangten:

- Rasterweite von 5° für Randgebiete (Ozeane, Feuchttropen, Mitteleuropa) für die Jahresauswertung 1968.
- Rasterweite $2,5^{\circ}$ für die Testauswertung August 1968, die trockentropischen Gebiete der Jahresauswertung 1968.
- Rasterweite 1° für die Gebirgsauswertungen (Tibesti, Hoggar, Tassili n'Ajjer) 1968.

3.2.3.2. Flächenraster (Fig. 5)

Es ist das am meisten angewendete Verfahren (z.B. MOHR 1972, WALCH 1968). Bei der Auswertung von Rasterflächen fallen die unter 2.3.1. genannten Punkte 2 und 3 nicht mehr ins Gewicht. Jede Bewölkung wird erfasst. Die Maschenweite, bzw. Feldergrößen sowie die Klassenbildung entscheiden über die Differenziertheit der Auswertung.

Folgende Flächengrößen wurden verwendet:

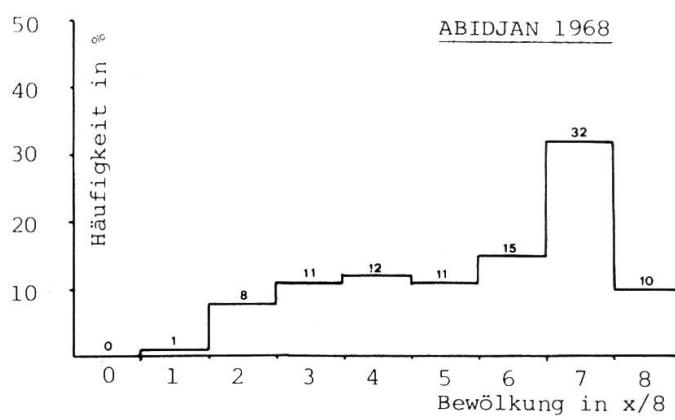
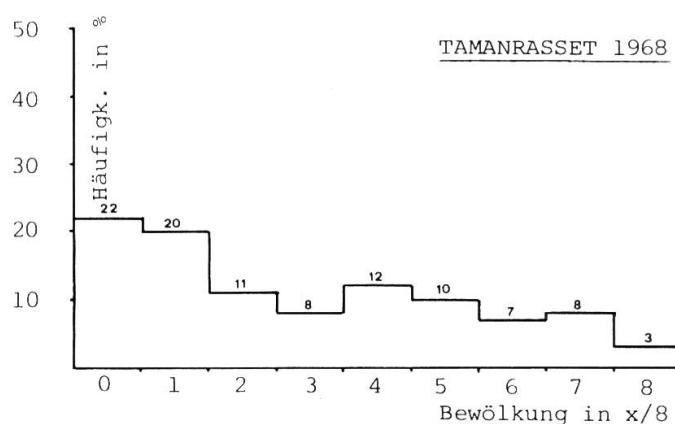
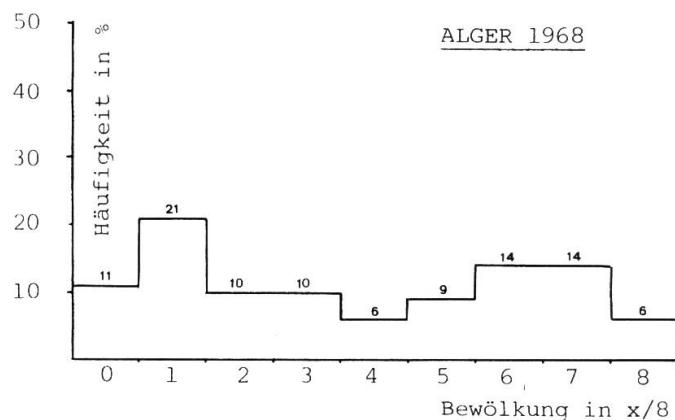
- Für die Testauswertung August 1968: $2,5^{\circ}$ Seitenlänge.
- Für die Auswertung Tibesti und Hoggar 1966-1973: 1° Seitenlänge.

Klassenbildung: In der Literatur finden sich verschiedene Beispiele von Wolkenklassenbildungen. Die in der Klimatologie üblichen Zehntelangaben oder die Oktas der Synoptik eignen sich für die Bedeckungsschätzungen auf den kleinen Beobachtungsfeldern nicht in optimaler Weise. Zu viele Bilder zeigen verschwommene Übergangsbewölkungen (Cirren, Ac-Felder). BARRETT (1974:107) zitiert eine Zusammenstellung von McCLEAIN (1966), die in Anlehnung an die Bezeichnungen in den sog. Nephanalysen folgende Kategorien von Wolkenanteilen unterscheidet: "Open" (<20%), "Mostly open" (20-50%), "Mostly covered" (50-80%), "Covered" (<80%). Die beiden mittleren Kategorien umfassen grössere Intervalle. Die Klassenbildung nimmt aber auf die tatsächliche Häufigkeit des Vorkommens von Bedeckungsgraden Rücksicht. Nach HISDAL (1974) ist die Häufigkeitsverteilung der Bewölkungszehntel U-förmig, d.h. geringe und starke Bewölkungen kommen rel. häufiger vor als mittlere Bedeckungsgrade, wobei sich seine Ausführungen auf europäische Stationen beziehen.

WALCH (1968) führte eine Abschätzung für das Gebiet der Nordsee in Zehnteln durch. Die Verhältnisse über dem dunklen Untergrund des Meeres sind dabei dieser Klasseneinteilung förderlich.

In dieser Arbeit wurde eine Einteilung gemäss folgendem Schema vorgenommen:

Fig.6: Häufigkeitsverteilung der Bewölkungsgrade der Stationen Alger, Tamanrasset und Abidjan im Jahr 1968. Zusammengestellt aus Wetterkartenmeldungen (GEB, SCHERHAG, 1968/69).



Tab. 2: Bewölkungsklassen bei der Flächenauswertung

Klasse	Bewölkungsintervall in % der Rasterfeldfläche	Intervallmitte für die weitere Verarbeitung (in %)
0	0	0
1	1 - 25	13
2	26 - 50	38
3	51 - 75	63
4	76 - 100	88

Diese Klassenbildung wurde aus praktischen Gründen gewählt, obwohl sie den klimatologischen Gegebenheiten nicht in allen Teilen gerecht werden kann. Auf Grund der Häufigkeitsverteilung z.B. der Stationen Alger, Tamanrasset, Abidjan im Octas-System sind die Intervalle 0-12,5 % und 75-87,5 % am häufigsten vertreten. Diese fallen nach unserem System in die Klassen 1 und 4, die einen höheren, bzw. kleineren Mittelwert aufweisen als die entsprechenden Octas oder Zehntelklassen. Da in der weiteren Berechnung die Klassenmittelwerte verarbeitet wurden, sind schliesslich Bewölkungswerte in den Mittelwertskarten von 0-88 % möglich. Grössere als 88 % kommen in den Karten grundsätzlich nicht vor, da ein komplett bedecktes Rasterfeld mit 88 % Bewölkung in die Rechnung eingeht. Das Kartenbild ist also gegenüber der Wirklichkeit etwas zu ausgeglichen, vor allem fehlen die orographisch bedingten Bewölkungsspitzen, sowie die in den Feuchttropen häufigen hohen Bedeckungsgrade (Fig.6).

Die Bewölkungskarten, die auf den Binärentscheiden aufbauen, zeigen demgegenüber eine Werteskala von 0-100 % (vgl. Kap. 4.2.).

Diese Uneausgeglichenheiten sind allerdings auch bei der klimatologischen Verarbeitung terrestrisch erhobener Bedeckungsangaben nicht ganz zu vermeiden. Auch HISDAL (1974:267) weist auf die für klimatologische Verarbeitungen etwas unglückliche Beobachtungsanweisung hin, wonach die Stufen 1 und 7 (der Octas-Skala) nicht die gleiche Intervalllänge aufweisen, wie die dazwischenliegenden Skalenschritte.

Diese Besonderheiten sind in erster Linie beim Vergleich der unterschiedlich erhobenen Daten von Belang.

4. ERGEBNISSE

4.1. Genauigkeit der Schätzungen

4.1.1. Flächenschätzungen

Schätzungen sind subjektive Entscheide und demzufolge mit Fehlern belastet, die von Beobachter zu Beobachter unterschiedlich ausfallen. YOUNG (1967) hat hierzu systematische Untersuchungen unternommen, indem er durch 10 qualifizierte Beobachter Schätzungen an Wettersatellitenbildern charakteristischer Bewölkungsverteilungen vornehmen liess. Die gleichen Beobachter hatten zusätzlich Schätzungen an künstlichen Wolkenbildern (Flächenanteil von Papierschnitzeln an einer Einheitsfläche) auszuführen. Die Ergebnisse sind bemerkenswert. Vorab zeigte sich, dass die Bildgrösse praktisch keinen Einfluss auf das Schätzergebnis hat (die gleichen Schätzungen wurden an 5 verschiedenen Bildgrössen vorgenommen). Dagegen war eine deutliche Ueberschätzung der Bewölkung in den Klassen 3/8 bis 5/8 nachweisbar.

Wenn für die hier vorliegenden Auswertungen mit einer ähnlichen Genauigkeitsstruktur gerechnet werden muss, dann verstärkt sich die unter 3.2.3.2. erwähnte Glättung der Bewölkungsverteilung.

Im Zusammenhang mit den terrestrischen Bewölkungsschätzungen aufgrund von Fischaugbilder (Kap. 8.1.) wird diese Frage noch einmal aufgegriffen werden.

2.3.3.2. Punktschätzungen

Für Punktschätzungen liegen keine vergleichbaren Untersuchungen vor. Das Problem ist auch etwas einfacher, indem der Entscheid "bewölkt" - "nicht bewölkt" doch leichter zu treffen ist, als eine quantitative Abschätzung des Bewölkungsgrades.

Einen gewissen Anhaltspunkt für die Genauigkeit des Binärentscheides lässt sich durch Wiederholung der Auswertung gewinnen.

Im Abstand von über einem Jahr wurden für 37 Punkte für je 31 Tage (August 1968) die Binärentscheide vorgenommen. Fig. 7 zeigt das Ergebnis. Für 27 Beobachtungspunkte liegt das Monatsmittel in Schätzung II höher als in der ein Jahr zuvor durchgeföhrten Schätzung I. 4 Messpunkte lieferten das gleiche Resultat, 8 Punkte liegen tiefer. Die generell etwas höheren Bewölkungswerte bei Schätzung II dürfte vornehmlich auf die grössere Routine bei der Auswertung zurückzuföhren sein, indem gewisse Grenzfälle in der Erkennbarkeit der Bewölkung später mit grösserer Sicherheit entschieden werden konnten.

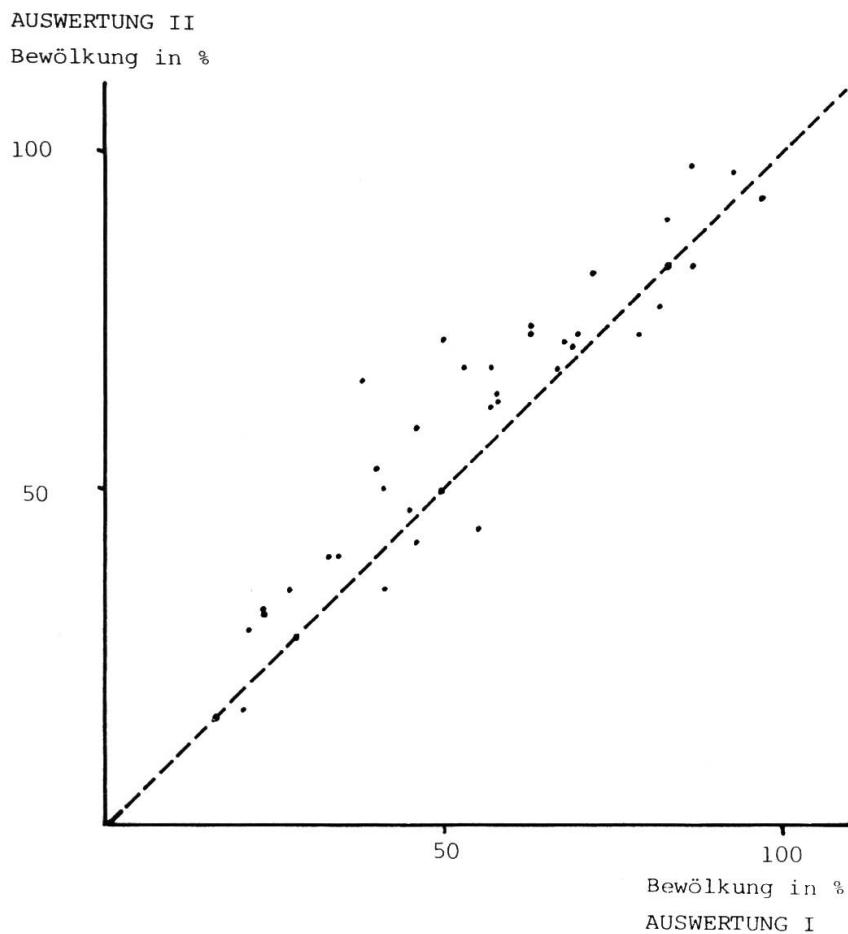


Fig. 7: Testauswertung August 1968. Auswertung II wurde ein Jahr nach Auswertung I durchgeführt, wobei die gleichen 37 Auswertungspunkte gewählt wurden. Jeder Punkt setzt sich aus 31 Werten (=Monatsauswertung) zusammen. Bei Auswertung II wurden generell etwas höhere Bewölkungswerte ermittelt.

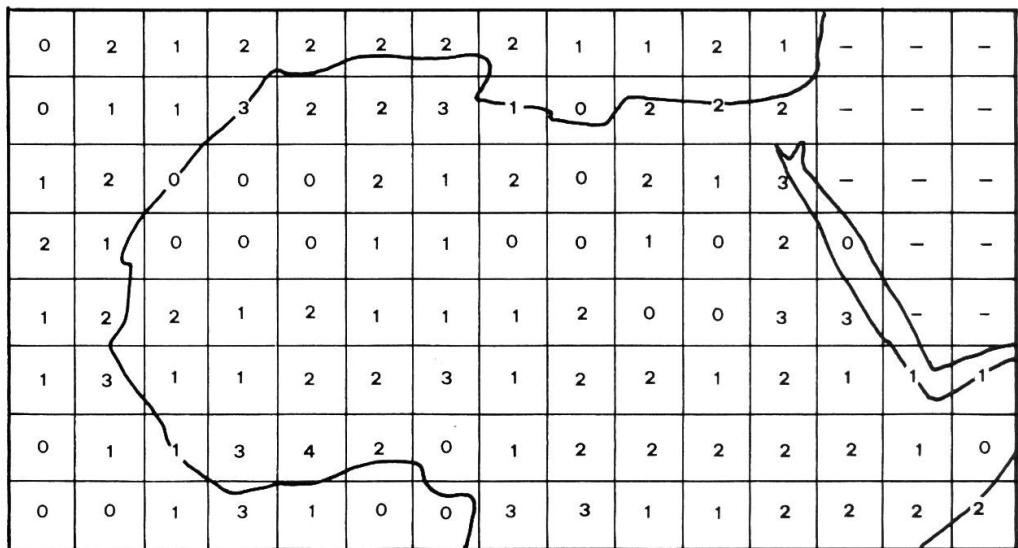


Fig.8: Dichte der Wetterkartenmeldungen pro $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ - Rasterfeld, August 1968. Berücksichtigt wurden nur Stationen, für die an mindestens 50 % der Tage eine Meldung vorlag. Im Mittel trifft es auf ca. $200'000 \text{ km}^2$ eine Station. Von Monat zu Monat ist die Verteilung gewissen Änderungen unterworfen (GEB, SCHERHAG, 1968, Bd.III, Auswertung der Bodenwetterkarten).

4.2. Vergleich der verschiedenen Auswertungsverfahren (Fig. 9-11)

Zum Methodenvergleich wurde die Bewölkungssituation des August 1968 des gesamten afrikanischen Raumes nördlich des Äquators kartiert.

1. Wetterkartenmeldungen (Fig. 9): Die Kartierung stützt sich auf die Bewölkungsangaben ($x/8$) in SCHERHAG et al (1968). Das Monatsmittel der einzelnen Stationen wurde vorerst in Prozent umgerechnet. Die Inhomogenität der Stationsverteilung ist durch die Punktdarstellung der einzelnen Stationen in Fig. 9 veranschaulicht und in Fig. 8 feldweise (gleiches Rasterfeld wie bei Fig. 10 und 11) ausgezählt. Dabei wurden nur Stationen eingezeichnet, bei denen für mindestens 50 % der Tage Daten zur Verfügung standen. Zu beachten ist, dass sich die Meldungen auf 12.00 Uhr GMT beziehen, wobei mit einer Abweichung von höchstens 1/2 Stunde von diesem Termin zu rechnen ist (schriftl. Mitt. von MALBERG, Berlin).
2. Punktbestimmungen (Fig. 10): Es wurde für ein Punktgitter von einheitlich $2 \frac{1}{2}^\circ$ Maschenweite die binäre Bewölkungsschätzung vorgenommen. Die Anteile der "bewölkt"-Entscheide an der Gesamtzahl der für jeden Punkt vorliegenden Daten wurde als prozentuale Bewölkung ausgedrückt. Die Isonephen (Linien gleicher Bewölkung) beschreiben die Bewölkungsverteilung in $x/10$.
3. Flächenschätzungen (Fig. 11): Es wurde das gleiche Gitter wie unter 2. verwendet mit den in Tab. 2 angegebenen Klassen. Die mittlere monatliche Bewölkung der einzelnen Gitterflächen wurde wiederum in Prozent gerechnet, die Isonephen sind $x/10$ -Grenzen.

Für 2 und 3 dienten die AVCS-Bildmosaiken als Grundlage.

Wie erwartet, differieren die drei Bewölkungskarten als Folge der unterschiedlichen Datenerhebungsart ziemlich stark voneinander. Ein punktweiser Vergleich ist nicht möglich, da praktisch keine lageidentischen Punkte zwischen 1 und 2 vorkommen und die Flächen unter 3 jeweilen von den Punkten der Auswertung 1 abgegrenzt werden.

Vergleichbar sind hingegen die Gesamtbewölkung des Gebietes, die Häufigkeitsverteilung der einzelnen Bewölkungsklassen und der Verlauf der Isonephen.

4.2.1. Gesamtbewölkung

Tab. 3 enthält die mittleren Bewölkungsmengen der verschiedenen Erhebungsarten. Zum Vergleich sind auch die in Teil III und IV durchgeföhrten Erhebungen beigeftigt.

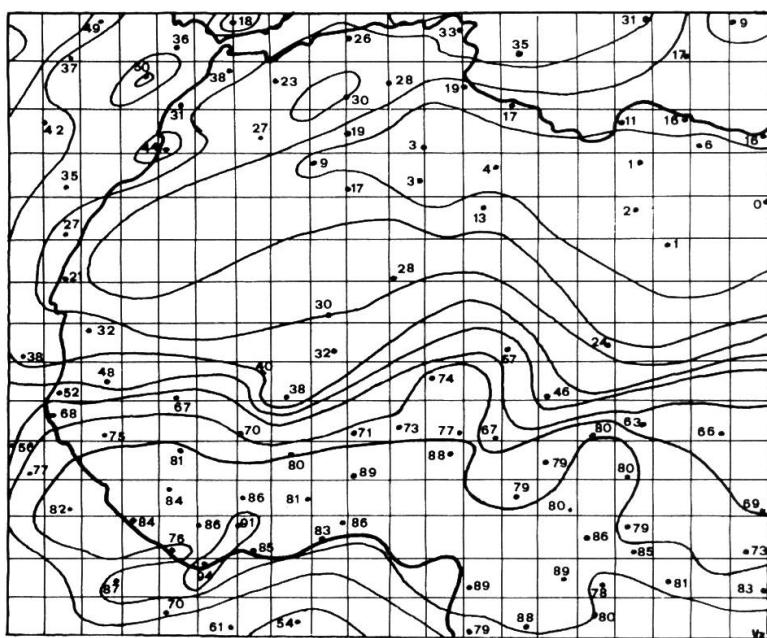


Fig.9 Bewölkung August 1968, Wetterkartenmeldungen

Fig.9-11: Bewölkung August 1968, Vergleich verschiedener Auswertungsverfahren.

Sowohl die Bewölkungsmenge als auch der Verlauf der Isonephen weisen je nach Verfahren grosse Unterschiede auf.

Die beiden Satellitenbildauswertungen in Fig. 10 und 11 verwenden ein Gitternetz gleicher Maschenweite.
Werte in Prozent .

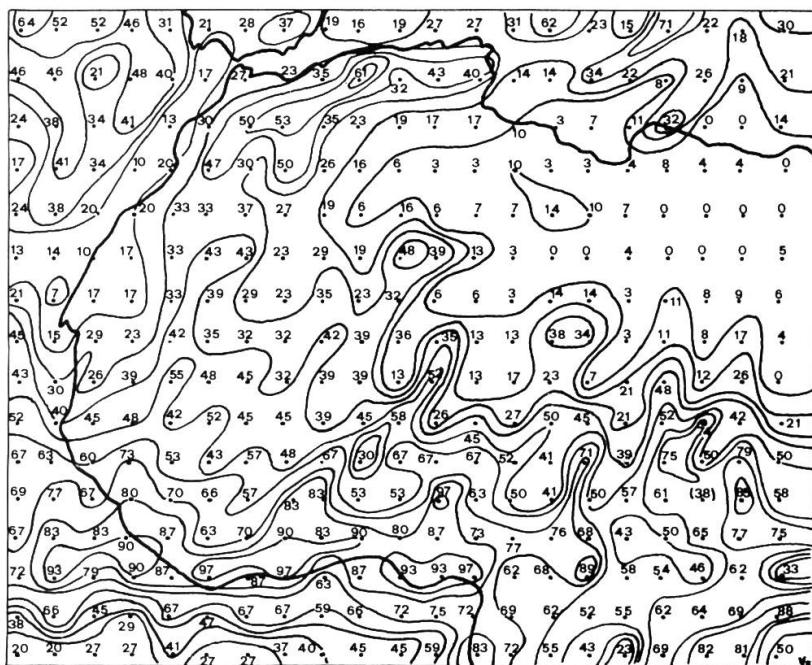


Fig. 10 Bewölkung August 1968, Punktauswertungen

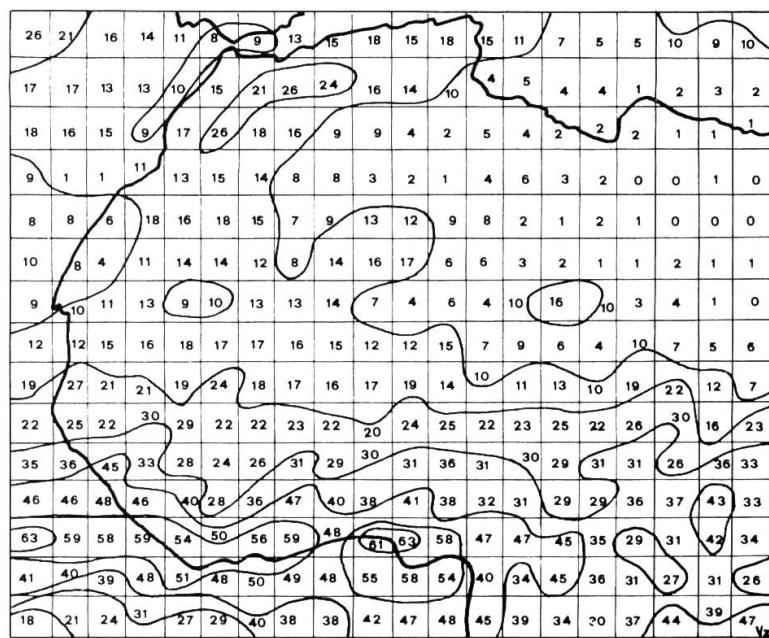


Fig. 11 Bewölkung August 1968, Flächenauswertungen

Tab. 3 Mittlere Bewölkungsmengen für verschiedene Zeiträume,
Gebiete und Erhebungarten.
V: = Verhältnis Wetterkarte und Satellit

Beobachteter Zeitraum	August 1968	Jahr 1968	Jahre 1966-72
Ausgewertetes Gebiet	Afrika nördl. Aequator	Tamanrasset	Tamanrasset
I Wetterkarte (W)	47,7 %	36 %	31 %
II Satellit (P) (Punkterhebung)	38,4 %	34 %	-
III Satellit (F) (Flächenerhebung)	20,7 %	-	13 %
W : P =	1,2	1,1	-
W : F =	2,3	-	2,4

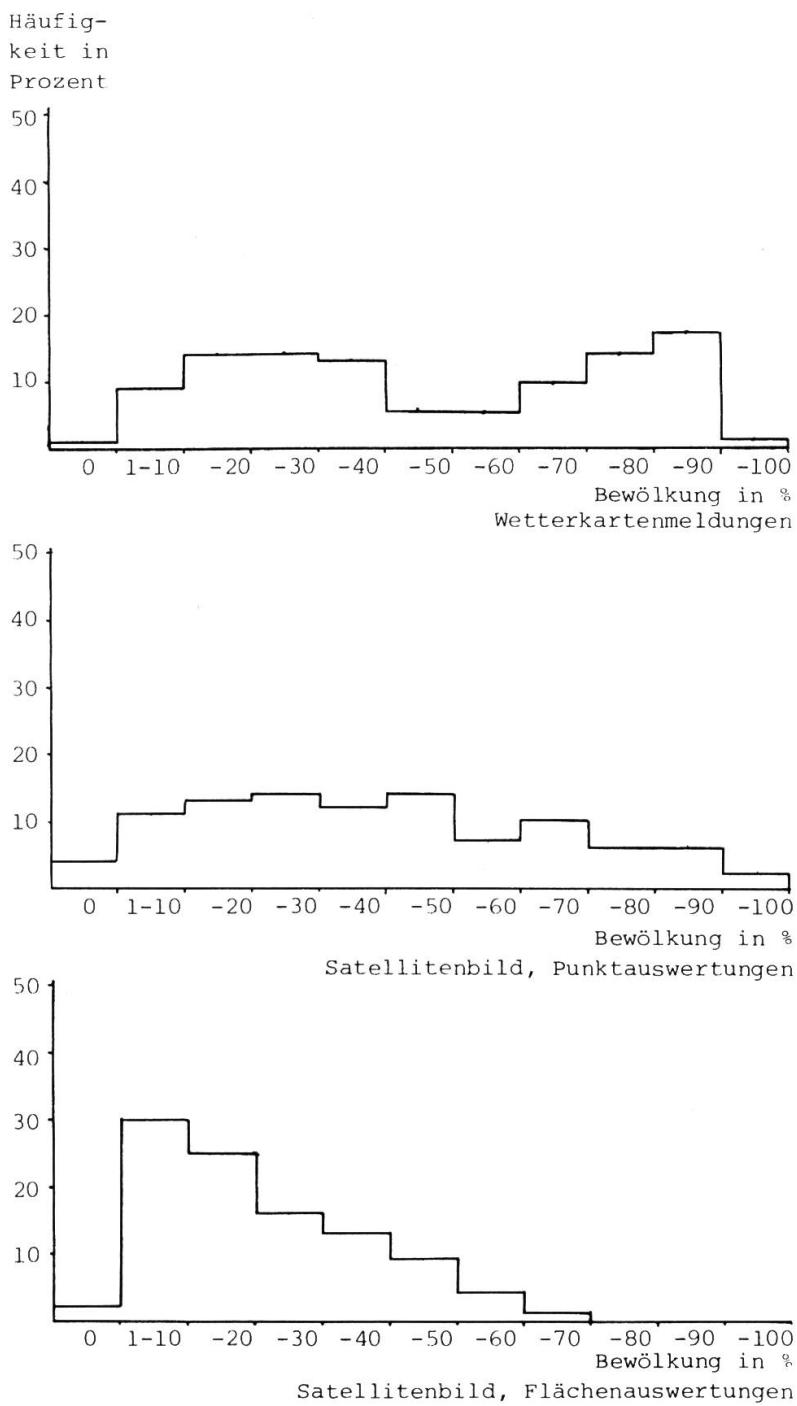
Zeitspanne und Beobachtungsgebiet sind zwar nicht identisch, trotzdem lassen sich gewisse gesetzmässige Abweichungen beobachten: Die Bodenbeobachtungen zeigen in allen Fällen das höchste Ergebnis, gefolgt von den punkt- und flächenhaften Satellitenauswertungen. Auch die Verhältnisse Bodenbeobachtung zu Satellitenauswertung bleiben sich bei den räumlich und zeitlich verschiedenen Auswertungen gleich.

Hieraus ergibt sich die Möglichkeit, jedes der Auswertungsverfahren in ein anderes umzurechnen, womit die Vergleichbarkeit der Methoden gewährleistet ist. Dass auch hier die Genauigkeit mit der Länge der Untersuchungsperiode steigt, konnte durch wiederholte Versuchsreihen gezeigt werden. Allerdings ist es kaum eindeutig möglich, für einen bestimmten vorgegebenen Genauigkeitsanspruch die notwendige minimale Länge des Beobachtungszeitraumes anzugeben. Zudem müssten zusätzliche Vergleichsserien durchgearbeitet werden, damit ein gesicherter Umrechnungsfaktor für die direkte Vergleichbarkeit der verschiedenen Methoden zur Verfügung steht. Aus diesem Grund sind die Bewölkungsauswertungen der Teile III und IV dieser Arbeit bewusst nicht-korrigiert wiedergegeben worden.

4.2.2. Häufigkeit der Bewölkungsklassen

Die Häufigkeit des Vorkommens einzelner Bewölkungsklassen ($x/10$) ist den drei Karten (Fig. 9-11) entnommen und als Histogramm (Fig. 12) dargestellt worden. Die aus den drei Erhebungarten sich ergebenden Unterschiede sind bedeutend. Wetterkarte: Für

Fig.12: Häufigkeitsverteilung der Bewölkungsgrade in Abhängigkeit des Auswertungsverfahrens. Die Daten sind den Fig. 9-11 entnommen, August 1968.



den Termin 12.00 Uhr GMT resultiert eine U-förmige Verteilung der Bewölkungsklassen, d.h. niedere und hohe Bewölkungswerte sind am häufigsten. Die drei Häufigkeitsverteilungskurven (Fig.6) zeigen den modifizierenden Einfluss der verschiedenen Klimaräume. Erwartungsgemäß dominiert die Häufigkeit kleiner Bewölkungsmengen im ariden Gürtel (Bsp. Tamanrasset). Umgekehrt sind die Verhältnisse im feuchttropischen Raum (Abidjan), gemischte Verteilungen treten im Mittelmeerraum auf.

Flächenauswertung: Hier überwiegen die Kategorien mit geringer Bewölkung (0-30%). Dies erklärt sich aus der Tatsache, dass die Gesamtbewölkung im Mittel nur ca. 21 % beträgt und damit insgesamt in das unterste Bewölkungsintervall (1-25%) dieser Auswertung fällt. Höhere Werte als 88 % (= Mittelwert des höchsten Intervalles) sind - wie früher gesagt - schon theoretisch ausgeschlossen.

Punktauswertung: Hier könnten alle Werte zwischen 0-100% auftreten. Auffallend ist der beinahe identische Kurvenverlauf der Kategorien 0-40% im Vergleich mit den Wetterkartenwerten, während in den höheren Bedeckungsgraden doch entscheidende Abweichungen zu registrieren sind. Wie weit hier der Tagesgang der Bewölkungsbildung, bzw. der Unterschied im Beobachtungstermin eine Rolle spielt, sei im folgenden Abschnitt untersucht.

4.3. Einfluss des Bewölkungstagesganges

Der Tagesgang der Bewölkung ist in Gebirgen und Flachländern, Subtropen und Tropen und zu den verschiedenen Jahreszeiten nicht gleich ausgeprägt.

Tamanrasset (1390 m), am Südfuss des Hoggar, ist die einzige Wüstenstation, für die die stündlichen Bewölkungssangaben eines ganzen Jahres zur Verfügung stehen (DUBIEF, 1959).

Fig. 13 zeigt den Tageslauf dreier unterschiedlich langer Zeitabschnitte. Die Jahreszeitenmittelwerte schwanken erstaunlich wenig (was 1968 nicht mehr ganz zutrifft). Während im Winter der Tagesgang sehr ausgeglichen verläuft, bedingen Thermokonvektion und zugeführte äquatoriale, feuchte Luftmassen im Sommer ein ausgeprägtes Bewölkungsmaximum in den Nachmittagsstunden. Der Bedeckungsgrad 12.00 Uhr GMT (= Beobachtungstermin für die Wetterkarte) entspricht dabei zu allen Jahreszeiten annähernd dem Tagesmittelwert.

Die 12.00 Uhr GMT-Aufzeichnungen der Wetterkarte können deshalb gut für eine Bewölkungskarte herangezogen werden. Dagegen sind v.a. im Sommerhalbjahr beachtliche Differenzen zwischen einer Satellitenbeobachtung -die bis zu einigen Stunden vom 12.00 GMT-Termin abweichen kann - und der Wetterkartenmeldung zu verzeichnen.

Die Veränderlichkeit des Bewölkungsgrades innerhalb kurzer Zeit ist in Abb. 1 gezeigt.

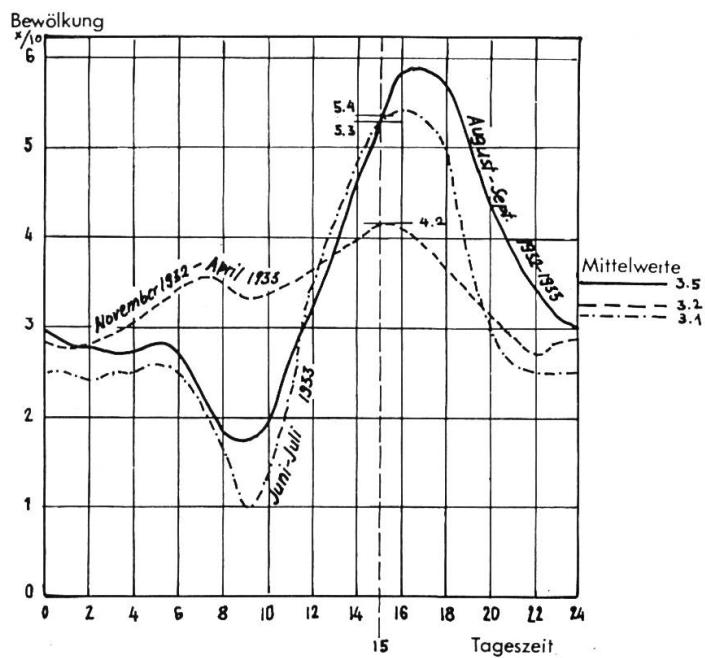


Fig.13: Tagesgang der Bewölkung in Tamanrasset (Hoggar). DUBIEF, 1959, verändert.

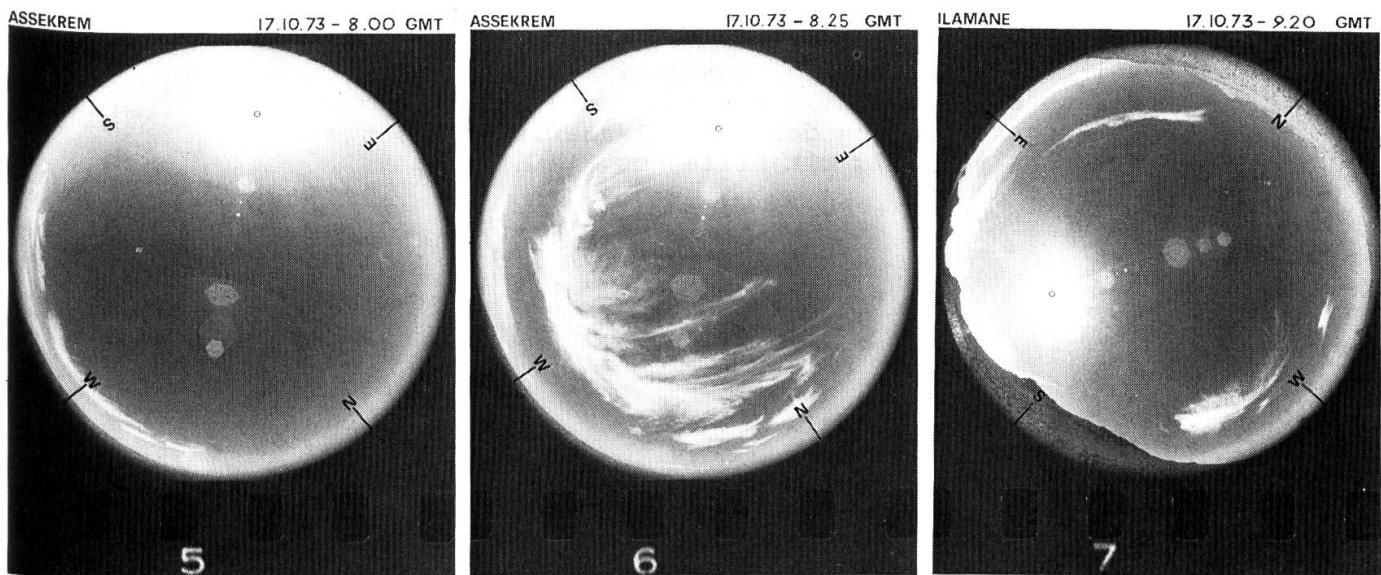


Abb.1: Veränderlichkeit des Bewölkungsbildes innerhalb kurzer Zeitspannen. 17.10.1973, 8.00 - 8.25 - 9.20 Uhr GMT. Hoggargebiet (Assekrem, Ilamane). Fischaugaufnahmen.

5. ZUSAMMENFASSUNG VON TEIL 1

Die Bewölkungskartierung über dem afrikanischen Trockenraum mit Hilfe von Wettersatellitenaufnahmen ist vorläufig nur mit einem manuellen Auswertungsverfahren genügend genau möglich. Die Reduktion der ursprünglich anfallenden Datenmenge ist hierzu aber absolute Voraussetzung. Durch zwei Verfahren, die in diesem Teil 1 geprüft werden, kann dieses Teilziel erreicht werden:

1. Durch punktuelle Datenextraktion (Binärentscheide)
2. Durch flächenhafte Bewölkungsabschätzungen (Rasterflächen)

Die Auswertungsverfahren werden an einem Beispiel (August 1968) getestet und mit den terrestrischen Erhebungen verglichen. Die aus den drei Erhebungsverfahren resultierenden Bewölkungskarten weichen beträchtlich voneinander ab. Die Unterschiede erweisen sich als systematisch und sind quantitativ bestimmbar. Als Ursachen müssen folgende Faktoren in Rechnung gestellt werden:

1. Bewölkungstagesgang und Beobachtungstermine
2. Rasterflächengröße
3. Klassenbildung bei der Flächenabschätzung
4. Tatsächlich vorkommende Häufigkeitsverteilung der einzelnen Bewölkungsklassen
5. Beobachtungsgeometrie der unterschiedlichen Beobachtungsstandorte.

Die folgenden Auswertungen werden wie folgt durchgeführt:

1. Bewölkungskartierung für das Jahr 1968 (ganz Afrika nördlich des Äquators) mit Hilfe des Punktgitters
2. Bewölkungskartierung der zentralen saharischen Hochgebirge von 1966-1973 mit Hilfe des Flächenrasters

II. Teil:
Bildauswertung in verschiedenen Spektralbereichen

6. BEWOELKUNGSAUSWERTUNGEN IN VERSCHIEDENEN SPEKTRALBEREICHEN

6.1. Infraroter (IR) oder sichtbarer (VIS) Spektralbereich?

Trotz der sehr einfachen Ausgangsfragestellung nach dem Bewölkungsgrad und den damit verbundenen Parametern sieht sich der Klimatologe gerade im wolkenarmen Trockenraum beträchtlichen Interpretationsschwierigkeiten gegenübergestellt, wie bereits in Teil 1 angetont wurde.

Zu den wesentlichsten Hindernissen gehören die im sichtbaren Spektralbereich teilweise ähnlichen Albedovertältnisse der Bewölkung und der weiten Sandfelder.

In der folgenden Tabelle 4 sind ausschliesslich Oberflächen enthalten, die in unserem Untersuchungsgebiet anzutreffen sind. Dabei ist ohne weiteres ersichtlich, dass Wolkenfelder Albedowerte aufweisen, die praktisch mit denjenigen beliebiger Oberflächen identisch sein können. Lediglich die geschlossenen, rel. dicken Wolkendecken heben sich eindeutig vom Untergrund ab. Allerdings ist es in vielen Fällen möglich, mit Hilfe von Schattenwürfen oder internen Strukturen des Wolkenfeldes, dieses vom Untergrund abzugrenzen (diese Strukturen sind in den weiter unten zu diskutierenden IR-Bildern nicht mehr zu erkennen). Seit einigen Jahren stehen nun aber qualitativ hochwertige Aufnahmen im thermalen Infrarot zur Verfügung (z.B. NOAA-2, 10,5 - 12,5 μm), die aufgrund der beträchtlichen Temperaturdifferenzen die Bewölkung ganz klar von der Erdoberfläche abgrenzen lassen. Es zeigt sich aber sofort, dass zwischen den Aufnahmen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich grosse Unterschiede in der Ausdehnung der Wolkendecke auftreten. Die aus verschiedenem Datenmaterial gewonnenen Ergebnisse sind damit nicht mehr vergleichbar.

Die Frage, welcher Spektralbereich die besseren Resultate liefert, ist dabei nicht ohne weiteres zu beantworten. So zeichnen sich dünne Cirren, die im sichtbaren Spektralbereich überhaupt nicht in Erscheinung treten, im Infrarotbild als dichte Straten ab (Abb. 2). Die terrestrische Ueberprüfung dieser Unterschiede ist ebenfalls nicht immer möglich, da bei starkem atmosphärischem Dunst die feinen Cirren überhaupt nicht mehr erkennbar sind. ANDERSON et al (1973:5) erwähnen in ihrem Handbuch zur Satellitenbild-Analyse das Problem, allerdings ohne weiter darauf einzugehen.

Da quantitative Angaben zu diesem Problemkreis praktisch nicht existieren, wurden während einer kurzen Arbeitsperiode im Feld (13.10.-4.11.1973) entsprechende Messungen durchgeführt.

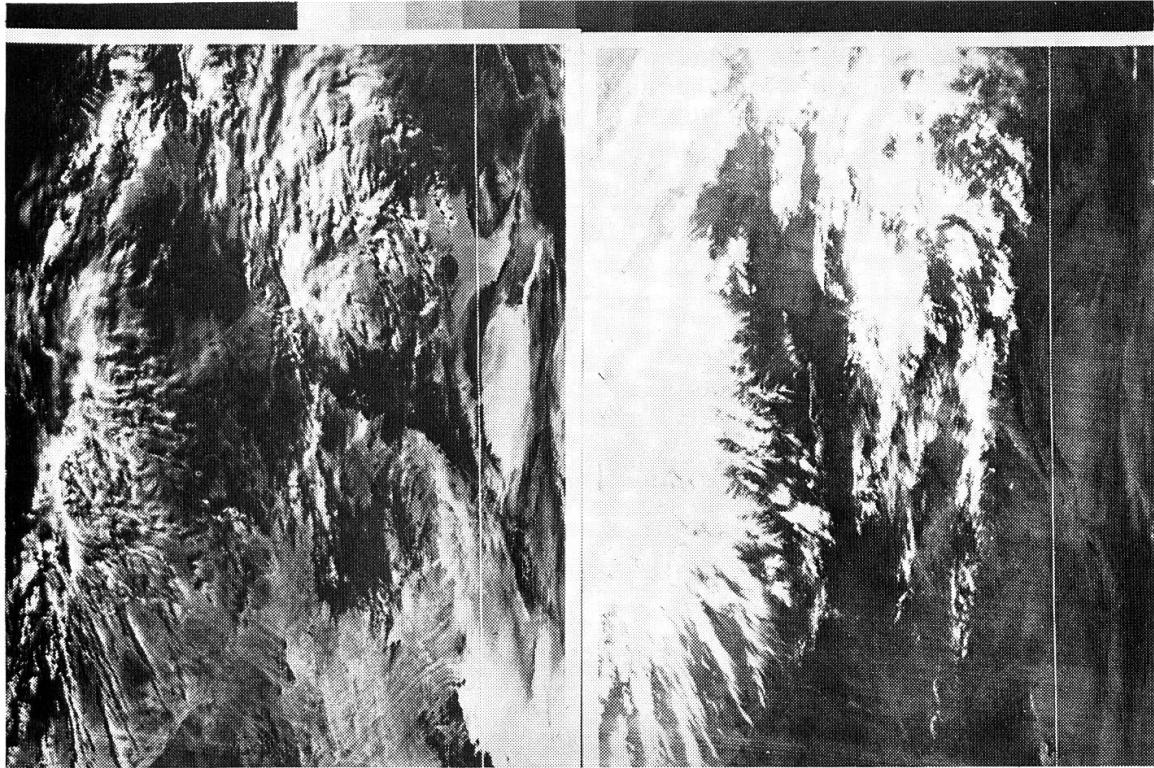


Abb. 2a: Synchrone NOAA-2-Aufnahmen vom 21.10.1973, 8.54 GMT.
Extreme Bedeckungsgrads-Unterschiede zwischen VIS-Bild (links) und IR-Bild (rechts). Aufnahme: Sternwarte Bochum.

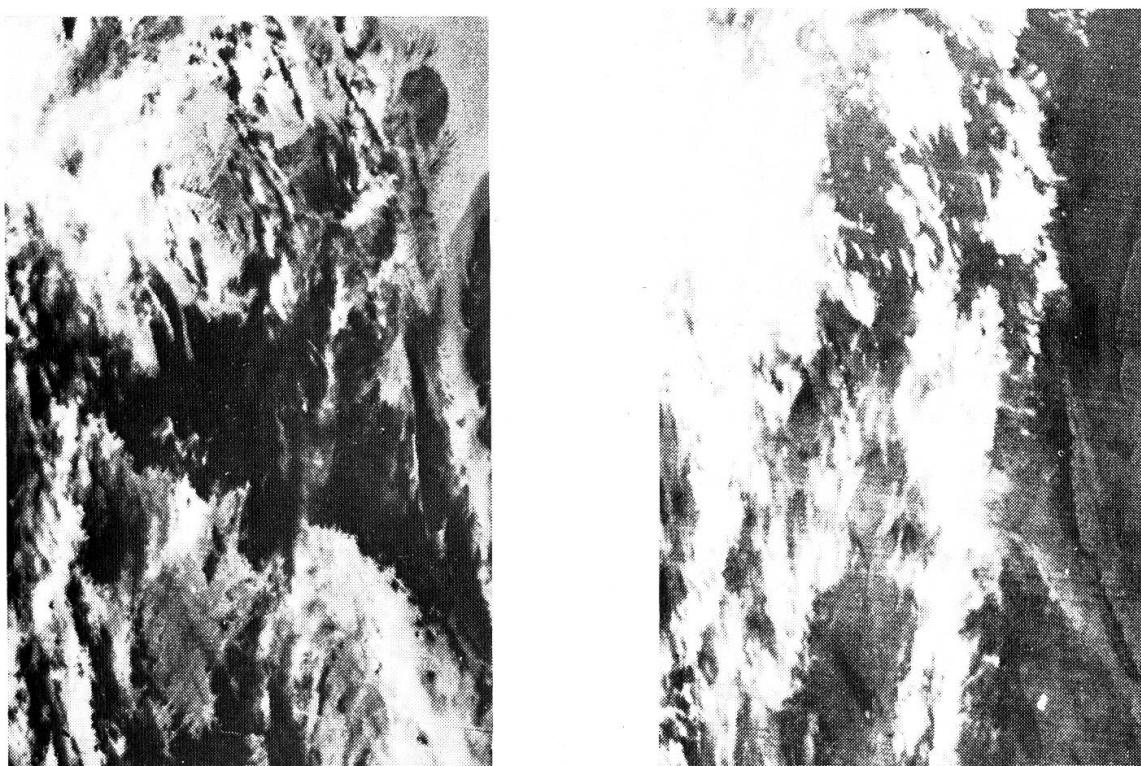


Abb. 2b: Ausschnittsvergrösserung aus Abb. 2a mit Tassili n'Ajjer (Bildmitte) und Hoggar (unterer Bildrand). Linkes Bild: VIS; rechtes Bild: IR.

Tab. 4: Albedowerte über das sichtbare Spektrum (400-700 μm) für verschiedene Oberflächen (A=ANDERSON, 1973:1; B=BARRETT, 1974:155; BL=BLUETHGEN, 1966:75; F=FLOHN, 1971:304; S=SCHANDA, 1975:7)

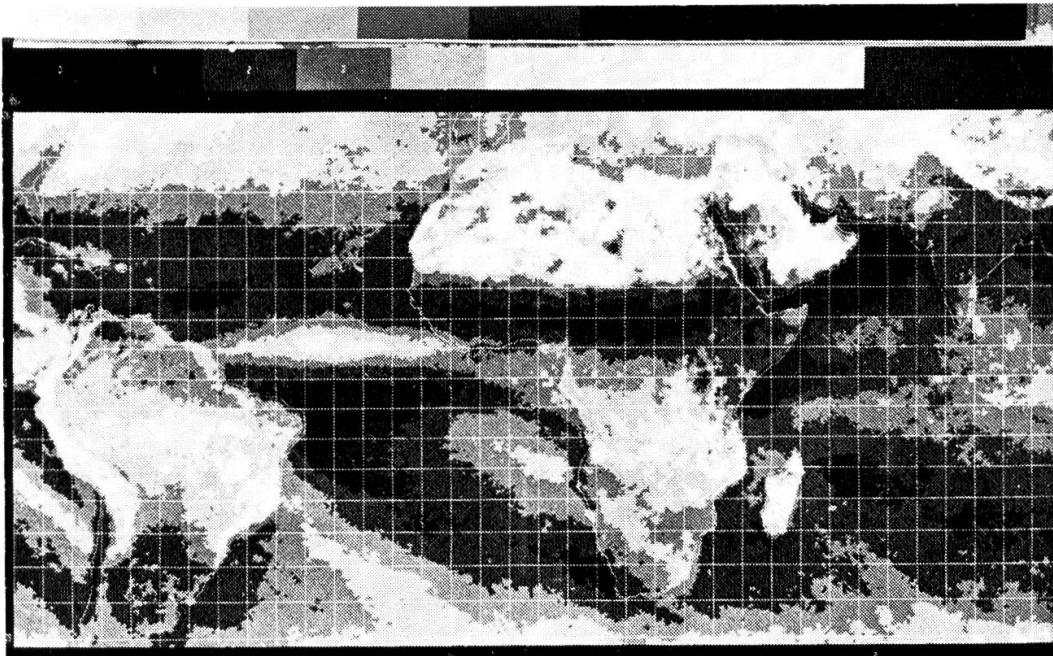
Oberfläche	% der refl. Lichtintensität	Quelle
Erde total (Jahresmittel)	43	BL
" " "	39	S
" " " (ganzes Spektr.)	29	B
" " " " "	30-32	F
Meer in Aequatornähe	5	BL
Dunkler Mischwald grösserer Ausdehnung	4,5	BL
Trockener Sand	18	BL
Weisser Sand	35-40	S
Schnee, 3-7 Tage alt, oberhalb Baumgrenze	59	A
Tonige Wüstenfläche	29-31	BL
Gestein dunkel	7-15	BL
Gestein hell	15-45	BL
Lava	ca. 16	S
Wolkendecke allg.	5-81 (!)	BL
Geschlossene sonnenbestrahlte Wolkendecke	60	BL
Stratus < 200 m dick	5-65	S
200-1000 m dick	30-85	S
Cumulonimbus, gross und dick	92	A
", klein, Höhe 6 km	86	A
Cirrostratus, dick, mit tieferen Wolken u. Niederschlag	74	A
Cumulus und Stratocumulus (Bed. > 80 %)	69	A
Stratocumulus (Bed. > 80%), über Land	68	A
Stratus, dick, etwa 0,5 km über Ozean	64	A
Stratocumulus innerhalb Wolkendecke über Ozean	60	A
Stratus, dünn, über Ozean	42	A
Cirrus, allein, über Land	36	A
Cirrostratus, allein, über Land	32	A
Schönwettercumuli, über Land (Bed.>80%)	29	A

Folgende Daten liegen zum Vergleich vor:

- Aufnahmen des Satelliten NOAA-2 in den Spektralbereichen 0,6-0,7 μm und 10,5 - 12,5 μm .
- photographische Aufnahmen des Himmels zu den Durchgangszeiten des Satelliten mit einer Fischaugoptik.
- Wetterkartenmeldungen der gleichen Periode (BULLETIN QUOTIDIEN D'ETUDES).
- ganztägige Strahlungsmessungen (Globalstrahlung, direkte Sonnenstrahlung) an je einer hoch-, bzw. tiefgelegenen Geländestelle.

Die Daten wurden in folgender Weise ausgewertet und einander gegenübergestellt:

- Vergleich des Bedeckungsgrades der VIS- und IR-Bilder (Bilder im sichtbaren Spektralbereich werden fortan mit VIS, diejenigen im Infrarotbereich mit IR bezeichnet).
- Zusammenhang zwischen Bedeckungsgrad und Wolkenart.
- Ermittlung der langjährigen Verteilung der Wolkenarten mit Hilfe von Wetterkartenmeldungen.
- Bewölkungsgrad der Bodenaufnahmen und Vergleich mit dem entsprechenden Ausschnitt auf dem Satellitenbild.
- Bestimmung der Wolkenhöhe zur Abgrenzung des terrestrischen Gesichtskreises im Satellitenbild.
- Vergleich der Strahlungsmessungen mit den Satellitenaufnahmen.



Mercator Satellite Relative Cloud Cover, 1400 Local, 40° N to 40° S, Mean Octas, December 1967-1970.

Abb.3: "Mean brightness chart" - Mittlere Bewölkung in Oktas für Dezember (1967-1970). Über der Tropenzone und den Ozeanen ist die "Bewölkungs"menge und -verteilung realistisch, über der Sahara sind Wolken und Sand kaum mehr unterscheidbar (MILLER, FEDDES, 1971).

6.2. Bisherige Versuche und Probleme

Als umfassendstes Beispiel einer klimatologischen Bewölkungsauswertung darf der bereits mehrfach erwähnte "Global Atlas of Relative Cloud Cover" (MILLER, FEDDES, 1971) angeführt werden. Die darin enthaltenen Mittelwertskarten, die sog. "brightness charts", halten die Albedo des Systems Erde-Atmosphäre in 8 Graustufen fest. In Wiederholung des unter 3.2.1. Beschriebenen, ist über Gebieten mit geringer terrestrischer Albedo (z.B. Meer, Regenwaldgebiete) eine hohe Albedo identisch mit hohem Bewölkungsgrad, ganz im Gegensatz zu sand- oder schneedeckten Gebieten (Tab. 4, Kap. 6.1.). Abb. 3 vermittelt einen Eindruck der mittleren Albedoverhältnisse bei verschiedenen Bewölkungsverhältnissen über unterschiedlichem Untergrund.

Im Prinzip besteht die Möglichkeit, den Unterschied zwischen maximaler und minimaler Bildhelligkeit über einem bestimmten Geländepunkt als Bewölkung (in unseren Breiten auch als Schnee) zu interpretieren. Analog ist dieses Prinzip bei der Eiskartierung im arktischen Bereich mit Erfolg angewendet worden (mdl. Mitt. von McCLAIN, 1973). Die Resultate dieser automatischen Auswertungsversuche werden allerdings durch die variablen Aufnahmebedingungen und altersbedingten und schwierig erfassbaren Degradationen v.a. der Vidicon-Cameras beeinträchtigt.

Ein anderes Problem stellt die Identifikation der Wolkenart dar. Dünne Cirrenfelder und Gruppen kleiner Cumuli sind im Abbildungsergebnis praktisch identisch. Der Durchmesser einzelner Cumuluswolken liegt häufig unter dem räumlichen Auflösungsvermögen der Satellitensensoren. Eine grössere Anzahl solcher kleiner Wolken erhöht aber trotzdem die Gebietsalbedo, so dass sie sich insgesamt als feiner Schleier abbilden und sich so fast nicht mehr von Cirren abgrenzen lassen. Nur grössere Cumuli und insbesondere Cumulonimben sind klar als solche identifizierbar. Es muss also stets die mittlere Wahrscheinlichkeit berücksichtigt werden, mit der best. Wolkenarten bei einer best. Wetterlage, sowie im langjährigen Mittel auftreten (Fig. 14).

6.3. Bildmaterial

Von der Sternwarte Bochum wurde während der Zeit unserer Feldarbeiten im Hoggar und in den Tassili n'Ajjer (13.10.-4.11.1973) freundlicherweise das Bildmaterial mit besonderer Sorgfalt verarbeitet und uns in Form vergrösselter Positivausschnitte zur Auswertung überlassen. Dabei handelt es sich durchwegs um Aufnahmen des Wettersatelliten NOAA-2 in den Spektralbereichen 0,6-0,7 μm und 10,5-12,5 μm . Das räumliche Auflösungsvermögen beträgt 0,9 km im Nadir und in 1000 km Entfernung von der Subsatellitenbahn immer noch rund 2 km. Für unsere Arbeit wurden jeweilen die beiden Morgenaufnahmen eingesetzt.

Fig.14: Häufigkeit des Auftretens verschiedener Wolken-gattungen in Tamanrasset (zus.gefasst in Gruppen) für die Jahre 1968-1972, 12.00 GMT. Da gleichzeitig verschiedene Wolkenarten auftreten können, sind Werte von insgesamt über 100 % möglich. (Werte aus GEB, SCHERHAG, 1968/69; Bulletin quotidien d'études).

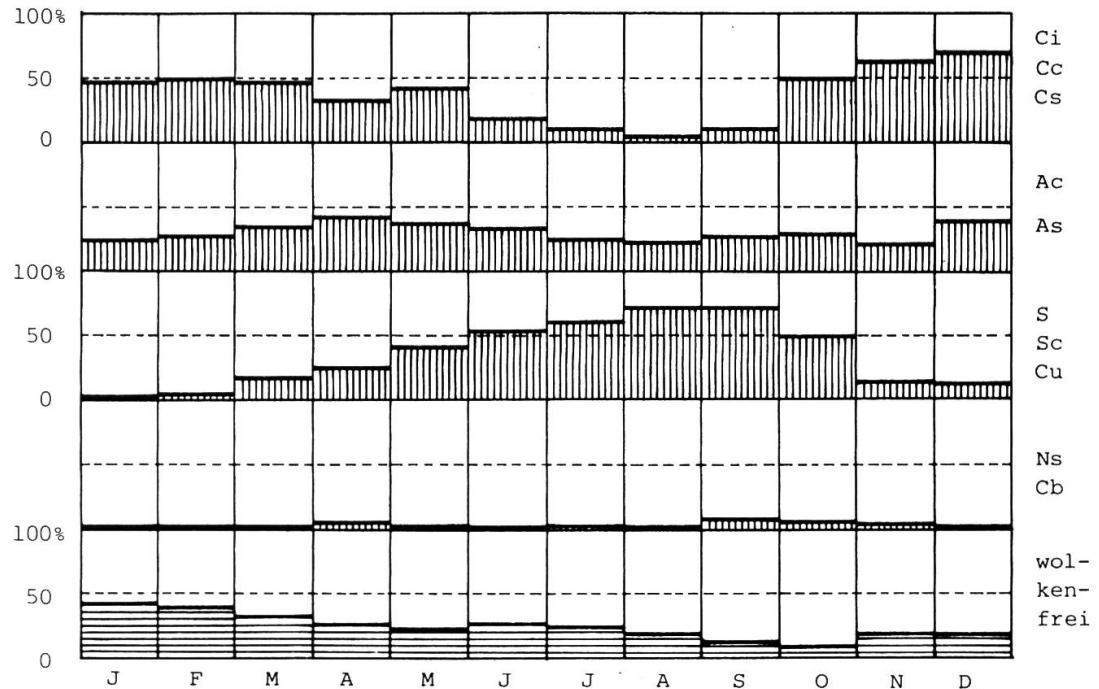
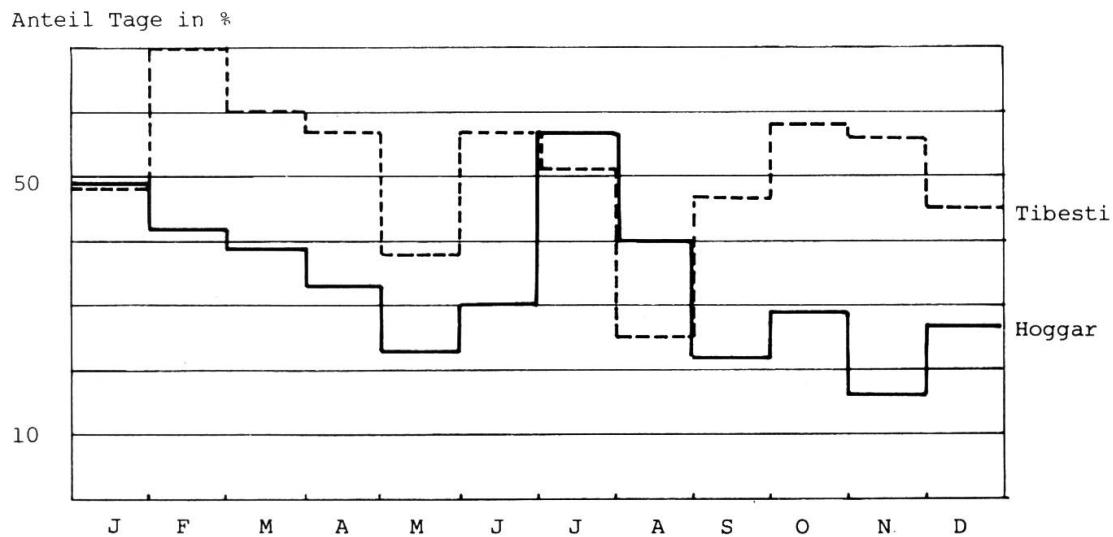


Fig.15: Anteil der Tage, an denen die Gebirge Hoggar und Tibesti im Satellitenbild wolkenfrei erscheinen. Mittel der Jahre 1966 - 1972.



6.4. Auswertungsverfahren (Abb. 4)

Eine Abschätzung des Bedeckungsgrades kam für diese Fragestellung nicht in Betracht. Ebensowenig war ein manuelles Ausplanimetrieren der Wolkenflächen möglich, da diese in der Regel zu komplizierter Formen aufwiesen.

Freundlicherweise stellte uns die Firma Leitz, Wetzlar, ein automatisches Photointerpretationsgerät CLASSIMAT zur Verfügung, das die Flächenbestimmung aufgrund einer Grautonalanalyse ermöglicht. Mit Hilfe des angeschlossenen Rechners konnten längere Messreihen direkt ausgewertet werden.

Die Auswertung des IR-Bildes war insofern problemlos, als sich die Bewölkung in diesem Spektralbereich klar vom Untergrund abhebt. Einzelne ähnlich den Wolken temperierte Geländeabteilungen (z.B. Berggipfel) konnten im Bild durch Rotfilter abgedeckt werden, so dass sie bei der Flächenberechnung unberücksichtigt blieben.

Der Entscheid, wie weit äusserts transparente Cirrenfelder, die auch im IR-Bild fast nicht wahrzunehmen waren, ebenfalls in die Messungen einbezogen werden sollten, war nie eindeutig. Die Messgenauigkeit des CLASSIMAT gab in Ermangelung anderer Kriterien schliesslich den Ausschlag. Wenn das Gerät auch bei den feinsten noch einstellbaren Grautondifferenzen nicht mehr ansprach, wurden sie zwangsläufig weggelassen. Immerhin hätte, wie dies im VIS-Bild gemacht werden musste, die Möglichkeit bestanden, durch zeichnerische Verstärkung dieser Bildpartien (oder durch eine andere image-enhancement-Technik) den Auswertungsbereich zu erweitern. Da aber der Einfluss dieser Wolken der oberen Troposphäre oder bereits der Stratosphäre auf den Strahlungshaushalt in den hier verwendeten Spektralbereichen gering ist, konnte deren Elimination verantwortet werden.

Wesentlich aufwendiger gestaltete sich die Ausmessung des VIS-Bildes. Da - wie erwähnt - die Auswertung aufgrund des Grautones vorgenommen wurde, ergaben sich die bereits mehrfach zitierten Fehlerinterpretationen durch Sandfelder mit hoher Albedo. Es blieb nur die Möglichkeit, die Wolkenfelder umzuzeichnen und losgelöst vom Originalbild auszuwerten (Abb. 4). Die Interpretationsschwierigkeiten verschoben sich dabei auf den Umzeichnungsprozess, doch konnten die Fehler in jedem Falle beträchtlich reduziert werden. Insgesamt sind die subjektiven Einflüsse beim VIS-Bild aber grösser als beim IR-Bild.

Die vergleichenden Wolkenflächenmessungen wurden in zwei Stufen durchgeführt: 1. Eine Gegenüberstellung der gesamten Bildflächen und 2. der Vergleich von Bildzehnteln. Dabei gilt es zu beachten, dass an jedem Tag etwas andere Messfelder ausgewertet wurden. Die täglichen Satellitenbahnen weichen etwas voneinander ab, die Geländeabschnitte werden also in wechselnder Verzerrung abgebildet. Da es in diesem Teil der Arbeit aber nicht um eine lokal-klimatologische Studie geht, spielt diese Randbedingung eine nur untergeordnete Rolle.

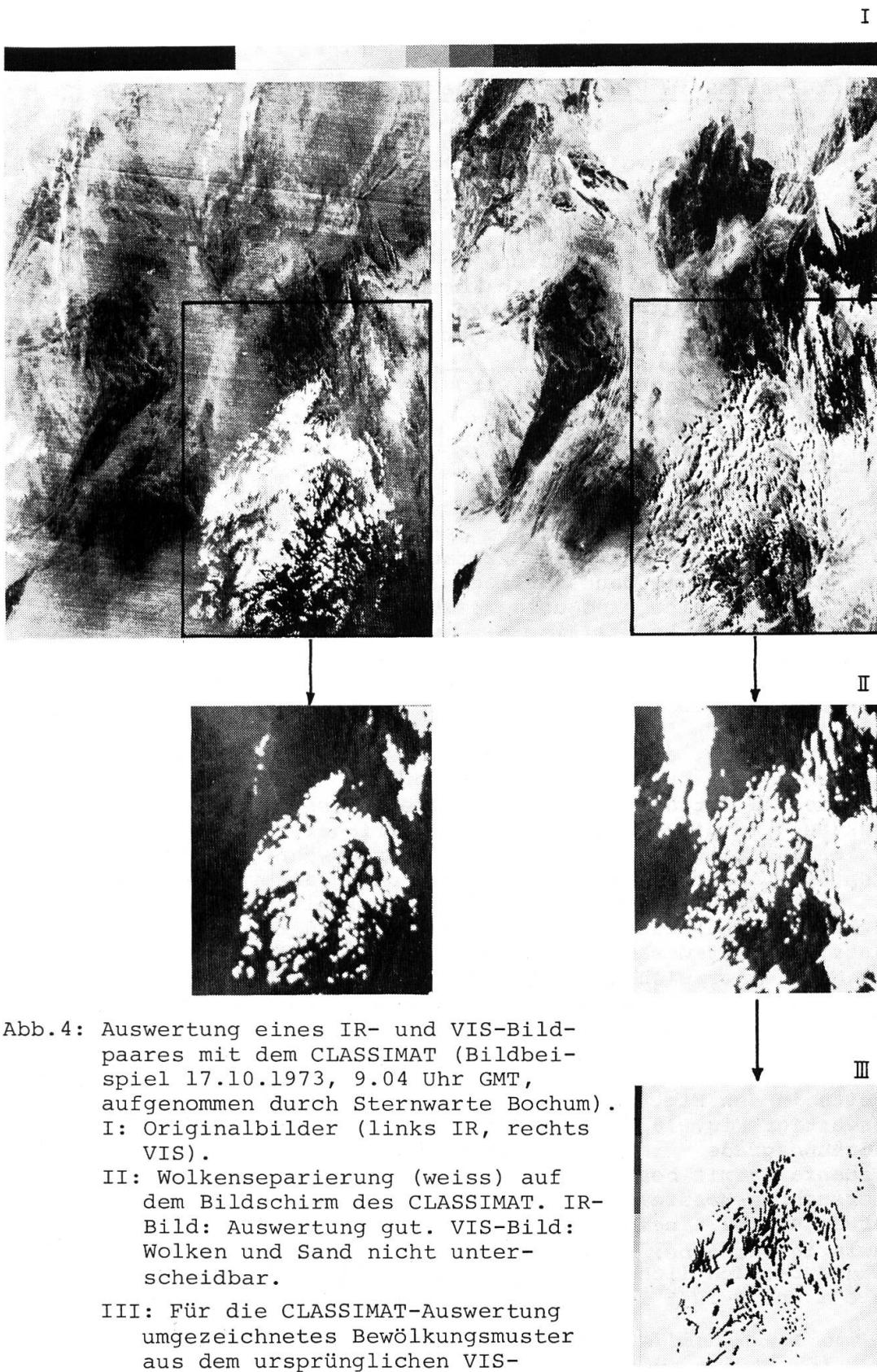


Abb. 4: Auswertung eines IR- und VIS-Bildpaars mit dem CLASSIMAT (Bildbeispiel 17.10.1973, 9.04 Uhr GMT, aufgenommen durch Sternwarte Bochum).
I: Originalbilder (links IR, rechts VIS).
II: Wolkenseparierung (weiss) auf dem Bildschirm des CLASSIMAT. IR-Bild: Auswertung gut. VIS-Bild: Wolken und Sand nicht unterscheidbar.
III: Für die CLASSIMAT-Auswertung umgezeichnetes Bewölkungsmuster aus dem ursprünglichen VIS-Bild (I).

7. ERGEBNISSE DES BILDVERGLEICHES

7.1. Bedeckungsgrad im VIS- und IR-Spektralbereich. Bestimmung eines B-Wertes

Aus den prozentualen Bewölkungsanteilen im VIS- und IR-Bereich wurde der Quotient $B = \frac{\text{Bewölkung im VIS-Bild}}{\text{Bewölkung im IR-Bild}} \cdot 100\%$ gebildet.

Bei Flächengleichheit der Bewölkung in beiden Bildern sollte $B = 100\%$ ergeben. Im Mittel über alle Messungen erreicht B aber nur 53 %, d.h., dass im VIS-Bild nur rund die Hälfte der im IR-Spektralbereich erfassten Wolken abgebildet werden.

Dieses gemittelte Gesamtergebnis wird in den Fig. 16-20 weiter differenziert.

7.2. B-Wert und Bewölkungsgrad

Die Häufigkeitsverteilung der B-Werte (Fig. 16) weist einige bemerkenswerte Besonderheiten auf. Um das Mittel herum sind die Werte annähernd normal verteilt. Erstaunlich gross ist aber die Zahl der Nullwerte, die dann vorliegen, wenn im VIS-Bild keine, im IR-Bild dagegen eine eindeutig messbare Bewölkung aufgezeichnet ist. Der umgekehrte Fall ist nie aufgetreten, vereinzelt aber die Sitaution, dass die VIS-Wolken eine etwas grössere Ausdehnung hatten als die ihnen entsprechenden IR-Wolken, was sich dann in einem B-Wert von über 100 % niederschlug.

Fig. 17 gibt Antwort auf die Frage, bei welchem Bewölkungsgrad die Einzelwerte von B auftreten, insbesondere die Extreme (0 und 100 %). Generell ist die Aussage gestattet, dass mit wachsendem IR-Bedeckungsgrad die B-Werte mit immer geringerer Schwankungsbreite sich dem Mittelwert nähern. Die oben erwähnten Extreme beschränken sich ausschliesslich auf Bedeckungsgrade von weniger als 10 %. Es darf nun vermutet werden, dass einerseits zwischen grossem und kleinem Bedeckungsgrad Unterschiede in der Wolkenart, bzw. deren Anteil an der Gesamtbewölkung auftreten, dass andererseits auch die Messfehler sich nicht gleich verhalten. Kleine Wolkenfelder sind schwieriger zu identifizieren als grosse, und die messtechnische Erfassung kleiner Flächen ist mit grösseren Fehlern behaftet.

Was bereits in den Fig. 16 und 17 andeutungsweise enthalten ist, vergegenwärtigt Fig. 18 noch klarer: Die Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgrade - in dieser Darstellung ist der unbedeckte Himmel ebenfalls mit berücksichtigt - weist darauf hin, dass von 232 untersuchten Messfeldern 72 % im VIS-Bild eine Bedeckung unter 10 % aufweisen (62 % beim IR-Bild). Zusammen mit den wachsenden Messschwierigkeiten bei diesen geringen Bedeckungsgraden können so auch die beträchtlichen Unterschiede zwischen den jeweiligen Klassen 0 % und 1-10 % im VIS- und IR-Bild erklärt werden.

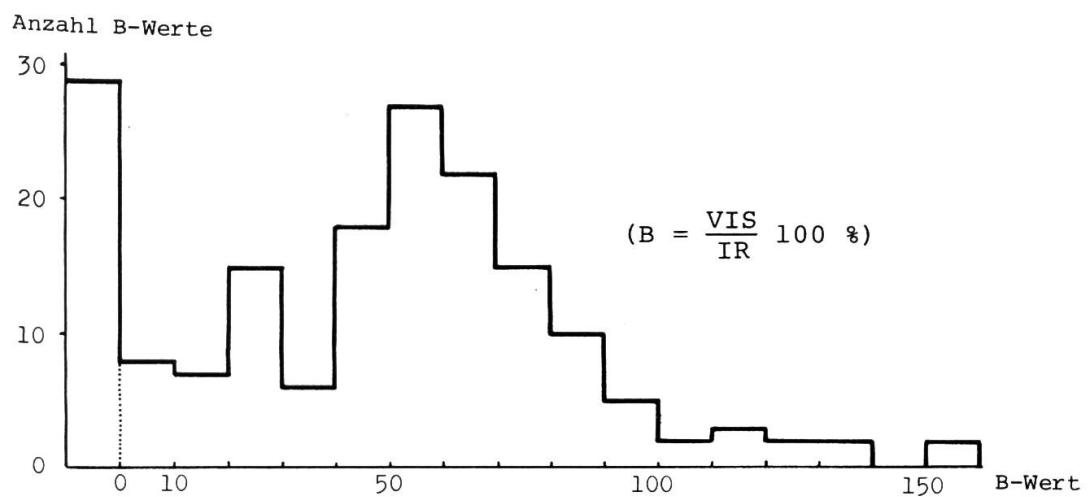


Fig.16: Histogramm der B-Werte (13.10. - 6.11.73)

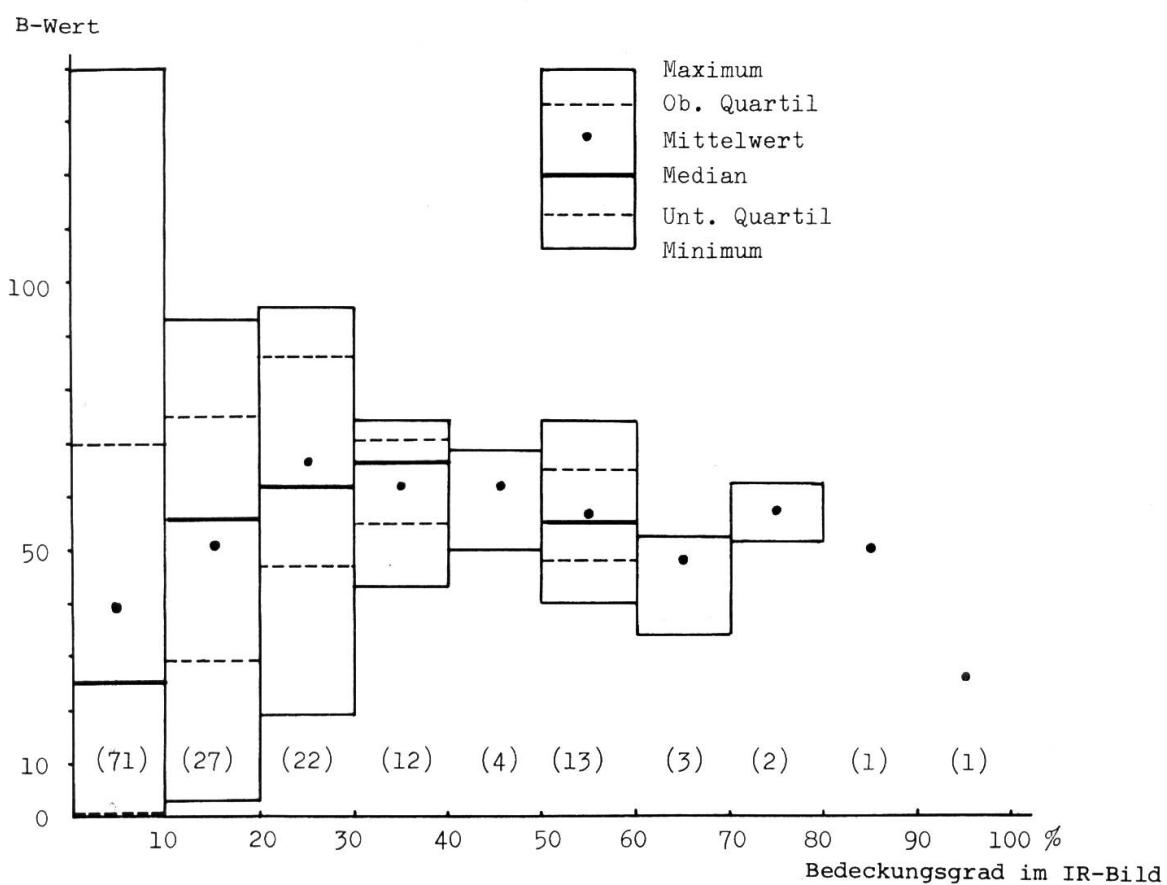
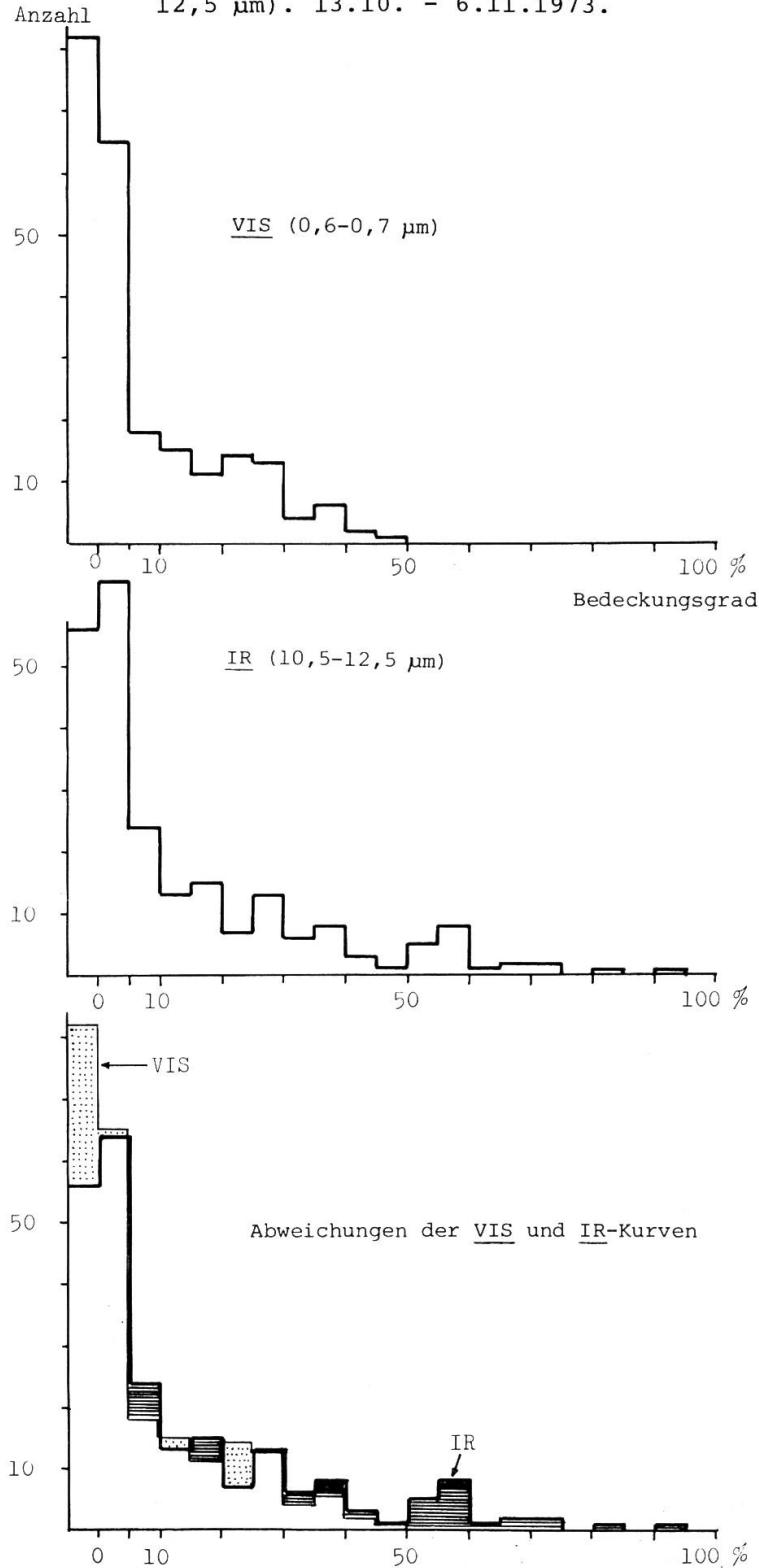


Fig.17: Schwankungsbereiche der B-Werte in Abhängigkeit des Bedeckungsgrades des IR-Bildes (13.10. - 6.11.73). In Klammern Anzahl Beobachtungen.

Fig.18: Verteilung der Bewölkungsgrade von 230 Versuchsfeldern im Bereich Hoggar - Mittelmeer - Atlantik aus Satellitenbildern im VIS-Bereich ($0,6-0,7 \mu\text{m}$) und IR-Bereich ($10,5 - 12,5 \mu\text{m}$). 13.10. - 6.11.1973.



7.3. B-Wert und Wolkenarten

Nach theoretischen Ueberlegungen, die v.a. das Verhalten der verschiedenen Wolkenarten auf Strahlung unterschiedlicher Wellenlänge betreffen, sollten je nach Wolkenart die Unterschiede im Bedeckungsgrad zwischen VIS- und IR-Aufnahmen stark differieren (vgl. auch BENER, 1963, VUKOVICH, 1971; LIOU, 1973). Es sei dazu auf Kap. 9.4. verwiesen.

Grundsätzlich treten bei der Wolkenidentifikation zwei limitierende Faktoren auf: Auflösungsvermögen der Sensoren und Stockwerkverteilung der Bewölkung.

Zum ersten: Die Erkennbarkeit der Bewölkung hängt ab von der Kombination Wolkengröße/räumliches Auflösungsvermögen des Aufnahmegerätes. Die Identifikation von Cirren und Cirrostraten stößt bei ihrer häufig doch sehr grossen Ausdehnung auf wenig Probleme (abgesehen von der früher erwähnten Verwechslung mit grösseren Cumuligruppen). Dies im Gegensatz zu der häufigen Wolkenart cumulus humilis, die als Einzelwolke häufig kleiner als 0,9 km ist und somit aus der Einzelidentifikation herausfällt. Für andere Beispiele sei auf die Wolkensystematik von CONOVER (ausführlich zitiert in ANDERSON, et al., 1966) verwiesen.

Zum zweiten: Die Wolkenbedeckung setzt sich je nach Wetterlage und Zirkulationseinfluss meist aus mehreren Stockwerken zusammen. Gelegentlich ist deren Separierung auf dem Satellitenbild möglich (Schattenwurf, Temperaturdifferenzen) sonst ist man aber weitgehend auf Wetterkartenmeldungen angewiesen oder man kann die Stockwerke bis zu einem gewissen Grad als Funktion der Wetterlage postulieren (z.B. typische Wolkenabfolge bei Kalt- und Warmfronten).

In dieser Arbeit stützte ich mich auf Angaben in den Wetterkarten, Eigenbeobachtungen und Satellitenbildinterpretationen. Für jedes Bildfeld, das Bewölkung anzeigen und gleichzeitig auch eine entsprechende Stationsmeldung vorlag, war demzufolge eine Zuordnung des B-Wertes zu einer oder zu mehreren Wolkenarten möglich.

In den Fig. 19 und 20 sind die Häufigkeitsverteilungen des B-Wertes für verschiedene Wolkenarten und -kombinationen dargestellt. Die kurze Beobachtungsperiode und die stark verierende Anzahl B-Werte in den einzelnen Wolkenkategorien lassen allerdings noch keine definitiven Schlüsse zu. So waren z.B. Cirren und die Kombination Cirrus/Altocumulus weitaus am häufigsten vertreten, gefolgt von den Cumuli und Altocumuli. Die beiden Gruppen Ci und Ci-Ac folgen annähernd einer Normalverteilung, während die Gruppen der Cu und Cu-Ac leicht gegen höhere B-Werte hin verschoben sind, die Abweichungen zwischen VIS- und IR-Bild also etwas geringer sind.

Fig.19: Häufigkeit des Auftretens von Wolkenarten in der Nordsahara vom 13.10.-6.11. 73 (Bull.quot.d'et.)

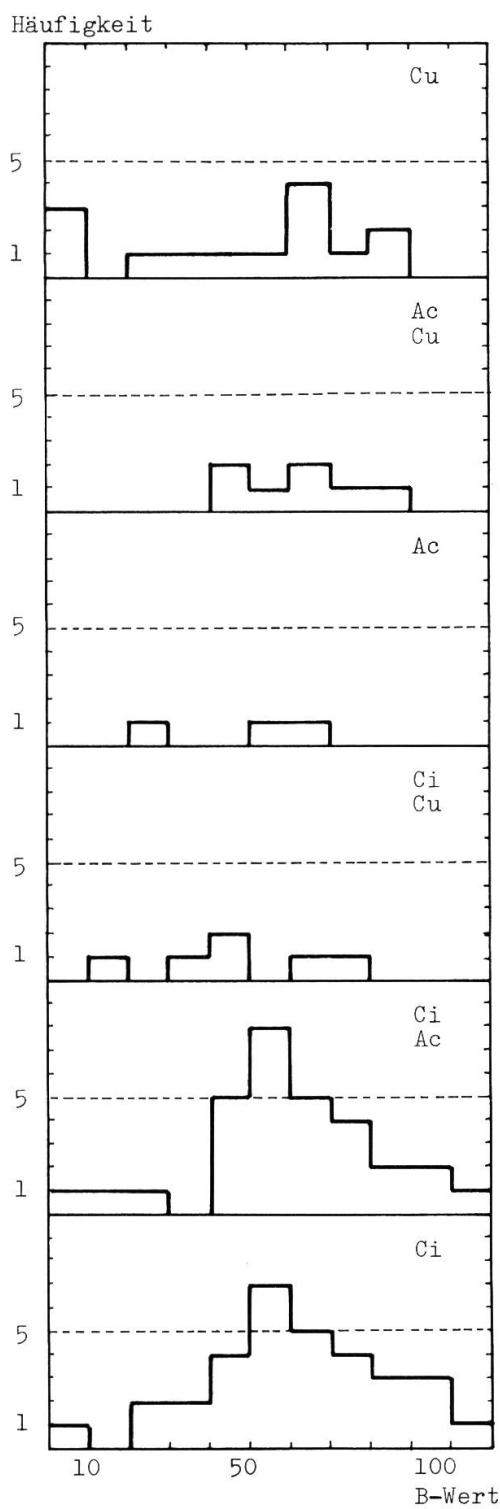
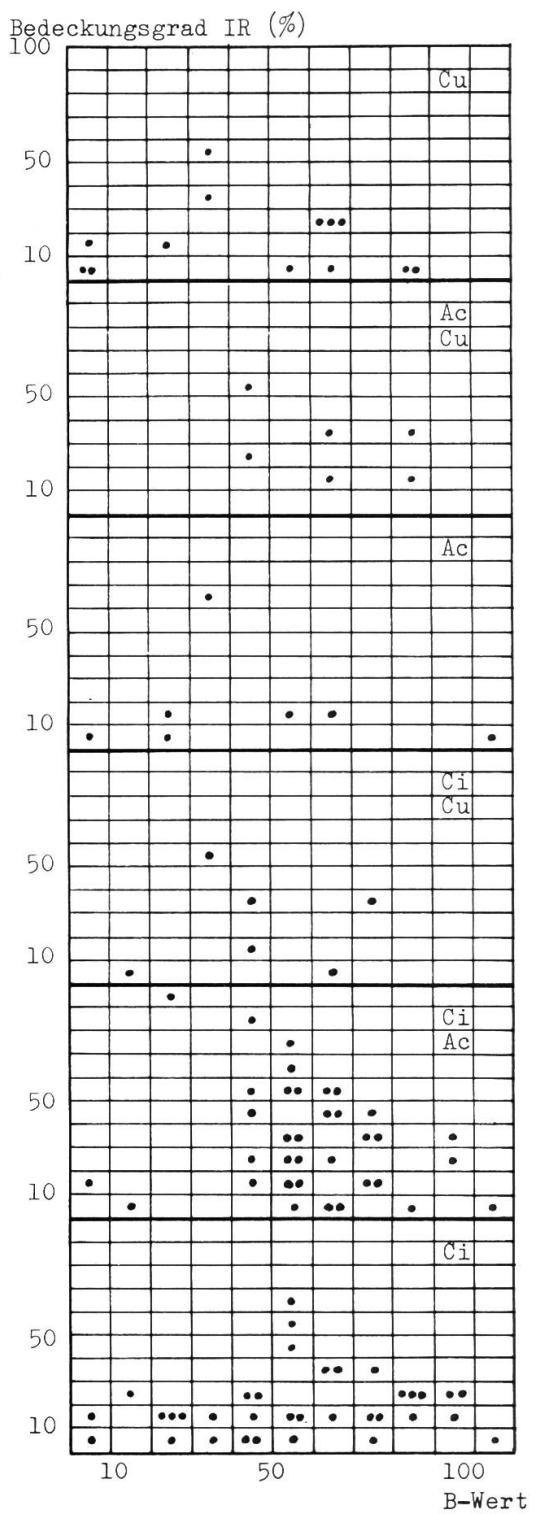


Fig.20: B-Werte und ihre Beziehung zum Bewölkungsgrad des IR-Bildes für versch. Wolkenarten. Nordsahara, 13.10. - 6.11.73.



7.4. Jahreszeitliche Verteilung der Wolkenarten

Zur Beurteilung der Frage, wieweit die während der kurzen Untersuchungsperiode aufgetretenen Wolkenarten einer repräsentativen Verteilung folgen, muss auf Fig. 14 zurückgegriffen werden. Das fünfjährige Mittel dieser Darstellung wurde aus den täglichen Wetterkartenmeldungen für Tamanrasset errechnet (BERLINER WETTER-KARTE; BULLETIN QUOTIDIEN D'ETUDES). Allerdings sind die Beobachtungstermine der als Ergänzung beigezogenen französischen Karten nicht identisch mit denjenigen auf der Berliner Karte. Die Kurve der Cumuli, die ausgeprägt an einen Tagesgang gebunden ist, dürfte demnach eine gewisse Modifikation erfahren. Erklärend muss noch beigefügt werden, dass, wie oben bereits ausgeführt, mehrere Wolkenarten gleichzeitig auftreten können, wobei ihr Anteil am Gesamtbewölkungsgrad eines Tages nicht eruiert werden kann. Die Fig. 14 enthält denn auch einfach nur den Anteil der Tage an denen eine bestimmte Wolkenart auftrat.

Klimatisch ebenso wichtig ist die Zahl der Tage ohne Bewölkung (Fig. 14, unterste Darstellung und Fig. 15). An rund 25 % der Tage im Jahr meldet Tamanrasset keine Wolken. Der Januar (43 %) ist dabei der wolkenärmste Monat, der Oktober (11 %) der wolkenreichste. Allgemein zeigt die Kurve der Fig. 15 weniger Bewölkung, bzw. mehr wolkenfreie Tage als diejenige in Fig. 14. Der Grund liegt darin, dass der Ueberflug des Satelliten meist in den Vormittagsstunden erfolgt, die Stationsmeldung aber um 12.00 Uhr erfolgt. Beide Kurven zeigen aber, dass unsere Untersuchung in eine rel. wolkenreiche Phase fällt.

Die zeitliche Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Wolkengattungen widerspiegelt unmittelbar die jahreszeitlich wechselnden Zirkulationseinflüsse. Im Winterhalbjahr dominieren die Cirren, die an die südwärtsvorstossenden Depressionen der Westwinddrift gebunden sind. Ein sekundäres Maximum wird durch die sudano-saharischen Störungen (Wolkenbrücken Niger-Hoggar-Sirte) verursacht. Die bereits im Frühjahr einsetzenden prämonsunalen Vorstöße aus südlicher Richtung und dann die eigentlichen feucht-tropischen Einflüsse im August-September führen zu einer verstärkten konvektiven Tätigkeit mit der damit verbundenen Cumulusbildung.

Diese Polarisierung im Wolkenbild zeichnet sich im übrigen auch im Niederschlagsgeschehen ab (vgl. DUBIEF, 1959/63: ROGNON, 1971): im Mittel längerandauernde Niederschläge im Winter gegenüber den in der Regel etwas heftigeren, zugleich auch ergiebigeren Gewitterregen im Sommerhalbjahr.

Ueberraschend ausgeglichen ist die Jahresverteilung bei den Ac-Sc, die in beiden grossen wolkenbringenden Zirkulationssystemen mit ca. gleicher Häufigkeit vertreten sind.

8. VERIFIKATION DER AUSWERTUNG

8.1. Hauptschwierigkeiten

Der Vergleich von Satellitenbeobachtungen mit Bodenmeldungen deckt häufig ganz beträchtliche Abweichungen auf, die auf folgende Ursachen zurückzuführen sind:

1. Abweichungen zwischen den Beobachtungsterminen.
2. Subjektive Wolkenabschätzung durch verschiedene Beobachter.
3. Unterschiedliche Beobachtungsperspektive: kugelförmiges Himmelsgewölbe für den terrestrischen Standort; annähernd flächenhafter Auswertungsbereich im Satellitenbild (bei Vernachlässigung der Randpartien).
4. Unterschiedlich variierende Wolkengröße in beiden Gesichtsfeldern.
5. Im terrestrischen Bild Kulisseneffekt bei Wolken grosser vertikaler Ausdehnung.
6. Unterschiedlicher Beobachtungshintergrund.
7. Unterschiedliche Spektralbereiche.

Zu einzelnen dieser Punkte sei auf Teil I verwiesen. Ergänzend kommen dazu aber noch folgende Feststellungen:

Abb. 1 veranschaulicht die Dynamik des Bewölkungsbildes innerhalb von 80 Minuten. Der Vorgang wird noch verstärkt beim Auftreten von Gewitterwolken, wesentlich abgeschwächt aber beim Durchgang einer Front. Die zeitliche Übereinstimmung der verschiedenen Beobachtungen ist also unbedingte Voraussetzung für die Einzelfallanalyse.

Die unter Punkt 2 aufgeführte Beobachtersubjektivität soll mit der nachfolgenden Zusammenstellung belegt werden. Unterschiedlich geschulten, aber mit der Fragestellung vertrauten Personen wurden die mit der Fischaugoptik aufgenommenen Wolkenphotos zur Beurteilung vorgelegt. Die Resultate sind in Tab. 5 zusammengestellt, wobei die wolkenfreien Bilder, die alle richtig beurteilt worden sind, weggelassen wurden.

Tab. 5: Abschätzung des Bewölkungsgrades (in Zehnteln) auf Photographien durch verschiedene Beobachter im Vergleich zur CLASSIMAT-Bestimmung (in Prozent)

Bild Nr.	Beobachter								CLASSIMAT	
	1	2	3	4	5	6	7	8	2 %	~1/10
4	1/10	0/10	1/10	1/10	1/10	1/10	1/10	1/10	2 %	~1/10
5	1	0	1	1	1	2	1	1	2	~1
6	3	3	3	4	4	4	3	3	31	~3
7	2	1	1	2	2	2	1	2	10	~1
8	2	1	1	2	1	2	1	2	10	~1
15	7	6	8	6	6	6	8	7	84	~8
16	7	6	8	7	7	8	7	7	84	~8
17	8	8	9	8	8	8	9	8	88	~9
18	8	8	8	8	8	8	9	8	76	~8
19	8	6	7	8	8	6	9	6	82	~8
20	0	0	1	1	0	1	0	1	1	~1
21	0	0	1	0	0	1	0	1	1	~1
25	0	0	1	2	1	2	1	2	7	~1
26	1	0	1	1	1	1	1	1	1	~1
27	1	0	1	1	1	1	1	1	1	~1
28*	2	0	2	3	1	2	2	2	7	~1

*) Rauchfahne

Die unterschiedliche Bildgeometrie und ihre Auswirkung auf den Bevölkerungsanteil der Gesamtbeobachtungsfläche ist in der Tabelle 6 zusammengestellt. Ausgangspunkt für die Zahlenreihen bildet der terrestrische Beobachter, bzw. die Fischaugenaufnahme (vgl. Fig. 22). Die Bildfläche wird in zehn flächengleiche, konzentrische Kreisringe eingeteilt. Die Kreisringradien sind mit R_{1-10} bezeichnet, wobei R_{10} identisch mit dem Gesichtskreisradius ist und den Wert 1 annehmen soll. φ_{1-10} seien die Winkel, die die Blickrichtungen des Beobachters zwischen Zenit und den entsprechenden Kreisringen einschliessen (Fig. 22, II). Unter der Annahme einer Wolkenhöhe von 10 km bestimmen diese Winkel φ_{1-10} in der Wolkenebene wiederum Kreisringe mit den Radien S_{1-10} , deren Flächenanteil am Satellitengesichtskreis eine völlig neue Verteilung erfahren (Fig. 22, III).

Tab. 6: Vergleich von Kreisringen mit den Radien R_{1-10} und prozentualen Gesichtsfeldanteilen G_{1-10} mit den entsprechenden Kreisringen S_{1-10} , bzw. ihren neuen Flächenanteilen F_{1-10} . Annahmen: Wolkenhöhe = 10 km, Horizontabdeckung = 5° . (Vgl. Fig. 26).

Terrestrische Aufnahme			Satellitenaufnahme		
$R_0 = 0,00$	$G_0 = 0\%$	$\varphi_0 = 0^\circ$	$S_0 = 0,0 \text{ km}$	$F_0 = 0,00 \%$	
$R_1 = 0,32$	$G_{0-1} = 10\%$	$\varphi_1 = 28^\circ 48'$	$S_1 = 5,5 \text{ km}$	$F_1 = 0,19 \%$	
$R_2 = 0,45$	$G_{1-2} = 10\%$	$\varphi_2 = 40^\circ 00'$	$S_2 = 8,5 \text{ km}$	$F_2 = 0,26 \%$	
$R_3 = 0,55$	$G_{2-3} = 10\%$	$\varphi_3 = 49^\circ 54'$	$S_3 = 11,9 \text{ km}$	$F_3 = 0,43 \%$	
$R_4 = 0,63$	$G_{3-4} = 10\%$	$\varphi_4 = 56^\circ 42'$	$S_4 = 15,2 \text{ km}$	$F_4 = 0,55 \%$	
$R_5 = 0,71$	$G_{4-5} = 10\%$	$\varphi_5 = 63^\circ 54'$	$S_5 = 20,1 \text{ km}$	$F_5 = 1,07 \%$	
$R_6 = 0,77$	$G_{5-6} = 10\%$	$\varphi_6 = 69^\circ 30'$	$S_6 = 26,8 \text{ km}$	$F_6 = 1,95 \%$	
$R_7 = 0,84$	$G_{6-7} = 10\%$	$\varphi_7 = 75^\circ 36'$	$S_7 = 39,0 \text{ km}$	$F_7 = 4,98 \%$	
$R_8 = 0,89$	$G_{7-8} = 10\%$	$\varphi_8 = 80^\circ 06'$	$S_8 = 57,4 \text{ km}$	$F_8 = 11,00 \%$	
$R_9 = 0,95$	$G_{8-9} = 10\%$	$\varphi_9 = 85^\circ 30'$	$S_9 = 127,0 \text{ km}$	$F_9 = 79,57 \%$	
$R_{10} = 1,00$	$G_{9-10} = 10\%$	$\varphi_{10} = 90^\circ 00'$	$S_{10} = \infty \text{ km}$	$F_{10} = \infty \%$	

S_{10} und F_{10} kommen im Satellitenbild nicht mehr zur Anwendung, da mit einer terrestrischen Horizontabdeckung von ca. 5° gerechnet wurde.

Aus der Tabelle wird deutlich, dass die um den Zenit des Bodenbeobachters konzentrisch angeordneten 50 % seines Gesichtsfeldes nur noch 2,5 % im entsprechend abgegrenzten Gebiet auf dem Satellitenbild ausmachen.

Für einen unmittelbaren Flächenvergleich der Bedeckung zwischen den beiden Beobachtungsstandorten müsste neben dem Bedeckungsgrad also immer angegeben werden, in welchem Teil des Gesichtsfeldes sich die beobachteten Wolken befinden.

Fig.21: Bestimmung des Gesichtskreisradius g einer Fischaugaufnahme bei 5° Horizontüberhöhung und einer Wolkenhöhe h . (Auftretender Fehler für g statt p ist kleiner 0,5 %).

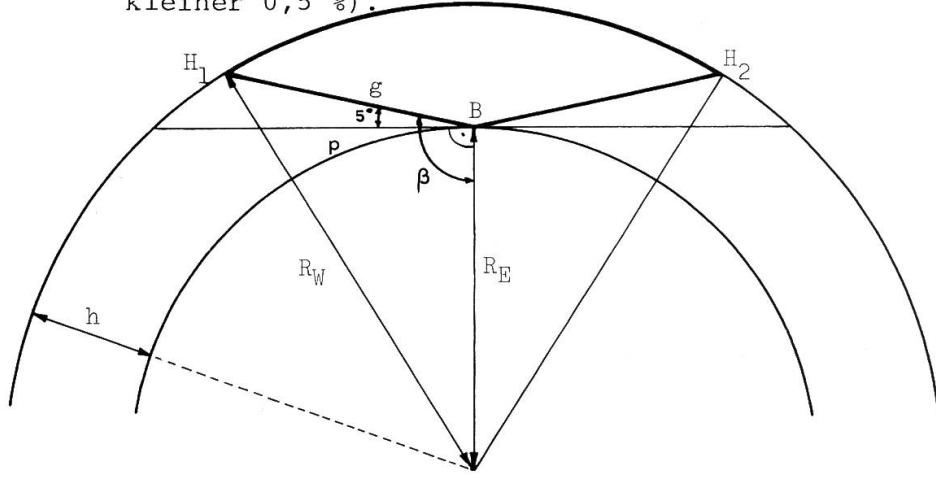
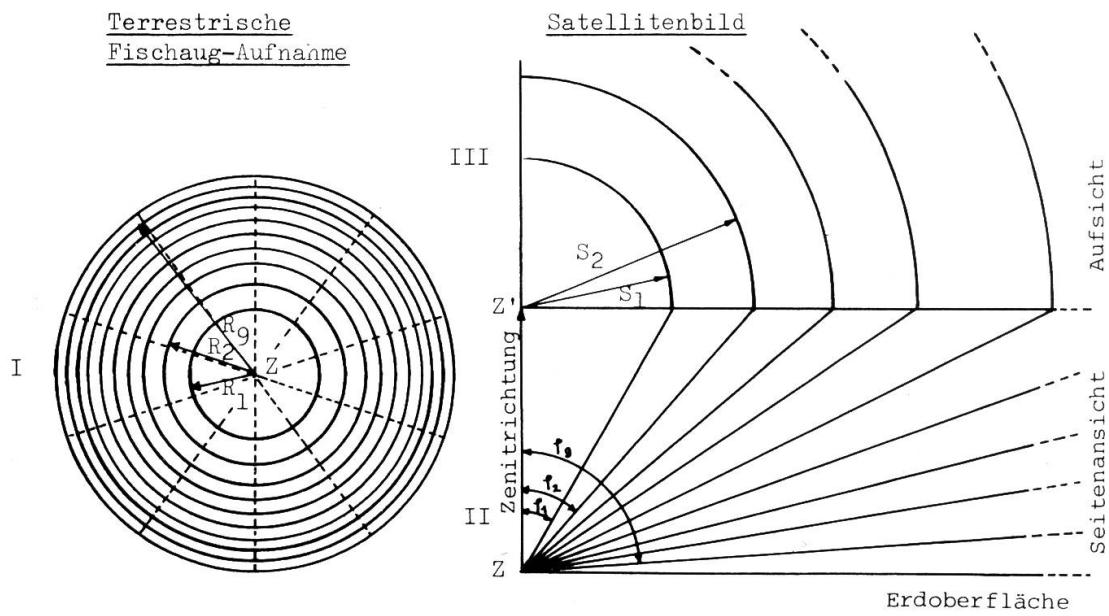


Fig.22: Vereinfachte Beziehung zwischen Gesichtskreisen in der terrestrischen Aufnahme (I) und im Satellitenbild (II: Seitenansicht, III: Aufriss).

- I: Jeder Kreisring nimmt 1/10 der Fläche des Gesichtsfeldes der Fischaugaufnahme ein. Die Radien R_1-R_{10} konvergieren gegen R_{10} .
- II: Jedem Kreisradius R_1-R_{10} entspricht in der Seitenansicht ein Sichtwinkel $\varphi_1-\varphi_{10}$.
- III: Jeder Sichtwinkel $\varphi_1-\varphi_{10}$ bestimmt im Satellitenbild neue Kreisringe mit den Radien S_1-S_{10} , die gegen $R_{10} = \infty$ divergieren.



8.2. Bewölkungsgradbestimmungen mit Hilfe einer Fischaugoptik*

Der vergleichenden und wiederholbaren Bewölkungsbestimmung dienten 360°-Aufnahmen zum jeweiligen Zeitpunkt des Durchganges von NOAA-2. Wie im Kap. 6.4. ging es auch hier um eine möglichst objektive Bildauswertung.

8.2.1. Bedeckungsgrad

Mit Hilfe des CLASSIMAT wurde die Bedeckung semiautomatisch bestimmt. Wie bei den Satellitenbildern des sichtbaren Spektralbereiches waren auch hier die Grautondifferenzen oftmals zu wenig eindeutig, als dass eine exakte Bildmessung möglich gewesen wäre.

Die Wolken mussten umgezeichnet werden, bevor eine quantitative Auswertung möglich war (vgl. Abb. 5). Die numerischen Ergebnisse sind in 8.2.4. erläutert.

8.2.2. Abgrenzung des terrestrischen Gesichtskreises im Satellitenbild (Fig. 21)

Damit ein quantitativer Vergleich zwischen terrestrischer und Satellitenbeobachtung möglich ist, muss im Satellitenbild der vom Boden aus erfassbare Gesichtskreis abgegrenzt werden.

Unter der Annahme, dass im Untersuchungsgebiet eine Horizontabdeckung von durchschnittlich 5° (Relief, Dunstschicht) und eine mittlere Wolkenhöhe von $h = R_w - R_e$ zu verzeichnen sind, lässt sich nach Fig. 21 der Blickfeldradius g berechnen (Herg. aus Kosinussatz):

$$g = R_e \cdot \cos\beta \pm \sqrt{R_w^2 - R_e^2 \cdot \sin^2 \beta} \quad (1) \quad \beta = 95^\circ$$

Unter der Annahme von $\beta=95^\circ$, $R_e=6367,64$ km, $R_w=6377,64$ km (entspr. einer Wolkenhöhe von $h=10$ km), resultiert ein Gesichtsfeldradius von $g=104,9$ km, der zugehörige Projektionswert p auf der Erdoberfläche ist $p=104,4$ km. Der Unterschied zwischen g und p ist so unbedeutend, dass weiterhin mit g gerechnet werden kann (Abb. 6).

8.2.3. Wolkenhöhebestimmung

Im allgemeinen Fall muss die Wolkenhöhe $h = R_w - R_e$ bestimmt werden, damit g nach (1) berechnet werden kann. Grundsätzlich bieten sich dazu drei unabhängige Wege an:

1. Bestimmung der Wolkenhöhe mit Hilfe der Daten von Sondenaufstiegen (Temperatur- und Feuchtigkeitsprofil). Angesichts der äußerst geringen Stationsdichte und der häufigen Datenbeschaffungsschwierigkeiten wurde diese Möglichkeit hier nicht

*) Die Kamera mit einem Objektiv von 8 mm Brennweite und Rotfilter wurde uns in freundlicher Weise von Dr. O. Hegg, Botanisches Institut der Universität Bern, zur Verfügung gestellt.

Abb.5: Auswertung der Fischaugbilder am CLASSIMAT.

- I: Originalaufnahme: 17.10.1973, 8.25 Uhr GMT, Assekrem.
- II: Wolken umgezeichnet (Aufn. ab Bildschirm CLASS.).
- III: Wolken nicht umgezeichnet: im CLASSIMAT werden zu wenig Graustufen (=weisse Flächen) gemessen (Aufn. ab Bildschirm).
- IV: wie III, aber es werden zu viele Graustufen gemessen (=weisse Fläche).

III+IV liefern beide fehlerhafte Resultate.

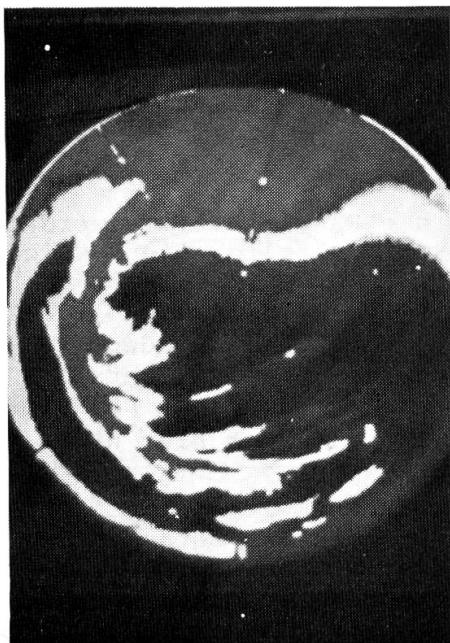
I



II



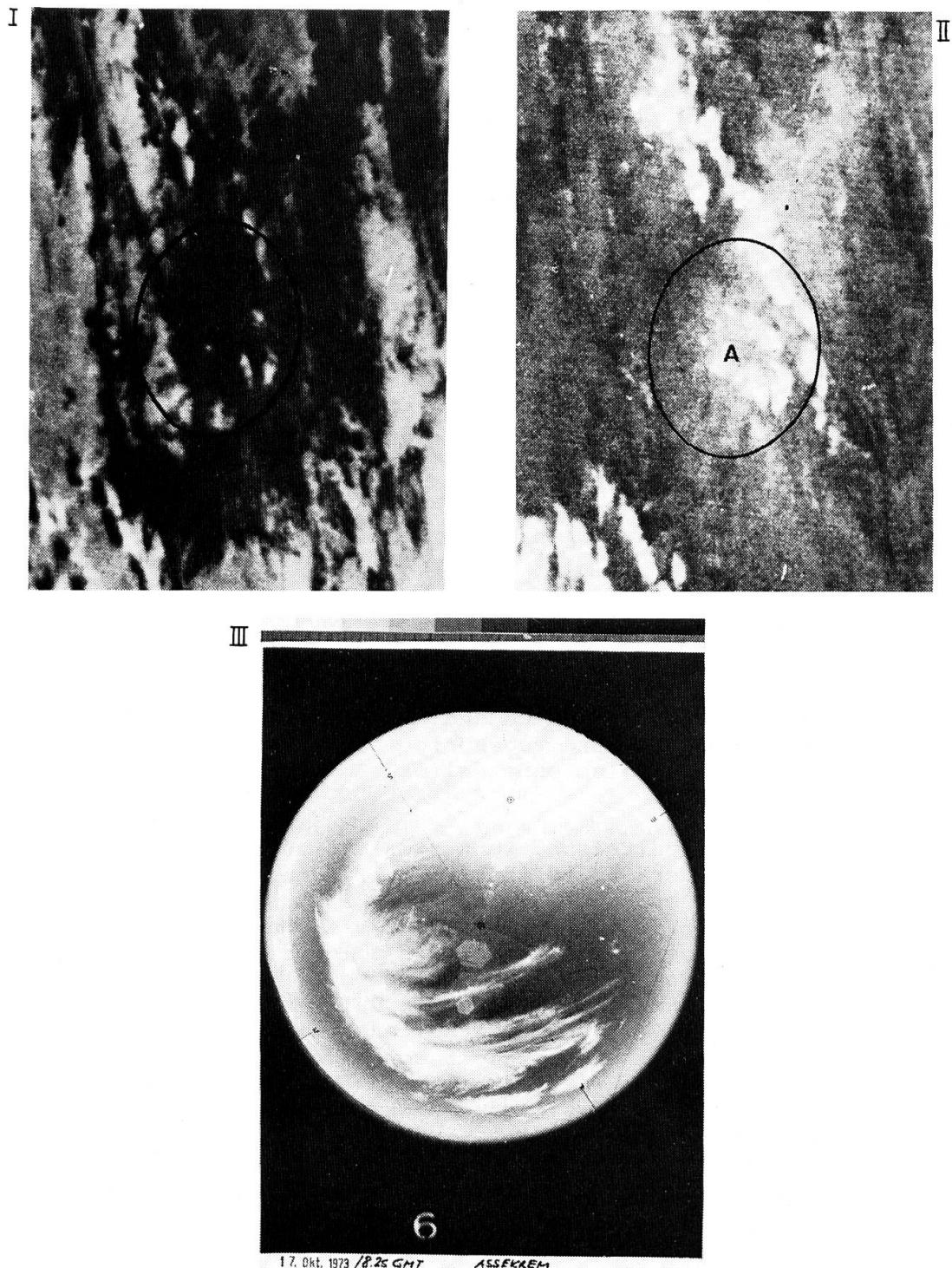
III



IV



Abb. 6: NOAA-2-Bildpaar. Aufnahme 17.10.1973, 9.04 Uhr GMT.
Links VIS-, rechts IR-Aufnahme. Der Kreis über dem
Hoggar (A) grenzt ungefähr das in der terrestrischen
Fischaugaufnahme erfasste Gebiet ab (Sat.aufnahme
Sternwarte Bochum).



berücksichtigt, obwohl gerade die Festlegung verschiedener Höhen niveaux mit Sondendaten wesentlich genauer ist als mit den folgenden Möglichen.

2. Bestimmung der Wolkenhöhe aufgrund der Intensität der Strahlungsemmission der Wolkenoberfläche im IR-Bild. Die Wolkentemperatur ist in erster Linie eine Funktion des Aggregatzustandes (Wassertröpfchen, Eiskristalle) und der Höhe der Wolkenoberseite. Im IR-Bild sind kalte Wolken weißer als wärmere Wolken. Eine präzise Strahlungstemperaturbestimmung, die ihrerseits von zahlreichen Parametern abhängig ist, kann nur mit den digitalisierten oder analogen Originaldaten vorgenommen werden. Eine Grobabschätzung der Strahlungstemperatur ist zwar möglich, wenn die sensitometrischen Bilddaten bekannt sind, da die gemessenen Strahlungsintensitäten in proportionale Grautöne verwandelt werden. Die Bildverarbeitung des Bochumer Materials ist aber primär auf eine optimale qualitative, nicht unbedingt quantitative Interpretation ausgerichtet. Eine gute Zusammenstellung dieser Probleme bietet G. SCHENK (1973:45 ff).
3. Bestimmung der Wolkenhöhe mit Hilfe des Schattenwurfes, der in bestimmten Bildpartien (v.a. in Richtung des Sonneinfalls) entlang von Wolkenkanten erkennbar ist.

Im folgenden sei diese dritte Methode etwas näher erläutert. Aus der Länge L des Wolkenschattens - gemessen vom Nadirpunkt der zu bestimmenden Wolkenkante bis zum zugehörigen Schatten - und der Sonnenhöhe α lässt sich die relative Wolkenhöhe (=Höhe über Erdboden) nach der einfachen Beziehung

$$h = L \cdot \operatorname{tg} \alpha \quad (2)$$

berechnen.

Befindet sich die Wolke genau über der Subsatellitenbahn SSB (= Projektion der Satellitenbahn auf die Erdoberfläche), dann lässt sich Gleichung (2) direkt anwenden. In diesem Spezialfall bilden sich Wolkenkante und zugehörige Nadirpunkte an der gleichen Stelle ab, L kann also ohne weitere Berechnung dem Bild entnommen werden.

Schwieriger sind die Verhältnisse, wenn sich die zu messende Wolkenkante nicht über der SSB befindet. Der Fusspunkt der Wolke muss dann vorerst berechnet werden. LINDENBEIN (1970: 19ff) und NAZIROV (in VETLOV, MORSKOI, 1970:20ff) haben ausführliche Bestimmungsalgorithmen für diesen allgemeinen Fall entwickelt und durch verschiedene Nomogramme soweit vereinfacht, dass ein routinemässiger Einsatz mit durchaus vertretbarem Aufwand möglich ist. In beiden Arbeiten beziehen sich die Angaben auf Vidicon-Aufnahmen, die theoretisch die gleichen Abbildungseigenschaften wie Luftbilder aufweisen. Der hier skizzierte Ansatz bezieht sich ausdrücklich auf die Bildprodukte abtastender Radiometer, deren Abbildungsgeometrie teilweise von derjenigen der Vidicons abweicht. In

erster Linie wird nicht mehr auf einen Bildhauptpunkt Bezug genommen, sondern auf die kontinuierliche SSB.

Es sei vorweggenommen, dass auch unter optimalen Bedingungen mit Fehlern bis $\pm 25\%$ der effektiven Wolkenhöhe gerechnet werden muss, was vor allem auf Messungenauigkeiten zurückgeführt werden muss (Messung von Strecken im Bild von z.T. unter 1 mm Länge). Das Verfahren hat also mehr den Charakter einer etwas verfeinerten Abschätzung, denn einer präzisen Methode. LINDENBEIN gibt für seine Wolkenhöhenbestimmungen je nach Sonnenhöhe einen absoluten Fehler von $\pm 0,5$ km bis $\pm 1,5$ km an.

Die einzelnen Berechnungsschritte sind im folgenden skizziert. Für die Bedeutung der Abkürzungen und Begriffe sei vor allem auf Fig. 23 verwiesen. Zur Vereinfachung bleibt die Erdkrümmung unberücksichtigt, Messungen sollten sich also auf einen Streifen von nicht mehr als ca. 500-600 km beidseits der SSB beschränken. Unter dieser Voraussetzung bleibt das Geländeviereck "Satellitenfusspunkt - A - B - Wolkenprojektion" auch im Satellitenbild als Viereck erhalten (Fig.23). Die Berechnungen zielen nun darauf ab, den "Wolkenfusspunkt" zu bestimmen, damit die rel. Wolkenhöhe gemäss

$$h = r \cdot \frac{H}{R} \quad (3)$$

berechnet werden kann.

1. Bestimmung der Geographischen Koordinaten λ, φ der zu messenden Wolke (Werte aus einer geographischen Karte).
2. Messung der Strecken R', l', b' (im Satellitenbild).
3. Umrechnen von R', l', b' in die Geländestrecken R, l, b . Für das Bildmaterial der Sternwarte Bochum kann Diagramm Fig.24 für R und l eingesetzt werden. Die Strecke b erfährt infolge der Geometrie der Scanner-Aufnahme keine Maßstabsveränderung gegenüber dem Maßstab der SSB, womit unabhängig von der Lage von b immer der gleiche Wert eingesetzt werden kann.
4. Bestimmung der Winkel $\beta = \vartheta + \gamma$
zu ϑ : Abweichung der SSB von der Nord-, bzw. Südrichtung.
 $\cos \vartheta = \sin (90 - \varphi) \cdot \sin i \quad (4)$

i : Inklination der SSB am Äquator (für NOAA-2
 $i = 102^\circ$ beim aufsteigenden, $i = 78^\circ$ beim absteigenden Knoten).

φ : Geographische Breite.

zu γ : Winkel zwischen Sonneneinfall und Südrichtung.

$\gamma = -a$ (a : Sonnenazimut) bei Sonneneinfall aus W-Sektor
 $\gamma = 360^\circ - a$ bei Sonneneinfall aus E-Sektor.

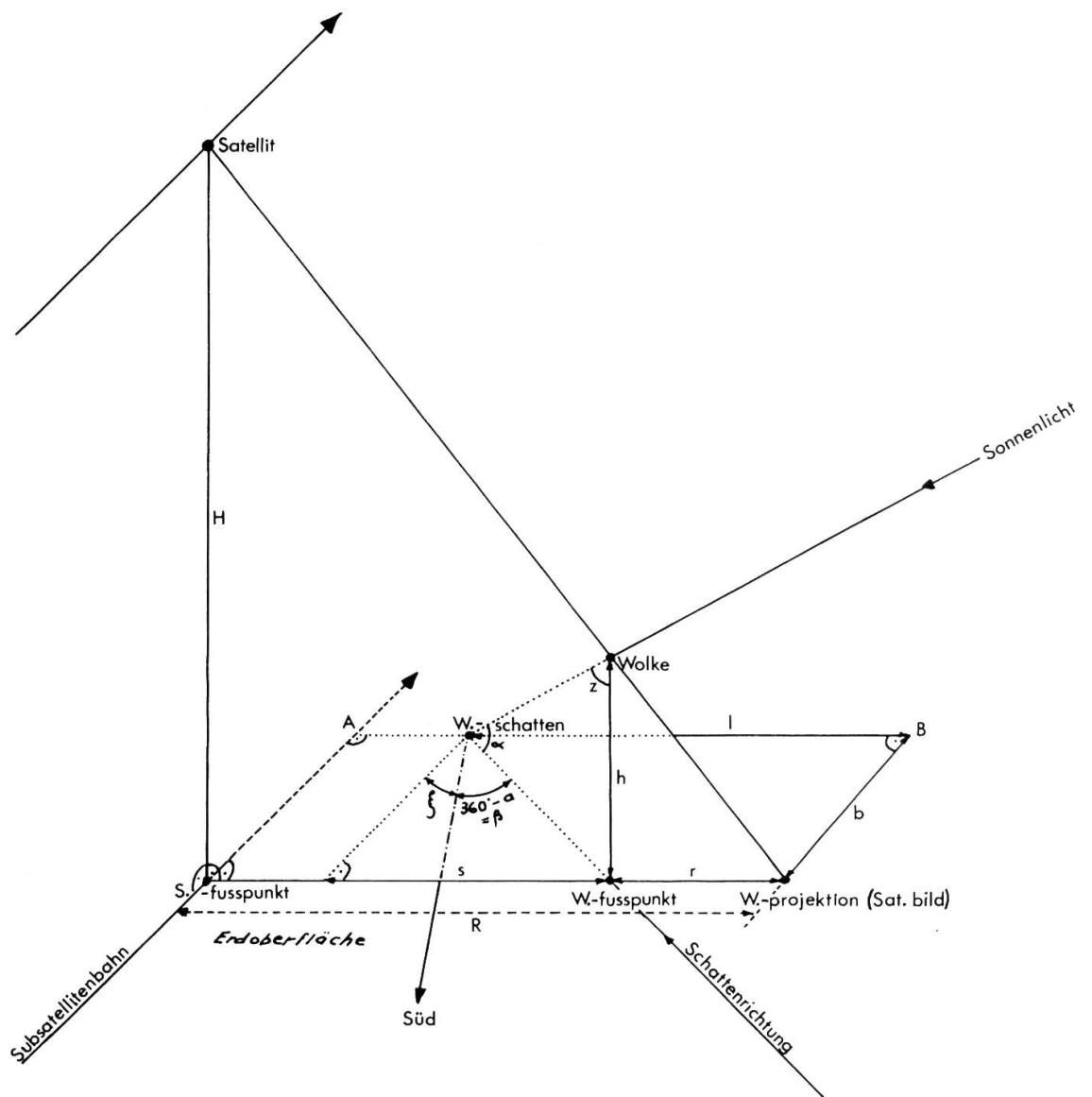
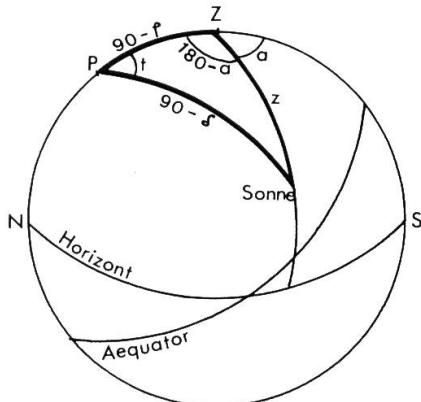


Fig. 23: Bestimmung der Wolkenhöhe h . Strecken und Winkel, die zur Berechnung des Wolkenfußpunktes (=Wolkennadirpunkt) benötigt werden.

$$\sin a = \sin t \cdot \frac{\cos \delta}{\sin z} \quad (5)$$

$$\cos z = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t \quad (6)$$



(Die Gleichungen (5) und (6) sind aus dem astronomischen Dreieck berechnet).

δ : Sonnendeklination

t : Stundenwinkel

z : Zenitdistanz der Sonne

alle Größen aus Sternkarte, Tabellen oder berechnen.

$$5. s = b \cdot \tan \beta \quad (7) \longrightarrow r = \pm (l - s) \quad +: \text{östl. SSB} \\ -: \text{westl. SSB}$$

$$6. r \text{ in (3) einsetzen: } h = r \cdot \frac{H}{R}$$

7. h in (1) einsetzen ergibt den Gesichtskreisradius g .

Beispiele: Aufnahme: 17.10.73, 9.12 Uhr GMT, Sternwarte Bochum

1. Wolke über Subsatellitenbahn SSB

$$1. \text{ Sonnenhöhe } \alpha = 90^\circ - z \quad (z \text{ aus (6) berechnen}) \\ \underline{\alpha = 42,66^\circ}$$

$$2. \text{ Schattenlänge im Satellitenbild messen (entlang Wolkenazimut).} \\ L' = 1,1 \text{ mm} \longrightarrow \underline{L = 7,15 \text{ km}}$$

$$3. \text{ nach (2) wird } \underline{h = 6,5 \text{ km}}$$

$$4. \text{ eingesetzt in (1):} \\ \underline{g = 70,18 \text{ km}}$$

2. Wolke östlich SSB (auf gleichem Bild wie Bsp.1)

1. $\lambda = 20^\circ E$, $\varphi = 22^\circ N$, 9.12 Uhr GMT

$$\begin{array}{lll} 2.+3. & R' = 23 \text{ mm} & \xrightarrow{\hspace{1cm}} R = 210 \text{ km} \\ & l' = 1,55 \text{ mm} & \xrightarrow{\hspace{1cm}} l = 14,150 \text{ km} \\ & b' = 0,25 \text{ mm} & \xrightarrow{\hspace{1cm}} b = 2,260 \text{ km} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} 4. \quad \xi = 24,92^\circ \\ t = 38,7^\circ \\ z = 48,67^\circ \end{array} \left. \right\} \longrightarrow a = 55,43^\circ$$

$\beta = 80,34^\circ$

5. $s = 13,285 \text{ km} \longrightarrow r = 0,867 \text{ km}$

6. $h = 5,98 \text{ km}$

7. $g = 65 \text{ km}$ (Gesichtskreisradius)

Das Beispiel belegt klar, dass die Schwierigkeit des Verfahrens eindeutig bei der unbedingt notwendigen Präzision der Streckenmessungen l' und b' liegt. Auch bei Verwendung einer Lupe dürfte der auf S.75 erwähnte Fehler von $\pm 25\%$ kaum auszuschalten sein, zumal es sich meist um Streckenmessungen handelt, die knapp über dem Auflösungsbereich des Satellitensensors liegen.

In diesem Sinne eignet sich das Verfahren weniger für Routinemessungen; es ist aber durchaus brauchbar für Einzelstudien, wobei nach Möglichkeit Mittelwerte aus Messungen an benachbarten Wolkengruppen gebildet werden sollten.

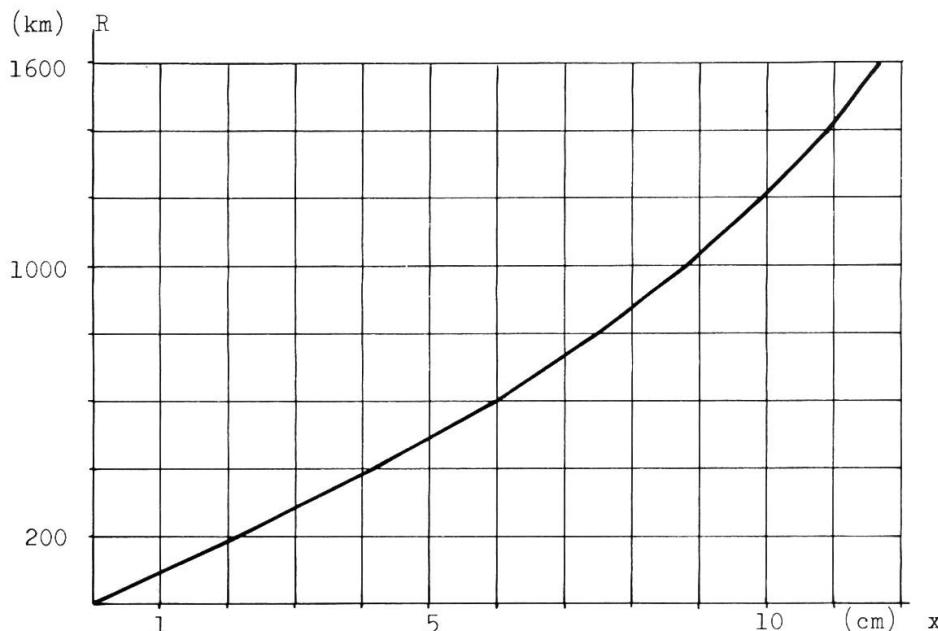


Fig.24: Beziehung zwischen der Orthogonal-Distanz x (in cm) eines Bildpunktes P von der Subsatellitenbahn und der entsprechenden Strecke R (in km) auf der Erdoberfläche (Gültig für das vergrößerte Bildmaterial der Sternwarte Bochum).

8.2.4. Ergebnisse

Während der kurzen Beobachtungsperiode (13.10.-4.11.73) war es nicht möglich, genügend auswertbare Aufnahmen zu gewinnen. Obwohl rund 50 % der Tage während der Ueberflugszeit des Satelliten aus terrestrischer Sicht zumindest Wolkenspuren aufwiesen, war nur an vier Tagen eine gegenseitige Zuordnung (Boden-Satellit) mit Sicherheit möglich. An den übrigen Terminen betrug der Bedeckungsgrad meist weniger als 1 % und einzelne kleine Cumuli lagen unterhalb des Auflösungsvermögens des Satellitensensors.

Die in Tab. 7 aufgeführten Zahlenwerte sind deshalb eher als Beispiele, denn als Gesetzmässigkeit aufzufassen. Sie zeigen aber trotzdem, dass eine blosse Gegenüberstellung der jeweiligen Bedeckungsgrade nicht zulässig ist und Korrekturen in jedem Falle für Einzeluntersuchungen notwendig sind.

Tab. 7: Vergleich der unkorrigierten Bedeckungsgrade (in %) im Satellitenbild und in der terrestrischen Aufnahme (Messungen unterstrichen, übrige Werte geschätzt).

Datum	17.10.	21.10.	23.10.	25.10.	28.10.	29.10.	30.10.
Sat.- } VIS	<u>5</u>	<u>12</u>	0	5	15	0	1
aufn. } IR	<u>29</u>	<u>54</u>	10(?)	10	25	0	1
Terr. Aufn.	<u>9,7</u>	<u>93</u>	<u>1</u>	<u>1</u>	<u>7</u>	<u>1</u>	<u>1</u>

Unter Berücksichtigung der in Tab. 6 zusammengestellten Abweichungen können die terrestrischen Bedeckungsgrade, je nach Lage der einzelnen Wolken im Fischaugbild, umgerechnet werden in Satellitenbedeckungsgrade.

Für das Beispiel vom 17.10.73 (Tab. 7) reduzieren sich auf diese Weise die terrestrisch erfassten 9,7 % nach erfolgter Korrektur auf 5,4 % und weichen damit nur noch sehr wenig von den im Satellitenbild gemessenen 5 % ab (VIS).

Zusammengefasst bedeutet dies, dass zwischen den Bedeckungsgraden der verschiedenen Beobachtungsstandpunkte aufgrund einfacher geometrischer Beziehungen eine numerische Uebereinstimmung erzielt werden kann. In der Praxis müsste dies mit Hilfe vereinfachter nomographischer Darstellungen erleichtert werden oder auf vollautomatischem Wege durch entsprechende Hilfsgeräte geschehen.

Unkorrigierte Werte sind nur für längerfristige Untersuchungen zulässig, wo auf statistischem Weg eine Beziehung zwischen den beiden unterschiedlich gewonnenen Datenreihen abgeleitet werden kann. In Fig. 32 sind einige Beispiele graphisch dargestellt.

9. EINFLUSS DER BEWOELKUNG AUF STRAHLUNG IM VIS- UND IR-SPEKTRALBEREICH

Wie schon verschiedentlich angedeutet, sind die Bewölkungsunterschiede zwischen den IR- und VIS-Bildern letztlich eine Folge des variablen Einflusses der Bewölkung auf elektromagnetische Strahlung verschiedener Wellenlängen.

Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, auf die vielfältigen und äusserst komplexen Zusammenhänge im Detail einzutreten. Das Ziel der folgenden Ausführungen besteht lediglich in einer summarischen Abschätzung der verschiedenen Einflussgrössen auf das schlussendliche Abbildungsergebnis. Es sei auf die umfangreiche Spezialliteratur hingewiesen, die sich vor allem mit dem Einfluss der atmosphärischen Trübungen auf die direkte Sonnenstrahlung befasst. Methodische Aspekte werden grundlegend behandelt in SCHUEPP (1949) und VALKO (1962 a und b). Mit den Strahlungsverhältnissen im saharischen Trockenraum befassen sich nur vereinzelte Arbeiten, darunter DUBIEF (1959:49-60), INDERMUEHLE (1972:122-133), TETZLAFF (1973:80-81), KESSLER (1974:135-147).

9.1. Strahlungsarten

Die auf den VIS- und IR-Bildern wiedergegebenen variierenden Grautöne sind unmittelbar Abbild der empfangenen ebenfalls wechselnden Strahlungsintensitäten in den beiden verwendeten Spektralbereichen. Die beiden Sensoren messen zwei Strahlengruppen, die sich nicht nur in der Wellenlänge unterscheiden, sondern auch auf grundsätzlich verschiedene Weise von der Erde ausgehen: kurzwellige reflektierte Strahlung (a_p) und längerwellige, zum grössten Teil emittierte Strahlung ($\epsilon \cdot \delta \cdot T_E^4$). Beide sind Glied der Strahlungsbilanzgleichung an der Erdatmophärenobergrenze:

$$\underbrace{S_o \cdot (1-a_p) \cdot \pi \cdot R^2}_{\text{einfallende Str.}} = \underbrace{\epsilon \cdot \delta \cdot T_E^4 \cdot 4 \cdot \pi \cdot R^2}_{\text{304)}} \quad (\text{FLOHN, 1971: } 304)$$

S_o = Solarkonstante (ca. $2,00 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$)

R = Erdradius

ϵ = Emissivität des Systems Erde

δ = Stefan - Boltzmannsche - Konstante

9.1.1. Kurzwellige Strahlung

Sie umfasst hier etwa den Wellenlängenbereich $0,3-3,0 \mu\text{m}$, mit dem Maximum im sichtbaren Spektralabschnitt ($0,4-0,7 \mu\text{m}$). Durch Absorption, Reflexion und Streuung erreicht nicht mehr der ganze von der Sonne auf die Atmosphäre eintreffende Strahlungsstrom die Erdoberfläche, der an der Atmosphärenoberfläche ca. $2,00 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ (variabel mit dem wechselnden Abstand Erde - Sonne) beträgt.

Die verschiedenen atmosphärischen Einflüsse bewirken eine Aufteilung der ursprünglichen Sonnenstrahlung:

- direkte Sonnenstrahlung I aus Richtung der Sonne.
- die in der Atmosphäre gestreute, bzw. reflektierte Himmelsstrahlung H, aus der ganzen Himmelshalbkugel zugestrahlt.
- die an der Erdoberfläche reflektierte Strahlung R.
- I + H ergeben zusammen die Globalstrahlung G.
- I + H - R werden als kurzwellige Strahlungsbilanz zusammengefasst.

Der Satellit empfängt in diesem Wellenbereich ausschliesslich vom System Erde-Atmosphäre reflektierte Strahlung.

9.1.2. Langwellige Strahlung (IR)

Darunter verstehen wir hier Strahlung im Wellenlängenbereich 5-60 μm . Sie setzt sich zusammen aus:

- Wärmeemission E von der Erdoberfläche.
- von der Atmosphäre und den Wolken ausgesandte Gegenstrahlung G_s in Richtung Erdoberfläche.

Die emittierte Energie E_T ist primär abhängig von der Temperatur des strahlenden Körpers und dessen spezifischen Emissivitätseigenschaften. Nach dem bekannten Stefan - Boltzmannschen Gesetz ist die abgestrahlte Energie

$$E_T = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4.$$

Das Planck'sche Strahlungsgesetz beschreibt zusätzlich die spektrale Energieverteilung. In obiger Formel bedeutet T die absolute Temperatur in $^\circ\text{Kelvin}$, σ ist die Stefan-Boltzmann'sche Konstante, und ϵ ist eine Materialkonstante, die sog. Emissivität. Diese ist definiert durch $\epsilon = E_n / E_b \leq 1$, wobei E_n die Strahlungsenergie eines bestimmten natürlichen oder "grauen" Körpers und E_b die Strahlungsenergie eines "Schwarzen Körpers" der gleichen Temperatur T ist. ϵ sollte im Idealfall $\epsilon = 1$ sein, schwankt aber in Wirklichkeit sehr stark (z.B. $\epsilon_{\text{Al}} = 0,5$; $\epsilon_{\text{Eis, Wasser}} \approx 0,98$). Diese variable Emissivität ist auch der Grund, dass ein Thermalbild nicht ohne weiteres in absolute Temperaturen umgerechnet werden kann. Als weitere Einflussgrössen müssen bei der Messung die Oberflächenbeschaffenheit des Strahlers, die Strahlungsrichtung, die durchquerte Luftmasse, usw. berücksichtigt werden (vgl. z.B. ITTEN, 1973).

Theoretisch sollten diese Einschränkungen für Wolken vernachlässigt werden können, da eine "ideale Wolke" (unendliche horizontale und vertikale Ausdehnung) annähernd die Emissions- und Absorptionseigenschaften eines "Schwarzen Körpers" besitzt ($\epsilon \approx 1$). In Wirklichkeit sind aber die Verhältnisse ebenfalls sehr komplex, so dass eine unmittelbare Zuordnung der Strahlungsintensitäten zu den entsprechenden Wolkentemperaturen mit vielen Unsicherheiten belastet ist.

Fig. 25: Energieverteilung des Sonnenspektrums ausserhalb der Erdatmosphäre (A) und auf Meeressniveau (B).
 Spektrale Absorption durch Ozon (O_3), Wasserdampf (H_2O), Sauerstoff (O_2) und CO_2 .
 (nach KONDATYEV aus SCHENK, 1973:45)

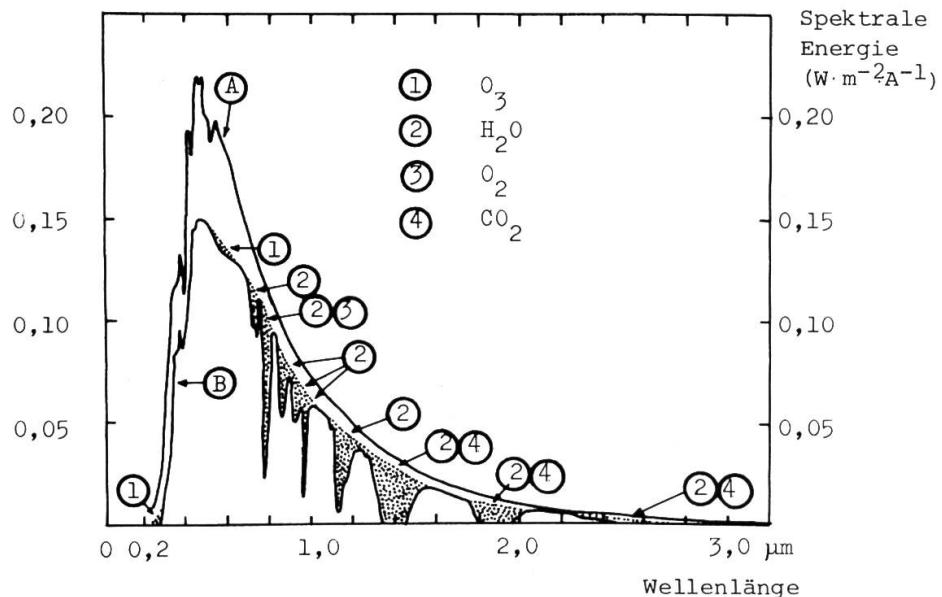
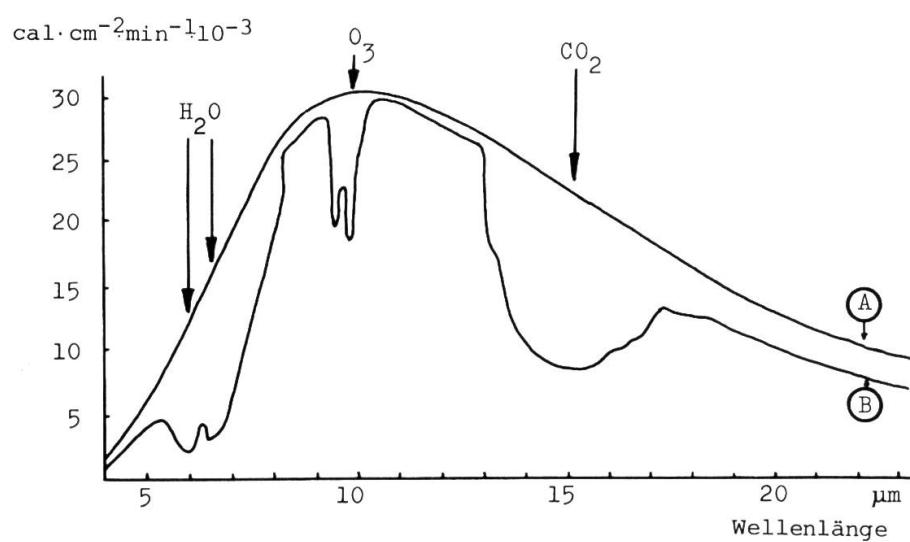


Fig. 26: Spektrale Energieverteilung der von der Erde emittierten Strahlung auf Meereshöhe (A) und bei 27,5 mb (B), am 14.11.63, 20.00 Uhr, Rostov-on-Don.
 Spektrale Absorption durch Ozon, Wasserdampf und CO_2 .
 (nach KONDATYEV aus SCHENK, 1973:46).



9.2. Atmospärische Einflüsse auf die Strahlung

Die mit wechselndem Sonnenstand variable Luftmasse und die Transparenz der Atmosphäre beeinflussen die verschiedenen Strahlungsströme und die totale Strahlungsbilanz (kurz- und langwellige). Nach VALKO (1962, b: 156 ff) nimmt die spektrale Strahlungsintensität I exponentiell ab, wobei der Exponent sich aus Einzelgliedern zusammengesetzt, die den Einfluss der Rayleigh-Streuung, des Dunstes, des Wasserdampfes und des Ozons beschreiben. Wesentlich ist, dass gerade die Absorptionsfähigkeit der Gase von der Wellenlänge der Strahlung abhängt, dass es bestimmte "atmospärische Fenster" gibt, in denen praktisch keine Intensitätsreduktion stattfindet.

Die Fig. 25 und 26 beschreiben die Durchlässigkeit der Atmosphäre gegenüber Strahlung und grenzen die spektrale Absorption der oben erwähnten Gase ab. Fig. 25 zeigt die Verhältnisse im kurzweligen Bereich, Fig. 26 diejenigen für die längeren Wellen.

Die Satellitensensoren werden - im Falle der Bildabtastung - spektral so festgelegt, dass sie auf ein "atmospärisches Fenster" ausgerichtet sind, der Einfluss der wesentlichsten atmosphärischen Absorber also möglichst gering ist (Fig. 26).

9.3. Strahlungsmessungen über der Sahara

Neben den gasförmigen Absorbern spielen über der Sahara Dunst und Staub (der sog. brûme sèche) eine wesentliche Rolle bei der Intensitätsreduktion der Strahlung. Bei sehr hohen Konzentrationen sind diese Staubwolken direkt im Satellitenbild (VIS) sichtbar (z.B. 16.6.71, NOAA-1, Sand- oder Staubsturm über dem Roten Meer).

Terrestrische Messungen der direkten Sonnenstrahlung ergeben nun ein sehr gutes Bild über die Transparenz der Atmosphäre und bei Kenntnis verschiedener zusätzlicher Parameter (z.B. vertikale Ozonverteilung) lässt sich auch der "precipitable water"-Gehalt bestimmen.

Im Frühjahr 1970 führte TETZLAFF (1973: 80-81) in Bardai (Tibesti) Messungen der direkten Sonnenstrahlung bei verschiedenen Trübungsständen der Atmosphäre durch. Der Vergleich unserer eigenen Messungen auf dem Assekrem (2730 m) und in Hassi Messaoud (142 m) mit denjenigen TETZLAFFS belegen eine für saharische Verhältnisse durchwegs hohe Transparenz der Luftmassen während der ganzen Dauer unserer Feldarbeit (Fig. 27). Unsere Messergebnisse decken sich auch mit den um diese Jahreszeit üblichen relativ geringen Trübungs-werten, bzw. hohen Transmissionskoeffizienten p, wie sie DUBIEF (1959: 50) für Tamanrasset zusammenstellte (Tab. 8).

Tab. 8: Monatliche Transmissionskoeffizienten p für Tamanrasset

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
p =	0,81	0,79	0,76	0,75	0,70	0,67	0,67	0,69	0,69	0,72	0,76	0,80

(vgl. auch YACONO, 1968:23)

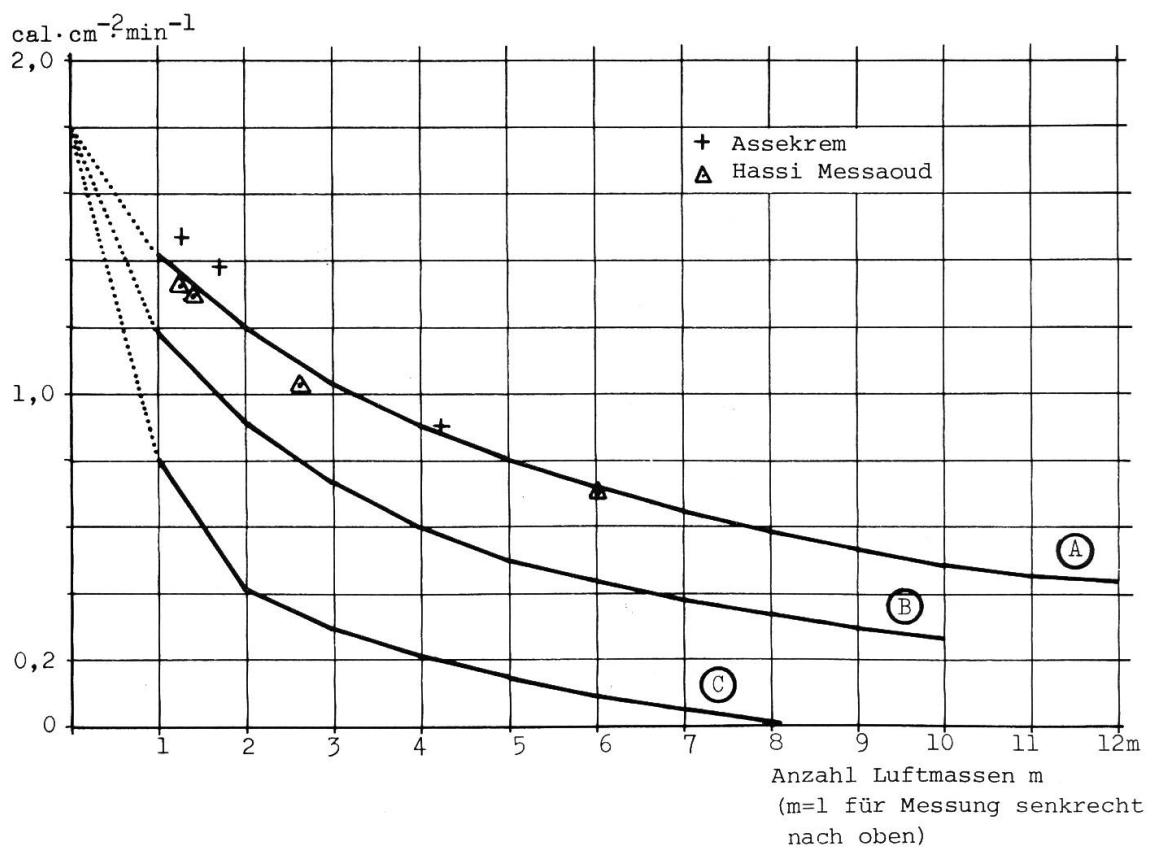


Fig.27: Vergleich von Messungen der direkten Sonnenstrahlung auf dem Assekrem (3730 m, 15.10.1973) und in Hassi Messaoud (142 m, 1.11.1973) mit Messungen in Bardai (Frühling 1970) bei geringer (A), mittlerer (B) und starker (C) atmosphärischer Trübung (Werte Bardai: TETZLAFF, 1973).

Gleichzeitig durchgeführte Globalstrahlungsmessungen stützen diese Beobachtungen zusätzlich.

Aus den Strahlungsmessungen dürfen demnach atmosphärische Verunreinigungen als Ursache für die Bedeckungsunterschiede der VIS- und IR-Bilder ausgeschlossen werden.

9.4. Strahlung und Bewölkung

Wolkeneinflüsse bezüglich Reflexion, Streuung, Absorption und Emission von Strahlung verschiedener Wellenlängen werden weitgehend bestimmt durch Wolkenart, -höhe, -dichte und -bedeckungsgrad sowie der Sonneneinfalls Höhe. Für viele Einzelfälle mit scharf definierten Randbedingungen sind Modellrechnungen durchgeführt worden, während systematische Messreihen vergleichsweise selten sind.

9.4.1. Kurzwellige Strahlung

Generell nimmt die Transmission kurzwelliger Strahlung bei zunehmender Wolkendichte ab, die Albedo dagegen zu, wobei für letztere die Oberflächenstruktur der Wolke einen wesentlichen Einfluss hat.

Für unsere Fragestellung von Interesse ist das Verhalten der Cirrusbewölkung gegenüber Strahlung im sichtbaren Spektralbereich. In Fig. 28 sind dazu die Messergebnisse von LIOU (1973: 1416) zusammengestellt. Sehr gross ist der Einfluss des Einfallswinkels der Strahlung auf die Albedo. Bei senkrechtem Strahlungseinfall braucht es bereits eine Wolkenmächtigkeit von mehr als 4 km, damit mehr als die Hälfte des Lichtes wieder zurückgeworfen wird. Andrerseits macht die Figur deutlich, dass bei einer Wolkenmächtigkeit von weniger als 1 km die Albedo derart gering wird, dass die Cirrusdecke über einem Sandfeld nicht mehr erkennbar ist.

Die Globalstrahlung verzeichnet im Mittel mit zunehmender Bedeckung eine Abnahme, wobei diese bis gegen 6/10 Bewölkung linear verläuft (SCHULZE, 1962). Umgekehrt nimmt die Himmelsstrahlung bis gegen 9/10 Bedeckung stark zu (Fig. 29), wobei die Wolkenhöhe einen wesentlichen Einfluss ausübt.

9.4.2. Längerwellige Strahlung

Wie unter 9.1.2. erwähnt, nehmen die Wolken bei zunehmender horizontaler und vertikaler Ausdehnung "Schwarzkörper-Eigenschaften" an. D.h., dass sie IR-Strahlung fast vollständig zu absorbieren vermögen, sowie anderseits nach der Stefan-Boltzmann'schen Beziehung emittieren könnten. Die Natur weicht aber sehr stark von diesem theoretischen Konzept ab und die vielen zu berücksichtigenden, aber nur schwer erfassbaren Randbedingungen erschweren eine generelle Aussage.

Unter anderem hängt die spektrale Transmission einer Cirrus-Wolke von ihrer Temperatur ab. Für das Beispiel in Fig. 30 wird dazu eine Mächtigkeit der Cirrus-Schicht von 5 km angenommen. Bei sehr hohen Wolken mit entsprechend tiefer Temperatur ist die Transmission terrestrischer Strahlung noch außerordentlich gross. Hypothetisches Beispiel: Cirrus-Schicht zwischen 8'000 bis 13'000 m über Meer; Lufttemp. auf Meereshöhe 25°C; Gradient zwischen 0 - 8'000m 0,8°/100m, zwischen 8'000 - 13'000m 0,4°/100m. Daraus resultiert eine Temperatur der Wolkenschicht zwischen 234° - 214°K. Unter

Albedo

Fig. 28

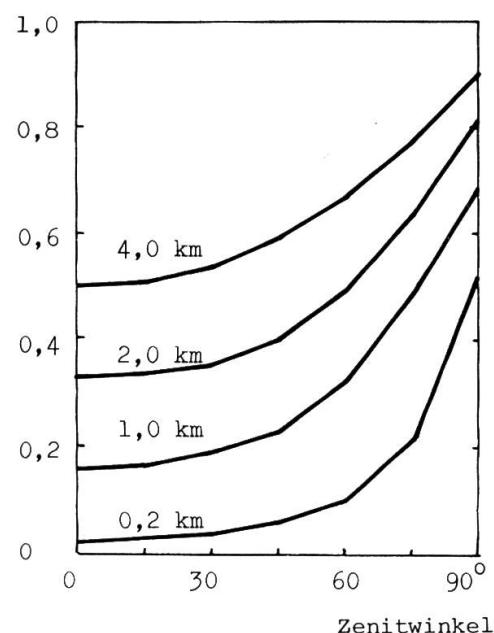
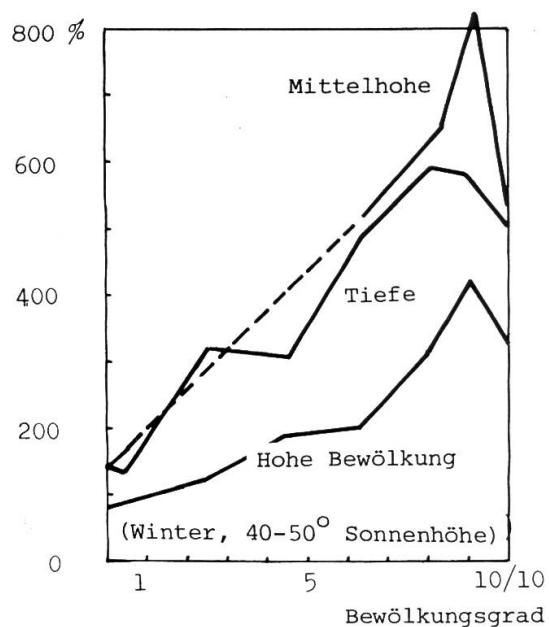


Fig. 29



Transmission

Fig. 30

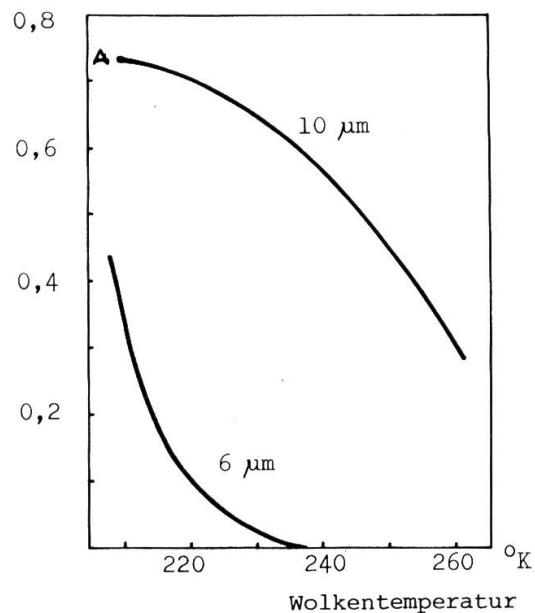


Fig. 28: Albedo ($0,7 \mu\text{m}$) von Cirruswolken als Funktion des Zenitwinkels für verschiedene Wolkendicken (LIOU, 1973:1416).

Fig. 29: Die Abhängigkeit der Himmelsstrahlung vom Bewölkungsgrad bei tiefer, mittelhoher und hoher Bewölkung in Prozent des Wertes bei klarem Himmel (BENER, 1962:454).

Fig. 30: Berechnete Transmission einer Cirrus-Wolke im 10- μm - und 6- μm -Kanal als Funktion der Wolkentemperatur ($^{\circ}\text{Kelvin}$) (nach FRITZ und RAO, aus SCHENK, 1973:110).

diesen Voraussetzungen durchquert nach Fig. 30 (Kurve A) immer noch ein beträchtlicher Teil der terrestrischen Emission die Wolken- schicht. D.h., dass sich die langwellige Strahlung im Bereich der Cirren zu einem grösseren Teil aus terrestrischer Emission und nur zu einem kleineren Teil aus der Eigenstrahlung der Wolke zusammensetzt.

Andrerseits müsste eine Ci-Wolke solcher Mächtigkeit nach Fig. 28 auch im VIS-Bereich erkennbar sein. Eine Charakterisierung der Bewölkung, die zum grossen Unterschied zwischen IR- und VIS- Bild führt ist demnach nicht ganz eindeutig möglich. Am ehesten kommen dazu Ci-Bänke mittlerer Mächtigkeit, sowie Uebergangs- formen von Cirren zu Cirrostraten und Cirrocumulidecken in Be- tracht.

10. ZUSAMMENFASSUNG VON TEIL 2.

In diesem Teil der Arbeit wird von der Schwierigkeit ausgegangen, mit denen Bewölkungsinterpretationen aufgrund der vorwiegend im sichtbaren Spektralbereich aufgenommenen Wettersatellitenbilder infolge stellenweise hoher Untergrundalbedo konfrontiert werden. Dabei stellt sich die Frage nach der Verwendbarkeit von IR-Bildmaterial für Bedeckungsangaben, die in folgendem Sinn beantwortet werden kann:

1. Objektive Vergleichsmessungen des Bedeckungsgrades mit Hilfe eines semiautomatischen Bildinterpretationsgerätes ergeben eine Differenz zwischen beiden Spektralbereichen, wobei im Mittel das IR-Bild den doppelten Bewölkungsgrad gegenüber dem VIS-Bild aufweist. Der Schwankungsbereich der Abweichungen ist weitgehend eine Funktion des Bedeckungsgrades selbst und der Wolkenart. Bei kleingekammerten Wolkensystemen und Bedeckungsklassen bis 10 % über einer Versuchsfläche von rund 100 x 500 km² schwanken die Abweichungen im Bedeckungsgrad beider Bilder am stärksten.
2. Ueber längere Beobachtungsperioden decken sich die relativen Schwankungen des Bedeckungsgrades weitgehend, wenn Boden- und Satellitenbeobachtungen miteinander verglichen werden. An Einzeltagen dagegen sind keine systematischen Abweichungen mehr zu erwarten. Die Ursachen liegen in der Subjektivität der Einzelbeobachtung (Schätzung), im täglich wechselnden Zeitunterschied zwischen Stations- und Satellitenbeobachtung und in der unterschiedlichen Perspektive der beiden Standorte. Für Einzeluntersuchungen müssen diese Fehlerquellen eliminiert werden. Dabei ist eine Umwandlung der einen Projektion in die andere in jedem Fall unerlässlich, was mit rel. einfachen Hilfsmitteln geschehen kann.
3. Die Intensität der direkten Sonnenstrahlung ist ein gutes Mass für die Transparenz der Atmosphäre. Während unserer herbstlichen Untersuchungsperiode (Okt./Nov.) im Hoggar war - in Uebereinstimmung mit langjährigen Beobachtungen - die Strahlungsabsorption durch Staub sehr gering, so dass diese Einflüsse als Ursache der Bedeckungsunterschiede (VIS/IR) ausgeschlossen werden konnten.

4. Der Einfluss der Bewölkung auf die spektrale Reflexion, Transmission und Absorption wird bestimmt durch die Wolkenart, deren optische Dichte, die Wolkentemperatur und durch den Sonnenstand, bzw. den Emissionswinkel. Dabei ergeben sich teilweise recht schwer erklärbare Unterschiede zum bildlichen Befund, die nur auf ziemlich einschränkende Randbedingungen zurückgeführt werden können: nicht allzutief temperierte Cirrusbewölkung rel. geringer optischer Dichte, die die kurzwellige terrestrische Albedo kaum, die von der Erde ausgestrahlte Wärmestrahlung etwas stärker zu absorbieren vermag. Cirren und die Kombination Cirren/Altocumuli sind für die effektive Bewölkungsgradunterschiede hauptverantwortlich.
5. Für Zirkulationsuntersuchungen sind IR-Bilder geeigneter als VIS-Bilder, da die grössere Bewölkungsausdehnung eine Rekonstruktion des Windfeldes im Wolkenbereich erleichtert, und die verschiedenen Bewölkungsstockwerke leichter differenzierbar sind.
6. Für Bestimmungen des Bedeckungsgrades ergibt die Verwendung von VIS-Bildern die günstigeren Resultate. Im IR-Bild ist der Einfluss der Cirrus-Bewölkung auf den Bedeckungsgrad zu gross.

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 Übergangsformen, und durch Überlagerung 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 Äquators

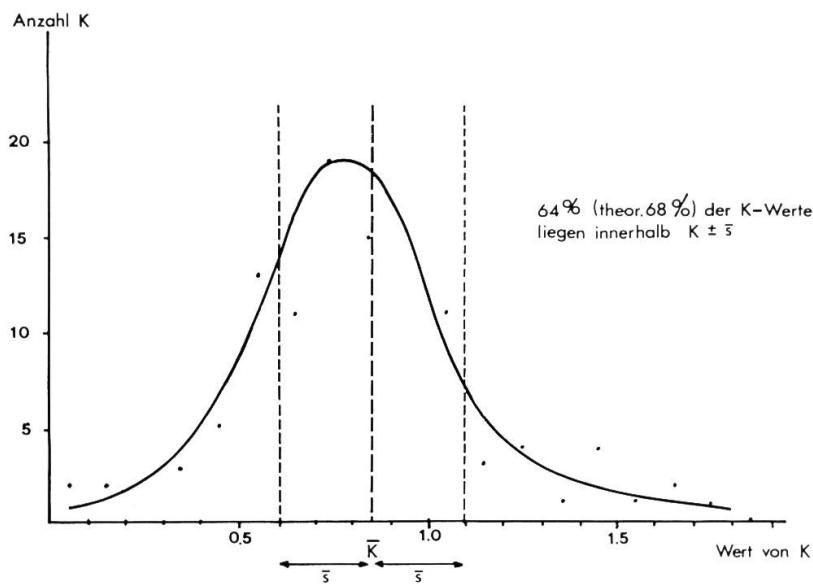


Fig.31: Häufigkeitsverteilung von 120 Monats-K-Werten.
(Kurve nicht gerechnet).

untersucht und die Gebirgsräume Tibesti und Hoggar näher miteinander verglichen. Die Ergebnisse sind in Jahresbewölkungskarten zusammenge stellt, 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-Mosaiken (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 Gesamtraumes.
- APT-Einzelauflnahmen 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 Detail untersuchung 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 Isonephren (= 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 $K = 0.58$ K 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.

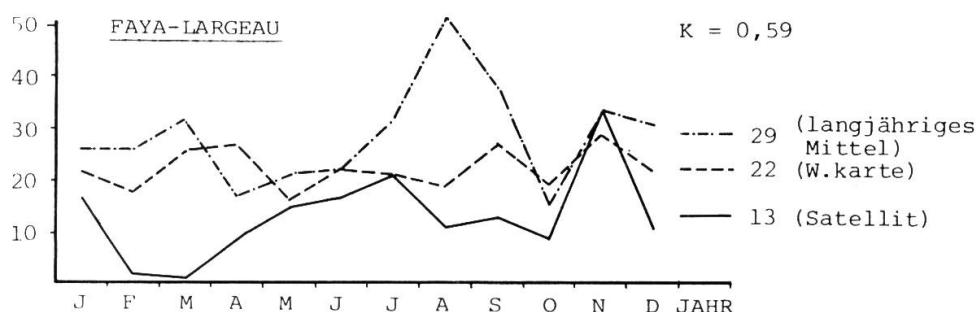
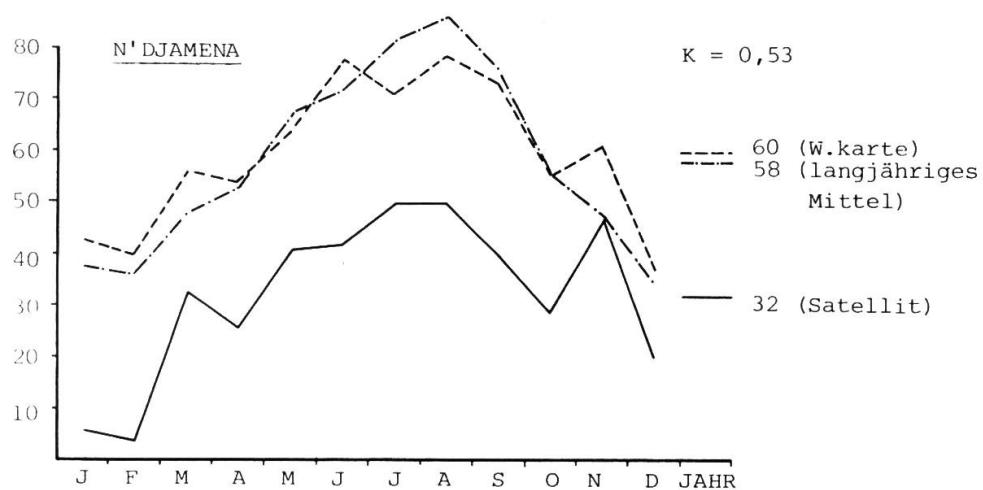
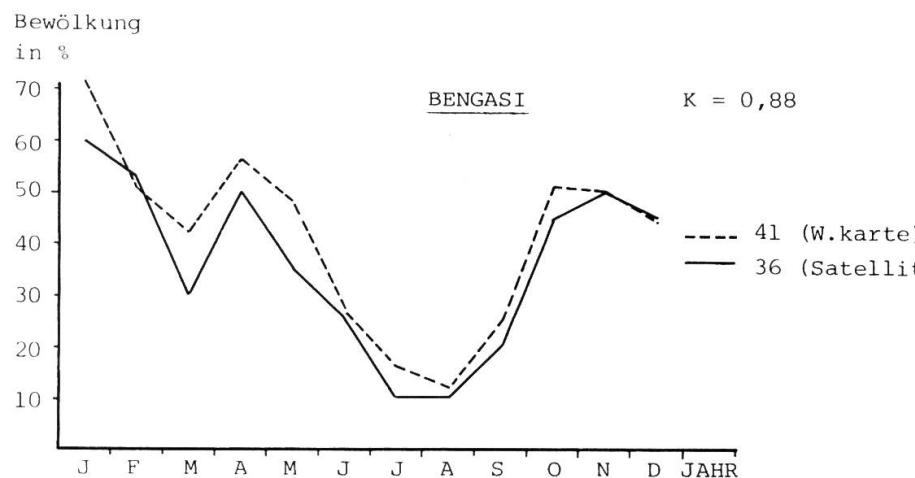


Fig. 32: Jahresgang der Bewölkung in Bengasi, N'Djamena und Faya Largeau. Vergleich von Satellitenbildauswertung 1968, Wetterkartenmeldungen 1968 und langjährigem Mittel (DUBIEF, 1959). K entspricht dem Quotienten aus den Jahreswerten 1968 von Satellitenbild und Wetterkarte (letztere wurden berechnet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

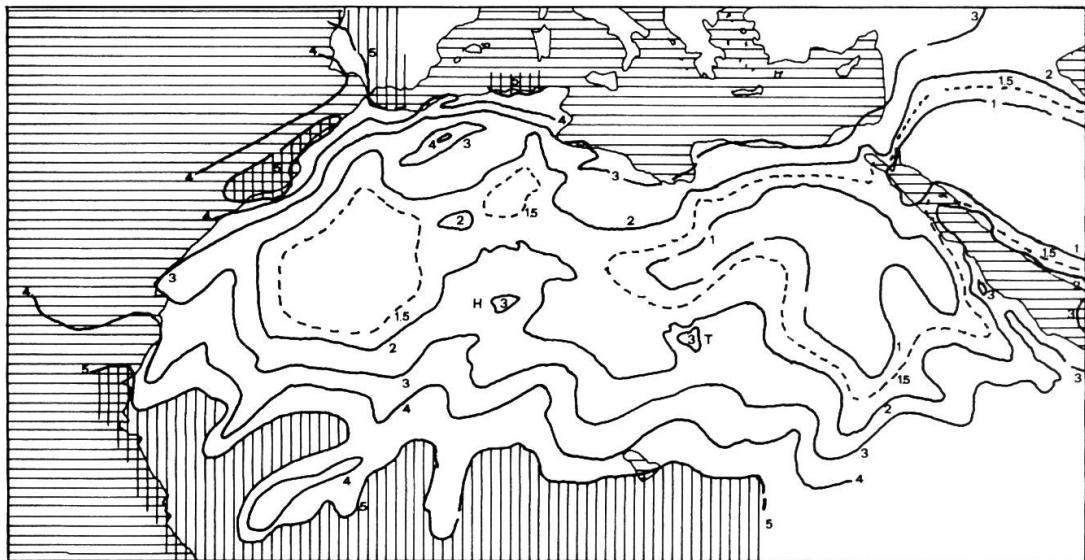
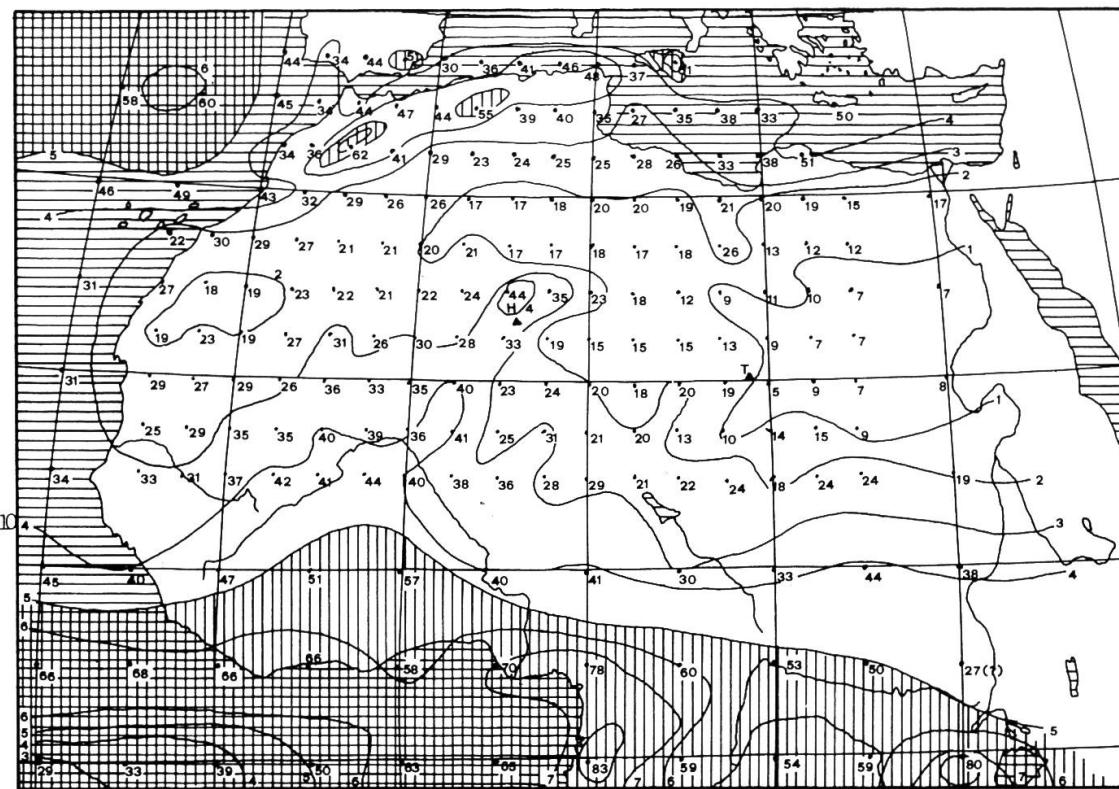
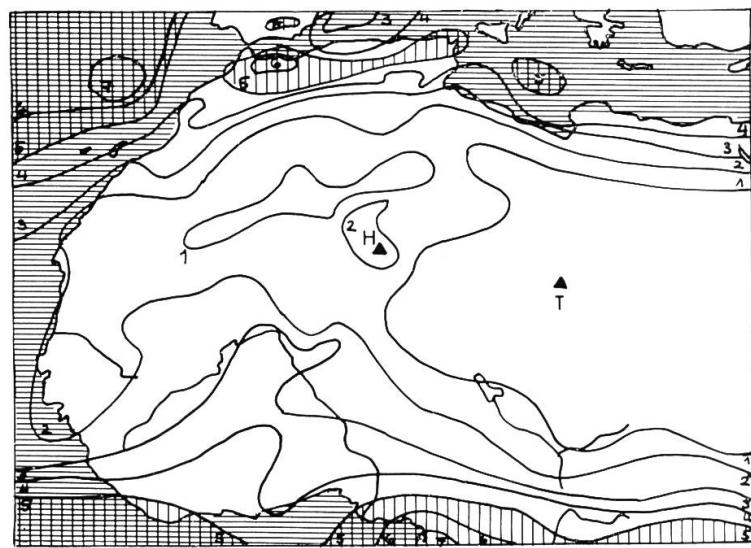


Fig. 33: Langjährige mittlere Bewölkung über Nordafrika
(DUBIEF, 1959).

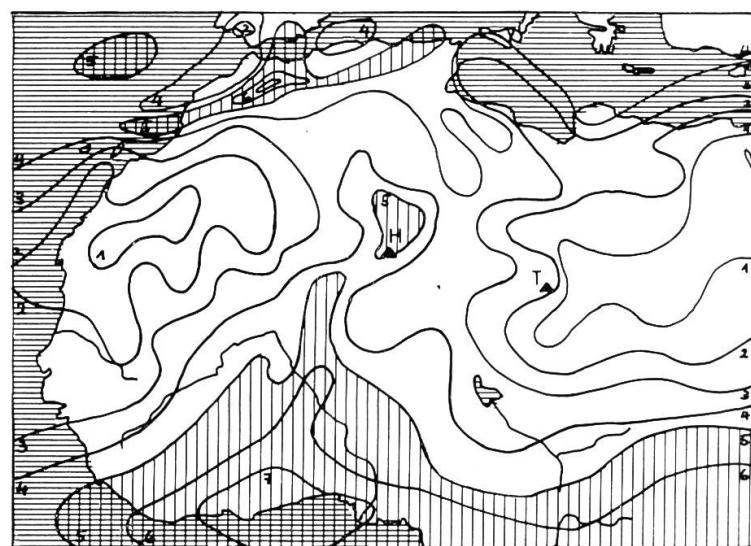
Fig. 34: Mittlere
Bewölkung 1968 über
Afrika nördlich des
Aequators (Satelli-
tenbildauswertung)

— Isonephen in x/10
• 17 Bewölkungsgrad
in %



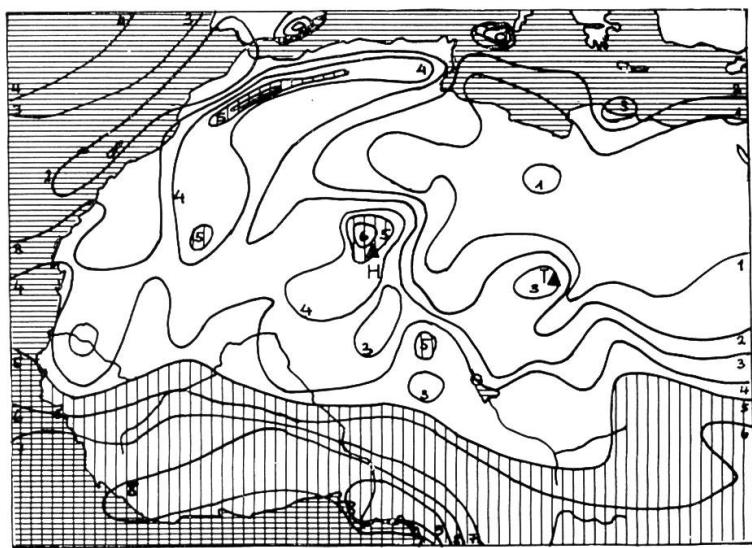


Januar - März 1968

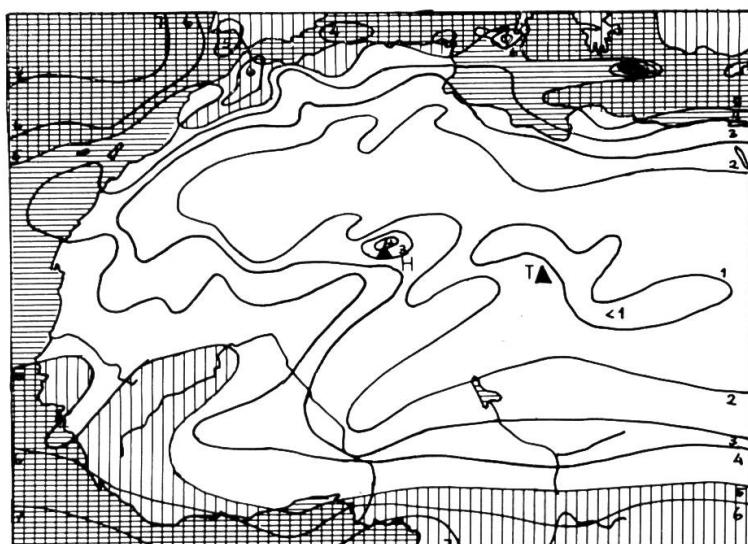


April - Juni 1968

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



Juli - September 1968



Oktober - Dezember 1968

BROOKS (zit. in BLUETHGEN, 1966: 185) veranschlagt die mittlere Bevölkerung 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 ausfächernd 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 Luftsicht wird erst etwa 800 km südlich der auf Erdboden Höhe 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 Gegen- satz 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 BEWOELKUNGSVERHAELTNISSE 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.

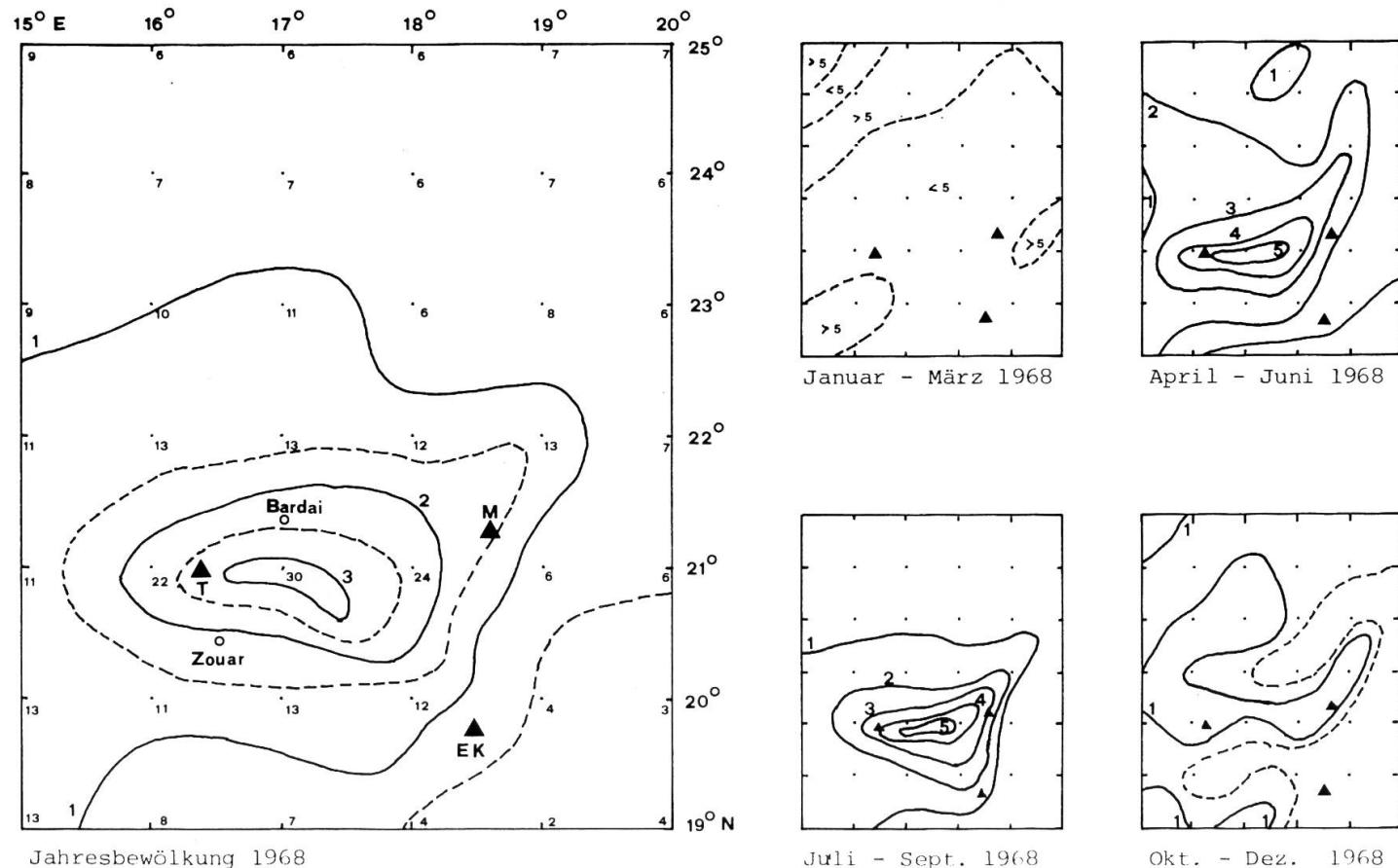
2. Zirkulationsanomalien 1968. Nach den "Bemerkungen zur Weltwetterlage" der einzelnen Monate (SCHERHAG, 1968) waren die Druckverhältnisse über lange Zeit mit einer negativen Abweichung gegenüber dem langjährigen Mittel belastet, ebenso lagen die Temperaturen etwas unter dem Durchschnitt. Die an einigen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

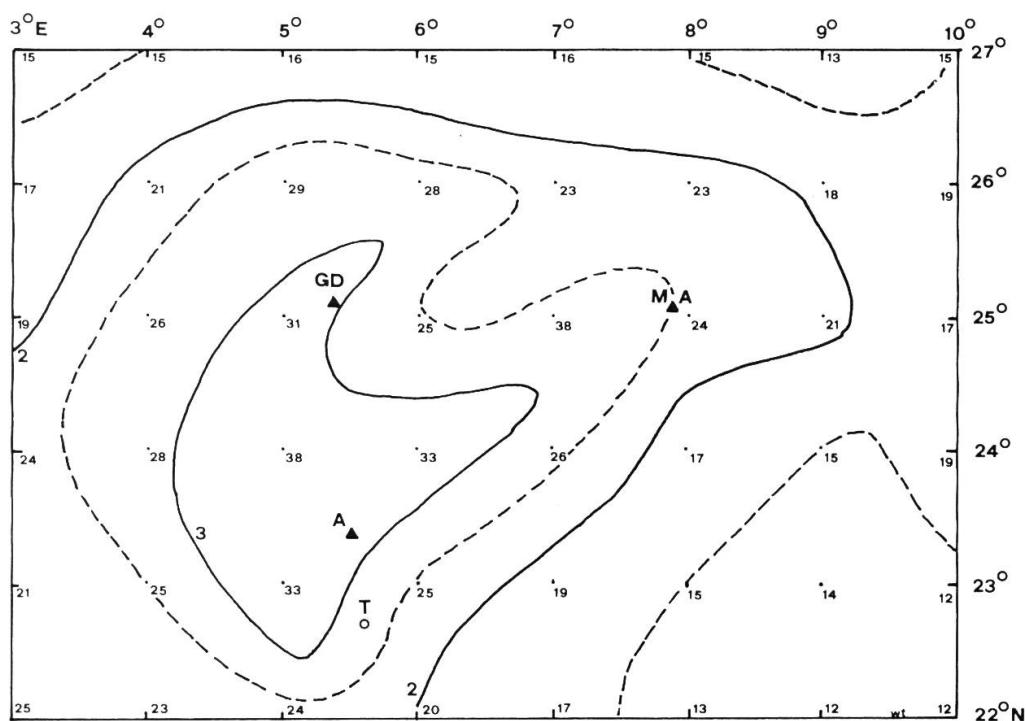
3. Neue genauere Befunde vor allem in stationslosen Gebieten, in denen Dubief auf Interpolation angewiesen war.

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 zentralen saharischen 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 ektropischen 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).

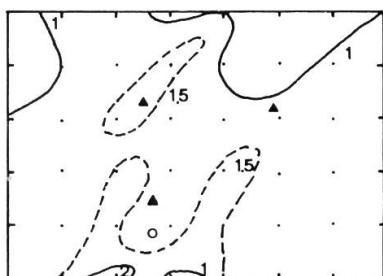
Ausserst interessant ist die Bewölkungsabnahme über dem Aequator. Hier zeichnet sich offensichtlich die Zone geringster Bewölkung ab, die auch im Atlas von MILLER und FEDDES (1971) als beidseitig durch Wolkenbänder flankierter Streifen in Erscheinung tritt und die nach klassischen Vorstellungen nicht 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. Satellitenbildauswertung.

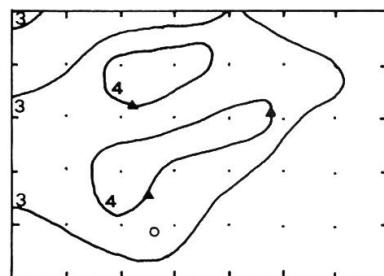




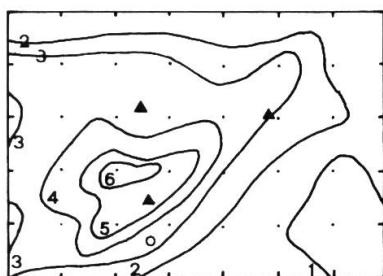
Jahresbewölkung 1968



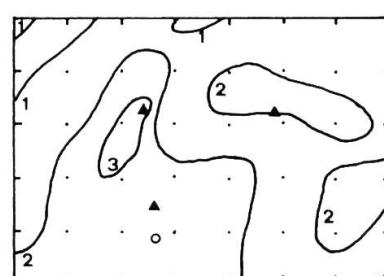
Januar - März 1968



Juli - September 1968



April - Juni 1968



Oktober - Dezember 1968

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

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 Hoggar Gebirge 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 überschnitten 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 monsunaler 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

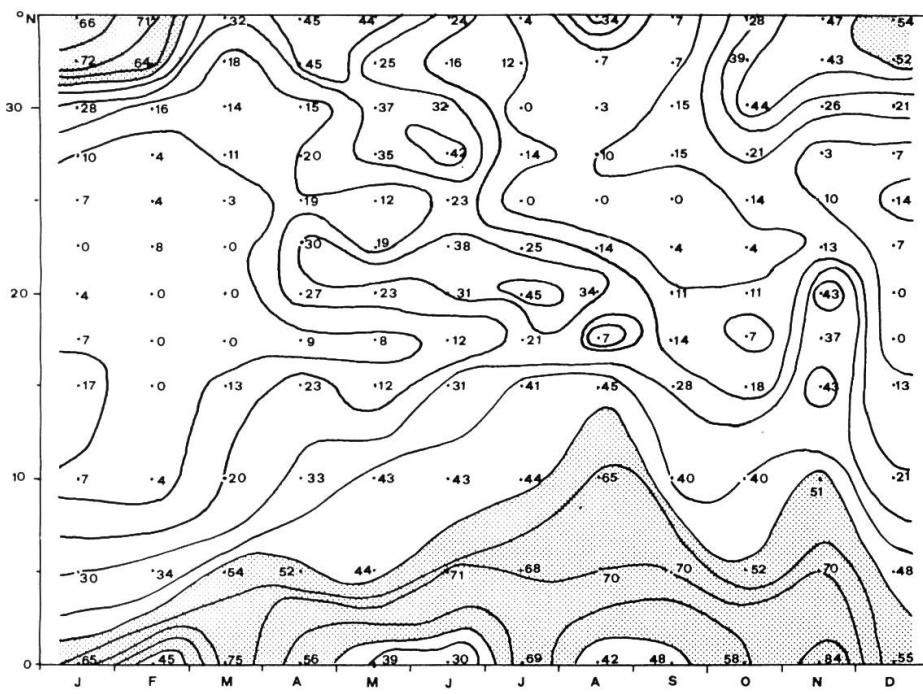


Fig. 38

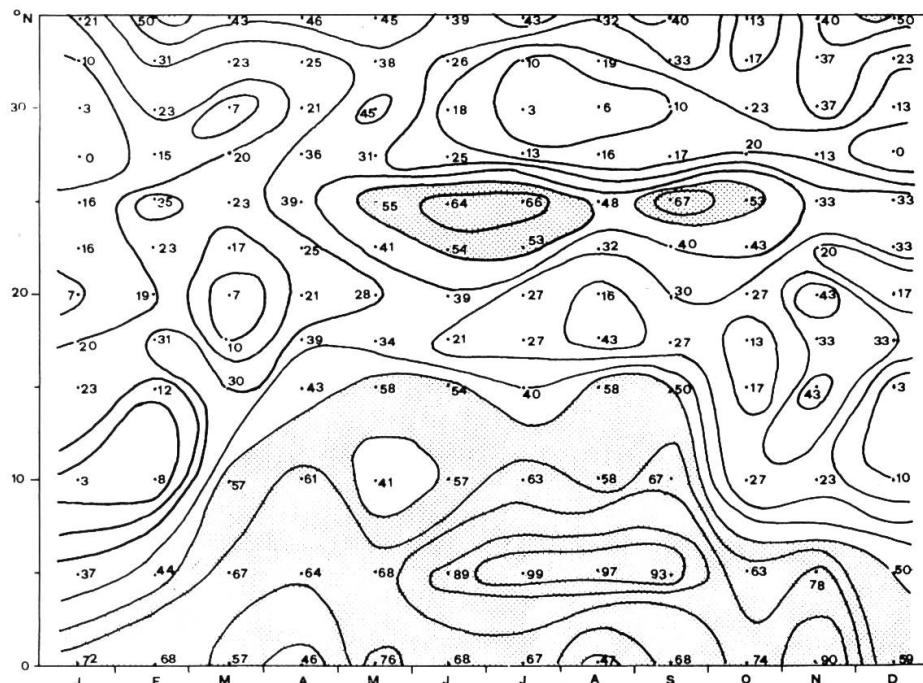


Fig. 39

Fig. 38: Jahresgang der Bewölkung entlang des Meridians $17,5^{\circ}$ E durch das Tibesti (Satellitenbildauswertung).

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

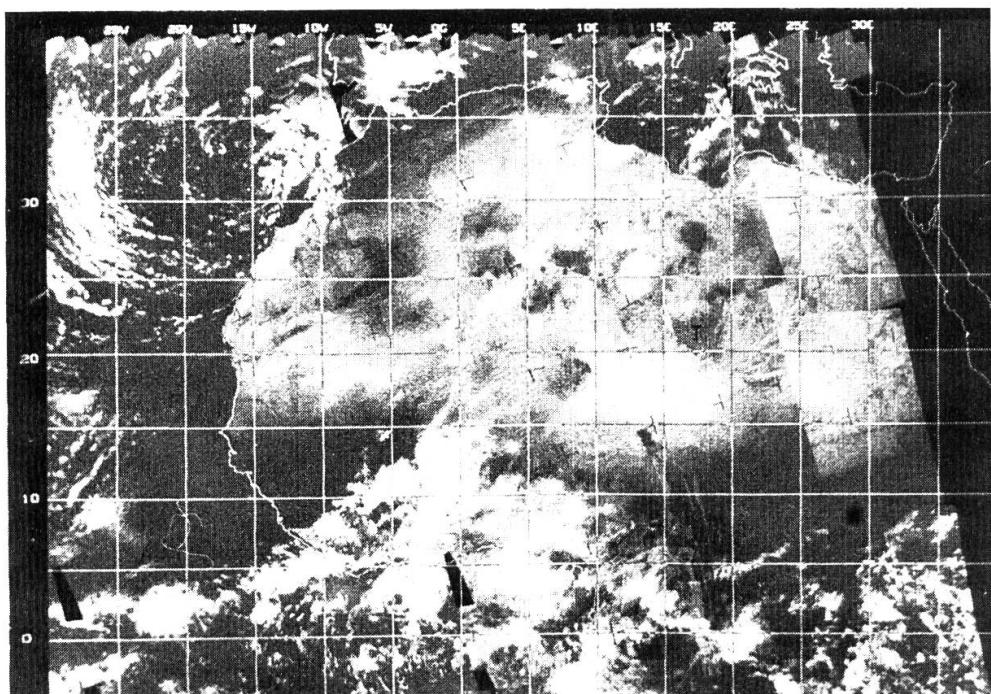


Abb.7: "Wolkenbrücke" zwischen Niger und Sirte. Aufnahme ESSA 3, Umläufe 6956-6969, 8.4.1968.

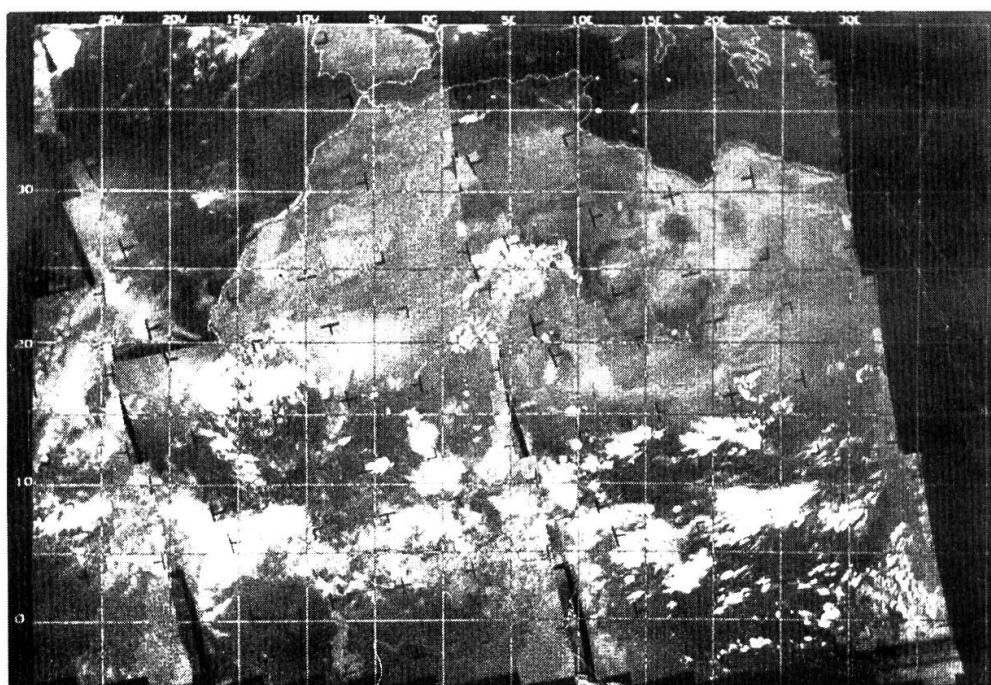


Abb.8: Wolkenverschleppung in den tropischen Ostwinden der höheren Troposphäre. Aufnahme ESSA-5, Umläufe 6160-6172, 18.8.1968.

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. Wie weit 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 Hoggar Gebirge 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 abgeschwächter 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 Überblick (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 ektrorpische Westwinde - wirken sich im Hoggar stärker aus. Zyklonale Ausläufer der Polarfront verlieren weiter östlich stark an Wirkung, und die Lage genau in der

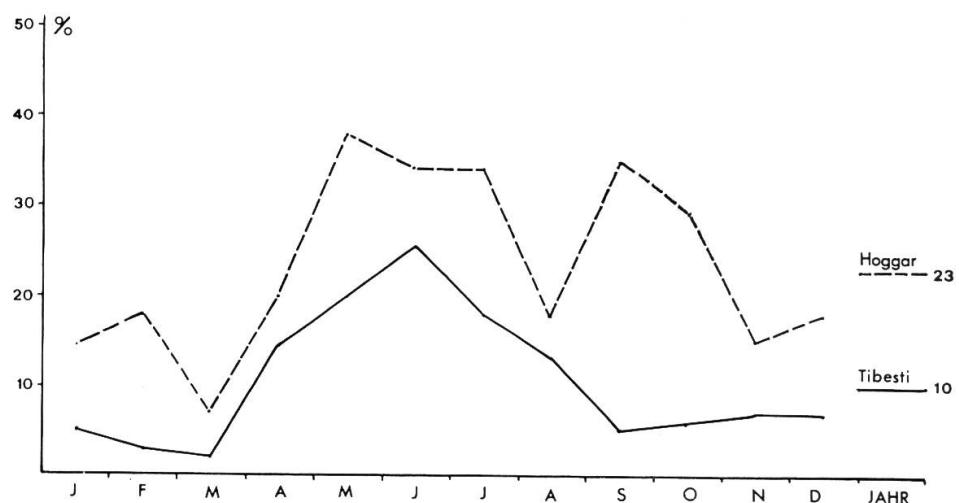


Fig.40: Mittlere Bewölkung 1968 für das Tibesti (Gebiet: 19° - 23° N; 15° - 20° E) und den Hoggar (Gebiet: 22° - 26° N; 4° - 9° E).

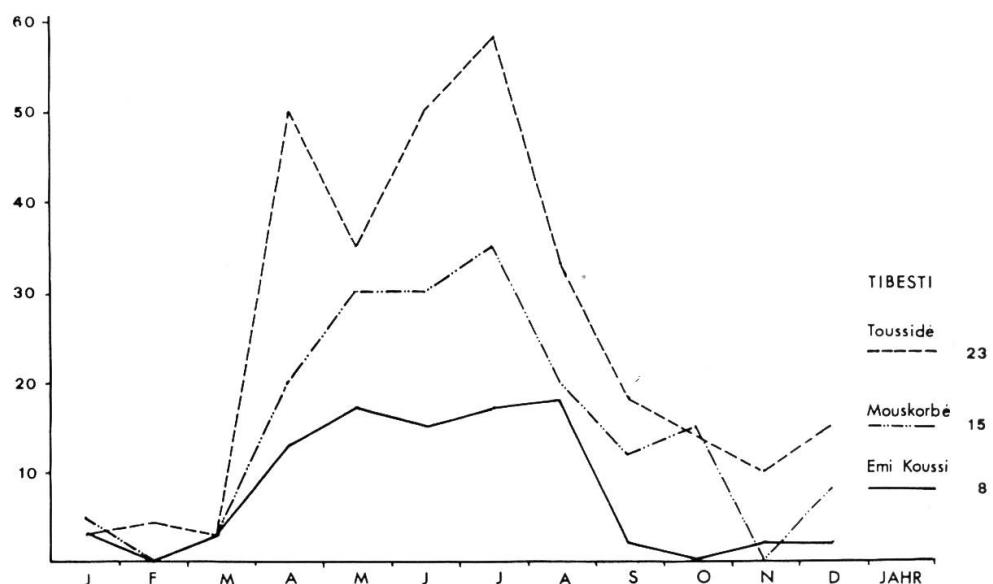


Fig.41: Bewölkungsgrad für die Tibestigipfel Toussidé (3265m), Mouskorbé (3376m) und Emi Koussi (3415m) für das Jahr 1968.

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 Expositionsunterschiede 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 wolkenreicherem 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 relativ 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 Monsunvorstässe 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 verschiedenen 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 Vorstossgrenze tropischer und ektoplitischer 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 beregnete Fläche kleiner als ein Drittel der Bewölkungsausdehnung ist und zudem eine gute Korrelation ($r=0,7$) zwischen Wolkenhäufigkeit 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.

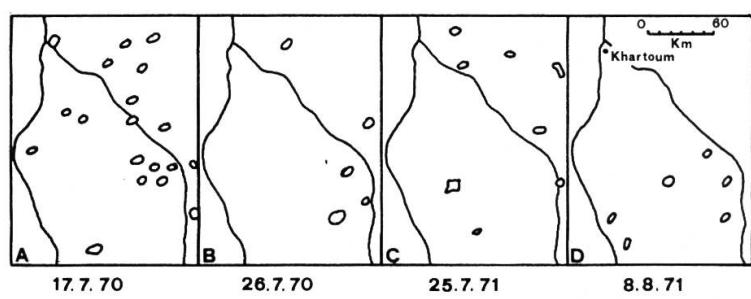


Fig.42: Regenerzeugende Wolkenzellen über dem zentralen Sudan an ausgewählten Tagen. Auswertung von IR-Satellitenaufnahmen, ergänzt und verifiziert mit Hilfe von Bodendaten (aus SHARON, 1974:215).

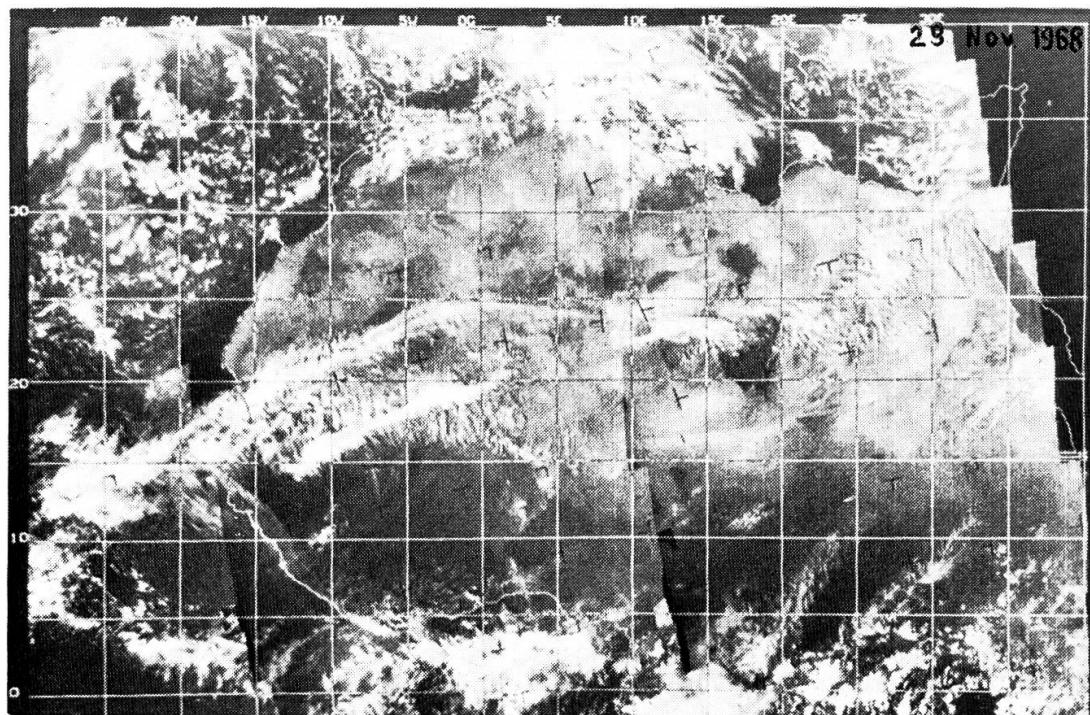


Abb.9: Bewölkungsquellgebiete über dem östlichen Atlantik und Jetstreambewölkung über Hoggar und Tibesti. Aufnahme ESSA-7, 29.11.1968.

Fig. 43: Beziehung zwischen Bewölkungsgrad (Satellitenbildauswertung) 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).

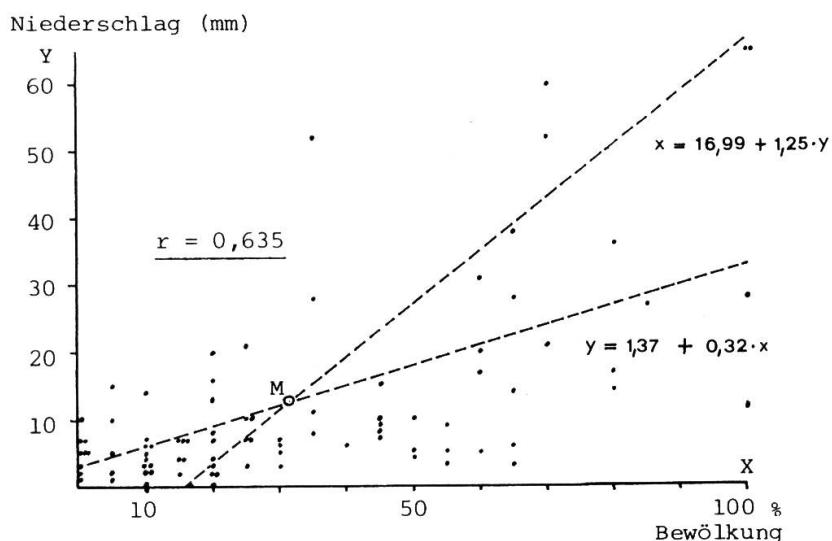
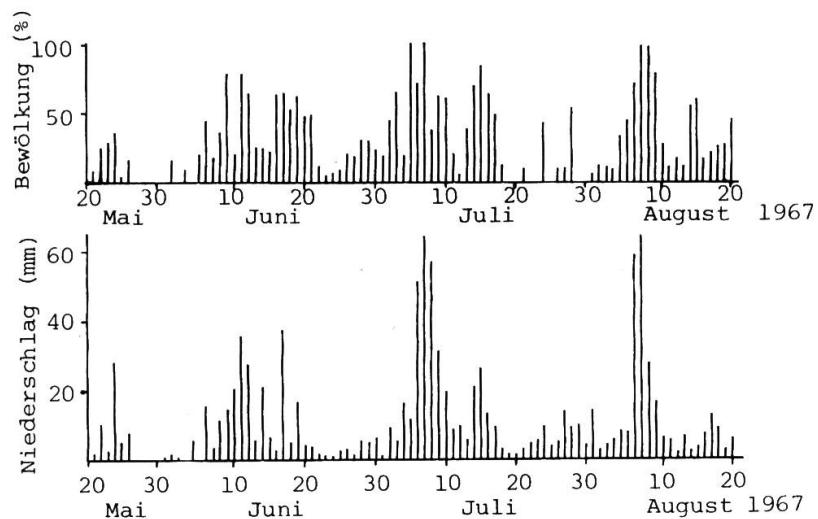


Fig. 44: Bewölkung und Niederschlag in Ostpakistan vom 20. Mai - 20. August 1967.
Daten entnommen aus Fig. 43. Regressionsdiagramm.

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 der 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 Tschaad 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. Wie weit 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.

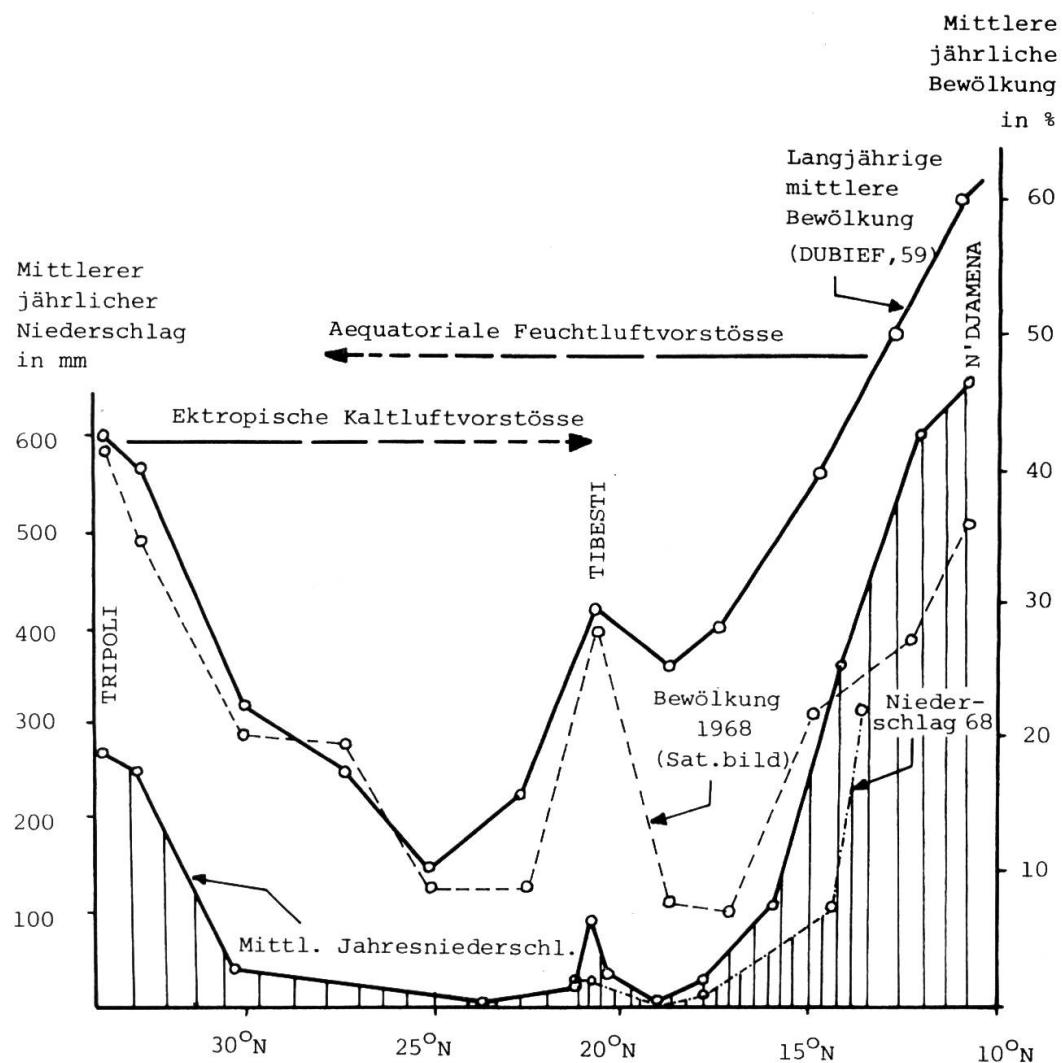


Fig. 45: Bewölkungs- und Niederschlagsprofil durch die Sahara (Meridian durch das Tibesti).

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 zentralen saharischen 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, ungeteilt 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 heran geführt 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). Ähnliche 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 auszubleiben. 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 Subtropenhochs 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 unterscheiden 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, wörunter 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 Gebirgsteilen 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 anschaulischer 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).

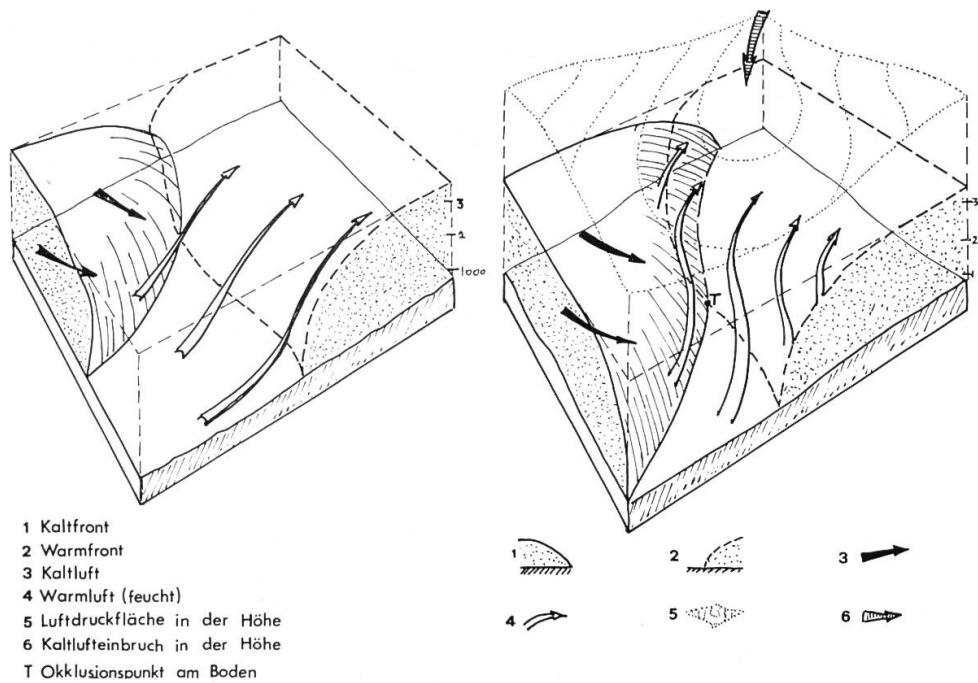


Fig. 46: Auslösungsmechanismus von Starkregen (VANNEY, 1960).

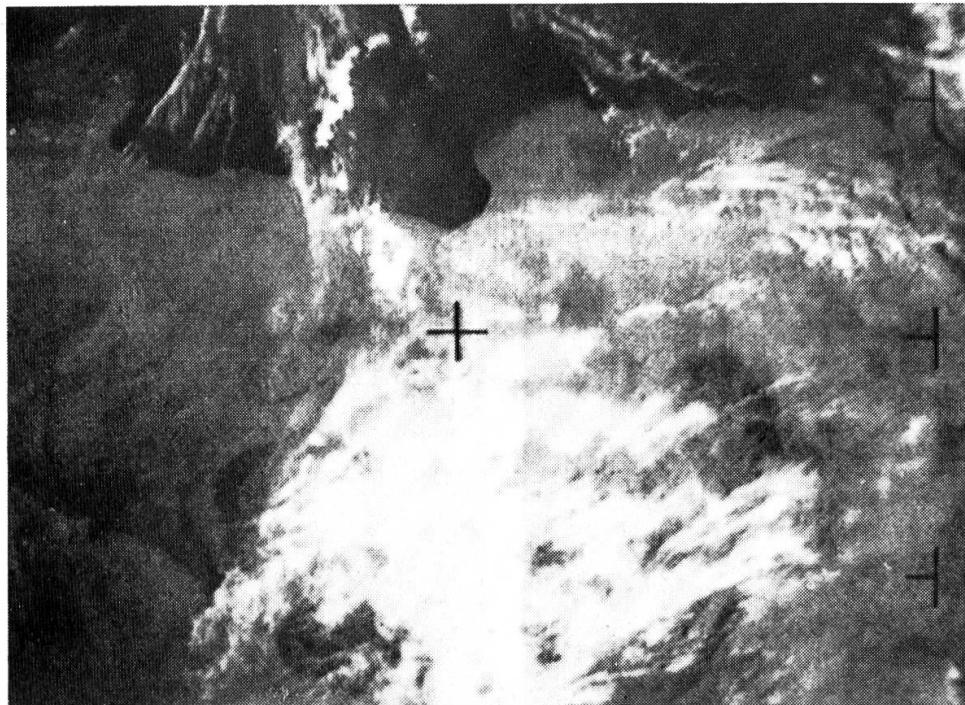
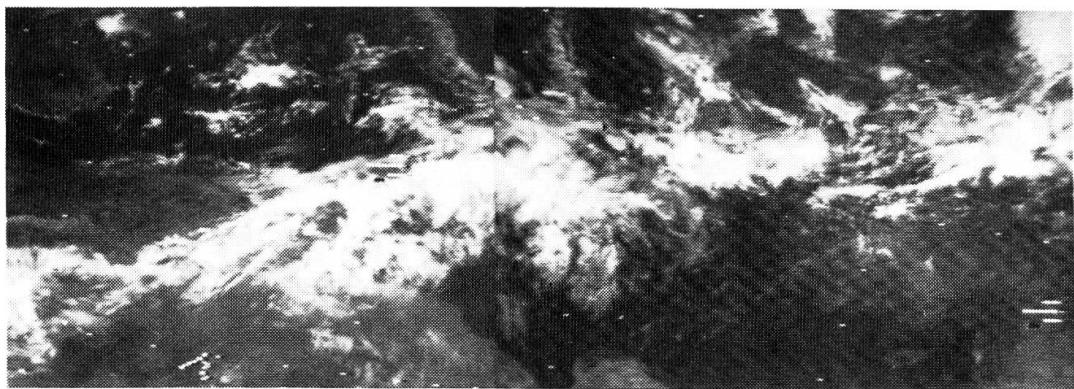


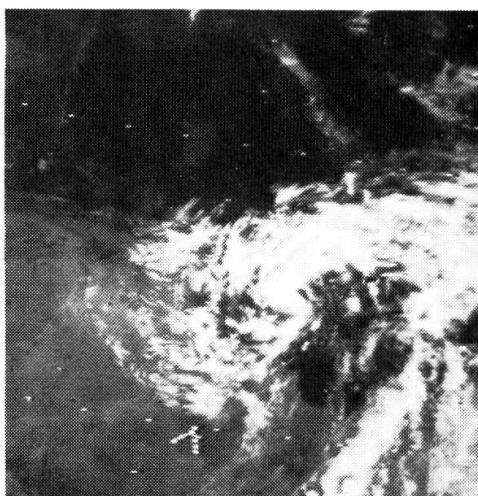
Abb.10: Frontalbewölkung über dem Tibesti mit verbreiteten Niederschlägen. Aufnahme ESSA-6 (APT), Umlauf 2477/3, 26.5.1968, 8.55 Uhr GMT, Colovrex (Genf).



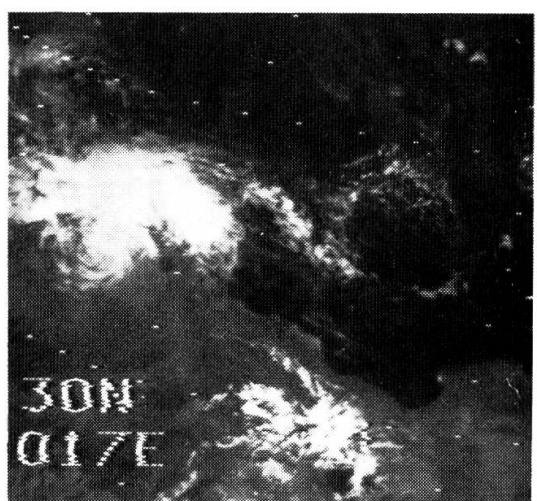
21 SEPTEMBER 1969



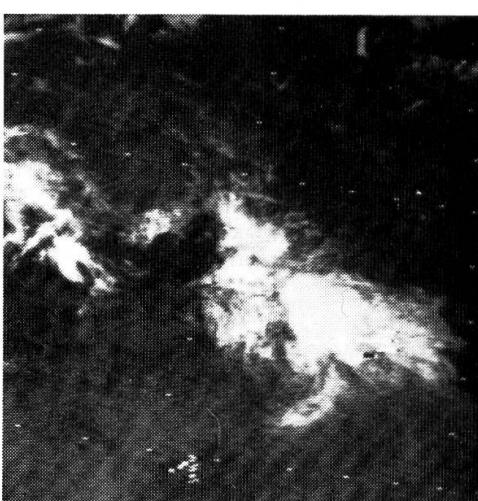
23 SEPTEMBER 1969



24 SEPTEMBER 1969



27 SEPTEMBER 1969



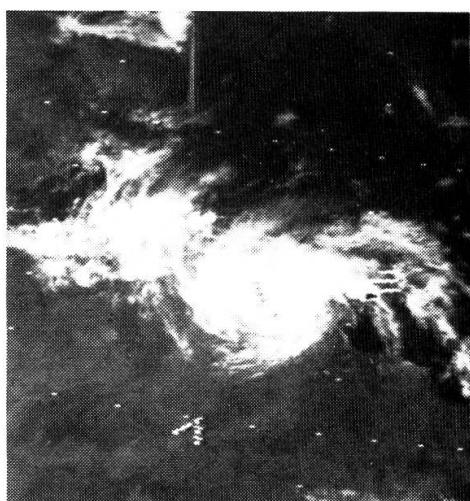
28 SEPTEMBER 1969



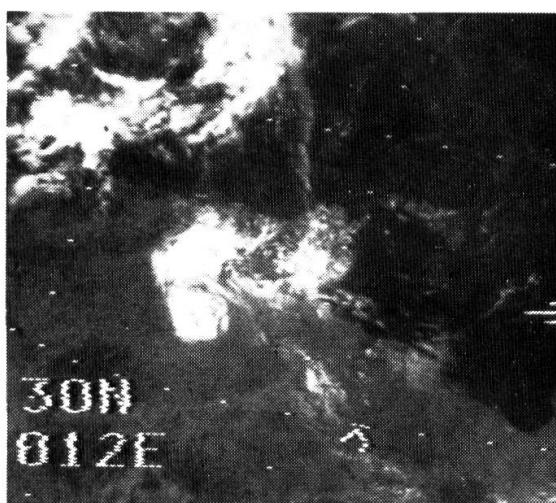
22 SEPTEMBER 1969



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 Luftsichten wird von SW her tropische Feuchtluft in eine Tiefdruckrinne geführt, die durch den zeitweiligen Zusammenbruch des Subtropenhighs 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 höheren Luftsichten 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 Subtropenhighs (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 $10'000 \text{ km}^2$ und VANNEY (1960) gibt für die Starkregen im März 1959 eine Fläche von $250'000 \text{ km}^2$ und eine geschätzte Niederschlagsmenge von $8,5 \text{ km}^3$ 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.

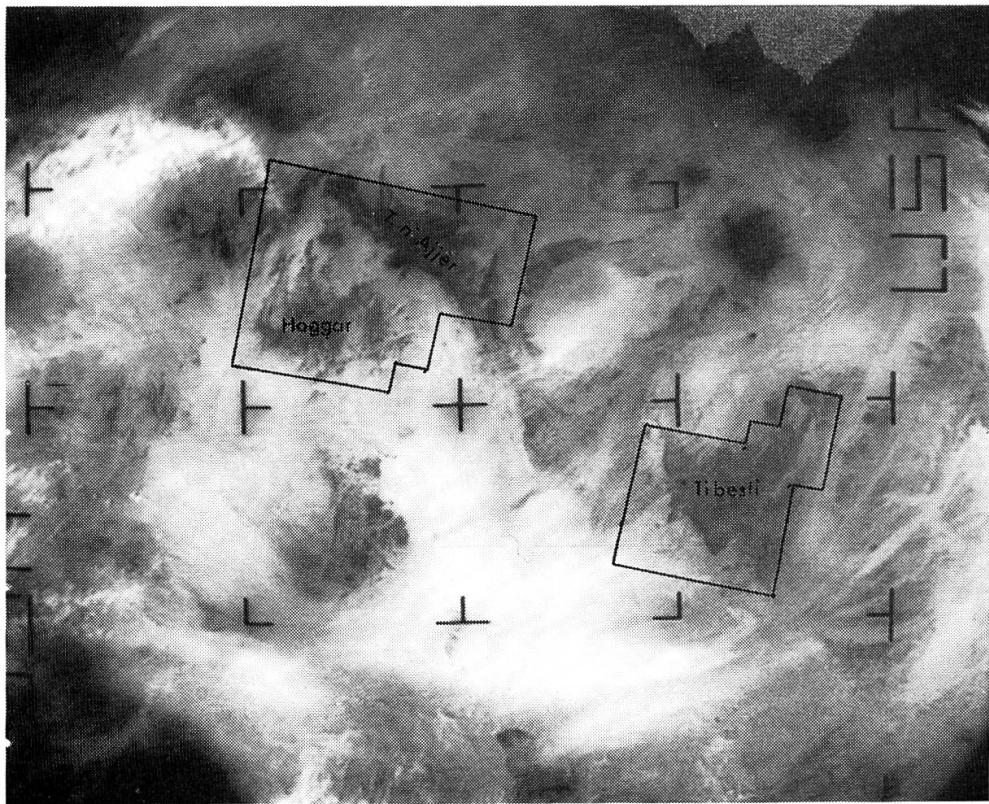
Zwischen Tibesti und Hoggar ergeben sich markante Bewölkungsunterschiede: im Jahresmittel weist das Tibesti 10 % Bewölkung auf, der Hoggar dagegen 23 %. Innerhalb des Tibesti sind ebenfalls Differenzierungen möglich (Toussidé 23 %, Mouskorbé 15 %, Emi Koussi 8 %). Unter Berücksichtigung der beteiligten 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.

IV. Teil:
Mehrjährige Bewölkungsanalysen über den
Zentralsaharischen Hochgebirgen Tibesti, Hoggar und
Tassili N'Ajjer

Dieser Teil erschien in etwas erweiterter Form gemeinsam mit MESSERLI, B. und KAMINSKI, H. in "La Météorologie" V-29-1974:15-51 unter dem Titel: "Etude de la nébulosité faite sur plusieurs années d'après les images prises par satellites météo pour le Tibesti et le Hoggar-T.n'Ajjer".



Auswertungsgebiete Hoggar, Tassili n'Ajjer und Tibesti.
Aufnahme NOAA-1. 17.4.1971, 14.13 Uhr GMT, Umlauf 1593, Sternwarte Bochum.

17. EINFUEHRUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Die Sahara, besonders aber deren zentrale Bereiche mit den ausgedehnten Beckenlandschaften und den Hochgebirgen Hoggar/Tassili n'Ajjer im Westen, sowie dem Tibesti im Osten, gehören dem subtropischen Hochdruckgürtel an mit seinen ausserordentlich charakteristischen und konstanten Klimaverhältnissen: grosse Wolkenarmut, intensive Einstrahlung, hohe Temperaturen, geringe oder fast keine Niederschläge. Dabei weisen die Gebirge eine etwas gemilderte Aridität auf und sind neben den Randbereichen der Wüste und einzelnen isolierten Wadis die einzigen Stellen, die mit einiger Sicherheit auch spärlichen Pflanzenwuchs aufweisen. Voraussetzungen dafür sind einerseits die dank der Höhenlage reduzierten Temperaturen, andererseits aber auch die fast periodisch fallenden Niederschläge. Entscheidend ist dabei, dass praktisch alle niederschlagserzeugenden Witterungskonstellationen in den geographisch isolierten zentralsaharischen Gebirgen generell auf Einflüsse der Zirkulationsgürtel südlich und nördlich der Sahara zurückzuführen sind. Damit ist die Frage nach den im Mittel vor-

ab meridional funktionierenden Zirkulationsmechanismen angeschnitten, die im globalen Energiehaushalt eine zentrale Rolle spielen.

Die Bewölkungsverteilung, deren Studium erst seit dem Vorliegen von täglichen Wettersatellitenbildern auch in den stationslosen zentralen Wüstenteilen routinemässig möglich ist, sollte, räumlich und zeitlich differenziert, die Einflüsse der verschiedenen Zirkulationskomponenten wiedergeben, falls diesen eine gewisse Gesetzmässigkeit zugrunde liegt. Die Auswirkungen der Bewölkung auf andere Klimaelemente ist evident, und es wurden zahlreiche Versuche unternommen, die Wechselbeziehungen quantitativ zu fassen.

Im vorliegenden Abschnitt wurde das an der Sternwarte Bochum seit 1966 archivierte Wettersatellitenbildmaterial bezüglich der Bewölkungsverteilung über den zentralsaharischen Hochgebirgen ausgewertet.

Die weitgehende Beschränkung der Studie auf die Hochgebirge ist insoffern gerechtfertigt, da Hoggar und Tibesti als orographische Reaktionszentren wirken und so Fremdeinflüsse sichtbar machen, die über den flachen Beckenzonen unter Umständen keine Auswirkungen zeigten würden und im Bewölkungsbild auch nicht mehr erkennbar wären.

18. AUSWERTUNG UND VERIFIKATION

Eine Bewölkungsuntersuchung über mehrere Jahre hinweg ist nur mit Hilfe eines vergleichsweise heterogenen Datenmaterials möglich. Technischer Fortschritt, Satellitenbahnen, Auflösungsvermögen und Spektralbereiche der Kameras, Sensordegradierung und Ausfälle in der komplizierten Bildübertragungskette sowie zahlreiche andere Faktoren bewirken, dass mit qualitativ sehr unterschiedlichem Bildmaterial gearbeitet werden muss. Dabei darf in unserem Fall die Bildwiedergabe der Bochumer APT-Station als optimal bezeichnet werden (Titelbild, vgl. auch KAMINSKI, 1973:363-364; 1968:754-755).

18.1. Satelliten

Es wurden gemäss nachfolgender Zusammenstellung die Bilder von neun verschiedenen Satelliten ausgewertet:

Tab. 14: Ausgewertete Satellitendaten.

Satellit	Einsatzjahre für die Auswertung
ESSA 2	April - Dezember 1966
ESSA 4	Februar - Mai 1967
ESSA 6	November 1967; März 1968
ESSA 8	Februar, August, November-Dezember 1969, Januar-Februar 1970, Januar 71-Juni 72, September 72- März 73
Nimbus 2	Mai 1966 - März 1968
Nimbus 3	April 1969 - März 1970
Nimbus 4	Januar - April, Juni - August 1972
ITOS 1	Februar - Dezember 1970
NOAA 1	Dezember 1970, April - Juni 1971

18.2. Datenausfälle

Insgesamt mussten beträchtliche Datenausfälle in Kauf genommen werden, wie die folgende Tabelle zeigt (Tab. 15). Besonders problematisch war das Jahr 1968. Es wurde deshalb in der Auswertung ausgeklammert.

Allerdings verzeichnet auch die Kontrollstation Tamanrasset (Hoggar) im Mittel rund 25 % fehlende Angaben (Berliner Wetterkarte, Cartes du Service météorologique).

Tab. 15: Mittlere Datendichte für die Periode Mai 1966 - März 1973 (in Prozent) (Bochumer Archiv).

	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Hoggar/ Ajjer	40	57	48	43	59	56	45	40	56	54	51	41	49
Tibesti	55	72	58	56	68	71	69	57	69	69	65	57	64

18.3. Auswertungsverfahren

Die Auswertung erfolgte nach dem in 3.2.3.2. erläuterten Verfahren. Es sei hier in Kürze noch einmal skizziert.

Für beide zentralsaharische Hochgebirge wurde nach Möglichkeit jeden Tag ein Bild ausgewertet. Die Gebietseinteilung in Einheitsfelder mit $1/2^{\circ}$, bzw. 1° Seitenlänge war mit Hilfe transparenter Deckfolien möglich (Tibesti 86 Felder; Hoggar/Tassili n'Ajjer 95 Felder).

Im Gegensatz zur Auswertung in Teil III, die den binären Punktentscheid "bewölkt" oder "nicht bewölkt" verlangte, wurde die felderweise Beurteilung nach folgendem Schema vorgenommen:

Meteorol. Situation	Klasse	Bewölkungsgrad der Klassenmitte in %
Keine verfügbaren Daten	-	-
wolkenlos	0	0
1-25 % bewölkt	1	13
26-50% bewölkt	2	38
51-75% bewölkt	3	63
76-100% bewölkt	4	88

Die Klassenzuordnung einer bestimmten meteorologischen Situation war in den meisten Fällen ohne Schwierigkeiten möglich.

Für jede Einheitsfläche liess sich darauf eine mittlere monatliche Bedeckung berechnen (Summe der Klassenmitten / Summe der Tage mit Daten). Für den mittleren mehrjährigen Bewölkungsgrad wurden die einzelnen Monate je nach vorhandenem Datenmaterial gewichtet.

18.4. Verifikation

Der Vergleich mit terrestrischen Daten wurde anhand der Wetterkarten-aufzeichnungen von Tamanrasset (Hoggar) durchgeführt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass den "punktuellen" Wetterkartenmeldungen das flächenhafte Mittel ($50 \times 50 \text{ km}^2$) der Satelliteninterpretation gegenübergestellt wird. Fig. 47 zeigt, dass im Mittel der 6 Jahre (1966-67, 1969-72/3) der Bewölkungsgang wohl ausserordentlich gut übereinstimmt, die absoluten Bedeckungsangaben dagegen im Verhältnis 1 : 2,4 gegeneinander differieren. Dieser grosse Unterschied deckt sich mit den in Tab. 3 aufgestellten Vergleichen.

Der Bewölkungstagesgang wird sehr detailliert von DUBIEF für die Hoggar-Stationen Tamanrasset (Fig. 13) und Assekrem (DUBIEF in SCHIFFERS 1973, Bd. III:205) diskutiert, die beide auf der dem Sommermonsun zugekehrten Gebirgsseite lokalisiert sind, und somit nur unter Einschränkungen auf andere Regionen übertragbare Ergebnisse liefern. Es zeigt sich, dass die Bewölkungsmenge zirka um 11 Uhr dem Tagesmittel entspricht und zwar im Sommer (grosse Tagesschwankungen) und im Winter (kleine Tagesschwankungen). Der Beobachtungszeitpunkt der verschiedenen Satelliten schwankt zwischen zirka 9-15 Uhr, liegt aber im Mittel auch etwa bei 11 Uhr.

19. ERGEBNISSE

Aufgrund der bis dahin gemachten Vorbehalte und eingedenk der Unsicherheiten bei der Verifikation ist folgende vorsichtige Gesamtbe-wertung der Gültigkeit der Resultate angebracht:

1. Punktuell und kurzfristig sind relativ grosse Abweichungen zwischen Satellitenbildauswertung und den wirklichen Verhältnissen möglich.
2. Mit zunehmender Länge der Beobachtungsperiode und Grösse des Beobachtungsraumes werden die Ergebnisse zuverlässiger.
3. Bei der quantitativen Analyse dürften relative Differenzierungen gesicherter sein als absolute.

19.1. Schwankungen der Gesamtbewölkungsmenge im mehrjährigen Verlauf

Mit Ausnahme des Jahres 1970 schwanken die Gesamtbewölkungsmengen innerhalb sehr kleiner Abweichungen (Fig. 48). Die unvermittelte Bewölkungsverdoppelung 1970 vorab im Hoggar ist auf Bedeckungsmaxima im Frühling, sowie Herbst und Winter zurückzuführen. Eine vergleichbar extreme Schwankung ist für die Station Tamanrasset aufgrund der Wetterkartenmeldungen nicht festzustellen, so dass eine definitive Antwort auf diese Frage nicht gegeben werden kann.

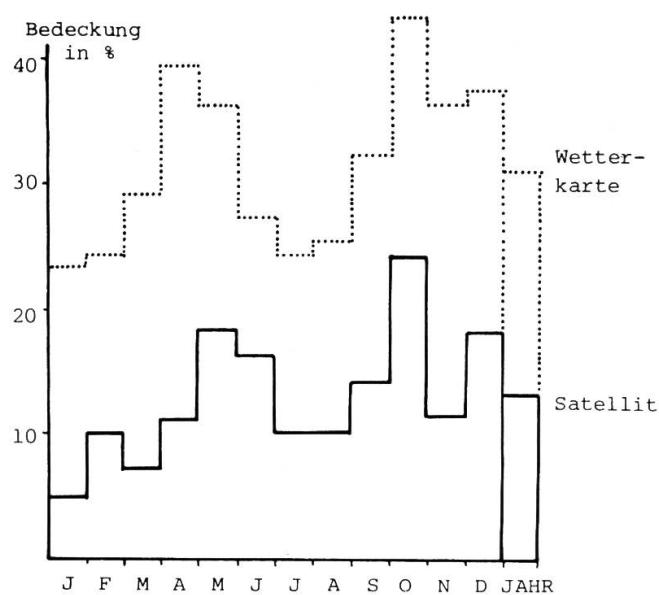


Fig. 47: Jahresgang der Bewölkung der Hoggar-Station Tamanrasset. Vergleich der punktuellen Wetterkartenmeldungen und der flächenhaften ($50 \times 50 \text{ km}^2$) Satellitenbilddauswertung (1966-1972).

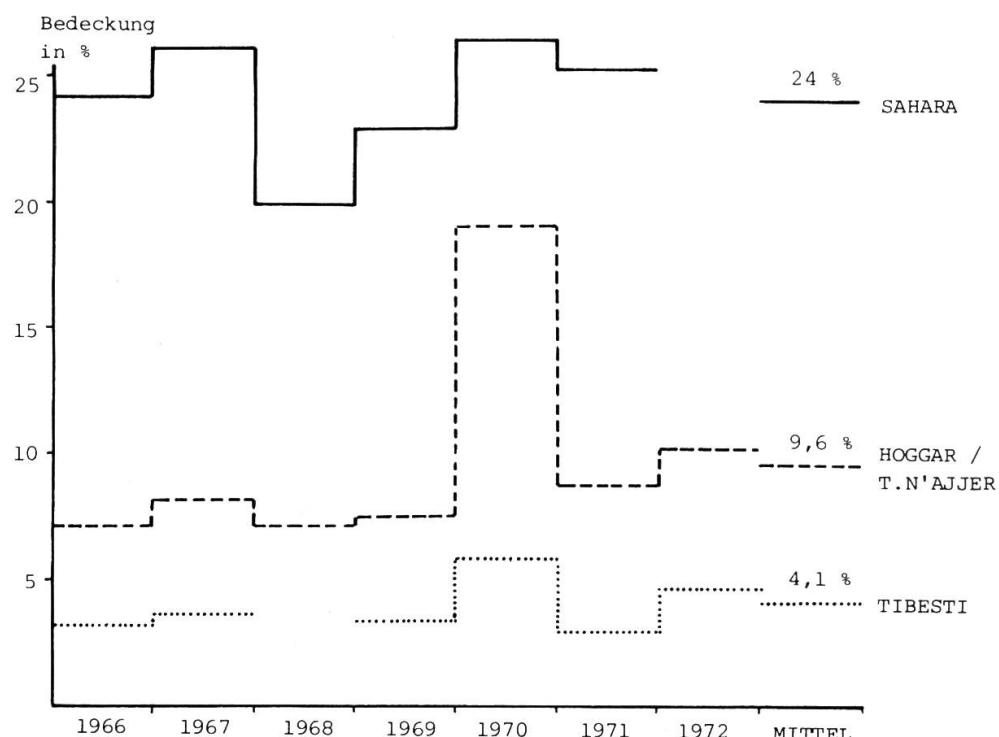


Fig. 48: Schwankung der mittleren Jahresbewölkung von Mai 1966 - Dezember 1972. Gesamtsahara (südl. Begrenzung bei 16° - 20°N , inkl. arabische Halbinsel; Auswertung der Sternwarte Bochum), Tibesti, Hoggar / Tassili n'Ajjer. Satellitenbilddauswertung.

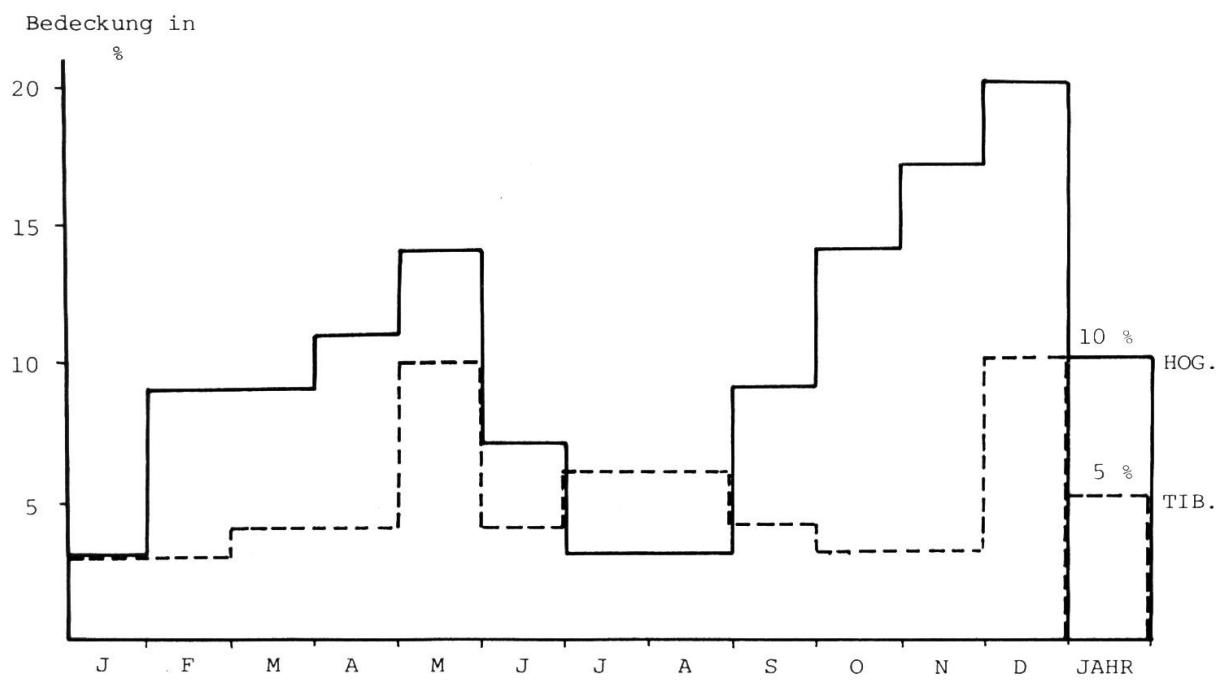


Fig. 49: Mittlerer jährlicher Bewölkungsverlauf für Gebiete oberhalb 1000 m ü.M. Hoggar / Tassili n'Ajjer und Tibesti.
Mai 1966 - Dez. 1967, Jan. 1969 - März 1973 (6 Jahre).
Satellitenbildauswertung.

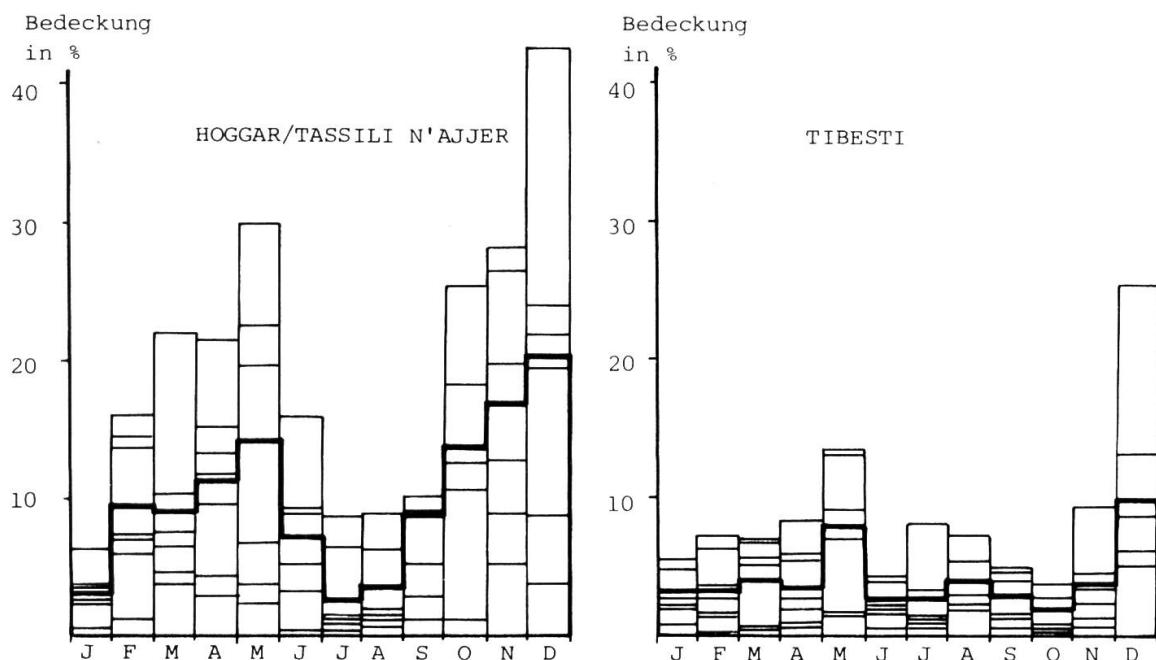


Fig. 50: Streuung der monatlichen Bewölkungsgrade von Hoggar / Tassili n'Ajjer und Tibesti (je gesamtes Auswertungsgebiet) für den Zeitraum Mai 1966 - März 1973. Satellitenbildauswertung. Monate mit zu geringer Datendichte (weniger als 33%) wurden weggelassen.

Ebenso erstaunlich ist andererseits das in den übrigen Jahren sehr konstante Bewölkungsgeschehen. Da die seit 1968 herrschende Dürre im Sahelbereich allgemein mit einem stark abgeschwächten Monsuneinfluss in Zusammenhang gebracht wird, erwartet man eher eine über die Jahre hinweg abnehmende Bewölkungstendenz. Offenbar wirken die Gebirge in einer Weise reaktivierend, die für Gebiete, die selbst südlich davon gelegen sind, keinesfalls zutrifft.

19.2. Mittlerer Jahresablauf des Bedeckungsgrades

Im Jahresmittel ist eine Abnahme von Westen nach Osten feststellbar (Fig. 34). Hierbei spiegelt sich die abnehmende Wirkung der Störungen aus dem Westwindbereich und der sommerlichen Feuchtluftvorstösse aus südlicher Richtung.

Das zahlenmässige Vorherrschen der mit ektropischen Störungen liierten winterlichen Bewölkung manifestiert sich in der Jahreskurve aller Grossräume der Sahara mit einem Dezember-Maximum und Juli-Minimum.

In beiden Gebirgen weist der Januar im Vergleich zum Dezember eine überraschend geringe Bewölkung auf.

Ebenso auffällig ist andererseits die hohe Bedeckung im Mai. Dieser Monat nimmt auch im Niederschlagsgeschehen zumindest auf der Nordabdachung der Gebirge eine Sonderstellung ein, wo z.T. erstaunlich hohe Werte zu verzeichnen sind (GAVRILOVIC, 1969:47; DUBIEF, 1963:192). Wie weit sich hier der Übergang von der Winter- zur Sommersituation manifestiert, ist nicht mit Sicherheit zu beantworten. Die in der Literatur häufig zitierten sudano-saharischen Störungen, die sich im Satellitenbild als Wolkenbrücken abzeichnen, tragen wesentlich zur hohen Maibewölkung bei und weisen in diesem Sinne auf Instabilitäten des Hochdruckgürtels hin.

Insgesamt würde man einen grösseren Einfluss der monsunalen Vorstöße in den Sommermonaten auf den Bedeckungsgrad vermuten. Da es sich aber meist um konvektive Wolkentypen handelt, bleiben sie örtlich auf die grossen Massenerhebungen in den südwestlichen Gebirgsteilen konzentriert und treten erst in den Bewölkungskarten ausgeprägter in Erscheinung (vgl. 19.3.1.).

Erwartungsgemäss ist die Streuung der einzelnen Monatswerte (z.B. Mai) von Jahr zu Jahr im Vergleich zur grossräumigen Betrachtung bedeuter (Fig. 50).

19.3. Jahreszeitliche Bewölkungskarten für die zentralsaharischen Hochgebirgszonen (Fig. 51 und 52)

Die Einteilung der Bewölkungskarten ist identisch mit dem Auswertungsgitter. Die Seitenlängen betragen wie erwähnt $\frac{1}{2}^{\circ}$, bzw. 1° . Die Gebirgskonturen sind als Orientierungshilfe eingetragen. Durch einen 10-stufigen Punktraster wird der jährliche und jahreszeitliche mittlere Bedeckungsgrad dargestellt und ist zudem in jedem Rasterfeld numerisch angezeigt.

Die Abgrenzung der 3-monatigen Intervalle erfolgte aufgrund der Jahreskurve (Fig. 49).

19.3.1. Höhenverteilung der Gebirge

Die Interpretation der raum-zeitlichen Bewölkungsverteilung ist weitgehend von der geographischen Lage bezüglich der einzelnen Zirkulationskomponenten und der Höhenverteilung beider Gebirgsräume her möglich.

Die folgenden Höhenangaben sind verschiedenen topographischen Karten entnommen und verstehen sich als Grössenordnung (u.a. SCHIFFERS, 1973, Bd. III:200, SCHOLZ, 1967: Abb. 1). Im Höhenbereich über 1000 m erstreckt sich der Hoggar über 180'000 km², das Tibesti über 65'000 km². Im Hoggar (v.a. Atakor) ragen aber nur noch ca. 4'800 km² über 2000 m hinaus, im Tibesti dagegen noch über 12'500 km². Die resultierenden Unterschiede in der Reliefenergie begünstigen somit im Tibesti etwas ausgeprägter die Bildung konvektiver Bewölkung (v.a. Juli-September) als im Hoggar, obwohl jener im Mittel häufiger von tropischer Feuchtluft erreicht werden kann. Die Begünstigung der SW-Seite des Tibestis äussert sich auch im artenreichen, tropisch-orientierten Vegetationsbild.

19.3.2. Hoggar und Tassili n'Ajjer (Fig.51)

Das Jahresmittel ist räumlich sehr ausgeglichen. Erst mit dem Wechsel der Jahreszeiten verlagern sich die Bewölkungsmaxima in Richtung der Hauptvorstossachsen der verschiedenen Zirkulationseinflüsse. Einzig die höchsten Erhebungen (Assekrem im S, Massif de l'Adrar im NE, Garet el Djenoun im NW) sind auch im Jahresmittel etwas stärker bewölkt.

Im Januar - März ist das Bewölkungsbild wenig differenziert. Entsprechend den fast durchwegs aus W bis N heranziehenden Wolken ist eine leichte Bewölkungsabnahme über dem Hoggar und Erg d'Admer zu verzeichnen. Da primär advektive Vorgänge wirken, spielen die Massenerhebungen noch eine untergeordnete Rolle.

Der Zeitraum April-Juni ist gekennzeichnet durch eine allgemeine Bewölkungszunahme, die Gebirgsräume treten als Konvektionszentren in Funktion (erhöhte Temperaturen, Zufuhr feuchterer Luft). Vor allem die hohen Werte des Monats Mai tragen zur charakteristischen Verteilung bei. Sowohl Störungen aus dem NW mit flächenhaft starker Bedeckung, aber auch die Wolkenbrücken zwischen Niger und Sirte üben einen dominanten Einfluss aus, wobei letztere zum höheren Bewölkungsgrad im Gebiet des Atakors beitragen.

In den Monaten Juli-September überwiegen als Fremdeinflüsse die monsunalen Vorstösse aus SW. Die Bewölkung ist insgesamt gering, besonders in den Lee-Bereichen, kann aber lokal über einzelnen Gipfelpunkten höhere Werte annehmen als das Rasterflächenmittel (50 x 50 km²) vermuten lässt. Der grösste Bedeckungsgrad ist erwartungsgemäss im Atakor zu finden, wo Feuchtluftporen auch am ehesten aktiviert werden können. Diese Prozesse sind deshalb von Bedeutung, da zwischen der ITC und der Achse mit der intensivsten Bewölkung gerade über Afrika überdurchschnittlich grosse Entfernung liegen, wie ISHIWATA und AOYAMA (1972:37) kartographisch festhalten und wofür FLOHN (1966: 319) eine zirkulationstheoretische Erklärung gibt.

Oktober-Dezember sind die Monate mit der stärksten Bewölkung. Praktisch ohne wesentlichen orographischen Einfluss kann eine Verteilungsstruktur erkannt werden, die die räumliche Orientierung der aus dem Sektor W bis N in den zentralen Sahararaum vorstossenden Störungen aus der Westwinddrift klar wiedergibt.

19.3.3. Tibesti (Fig.52)

Im Vergleich zu Hoggar / T. n'Ajjer zeigen die Karten des Tibesti zwei Charakteristika: die Bewölkungsmengen sind mit Ausnahme der Monate Juli-September wesentlich geringer, die Orographie dagegen spielt eine grössere Rolle. Die erste Feststellung bestätigt die grossräumige Tendenz und findet ihre Erklärung darin, dass aus der Westwinddrift vorstossende Störungen gegen die östliche Sahara hin immer mehr an Wirkung verlieren. Die zweite Tatsache ist auf das ausgeprägtere Relief zurückzuführen (Höhenverteilung siehe 19.3.1.).

Das Jahresmittel zeigt in diesem Sinne eine ausgeprägtere räumliche Differenzierung. Die Gipfel um den Toussidé (3265 m, im NW) erreichen als Bewölkungsschwerpunkte rund zweimal grössere Werte als der höchste Saharagipfel Emi Koussi (3415 m) im S des Gebirges. Letzterer wird von Störungen der Westwinddrift nurmehr selten überstrichen und kann erstaunlicherweise trotz seiner Lage auch nur schwer von den monsunalen Vorstössen erreicht werden. Der Einfluss des Passates auf der SE-Seite des Tibestis ist derart übermächtig, dass der anschliessende Teil der libyschen Wüste praktisch das ganze Jahr wolkenlos ist.

Januar - März bringen vor allem der NW- und N-Seite ein schwaches Bewölkungsmaximum, erreicht aber auch dort, wie in den übrigen Gebirgsteilen nur sehr geringe Werte. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass - wie im Hoggar - die Bedeckungsanteile höher ausfallen könnten, da der in dieser Jahreszeit bedeutende Anteil an Cirrus-Bewölkung (insb. im Geleit des Subtropischen Jetstreams) häufig nicht erkennbar ist.

Die Mai-Bewölkungsvorstösse machen in der April - Juni - Zusammenstellung auch im Tibesti den grössten Anteil aus. Allerdings fallen hier die für den Hoggar typischen Wolkenbrücken grösstenteils weg. Der SW bleibt ausgesprochen wolkenarm, die wirkungsvollsten Vorstösse erreichen das Gebirge vorwiegend aus NW.

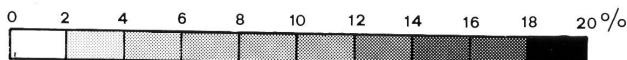
Die Grenzsituation des Tibesti mit seiner Reaktivierungstendenz ist am ausgeprägtesten in der Periode Juli - September erkennbar. Alle umliegenden Beckenlandschaften sind fast völlig wolkenfrei. Hohe Bewölkungsanteile finden sich auf der SW-Flanke des Gebirges. Die Situation wird durch die charakteristische Anordnung der Hauptgebirgskämme begünstigt, die dazu beiträgt, dass die trockenen NE-Winde in einem Bogen um das Südende (Emi Koussi) gelenkt werden, während andererseits das Vordringen einzelner Monsunlufttropfen von SW her begünstigt wird, wie bereits von MESSERLI (1972:67) zur Darstellung gebracht wurde.

FIG. 51

HOGGAR / TASSILI N'AJJER (SAHARA)
BEWÖLKUNGSVERTEILUNG AUS WETTER-
SATELLITENBILDERN

JAHRESMITTELWERT UND 3-MONATIGE MITTEL (IN PROZENT)
1966-67, 1969-72/73

- 1000 M - ISOHYPSE
- 1500 M - ISOHYPSE
- 2000 M - ISOHYPSE



M.W. 73

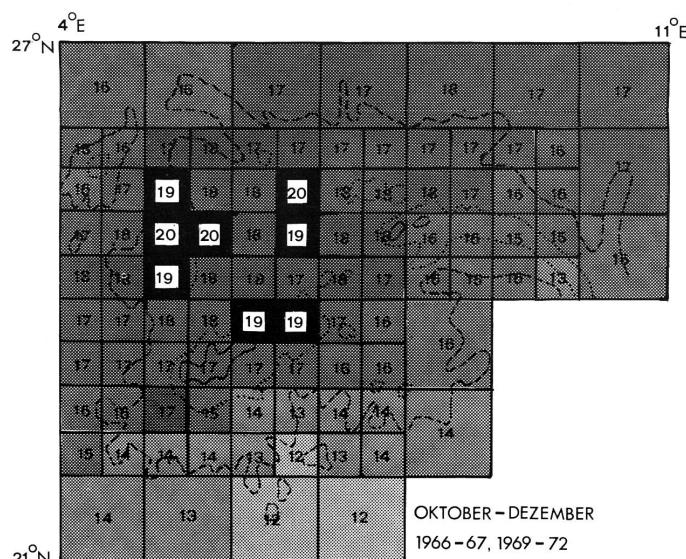
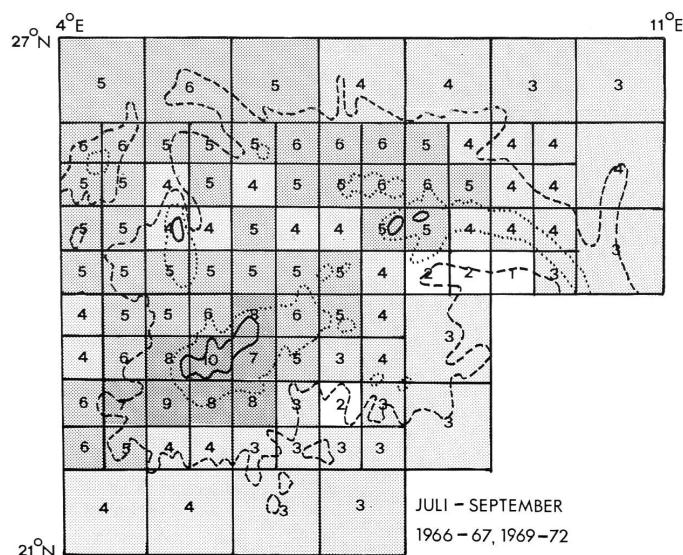
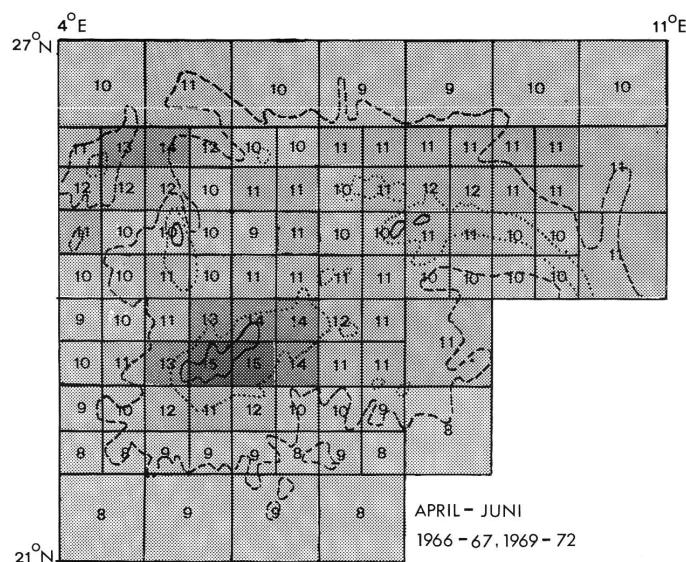
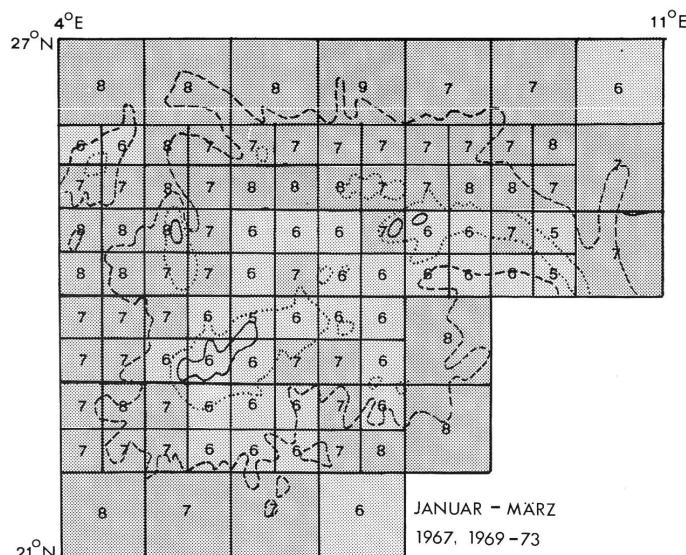
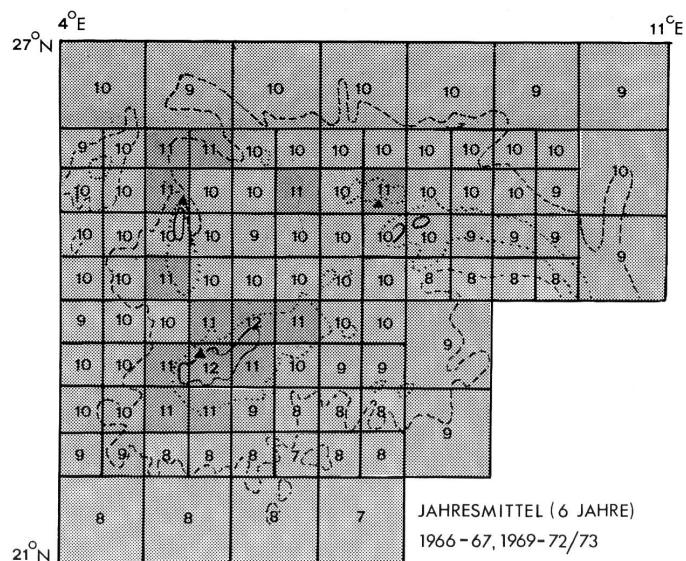
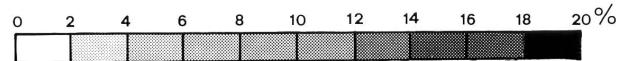


FIG. 52

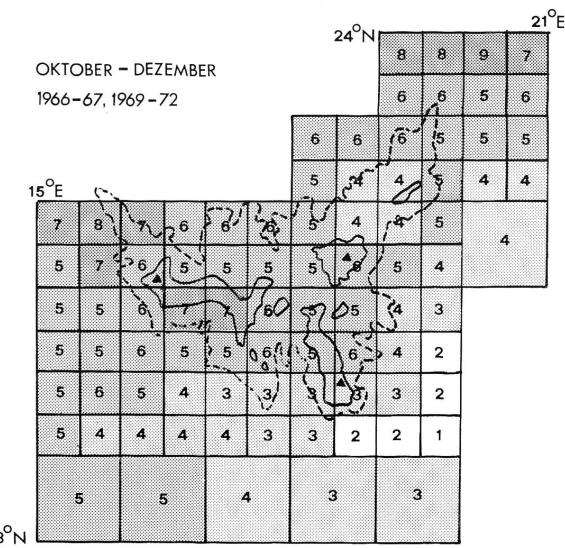
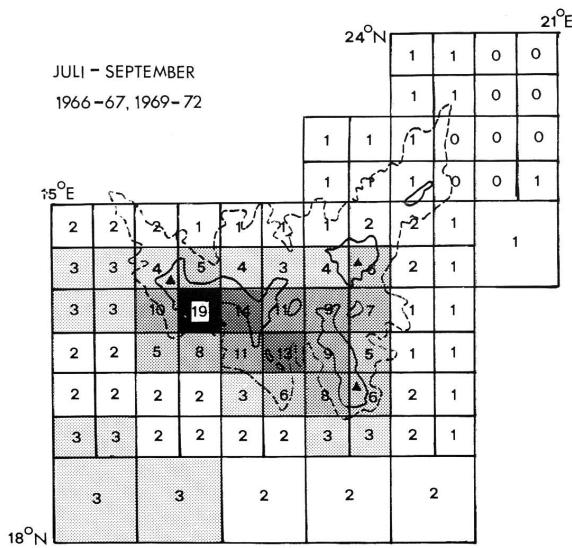
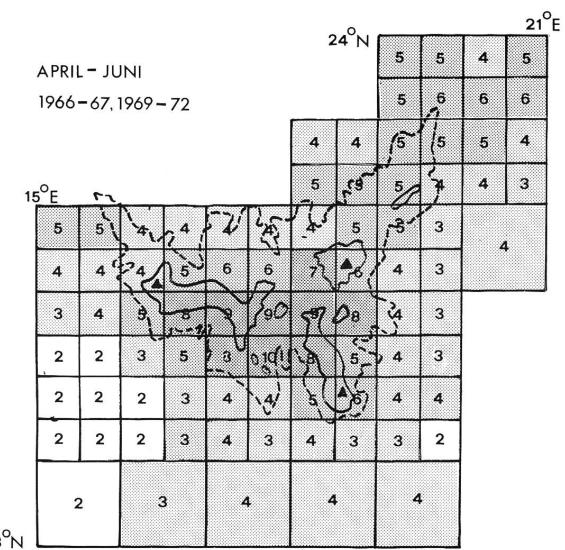
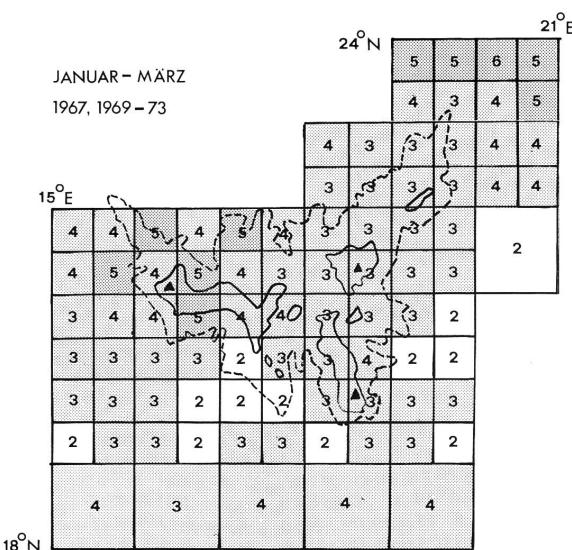
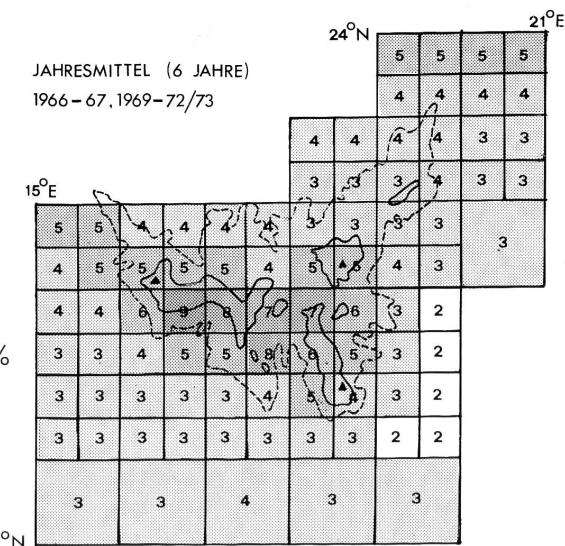
TIBESTI (SAHARA)
BEWÖLKUNGSVERTEILUNG AUS WETTER-
SATELLITENBILDERN

JAHRESMITTELWERT UND 3-MONATIGE MITTEL (IN PROZENT)
 1966-67, 1969-72/73

----- 1000 M - ISOHYPSE
 —— 2000 M - ISOHYPSE



M.W. 73



Das letzte dreimonatige Intervall Oktober - Dezember weist eine fast gleiche Wolkenverteilung wie das Jahresmittel auf: sehr ausgeglichen und auf die erfolgte Zirkulationsumstellung hinweisend.

20. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE VON TEIL 4

Die mit Hilfe von Wettersatellitenbildern vorgenommene Bewölkungs- auswertung lässt folgende Schlüsse zu:

1. Die Bewölkungsmengen nehmen in der Sahara von Westen nach Osten ab.
2. Die Schwankung der Gesamtbewölkungsmenge von einem Jahr zum andern bewegt sich während der ganzen Untersuchungsperiode innerhalb enger Grenzen. Eine Ausnahme bildet das Jahr 1970.
3. Die Gebirge stehen mit Ausnahme der höchsten Partien ganz- jährig unter dem dominanten Einfluss der trockenen Passatluft- massen, werden aber regelmässig (Hoggar häufiger als Tibesti) von Störungen des Westwindsystems, Monsunvorstößen und sudano- saharischen Depressionen erreicht.
4. Entsprechend diesen drei überwiegenden Fremdeinflüssen zeichnet sich eine nach Herkunft und Charakter unterschiedliche Niederschlagstätigkeit ab. ROGNON (1971:78) differenziert: November - Januar: Regen in Verbindung mit "dépressions méditerranéennes", im April - Juli: Niederschlag verursacht durch die "perturbations soudano-sahariennes" und die sommerlichen (Juli - September) "pluies de moussons".
5. Hoggar und Tassili n'Ajjer sind in Bestätigung der Auswertung 1968 im Mittel zweimal stärker bewölkt als das Tibesti.
6. Tropische Feuchtluftvorstösse (sudano-saharische Störungen), im Satellitenbild als Wolkenbrücken erkennbar, beeinflussen den Hoggar stärker als das Tibesti.
7. Zeitlich fallen Feuchtluftausbrüche aus dem äquatorialen Bereich bevorzugt mit dem Durchzug von Zyklonen der Westwinddrift über dem Mittelmeerraum zusammen. Damit ist die Frage nach einem allfälligen Kopplungsmechanismus aufgeworfen.
8. Die Gebirgewirken als orographische Aktivierungszentren in bezug auf atmosphärische Störungen vorab aus dem SW, die diese Grenzräume allenfalls erreichen können. Infolge der grösseren Reliefenergie ist die Wirkung des Tibestis besonders in den Sommermonaten ausgeprägter, was auch niederschlagsmässig in einer ausgeprägten Bevorzugung der SW-exponierten Gebirgsseite zum Ausdruck kommt.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSON, R.K. et al, 1973: The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. WMO Technical Note No. 124. (Revised version of TN-No.75). Geneva.
- ANDERSON, R.K.; FERGUSON, E.W.; OLIVER, V.J., 1966: The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. WMO Technical Note No. 75, Geneva.
- BARRETT, E.C., 1974: Climatology from Satellites. Methuen. London.
- BENER, P., 1963: Der Einfluss der Bewölkung auf die Himmelsstrahlung. Arch.Met.Geoph.Biokl.,Ser.B,12:442-457.
- BLUETHGEN,J., 1966: Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der allgemeinen Geographie, Bd.2, Walter de Gruyter. Berlin.
- BOHAN, W.A., 1968: Tropical Atlantic Cloud Patterns. ESSA Time-Lapse Movie No. WAB 209. Park Ridge, Illinois.
- BOOTH, A.L.; TAYLOR, V.R., 1969: Mesoscale archive and computer products of digitized video data from ESSA satellites. Bull. Am.Met.Soc.50:431-437.
- BRISTOR, C.L., 1968: Computer Processing of Satellite Cloud Pictures. Technical Memorandum NESCTM-3. Washington, D.C.
- DALBY, D.; HARRISON CHURCH, R.J., 1973: Drought in Africa. Report of the 1973 Symp., Centre for African Studies, School of Oriental and African Studies, Univ. of London.
- DOMBKOVSKAYA, E.P., 1970: Relationship between cloud masses observed from a Satellite and their precipitation zones. in: VETLOV, MORSKOI, 1970.
- DORIZÉ, L., 1974: L'oscillation pluviométrique récente sur le bassin du lac Tchad et la circulation atmosphérique générale. Rev. de Géogr. Physique et de Géologie dynamique, 16:393-420.
- DUBIEF, J., 1974: Das Klima des Sudan-Sahel.in: SCHIFFERS,H., 1974: 14-31.
- DUBIEF, J., 1973: Das westliche Zentralmassiv der Sahara: der Hoggar. in SCHIFFERS,H., 1973: Bd.3.
- DUBIEF, J., 1971: Die Sahara: Eine Klima-Wüste. in: SCHIFFERS,H., 1971, Bd.1:227-348.
- DUBIEF, J., 1959/1963: Le climat du Sahara. Mémoires I.R.S., t.1, 1959, t.2, 1963. Alger.
- DUBIEF., J., 1947: Les pluies au Sahara central. Trav. de l'I.R.S., t. IV:7-21., Alger.
- ERGENZINGER, P.J., 1967: Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Inf. Kultur und Wissenschaft der deutsch-tschechischen Gesellschaft, Bonn, 1.10.67.

- FLOHN, H., 1975: Tropische Zirkulationsformen im Licht der Satellitenaufnahmen. Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen Nr. 2448. Westdeutscher Verlag, Opladen.
- FLOHN, H., 1971: Arbeiten zur allgemeinen Klimatologie. Wiss. Buchgesellschaft, 4817, Darmstadt.
- FLOHN, H., 1968: Vom Regenmacher zum Wettersatelliten. Klima und Wetter. Kindlers Universitätsbibliothek. München.
- FLOHN, H., 1966: Warum ist die Sahara trocken? Ztschr. f. Meteorologie, 17:317-321.
- GARBELL, M.A., 1947: Tropical and Equatorial Meteorology. Pitman & Sons. London.
- GAVRILOVIC, D., 1970: Die Ueberschwemmung im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). Ztschr. f. Geom., NF 14: 202-218.
- GAVRILOVIC, D., 1969: Klimatabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Temperatur. Berliner Geogr. Abh. 8:47-48.
- GEB, M.; SCHERHAG, R., 1968/69: Tägliche Boden- und 850-mb-Karten der Nordhemisphäre im Jahre 1968. Met. Abh., Bd.XCIII, H. 1-4. Berlin.
- HABERAECCKER, P.; NOWAK, P., 1975: DIBIAS, Ein interaktives System zur digitalen Bildauswertung. Interner Bericht. Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen.
- HAMMER, R.M., 1973: Precipitation and Nomadic Life in Sudan. Geo-forum, 14:11-18.
- HAUPT, I., 1970: Die Interpretation von Satellitenaufnahmen. Das Bild der Erdoberfläche. Met. Abh., Bd.73, H.1. Berlin.
- HECKENDORFF, W.D., 1969: Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Staatsex.arbeit (Manuskript), FU Berlin.
- HISDAL, V., 1974: A mathematical Method for Representing Frequency Distributions of Cloud Amount and Related Elements. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser.B, 22:257-280.
- HOEVERMANN, J., (Hsg.), 1967: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. H.I: Feldarbeiten 1964/65. II. Geogr. Inst. FU Berlin.
- INDERMUEHLE, D., 1972: Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Hochgebirgsforschung, 2:121-142.
- ISHIWATA, C.; AOYAMA, T., 1972: Seasonal change of Cloud Distribution in the Tropics. Geogr. Rep. of Tokyo Metropolitan Univ., 6/7:31-37.
- ITTEN, K., 1973: Die Verwendung thermaler Infrarot-Aufnahmen bei geographischen Untersuchungen. Diss. Univ. Zürich.

- KESSLER, A., 1974: Infrarotstrahlungsmessungen auf einer Reise durch Westafrika und die Sahara. 1. Mitt.: Effektive Strahlungsmessungen verschiedener Oberflächen. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser.B, 22:135-147.
- KAMINSKI, H., 1973: Geoforschung - Erkundung aus der Umlaufbahn. Bild der Wissenschaft, 10:362-372.
- KAMINSKI, H., 1968: Luftbilder von Satelliten. Bild der Wissenschaft, 5:754-763.
- KLITZSCH, E., 1966: Berichte über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst 1963). Ztschr. f. Geom., NF 10: 161-168.
- KNOCH, K.; SCHULZE, A., 1956: Niederschlag, Temperatur und Schwüle in Afrika. Kartenauswahl aus Band II des Weltseuchenatlas. Hamburg.
- LEESE, J.A.; EPSTEIN, E.S., 1963: Application of Two-Dimensional Spectral Analysis to the Quantification of Satellite Cloud Photographs. Journal of Applied Meteorology, 2:629-644.
- LEIGHTY, R.D.; LUKES, G.E., 1974 (?): Cloud Screening from Aerial Photography. Separatum ohne weitere Quellenangabe.
- LEITZ, o.J.: LEITZ-CLASSIMAT. Optisch-elektronische Einrichtung zur automatischen quantitativen Bildanalyse in Mikroskopie und Makroskopie. Geräte-Beschreibung. 521-27b. Wetzlar.
- LEROUX, M., 1972: La dynamique des precipitations en Afrique occidentale. ASECNA, Publ. de la Direct. de l'expl. météo., No.23, Dakar.
- LINDENBEIN, B., 1970: Beiträge zur quantitativen Auswertung von Satellitenphotographien der ESSA-Serie (APT) mit Anwendungen. Met. Abh., Bd.99, H.2. Berlin.
- LIOU, K.N., 1973: Transfer of Solar Irradiance through Cirrus Cloud Layers. Journal of Geophys. Research, 78:1409-1418.
- MASON, B.J., 1975: The GARP Atlantic tropical experiment. Nature, 255:17-20.
- MAYENCON, R., 1961: Conditions synoptiques donnant lieu à des précipitations torrentielles au Sahara. La Météorologie, 62:171-181.
- MESSERLI, B., 1972: Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. Hochgebirgsforschung, 2:23-86.
- MESSERLI, B., 1970: Tibesti - Zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbildinterpretation. Jahrb. Geogr. Ges. Bern, 49:139-159.
- MESSERLI, B.; INDERMUEHLE, D., 1969: Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. Geogr. helv., 24:89-90.
- MESSERLI, B.; KAMINSKI, H.; WINIGER, M., 1974: Etude sur la nébulosité faite sur plusieurs années d'après les images prises par satellites météo pour le Tibesti et le Hoggar/Tassili n'Ajjer. La Météorologie, 29:15-51.

- MILLER, D.B.; FEDDES, R.G., 1971: Global Atlas of Relative Cloud Cover 1967-1970 based on data from meteorological satellites. U.S. Dept. of Commerce and U.S. Air Force. Washington, D.C.
- MOHR, T., 1973: METEOSAT. Projekt eines europäischen geostationären Satelliten. Met. Rdsch., 26:23-29.
- MOHR, T., 1972: Ursache der unterschiedlichen Bewölkungsverhältnisse (Bedeckungsgrad grösser 4/8) aus Satelliten- und Bodenbeobachtungen im Gebiet Europa/Ostatlantik 1.1.1970 - 31.12.1970. Met. Rdsch., 25:161-162.
- OTTERMAN, J., 1974: Baring High-Albedo Soils by Overgrazing: A hypothesized Desertification Mechanism. Science, 186:531-533.
- PEDELABORDE, P., 1970: Les moussons. Collection U2, Bd. 75, A. Collin. Paris.
- PLANHOL, X. de; ROGNON, P., 1970: Les zones tropicales arides et subtropical. Collection U, A. Collin. Paris.
- PONCET, J., 1970: La "catastrophe" climatique de l'automne 1969 en Tunisie. Ann. de Géogr. 435:581-595.
- QUEZEL, P., 1964: Carte international du tapis végétal. 1:1Mio. Feuille Largeau. Inst. Géogr. Nat., Paris.
- ROGNON, P., 1971: Un massif montagneux en région tropicale aride: l'Atakor. Relations entre le milieu naturel et le peuplement. Dehan, Montpellier.
- ROSENFIELD, A., 1969: Picture Processing by Computer. Academic Press, New York.
- ROSENFIELD, A.; FRIED, C.; ORTON, J.N., 1965: Automatic Cloud Interpretation. Photogr. Eng., 31.
- SHARON, D., 1974: The Spatial Pattern of Convective Rainfall in Sukumaland, Tanzania - A statistical Analysis. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 22:201-218.
- SCHANDA, E., 1975: Remote Sensing Methods for Environmental Sciences. Introductory Remarks on Remote Sensing. Manus. Ersch. 1975 im Springer Verlag, Berlin.
- SCHENK, G., 1973: Auswertung von Infrarot-Strahlungsmessungen der hochauflösenden NIMBUS- und ITOS-Radiometer (HRIR, THIR, SR). Met. Abh., Bd. 99, H.3. Berlin.
- SCHERHAG, R., 1968/69: Ergebnisse des synoptischen Dienstes im Jahre 1968. Tägliche Wetterkarten (Boden, 500 mb, 300 mb), Berliner Messwerte und kleinere wissenschaftliche Aufsätze. Met. Abh., Bd. XCII, H. 1-12. Berlin.
- SCHIFFERS, H. (Hsg.), 1974: Dürren in Afrika. Faktoren-Analyse aus dem Sudan-Sahel. Ifo Forschungsberichte Nr. 47. München.
- SCHIFFERS, H. (Hsg.), 1971/73: Die Sahara und ihre Randgebiete. Darstellung eines Naturgrossraumes. 3 Bde., Ifo-Institut. München.

- SCHIFFERS, H., 1965: Aridität im nördlichen Afrika. *Geogr. Rdsch.*, 17:57-62.
- SCHOLZ, H., 1967: Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges. *Berliner Geogr. Abh.*, H.5 (Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai, I).
- SCHUEPP, W., 1949: Die Bestimmung der Komponenten der Atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser.B, 1:257ff.
- SCHULZE, R., 1962: Ueber die Vorzüge der Verwendung der "Relativen Bestrahlung" für strahlungsklimatologische Betrachtungen. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. B, 11:281-291.
- STOLDT, N.W.; HAVANAC, P.J., 1973: Compendium of Meteorological Satellites and Instrumentation. NSSDC 73-02. Prep. for the National Space Science Data Center NASA, Greenbelt, Md.
- TANAKA, M.; WEARE, B.C.; NAVATO, A.R.; NEWELL, R.E., 1975: Recent African rainfall patterns. *Nature*, 255:201-203.
- TETZLAFF, G., 1973: Strahlungsmessungen in der zentralen Sahara (Tibesti). *Meteorol. Rdsch.* 26:80-81.
- TOMLINSON, R.F. (Ed.), 1972: Geographical Data Handling. IGU Commission on Geographical Data Sensing and Processing for the UNESCO/IGU Second Symp. on Geogr. Information Systems. Ottawa.
- U.S. Dept. of Commerce, 1969: ESSA Direct Transmission System Users Guide. Washington, D.C.
- VALKO, P., 1962a: Vereinfachtes Auswerteverfahren für die Schüeppsche Methode zur Bestimmung der atmosphärischen Trübung. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. B, 11:75-107.
- VALKO, P., 1962b: Untersuchung über die vertikale Trübungsschichtung der Atmosphäre. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. B, 11:143-210.
- VANNEY, J.-R., 1967: Die Starkregen in Wüstengebieten. Ein Beispiel aus der Sahara. *Pet. Mitt.*, 111:89-96.
- VANNEY, J.-R., 1960: Pluie et crue dans le Sahara nord-occidental. *Inst. de rech. sahar. de l'Univ. d'Alger. Monogr. Régionales*, No. 4, Alger.
- VETLOV, I.P.; MORSKOI, G.I. (Eds.), 1970: Problems of Satellite Meteorology. Transl. from Russian. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem.
- VUKOVICH, F.M., 1971: Estimation of the effect of partial cloud cover on the Radiation Received by the Nimbus HRIR. *Monthly Weather Rev.*, 99:807-811.
- WALCH, D.G., 1968: Die sommerlichen Bewölkungs- und Sonnenscheinunterschiede im Nordseeraum aufgrund von Satellitenbildern. *Met. Abh.*, Bd. LXXXVII, H.1. Berlin.

- WILKES, Q.L., 1974: Meteorology Applications of Satellite Imagery. Automated processing procedures are applied to incorporate the data into the automated cloud analysis. Photogr. Eng., 40:1165-1172.
- WINIGER, M., 1974: Klima der Sahara. Sahara, Exkursion 1973:6-16. Geogr. Inst. Univ. Bern.
- WINIGER, M., 1972: Die Bewölkungsverhältnisse der zentralsaharischen Gebirge aus Wettersatellitenbildern. Hochgebirgsforschung, 2:87-120.
- WINIGER, M., 1971: Studien über atmosphärische Zirkulation, Bewölkung und Niederschlag in den Gebirgen der zentralen Sahara. Unpubl. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Bern.
- YACONO, D., 1968: L'Ahaggar, essai sur le climat de montagne au Sahara. Trav. Inst. Rech. Sah., t. XXVII, 2 tomes, Alger.
- YOUNG, J.M., 1967: Variability in Estimating Total Cloud Cover from Satellite Pictures. Journ. of Appl. Meteor., 6:573-579.
- ZINDEREN BAKKER, E.M. van, 1969: Intimations on Quaternary palaeo-ecology of Africa. Acta Bot., Neerl., 18:230-239.
- ZUIDAM, R.A. van, 1971: Orbital photography as applied to natural resources survey. ITC Publ. B 61, Delft.

Wetterkarten:

- METEOROLOGIE NATIONALE, div. Jahre: Bulletin quotidien d'études. Ministère des transports. Secr. général à l'aviation civile. Paris.
- GEB, M.; SCHERHAG, R., 1968/69: Tägliche Boden- und 850 mb-Karte der Nordhemisphäre im Jahre 1968. Met. Abh. Bd. XCIII, H. 1-4, Berlin.

Wettersatellitenbilder:

- Mikrofilme: National Climatic Center
 National Oceanic and Atmospheric Administration
 Federal Building
 Asheville, North Carolina 28801.
 Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt
 Krähbühlstr. 58
 8044 Zürich

- Positiv-Vergrösserungen: Sternwarte Bochum
 Blankensteinerstr. 200a
 4630 Bochum

**Anhang: Tabelle I
(Verzeichnis der Satelliten, Bahnparameter und Sensoren)**

Wurde vom Autor in erweiterter Form publiziert in:

TOMLINSON, R.F. (Ed.), 1972: Geographical Data Handling.
IGU Commission on Geographical Data Sensing and Proces-
sing for the UNESCO/IGU Sec. Symp. on Geogr. Inf. Systems.
Ottawa.

Data on American earth-sensing satellites

Designation	Launch	End of operation (or # of orbits)	Perigee (km)	Apogee (km)	Incli- nation (°C)	Period (min)	Photogr. cameras	Image tubes	Optical- mech. scanners	Other sensors
1) <u>TIROS</u> (Television-Infrared Observation Satellite) series										
Purpose: Weather observation										
TIROS 1	IV-1-60	VI-19-60	692	753	48	99	1 WAV			
TIROS 2	XI-23-60	II-1-61	623	727	48	99	1 NAV			
TIROS 3	VII-12-61	X-30-61	742	814	48	100	id.	1 MRIR	1 LRIR	1 WFR
TIROS 4	II-8-62	VI-12-62	710	845	48	100	2 WAV	id.	1 LRIR	1 WFR
TIROS 5	VI-19-62	V-5-63	590	972	58	100	1 MAV			
TIROS 6	IX-18-62	X-11-63	681	714	58	99	id.			
TIROS 7	VI-19-63	II-3-66	620	645	58	97	id.			
TIROS 8	XII-21-63	I-22-65	692	761	58	99	2 WAV	1 MRIR	1 WFR	
TIROS 9	I-22-65	II-15-67	700	2,578	96	119	1 APT			
TIROS 10	VII-2-65	VI-1-66	737	832	99	101	1 WAV	2 WAV		
2) <u>ESSA</u> (Environmental Survey Satellite) series (= TOS = TIROS Operational Satellite)										
Purpose: Weather observation										
ESSA 1	II-3-66	V-8-67	695	838	98	100	2 WAV			
ESSA 2	II-28-66	X-16-70	1,357	1,424	101	114	2 APT			
ESSA 3	X-2-66	X-9-68	1,384	1,485	101	114	2 AVCS		1 LRIR	1 WFR
ESSA 4	I-26-67	XII-6-67	1,323	1,438	102	113	2 APT			
ESSA 5	IV-20-67	II-20-70	1,352	1,421	102	114	2 AVCS		1 LRIR	1 WFR
ESSA 6	XI-10-67	XI-4-69	1,410	1,488	102	115	2 APT			
ESSA 7	VIII-16-68	VII-19-69	1,432	1,475	102	115	2 AVCS		1 LRIR	1 WFR

Designation	Launch	End of operation (or # of orbits)	Perigee (km)	Apogee (km)	Inclination (°C)	Period (min)	Photogr. cameras	Image tubes	Optical-mech. scanner	Other sensors
ESSA 8	XII-15-68		1,417	1,464	102	115		2 APT		
ESSA 9	II-26-69		1,636	1,747	102	115		2 AVCS		1 LRIR 1 WFR

3) Nimbus series`

Purpose: Weather observation

Nimbus 1	VIII-28-64	IX-22-64	423	932	99	99	3 AVCS	1 HRIR		
Nimbus 2	V-15-66	XI-15-66	1,095	1,179	100	108	1 APT id.	1 HRIR		
Nimbus 3	IV-14-69	II-4-70	1,068	1,131	99	107	1 IDCS/ DRID	1 HRIR/ DRIR	1 MIR, 1 SIRS,	
Nimbus 4	IV-4-70		1,086	1,095	100	107	id.	1 THIR/ DRIR	1 MUSE id. + 1 FWS, 1 SCR	
Nimbus E-H	1972-							1 SCMR		

4) ITOS (= Improved TIROS Operational Satellite) series

Purpose: Weather observation

ITOS 1 (TIROS M)	I-23-70		1,432	1,478	102	115	2 AVCS 2 APT	1 SR/ DRIR		1 FPR
NOAA 1 (ITOS A)	XII-11-70		1,422	1,472	102	115	id.	id.		id.
ITOS B	failed									
ITOS C-G	1972-1976									

Approximate scale, ground coverage and ground resolution for image tube imagery obtained from American satellites

Spacecraft	Image tube	Original scale (at tube face)	Ground coverage (km x km)	Ground resolution at subsatellite point (km per line pair)	
				Nominal	Effective
TIROS	Vidicon WA	1:190 million	1200 x 1200	2.5 - 3	3.5 - 4.2
	Vidicon MA	1:115 million	725 x 725	2.0	2.8
	Vidicon NA	1:19 million	120 x 120	0.3 - 0.8	0.4 - 1.1
ESSA	AVCS, APT	1:220 million	2800 x 2800	6	8.5
Nimbus 1	AVCS (Triad)	1:25 - 1:50 million	300 x 1200 to 650 x 3000	0.66 - 1.44	0.93 - 2.0
	APT	1:70 - 1:150 million	850 x 850 to 1950 x 1950	1.6 - 3.6	2.2 - 5.1
Nimbus 2	AVCS (Triad)	1:60 million	750 x 3700	1.84	2.6
	APT	1:175 million	2200 x 2200	4.4	6.2
Nimbus 3, 4	IDCS	1:175 million	2700 x 2700	6.6	9.3
ITOS	AVCS	1:250 million	3150 x 3150	6.0 - 11.4	8.5 - 16.1
	APT	1:250 million	2410 x 3150	6.0 - 11.4	8.5 - 16.1
ATS 3	IDCS	Variable, 1:7000 million at subpoint	50° N,S,W & E of subpoint	12.8 - 16.0	18.0 - 22.5
ERTS A, B	RBV, Green & Red	1:7.3 million	185 x 185	0.088	0.124
	RBV, IR		185 x 185	0.111	0.156

Sources: J.A. Leese, A.L. Booth & F.A. Godshall 1970; R.R. Sabatini, G.A. Rabchevsky & J.E. Sissala 1971;
Colvocoresses 1970.

Technical data on image tubes used on American satellites

Spacecraft	Tube type	Frame size (cm)	Focal length (mm)	Diag. FOV (deg)	Shutter speed (sec)	Lines per frame	Read-out time (sec)	Spectral sensitivity (nm)
TIROS 1 - 10 + ESSA 1	Vidicon WA	0.63	5	104	1.5	500	2	550-750
	Vidicon MA	0.63	5.7	80	1.5	500	2	550-750
	Vidicon NA	0.63	40	12.7	1.5	500	2	550-750
ESSA 3, 5, 7, 9 + ITOS	AVCS	1.27	5.7	108	40	800	6.5	550-750
Nimbus 1, 2	AVCS (Triad)	1.27	18	46	40	800	6.5	550-750
TIROS 8 + ESSA 2, 4, 6, 8 + ITOS + Nimbus 1, 2	APT	1.27	5.7	108	40	800	200	550-750
						(600)*	(150)*	
Nimbus 3, 4	IDCS	1.27	5.7	108	No shutter	800	200	450-650
ATS 3	IDCS	1.8	4.9	20.5 (lens)	No shutter	1328	125	450-650
ERTS A, B	RBV	2.54	126	16	8, 12, 16	4200	3.5 each camera	1) 475-575 2) 580-680 3) 690-830

* Only 600 lines read on ITOS

Sources: J.A. Leese, A.L. Booth & F.A. Godshall, 1970; NASA Goddard Space Flight Center: Nimbus User's Guides & ATS Meteorological Data Catalogs; ITOS (U.S. Govt, Printing Office, 1969)

Verkaufspreis im Buchhandel Fr. 30.-