Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern

Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern

Band: 49 (1967-1969)

Artikel: Tibesti-Zentrale Sahara : Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbildinterpretation

Autor: Messerli, Bruno

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-324132

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: 11.07.2025

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

TIBESTI-ZENTRALE SAHARA

Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbildinterpretation

Bruno MESSERLI*

Zwischen 19° und 22° nördlicher Breite hebt sich mit einer Fläche von rund 100'000 km² das grösste Gebirgsmassiv der Sahara wie eine Insel aus der umgebenden Wüste heraus. Das Satellitenbild, aus Gemini VII am 11. Dezember 1965 aufgenommen, zeigt aus 298 km Höhe das gesamte Gebirge. Von einer fast senkrechten Sicht im Vordergrund bis zur Erdrundung am Horizont ist in dieser einen Aufnahme eine gewaltige Fläche abgebildet. Die Orientierung ist S bis SW und der wechselnde Massstab ist mit den eingetragenen Breitenkreisen angedeutet. (Abstand zwischen 2 Breitengraden rund 111 km).

Welche Interpretationsmöglichkeiten gibt uns ein solches Bild, wo stossen wir an die Grenzen der Identifikation und wann ist es nur noch Verifikation bekannter Sachverhalte? Zweifellos ist das Satellitenbild wie keine andere Aufnahme imstande, grossräumige Strukturen und Zusammenhänge aufzudecken. Je mehr wir aber zu genaueren Einzelheiten vorstossen wollen, umso deutlicher realisieren wir die Grenzen der Interpretation, die durch stark wechselnde Verzerrung, kleinen Massstab und allzu geringe Farbtondifferenzen gegeben sind. Wenn wir nun im folgenden die einzelnen Interpretationselemente aufarbeiten, so müssen wir uns ständig der grossen Möglichkeiten und zugleich der engen Grenzen bewusst sein. Unser Ziel kann es nur sein, über die auftretenden Identifikationsschwierigkeiten hinweg die grossen Strukturen zu erkennen, sie in ihrer Form und Lage zu deuten und damit das gesamte Gebirgsmassiv des Tibesti formal, funktional und genetisch in seinen grösseren Zusammenhängen zu sehen.

1. Die einzelnen Aufbauelemente in ihrer zeitlichen Abfolge

Das Präkambrium wird in ein Tibestien inférieur und ein Tibestien supérieur gegliedert (WACRENIER, 1958), wobei die Zuweisung zum Archaikum und Algonkium noch umstritten ist (KLITZSCH, 1970, S. 466). Das Tibestien inférieur besteht aus meso- bis katametamorphen Gneisserien, in die verschiedene Tiefengesteine eingedrungen sind. Im Tibestien supérieur dominieren schwach metamorphe Sandsteine und grobe Arkosen in Wechsellagerung mit Phylliten (Abb. 3). Interessant sind die verschiedenen Granitintrusionen, die sich morphologisch deutlich unterscheiden. Alkaligranite heben sich domartig über ihre Umgebung heraus, sie dürften wohl als posttektonische Intrusionen in einen bestehenden Faltenbau eingedrungen sein (KLITZSCH, 1965, S. 115; WACRENIER, 1958, S. 16; LIST und STOCK, 1969, S. 237). Ganz anders verhalten sich die prätektonischen oder synorogenen Granitmassive, die als Fremdkörper von den Bewegungsbahnen des Faltenbaus umflossen wurden und vornehmlich in Depressionen erkennbar sind (LIST und STOCK, 1969, S. 237). Auf dem Satelliten-

* Prof. BRUNO MESSERLI, Geographisches Institut der Universität Bern

bild haben wir diese verschiedenen metamorphen Serien und Granitmassive nicht differenziert, es schien uns bei den gegebenen Bildmassstäben wenig sinnvoll. Immerhin liessen sich einige granitische Intrusionskörper zeigen, z.B. die Depressionsformen nördlich Aozou oder östlich des Bardagé-Unterlaufes. Eine vollständige Kartierung hätte aber zu unlösbaren Identifikationsschwierigkeiten geführt, besonders im zunehmend sandbedeckten Nordraum. (Abb. 2). Demgegenüber zeigen LIST und Stock (1969) in ihrer photogeologischen Untersuchung über das nördliche Tibesti die ganz andern Möglichkeiten der Luftbildinterpretation aus Massstäben 1:60'000, die alle Einzelheiten der lithologischen und tektonischen Strukturen aufdecken.

Dafür kommen im grossräumigen Satellitenbild zwei wesentliche Merkmale des Präkambriums eindrücklich zur Darstellung: Zum ersten die Anordnung der aufgeschlossenen präkambrischen Sockelregion. Sie präsentiert sich im Norden breit ausgefächert nach NE und NW, im Süden dagegen nur innerhalb des Gebirges im Fenster des Miski und besonders schön in den nach SW entwässernden Schluchten und Tälern. (Siehe Interpretationsskizze). Diese Verteilung zeigt die Richtungen und die Intensitäten der dominanten Schwellenzonen an, die von NE und NW das Tibesti erreichen und nach Süden rasch ausschwächen (Fig. 1). Von diesen intensivsten Hebungsgebieten wurden grosse Teile des Präkambriums und des Paläozoikums abgetragen und in die kontinentalen Binnenbecken von Murzuk und Kufra transportiert. (Fig. 1 und Abb. 1; Klitzsch, 1965, S. 123). Allein schon die Anordnung der präkambrischen Sockelregion weist somit auf entscheidende tektonische Vorgänge hin, die die Grundstruktur des Gebirges prägen. Zum zweiten zeichnen sich in dieser Sockelzone auffallende Strukturrichtungen ab (DALLONI, 1934, LELUBRE, 1953, VINCENT, 1963, KLITZSCH, 1965 und 1970, LIST und STOCK, 1969). Sowohl das Tibestien inférieur wie das Tibestien supérieur sind mit ± NNE–SSW streichenden Achsen in alpinotypem Stil intensiv gefaltet (KLITZSCH 1970, S. 513) und dieses Strukturbild wurde in späteren Phasen durch gleichgerichtete, deutlich sichtbare und oft bis über 100 km Länge streichende Bruch- und Verwerfungslinien eindrucksvoll verstärkt. (Siehe Satellitenbild und Interpretationsskizze, ferner Abb. 4). Diese Lineamente (vgl. LIST und STOCK 1969, S. 237) dürften als Scharnier- und Scherflächen (vgl. Blattverschiebungen von 3–4 km, VINCENT, 1963) während verschiedener Hebungsphasen gespielt haben, ohne dass wir hier auf diese Vorgänge im einzelnen eintreten wollen. Ganz allgemein zeigt sich in diesen deutlich erkennbaren Lineamenten die Dominanz der ± NNE–SSW Richtung, d.h. der jüngeren tektonischen Achse (Beginn Oberkarbon: Varistisch), die die ältere NNW–SSE streichende Schwelle (Beginn Gotlandium: Kaledonisch) überlagert. (Fig. 1 und Abb. 1, KLITZSCH, 1965).

Gesamthaft gesehen hebt sich der präkambrische Sockel im Satellitenbild deutlich heraus und zeigt uns mit seiner charakteristischen Anordnung und seinen markanten Strukturen einige grundlegende tektonische Elemente auf, die für das Verständnis des heutigen Gebirges unumgänglich sind.

Das Paläozoikum lässt sich nach seinen morphologisch bedeutsamsten Formationen differenzieren. WACRENIER, (1968, S. 12, Geol. Karte 1 : 1 Mio) hat ein einfaches Grundschema aufgestellt: Grès inférieurs (Unt. Devon), moyens (Gotlandium) und supérieurs (Ordovicium). Diese Dreigliederung hat durch VINCENT, (1963, S. 26) und

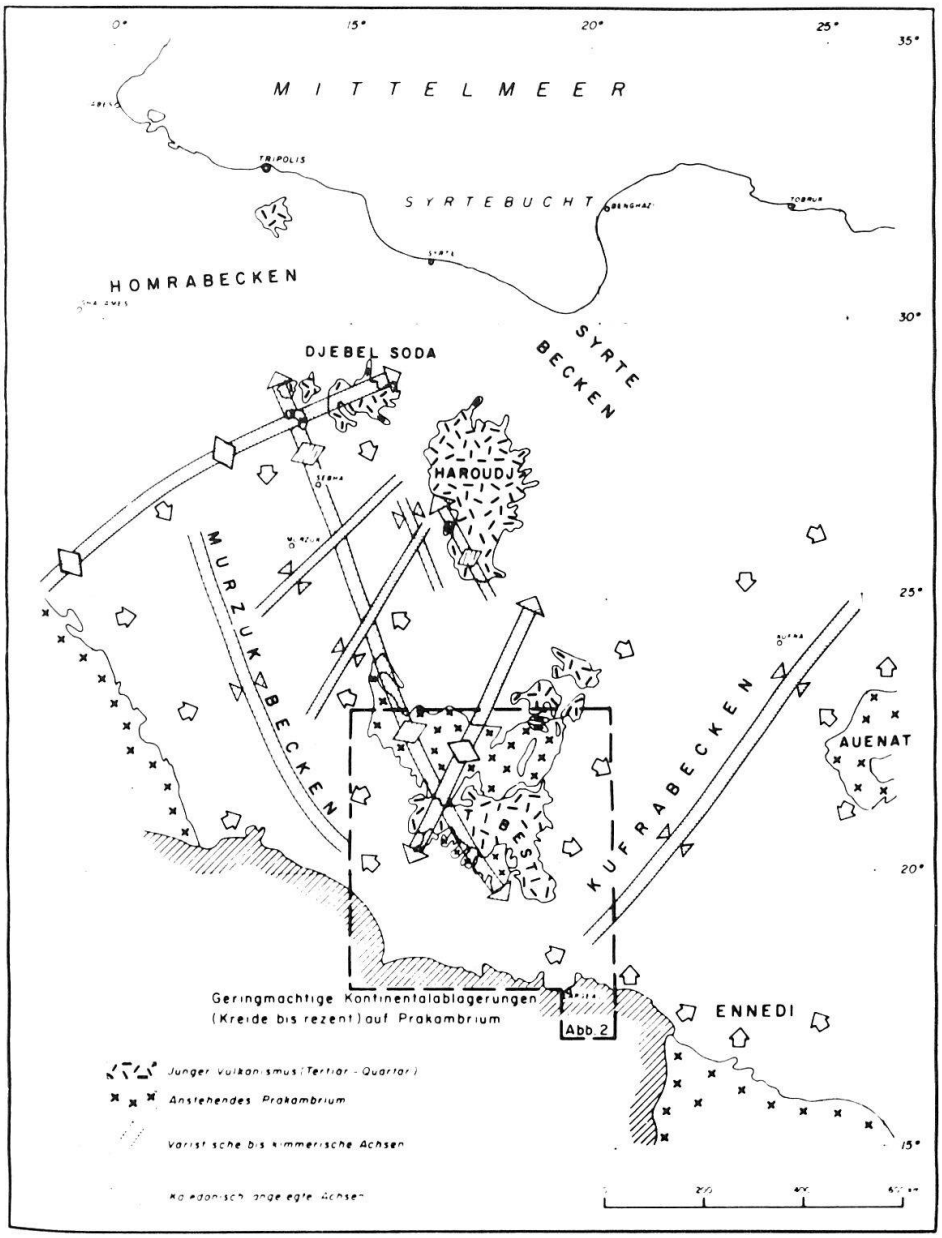


Fig. 1: Klitzsch 1965, S. 113: Grosstektonische Übersichtskarte der Zentralsahara.

KLITZSCH, (1965, 1970) wesentliche Korrekturen erfahren, die wir ohne genauere Kartengrundlage darzustellen versuchten. (In der Interpretationsskizze mit Fragezeichen versehene Stellen). Da wir uns aber von der Bildinterpretation leiten liessen, unterschieden wir vornehmlich nach morphologisch erkennbaren Kriterien: Schichtplatten, Schichtstufen, Schluchten, Verwerfungen und andere Reliefdifferenzen als mögliche Kennzeichen härterer Serien; Depressionen, Mulden, Sandbecken und Talungen als mögliche Kennzeichen wenig resistenter Gesteine, tektonische Einwirkungen und klimamorphologische Formungsprozesse vorbehalten. Das Ganze mussten wir nach dem heutigen Stand der Kenntnissse chronologisch und stratigraphisch folgendermassen ordnen:

Zu unterst tritt im Kambroordovicium eine zweigeteilte Sandsteinserie auf, deren genaue Altersstellung bis heute nicht eindeutig geklärt ist (grès inf. nach WACRENIER). Zwei massive und quarzreiche Sandsteinkomplexe, je 150–250 m oder mehr mächtig, werden durch einen weichen feinkörnigen Sandsteinhorizont von höchstens 30 m Mächtigkeit getrennt. Morphologisch bedeutsam ist der unterste Schichtverband, der direkt dem Präkambrium aufliegt und in eindrucksvollen Schichtstufen gegen die aufgewölbte und abgetragene Schwellenzone hin abbricht. Im Satellitenbild sind sie sehr schön erkennbar im NE, aber auch auf der gesamten Westseite, wo das tief eingeschnittene, oft bruchbedingte Canyonsystem den darunterliegenden Sockel aufschliesst (Abb. 4). Da diese "Cuestas" das Tibesti im E, S und W umgeben, genau wie das Tassilisystem das Hebungszentrum des Hoggar (ROGNON 1967), kann man auch hier zu Recht von "falaise tassilienne" sprechen (siehe Legende Interpretationsskizze).

Aber auch der nach oben folgende, wenig resistente und geringmächtige Zwischenhorizont ist morphologisch höchst interesssant. Die langgestreckte Depression, die dem gesamten W-Rand des Gebirges über mehrere hundert Kilometer folgt (VINCENT, 1963, S. 26), ist in dieser Serie angelegt. Sie ist von zahlreichen und bizarren Inselbergen übersät, die dem widerstandsfähigeren oberen Schichtverband angehören dürften (vgl. Abb. 5 und Satellitenbild östl. Toussidé). Diese härtere Serie ist im W und S des Gebirges erhalten und schliesst das sogenannte Kambroordovicium ab. Jetzt erst folgen die weichen, feinkörnigen, von tonreichen Zwischenlagen geprägten Sandsteinhorizonte des Gotlandiums, von WACRENIER als Grès moyens bezeichnet. In der geol. Karte 1 : 1 Mio wurden diese wenig resistanten Gesteine mit den weichen Zwischenlagen des Kambroordoviciums verwechselt, weil sie morphologisch analoge Formen zeigen. Besonders schön kommt im Satellitenbild die intramontane, sandbedeckte Talung auf der NE-Seite zur Darstellung, die diesen Horizonten des Gotlandiums folgt (vgl. Interpretationsskizze: Oase von Ouri).

Als nächstes sichtbares Formelement erkennen wir die stufenbildenden Sandsteine des unteren Devons (grès supérieurs). Sie treten auf der Ostseite weit in den Gebirgskörper ein und kommen dabei mit vulkanischen Serien in Kontakt. Das obere Devon ist mit seinen feinkörnigen, siltigen und tonigen Sandsteinen nicht identifizierbar, und das Karbon erreicht den Gebirgsfuss kaum. Diese beiden Serien, die wir nicht mehr im einzelnen ausgeschieden haben, werden mit der Annäherung an den Gebirgsfuss von der Nubischen Serie transgressiv gekappt (KLITZSCH, 1965, S. 118).

Gesamthaft gesehen bleiben zahlreiche Probleme der Stratigraphie offen; eine wesentliche Aussage jedoch ist im Satellitenbild eindrücklich: das Tibesti-Gebirge wird

im E, S und W von paläozoischen Sedimenten, vorwiegend Sandsteinen umlagert. Nach dem Hebungszentrum hin brechen sie in eindrucksvollen Schichtstufen ab, wenn sie nicht vulkanisch gestört sind. (Wie z.B. in der Umgebung des Toussidé, oder zwischen Mouskorbé und Emi Koussi). Struktur und Anordnung der paläozoischen Sedimente zeigen erneut, dass die bruchtektonische Blockbildung in weitspannige epirogene Wellung überging (KLITZSCH, 1970, S. 513), wie es in der heute sichtbaren Schwellen- und Beckenbildung zum Ausdruck kommt. (Fig. 1 und Abb. 1). Die analogen Verhältnisse im Hoggar (ROGNON, 1967) berechtigen uns zur Aussage, dass mit diesem Satellitenbild der typische Baustil des kontinentalen Afrikas sichtbar gemacht wird.

Mesozoikum: Von Osten her treten die kontinentalen Nubischen Sandsteine, an Mächtigkeit ständig abnehmend, bis an den Fuss des Emi Koussi heran. Sie bilden die Zentren der Murzuk- und Kufra-Becken (bis 1500 m mächtig, KLITZSCH, 1965, S. 119) und zeichnen sich dort durch mehrfache Schichtstufen aus. Umstritten sind die 100–300 m mächtigen Nubischen Sandsteine in den Beckenzonen des nördlichen Tibesti (z.B. Bardai) und im südlichen Miski, die sich im Satellitenbild deutlich herausheben. WACRENIER, (1958) und VINCENT (1963, S. 28) sprechen diese Formationen, vielerorts konserviert in bruchbedingten Depressionen, auf Grund von verkieselten Hölzern als Nubische Sandsteine an. KLITZSCH bezweifelt diese Deutung und sieht fazielle Zusammenhänge mit den kambrischen Sandsteinen Libyens. Diese Auseinandersetzung weist auf die erstaunliche Tatsache hin, dass vom ältesten Paläozoikum bis zum jüngsten Mesozoikum immer wieder ähnliche Ablagerungsbedingungen herrschten. Der kontinentale Einschlag nimmt nach den zentralsaharischen Gebieten westlich und östlich des Tibesti ständig zu, und – abgesehen von einer relativ unbedeutenden randlichen Transgression in der Oberkreide und im Alttertiär – können wir seit dem jüngsten Paläozoikum mit relativ ähnlichen paläogeographischen Verhältnissen rechnen, was auch paläoklimatisch von Bedeutung ist. Wichtige Veränderungen sollen sich allerdings durch periglaziale oder sogar glaziale Verhältnisse in der Sahara am Ende des Ordoviciums abzeichnen, die neue und spannende paläoklimatische Probleme aufwerfen. (Nach einer freundlichen Mitteilung von P. ROGNON, 1969).

Wenn wir also auf unserem Satellitenbild die deutlich abgezeichneten intramontanen Sandbecken von Bardai, Aozou, Guézenti und Miski mit Nubischen Sandsteinen angeschrieben haben, so kann die lithologische Aussage wohl umstritten, die morphologische und kulturgeographische Bedeutung aber kaum übersehen werden. Wichtigste Oasen begleiten diese Gunstzonen, indem das angereicherte Grundwasser in diesen geschlossenen und hochgebirgsnahen Akkumulationsräumen an Kontaktstellen mit undurchlässigen Horizonten hochgedrückt wird oder sogar oberflächlich austritt, z.B. unmittelbar vor Bardai.

Tertiär: Dieser Zeitabschnitt ist geprägt vom einsetzenden und andauernden Vulkanismus, ausgelöst und begleitet von tektonischen Vorgängen. (Vgl. auch ROGNON, 1967 über analoge Vorgänge im Hoggar). Der ältere Vulkanismus zeichnet sich durch dunkle und helle Serien aus, die WACRENIER (1958, S. 8) als séries noires inférieures und séries claires inférieures dem Tertiär zuordnet. Von VINCENT, 1963 und im "Croquis volcanologique du Tibesti" (GÈZE u. Mitarbeiter, 1959) werden diese Begriffe feiner differenziert, wobei die ältesten Basalte im Eozän (Post-Lutetien)

einzusetzen scheinen und die séries claires inférieures oder anciennes mit Miozän datiert werden könnten. (GÈZE u. Mitarbeiter 1957 b, S. 2330). Wenn auch die Datierungen, insbesondere die Abgrenzungen zum Quartär noch sehr fraglich erscheinen (GÈZE, 1957 b, KLITZSCH 1965, S. 120), können wir doch diese vereinfachte Grobeinteilung im Satellitenbild erkennen und auf die grundsätzliche gemorphologische Bedeutung hinweisen. Die "séries noires inférieures", zum Teil auch intermediär innerhalb der hellen Serien, haben basaltischen bis andesitischen Charakter. In einer frühesten Phase erscheinen sie plateaubildend als Trappbasalte und in einer späteren intermediären Phase bauen sie eine ganze Reihe von Vulkanen des Hawai-Typus auf (GÈZE 1957 b, S. 2328, VINCENT 1963). Diese sind im Satellitenbild im zentralen Gebirgsraum besonders gut zu sehen: Tarso Toon, Tarso Tieroko und Tarso Yega. Interessant ist wiederum das Lineament ± NNE–SSW, das durch die Anordnung dreier Vulkane dieses Typus vom Tarso Toon zum Tarso Yega auf einer über 100 km langen Störungslinie im Satellitenbild deutlich erkennbar ist. (Vgl. VINCENT 1963, S. 8). Im übrigen baut sich auch das Vulkanmassiv des Toussidé auf einer NE streichenden Verwerfungszone auf. (KLITZSCH 1970, S. 511)

Die séries claires inférieures, ein differenziertes Spektrum von Rhyolith, Ignimbrit, seltener Phonolith und Trachyt, bauen einen wesentlichen Teil des Tibesti auf und zeigen viele Ähnlichkeiten mit dem Vulkanismus des Hoggar. Diese Serien sind infolge der Durchmischung mit dunklen Gesteinen nicht immer eindeutig erkennbar; besonders zwischen Mouskorbé und Emi Koussi mussten wir auf eine differenzierte Kartierung im Satellitenbild verzichten, obwohl wir gerade in diesem Raum durch eigene Geländebegehungen gute Voraussetzungen zur Identifikation mitgebracht hätten. Die tief zerschluchtete Umgebung des Mouskorbé besteht aus diesem Material (Abb. 6) und der gewaltige Vulkankörper des Emi Koussi baut sich zum grössten Teil aus Trachyt und Rhyolith dieser Serie auf (Abb. 7). Gut erkennbar sind diese Formationen in den Schluchten und Tälern östlich des Tarso Toon, ferner als spätere Explosiv- und Effusivtätigkeit in den Calderen des Tarso Toon, Tarso Yega und Tarso Tieroko.

Gesamthaft gesehen ist das wichtigste Kennzeichen und Datierungsmerkmal dieser tertiären Serien, dass sie durch äusserst wirksame und tiefgreifende Erosionsprozesse überformt sind. Ob wir von einer Haupterosionsphase (WACRENIER 1958, S. 8) oder von mehreren Erosionsphasen ausgehen, bleibe vorläufig dahingestellt. Jedenfalls weisen die eindrucksvollen Erosionsleistungen und zum Teil erosionsbedingten Reliefenergien auf prä- oder zumindest altquartäre Bildungen hin. (Vgl. GÈZE 1957 b, S. 2330, Datierungen auf Grund stratigraphischer Befunde).

Quartär: Der ignimbritische Vulkanismus nimmt eine auffallend wichtige Stellung ein, er bedeckt eine Fläche von 7000 km^2 (VINCENT 1963, S. 9; Ignimbrite und Cinerite = série claire supérieure nach WACRENIER 1958). Im Satellitenbild zeichnen sich die grössten Repräsentanten dieser Tätigkeit, Toussidé und Tarso Voon, mit ihrer hellen Farbe deutlich ab. Sehr schön zu sehen ist, wie diese ignimbritischen Laven vom Tarso Voon ausgeströmt sind und selbst noch die Caldera des Tarso Yega erreicht haben, ein interessanter Hinweis auf die Reliefverhältnisse dieser Hochflächen (= Tarso in der Tubusprache). Umgekehrt hebt sich auf diesen hellen Gesteinen die dunkle Lava des terminalen Vulkanismus, der Doreit des Toussidé und der nördlich gelegenen

kleinen Austrittsstelle Ehi Timi so scharf ab, dass die Ausdehnung und Fliessrichtung ohne weiteres genau kartiert werden könnte.

Zum quartären Vulkanismus gehört aber auch ein dunkles basaltisches Material (Série noire supérieure, WACRENIER 1958). Diese Lavaströme brachen entweder in der Peripherie grosser Einbruchscalderen aus (z.B. Emi Koussi Abb. 7, N Toussidé, NW Tarso Voon) oder sie bauten neue, von unzähligen gut erhaltenen Parasitärkegeln übersäte Hochflächen auf (z.B. zwischen Mouskorbé und Emi Koussi). Die Lava strömte an vielen Stellen in ein bestehendes Fluss- und Talnetz ab (Abb. 6) und wurde darin schon wieder selber von Erosion zerschnitten. Achten wir schliesslich noch auf eine erstaunliche Einzelheit: In den Kratern des Toussidé (Trou au Natron, 6–8 km Durchmesser, 700–1000 m Tiefe) und des Emi Koussi (Era Kohor, 2–2,5 km Durchmesser, Tiefe 300–500 m) zeichnen sich sogar die weissen Flecken der periodisch oder episodisch feuchten Salzseen ab.

2. Der geologisch-tektonische Bau und seine morphologische Bedeutung

Das Satellitenbild zeigt in einzigartiger Weise, wie sich das Gebirge aus den umgebenden Beckenzonen heraushebt (Kufra im Osten, Murzuk-Djado im W, Tschad im S, Libyische Teilbecken im N). Würden wir den vulkanischen Überguss wegdenken, kämen wir mit dem Sockel und den Sedimenten immer noch auf Gebirgshöhen von über 2000 m. GÈZE hat am Toussidé auf 2600 m Höhe anstehendes granitisches Material gefunden (ROGNON 1967, S. 45), VINCENT zitiert mehrere Fundstellen auf 2000 m im nördlichen Tibesti (1963, S. 29), GÈZE und Mitarbeiter vermuten die Sockelhöhe unter dem Emi Koussi auf über 2000 m (1957 d, S. 2065) und genau gleiche Verhältnisse hat ROGNON im Hoggar nachgewiesen. (1967, S. 44). Bedenken wir ferner, dass diese feststellbare Hebung von rund 2500 m nach der Ablagerung der Nubischen Sandsteine begonnen hat oder wie ROGNON für den Hoggar nachweist, dass dieser Raum noch Ende des Mesozoikums eine gewaltige Verebnung mit Inselbergen gewesen sein muss (1967, S. 531), dann erkennen wir in diesen Wüstengebirgen äusserst junge und vor allem gewaltige vertikale Bewegungsprozesse. VINCENT stellt mit Recht die Frage, ob wir bei dieser Grössenordnung nicht sogar von orogenen Vorgängen sprechen dürften, obwohl wir in einem kratogenen Raum sind (1963, S. 218; vgl. auch KLITZSCH 1970, S. 523).

Das Präkambrium ist entlang von ± NNE–SSW gerichteten Achsen intensiv verfaltet. Diese Streichrichtung, ganz besonders bei steil stehenden Schichten, ist für die Anlage des Entwässerungsnetzes von grosser Bedeutung (LIST und STOCK 1969, S. 251). Dazu kommen gleichgerichtete Bruchlinien mit Verwerfungsbeträgen bis zu 500 m (VINCENT 1963, S. 32), die bedeutend jünger sein können. Auch hier ist der direkte Zusammenhang mit dem Flusssystem nachgewiesen und im Satellitenbild erkennbar. Wo lithologische Inhomogenitäten auftreten (z.B. granitische Intrusivmassen), weichen die Fluss- und Talrichtungen von den tektonisch vorgezeichneten Richtungen ab (LIST und STOCK 1969, S. 251). Als Ganzes hat sich im präkambrischen Sockel ein reifes und reich segmentiertes Kerb- und Sohlentalrelief entwickelt.

Das Paläozoikum ist durch epirogene Vorgänge geprägt. Eine ältere Schwellen- und Beckenbildung mit ± NNW–SSE-Tendenz hat KLITZSCH kaledonisch genannt (1965,

S. 123). Diese wird in einer jungpaläozoisch-mesozoischen Periode von der NE–SW verlaufenden Tibesti–Haroudj-Schwelle überlagert und in Fig. 1 als varistisch bis kimmerisch bezeichnet. Im Überlagerungsbereich der altpaläozoischen Tripoli–Tibesti-Schwelle und der jung-paläozoisch-mesozoischen Tibesti–Syrte-Schwelle entstand das Vulkanmassiv des Tibesti (KLITZSCH 1965 und 1970) mit den in einem Dreieck angeordneten höchsten Punkten: Emi Koussi 3415 m – Mouskorbé 3376 m – Toussidé 3265 m. Die Zusammenhänge mit der Tektonik des Unterbaues lassen sich eindeutig nachweisen (KLITZSCH 1970, S. 512). Die vulkanische Tätigkeit dürfte zwischen oberer Kreide und unterem Eozän begonnen haben, ganz ähnlich wie im Hoggar, in Kamerun, Angola, Ostafrika, Abessinien und Yemen (ROGNON 1967, GÈZE 1957 b). Der jüngste Vulkanismus gehört zweifellos in die letzten Jahrtausende, und heisse Quellen, Schlammsprudel und Fumarolen zeugen sogar noch von gegenwärtigen schwachen Aktivitäten.

Die morphologischen Formungsprozesse sind im vulkanischen Raum reich gegliedert, sowohl zeitlich wie lithologisch. Zeitlich deshalb, weil die ältesten Serien im Unterschied zu den jüngeren dicht und tief zertalt sind und die rezenten Erscheinungen kaum von einer Erosionwirkung betroffen wurden (Abb. 6). Lithologisch aber auch, indem die verschiedenen Gesteine ganz andere Bifurkationsverhältnisse und Segmentierungsgrade aufweisen. (LIST und STOCK 1969). Gerade in diesen differenzierten Formen und Formungsprozessen bleiben der künftigen Forschung noch grosse Probleme offen, die sowohl für die tektonischen Vorgänge in diesem Gebirgsraum, wie auch für die Klimageschichte in diesem Trockenraum von grosser Bedeutung sind.

3. Klimatisch – morphologische Formen und ihre Bedeutung

Die 12-jährigen Niederschlagsmessungen in Bardai (Höhe 1020 m, vgl. Satellitenbild), dargestellt in Fig. 2, ergeben einen jährlichen Mittelwert von 11,2 mm (HECKENDORFF 1969 und GAVRILOVIC 1969). Zouar (775 m) in einer gewissen Staulage am Westfuss des Gebirges hat im 12-jährigen Mittel 49,7 mm, Ouinanga Kebir (401 m) südöstlich des Tibesti im 10-jährigen Mittel 2,4 mm und Faya Largeau (234 m) 200 km südlich des Emi Koussi im 22-jährigen Mittel 22,9 mm. Auch wenn solche Mittelwerte nur mit grösstem Vorbehalt aufzunehmen sind, zeigen sie doch alle Niederschlagsmengen einer Extremwüste an, unabhängig davon, ob sie ausserhalb oder innerhalb des Gebirges liegen. Diese Tatsachen kommen im Satellitenbild zum Ausdruck. Intramontane eingesandete Beckenzonen unterstehen wie die umgebende Wüste einem extrem trockenen Klimaregime. Ein dichterer Vegetationsbesatz ist in den Niederungen nur dort möglich, wo der Grundwasserspiegel hoch liegt und wo ein periodischer oder episodischer Fremdlingsfluss auftritt. Fremdlingsfluss bedeutet aber, dass das Einzugsgebiet in einer andern Klimaprovinz liegt und das führt uns zur Frage der klimatischen Höhenstufung.

Vergleichen wir (in Fig. 3) die Bardai-Werte mit der einzigen Höhenstation Trou au Natron 2450 m, wobei nur drei unvollständige Jahre zur Verfügung stehen, so zeigt sich doch die rasche Höhenzunahme der Niederschläge zu Jahreswerten von über 100 mm. Analoge Daten liegen aus dem Hoggar vor: Von Tamanrasset 1376 m zu den Höhenregionen des Assekrem 2700 m steigen die Jahresniederschläge von 40 mm auf 150–200 mm an (ROGNON 1967, S. 30). Vergleichen wir noch die Niederschlagstage pro Jahr mit mehr als 0,1 mm, Tamanrasset 13,6 (in Bardai ev. 8–10; vgl. HECKEN-

Niederschläge Bardai 1020 m

Total 1957–1968 12 Jahre
(Jahresmittel 11,2 mm)

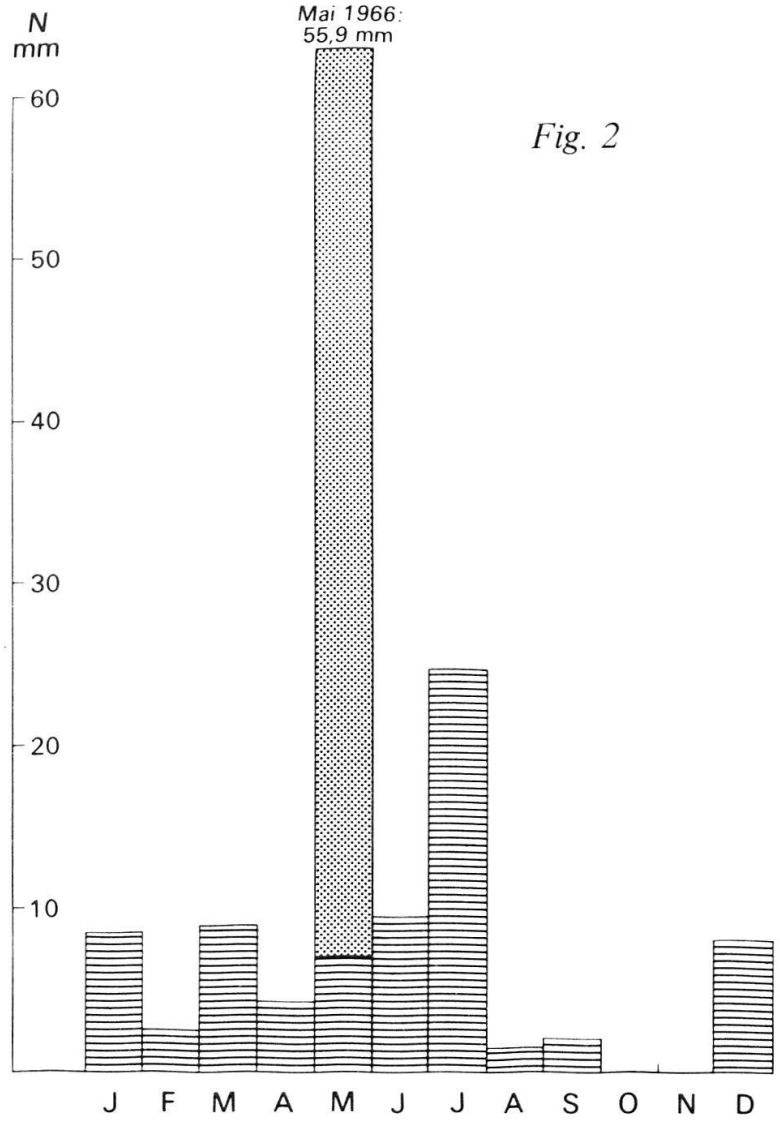


Fig. 2

Niederschläge Trou au Natron 2450 m
im Vergleich mit Bardai 1020 m

Total Jan. 1966 bis Juli 1968
(Jahresmittel Bardai 27,5 mm; Trou au Natron 126,8 mm)

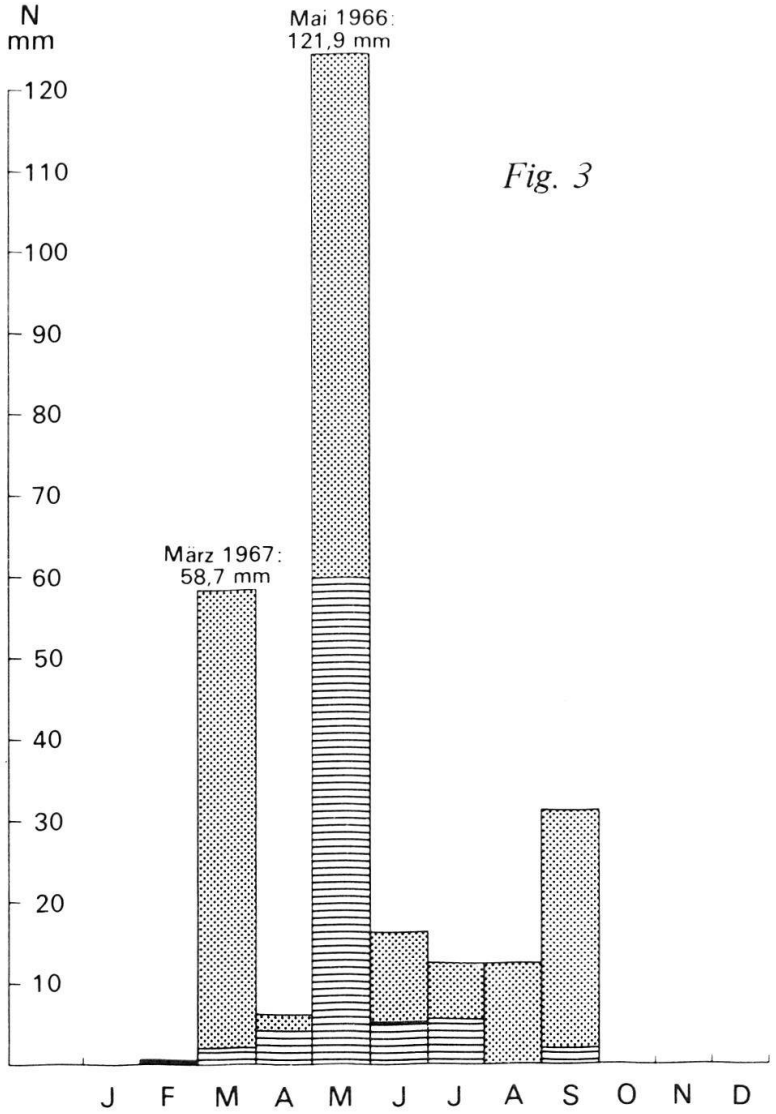


Fig. 3

DORFF 1969, S. 129) und Assekrem 38,9, so bedeutet das folgendes: Sämtliche Sahara-Werte bleiben unter 30 Niederschlagstagen mit mehr als 0,1 mm pro Jahr (In Salah z.B. 3,8; DUBIEF 1963, S. 30), das heisst, die Höhenregionen des Gebirges gehören zu einem ganz andern, mehr semiariden Klimatyp. Diese Aussage ist für den Formenwandel und die Formungsprozesse von grösster Bedeutung. Doch müssen wir diese Fragen, die mit Intensitäten und Periodizitäten der Niederschläge genauer zu belegen sind, einer künftigen Arbeit vorbehalten. In unserem Zusammenhang mögen die wenigen Hinweise zur Erklärung des hydrographischen Systems genügen. Sternförmig fächern die Flusssysteme aus den niederschlagsreicheren höchsten Regionen aus, wobei die west-exponierten Staulagen bevorzugt sind. Die längsten gebirgsinternen Flusssysteme wachsen zu den bedeutendsten Grundwasser- und damit auch Oasenträgern aus: Bardagé und Yebigé. Vom Gebirgsfuss weg folgt ein rasches Ausfächern oder Auslaufen in Endpfannen, doch dürften diese Vorgänge mit dem jüngsten Klimawandel bedeutende Änderungen erfahren haben. Im feuchteren Neolithikum mündeten die südlichen Abflüsse in den Tschadsee, dessen Fläche ungefähr dem heutigen kaspischen Meer entsprach und dessen Nordufer im Raume Faya Largeau lag (18° nördl. Breite; vgl. ERGENZINGER 1967). Die nördlichen Flüsse schoben ihre Endpfannen weit in den Serir Tibesti hinaus. Solche eingesandeten Flussläufe erkennen wir auf dem Satellitenbild besonders schön am E-, N- und W-Rand des Gebirges. Abgesehen von einigen wenigen, lokalklimatisch besonders begünstigten Entwässerungsrinnen sind alle fluvialen Formen unterhalb 1000 m Höhe äolisch überformt und überdeckt. (HAGEDORN 1969, S. 35). Immerhin heben sich, wenn auch nicht immer eindeutig, die gegenwärtigen episodischen oder periodischen Abflüsse durch ihren dunklen Grauton heraus. (Vgl. zweimaliges Oberflächenfliessen in Bardai 1968, GAVRILOVIC 1970). Besonders deutlich sind sie in den intramontanen oder unmittelbar randlichen Sandbecken zu erkennen, z.B. bei Zouar, nördlich und südwestlich Guezenti, bei Ouri, ja sogar in der Mulde von Bardai. Diese dunklen Streifen dürften vorwiegend durch die dichtere Vegetation (ausserhalb der Oasenvegetation vor allem Akazien und Tamarisken) infolge des relativ hohen Grundwasserspiegels bedingt sein. Zusammengefasst müssen wir jedoch feststellen, dass die Unterscheidung in aktuelle und fossile Flusssysteme, ihre zeitliche Gliederung und ihre differenzierten Formungsprozesse (Vgl. HAGEDORN 1969 und zahlreiche andere Autoren) die Grenzen der reinen Bildinterpretation überschreitet.

Sicher erkennbar sind grossflächige Akkumulationsgebiete oder ehemalige Seebecken, soweit sie nicht in den Talniederungen eingesandet sind, an den fleckigen hellen Grautönen; Z.B. NE und E Yebbi-bou und auf dem Hochrücken SW Mouskorbé. Hier haben wir selber einige Seesedimente analysiert: Die C 14 Datierung der Süsswasserschnecken (C 14 Labor der Universität Bern) ergab 8530 ± 100 BP. (Vgl. weitere Datierungen in HAGEDORN 1969). Doch wollen wir auf alle diese Probleme der Klimageschichte und der klimabedingten Formungsprozesse nicht eintreten, sie sollen in einem andern Zusammenhang besprochen werden.

Auf eine Besonderheit müssen wir aber noch hinweisen: Das Windrelief oder die Windgassen (Abb. 8). Sie sind mit ihrem leicht geschwungenen Verlauf um den südlichen Gebirgsfuss herum besonders klar zu erkennen. Das anstehende Gestein wurde durch Korrasion und Deflation in ein aerodynamisches Relief umgestaltet, genau in der Richtung des Nordostpassates (HAGEDORN 1968). Diese dominante Windrichtung hat

sich dem Relief so eindrucksvoll aufgeprägt, dass darin eine Konstanz und Wirkung zum Ausdruck kommt, die in allen künftigen Klimaüberlegungen zu berücksichtigen sein wird.

4. Einige Hinweise zum Problem der Siedlungs- und Wirtschaftsweise

Mit diesen Ausführungen überschreiten wir die Grenzen der direkten Bildinterpretation. Höchstens könnten wir aus dem aufgearbeiteten Beobachtungsmaterial einige indirekte Schlüsse ziehen.

Die wichtigsten Oasen liegen in den grossen Talungen und Flusssystemen, sei es im Gebirgsinnern oder am Gebirgsrand. Bevorzugt sind die grundwasserreichen Grosstalungen (z.B. die Oasenreihen im Bardagé und Yebigé), die klimatisch begünstigte West- und Südwestseite (z.B. Zouar, Sherda) und die niederschlagsreicheren Hochlagen (z.B. Yega, Modra 1800 m). Die 8–10'000 Tubus (HAGEDORN 1966, S. 278; nach FUCHS 1961 S. 8: 10'000–15'000) zeigen eigenartige Übergangsformen von sesshafter Oasenwirtschaft und nomadisierender Weidewirtschaft und gerade darin kommt ihr dreidimensionaler Lebensraum ganz einzigartig zum Ausdruck.

Die Oasenwirtschaft vermag den Nahrungsmittelbedarf der Bevölkerung nicht zu decken. Zudem haben soziale Umschichtungen der letzten Jahre, wie die Aufhebung der Sklaverei (HAGEDORN 1967, S. 54) oder der Oelboom in Libyen die arbeitsintensive Bewässerungswirtschaft stark dezimiert. Die Herdenwanderung mit Kamelen und Ziegen ist eine unbedingte Lebensnotwendigkeit. Dabei nutzt man nicht nur die vegetationsreicheren Sohlen der Trockentäler (= Enneri), sondern durchwandert die Höhenstufen mit ihren ausgedehnten Hochflächen (= Tarso) in einem ganz bestimmten Klimarhythmus. Im normalen Ablauf bedeutet das folgendes:

In den Wintermonaten wird die reichere Vegetation wenn möglich in mittleren Höhenlagen genutzt, um den extremen Klimabedingungen der Gipfelregionen auszuweichen. Auf die Frage, warum denn im Winter die Weide gut sei, erhielten wir die folgende beschränkte und doch interessante Antwort: "Wenn es kalt ist, ist es gut!" Nach einer genaueren Begründung gedrängt, gab uns ein Tubu die sehr schöne Erklärung: "Die Weide wird gut, wenn der kleine Schnee auf den Steinen schläft." Der kleine Schnee bedeutet Reif. Im Unterschied zum grossen oder richtigen Schnee liegt er auf jedem einzelnen Stein und er schläft nur dort, das heisst, er kommt in der Nacht und verschwindet am Morgen. Reif und Tau genügen also in mittleren und höheren Lagen für eine grünende Steppenvegetation und lösen dadurch die winterlichen Wanderungen aus. Die zweite Wanderungsphase ist aufs engste mit den Sommerniederschlägen verknüpft. Wir haben im Juli und August 1968 selber gesehen, wie die Tubus den Weidemöglichkeiten von unten nach oben in optimalster zeitlicher Staffelung folgten, bis die Kamele schliesslich die höchsten möglichen Weideplätze am Gipfelaufbau des Mouskorbé erreichten. Diese sommerliche Herdenwanderung nützt die gesamte Höhenstufung aus und passt sich zeitlich und räumlich dem Niederschlagsgeschehen an.

Die Zwischenzeiten sind vermehrt durch Oasenarbeiten belegt. Im ersten Halbjahr werden im Februar und März in mühsamer Arbeit die Dattelpalmen befruchtet, im März–April das Wintergetreide geschnitten, in den gleichen Monaten Hirse gesät und im Juni–Juli geerntet. Ins zweite Halbjahr fällt das grosse Ereignis der Dattelernte von Mitte

August bis Mitte September, ferner im September–Oktober die zweite Hirsenernte. (Vgl. HAGEDORN 1966). In Hochlagen, wo nur noch an wenigen Stellen Weizen, Mais oder Hirse bis 2100 m angebaut wird (z.B. Tarso Yega), ist das landwirtschaftliche Jahr mit der Aussaat im März und der Ernte im Juli etwas verschoben. (Nach einer freundlichen Mitteilung von Dr. P. ROSTANKOWSKI).

Gesamthaft gesehen werden die grossen Höhenstufen zu bedeutenden Klimastufen und diese prägen den Lebensraum und den Lebensrhythmus ihrer Bewohner. Diese Gegebenheiten führen zu eigenartigen Mischformen von sesshafter und nomadischer Wirtschaftsweise, indem jeder Tubu an beiden Elementen Anteil hat, sei es durch eine gewisse Arbeitsteilung innerhalb der Familie oder des Stammes. (Vgl. HAGEDORN 1966, 1967, FUCHS 1961). Viele Probleme der Siedlungs- und Wirtschaftsweise, wie auch der Sozial- und Rechtsordnung lassen wir offen, sie stehen aber alle mit den natürlichen Bedingungen der Landschaft in Zusammenhang. Gerade in den Grenzräumen der menschlichen Existenz lassen sich die funktionalen Wechselwirkungen zwischen Natur und Mensch besonders scharf nachzeichnen, was auch die ethnologische Forschung künftighin vermehrt berücksichtigen müsste.

Schliesslich aber fällt auf der Interpretationsskizze zum Satellitenbild noch ein weiteres Element auf: der Verlauf der Landesgrenzen. Durch europäische Interessenpolitik am Verhandlungstisch festgelegt, wird eine untrennbare Naturlandschaft mit imaginären Linien staatlich gegliedert. Die Hauptstädte liegen in einem andern Klimaraum, Tripolis am Mittelmeer, Fort Lamy am ständig fliessenden Chari, beide in der Luftlinie 1000–1200 km entfernt. Das Satellitenbild zeigt also nicht nur einen naturlandschaftlich, sondern auch einen kulturlandschaftlich isolierten Raum. Damit sind viele ungelöste Fragen der Wirtschaft, des Verkehrs, der Politik usw. angeschnitten; wir können in unserem Zusammenhang nicht auf alle diese brennenden Probleme eintreten, die im Augenblick sogar zu militärischen Auseinandersetzungen führen. Eines nur wollen wir festhalten: In diesem isolierten Gebirgsraum musste sich ein besonderer Menschentypus entwickeln, der sich nicht nur durch Hautfarbe und Religion, sondern noch viel grundsätzlicher vom Savannenbauern des Südens unterscheidet. Beide sollten aber heute zum gleichen Staat, der Republik Tschad, gehören. (Unabhängig seit dem 1. Jan. 1965). Das mag ein Hinweis auf die unausweichlichen Wirren der letzten Jahre sein, es mag aber auch zeigen, welche Rolle die geographischen Grundlagen in einer künftigen Entwicklungsplanung spielen müssen.

5. Schluss und Zusammenfassung

Überblicken wir zum Schluss nochmals den gesamten Gebirgsraum, das heisst eine Fläche von ungefähr 100'000 km^2, davon 33'000 km^2 vulkanisch, so werden in dieser einen Satellitenaufnahme gewaltige horizontale und vertikale Dimensionen überblickbar zusammengefasst: Ein reich differenzierter Formenschatz vom Präkambrium bis zu rezentesten Ablagerungen, eine tektonische Grundstruktur mit prägnanter somalischer (NE bis NNE) und erythreischer (NW bis NNW) Richtung, ein Vulkanismus mit rund 20 Stratovulkanen in der Grössenordnung eines Cantal oder Aetna (GÈZE 1957 a, S. 117), eine Schwellen- und Beckenbildung als überschaubares Typbeispiel des kontinen-

talen Afrikas und schliesslich als Ganzes das höchste Gebirge in der Kernwüste der Sahara. Mit dem Werden dieses Hochgebirges aber entstanden neue klimatische und hydrographische Bedingungen, die die Formungsprozesse und den Formenwandel in wechselvoller Geschichte prägten. Schliesslich bedeuten diese Klima- und Höhenstufen die Existenzgrundlage der heutigen Bewohner, die ihre Lebens- und Wirtschaftsweise streng und unerbittlich auf diese Naturbedingungen ausrichten müssen. Zusammengefasst wird uns mit diesem Satellitenbild auf einzigartige Weise eine formal, funktional und genetisch geschlossene und überschaubare Landschaft vorgeführt.

Literaturverzeichnis

DALLONI, M.: Mission au Tibesti (1930–31) dirigée par. . . Mém. de l'Ac. des Sciences de l'Inst. de France. Bd. 61, Sér. 2. Paris 1934.

DUBIEF, J.: Le climat du Sahara. Mémoires hors série. Trav. de l'Inst. de Recherches Sahariennes. Alger, t. I 1959, t. II 1963.

ERGENZINGER, P.J.: Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Tagungsber. Dt. Geogr. Tag, Bad Godesberg 1967.

FUCHS, P.: Die Völker der Südost-Sahara. Wien 1961.

GAVRILOVIC, D.: Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Unveröffentl. Geomorph. Laboratorium. Berlin 1969.

–: Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahre 1968. Z.f. Geomorph. 1970.

GÈZE B., HUDELEY H., VINCENT P., WACRENIER Ph.: Morphologie et dynamisme des grands volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). C.R. Soc. géol. France. Nr. 7, 117–120. Paris 1957.

–: Succession et âge probable des formations volcaniques du Tibesti (Sah. du Tchad, A.E.F.) C.R. des séances de l'Ac. d. Sciences, 245,25. p. 2328–2331.Paris 1957.

–: Le volcan du Toussidé dans le Tibesti occidental (Sahara du Tchad A.E.F.). C.R. Acad. d. Sciences, 245,21. p. 1815–1818. Paris 1957.

–: Les volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). Bulletin volcanologique. C.r. de la XIe Ass. Gén. à Toronto 1957. Napoli 1959.

GÈZE B., HUDELEY H. et VINCENT P.: Le volcan de l'Emi Koussi dans le Tibesti oriental (Sah. du Tchad A.E.F.). Comptes rendus des séances de l'Ac. d. Sc. t. 245, p. 2064. Paris 1957.

HAGEDORN, H.: Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde 1966, Heft 4.

–: Siedlungsgeographie des Sahara-Raumes. Afrika-Spektrum. Die Sahara. Hamburg 3/1967.

–: Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Erdkunde, H. 4/1968.

–: Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tschad). Bulletin de liaison N^{o},23–24. ASEQUA, Dakar Nov. 1969.

HECKENDORFF, W.D.: Witterung und Klima im Tibesti Gebirge. Diplomarbeit, Geographie, unveröff. Berlin 1969.

HÖVERMANN, J.: Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise im Tibesti-Massiv. Die Erde, H. 2/1963.

–: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. Selbstverlag des II. Geogr. Inst. der FU Berlin, 1967.

–: Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Symposium intern. de géomorphologie Liège 1966. Université de Liège 1967.

KLITZSCH, E.: Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. Max RICHTER Festschrift. Clausthal-Zellerfeld 1965.

–: Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. Geol. Rundschau H. 2/1970.

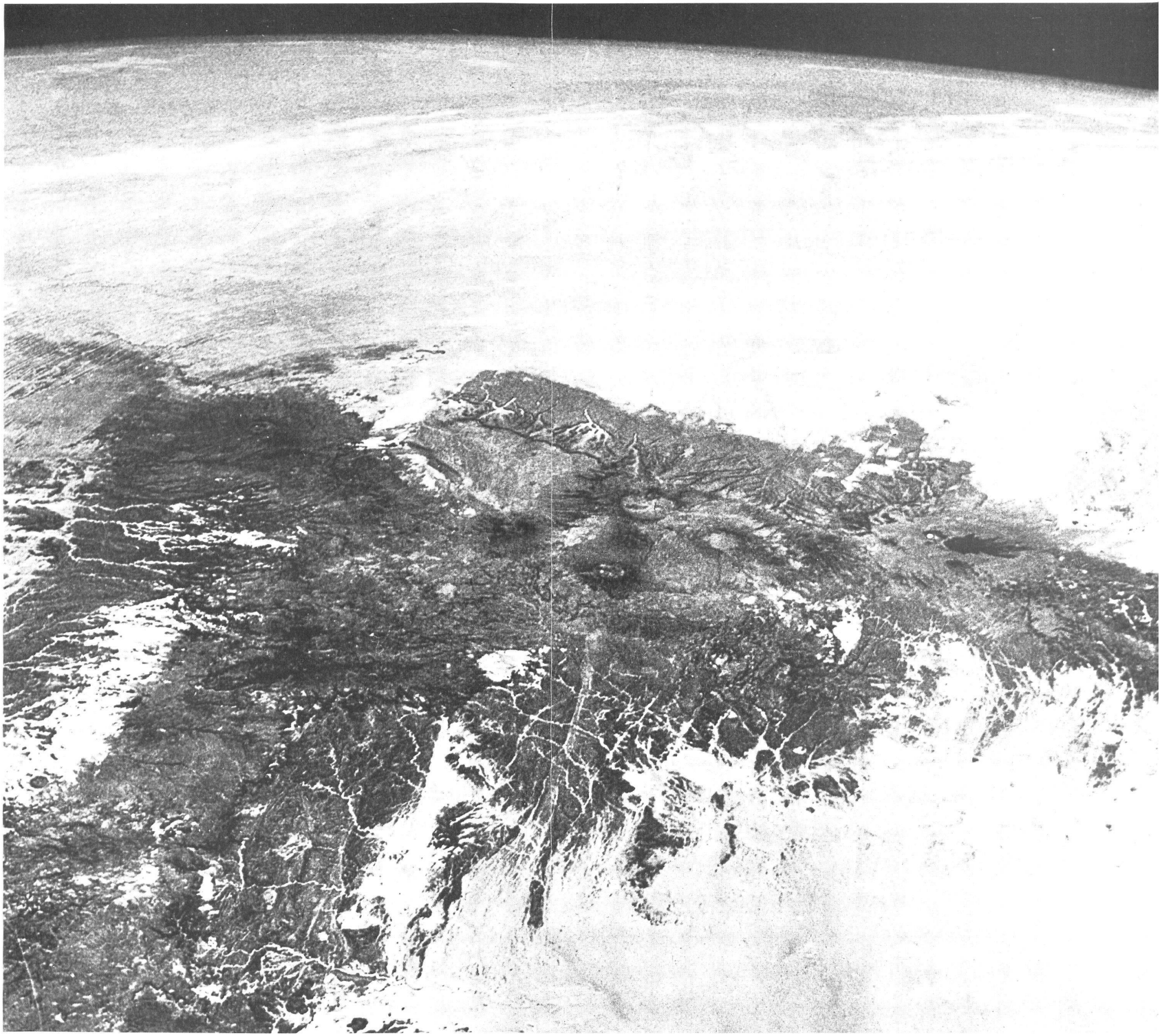
LELUBRE, M.: Le Tibesti septentrional. Esquisse morphologique et structurale. C.R. Acad. Scienc. colon. p. 337. 1946.

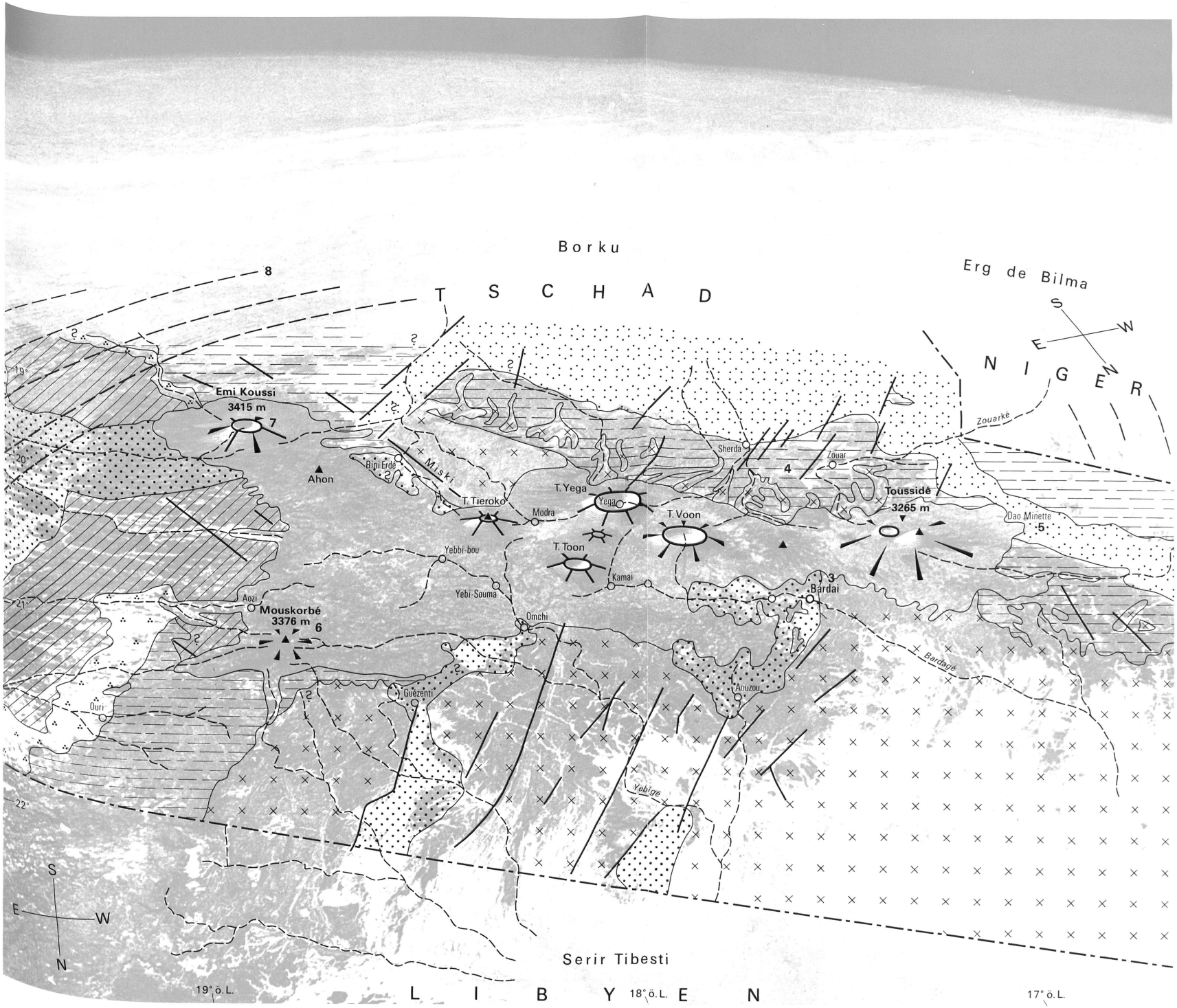
LIST K.F. und STOCK P.: Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördl. Tibesti-Gebirges. Zentral-Sahara, Tschad. Geol. Rdschau, H. 1 Bd. 59, S. 222, 1969.

ROGNON, P.: Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique CNRS. Paris 1967.

VINCENT, P.: Les Volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. Thèse. Mém. du Bureau de Recherches Géologiques et Minières N° 23, Paris 1963.

WACRENIER, Ph.: Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1:1'000'000. Institut équatorial de recherches et d'études géol. et minières. p. 24, Brazzaville 1958.





Satellitenbild

Gemini VII 11. Dez. 1965
Höhe: 298 km
NASA Nr. 65-HC-2425

Wichtigste Oasen

Episodische Flussläufe

Windformen, Windgassen

Bruchlinien, Störungen

Quartär–Tertiär

Vulkanismus, dunkle und helle Serien in Wechsellagerung

Kegel, Kuppe, tekton. bedingte Form — Quartär

Caldera, Explosionskrater — Tertiär

Mesozoikum

Jura-Unterkreide Nubischer Sdst.

Paläozoikum

Devon: ‹Grès sup.› (Schichtstufen)

Gotlandium: ‹Grès moyens.› (Depressionen)

Kambroordovizium:
Harte Sdst.: ‹Grès inf.›
Weiche Sdst. (Depressionen)
Harte Sdst. (Falaise tassilienne)

Präkambrium

Sockel: Metamorphe Serien (Faltenachsen NNE = SSW) versch. granitische Intrusionen (prä- bis posttektonisch)

Genauere Erklärungen zur Legende siehe Text.

Kartographie J. M. Herrmann Bern

Kartenverzeichnis

Carte de l'Afrique 1:1'000'000, publié par l'Institut Géographique National Paris 1961–63. Blätter NE 33 Bilma, NE 33 Djado, NF 34 Largeau und NF 34 Tibesti Est.

Carte internationale du tapis végétal par P. QUÉZEL. Blatt Largeau 1:1'000'000. Institut Géographique National Paris, 1964.

Carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1:1'000'000 par Ph. WACRENIER. Afrique Equat. Fr., Brazzaville 1958.

Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique, Sahara central, 1:2'000'000. C.N.R.S., Paris 1962.

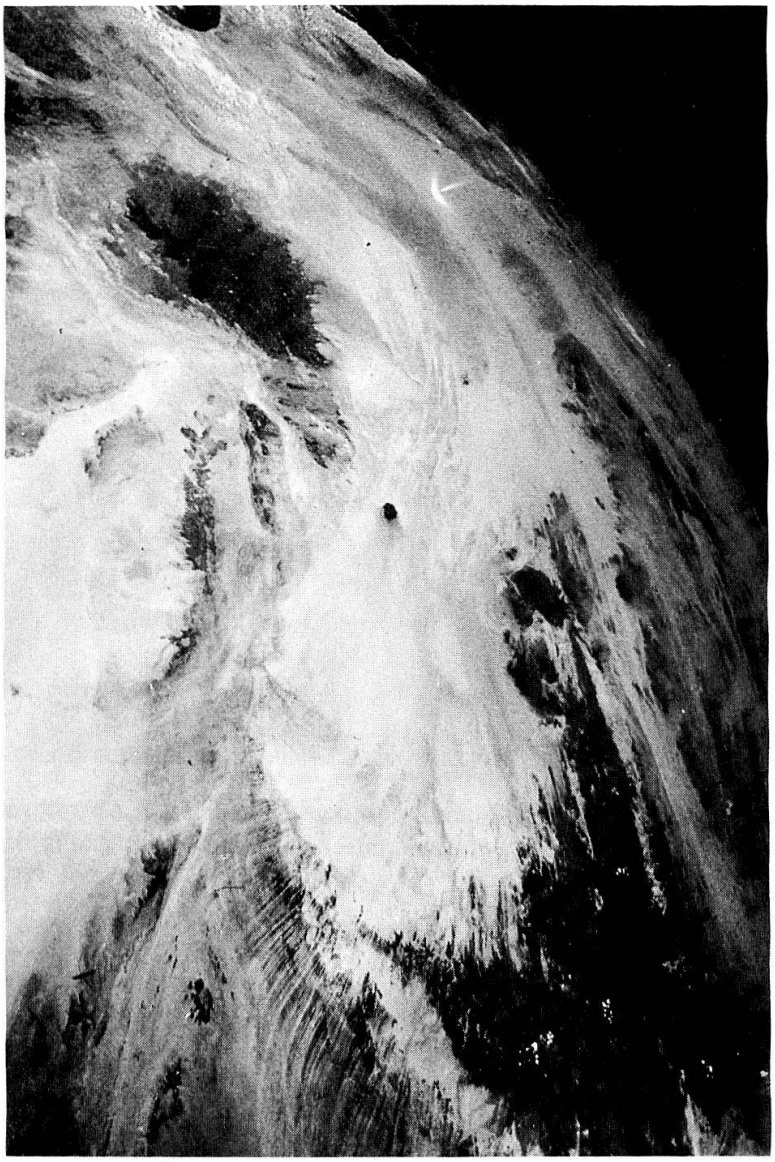


Abb. 1: Satellitenbild 66 – HC – 1759. Von rechts unten nach links oben: Tibesti-Gebirge, Serir Tibesti, Basaltmassiv des Haroudj, Syrtebucht des Mittelmeeres. Am linken Rand unten das Sandbecken von Murzuk und oben der Höhenrücken des Djebel Soda. Grosstektonische Übersicht wie Fig. 1.

Abb. 2: Kristalline, eingesandete Rumpffläche nördlich des Tibesti. Abgetragene und aufgelöste Inselbergformen.

Abb. 3: Präkambrium (Tibestien supérieur) SW Bardai, an der Piste zum Trou au Natron (Toussidé). Schwach metamorph, ± NNE streichende Faltenachsen. In der Höhe gipfelflurartige Einebnungen, in den Tälern Flussakkumulationen.

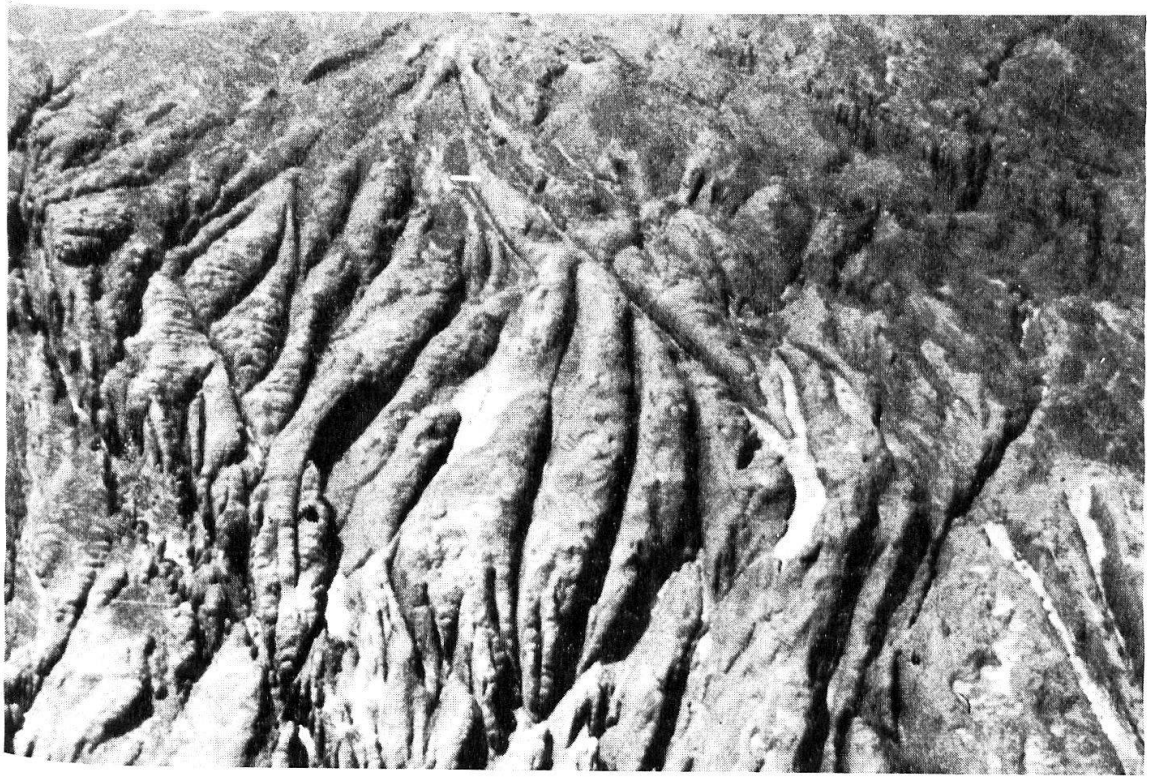


Abb. 4: Bruchtektonik in den kambroordovicischen Sandsteinen östlich Zouar. Die beiden Hauptrichtungen mit zahlreichen Interferenzerscheinungen, Blattverschiebungen usw. sind deutlich erkennbar. (Vergl. Fig. 1 und Satellitenbild).

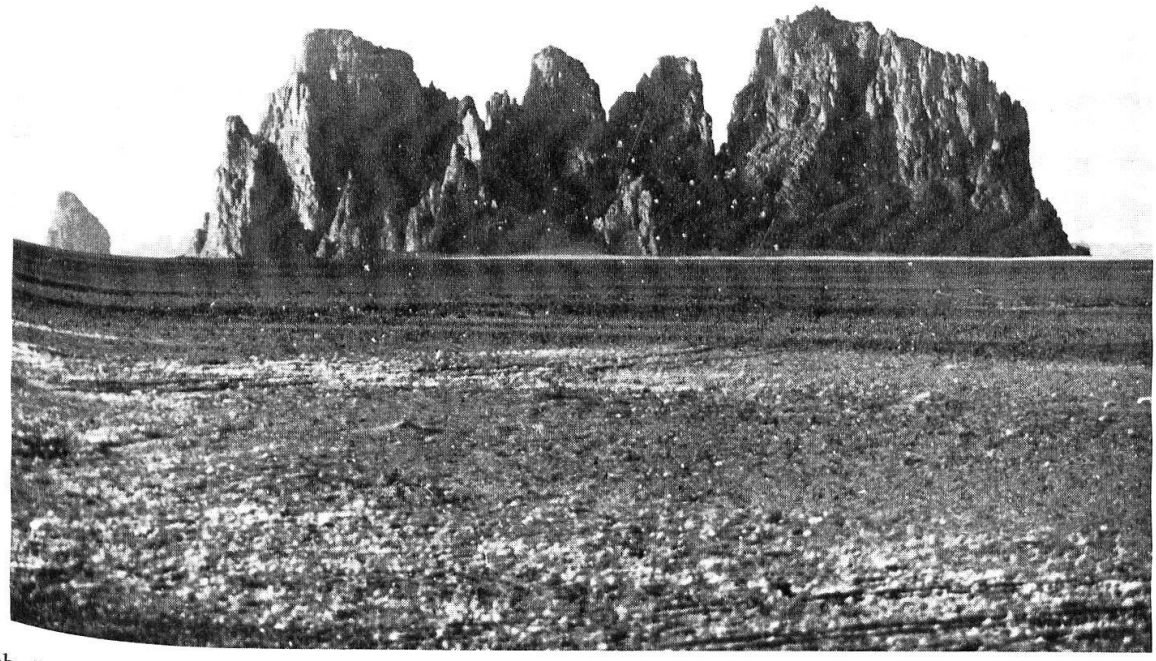


Abb. 5: Inselberge bei Dao Minette, im Satellitenbild erkennbar. Kambroordovicische Sandsteine einer resistenteren Serie in der weiträumigen Depression, die über mehrere hundert Kilometer dem westlichen Gebirgsfuss folgt. (Siehe Standortangabe in der Interpretationsskizze.)

Abb. 6: Tertiärer und quartärer Vulkanismus westlich des Mouskorbé. Tertiär: Die hellen Gesteine (Rhyolith-Trachyt) zeigen mit ihren Gipfeln, Türmen, Schluchten und Tälern ein reich gegliedertes Altrelief. Quartär: Dunkle Basaltströme füllen ein bestehendes Fluss- und Talsystem.

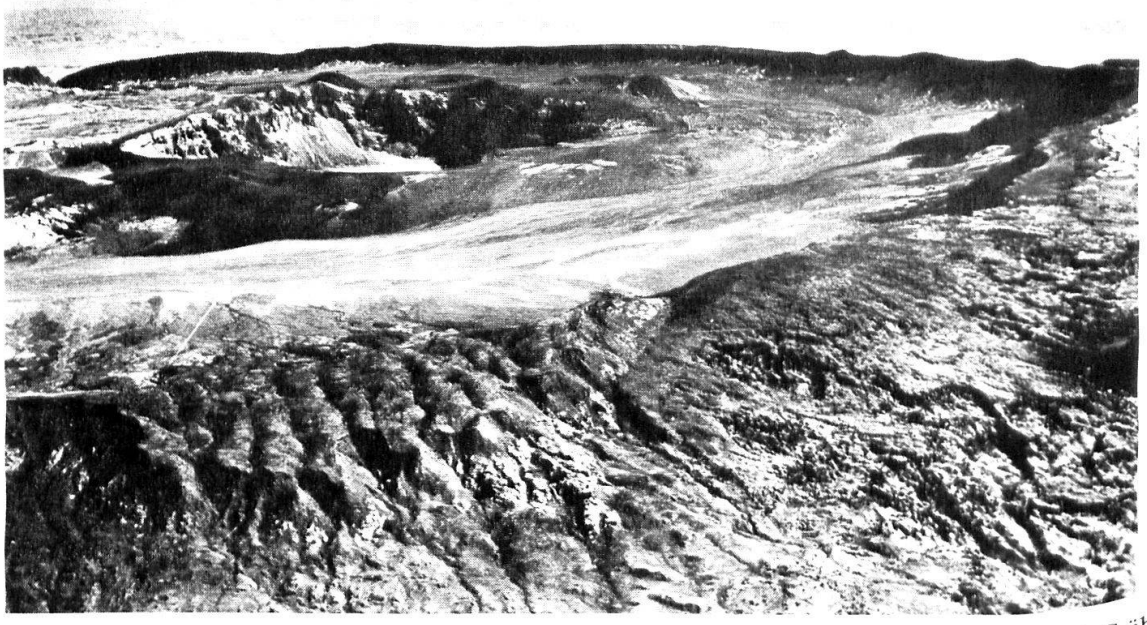


Abb. 7: Luftaufnahme des Emi Koussi, 3415 m, höchster Berg der Sahara. Blick von W nach E über die Caldera, in der der junge Krater Era Kohor 300–500 m eingetieft ist. Zum quartären Vulkanismus gehören ferner die dunklen Parasitärkegel mit ihren Lavaströmen (Vordergrund) und die hellen Ignimbrite-Cinerite in der Caldera und auf der Somma (rechter Bildrand). Durchmesser der Caldera 10–12 km. (Publiziert mit Bewilligung des IGN Paris, Aufnahme Nr. 4007.)

Abb. 8: Aerodynamisches Relief: Windgassen in den kambroordovicischen Sandsteinen südlich des Tibesti (Interpretationsskizze Satellitenbild, Standort Nr. 8). Diese Windformen bildeten sich unabhängig von lithologischen und tektonischen Strukturen, sie repräsentieren die Korrasions- und Deflationswirkung des dominanten NE-Passates.