



MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Ludwig Hempel / Hartmut Brettschneider

Beiträge
zur „Energetischen Geomorphologie“
in Trockengebieten

SCHÖNINGH

L.Hempel/H.Brettschneider

Beiträge zur „Energetischen Geomorphologie“ in Trockengebieten

Ludwig Hempel

Studien über rezente und fossile Verwitterungsvorgänge
im Vulkangestein der Insel Fuerteventura
(Islas Canarias, Spanien) sowie Folgerungen für die
quartäre Klimageschichte

Hartmut Brettschneider

Mikroklima und Verwitterung an Beispielen aus
der Sierra Nevada Spaniens und aus Nordafrika
mit Grundlagenstudien zur Glatthanggenese

FERDINAND SCHÖNINGH · PADERBORN · 1980

Der Beitrag von H. Brettschneider wurde von der Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster - Fachbereich Geowissenschaften - als Dissertation 1980 angenommen.

Alle Rechte, auch das der auszugsweisen photomechanischen Wiedergabe, vorbehalten.
© 1980 by Ferdinand Schöningh, Paderborn, ISBN - Nr. 3 - 506 - 73209 - 9

Druck: Phototechnische Zentralstelle der Universität Münster

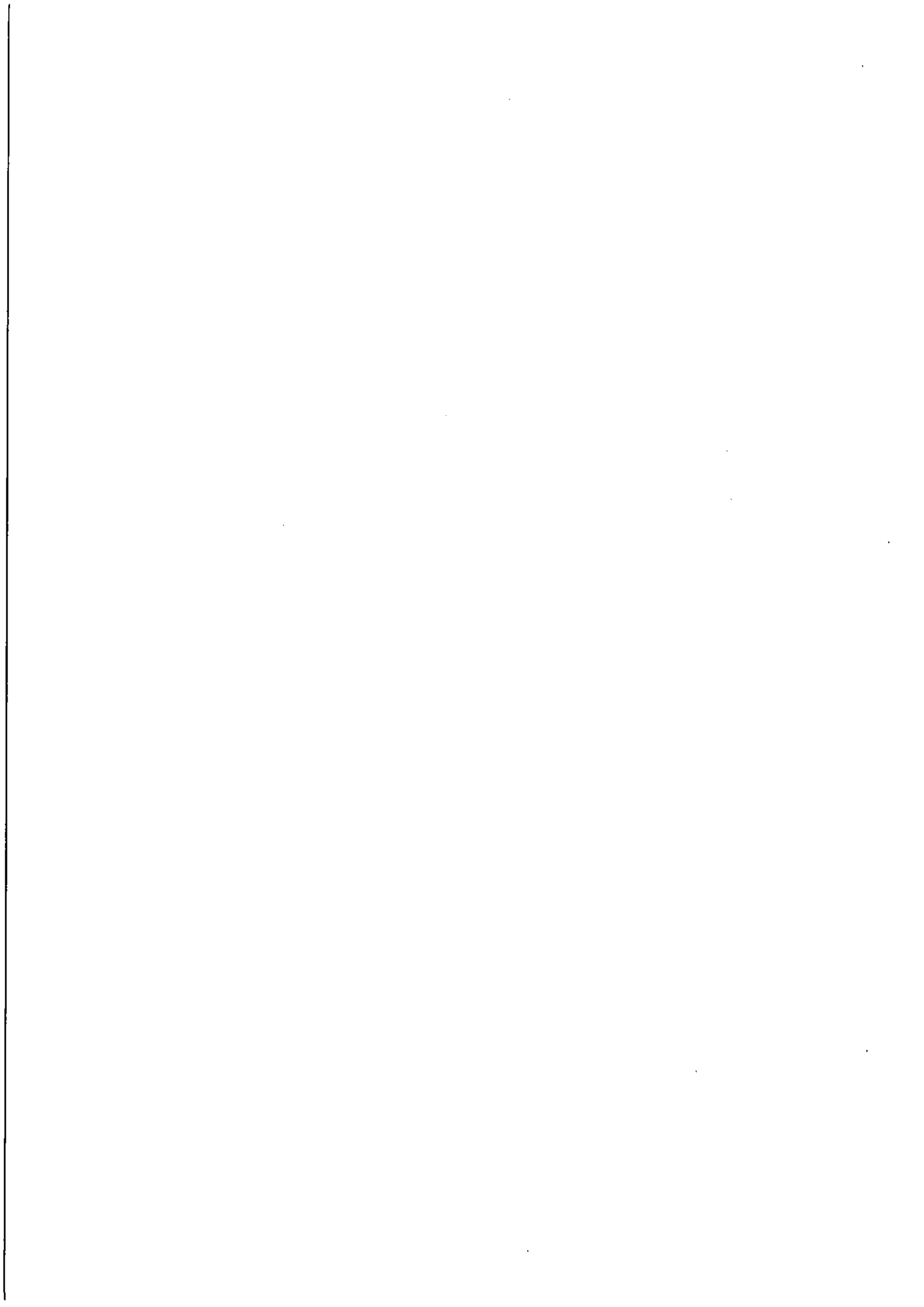
LUDWIG HEMPEL

STUDIEN ÜBER REZENTE UND FOSSILE VERWITTERUNGSVORGÄNGE
IM VULKANGESTEIN DER INSEL FUERTEVENTURA (ISLAS CANARIAS,
SPANIEN) SOWIE FOLGERUNGEN FÜR DIE QUARTÄRE KLIMAGESCHICHTE

Mit einer Karte im Anhang.

Aus:

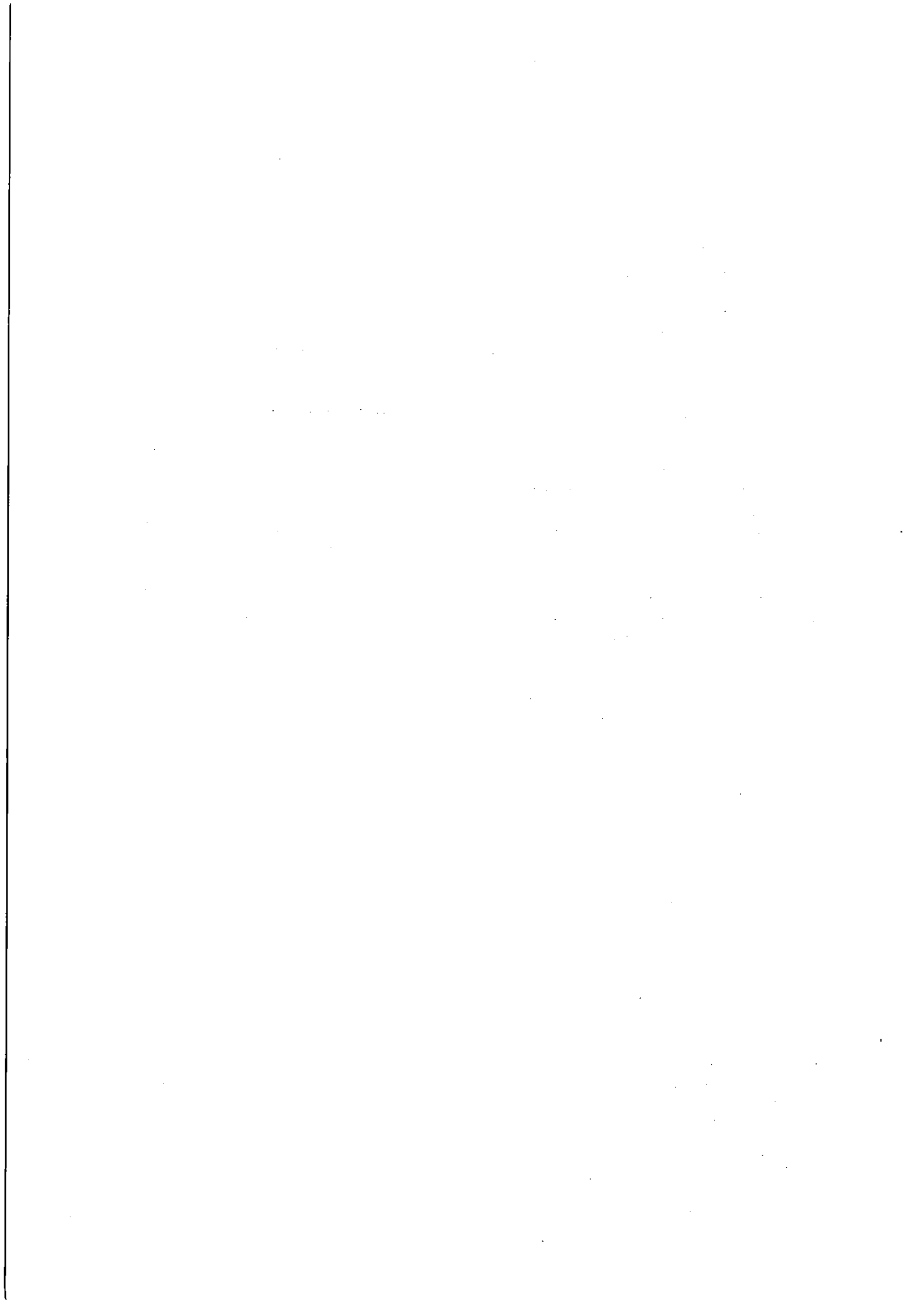
Ludwig Hempel und Hartmut Brettschneider: Beiträge zur "Energetischen
Geomorphologie" in Trockengebieten. Paderborn: Ferdinand Schöningh 1980,
S. 7 - 64 = Münstersche Geographische Arbeiten 9.



I n h a l t

	Seite
1. Aufgabe	9
2. Allgemeine physiogeographische Lage Fuerteventuras	9
3. Beobachtungen und Messungen	13
3.1 Beobachtungsgruppe Nr. 1: Gerundete Basaltblöcke - Krusten - Roterden	13
3.2 Beobachtungsgruppe Nr. 2: Gerundete Basaltblöcke - ihre Lage zu Terrassen	16
3.3 Beobachtungsgruppe Nr. 3: Polygonartige Verwitterungsstrukturen auf Felsoberflächen	17
3.4 Beobachtungsgruppe Nr. 4: Scherbiger Basaltschutt - Exposition - Größe und Menge	17
3.5 Beobachtungsgruppe Nr. 5: Effloreszenzen und Interstitialfüllungen - Tau - Exposition	18
3.6 Beobachtungsgruppe Nr. 6: Erwärmungsgeschwindigkeit und Exposition	19
3.7 Beobachtungsgruppe Nr. 7: Gang der Temperatur in verschiedenen Expositionen: Oberfläche sowie in 1 cm, 5 cm und 14 cm Tiefe	20
3.8 Beobachtungsgruppe Nr. 8: Gesteinsdruck - Temperaturamplitude - Kompressibilität	25
3.9 Beobachtungsgruppe Nr. 9: Temperaturgänge im Basalt-Tagesthermoisoplethen - gegenläufiger Gradient	27
3.10 Beobachtungsgruppe Nr. 10: Temperaturgang und Passatqueilbewölkung	27
3.11 Beobachtungsgruppe Nr. 11: Temperaturgang und Verwitterung an Basalt-Felskanten	28
3.12 Beobachtungsgruppe Nr. 12: Mehligte Substanzen von gelbbrauner Farbe	28
3.13 Beobachtungsgruppe Nr. 13: Bildung von Kalkzapfen	30
4. Ergebnisse und Aspekte zur quartären Klimageschichte	31
4.1 Verwitterungsvorgänge und -formen der Vorzeit	31
4.2 Verwitterungsvorgänge und -formen der Gegenwart	33
4.2.1 Hydratation, Kristallisation und Insolatation	33
4.2.2 Chemische Verwitterung	36
4.2.3 Abwägung der rezenten Vorgänge für den Gesamthaushalt	37
4.3 Zusammenfassung, Summary, Resumen	39
Anmerkungen	43
5. Literatur	44
6. Bildanhang	47

Anschrift des Verfassers:
Professor Dr. Ludwig Hempel
Westfälische Wilhelms-Universität
Institut für Geographie
Arbeitsgebiet Geomorphologie
Robert-Koch-Str. 26
D-4400 Münster



Beiträge zur "Energetischen Geomorphologie"
in Trockengebieten

Vorwort

Verfolgt man die Geschichte der physiogeographischen Erforschung arider und semiarider Gebiete der Erde, so stellt man fest, daß im Anfang vorzugsweise Reliefformen und -genese im Mittelpunkt der Studien standen. Mit WALTHER, PASSARGE und MORTENSEN sind Repräsentanten genannt, denen es auf Physiognomie und minutiöse Beschreibung der Formen ankam. Diese reichten aber bereits aus, ein "Gesetz der Wüstenbildung" zu entwickeln, wobei auch klimatische Differenzierungsansätze erkennbar waren. So wurden Gebiete unterschieden, in denen vorzugsweise entweder der Wind oder der Niederschlag wirksam waren.

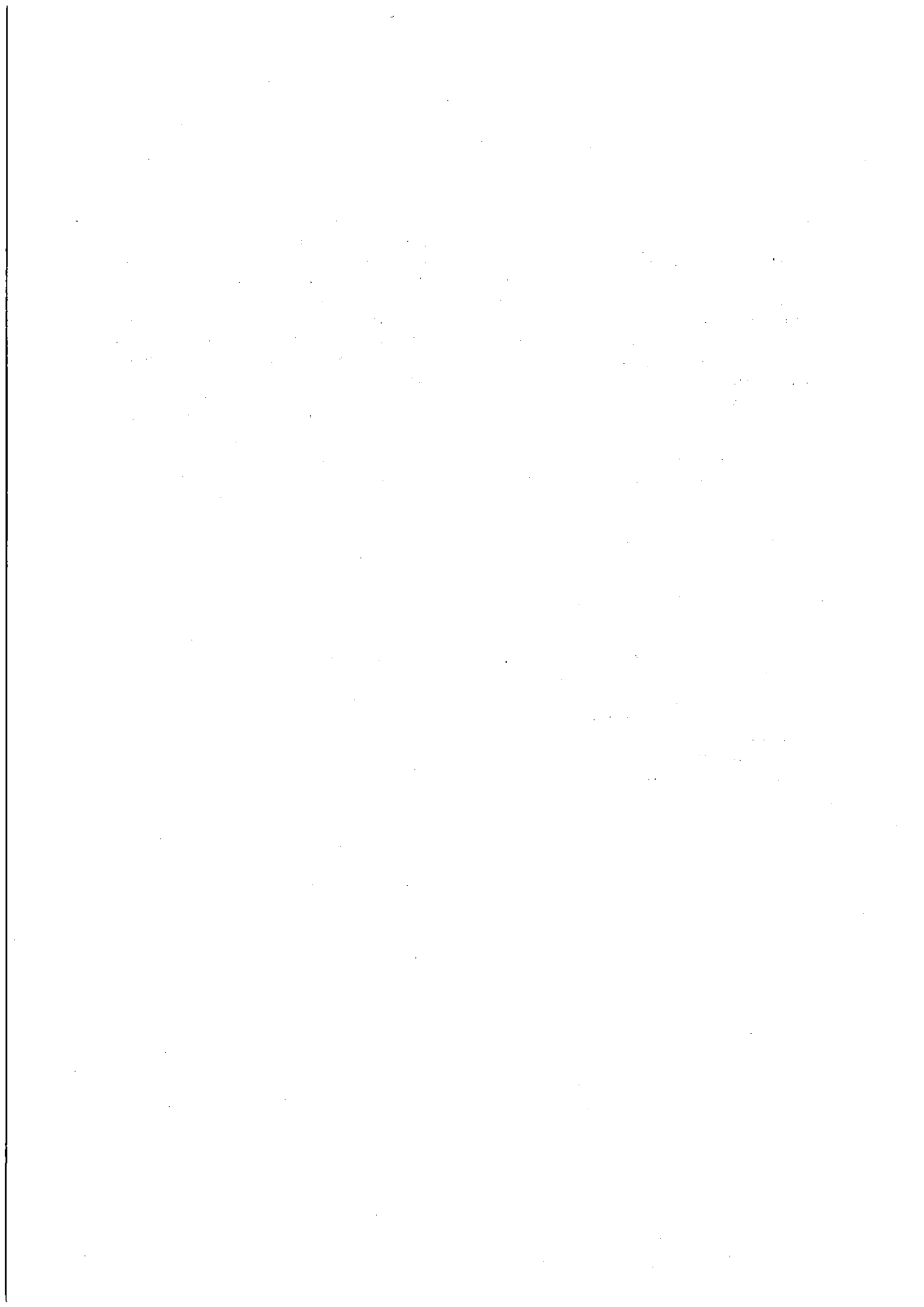
Ausgesprochen klimamorphologische Fragestellungen wurden von BODEL, MECKELEIN und MENSCHING verfolgt. Sie galten fast ausschließlich den Vorgängen der Abtragung. Zögernd nur ging man an die genauere Analyse der Verwitterungsmechanismen heran.

Dies wurde erstmals an ausgewählten Beispielen in Australien von BREMER versucht. Es lag sicher mit an den Schwierigkeiten eines längeren Aufenthaltes in Wüsten, der für derartige Messungen notwendig ist, daß der Verwitterungshaushalt wenig intensiv erforscht und den Vorgängen sowie Formen der Abtragung mehr Beachtung geschenkt wurde.

Eigentlich erst mit dem Aufbau einer Station für geomorphologische und klimatische Forschungen in der Sahara (Bardai) hat sich die Reihenfolge der Studienschwerpunkte von "Abtragung vor Verwitterung" in eine solche mit "Verwitterung vor Abtragung" umgewandelt. HÖVERMANN und die Berliner Schule waren Träger dieser Arbeitsrichtung. Aus den zahlreichen Untersuchungen konnte man erkennen, wie wichtig gerade die Frage nach dem Energiehaushalt für die Erklärung von Prozessen der Gesteinszerstörung in ariden Gebieten ist. Erst durch eine umfassende und differenzierte Erforschung des Mikroklimas auf und im Gesteinskörper können präzisere Aussagen über die Verwitterung physikalischer und chemischer Art im Trockengürtel der Erde gemacht werden.

Systematisch wurden vom Institut für Geographie der Universität Münster in der Arbeitsgruppe "Geomorphologie" derartige Studien in der Sahara, Sierra Nevada Spaniens, dem Hohen Atlas Marokkos und auf der Wüsteninsel Fuerteventura des Kanarischen Archipels durchgeführt. Auf eng begrenzten Räumen und Versuchsflächen wurden Messungen über Strahlung, Temperatur, Druck, Zerrung und andere Energieträger der Gesteinszerstörung an die Spitze der Feldarbeit gestellt. Es soll damit eine "auf Energie beruhende" Lehre vom Relief begonnen werden, die man auch "Energetische Geomorphologie" nennen könnte.

Ludwig Hempel



1. Aufgabe

Die Ostkanareninsel Fuerteventura wird von zwei Gruppen von Gesteinen aufgebaut: Vulkanische Gesteine, in der Hauptsache Basalte und Tuffe, sowie Kalkgesteine. Die weitaus größte Fläche nehmen die ersten ein. Die physiogeographischen Studien erstreckten sich von 1974-1976 auf die Abtragungsvorgänge und Abflußverhältnisse im Vulkangestein. 1979 schlossen sich solche über die Verwitterungsvorgänge und -formen der Gegenwart und Vergangenheit an¹⁾. Beide Arbeiten sollten Auskunft geben über den Zustand der Schuttdecken mit dem praktischen Ziel, Prognosen zum Wasserhaushalt der Insel zu erstellen. Dieser hängt eng mit der Erhaltung, Zerstörung oder dem Aufbau des Lockermaterials als Speicherorgan zusammen.

Drei Arten des Gesteinszerfalls wurden qualitativ bzw. quantitativ untersucht:

Bildung von mehr oder weniger gerundeten Blöcken aus Basalt, Phonolith und Tuff mit einer Verwitterungskruste,

Polygonartiges Zerreißen der Gesteinsoberfläche,

Abplatzen von scherbigen, eckigen Schuttstücken mit und ohne einer Verwitterungshaut.

Darüber hinaus mußten die Anteile der Hydratation und Kristallisation (Salze) sowie der "trockenen Verwitterung" (Insolation) am heutigen Zerstörungsprozeß erarbeitet werden.

Im Verlauf dieser Studien eröffneten sich Wege, die klimageschichtliche Entwicklung der Insel für das jüngere Quartär zu bestimmen. Angesichts der Breitenkreislage in Höhe der Sahara schienen Versuche lohnend, die Ergebnisse von Fuerteventura mit diesen benachbarten Trockenräumen zu vergleichen. Dabei stand vor allem die Frage im Mittelpunkt der Untersuchung, inwieweit die von LAUER & FRANKENBERG (1979) für die westliche Sahara nachgewiesenen Feuchtphasen des Klimas um 18 000 BP (= Hochstand des Würmglazials) und 5 500 BP ("Klimaoptimum") zeitlich parallelsierbare Äquivalente auf Fuerteventura besitzen.

Der Bericht wurde so abgefaßt, daß zunächst die einzelnen Beobachtungen - sachlich in Gruppen geordnet und numeriert - als Belege vorgestellt werden. Dabei werden auch einige Aspekte für eine Deutung eingefügt. In einem zweiten Teil werden die Ergebnisse im Zusammenhang untereinander, ihre Wertigkeit im Bezug auf die Fragestellung "Lockermaterial als Grundlage der gegenwärtigen Bodenbildung" und im Vergleich zu

Forschungsergebnissen anderer Autoren in benachbarten Gebieten behandelt. Die Studie enthält insgesamt 23 Abbildungen (meist Diagramme) und eine geomorphologische Karte, im Gelände aufgenommen im Maßstab 1 : 25 000. Die wichtigsten Meßserien werden durch Photos illustriert. Dem Teil "Beobachtungen und Messungen" ist eine physiogeographische Kurzanalyse des Arbeitsgebietes "Fuerteventura" vorangestellt.

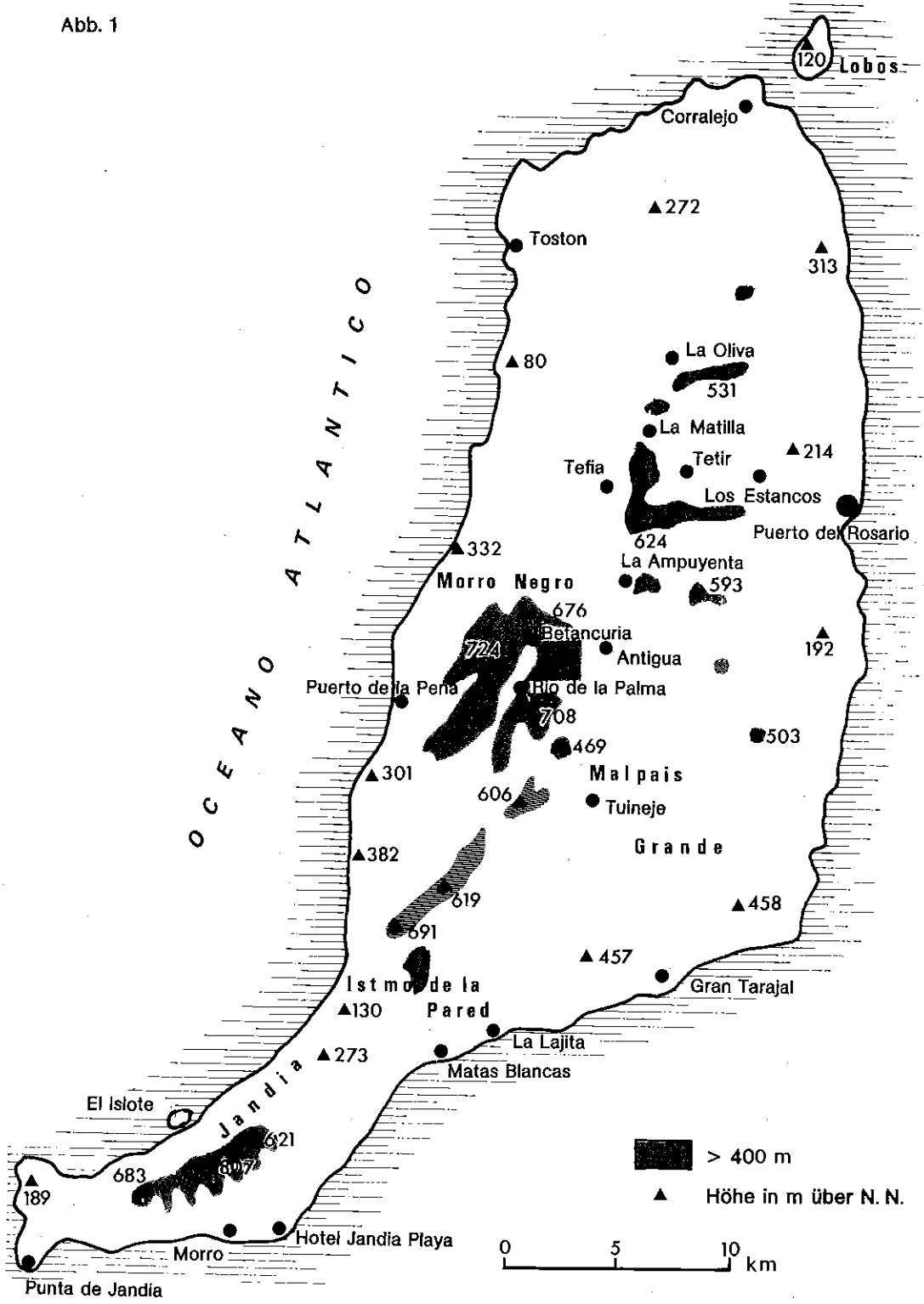
2. Allgemeine physiogeographische Lage Fuerteventuras

Die Insel Fuerteventura, rund 1750 qkm groß, gehört zum Kanarischen Archipel. Zusammen mit Lanzarote und einigen unmittelbar benachbarten Eilanden bildet sie die Gruppe der Purpurarien. Etwa 90 km lang ist sie mit nur 30 km Breite schlank und bis auf die Halbinsel Jandia annähernd nord-südlich ausgerichtet. 90 v.H. ihrer Oberfläche liegt unter 400 m, nur 1 v.H. über 700 m über NN. Der höchste Punkt ist der Pico de la Zarza mit 807 m (Abb. 1)²⁾.

Dem Kontinent Afrika von allen Kanarischen Inseln am nächsten gelegen (Luftlinie etwa 100 km), ist sie in ihrem geologischen Aufbau von diesem grundverschieden. Klimatisch und morphologisch ähneln sich dagegen beide sehr (vgl. auch die Bemerkungen von LIETZ, 1973). Fuerteventura liegt in der Breitenkreislage der nördlichen Sahara und gehört damit zum Trockengürtel der Alten Welt. Ein Vergleich der Klimadiagramme (nach WALTER & LIETH, entnommen aus KLUG, 1968) der Stationen Tefia (6 m über NN, Abb. 2) auf Fuerteventura und Cabo Juby (8 m über NN, Abb. 3) in Westafrika macht die Verwandtschaft der klimatischen Positionen deutlich.

Entscheidend für das ökologische Potential der Insel sind die große Unregelmäßigkeit, mit der die Niederschläge fallen, und die außerordentlich unterschiedlichen Mengen (Abb. 4). Dürreperioden, in früheren Jahrhunderten mangels Verkehrsanschluß der Insel mit Hungersnöten verbunden (vgl. PARSON, 1975), sind Eigenschaften des Naturhaushalts. Im übrigen wird die klimatische Position vom Nordostpassat, der Insellage und dem kühlen Kanarenstrom bestimmt. Der Nordostpassat weht nach den Unterlagen des Servicio Meteorologico im Ministerio del Aire in Madrid an 220 bis 270 Tagen im Jahr, vorzugsweise konzentriert

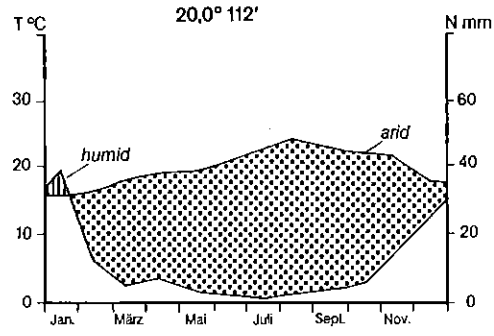
Abb. 1



Klimadiagramme

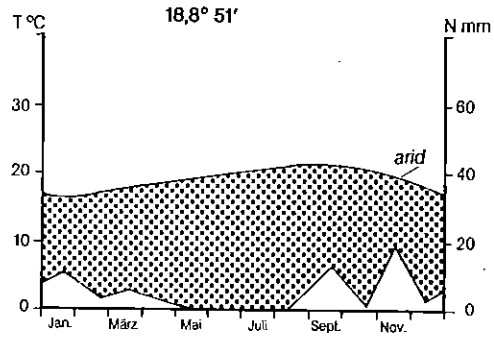
TEFIA, FUERT. (6 m)

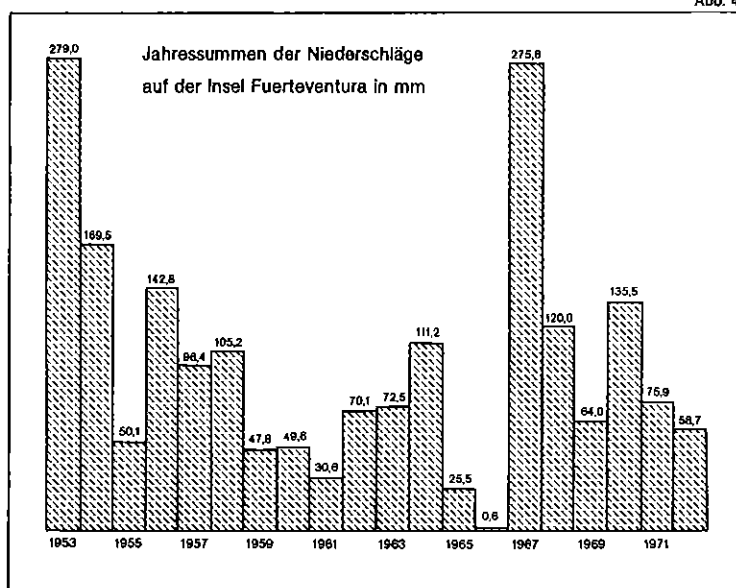
Abb. 2



CABO JUBY (8 m)

Abb. 3





auf März bis Oktober. Während er morgens (7 h) 35 v.H. aller Windrichtungen einschließlich der Windstille ausmacht, ist er in den Mittagsstunden (14 h) mit über 70 v.H. beteiligt. Die Geschwindigkeit dieses Windes wird von FERNANDOPOULLÉ (1976, S. 189) mit durchschnittlich 25-30 km/h angegeben. Das würde Stärke 5 der Beaufort-Skala (= 8 m/sec.) entsprechen. Damit ist eng die ständig starke Dünnung der See auf der Nordseite der Insel verbunden. Aus ihrem Sprühwasser kann der Wind viele Salzkerne aufnehmen und sie ins Inselinnere verfrachten. Hier liegt ein wichtiger Schlüssel zum Verständnis der Bedeutung der Salzverwitterung. Dazu kommt an durchschnittlich 20 Tagen im Jahr eine Harmatan-Lage, d.h. es weht ein heißer Wüstenwind von der Sahara herüber.

Unterhalb der Passatinversion gelegen, die nach HÖLLERMANN (1974) auf den höheren Kanarischen Inseln besondere Höhenstufen nach Klima, Vegetation und Reliefumformung zur Folge hat, sind die nördlichen Flanken der Insel wolkenreicher als die südlichen. Die im großen allgemein von Norden und Westen nach Süden und Südosten gerichtete Abdachung der Oberfläche verstärkt den Luv-Lee-Effekt. Der Kanarenstrom bewirkt eine allgemein niedrigere Lufttemperatur gegenüber den binnenländischen Teilen Afrikas (Jahresmittel: Fuerteventura 20-23°C; Algerien 22-25°C). Die Insellage hat eine höhere Luftfeuchtigkeit zur Folge als das benachbarte Festland (Relative Feuchte: Tefia 80-35 %; Cabo Juby 60-20 %). Dies spielt bei der Salzverwitterung eine große Rolle. Die Hydratation von hygroskopisch empfindlichen Salzen wie Calcium- oder Magnesiumsulfaten wird dadurch besonders aktiviert. Die Folge ist eine Steigerung der

Verwitterung.

Der geologische Aufbau der Insel wird von vulkanischen Gesteinen bestimmt (vgl. KLUG, 1968, Karte). In zwei etwa nord-südstreichenden Bergreihen sind prämiocäne, miozäne und pleistozäne Basalte abgelagert (vgl. dazu HAUSEN, 1956, 1958 a und b; ROTHE, 1966, 1967, 1968; SCHMINKE, 1968). In diese Tafeln sind Tuffe und Konglomerate eingelagert. Im Westteil des Berglandes sind prävulkanische, vermutlich oberkretazische Sedimentgesteine zu finden. Felder aus Kalksand im Norden und Süden der Insel sind das Ergebnis sowohl mariner als auch äolischer Arbeit. Darüber hinaus sind quartäre Strandlinien Zeichen jugendlicher tektonischer Bewegungen (vgl. auch KLUG, 1968, Tab. 4).

Was das Relief anbetrifft, so bilden nackte Felswände, Glatthänge, rezente und fossile Schutthanhäufungen in situ auf den Höhen und allochthon in Halden oder lange Schleppen und Pedimente den Großformenschatz (Photo 1). Ihre Verknüpfung wird in der geomorphologischen Karte deutlich (Abb. 5 im Anhang). Sie weisen auf eine Genese, die für Trockengebiete typisch ist. Dünen und Flugsandfelder an den Küsten - aus Kalksand aufgebaut - vervollständigen das Bild von einer Wüste. Von diesen wird vornehmlich der Salzhaushalt für die Vorgänge der Salzverwitterung gespeist. Der Wind, insbesondere der Nordostpassat, trägt diese Kalkkristalle in regelrechten lokalen Staubstürmen bis zu den höchsten Auftragungen der Insel. Dort sind sie das Agens für eine auffallend starke Verwitterung durch Hydratation und Kristallisation. Ich sehe darin den entscheidenden Schlüssel zum Verständnis der Schuttbildung auf der Insel

Fuerteventura, der dem der Wirkung der Meeressalze ähnlich ist. Im Gegensatz zu KLUG (1968), dem diese Beobachtungsbasis fehlte, ersehe ich aus diesen morphologischen Befunden, kombiniert mit denen weiter unten im Detail dargestellten über die Verwitterungsvorgänge, eine sehr enge Verwandtschaft der Reliefformung mit dem Sahara-Gürtel Afrikas.

Unterstrichen wird dies noch durch eine Pflanzenwelt, deren Artenzusammensetzung in einer umfassenden Studie von ERIKSSON, HANSEN & SUNDING (1979) den Halbwüsten- bis Wüstencharakter, z.T. mit endemischer Note, belegt. Nur in höheren und damit feuchteren Gebirgen nimmt die Arten- und Individuenzahl spürbar zu. Zum Studium besonderer Probleme der Pflanzen- und Tierwelt wird auf eine Sammlung von Spezialaufsätzen - herausgegeben von KUNKEL (1976) - verwiesen.

3. Beobachtungen und Messungen

Die Beobachtungen und Messungen werden sachlich in Gruppen geordnet vorgestellt. Dabei stehen jeweils Einzelbeschreibungen für eine Reihe von gleichartigen und -wertigen Beobachtungen.

3.1 Beobachtungsgruppe Nr. 1:

Gerundete Basaltblöcke - Krustenbildung - Roterden

Bei einer kurzen Übersichtsexkursion durch das Plateaubasalt-Gebiet Fuerteventura fällt die dichte Verbreitung kantengerundeter bis gerundeter Blöcke auf (Photo 2). Exemplarisch seien die Befunde auf den Höhen nordöstlich der Siedlung Morro vorgestellt (Photo 3).

Die Blöcke - zwischen 20 und 80 cm groß - liegen in situ oder nur wenig lageverändert auf der Oberfläche. Die Oberfläche ist teils felsig, teils mit feinem Grus (Korngröße 0,1 - 2,0 cm) bedeckt (Photo 4). Zurundungsmessungen nach der Methode von RUST & WIENEKE (1973) ergaben folgendes Spektrum:

	Messung	1	2	3	4
kantig		1	2	1	0
angerundet		5	7	6	6
kantengerundet		33	32	32	35
gerundet		8	6	9	5
stark gerundet		3	3	2	4

Die Oberfläche der Basaltblöcke ist glatt.

Bezüglich der chemischen Struktur kann man verschiedene Basaltarten erkennen. Allen ist gemeinsam sowohl die dunkelgraue, selten blaue Farbe als auch ein hoher Anteil an Eisenmineralien. Der Primärbestandteil des Eisens ist Magnetit, das von schwarzer Farbe ist. Die Basalte unterscheiden sich in Größe und Anteil der Augitmineralien. Eine Gruppe hat alle Gemengteile in etwa gleicher Mineralgröße und stellt damit ein feinkörniges Substrat dar. Auf diese wird weiter unten eingegangen. Bei einer anderen Gruppe von Basalten sind die Augite in Mineralgröße bis zu 2 cm in die Grundmasse eingebettet.

Vielen gerundeten Basaltblöcken ist die Ausbildung einer dunkelrotbraunen Kruste gemeinsam. Von allen Krusten wurden Proben zur Eisenmineralbestimmung im Institut für Mineralogie der Universität Münster röntgenographisch untersucht³⁾.

Probe 1: Höhen ostwärts des Valle de los Burros

Im unverwitterten Gestein ausschließlich Magnetit (Fe_3O_4);
in der Kruste deutliche Kurvenspitzen für Hämatit (Fe_2O_3).

Probe 5: Höhen nördlich von Morro

Im unverwitterten Gestein ausschließlich Magnetit;
in der Kruste deutliche Kurvenspitzen für Hämatit (vgl. auch Röntgenographisches Diagramm Nr. 1)

Probe 8: Höhen am Valle de Vinamar

Im unverwitterten Gestein ausschließlich Magnetit;
in der Kruste deutliche Kurvenspitzen für Hämatit, dessen Menge im dunkelrotbraunen Außenteil der Kruste größer ist als im inneren.

Probe 9: Höhen westlich von Gran Tarajal

Im unverwitterten Gestein auffallend grobe Mengen Magnetit;
in der Kruste deutliche Kurvenspitzen für Hämatit, dessen Menge im dunkelrotbraunen Außenteil der Kruste größer ist als im inneren.

Untersucht man den Aufbau eines Blockes genauer, kann man eine Reihe von besonderen Eigenschaften bezüglich der Verwitterungsintensität und -formen machen.

In den Basalten mit großen Augitmineralien scheinen

bei oberflächlicher Betrachtung alle Gemengteile der feinen Grundsubstanz wie Feldspäte, Pyroxene und Augite mit den schwimmenden großen Augitkristallen in einer Ebene zu liegen. Bei näherer Untersuchung mit der Lupe und im Dünnschliff- dankenswerterweise angefertigt vom Institut für Mineralogie der Universität Münster - erkennt man unter dem Mikroskop aber einen verwickelteren Aufbau der äußeren 2-3 cm. Ein Querschnitt durch einen solchen, nicht im Lockermaterial steckenden, frei liegenden Block ergibt von oben nach unten folgendes (dazu Probe 5):

0	Oberseite
0-3 mm	1' dunkelrotbrauner Horizont (5 YR 2/3) ⁴⁾ , dicht, sehr fest: Hämatit; darin um Bruchteile eines Millimeters bis zu einem Millimeter über die Grundsubstanz hinausragend; Oberfläche mit Ansammlung von Hämatit in den "Hohlformen" der Grundsubstanz. Alle Augite, auch die obersten, ohne Verwitterungshof haben unmittelbar Kontakt mit dem Gesteinsverband der Grundsubstanz (Farbphoto 1).
3-10 mm	2 rotbrauner Horizont (5 YR 4/3), weniger fest als 1 bzw. 1'; poröser als 1 und 1': Hämatit; in Grundsubstanz Augite ohne Verwitterungshof.
10 - max. 15 mm	3 streifenweise grau gefärbter Horizont (10 BG 5/1); porös und mürbe: Magerhorizont.
15 - ca. 300 mm	4 Abrupter Übergang zur gesteinsfrischen Farbe (10 BG 3/1) bis zur Unterseite des Blockes; Basaltgrundstruktur unverwittert: Plagioklas, Augit, Eisenminerale (Magnetit).
300 - 304 mm	3' wie 3: Magerhorizont.
304 - 312 mm	2' rotbrauner Horizont (5 YR 4/3), weniger fest als 1 bzw. 1': poröser als 1 bzw. 1': Hämatit; in der Grundsubstanz Augite mit gelbbraunem 10 YR 7/8) Verwitterungshof an der Grenze zur Grundsubstanz (Farbphoto 2); Augitoberfläche leicht bis 1 mm in die Oberfläche der Grundsubstanz "eingesenkt"; Augite z.T. faserig "geplatzt", mit Hämatit verfärbt.

312 - 313 mm	1' dunkelrotbrauner Horizont (5 YR 2/3), dicht, sehr fest: Hämatit.
313 mm	Unterseite.

Ähnlich sehen auch die Krusten im Basalt aus, dem die großen Augitkristalle fehlen. Der Aufbau der Kruste ist dann folgender (Photos 5,6, Farbphoto 3): Einer maximal 4 mm dicken dunkelrotbraunen Eisenanreicherung (5 YR 2/3) von großer Dichte und Härte folgt ein etwas hellerer rotbrauner Streifen (5 YR 4/3) von maximal 10 mm Dicke. Dieser ist weniger dicht und hart als der dunklere. Darunter liegt ein Magerhorizont von hellgrauer Farbe (10 BG 6/1), maximal 5 mm dick. Er ist unregelmäßig stark ausgebildet. Es folgt das unverwitterte Gestein in dunkelgrauer bis dunkelgraublauer Farbe (5 BG 3/1). Röntgenographische Untersuchungen auf Eisenoxyd ergaben Anreicherungen von Hämatit sowohl im dunkelrotbraunen als auch im rotbraunen Horizont (Probe 1: Ostwärts des Valle de los Burros; Probe 8: Höhen am Valle der Vinamar).

Auch die Krusten gasreicher Basalte, gebrochen auf den Höhen oberhalb des Hotels Casa Atlantica der Halbinsel Jandia (miozäne Basalte nach HAUSEN, 1958 a; ROTHE, 1966) oder aus dem Mittelteil der Insel westlich von Gran Tarajal (Probe 9 und Photo 7) oder von Rio de la Palma (prämiozäne Basalte nach HAUSEN, 1958 a; ROTHE, 1966) sehen ähnlich aus. Immer wieder ist die Viergliederung zu beobachten: Harter Außen- teil der Kruste (2,5 YR 4/3), weniger harter Innenteil der Kruste (2,5 YR 5/6), Magerhorizont (10 BG 5/1) und festes Gestein (5 BG 3/1). Dort, wo größere Augitkristalle ausgebildet sind, tragen sie bei Lage an der Unter- oder Schattenseite des Blockes einen gelbbraunen Verwitterungshof (10 YR 7/8). Er fehlt an der Ober- oder Sonnenseite fast ganz.

Dieser Aufbau der Krusten, der gleichmäßig an Blöcken verschiedenster Basaltstruktur und Gebiete der Insel sowie an Basalten unterschiedlichen Alters erkennbar ist, zeigt nach Ausweis der Eisenminerale folgende Phasen von Verwitterungsvorgängen auf:

Ausgangsgestein:	unverwitterter Plagioklas, Augit, Fe: Magnetit
Phase 1	: Bis 10 mm tiefreichende chemische Verwitterung mit Hämatitbildung bzw. Hämatitanreicherung; Bildung eines Magerhorizontes.

Phase 2 : bis 3 mm tiefe reichende Verwitterung mit Verdichtung der Kruste durch Hämatit.

gleichzeitig oder zeitlich getrennt :

Phase 3 : Gezielte chemische Verwitterung der Augitgroßkristalle (hellbraune Höfe) und Zerstörung ihrer außen liegenden Oberfläche an der Schattenseite (= 'Feuchseite') der Blöcke; Fehlen dieser beiden Vorgänge an der Sonnenseite (= 'Trockenseite') der Blöcke.

Die Phase 3 ist nach Ausweis der Fakten (Dünnschliff) rezent.

Eine weitere Beobachtung zur Frage der Entstehung der Blöcke und damit auch zur Eingrenzung des Alters der Kruste wurde am westlichen Talhang des Valle de Vinamar gemacht. Beim Bau der Apartments-Anlage "Stella Canaris" 1976 wurde eine Talwand in einer Breite von rund 150 m abgetragen. Dieser Aufschluß erreichte nicht nur die Sedimente der 15 m-Strandterrasse, sondern auch die der 25 m-Strandlinie. In beiden lagen Brandungsgerölle von z.T. über 1 m Durchmesser, die durch Kalkarenarit - datiert nach C_{14} auf 18 000 bis 22 000 BP - verfestigt waren und die noch deutlich die bis 1 cm dicke Krustenverfärbung zeigten (Photo 8). Die Verfärbungszone war z.T. voll erhalten geblieben, z.T. war sie mehr oder weniger stark verdünnt. Dies kann als Ergebnis der marinen Bearbeitung im Brandungsbereich erklärt werden. Die röntgenographischen Untersuchungen des Instituts für Mineralogie der Universität Münster ergaben hohe Anteile von Hämatit in den Krusten (Probe 10). Was die Datierung anbetrifft, so gehört die ältere der beiden Strandlinien (25 m über NN) nach den alle Kanarischen Inseln umfassenden Studien von KLUG (1968) ins Neotyrrhen. In der 56 m - Strandterrasse - nach KLUG höchstens eutyrrhenen Alters - fehlen die Blöcke mit Krusten. Nur die an der Oberfläche liegenden tragen die Verwitterungskrusten. So muß die Bildungszeit zwischen dem Neotyrrhen und dem Eutyrrhen, d.h. um rund 30 000 BP liegen.

Eine dritte Beobachtung erhärtet die Fossilität der Block- und Krustenbildung. Beim Aufstieg zum Pico de la Zarza begegnet man in 200 - 600 m Höhe der oben geschilderten Blockstreu, die auf und in Feinmaterial liegt. Gräbt oder schürft man das Lockermaterial (Korngrößenanalyse siehe Abb. 24) auf, so

kommt aus dem felsigen Untergrund ein buckliger Gesteinskörper heraus (Photo 9). Die Größe der Buckel entspricht den Dimensionen der frei darüber liegenden Blöcke. Auch diese im stadium nascendi der Blockbildung stehen gebliebenen Formen tragen eine rotbraune Verwitterungskruste (5 YR 4/3). Auch sie enthalten sowohl bei Blöcken in Oberflächennähe als auch aus dem tieferen Untergrund (ca. 3 m unter Flur) Eisenoxyde in Form von Hämatit, wie die Analysen der Probe 12 ergeben haben (vgl. auch Röntgenographisches Diagramm Nr. 2).

Im übrigen fällt auf, daß die Krusten in großen Meereshöhen (etwa ab 400 m) dicker und farbintensiver sind (2,5 YR 4/8). Das gilt nicht nur für die Hänge des Pico de la Zarza, sondern auch für die benachbarten Höhen. Darin könnte man einen stärker wirkungsvolleren Verwitterungsprozeß sehen, der mit einer damals höheren Feuchte in Verbindung stehen kann. Mindestens ist das heutige Klima nach Ausweis der Pflanzen etwas feuchter als in den Küstenbergen und -ebenen.

Schließlich sei auf Funde von Rotlehm in Klüften im Basalt (Gran Valle-Hänge) oder im Tuff (Valle de Ciervo-Hänge) sowie in Oberflächennähe bei Antigua und Rio de la Palma verwiesen. Diese Rotlehme - wegen der Korngröße siehe Abb. 6 - liegen 1 - 2 m unter der heutigen Oberfläche in 250-400 m Höhe. Dort haben sie daher mit Sicherheit keinen Zusammenhang mit marinen Sedimenten. Auch hier ergaben die röntgenographischen Untersuchungen einen außergewöhnlich hohen Anteil von Hämatit im Eisenmineralbestand (Probe 3 = Röntgenographisches Diagramm Nr. 3; 10 R 4/6; Probe 6: 10 R 3/3). Was die Tonminerale anbetrifft, so ergaben die Analysen des Instituts für Mineralogie der Universität Münster hohe Anteile von Montmorillonit.

Ein Zufallsfund bestätigt die aus den bisherigen Beobachtungen und Analysen ableitbare Tendenz der Verwitterung in einer Klimaphase, die wechselfeucht und heiß gewesen sein muß. Bei Brunnengrabungen im Valle de Vinamar wurden in Tiefen von ca. 3-6 m unter Flur Rotlehmschichten in wechselnder Dicke (2 bis 25 cm) aufgeschlossen. Sie sind von jungen Schotter-Schutt-Grus-Talfüllungen überlagert. In diese fossile Landoberfläche gehören auch Blöcke mit den oben geschilderten Krusten. Die Eisenoxydanteile des Rotlehms bestehen ausschließlich aus Hämatit (Probe 7 = Röntgenographisches Diagramm Nr. 4: 7,5 R 3/3), die des Tons aus Montmorillonit, spurenweise Kaolinit. Beide Befunde sind dank des Abschlusses von rezenten

Verwitterungsvorgängen mit Sicherheit vorzeitlichen Alters. Nach den Talterrassen- und Strandliniendatierungen von KLUG (1968) müssen die Fundplätze älter als Neotyrrhen (Drenthe-Warthe-Stadial) und jünger als Eutyrrhen (Riss-Würm-Interglazial) sein.

3.2 Beobachtungsgruppe Nr. 2:

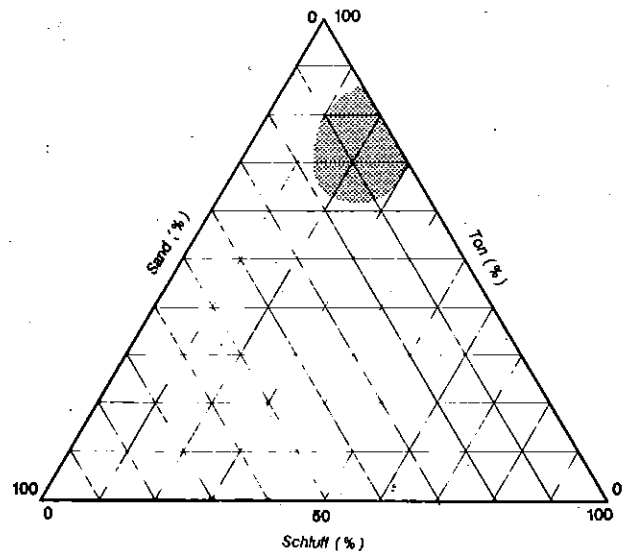
Gerundete Basaltblöcke - ihre Lage zu Terrassen

Die in der Beobachtungsgruppe Nr. 1 beschriebenen Basaltblöcke findet man nicht nur auf den ebenen Hochteilen des Gebirges. Einige Blöcke sind auch am Talrand zu finden. Inwieweit sie sich dabei auf allochthoner oder autochthoner Position befinden, ist für die weiteren Feststellungen unerheblich. Es geht um die Frage der Beziehung zu fluviatilen Talablagerungen und damit der Altersstellung.

Korngrößenanalyse : Roterde

Abb. 6

Tonfraktion (kleiner 0,002 mm)	78 %
Schlufffraktion (0,002 - 0,06 mm)	21 %
Sandfraktion (0,06 - 2,0 mm)	1 %



Alle Täler tragen eine reiche Schotterflur. Diese Schotter sind zu Talstufen angeordnet, wobei in allen großen Tälern drei Akkumulationsniveaus ausgedehnt werden können. Als Beispiel möge das Valle de la Cal dienen. Die unterste Talstufe ist eine ca. 8-10 m breite Schottersohle, in der ohne erkennbare Bevorzugung einer Einregelungsrichtung die Grobkomponenten wirt durcheinander liegen. Sie ist darüber hinaus mit viel feinkörnigem, bis 1 cm großem Lockermaterial angefüllt. Ein halbes Meter höher liegt meist nur auf einer Talseite eine mit groben Blöcken aufgebaute Terrasse. Die längste Achse dieser Blöcke kann bis 80 cm groß sein. Auch sie wird vom jetztzeitlichen Abfluß erreicht, wie die umgeknickten Stangen von *Nicotiana glauca* zeigen (Photo 10). Darüber beginnt - hochwasserfrei - die Hauptfüllung des Tales mit einer 1-3 m hohen Kante. Sie wird gebildet von sehr groben Blöcken (bis über 1 m Durchmesser). Allerdings ruhen diese

in einer Füllmasse aus feinkörnigem Lockermaterial. Diese Talfüllung reicht an beiden Seiten des Tales bis zu den Hangschuttschleppen. Sie stellt die 15-18 m-Terrasse dar, die nach KLUG (1968) mit C_{14} -Datierungen 18 000 bis 22 000 Jahre alt ist.

Was das Verhältnis dieser fluviatilen Akkumulationsmasse zu den gerundeten Basaltblöcken mit Kruste anbetrifft, so werden im Bereich des Hangfußes diese Blöcke von den Terrassenablagerungen zugedeckt. Es kommt zwar vor, daß vereinzelt ein Block mit Verwitterungsverfärbung auf dem Schotterkörper liegt. Die Regel aber ist das Untertauchen der verkrusteten Basaltblöcke unter die Schotter.

Im Spektrum der Zurundungsgrade kann man die fluviatil bewegten Schotter gut von den Verwitterungsblöcken unterscheiden. Die Terrassenschotter sind

bei gleicher Größe mit den Basaltblöcken gerundeter (vgl. Beobachtungsgruppe Nr. 1):

kantig	1
angerundet	3
kantengerundet	19
gerundet	22
stark gerundet	5.

Bei Messungen in der Nähe des Talausganges wird das Spektrum zu Gunsten einer vollen Rundung verändert, was ganz offensichtlich auf marine Einflüsse, nämlich die Einlagerung von Brandungsgeröllen in den Schotterkörper, zurückgeht.

Faßt man die Beobachtungsergebnisse über die Lage der gerundeten Blöcke und die Analysen des Eisenoxydgehaltes der Verwitterungskrusten bzw. Rotlehme aus der Beobachtungsgruppe Nr. 1 mit denen über die Lage zu Terrassen in Beobachtungsgruppe Nr. 2 zusammen, so ergibt sich daraus folgender Zeit- und Ver-

witterungsablauf:

Eutyrrhen Blockbildung, Krustenbildung, Rot-
lehm- bildung; Umwandlung von Magnetit
in Hämatit; Bildung von Montmorillo-
nit, kaum Kaolinit;
b i s Konsequenz: Tendenz zur Lateritbil-
dung;
daraus folgt: wechselfeuchtes, heis-
ses Klima, randtropische Lage
Neotyrrhen:
(Fortsetzung der Reihe: Beobachtungs-
gruppe Nr. 3)

3.3 Beobachtungsgruppe Nr. 3:

Polygonartige Verwitterungsstrukturen
auf Felsoberflächen

Auf feinerdefreien, nackten Oberflächen, die bis 10^0 geneigt sind, kann man besondere Muster von Schuttbildung feststellen. Als Beispiel für viele Formen über weite Flächen seien die Verhältnisse auf den Höhen zwischen dem Valle de Vinamar und dem Valle de la Cal beschrieben. Dort stehen neben Basalt auch Phonolith, Lava und Tuff an.

Die Oberfläche der ersten beiden ist in polygonartiger Musterung aufgerissen (Photo 11 und 12). Die Durchmesser der Polygone liegen zwischen wenigen Zentimetern und 30 cm. Dabei werden in allen Fällen die Krusten zertrennt. Ober Klüften - wohl Kontraktionsklüften im säuligen Basalt - ist auch eine breite Fuge in der Gesteinsoberfläche. Sie reicht bis etwa 4-7 cm Tiefe. Andere Fugen scheinen unabhängig von der Textur des Basalts oder Phonoliths. Dort reichen die Risse auch nur wenige Millimeter unter die Oberfläche. Sie betreffen dann nur die Kruste. Expositionsabhängigkeiten bestehen nur im Hinblick auf das Vorkommen. Bevorzugt sind Südost- bis Südlagen. Im übrigen spielt die Strahlungsauslage für die Größe der Figuren offensichtlich keine Rolle. Nicht alle Muster sind als im Sinne einer Bildung unter Vorzeitklimaten zu sehen, denn

1. Sie zerreißen nachweislich auch jüngste Hautgebilde, insbesondere auf Basalt (dazu siehe Beobachtungsgruppe Nr. 4).
2. In den Rissen einiger "Schildkrötenmuster" ist Calciumkarbonat enthalten, welches ohne Zweifel eine Interstitialfüllung jüngerer Zeit darstellt.

Die Muster stellen auf Basalt und Phonolith sowohl endogene (große Fugen) als auch exogene (kleine Fugen) Bildungen im Sinne von SCHULKE (1973) dar. Das

Gros ist endogener Natur.

Anders liegen die Verhältnisse bei Lava und Tuff. Entsprechend den Unregelmäßigkeiten bei der Erkal- tung der Lava sind auch die Figuren "aufgebrochen". Die Risse reichen dementsprechend bis in unterschiedliche Tiefe: 2 Millimeter bis 7 Zentimeter. In gleicher Weise ist damit auch die Dicke der gelösten Scherben sehr unterschiedlich. Eine Scherbe kann von der einen bis zur anderen Kante von wenigen Mil- limetern bis 10 Zentimetern reichen. Auch die Umriss- se sind unregelmäßig und haben auch nicht polygonale Maße. Offensichtlich sind diese Verwitterungser- scheinungen vorzugsweise endogen angelegt.

Im großen und ganzen kann man sagen, daß die Polygo- nalstrukturen hauptsächlich Vorzeitformen sind, die sich gelegentlich an günstigen Stellen bis in die Jetztzeit weiterentwickelten.

Zur Fortsetzung der Zeit- und Verwitterungsreihe aus Beobachtungsgruppe Nr. 2 kann man festhalten:

Postneotyrrhen, wahrscheinlich Feuchtphase um 5 500 PB: (selten bis zur Gegenwart)	Bildung von "Schildkrötenmustern" oder ähnlichen Formen der Verwit- terung; dabei werden Krusten mit zerrissen. Konsequenz: wechselfeuchtes, war- mes Klima (nach SCHULKE). (Fortsetzung der Reihe: Beobach- tungsgruppe Nr. 4)
---	---

3.4 Beobachtungsgruppe Nr. 4:

Scherbiger Basaltschutt - Exposition -
Größe und Menge

Neben den unter Beobachtungsgruppe Nr. 3 beschriebe- nen Verwitterungsformen auf Basalt und Phonolith mit dem "Schildkrötenmuster" kann man in Hanglagen oder an Wänden eine andere Art von Gesteinszerfall beob- achten.

An Fuß von Basaltwänden im hinteren Talabschnitt des Valle del Ciervo liegt ein scherbiger und eckiger Schutt (Photo 13). Ihre längsten Achsen messen zwi- schen 6 und 25 cm. Die Scherben sind uneinheitlich dick. An einer Seite können sie keilförmig bis zu Dimensionen von Messerrücken zulaufen, während die andere Seite 1 cm dick sein kann. Mit dieser Form unterschieden sie sich deutlich von den Rundformen aus dem gleichen Gestein. Sie lösen sich von der Wand etwa parallel zur Oberfläche (Photo 14). Dabei spielt Salz keine Rolle, wie Untersuchungen mit der

Lupe am Gestein im abgeklopften Fels und an den Scherben ergab. Es können daher nur Formen sein, die durch Insolation entstehen.

Neben dem Vorgang der "trockenen Verwitterung" gibt es noch andere Zerstörungsprozesse. Viele Scherben sind von einer olivbraunen Verwitterungshaut (5 Y 5/6) überzogen (Farbphoto 4). Sie ist höchstens 0,5 mm dick und fehlt jenen Stücken, die frisch vom Gesteinsverband abgefallen sind. Andere Scherben haben nur fleckhaft diese Haut. Dort, wo vor allem bei Schattenlagen Flechten auf den Scherben sitzen, hat sich ebenfalls keine Haut entwickelt. Im Dünnschliff - dankenswerterweise vom Institut für Mineralogie der Universität Münster hergestellt - erkennt man, daß die olivbraune Haut eine Ausscheidung von Eisenoxyd darstellt, die eine deutliche Verdichtung im Verband zur Folge hat. Der Übergang zum Scherbeninneren ist farblich nicht klar auszumachen. Ebenfalls sind Bleichungen als Zeichen einer Fortführung von Eisen nicht zu erkennen. Vielleicht lassen sich Aufhellungen der basaltischen Schwarzfarbe bis 1 mm Tiefe als "Magerhorizont" deuten.

Ganz gleich, wo oder wie ein solcher Schwächestreifen an der Grenze Haut-Gestein liegt, lassen sich an besonders exponierten Stellen "Hautstücke" ablösen (Photo 15). Dort, wo eine solche Ablösung von Natur aus längere Zeit vorpräpariert war, ist die tiefere Gesteinsoberfläche bereits mehr oder weniger intensiv olivbraun verfärbt (5 Y 6/4). Der geschilderte Verwitterungsvorgang läuft demnach zur gegenwärtigen Zeit weiter.

Die dünne Verwitterungshaut wurde röntgenographisch untersucht. In den Proben 4 und 11 (Haut von Scherben, bzw. von einer Basaltfelskante) wurde als Eisenmineral in der Hauptsache Magnetit gefunden. Hämatit war nur in ganz geringer Menge vorhanden. Dies weist darauf hin, daß die Bildung der Haut zu einem anderen Verwitterungsvorgang als der der Krustenbildung gehört.

Über diese quasi quer durch den Gesteinsverband verlaufenden Ablösungen von Scherben und Schuppen hinaus kann man Schutt finden, der ausschließlich aus den dunkelrotbraunen Krusten besteht. An der Grenze Kruste - Magerhorizont lösen sich mehr oder weniger große Stücke. Das bedeutet, daß ein rezenter Verwitterungsvorgang physikalischer Art eine vorzeitliche Grenze chemischer Verwitterung erneut für die Gesteinszerstörung benutzt. Dieser Vorgang wird - wie die Temperaturmessungen in der Beobachtergruppe Nr. 7 zeigen - vor allem durch die besonders starke

Erhitzung der Kruste als Folge der Wärmestauwirkung im porösen Magerhorizont ausgelöst werden. Gelegentlich findet man Kalkkristalle an dieser Grenze, die u.U. durch Hydratation bzw. Kristallisation die Lösung der Kruste gefördert haben (Photo 16).

Eine weitere Differenzierung der Verwitterungsvorgänge scheint mit der Exposition zusammenzuhängen. Man kann beobachten und durch Messungen quantitativ belegen, daß der Schutt auf den südostexponierten Seiten von Felsen (Steilhang, Wand) kleinscherbiger ist als auf der südwestexponierten. Außerdem scheint die Menge bei Südostlagen größer als bei Südwestlagen. Einzelheiten dazu werden unter der Beobachtungsgruppe Nr. 5 mitgeteilt, weil ganz offensichtlich diese Formen unter anderen als rein trockenen Verhältnissen zustande kommen.

Setzt man die am Schluß der Darstellung zur Beobachtungsgruppe Nr. 3 gemachten Zeitskala über die Verwitterungen und zugehörigen Klimazustände weiter fort, so ergibt sich folgendes Bild:

ab "Klimaoptimum" um 5 500 BP:	Bildung von dünnen Verwitterungshäuten aus oxydiertem Magnetit; Spuren spärlicher Hämatitbildung; Konsequenz: trockeneres Klima (Fortsetzung der Reihe: Beobachtungsgruppe Nr. 12).
--------------------------------	--

3.5 Beobachtungsgruppe Nr. 5:

Effloreszenzen und Interstitialfüllungen -
Tau - Exposition

Bei der Wirkungsweise der Salze spielt weniger die Art des Salzes als vielmehr die Struktur der Gesteine eine Rolle. An Salzen sind vorhanden: NaCl, $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3$, MgSO_4 und, auf Lockersubstrate beschränkt, $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Im dichten Basalt sind Hydratation und Kristallisation - verglichen mit anderen vulkanischen Gesteinen - am wirkungsvollsten. Auf den Kluftflächen der Säulen und in den Rissen waren Salzkristalle in so großer Dichte ausgebildet, daß es nicht selten wie ein weißer Schleier aussah (Photo 17). Sowohl die Form der Effloreszenzen als auch die der Interstitialfüllungen kamen vor. Entsprechend dieser hohen Druckwirksamkeit sind die Basalthänge und -wände bröckelig. Am Fuße der Wände liegen große Scherbenhaufen. Unter den Himmelsrichtungen unterliegen die Südostexpositionen vor allem bei Wänden oder Steilhängen (um 70° Neigung) am stärksten der Verwitterung, sofern Salz

im Spiele ist. Die nach Süden und Südwesten schauenden Hänge sind deutlich weniger stark von der Scherbenbildung betroffen. Das muß seine Ursache in einer häufigen Hydratation und/oder Kristallisation haben. Dies wiederum kann nur mit dem Taufall zusammenhängen. Dazu wurden folgende Beobachtungen angestellt. Bei der relativ hohen Luftfeuchte - eine Folge der Insellage - beginnt schon sehr bald - meist 1-3 Stunden - nach Sonnenuntergang an Ost- und Südostlagen der Taufall. Man merkt ihn an der Feuchte auf schwarz lackierten Flächen, die übrigens haargenau dieselbe Oberflächentemperatur aufweisen, wie das benachbarte dunkle Basaltgestein. Die Mengen sind mit einfachen Feldmethoden nicht meßbar. Allein die geringe Menge dürfte ausreichen, Salz zur Wasseraufnahme zu veranlassen. Daß die flächenhafte Bebauung bereits bei relativer Luftfeuchte um 60 % einsetzt, ist nichts besonderes (siehe LEHMANN & SCHANDERL, 1942). Der Taufall an süd- bis westexponierten Basaltflächen begann 4-6 Stunden später als in den Ostlagen. Darüber hinaus ergaben Versuche mit Löschpapier⁵⁾, daß die Gesamttaumenge einer Nacht an den ost- bis südostexponierten Seiten um 2-4 mal größer war als an süd- bis westexponierten. Die morgendliche Verdunstung ging auf den Südosthängen sehr rasch vor sich. Zwischen 8,30 Uhr und 9,15 Uhr (Mitte September 1979) war der steilste Erwärmungsgradient von 8° C pro Stunde (Abb. 7). Das bedeutet die Bildung kleiner Kristalle, allerdings in großer Stückzahl. Auf den Süd- bis Westhängen dauerte die Kristallisationsphase sehr lang. Damit wur-

scheint die erste Form der Kristallisation - nämlich viele kleine Kristalle auf engem Raum - die wirkungsvollere zu sein.

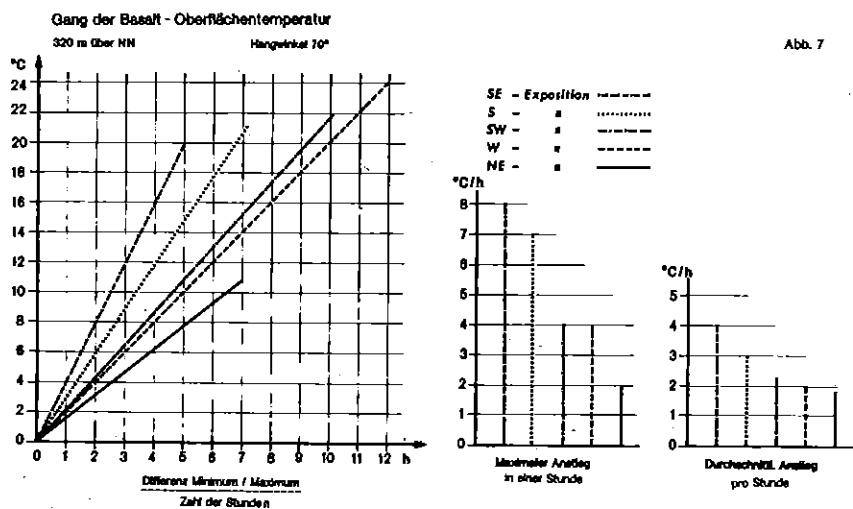
Auffallend wirkungsschwächer ist die Hydratations- und Kristallisationsverwitterung bei Laven und Tuffen. Auch in diesen Gesteinen konnten die oben genannten Salze gefunden werden. Auf Anschlagstellen konnte man mit der Lupe erkennen, daß die meisten Kristalle in den zahlreichen Hohlräumen der Gesteine gewachsen waren. Das CaCO_3 bedeckte äußerst feinkristallin die ganze Wand der Blasen und gestaltete diese so zu einer Druse um. Bei einer solchen Raumbeanspruchung fehlt der Druck auf Gesteinsfugen und in Rissen so gut wie ganz. Die Folge sind nur schwache Verwitterungen durch Hydratation und Kristallisation.

3.6 Beobachtungsgruppe Nr. 6:

Erwärmungsgeschwindigkeit und Exposition

Im Hinblick auf die Wirksamkeit von Temperaturveränderungen für die Verwitterung spielt die Geschwindigkeit des Anstiegs eine gewisse Rolle. Von raschen Anstiegen wird eine größere Zerstörungsaktivität ausgehen als von langsamen. Die Aktivität dürfte sich sowohl auf die "trockene" Verwitterung (= Insolation) als auch auf Hydratation von Salzen beziehen.

Die stärksten Gradientengegensätze weisen die Wände



den wenige, aber große Kristalle gebildet. Wie die Befunde über das Verwitterungsergebnis zeigen,

auf (Abb. 7). Südost- bis südexponierte Wände haben einen 8 bis 2 mal höheren Gradientenwert in einer Stun-

de aufzuweisen als solche in anderen Himmelsrichtungen. Spitzenstellung nimmt die Südost-Exposition ein. Auch die Gesamtdifferenz von der tiefsten bis zur höchsten Temperaturmarke im Verhältnis zur benötigten Zeit ist für die Südostwand maximal: 20° C in 5 Stunden gegenüber 21° C in 10 Stunden bei einer Südwestwand.

Auch bei fast ebenen bis nur leicht geneigten Oberflächen (20°) kommt bei dem Verhältnis von Gesamtemplicitude zur Zahl der benötigten Stunden die singuläre Stellung von südostexponierten Geländeteilen zur Geltung (Abb. 8). Wie zu erwarten, ist dagegen der Gradient des stärksten Temperaturanstiegs in einer Stunde in allen Expositionen wenig unterschiedlich. Aber auch hier hält die südostexponierte Fläche die Spitze.

6 mal am Tag eine Temperatur gemessen. Sie fällt nicht aus dem Rahmen der übrigen Kurvenbilder und zeigt mindestens an, daß der Wärmestrom des Tages im Basalt über 100 cm tief geht.

Die Ergebnisse im einzelnen sind:

- a) Der Wärmestrom in 60 cm Tiefe läuft am Vormittag ca. 3 Stunden (steile Stellung der Thermoisoplethen), am Mittag und Nachmittag bis 8 Stunden (flachere Stellung der Thermoisoplethen) der Oberflächentemperatur nach (Abb. 9)
- b) Die Temperaturabnahme in der Nacht wird durch einen Wärmestrom von Innen nach Außen verlangsamt.

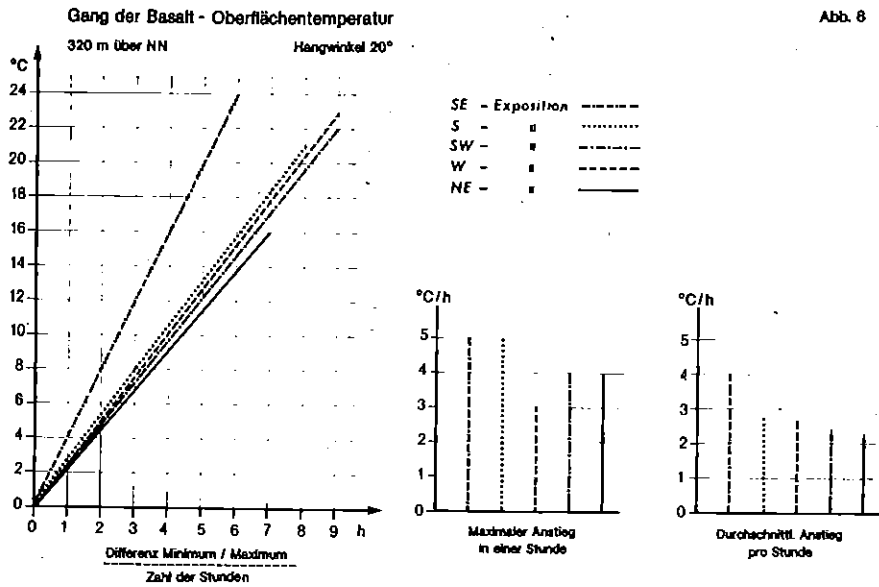


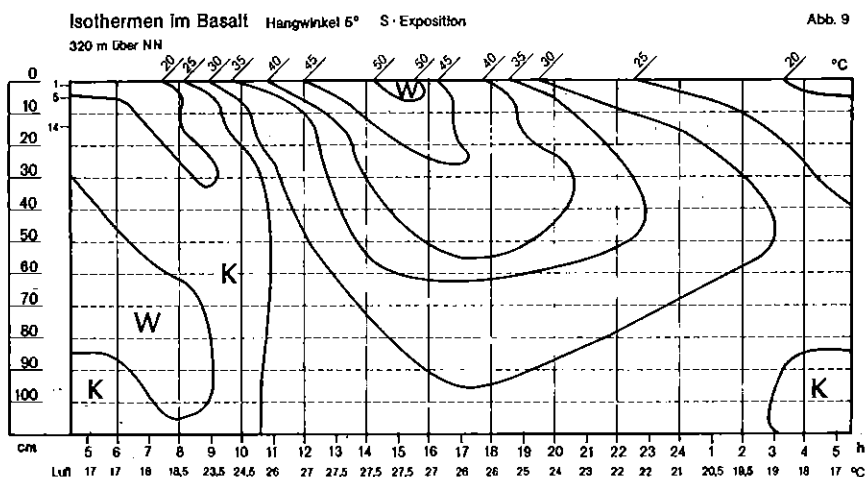
Abb. 8

3.7 Beobachtergruppe Nr. 7:

Gang der Temperatur in verschiedenen Expositionen (Oberfläche sowie in 1, 5, 14 und 60 cm Tiefe

Grundmessung des Temperaturganges im Basalt mit einer 1-2 cm dicken Kruste. Datum: 13.9.1979; Höhe: 320 m über NN nördlich des Robinson-Club-Hotels "Jandia Playa"; Oberfläche fast eben (ca. 5° nach Süden geneigt). Thermophilgerät, wobei die Temperaturabnahme in ca. 60 cm Tiefe durch Einführen des Fühlers längs einer Kluft erfolgte, die mit schwarz gefärbtem Kitt bis ca. 50 cm Tiefe abgedichtet wurde. Der Fühler blieb während der ganzen Meßserie, d.h. 24 Stunden fest im Gesteinskörper. Die Ergebnisse zeigen, daß diese Anordnung meßtechnisch fehlerfrei funktionierte. In etwa 1 m Tiefe wurde nur

Über diese von anderen Gesteinen und Messungen bekannten Tatsachen hinaus zeigt das Thermoisoplethendiagramm eine Besonderheit, die für den Verwitterungsprozeß physikalischer Art wahrscheinlich von großer Bedeutung ist: Nach Sonnenaufgang und damit beginnender Einstrahlung weisen alle Meßkurven zwischen 1 und 5 cm Tiefe eine Unstetigkeit auf. Die Kurven verlaufen steiler, was auf eine Behinderung der Wärmeabgabe ins Gesteinsinnere hinweist. In 1-2 cm Tiefe liegt bekanntlich die Grenze der Kruste (siehe Beobachtungsgruppe Nr. 1), unter der der Magerhorizont mit dem Übergang zum intakten Gestein folgt. Es scheint sich dieser poröse Horizont als Wärmestauer auszuwirken. Einzelne Meßproben an krustfreien Basaltgesteinen haben nämlich gezeigt, daß die Kurven in allen Fällen (morgens und mittags) quasi stetig verlaufen. So wird eine vorzeitliche



chemische Verwitterungsform Leitlinie für eine gegenwärtige physikalische Verwitterung.

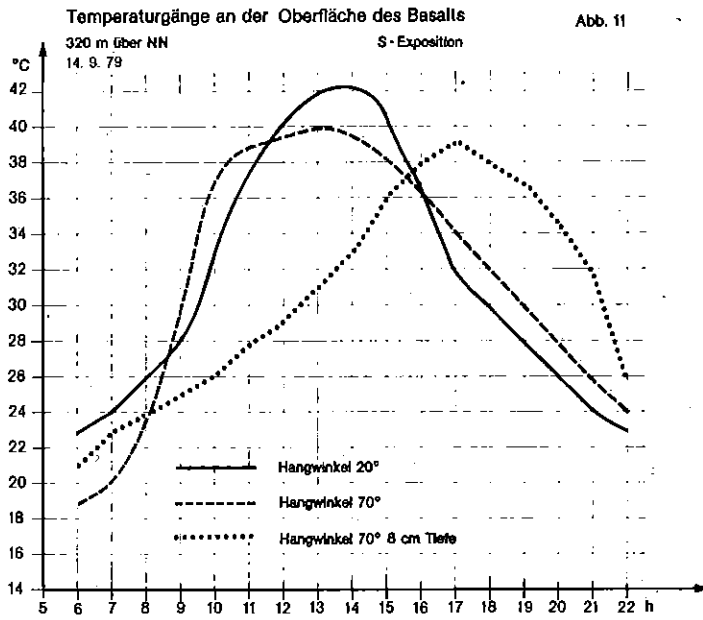
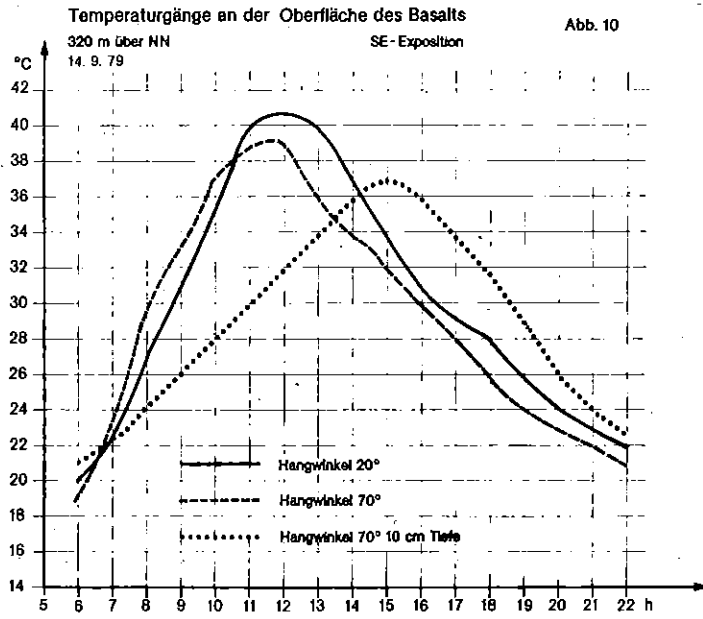
Von der Grundmessung, bei der der wichtigste Mechanismus des Wärmetransportes in Basaltgesteinen mit Kruste erkennbar ist, wurden die Temperaturgänge an der Oberfläche in den verschiedenen Expositionen sowie Hangneigungen von 20° und 70° durchgemessen (Abb. 10-14). Nur an einzelnen Meßflächen waren die Voraussetzungen so günstig, daß auch der Wärmetransport im Gestein durch Messungen unter der Kruste erfaßt werden konnte. Sie sind in gepunkteter Linienführung den jeweiligen Diagrammen beigelegt, wobei die Tiefenstufe nicht überall die gleiche ist, sondern sich nach den Meßmöglichkeiten richtete (Abb. 10, 11, 13). Im übrigen schien es nicht nötig, die Temperaturgänge unterhalb von 14 cm zu beachten, da sie für das aktuelle Verwitterungsgeschehen ohne besondere Bedeutung sind. Die Beobachtungen wurden um 22 Uhr beendet, da der Abkühlungsvorgang der Nacht auch am Morgen 1-2 Stunden vor dem Sonnenaufgang erfaßt werden konnte. Die Kurven der einzelnen Expositionen zeigen die vom Strahlungsgang zu erwartenden Bilder:

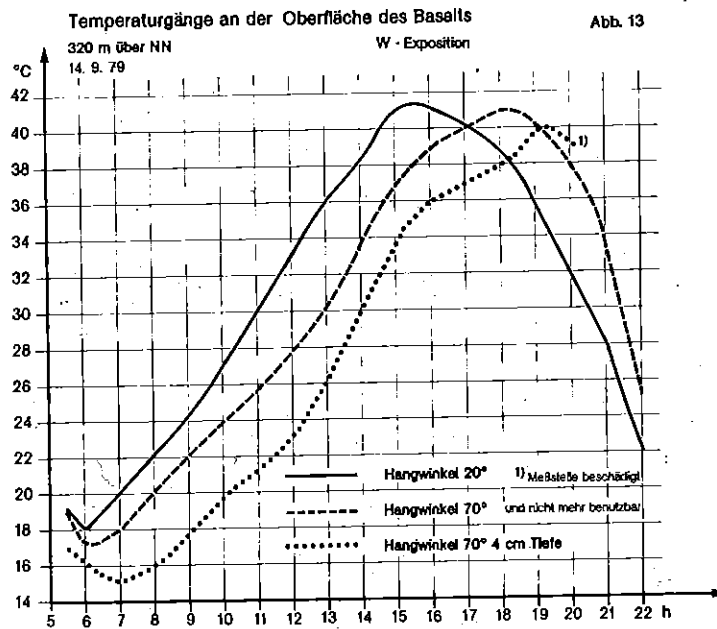
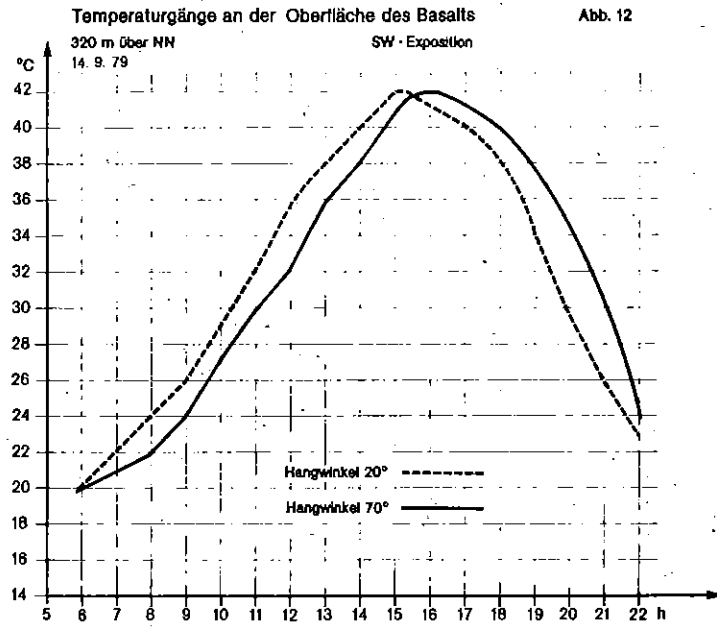
- a) Südostexposition (Abb. 10): stärkste Erwärmung auf fast ebener Fläche; Wand am frühen Vormittag wärmer als die Fläche; Wand ab Mittag stets kälter als Fläche; Maximum in 10 cm Tiefe um 3-4 Stunden später als an der Oberfläche.
- b) Südexposition (Abb. 11): stärkste Erwärmung auf fast ebener Fläche; Wand am frühen Vormittag und späten Nachmittag wärmer als Fläche; Maximum in 8 cm Tiefe um 3-4 Stunden später als an der Oberfläche.

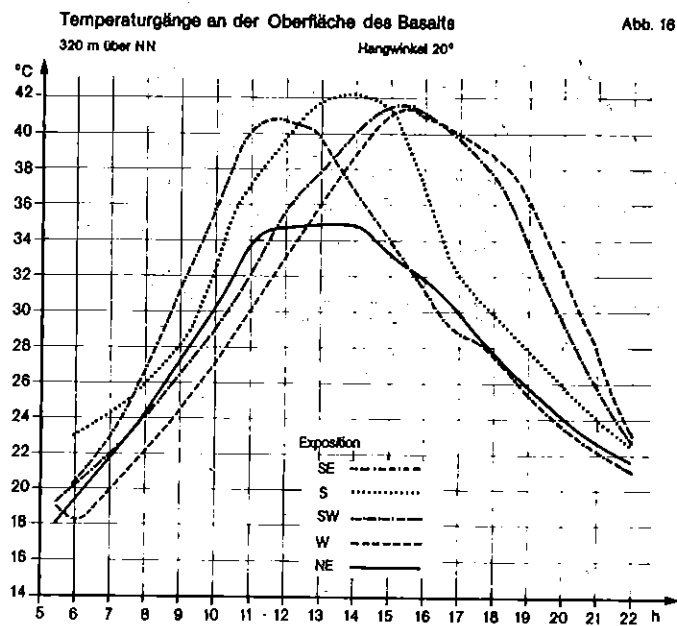
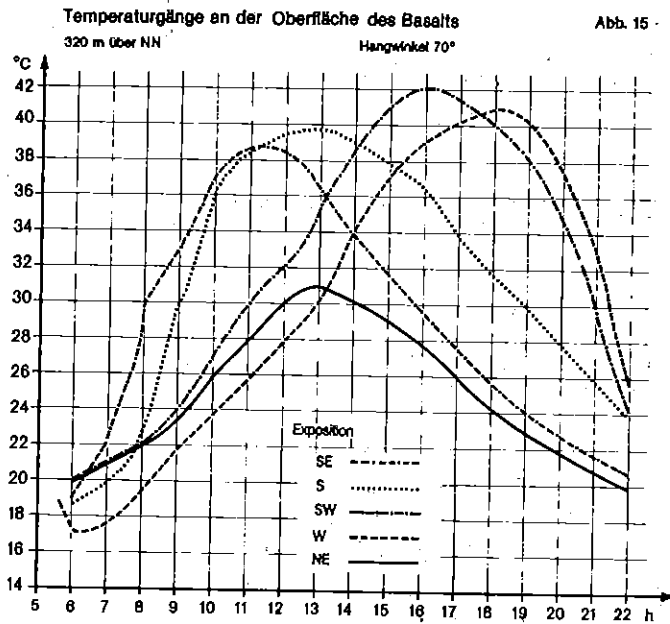
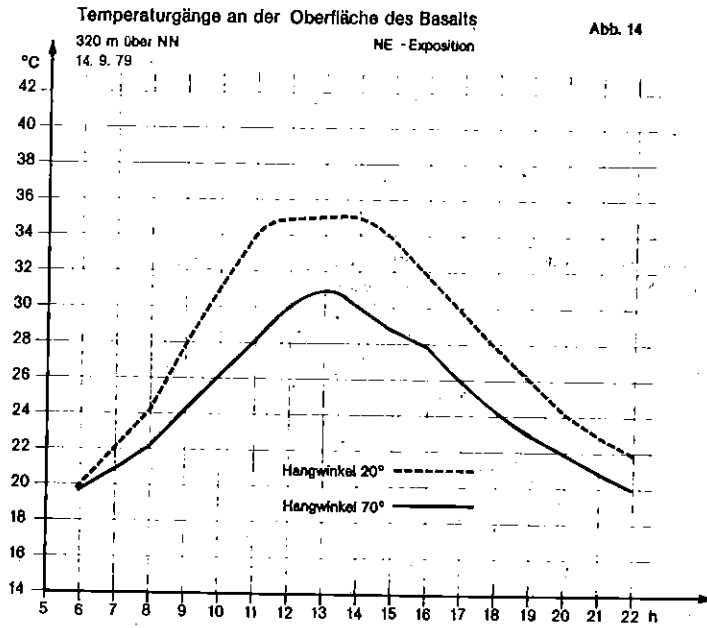
- c) Südwestexposition (Abb. 12): Maximum der Erwärmung bei Wand und Fläche etwa gleich groß, nur Wand 1 Stunde später als Fläche; Wand am späten Nachmittag wärmer als Fläche.
- d) Westexposition (Abb. 13): Maximum der Erwärmung bei Wand und Fläche etwa gleich groß, nur Wand 2-3 Stunden später als Fläche; Maximum in 4 cm Tiefe 1 Stunde später als Wand, bzw. 3-4 Stunden später als Fläche.
- e) Nordostexposition (Abb. 14): Niedrigstes Maximum aller eingemessenen Expositionen; Fläche stets wärmer als Wand.

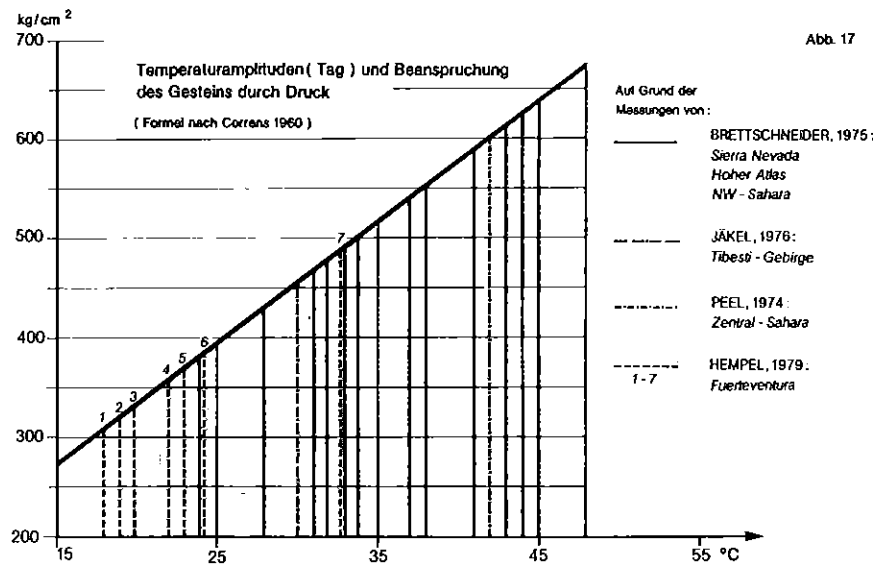
Vergleiche der Kurven (Abb. 15 und 16):

Bei den Kurven über Temperaturgänge an der Wand (Abb. 15) fällt auf, daß das höchste Maximum die südwestexponierte aufweist. Bei gleicher Expositionsgunst zur Strahlung wie die Südostwand bedarf dieser 3° C betragende Unterschied einer Erklärung. Am Morgen erhält die Südostwand die stärkste Einstrahlung wegen der noch relativ tiefstehenden Sonne. Die Südwestwand erwärmt sich indirekt durch die Lufttemperatur, diffuse Strahlung und ab 13 Uhr durch die beginnende direkte Bestrahlung. Letztere steigert sich bis zum Nachmittag, wo auch das Maximum (bei 16 Uhr) erreicht wird. Die Südostwand erleidet insofern einen Strahlungsnachteil, weil in aller Regel gegen 11 Uhr die Luftfeuchte so angewachsen ist, daß sich feine, cirrenähnliche Schleier in ca. 1000 bis 2000 m entwickeln. Sie behindern mindestens die direkte Bestrahlung um die Mittagszeit und dämpfen den Temperaturanstieg auf Oberflächen in Südost- bis Südexposition. Gegen 15 Uhr lösen sich diese Kondens-









sationserscheinungen wieder auf.

Ähnlich ist auch der Verlauf der Kurven bei Flächen mit ca. 20° Neigung (Abb. 16). Infolge der besseren Zugänglichkeit aller dieser Flächen sind die Temperaturgänge nicht so extrem unterschiedlich ausgebildet. Die entscheidende Strahlungsbeeinflussung durch die spätmittäglichen Kondensationsformen für die südostexponierten Geländeteile ist aber auch gut erkennbar.

3.8 Beobachtungsgruppe Nr. 8:

Gesteinsdruck - Temperaturamplitude -
Kompressibilität

Die Drucke wurden berechnet nach der Formel aus BARTH, CORRENS & ESKOLA (1960):

$$p = \frac{a \cdot t}{\gamma \cdot (1 + at)},$$

wobei p = Druckzunahme
 a = Ausdehnungskoeffizient
 γ = Kompressibilitätskoeffizient
 t = Temperaturzunahme in $^\circ\text{C}$

bedeuten.

Die Werte von BRETTSCHEIDER (1980) entstammen Beobachtungen im August und September 1975 in der Sierra Nevada Spaniens (2000 m, 3400 m), dem Hohen Atlas

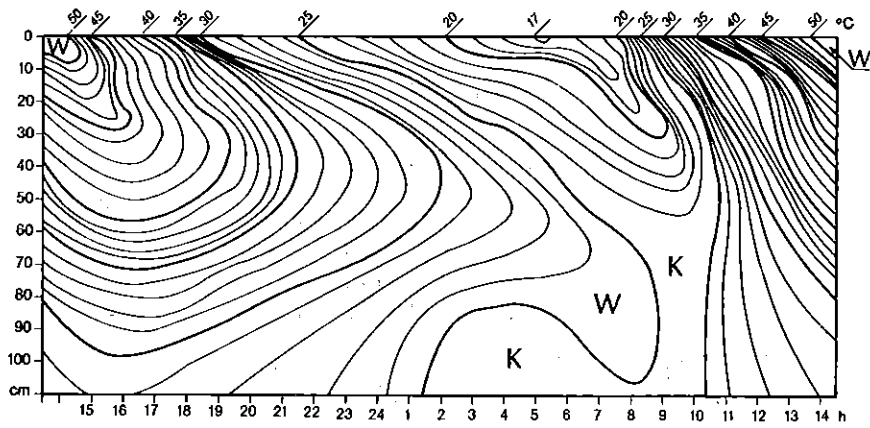
(2700 m, 3600 m) und der Nordwest-Sahara. JÄKEL & DRONIA (1976) haben im März, PEEL (1974) im August im Tibesti-Gebirge gemessen. Meine eigenen Untersuchungen wurden im September 1979 auf Fuerteventura in Basaltgesteinen (um 300 m über NN) durchgeführt (Abb. 17):

- 1 = Ebene 10° nordexponiert
- 2 = Wand 70° südexponiert
- 3 = Ebene 10° südexponiert
- 4 = Wand 70° südwestexponiert
- 5 = Wand 70° westexponiert
- 6 = Ebene 10° südexponiert
- 7 = Ebene 0°

Während BRETTSCHEIDER (1980, gemessen 1975), JÄKEL & DRONIA (1976) und PEEL (1974) als Meßsubstrate Quarzite und harte Sandsteine benutzten, habe ich meine Messungen im Basalt angestellt. Alle drei Gesteine sind fast gleich dicht, so daß die Differenz des Kompressibilitätskoeffizienten für die angestrebte Größenordnung der Genauigkeit vernachlässigt werden kann. Das gilt auch für den Ausdehnungskoeffizienten, der bei Quarz $6,9 \cdot 10^{-6}$, bei den Mineralbestandteilen des Basalts Plagioklas, Pyroxen und Olivin zwischen $6,3 \cdot 10^{-6}$ und $6,8 \cdot 10^{-6}$ pro 1°C Temperaturerhöhung beträgt. Im Vergleich dazu sei auf den Koeffizienten für Calcit mit $26 \cdot 10^{-6}$ oder Steinsalz mit $40 \cdot 10^{-6}$ verwiesen.

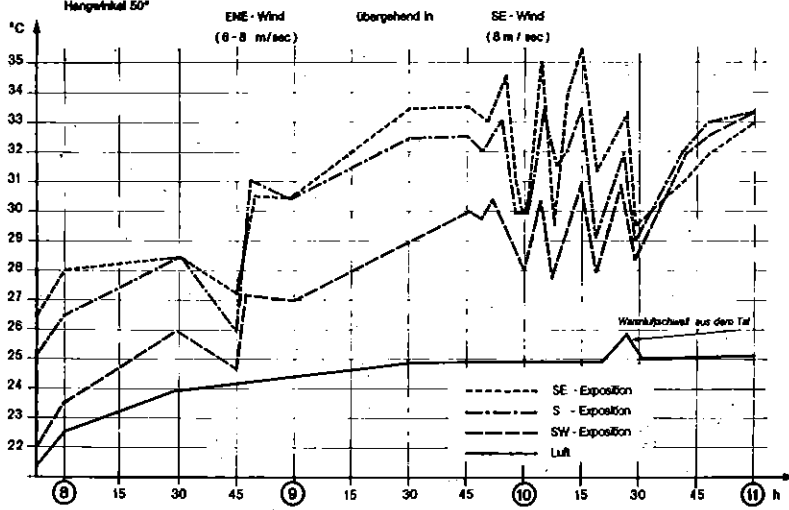
isothermen im Basalt Hangwinkel 5° S - Exposition
320 m über NN

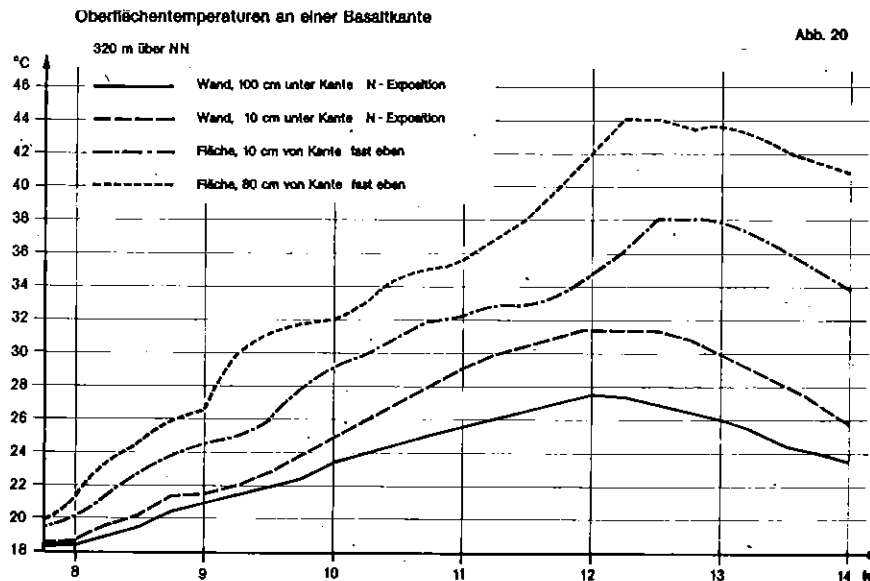
Abb. 18



Gang der Basalt - Oberflächentemperatur
bei Passat - Quellbewölkung 18. 8. 79
320 m über NN
Hangwinkel 50°

Abb. 19





3.9 Beobachtungsgruppe Nr. 9:

Temperaturgänge im Basalt - Tages-thermoisoplethen - gegenläufiger Gradient

Grundlagen sind eine 24-Stunden-Meßserie (Abb. 18). Dabei wurden Temperaturen an der Oberfläche, in 1, 5, 14, 60 und 100 cm Tiefe abgenommen. Während die ersten 5 Tiefen stündlich kontrolliert wurden, wurde in 1 m Tiefe nur 6 mal gemessen. Einzelheiten sowie die Diskussion über die Aussagen betreffend die Wärmeströme sind den Erläuterungen unter "Beobachtungsgruppe Nr. 7" zu entnehmen.

3.10 Beobachtungsgruppe Nr. 10:

Temperaturgang und Passatquellbewölkung

Ein nicht unbedeutender Faktor bei der Gesteinsbeanspruchung dürfte die Beschattung durch Wolken sein. Im Bereich des Passates und in Insellagen treten infolge von Luv-Lee-Effekten Wolkenbildung und -auflösung sehr häufig auf. Es ist m.E. wenig sinnvoll, Beschattungsversuche mit Schirmen oder festen Körpern vorzunehmen, denn die Sonnenstrahlen "umgehen" solche Hindernisse mit ihrer diffusen Strahlung. Der ganze Luftpörper über dem Meßgelände muß frei von direkter Sonnenstrahlung sein, wie dies nur

durch eine Wolke möglich ist. So können auch die Folgerungen, die JÄKEL & DRONIA (1976, S. 58-59) aus ihren Versuchen gezogen haben, nicht richtig sein, wenn sie sagen, daß "Temperatursprünge, wie sie durch aufkommende Bewölkung innerhalb kürzester Zeit angenommen werden, natürlicherweise nicht auftreten".

Aus den Messungen (Abb. 19) an einer Basaltlava traten trotz SE-Winden mit 8 m/sec. und einer fast konstanten Lufttemperatur von rund 24°C innerhalb von 30 Minuten 4 Temperaturabfälle und 4 Temperaturanstiege mit bis 6°C Differenzen auf. Das bedeutet, daß alle 4 Minuten ein Spitzenwert nach oben oder unten erreicht wurde. Danach löste sich der Bewölkungsaufzug auf. Bedenkt man, daß ein solcher Ablauf lebhafter Quellbewölkung in den späten Vormittagsstunden zu den sehr häufigen Erscheinungen der Insel Fuerteventura gehört, so dürfte man dieser Temperaturosillation einen nicht unwichtigen Rang für die Gesteinsbeanspruchung geben. Das gilt umso mehr, als der Tiefgang dieser Temperaturwechsel in der Regel nur bis 1 cm unter die Oberfläche geht. Dort liegt ohnehin als "Stauhorizont" für die Wärmeleitung der Magerhorizont der Krustenverwitterung. So dürfte die Beanspruchung durch rasch wechselnde Einstrahlungsvorgänge gerade an solchen gesteinsbeding-

ten Schwächestellen besondere Wirksamkeit erreichen.

3.11 Beobachtungsgruppe Nr. 11:
Temperaturgang und Verwitterung
an Basaltfelskanten

Messungen der Oberflächentemperatur an Felskanten hatten das Ziel, die Größenordnung der Spannungsfelder auf von der Strahlung sehr unterschiedlich erreichten Kleinräumen kennenzulernen. Weite Strecken des Basalts auf Fuerteventura, vor allem auf der Halbinsel Jandia, haben ost-west-laufende Kanten, die schattenreiche Nordlagen und sonnenreiche Südlagen zur Folge haben (Photo 18). Auffallende Merkmale solcher Kantenbereiche ist der Scherbenreichtum wenige Meter unter der Kante und der bröckelige, scherbige, stark gelockerte Zustand der Fläche in Kantennähe (Photo 19). In Hochlagen der Insel über 600 m dürften ohne Zweifel reichere Niederschläge chemische Verwitterung begünstigen und damit diese Lockerung bedingen. In den tiefen Wüstenlagen dagegen fehlt die regelmäßige Feuchte, die für eine Lösung im Gestein notwendig wäre.

Die Messungen wurden wie folgt angesetzt (Photo 20):

1. an der Felswand: 10 cm unter der Kante
100 cm unter der Kante
2. Auf der Fläche : 10 cm von der Kante weg
80 cm von der Kante weg.

Am Schluß der Meßserie der Oberflächentemperatur wurde die Kante schichtweise abgesprengt, um die Momentantemperatur im Inneren punktuell zu erfassen.

Das Ergebnis ist folgendes (Abb. 20): Nach relativ gleicher Wärme in der Nacht an allen Teilen der Kante begannen am frühen Vormittag die Temperaturunterschiede im Umkreis von 10 cm um die Kante mit $3-4^{\circ}\text{C}$, um sich gegen Mittag und Nachmittag bis 8°C zu steigern (Abb. 21). Dabei betrug die Distanz durch das Gestein rund 14 cm, d.h. 1°C Temperaturunterschied pro 1,7 cm. Vom heißesten Punkt (Oberfläche 80 cm von der Kante weg) bis zum kühlfesten Punkt (Wand 100 cm unter der Kante) bei einer Distanz durch das Gestein von ca. 120 cm betrug die Temperaturdifferenz rund 18°C , d.h. 1°C pro 6,6 cm (Abb. 22).

Über den genauen Verlauf des Temperaturvorganges an der Oberfläche und den ungefähren im Gesteinsinneren gibt die Abb. 23 Auskunft. Die Messung stammt vom heißesten Zeitraum (12.15 Uhr). Folgende Meßwerte vom Gesteinsinneren wurden nach Absprengung festgestellt:

30 cm von der Kante	5 cm unter der Oberfläche der Fläche	35°C
80 cm von der Kante	2 cm unter der Oberfläche der Fläche	39°C
70 cm von der Kante	5 cm unter der Oberfläche der Fläche	37°C
80 cm von der Kante	10 cm unter der Oberfläche der Fläche	37°C
70 cm von der Kante	30 cm unter der Oberfläche der Fläche	$24,5^{\circ}\text{C}$
40 cm von der Kante	30 cm unter der Oberfläche der Wand	29°C

Die für die Gesteinsaufbereitung entscheidenden Temperaturdifferenzen liegen im folgenden: An der nordexponierten Wand beträgt die Differenz auf 80 cm 6°C (27°C unten bis 33°C oben). Im Gesteinsinneren ca. 80 cm von der Wand entfernt, beträgt die Differenz auf der gleichen Distanz ca. 20°C ($24,5^{\circ}\text{C}$ unten bis 44°C oben). Aber auch auf die kurze Distanz von 20 cm um die Kante herum ist die Differenz so, daß Spannungen diagonal durch den Gesteinskörper gehen. Sie liegen übrigens in den Größenordnungen, die auch KESSLER (1974, S. 144) bei Messungen an einem Pyramidenkanter aus Porphyrt in der Sahara festgestellt hat.

Insgesamt kann man angesichts dieser querlaufenden Temperaturgegensätze davon ausgehen, daß Scherspannungen im Kantenbereich um 1 m zu beiden Seiten entstehen, was die bisweilen dachziegelartige Anordnung der Scherben erklären könnte.

3.12 Beobachtungsgruppe Nr. 12:

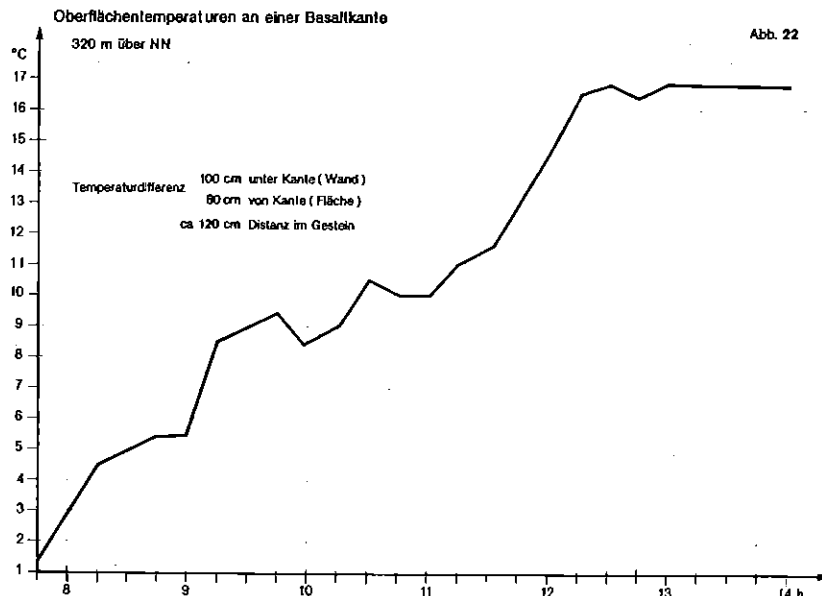
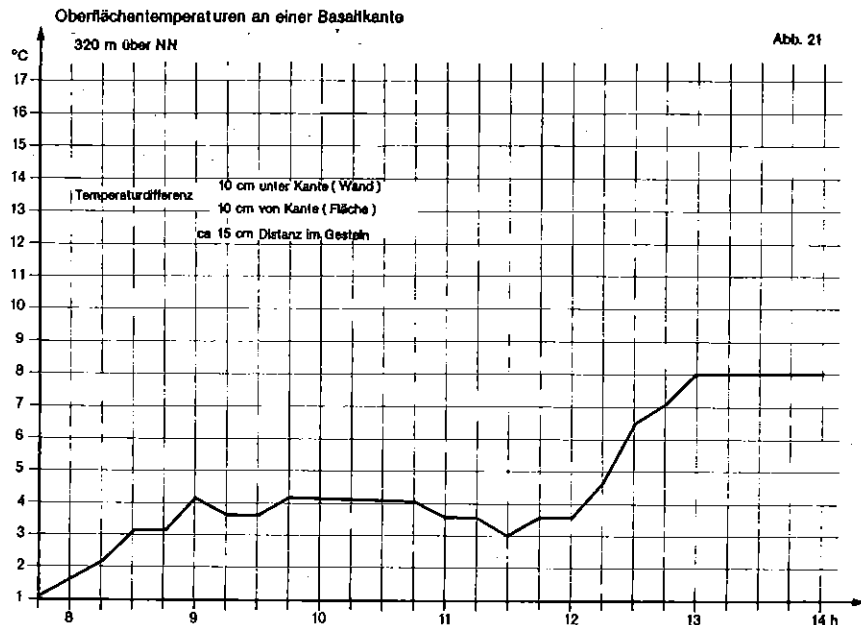
Mehlige Substanzen von gelb-brauner Farbe

In Rissen, Spalten, Klüften und Fugen der sich vom festen Gestein lösenden Schuppen findet man eine mehlig-substantz von gelb-brauner ($2,5\text{ Y }7/6$ oder $2,5\text{ Y }8/6$), bzw. weißlich-gelber Farbe ($5\text{ Y }8/4$). Es bestand zunächst der Verdacht, daß es sich allein um Produkte von in Hohlräumen ablaufenden Prozessen chemischer Verwitterung handelt (vgl. Korngrößenanalyse Abb. 24). Das Basaltgestein enthält nach den Analysen von KREJCI-GRAF (1960) ca. 8 % Kalk. Salzsäureversuche mit dem Mehl bestätigen das Vorhandensein von CaCO_3 . Groß ist der Tonanteil. Nach den Analysen des Instituts für Mineralogie der Universität Münster handelt es sich um Montmorillonit, einem sehr quellfähigen Mineral. Von ihm können Zerstörungsprozesse im Gesteinsverband, insbesondere im Magerhorizont erwartet werden.

Darüber hinaus hat sich herausgestellt, daß ein Teil der mehligen Substanz nicht unmittelbar aus dem Verwitterungsvorgang des Gesteins stammt, sondern offensichtlich durch Wind- und/oder Wassertransport in die Hohlräume geweht bzw. gespült wird. Laboruntersuchungen der Proben dieses Lockermaterials, das sich vorzugsweise unter den Rändern sich lösender Platten, Scherben und Schuppen findet (Photo 21),

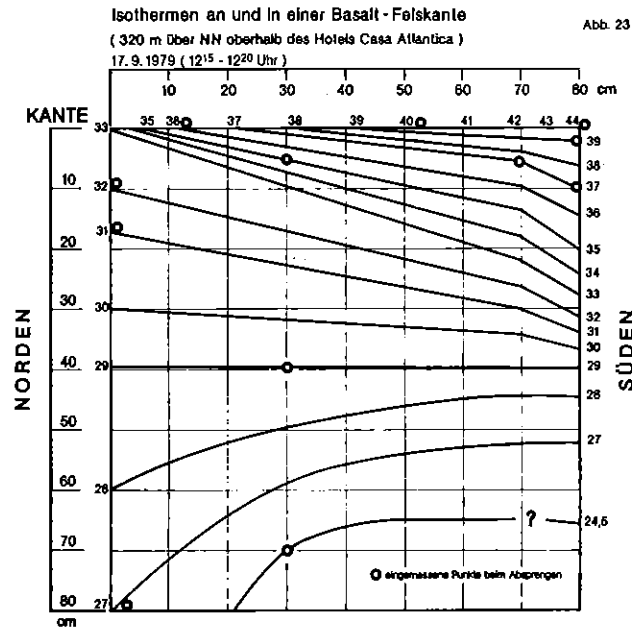
denkbar wäre (vgl. dazu die Beobachtungen von BOTTNER, 1958).

Die Menge der mehligen Substanz und ihre Ausbreitung in feine Risse des Gesteins setzen eine längere Produktionszeit und eine Verfrachtung durch Wasser, selten durch Wind, von der Gesteinsoberfläche ins Innere voraus (Photo 22). Damit muß dem Nieder-



haben ergeben, daß dieses Mehl auffallend hohe Meeressalzwerte der Natriumgruppe hat. Dies würde eine starke Hygroskopie des Substrates zur Folge haben, womit eine gewisse Form der chemischen Verwitterung auch in der Trockenzeit auf dem Umweg über den Tau

schlagswasser eine hohe Bedeutung für diese Vorgänge zugeschrieben werden. In Fortsetzung der Tabelle über Ereignisse der Verwitterung und über die Klimaentwicklung (Schluß der Beobachtungsgruppe 2, 3 und 4) kann unter Verwendung früherer Ergebnisse von geolo-



gischer und geomorphologischer Seite (HAUSEN, 1958a; ROTHE, 1966, KLUG, 1968) folgendes festgestellt werden:

ab "Klimaoptimum" um 5 500 BP

Bildung von dünnsten Verwitterungshäuten aus Magnetit; spärliche Spuren von Hämatitbildung
Ende des periodisch wechselfeuchten Klima: trocken
spärliche Bildung von Ton und Kalk aus Basalt; Verschwemmung des Tons sowie von Kalk- und Meersalzmineralien in Gesteinsrissen; aus der Beobachtungsgruppe Nr. 1: chemische Zerstörung der Augite in Schattenlagen; aus Beobachtungsgruppe Nr. 13: Kalkausscheidungen an der Unterseite von Basalt-, Phonolith- und Tuffblöcken. trockenes Klima mit gelegentlichen (episodischen ?) Niederschlägen.

bis zur Gegenwart:

3.13 Beobachtungsgruppe Nr. 13:

Bildung von Kalkzapfen

Ein weiteres Zeugnis für schwache chemische Stoffverlagerungen findet man auf fossilen Strandterrassen. Dort liegen Flecken von marinen Kalken, die höchstens 20 cm dick sind. In diesen sind Strandgerölle aus vulkanischen Gesteinen eingebakken. Auf die Strandterrassen sind vom höheren Hang Schuttstücke ver-

schiedenster Gesteinsarten gewandert. Dreht man die Schuttstücke um, so hängen an ihrer Unterseite mehr oder weniger lange, bis 2 cm erreichende Zapfen von CaCO_3 (Photo 23). Diese Kalkanlagerung reicht genau bis zur Oberfläche. Die offen an der Luft liegende Seite des Schuttstücks ist absolut kalkfrei. Es kommt auch vor, daß zwei Schichten von Kalkzapfen ausgebildet wurden, die in verschiedenen Ebenen zueinander stehen. In einem solchen Fall ist der Stein nach Ausbildung der ersten Kalkzapfenserie noch einmal verlagert oder schräg gestellt worden, so daß ein neuer Bereich des Steins unter die Oberfläche kam. Es ist auch möglich, daß ein Stein durch frisch angeschwemmtes Lockermaterial eine neue Verhüllungslinie bekommen hat, worauf sich der folgende Zapfenbildungsprozeß einstellte. Die Jugendlichkeit der Vorgänge wird dadurch belegt, daß auch auf der jüngsten Strandterrasse (3 bis 4 m-Terrasse) die Kalkausscheidung genauso stark auftritt wie auf der älteren 25 bis 30m-Terrasse (= Paläotyrren) oder 55 bis 60-m-Terrasse (= Sizil)⁷⁾.

Die Kalkzapfenbildung belegt zunächst einmal Lösungsvorgänge mit Kalk. Daß sie nur an der Unterseite der Schuttstücke auftreten, weist auf höhere Feuchteinflüsse im Schatten eines Steines hin (vgl. auch die Feststellungen unter der Beobachtungsgruppe Nr. 1 betr. die Zerstörung der Augite). Hier ist die Kalkbildung auch am besten gegen Ausspülungen von Außen geschützt. Inwieweit die Wärmeleitfähigkeit für die Stärke und Geschwindigkeit der Auskristallisation eine Rolle spielt, konnte nicht festgestellt werden.

Dies scheint für die allgemeine Frage nach dem Vorkommen solcher Vorgänge auch unerheblich.

4. Ergebnisse und Aspekte zur quartären Klimageschichte

4.1 Verwitterungsvorgänge und -formen der Vorzeit

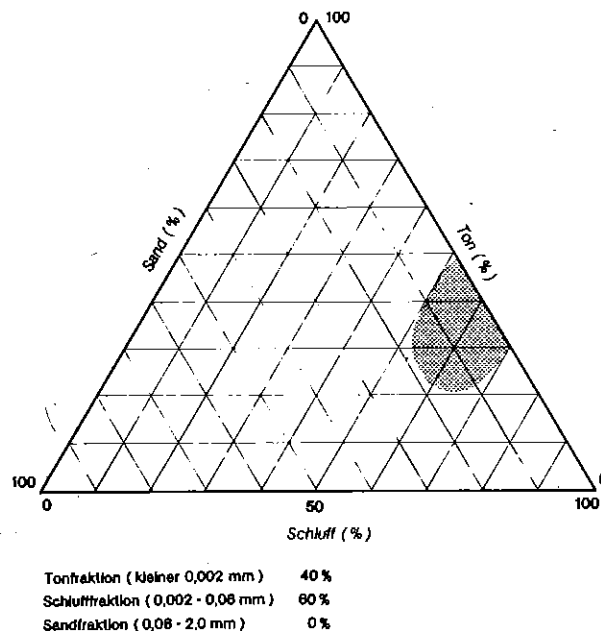
Die Grundsubstanz des Schuttes auf allen Ebenheiten und Flachhängen der Insel Fuerteventura sind kantengerundete bis gerundete Basalt-, Tuff- und Phonolithblöcke. Die Mehlzahl dieses Schuttes hat Durchmesser zwischen 20 und 80 μ m. Blöcke von kleineren oder größeren Dimensionen machen weniger als 20 %

Sie stellt nach den Analysen des Instituts für Mineralogie der Universität Münster eine Anreicherung von Eisen dar. Unter den Eisenmineralien herrscht der Hämatit vor, was ein Zeichen von Lateritisierung und damit starker chemischer Verwitterung ist. Ähnliche Beobachtungen und Erklärungen aus Libyen stammen von KALLENBACH (1972). Unter der Kruste befindet sich ein mehrere Millimeter dicker Magerhorizont, der von hellgrauer Farbe und mürber als die Kruste ist.

Die Lage der gerundeten Blöcke mit Krusten in marinen Ablagerungen als Strandgerölle aus dem Neotyrren engt ihre Bildung auf die Zeit zwischen Neotyrren (Drenthe-Warthe-Stadial) und Eutyrrhen (Riss-

Korngrößenanalyse : Lehm (über Basalt)

Abb. 24



aus. Sie bedecken teils allochthon, teils quasi autochthon oder in situ die Oberfläche. Die Dichte der Lagerung ist völlig unabhängig von der Exposition (B 1 = Beobachtungsgruppe Nr. 1).

Es gibt eine Reihe von Belegen, daß diese Blöcke nicht unter den gegenwärtigen Verwitterungsbedingungen entstehen, sondern ihre Bildung fossil ist. Da ist zunächst die Beobachtung, daß in größeren Tälern die Blöcke unter rezenten bzw. subrezentem Terrassenschottern sowie pleistozänen Hangschuttschleppen liegen (B 2). Ein weiterer Hinweis auf die Fossilität ist die Ausbildung einer Kruste. Die Kruste ist von dunkelrotbrauner Farbe (B 1). Die Dicke der Kruste im Basalt schwankt zwischen 0,4 cm und 1,0 cm.

Würm-Interglazial) ein.

Was die Dicke der Kruste anbetrifft, so ist eine deutliche Zunahme mit der Meereshöhe erkennbar. In den tieferen Lagen der Insel - zwischen 0 und 400 m über NN - sind die Krusten höchstens bis 0,5 cm dick. Um 600 bis 800 m sind sie durchweg am dicksten, in der Regel um 1 cm (B 1). Dieses weist auf eine Differenzierung des Verwitterungsvorganges in der Vertikalen hin. Ohne Zweifel kann man dies auf Unterschiede in der Feuchtemenge in verschiedenen Höhen zurückführen, wie TRICART & CAILLEUX (1961) oder HAGEDORN (1971) aus anderen Gebieten berichtet haben. Eine Expositionsabhängigkeit der Krustendicke, wie sie HAGEDORN (1971) für das Tibesti-Gebirge festgestellt

hat, konnte ich auf Fuerteventura nicht beobachten.

An wenigen Stellen in abtragungsgeschützter Lage sind Blöcke in einer Roterde bzw. in einem rötlichen Braunlehm eingebettet (B 1). Darüber hinaus konnten in Aufgrabungen bzw. flachen Aufbrüchen des liegenden Gesteinskörpers Basaltgebilde im Stadium der beginnenden blockförmigen Loslösung gefunden werden. Entlang von Klüften und in Brunnen-schächten, abgedeckt von Blöcken mit Krusten und quartären Sedimenten aller Art wurden Roterdereste entdeckt (B 1). Ihr Gehalt an Hämatit weist auf ein heißes, wechselfeuchtes Klima zum Zeitpunkt ihrer Bildung hin. Daß dabei das für die Lateritisierung in den Innertropen besonders typische Eisenmineral Goethit nicht auftritt, sollte nicht verwundern. Vielmehr sehe ich darin einen Hinweis auf ein nicht vollhumides Tropenklima, sondern eine trockenere Variante. Wie stark sich sogar Relief-lagen auf die Ausbildung entsprechender Sekundäreisenminerale wie Hämatit oder Goethit auswirken, zeigt die jüngste Beobachtung von SPATH (1979) in Nordwest-Australien, der den Hämatit unter vollhumiden Niederschlagsverhältnissen vorzugsweise auf den trockeneren Standorten wie Rücken der Oberfläche fand. Er fehlte in den ständig feuchten Spülmulden. Dort waren Goethit und Limonit ausgebildet.

In das aus den Eisenmineralien ableitbare Klimabild paßt auch der Befund über die Tonmineralien. Es überwiegt der Montmorillonit. Kaolinit fehlt, was auf ein nicht vollhumides Klima während der Verwitterung hinweist. Diese Beobachtung konnte bereits von ENGELHARDT (1973) im Basalt auf Hawaii machen, wo ebenfalls im "regenreichen Gebiet" (= tropisch-feucht) unter saueren Reaktionen Kaolinit, im "trockeneren Gebiet" (= tropisch-wechselfeucht) unter neutralen bis basischen Bedingungen sich Montmorillonit bildete. Illit konnte auf Fuerteventura und Hawaii ohnehin nicht erwartet werden. Er bildet sich beim Zerfalls von Glimmer, der im Basalt nicht enthalten ist.

Alle diese Beobachtungen auf Fuerteventura weisen darauf hin, daß die Bildung des Gros des gerundeten Schuttes auf einen Verwitterungsvorgang zurückgeht, bei dem Bodenbildungsprozesse in Richtung Latosole vorkommen. Dies ist unter den heutigen Klimaverhältnissen auf Fuerteventura nicht möglich, wie die meteorologischen Angaben bei FONT-TULLOT (1955), HUETZ DE LEMPS (1969), FERNANDOPULLÉ (1976) und HEMPEL (1978) zeigen. Auch ein Einfluß durch kapillar aufsteigendes Wasser aus einem Grundwas-

serbereich kommt wegen der Höhenlage und Gesteinsstruktur nicht in Frage. Damit ist der Schluß berechtigt, in der Zeit des jüngeren Pleistozäns bzw. Altholozäns für die Insel Fuerteventura ein randtropisch-wechselfeuchtes Klima zu postulieren.

Schwieriger ist die Einstufung einer anderen Verwitterungsform. Auf ebenen oder in südlicher Richtung nur leicht geneigten, feinerdefreien und der Strahlung voll ausgesetzten Gesteinsoberflächen sind diese stellenweise polygonmusterartig aufgerissenen (B 3). Es sind Vorgänge, die jünger sind als die Krustenbildung. Die Risse gehen durch diese glatt durch. Sie sind aber auch älter als die Jetztzeit, denn die etwa 1 mm dicke olivbraune Haut (siehe auch weiter unten bei 4.2.1) überzieht auch die aufgerissenen Flanken der "Polygone". Man kann sie mit den von SCHOLKE (1973) aus dem Senegal als endogene oder exogene "Schildkrötenmuster" bezeichneten Formen vergleichen. Sie sind dort unter wechselfeuchten Klimaverhältnissen entstanden. Funde ähnlicher Arten in der Sahara hält KAISER (1972) für vorzeitlich.

Damit ist aber auch zugleich die Frage nach der regionalen Position der gesamten Befunde auf Fuerteventura gestellt. Verschiedene Studien aus der benachbarten Sahara behandeln Beobachtungen über Indizien, die auf mehrere Phasen eines wechselfeuchten Klimas im Quartär hinweisen. Neben anderen hat HAGEDORN (1971) aus wenigen Vorzeitformen und Oberlieferungen aus Felszeichnungen allgemeine Hinweise auf ein gegenüber heute feuchteres Klima im Saharagürtel während des Quartärs geschlossen. Später hat GABRIEL (1972) die Angaben präzisieren können. Er fand für die östliche Zentral-Sahara und das Tibesti-Gebirge an Hand von Terrassenabfolgen und Vorzeitfaunen für das jüngste Pleistozän ein Klima mit rund 500 mm Jahresniederschlag (heute: 20-50 mm). WILLIAMS (1970) hat bei der Bearbeitung von radiokarbondatierten Kalkkrusten, Quellsintern und fossilen Schlammströmen Perioden erhöhter Feuchtigkeit und ein hoch liegendes Grundwasserniveau gegen Ende der letzten Kaltzeit in der Biskra-Region der Nord-Sahara konstatiert. Auf Grund zugänglicher ^{14}C -Daten aus der Sahara haben GEYH & JÄKEL (1974) ebenfalls eine ausgeprägte humide Phase an der Grenze von Spätpleistozän zum Holozän festgestellt. Zur Differenzierung des Niederschlagsrhythmus im Jungpleistozän konnten HÜVERMANN (1972) und GRUNERT (1972) Beobachtungen im Tibesti-Gebirge sammeln. Besonders wichtig im Hinblick auf die Kanarischen Inseln scheinen mir die Beobachtungen von LAUER & FRANKENBERG (1979). Beide errechneten für die Fuerte-

ventura benachbarte westliche Sahara um 22 000 BP einen am heutigen Stand gemessenen geringeren Trok-kenartenanteil an der Gesamtartenzahl der Vegetation (um 30 v.H.; heute um 80 v.H.). Die Niederschlagsmenge beziffern beide Autoren (1979: Karte 6 b) mit 200 mm/Jahr (heute: 70 mm/Jahr). Zu dieser Zeit herrschte auf den Kanarischen Inseln nach KLUG (1968), geschlossen aus Akkumulationskörpern der Talterrassen, Kalkkrusten und Kolluvialaufschüttungen sowie Braunlehmfunden, ein trockenfeuchtes Wechselklima. Für die Zeit vor 18 000 bis 22 000 BP lag nach LAUER & FRANKENBERG (1979, S. 8, Abb. 1) ein längerer Zeitraum mit einer Ausbreitung tropischer Floren, gebunden an ein feucht-heißes Klima. Die "Schildkrötenmuster" der Verwitterung würden jünger sein und damit ins "Klimaoptimum" passen.

Überprüft man die Beobachtungen auf Fuerteventura auf ihre mögliche Stellung im System der oben erwähnten Befunde aus der benachbarten Sahara, so fügen sich diese - sieht man vom Fehlen absoluter Zeitmarken ab - in das Bild einer Phase wechselfeuchten Klimas ein:

Im Jungpleistozän:	Chemische Verwitterung mit der Bildung von gerundeten Blöcken; Rotlehme bzw. rötliche Braunlehme; Krustenbildung an Basaltschutt.
Im Altholozän bis zur Gegenwart:	Bildung von Verwitterungsformen nach dem "Schildkrötenmuster". Kalkkrustenbildung (HEMPEL, 1978).

Diese Schutt-Lehm-Decke wird z.Z. rasch abgetragen bzw. ist bereits auf weiten Hangflächen verschwunden. Zurück blieben mehr oder weniger dicht gelagerte Blockanhäufungen.

4.2 Verwitterungsvorgänge und -formen der Gegenwart

4.2.1 Hydratation, Kristallisation und Insolatation

Neben den kantengerundeten bzw. gerundeten Blöcken findet man Schutt ganz anderer Form. Er ist eckig und scherbzig sowie von kleineren Dimensionen. Die Ausdehnung der längsten Achse beträgt zwischen 3 cm und 30 cm. Das Schuttstück ist flächenweise von einer bis 0,5 mm dünnen Haut überzogen (B 4). Diese

Haut ist olivbraun. Die Dicke der Haut richtet sich offensichtlich nach der Zeitdauer der Exposition der Fläche zu exogenen Verwitterungseinflüssen. Auch behindern Flechten⁸⁾ die Hautbildung. Eine ähnliche Beobachtung machte schon HABERLAND (1975) in der Libyschen Wüste. Wie die Beobachtungen zeigen, geht die Loslösung des Gesteins gegenwärtig vor sich. Sie schneidet dabei die ältere Verwitterungskruste bzw. die "Schildkrötenmuster" und beweist damit, daß der Zerstörungsprozeß jüngerem Alters ist. Eine Reihe von Detailstudien hellen diesen Verwitterungsvorgang auf.

Als erstes fällt auf, daß der eckig-scherbige Schutt eine gewisse Expositionsabhängigkeit aufweist (B 4). In allen Auslagen nach Südosten ist das Gros des Schutttes von kleinerer Länge bzw. Breite als in anderen Lagen (Maximum um 12 cm). In Südwest-Exposition verschiebt sich dieses auf 20 cm. Weiter scheint auch eine Abhängigkeit der produzierten Menge von der Himmelsrichtung vorzuliegen. Naturgemäß ist eine solche Feststellung schwerer zu sichern und zahlenmäßig zu belegen als die über die Scherbengröße, weil die Menge ganz eng mit den Formen der Oberfläche zusammenhängt. Hier möge die Beobachtung über die Regelmäßigkeit, daß größere Mengen am Fuß von Oberflächenformen in Südost-Exposition liegen, genügen. Insgesamt ist als bemerkenswert festzuhalten, daß nicht die strahlungsgünstigsten reinen Südlagen maximale Wirkungen für die Verwitterung des Vulkangesteins zeigen. Damit ist aber ein Hinweis darauf gegeben, daß die vermehrte Zerstörung des Gesteins in Südostlagen nicht nur durch Erwärmung zustande kommen kann. Eine weitere Beobachtung ist für die Erklärung der Asymmetrie in der Schuttproduktion hilfreich.

Salzausbildungen sind nicht nur in den Klüften und Rissen als Interstitialfüllungen, sondern auch auf Flächen des Basaltgesteins als Effloreszenzen erkennbar (B 5). Analysen ergaben Calcium- und Magnesiumsulfate, zwei Salze, die schon bei niedriger Bergfeuchte starke Veränderungen erleiden (siehe auch KAISER, 1972, S. 51). Darüber hinaus muß $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Gips) in größerer Menge vorhanden sein, denn es konnten über die eben genannten Kristallisationsbereiche im Fels hinaus auch solche in benachbarten Lockersubstraten mit über 10 cm langen Stengelkristallen bzw. graue "Wüstenrosen" beobachtet werden. Inwieweit die Insellage sowie ein fast ständig und lange Zeit mit großer Heftigkeit wehender Nordost-Passat den Salzgehalt der Gesteine Fuerteventuras beeinflusst, kann nur ver-

mutet werden. Mit Sicherheit werden Hydratation und Kristallisation durch ihre "oszillierende Druckfolge", wie es KNETSCH (1960, S. 195) genannt hat, an der jetztzeitlichen Gesteinsverwitterung hohen Anteil haben.

Für die Hydratation wird man vornehmlich den Tau in Rechnung setzen müssen. Der Ausfall des Taues unterliegt in erster Linie dem Gang der Temperatur. Dabei werden Körper in Schatten- und Sonnenlagen zeitlich unterschiedlich den Taupunkt erreichen: SO-Expositionen früher als SW-Expositionen (B 5). Einfache Beobachtungen zur Zeitfolge wurden mit Hilfe von Löschpapier und lackierten Flächen gemacht. Für eine Mengemessung ist der Aufwand im Verhältnis zu den zu erwartenden Ergebnissen vor allem auch in Anbetracht des kostspieligen und schwierigen Gerätetransportes zu groß. Bei für den Taufall kritischen Temperaturen kommen so die Schattenlagen eher, länger und häufiger in den Genuß der Taufeuchte als die Süd- und Südwest-Expositionen. Dies muß in "ozeanisch" getönten Trockengebieten zu einer Asymmetrie der Verwitterung durch Hydratation führen. Dem WALTHERSchen Begriff der "Schattenverwitterung" (1924) liegen ähnliche Erscheinungen zugrunde (vgl. auch die Beobachtungen von KAISER, 1972, S. 56 im Tibesti-Gebirge). Daß gerade die Grenze Gestein zu Wasser bis in die feinsten Haarrisse eine besondere Rolle, was die elektrischen Ladungen anbetrifft, spielt, haben RAVINA & ZASLAVSKY (1974) mit dem Effekt der hohen Drucke durch elektrische "Doppelschichten" theoretisch errechnet.

Vielleicht spielt auch die rasche Erwärmung der Gesteine auf einer südostexponierten Flanke (Wand, Talhang) durch die Bestrahlung nach Sonnenaufgang eine besondere Rolle. Die Kristallisation läuft nämlich in Südostlagen deshalb so rasch ab, weil der steilste Gradient des Temperaturanstiegs zwischen 8.30 Uhr und 9.15 Uhr liegt, was eine schnelle Erhitzung der Gesteinsoberfläche bedeutet. Der Gradient erreicht 8°C pro Stunde gegenüber 2° - 3°C pro Stunde am übrigen Vormittag in allen Expositionen, insbesondere auch in der Stunde des Sonnenaufgangs in Südwestlagen (B 6). Je nach Jahreszeit verschiebt sich der Zeitpunkt und ändert sich der Gradient. Die besondere Stellung der Südost-Exposition bleibt aber immer erhalten. Eine physikalisch-chemische Erklärung zu diesen Befunden auf Fuerteventura erübrigt sich an dieser Stelle. BRETTSCHEIDER (1980) hat dazu Messungen in der Sierra Nevada Spaniens und im Hohen Atlas Marokkos angestellt. Sie behandeln insbesondere

die Frage der Expositionsabhängigkeit von Gesteinszerfall im Zusammenhang mit Tau und Hydratation.

Dazu passen sehr gut die Beobachtungen über eine Reihe von Verwitterungsformen nach dem "Schildkrötenmuster", die maximale Verbreitung in Südost-Expositionen haben. In sicherlich endogen angelegten Rissen vor allem im Tuff muß im Stil einer Interstitialfüllung Calciumkarbonat eingedrungen sein, das den Vorgang der Zerstörung bis zur Eindringtiefe besonders forciert hat (B 3).

Außer der Verwitterung durch Salzhydratation ist auch die Insulationsverwitterung zu beachten (B 4). Sie ist wegen der Mobilität des Salzes, das leicht durch Niederschlagswasser gelöst und von den Trennflächen weggeführt werden kann, schwer mit Sicherheit zu bestimmen. Dennoch konnte ich an einzelnen Felswänden die salzfreie, nach KNETSCH (1960) sogenannte "trockene" Verwitterung beobachten (vgl. auch HEMPEL, 1978). Es würde im übrigen gut zu dem Bild passen, das die Temperaturmessserien ergeben haben.

Die Temperaturmessungen wurden in der noch strahlungsgünstigsten Zeit Anfang September 1979 gemacht. Sie stellen aber - gemessen an den Temperaturgängen, die im Juli und August auftreten - die Untergrenze der sommerlichen Optimalmöglichkeiten dar. Wenn dies dennoch zu Daten führt, die sich mit denen aus arideren Gebieten messen können, so belegt das die hochgradige Wirksamkeit für die Vorgänge der Gesteinszerstörung.

Die Tiefe des Tagesganges der Temperatur in günstigsten Süd-Expositionen und etwa 20° Hangneigung beträgt im Basalt Fuerteventuras über 1 m. In 60 cm Tiefe hinkt die nächtliche Abkühlung etwa 6 Stunden hinter dem Zeitpunkt des Beginns der Abkühlung an der Basaltoberfläche nach. Das gleiche gilt für die mittägliche Erhitzung. Die morgendliche Erwärmung folgt in der Tiefe von 60 cm nach 4 Stunden. Die maximale Temperaturdifferenz mit Sensoren des Thermophils auf der Oberfläche sowie in 1, 5, 14, 60 und 100 cm Tiefe gemessen, betrug am 13. September 1979 um 13.30 Uhr:

Luft		$27,5^{\circ}\text{C}$
Oberfläche		$52,0^{\circ}\text{C}$
1 cm Tiefe		$46,0^{\circ}\text{C}$
5 cm Tiefe		$41,0^{\circ}\text{C}$
14 cm Tiefe		$39,0^{\circ}\text{C}$
60 cm Tiefe		$33,0^{\circ}\text{C}$
100 cm Tiefe		$28,0^{\circ}\text{C}$

Weitere Einzelheiten, die für die Verwitterung entscheidend sind, liegen in folgenden Punkten (B 7):

1. Die Temperaturdifferenz eines Tages liegt im Meßmonat September 1979 zwischen $28,0^{\circ}\text{C}$ (in 14 cm Tiefe) und $34,0^{\circ}\text{C}$ (an der Oberfläche). Die letztere liegt der, die JÄKEL & DRONIA (1976, Fig. 4) für Steine im Tibesti-Gebirge gemessen haben, sehr nahe.
 2. Die Temperaturdifferenz zwischen Gesteinsoberfläche und der tiefsten, durchgehend eingemessenen Lage (14 cm) betrug zwischen 15° und 17°C . Sie bedeutet eine beachtenswerte Spannung in der Vertikalen. Die Dichte des Basalt- und Phonolithgesteins mit einer sehr geringen Kompressibilität, ähnlich der des Quarzites oder harten Sandsteines mit silikatischem Bindemittel, bedeutet eine Verstärkung des vom Gestein ausgehenden Drucks. Dieser ist bei gleicher Kompressibilität etwa linear von der Temperaturamplitude abhängig, zumal die Ausdehnungskoeffizienten der Hauptminerale Quarz, Plagioklas, Pyroxene und Olivin fast gleich groß sind, nämlich zwischen $6,3 \cdot 10^{-6}$ und $6,9 \cdot 10^{-6}$ pro 1°C Temperaturerhöhung liegen. Eine Graphik (Abb. 17) verdeutlicht diese Aussage. Die auf Fuerteventura gemessenen und umgerechneten Werte im Basalt wurden in eine Kurve, die von BRETTSCHEIDER (1980) für Quarzite aus der Sierra Nevada Spaniens und dem Hohen Atlas unter Verwendung der Messungen von PEEL (1974) sowie JÄKEL & DRONIA (1976) für den Tibesti-Raum entworfen wurde, eingebaut (B 8).
 3. In Form von Scherdrücken wirken sich Temperaturgänge aus, die in Gesteinskörpern ablaufen, bei denen dicht nebeneinander die Kompressibilität variiert. Gerade im Nahbereich alter Klüfte mit einer Vielzahl von Haarrissen oder im Grenzbereich von Basalt und Tuff sind die stärksten Verwitterungsbeanspruchungen insolarer Art zu erwarten.
 4. Das zeitliche Nachhinken der Thermalwellen um einige Stunden im Tagesrhythmus bringt Zerrungen im Gesteinsverband in horizontaler Richtung.
 5. Es fällt auf (Abb. 9), daß die Lufttemperatur am Morgen etwa $2-3^{\circ}\text{C}$ niedriger als die Bodenoberflächentemperatur ist. Normalerweise müßte in einem Trockengebiet das Umgekehrte der Fall sein. Diese "Anomalie" dürfte darauf zurückzuführen sein, daß ein verhältnismäßig hoher Energiebetrag für die Erwärmung der vom kühlen Meer herantransportierten Luft verbraucht wird (vgl. eine ähnliche Beobachtung von KESSLER, 1974, S. 140-142).
 6. Ein m.E. entscheidender Impuls für die Verwitterung geht von den Grenzen Kruste zu Magerhorizont zu festem Gestein aus, indem dort die Weitergabe der Einstrahlungswärme gehemmt wird (B 7). Dadurch erhitzt sich die Kruste infolge Staus im porösen Magerbereich. Die Folge ist eine vermehrte Beanspruchung dieser Grenze, die in der Vorzeit durch chemische Verwitterung präpariert worden ist. Grobscherbiges Ablösen ist die Folge, bei der die oben erwähnten Salzhydratationen und -kristallisationen in dieser Schwächezone den Vorgang der Absonderung fördern.
 7. Scherdrücke entstehen immer dann, wenn stark gegenläufige Temperaturgradienten auftreten (B 9). Bei Sonnenaufgang erwärmt sich die Gesteinsoberfläche sehr schnell, während der Wärmestrom aus dem Gesteinsinneren in 14 cm Tiefe (= Abkühlung) noch nach außen weist.
 8. Bei Schattenbildung durch Passat-Quellbewölkung am Vormittag wurden Veränderungen der Temperatur an der Oberfläche bis 6°C innerhalb von 4 Minuten festgestellt (B 10). Durch die Behinderung der Wärmeleitung im Gesteinsinneren an der Magerzone der Krustenverwitterung ca. 1 cm unter der Oberfläche entstehen dadurch beachtenswerte Spannungen in Oberflächennähe, die bei der Vielzahl der Wechsel von Beschattung und Aufheizung Insulationsverwitterung auslösen können (anders JÄKEL & DRONIA, 1976, S. 58-59). Da diese Wechsel der Bestrahlung fast regelmäßig um die gleiche Uhrzeit (10-12 Uhr) und ansatzungsweise 250 Tagen im Jahr ablaufen, beschränkt sich die Wirkung auf süd- bis südost-exponierte Hänge, was zu einer gewissen Asymmetrie der Verwitterungseffekte führt.
- Die Wirkung von Niederschlagswasser auf den Temperaturgang der Gesteinsoberfläche konnte mangels ausgiebigen Regenfalls nicht bestimmt werden. Analog zu den Meßversuchen von PEEL (1974, S. 25-26, Fig.3) in der Zentral-Sahara ist mit erheblichen Abkühlungswerten in kurzer Zeit zu rechnen. Nach PEEL sind das Abkühlungen von 70°C auf weniger als 30°C in 30 Minuten, wobei in der ersten Phase eine Abnahme der Temperatur von ca. 30°C in wenigen Minuten vorkommt. Temperaturmessungen des Regenwassers anlässlich eines kurzen Schauers am 22.9.1979 in 300 m

Über NN im Gebirge ergaben 12°C . Rechnet man etwa 2° für die sofort einsetzende Verdunstung und damit Kältebildung auf dem Thermometer hinzu, so traf der Regen mit ca. 14°C die Gesteinsflächen, die zuvor über 40°C heiß waren. Bei stärkeren Niederschlägen, wie sie auf Fuerteventura jährlich vorkommen, wird man auch mit ähnlichen Auswirkungen wie in der Sahara rechnen können, wobei die wegen des kühlen Kanarenstromes allgemein niedrigere Temperatur des Regenwassers besonders wirksam sein wird.

Eine Beobachtung über auffällig reiche Schuttanhäufungen scherbigen Materials unterhalb von hohen Felswänden in nördlichen Expositionen paßte zunächst nicht in das Gesamtbild von der Lage maximaler Verwitterungsprozesse ohne Hydratationshilfe (8 11). Bei genauerem Studium wie z.B. der Lage des scherbigen Schuttes oder hellgrauen Farbschlieren im dunklen Basalt konnte man feststellen, daß dieser nur von den obersten Abschnitten - etwa 0,5 m bis 1,0 m - der nordexponierten Felswand stammte. In Anbetracht der Schattenlage der gesamten Wand und damit der zu erwartenden geringen Wärmeschwankungen durch direkte Bestrahlung an der Gesteinsoberfläche bzw. im Gestein fehlte ein Motor für Insulationsverwitterungen. Angeregt durch einzelne Messungen von KESSLER (1974, S. 143-144) an einem Pyramidenkanter aus Porphy (Basiskantenlänge 12 cm) in der Sahara, JAKEL & DRONIA (1976) sowie DRONIA (1978) entlang der Oberflächen von groben Blöcken (über 1 m lange Flächen) im Himalaya, habe ich meine Messungen über die Wand hinaus auf die Oberkante und die anschließende, von der Sonnenstrahlung regelmäßig erreichte Oberfläche ausgedehnt.

Die auf kurze Distanz auftretenden Temperaturgegensätze im Basalt liegen in Größenordnungen, die Zerrungen und damit eine Zermürbung des Gesteins erwarten lassen:

Höhe über NN: rund 320 m	Uhrzeit: 12,15 Uhr
Luft:	$26,0^{\circ}\text{C}$
Kante:	$33,0^{\circ}\text{C}$
Felswand (ca. 20 cm unter der Kante):	$30,0^{\circ}\text{C}$
Felswand (ca. 80 cm unter der Kante):	$27,0^{\circ}\text{C}$
Oberfläche (ca. 30 cm neben der Kante):	$38,0^{\circ}\text{C}$
Oberfläche (ca. 80 cm neben der Kante)	$44,0^{\circ}\text{C}$
Neigung der Wand: 75° , nach Norden exponiert	
Oberfläche: fast eben, etwa 3° , nach Süden exponiert.	

Die exponierte Lage solcher Felskanten gegenüber Wind und Regen bringt es mit sich, daß Abtragungsprozesse das frisch abgewitterte Lockermaterial, vor allem feinste Teile, bald beseitigen. Dadurch geht für die größeren Scherben der Halt verloren. Sie fallen vorzugsweise zur steilen Seite, zur Felswand. Dadurch sind die Kantenbereiche relativ schuttarm, wenngleich sie sich in lebhafter Verwitterung befinden.

Faßt man die Beobachtungen bzw. Messungen zur trockenen Verwitterung per Insolation zusammen, so kann man drei Vorgänge mit jeweils einer Expositionsbindung für maximale Drucke und damit Verwitterungswirksamkeit - belegt durch Messungen - für die Gegenwart nennen:

Süd-Exposition: Maximale Wärmezufuhr gegenüber anderen Expositionen und häufiger Temperaturwechsel infolge wechselnder Passatbewölkung an Vormittagen.

Südost-Exposition: Stark gegenläufige Wärmeströme zwischen Oberfläche und Gesteinsinneren infolge Ausstrahlung bzw. rascher Aufheizung mit Sonnenaufgang. Dazu häufige Temperaturwechsel infolge wechselnder Passatbewölkung an Vormittagen.

Nord-Exposition: Hohe Temperaturgegensätze verbunden mit gegenläufigen Wärmeströmen (Tag und Nacht) im Nahbereich des Überganges (= Kanten) von Felswänden (nordexponiert) zur darüber liegenden Hochfläche (eben bzw. schwach südexponiert).

Diese oben geschilderten Verwitterungserscheinungen physikalischer Art treffen auf Fuerteventura auf großmorphologisch günstiges Terrain. Der Verlauf aller Täler insbesondere auf der Halbinsel Jandia gerade in Nord-Süd-Richtung schafft eine Fülle klar abgegrenzter Ost- und West-Expositionen über große Hangflächen. Bei der Dichte des Talnetzes, der absoluten Höhe bis über 800 m und der Nähe des Meeres sind alle Talhänge steil und damit felsig.

4.2.2 Chemische Verwitterung

Überraschende, nur kurze Zeit andauernde Niederschläge und häufiger Taufall bedeuten eine Aktivierung chemischer Verwitterung. So kann man auf Kernsprüngen und in Klüften neben den oben erwähnten Salzen eine mehlig Substanz von gelb-brauner Farbe beobachten (B 12). Die Korngrößenanalyse ergibt ein Maximum im Schluffbereich. Analysen im Institut für Mineralogie der Universität Münster ergaben eine Ansammlung von Tonmineralien der Gruppe Montmorillonit.

lonit. Sie sind aus dem Basaltgestein durch chemische Lösung entlang den Klüften und Sprüngen entstanden. Diese smektitischen Tonminerale zeichnen sich durch ihre Quellfähigkeit auch bei geringer Luftfeuchtigkeit aus. Sie sind damit an der weiteren Zerstörung der Schuttkörper beteiligt, wie es BAKKER (1967, zitiert in RATHJENS, 1968) sowie BAKKER, KWAAD & MÜLLER (1970) in Experimenten nachweisen bzw. HABERLAND & FRANZLE (1975) in ihren Modellen nachvollzogen. Darüber hinaus hat ein Teil der Analysen einen hohen Anteil von Meersalzen der Natriumgruppe ergeben. Über die allgemeine Verbreitung dieser Salze auf der Insel Fuerteventura können erst die Auswertungen weiterer Studien Auskunft geben. In jedem Fall dürfte die Bedeutung der Hygroskopie solcher Salz-Mehl-Substrate im Hinblick auf chemische Verwitterung in der Gegenwart beachtenswert sein. Zeitlich mit der bis 0,5 mm dicken oliv-braunen Rinde der Scherben gleichalt, ist damit der Tonverwitterungsvorgang auch jünger als die Krusten der gerundeten Blöcke.

Unter die chemischen Stoffverlagerungen fällt auch die Bildung von Kalkzapfen an der Unterseite von Schutt, der in Lockermaterial tonig-lehmig-kalkiger Provenienz steckt (B 13). Die zapfenförmigen Kalkausscheidungen sind die Folge der Ausfällung von Kalk, der bei den sporadischen Niederschlägen vorher gelöst, unter dem Stein vor Abspülung bewahrt und in der Schattenlage langsam auskristallisieren konnte bzw. noch kann. Je nach Dauer der Lage solcher Schuttstücke an einem festen Platz kann man ganze Reihen von gerade beginnender Kalkausscheidung bis bereits über 1 cm lange Kalkzapfen beobachten. Über die Herkunft, Wege und Ausfällungsvorgänge der Karbonate auf Fuerteventura hat ausführlich TIETZ (1969) berichtet.

4.2.3. Abwägung der rezenten Vorgänge für den Gesamthaushalt

Die Verwitterungsvorgänge auf Fuerteventura werden von vier Ereignissen bzw. Fakten bestimmt:

1. Insellage und Nordost-Passat bedingen einen hohen Anteil von Meeressalzen in allen Relieflagen und damit lebhafteste Gesteinszerstörung durch Hydratation und Kristallisation.
2. Mit lokalen Staubstürmen und dem Nordost-Passat werden Kristalle marinen Kalkes ins Landesinnere befördert, wo sie physikalische und chemische Verwitterung aktivieren.
3. Von allen Formen der physikalischen Verwitterung in der Gegenwart benutzt vor allem die Insolationsverwitterung Schwächehorizonte im Gestein, die bereits durch vorzeitliche chemische Verwitterung angelegt wurden, wie den Magerhorizont unter der Kruste als Wärmestauer.
4. Die Südost-Exposition genießt eine bevorzugte Stellung für die Intensität der Verwitterung, wozu besondere Gunst für Taubildung und rasche Erwärmung in den Vormittagsstunden verantwortlich sind.

Oberblickt man die gegenwärtig ablaufenden Verwitterungsvorgänge auf Fuerteventura und beurteilt sie nach ihrem sichtbaren Wirkungsgrad, so nimmt die Produktion kleinscherbigen Schuttes gegenüber der Bildung von erdigem Feinmaterial ohne Zweifel den ersten Platz ein. Der Salzverwitterung (Hydratation, Kristallisation) würde ich unter der Scherbenverwitterung den größten Stellenwert gegenüber der "trockenen Verwitterung" geben. Dafür dürften auch die größeren Salz mengen im Gestein - u.U. eine Folge der Insellage - ausschlaggebend sein. Zu gleichen Aussagen kamen schon früher MORTENSEN (1950) für klimatisch ähnliche Trockengebiete in Nord-Chile, BREMER (1965) für lufttrockenere Gebiete in Australien und HAGEDDRN (1971) für die Sahara und das Tibesti-Gebirge. Daneben spielt die Insolationsverwitterung - was die Menge des produzierten Schuttes anbetrifft - offensichtlich eine geringere Rolle. Groß dürfte ihr Anteil an der Vorbereitung des Gesteins für Ansatzflächen und -linien anderer Verwitterungsvorgänge sein. Der Initialprozeß der Lockerung durch Drucke, z.T. auf strukturell und tektonisch vorgezeichneten Leitgittern, führt zu einer Vergrößerung der Angriffsflächen im Inneren des Gesteinskörpers. Damit ist aber einer örtlich im Tiefgang nur schwachen chemischen Verwitterung flächenmäßig ein großer Raum vorgegeben.

Bei der Beurteilung der Bedeutung dieser rezenten Schuttbildung für das Relief und die Schuttdecken stößt man insofern auf Schwierigkeiten, weil die kleineren Scherben durch fast jährlich einmal nieder gehende Sturzregen verlagert werden (vgl. dazu HEMPEL, 1978, insbes. die Klimadaten). Dabei findet man die Schuttstücke sowohl auf felsigen Talböden als auch in jüngsten Akkumulationsmassen wieder. Infolge des chaotischen Abflußverhaltens des Wassers rekrutieren sich die Ablagerungen aus Gesteinsmaterial aller Korngrößen und der verschiedensten Verwitterungsgenesen. Dennoch kann eine Abschätzung über die Entwicklung vorgenommen werden:

Studies on recent and fossil weathering in volcanic rock
and its consequences for the quaternary climate history
as demonstrated for Fuerteventura (Islas Canarias, Spain)

Summary

The following weathering processes in volcanic rock which cover about 90 % of the area of Fuerteventura were observed and analysed by measurements.

1. Rounded and round-edged blocks were formed in a semihumid climate between Eutyrrhen and Neotyrrhen. Up to the present they have a crust which is characteristic of a laterite phase. Beneath this crust there is "Magerhorizont" which forms the transition from the crust to the solid rock. "Roterde" and "Hämatit" in the mineral content confirm the fossil process of chemical weathering. It is important to emphasize that these crusts were the origin of recent physical weathering.
2. With the recent weathering both salt weathering (hydratation, crystallisation) as well as insolation weathering use "Magerhorizont" of the fossil chemical weathering as a separation for rock fragments in different forms (forms of exfoliation, splitted rocks, scales). The heat retaining effect is a driving force which emanates from the "Magerhorizont". In contrast to the adjacent horizons such as the crust (outward) and the solid rock (inward) the "Magerhorizont" has the greater porosity thereby hampering heat conduction. The opposite temperature gradients are amplified. In that way a fossil type weathering in humid climate became the decisive starting point for physical weathering in humid climate became the decisive starting point for physical weathering in the arid climate in the present time.
3. Moreover the recent weathering process produces debris (splitted rocks) out of the solid rock.
4. Asymmetry in debris (rock fragments) is formed because the S.E. exposition in salt weathering is preferred. This preference is caused by extensive dew formation in the easterly exposition thereby favouring hydratation and crystallisation of salt. The same effect is obtained by the rapid warming of up to 8° C per hour for the S.E. exposition.
5. The pressures in connection with extensive temperature measurements near the earth's surface and in the rocks are being calculated, and they are compared with other temperature measurements made at adjacent arid and high mountainous areas (Africa, Spain).
6. The endogenous "Schildkröten"-weathering forms date back to the older Holocene (about 5.500 BP). These should be of the same humid phase as that postulated for the adjacent western Sahara based on floristic indices.
7. Due to the lack of precipitation at present chemical weathering is small. Signs of certain solution and deposition processes are seen in the formation of clayey rock dust, lime crust and "Wüstenrosen" which are made out of gypsum.
8. The distribution of crystals made of limestone and sea salt is due to the North East Trades. In that way the crystals are being transported to the highest mountainous areas and are used to fill the many cracks, gaps and crevices. Thus those reactive agents which are active in salt weathering and which are hygroscopically reactive can be found near the surface of volcanic rocks.
9. Regarding the rock weathering rapid change in temperature during cloudiness in connection with the Trades in the morning hours is of importance.
10. Extensive forms of weathering which are restricted locally to occur in rock edge, whose steep side is exposed to the North and whose flat side (plane, flat slope) is exposed to the South. Such positions are widespread in Fuerteventura.

Estudio sobre los procesos de meteorización pasados y recientes en rocas volcánicas de la isla Fuerteventura (Islas Canarias, España) así como también deducciones de la historia climática del cuaternario

Resumen

Los siguientes procesos de meteorización en rocas volcánicas, las cuales cubren el 90 % de la superficie de la isla Fuerteventura, fueron observados y comprobados a través de mediciones y de análisis.

1. En un cambio de humedad en condiciones climáticas anteriores a las actuales entre los periodos Eu y Neotyrren, fueron formados bloques y cantos rodados. Ellos presentan todavía hoy día como indicio de una fase laterítica, una costra, debajo de la cual un horizonte arenoso muestra una transición hacia rocas más estables. Tierra roja y hematita incluidas en minerales de hierro, confirman el proceso anterior de meteorización química. Importante es que estas costras entre otras cosas han llegado a ser alteradas por procesos recientes de meteorización física.
 2. Junto con la meteorización reciente, se produjo también meteorización salina (hidratación, cristalización) como también meteorización térmica en el horizonte arenoso, el cual antiguamente sufrió disolución química en los planos de debilidad, produciéndose esquistosidad, fracturas y foliación (escamas). El mecanismo de este proceso es producido por un efecto de aislación térmica, el cual se inicia en el horizonte arenoso. Este es más poroso que los horizontes vecinos; la costra (Exterior) y la roca más dura (interior), a través del cual se dificulta el paso del calor. Gradientes de temperatura de dirección contraria llegan a ser especialmente favorecidos. Así llega a ser esta una forma de meteorización anterior de un periodo climático húmedo, un punto de partida importante para la meteorización física actual en un clima seco.
 3. Además de eso a partir de la roca dura, la meteorización actual produce material fracturado (cascote).
 4. Una asimetría en la producción de cascote se debe a que las exposiciones de roca al S.E. junto con la meteorización salina están antepuestas.
- Se condiciona esta predestinación a través de una abundante producción de rocío en exposiciones al oeste, las cuales favorecen la cristalización e hidratación de sales. El mismo efecto se produce por la acelerada reacción en las rocas expuestas al SE. en las horas de la mañana con un aumento de hasta 8 grados centígrados por hora.
5. En continuidad con mediciones extensas de la temperatura en la superficie así como en las rocas, las presiones llegan a ser deducidas, las cuales se forman a través de las amplitudes. Ellas llegan a compararse con otras medidas en regiones aledañas secas y altas (Africa, España).
 6. En el holoceno inferior (alrededor de 5500 años) son datadas preferentemente las formas de meteorización endógenas en forma de "caparazón de tortuga". Este tiempo de formación debió ser contemporáneo con la fase húmeda, la cual pudo comprobar y postular por indicios florísticos en el circunvecino Sahara occidental.
 7. Por causa de la poca precipitación en el presente, la meteorización química es insignificante. Indicios hasta cierto punto como disoluciones y precipitaciones son observados en la formación de; margas arcillosas calcáreas, conos calcáreos y rosas del desierto (CaSO_4).
 8. Se atribuye un gran significado para la propagación de cristales de calcita y de sales al "PASSAT" NE. Tales cristales se encuentran de esta manera en todas las posiciones altas y en muchas cavidades (grietas, fracturas, diaclasas) y por eso no solo se encuentra como respuesta la meteorización salina, sino también material higroscópico ampliamente distribuido en las cercanías de la superficie de las rocas volcánicas.
 9. El cambio acelerado de la temperatura, debido al nublado de los vientos alisios preferentemente en las horas de la mañana juega un papel importante en la destrucción de las rocas.

10. Regionalmente muy limitado pero en estas áreas con abundantes manifestaciones, aparecen formas de meteorización en los acantilados rocosos, los cuales tienen el lado más pronunciado (la mayoría paredones) en afloramientos al N. y cuya parte más plana (llanuras y planicies) se encuentra en afloramientos al S. de la isla. Tales posiciones están sobre Fuerteventura ampliamente distribuidas.

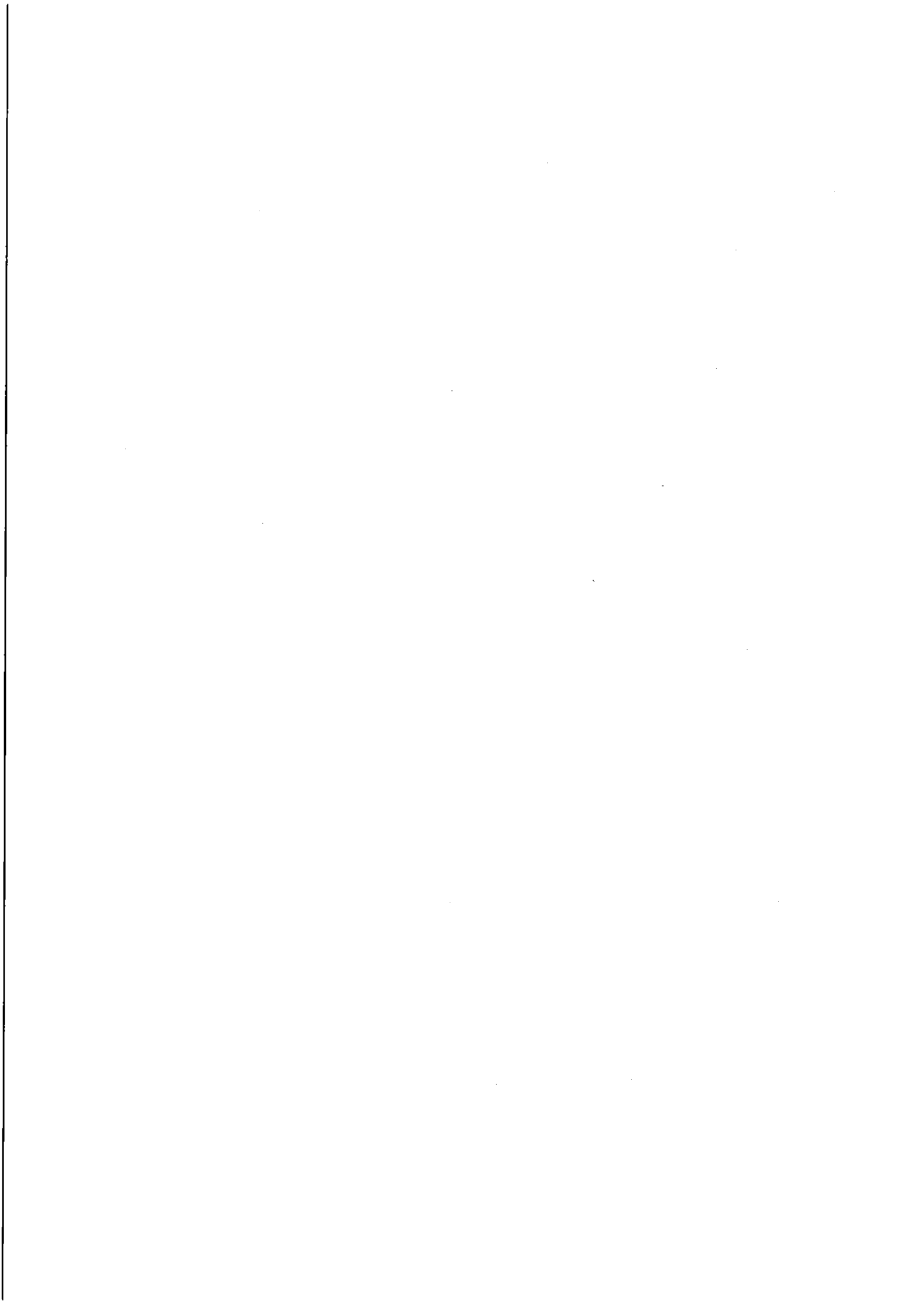
Anmerkungen

- 1) Dem Minister für Wissenschaft und Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen (Bundesrepublik Deutschland), in dessen Forschungsbericht eine Kurzfassung der Ergebnisse veröffentlicht worden ist (HEMPEL, 1980), danke ich für die Unterstützung der Arbeiten durch eine Reisekostenbeihilfe. Dank sage ich auch der Comisión Nacional de Geología im Ministerio de Industria in Madrid für die Erteilung einer Forschungsgenehmigung.
- 2) Für Beratung und Reinzeichnung der Diagramme sowie der geomorphologischen Karte danke ich der Kartographin des Instituts für Geographie der Universität Münster, Frau Marianne MICHELKA sehr herzlich.
- 3) Für die Herstellung dieser Analysen und der an anderen Stellen genannten sowie den Kurvenbildern danke ich Herrn Dr. S. SCHULIEN, Wiss. Assistent am Lehrstuhl für Petrographie und Lagerstättenkunde (Professor Dr. D. STÜFFLER) sehr herzlich. Die Proben wurden pulverisiert zu Korngrößen kleiner 63 My. Der Fe-Oxydgehalt wurde sowohl nach der DEBYE-SCHERRER-Methode als auch mit dem Zählrohrdiffraktometer bestimmt. Die gewählte Röntgenstrahlung ist die Cu K_α-Strahlung mit Ni-Filter bei 40 kV/20mA.
- 4) Für die Farbbestimmungen wurden die Tafeln von OYAMA, M. & TAKEHARA, H.: Revised Standard Soil Color Charts. 2. Auflage. 1970, benutzt.
- 5) Absolute Werte für die Wirkung auf das Gestein bringen diese Versuche und Wiegmessungen nicht. Bei aller Primitivität der Methode kann sie aber wenigstens die Relationen deutlich machen.
- 6) Außer am 13.9.1979 wurden an weiteren 6 Tagen Temperaturmessungen an und in Basaltkörpern vorgenommen, die der Straffung der Darstellung wegen hier nicht vorgestellt werden. Sie bestätigen im übrigen das Grundprinzip der Ergebnisse vom 13.9.1979.
- 7) Bei der Datierung muß zwischen dem Hauptteil der Insel (Mitte und Norden) und der Halbinsel Jandia unterschieden werden. Letztere hat nach C₁₄-Datierungen der Terrassen eine Eigenbewegung als Folge vulkanischer Besonderheiten durchgemacht.
- 8) Für die Bestimmung danke ich Herrn Dr. R. POTT vom Botanischen Institut der Universität Münster: *Diploschistes stepicus* REICHERT; *Rhizocarpon geographicum* (L.); *Lecanora tabacina* (RAM.) = *Psora tabacina* RAM.; *Xanthoria elegans* (LINK) Th. Fr., syn. *Caloplaca elegans* (LINK) Th. Fr..

5. Literatur

- 1 BAKKER, J.P., KWAAD, F.P. & MÖLLER, H.J.:
1970/Experimente über rhythmische kutane Wasserdampfaufnahme in lockerem tonhaltigem Material bei abwechselnd hoher und niedriger relativer Feuchtigkeit der bodennahen Luftschicht, besonders unter ariden und semiariden Bedingungen. - Eine Deszendenz- und Inversionstheorie. - Berliner Geogr. Abh., N.F. 13
- 2 BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. & ESKOLA, P.:
1960/Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese. - Berlin-Göttingen-Heidelberg
- 3 BREMER, H.:
1965/Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie. - Ztschr. f. Geomorphologie, 9, 249-284
- 4 BRETTSCHEIDER, H.:
1980/Mikroklima und Verwitterung an Beispielen aus der Sierra Nevada Spaniens und aus Nordafrika mit Grundlagenstudien zur Glatthanggenese. - Diss.rer.nat.Münster 1980. = Münstersche Geographische Arbeiten, Heft 9
- 5 BUTTNER, K.J.K.:
1958/Die Aufnahme von Wasserdampf durch die menschliche Haut, Pflanze und Erdboden. - Archiv für Meteorologie (B), 9, 80-85
- 6 DRONIA, H.:
1978/Gesteinstemperaturmessungen im Himalaya mit einem Infrarot-Thermometer. - Ztschr. f. Geomorphologie, 22, 101-114
- 7 ENGELHARDT, W. v.:
1973/Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Sediment-Petrologie III. - Stuttgart
- 8 ERIKSSON, O., HANSEN, A. & SUNDING, P.:
1979/Flora of Macaronesia. Checklist of vascular plants, Part I und II. Oslo
- 9 FERNANDOPULLE, D.:
1976/Climatic Characteristics of the Canary Islands. Biogeography and Ecology in the Canary Islands (herausg. v. G. KUNKEL). The Hague, 185-206
- 10 FONT-TULLOT, I.:
1955/Factores que gobiernan el clima de las Islas Canarias. - Estudios Geográficos, 58
- 11 GABRIEL, B.:
1972/Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Drennao (Tibesti, östliche Zentralsahara). - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd., 15, 113-128
- 12 GEYH, M.A. & JÄKEL, D.:
1974/Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher ^{14}C -Daten. - Ztschr. f. Geomorphologie, 18, 82-98
- 13 GRUNERT, J.:
1972/Zum Problem der Schluchtbildung im Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad). - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 15, 144-155
- 14 HABERLAND, W.:
1975/Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). - Berliner Geogr. Abh., H. 21
- 15 HABERLAND, W. & FRÄNZLE, O.:
1975/Untersuchungen zur Bildung von Verwitterungskrusten auf Sandsteinoberflächen in der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). - Würzburger Geogr. Arb., 43, 148-163
- 16 HAGEDORN, H.:
1971/Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 11
- 17 HAUSEN, H.:
1956/Fuerteventura, some geological aspects of the Oldland of the Canarian Archipelago. - Acta Geogr.
- 18 HAUSEN, H.:
1958a/On the geology of Fuerteventura. - Soc. Sci. Fennica, Com. phys.-math., 22, 1, 1-211
- 19 HAUSEN, H.:
1958 b/Contribución al conocimiento de las formaciones sedimentarias de Fuerteventura (Islas Canarias). - Ann. Estud. Atlant., 4, Madrid
- 20 HEMPEL, L.:
1978/Physiogeographische Studien auf der Insel Fuerteventura, Kanarische Inseln. - Münstersche Geogr. Arb., 3
- 21 HEMPEL, L.:
1980/Studien über fossile und rezente Verwitterungsvorgänge im Vulkangestein der Insel Fuerteventura (Islas Canarias). - Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen Nr. 2927, Fachgruppe Physik/Chemie/Biologie
- 22 HÜLLERMANN, P.:
1974/Aride und periglaziale Prozesse in der subtropischen Gebirgshalbwüste von Hoch-Teneriffa. - Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, math.-phys. Kl., 3. Folge, Nr. 29
- 23 HÖVERMANN, J.:
1972/Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. - Göttinger Geogr. Abh., 60, 261-283
- 24 HUETZ de LEMPS, A.:
1969/Le climat des Îles Canarias. - Soc. d'Édition d'Enseignement Supérieur, Tome 54, Université de Paris
- 25 JÄKEL, D. & DRONIA, H.:
1976/Ergebnisse von Boden- und Gesteinstemperaturmessungen in der Sahara. - Berliner Geogr. Abh., 24, 55-64
- 26 KAISER, K.:
1972/Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche. - Berliner Geogr. Abh., 16, 49-80
- 27 KALLENBACH, H.:
1972/Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara. - Berliner Geogr. Abh., 16, 83-93
- 28 KESSLER, A.:
1974/Infrarotstrahlungsmessungen auf einer Reise durch Westafrika und die Sahara. - Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B, 22, 135-147

- 29 KLUG, H.:
1968/Morphologische Studien auf den Kararischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einem vulkanischen Archipel. - Schriften des Geogr. Inst. der Universität Kiel, XXIV, 3. Kiel
- 30 KNETSCH, G.:
1960/Ober aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 1, 190 bis 205
- 31 KREJCI-GRAF, K.:
1960/Zur Geologie der Makaronesen: 4. Kruštenkalke. - Ztschr. d. Deutschen Geol. Ges., 112, 36-61
- 32 KUNKEL, G.:
1976/Biogeography and Ecology in the Canary Islands. - The Hague
- 33 LAUER, W. & FRANKENBERG, P.:
1979/Zur Klima- und Vegetationsgeschichte der westlichen Sahara. - Akad. d. Wiss. u. d. Literatur Mainz, Abh. d. Math.-naturwiss. Klasse, 1
- 34 LEHMANN, P. & SCHANDERL, H.:
1942/Tau und Reif. - Wiss. Abh. d. Reichsamtes für Wetterdienst, 9, Nr. 4
- 35 LIETZ, J.:
1973/Fossile Piedmont-Schwemmfächer auf der Kanaren-Insel Gran Canaria und ihre Beziehung zur Lage des Meeresspiegels. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 18, 105-120
- 36 MORTENSEN, H.:
1950/Das Gesetz der Wüstenbildung. - Universitas, 5, 801-814
- 37 PARSON, J.J.:
1975/Drought and Hunger on Fuerteventura. - The Geographical Review, LXV, 110-113
- 38 PEEL, R.F.:
1974/Insolation weathering: Some measurements of diurnal temperature changes in exposed rocks in the Tibesti region, central Sahara. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 21, 19-28
- 39 RATHJENS, C.:
1968/Ein Rundgespräch über Flächenspülung in Saarbrücken. - Ztschr. f. Geomorphologie, 12, 470-489
- 40 RAVINA, I. & ZASLAVSKY, D.:
1974/The electrical double layer as a possible factor in desert weathering. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 21, 13-18
- 41 RIEDEL, W.:
1979/Zur Klimamorphogenese extremer Verwitterung und Bodenbildung in Iberien. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 33, 127-134
- 42 ROTHE, P.:
1966/Zum Alter des Vulkanismus auf den östlichen Kanaren. - Soc. Sci. Fennica, Com. phys.-math., 32, 13
- 43 ROTHE, P.:
1967/Prävolkanische Sedimentgesteine auf Fuerteventura (Kanarische Inseln). - Die Naturwissenschaften, 54, 14, 366-367
- 44 ROTHE, P.:
1968/Mesozoische Flyschablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura. - Geologische Rundschau, 58, 314-322
- 45 SCHMINKE, H.-U.:
1973/Magnetic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island Groups. - Geol. Soc. America Bull., 84, 633-648
- 46 SCHOLKE, H.:
1973/"Schildkrötenmuster" und andere Polygonalstrukturen auf Felsoberflächen. - Ztschr. f. Geomorphologie, 17, 474-488
- 47 SPATH, H.:
1979/Laterite und Lateritstufen in Nordwestaustralien. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 33, 57-71
- 48 TIETZ, G.-F.:
1969/Mineralogische, sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen an quaritären Kalkgesteinen Fuerteventuras (Kanarische Inseln, Spanien). - Diss. Heidelberg
- 49 TRICART, J. & CAILLEUX, A.:
1961/Le modèle des régions sèches. - Fascicule II. Centre de Document. Univ., 5, Paris
- 50 WALTHER, J.:
1924/Das Gesetz der Wüstenbildung. - Leipzig
- 51 WILLIAMS, G.E.:
1970/Piedmont sedimentation and late Quaternary chronology in the Biskra region of the northern Sahara. - Ztschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 10, 40-63



6. Bildanhang



Photo 1. Typische Relief-Catena im Basaltgestein der Insel Fuerteventura: Plateau, Glatthänge mit Felsstufen, Halden, Schuttschleppen, Talfüllungen (Fuerteventura, Jandia; Klaus Hempel April 1976)

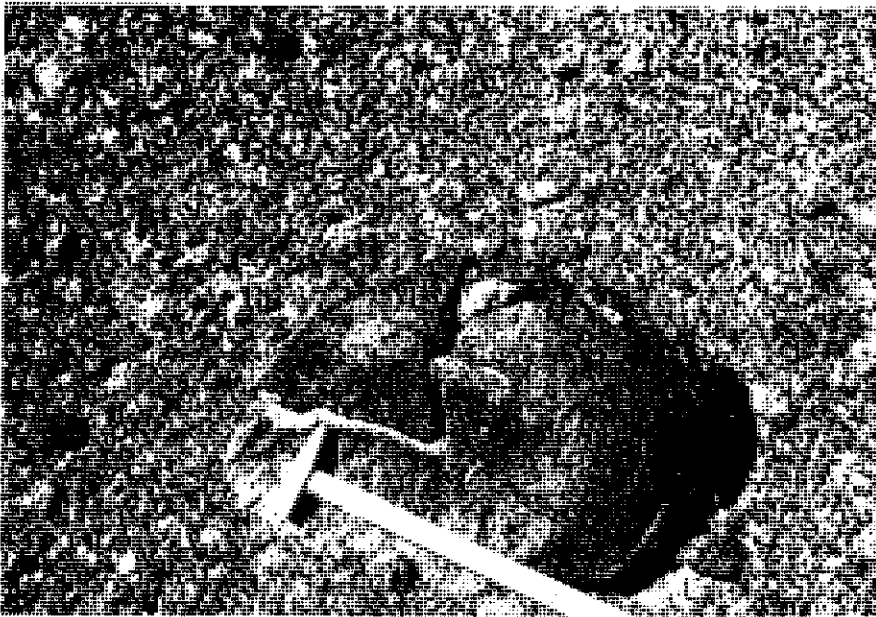


Photo 2. Gerundeter Basaltblock, durch einen Kernsprung zerstört, auf einer von Tuffgrus und Lehm gebildeten Oberfläche (Fuerteventura, Jandia, 200 m über NN nahe dem Robinson-Club-Hotel "Jandia Playa"; Ludwig Hempel April 1974)



Photo 3. Basaltschutt auf Lehm und Kalklehmdecken, im Untergrund Basalt und Tuff (Fuerteventura, Jandia, nördlich von Morro del Jable; Ludwig Hempel April 1975)

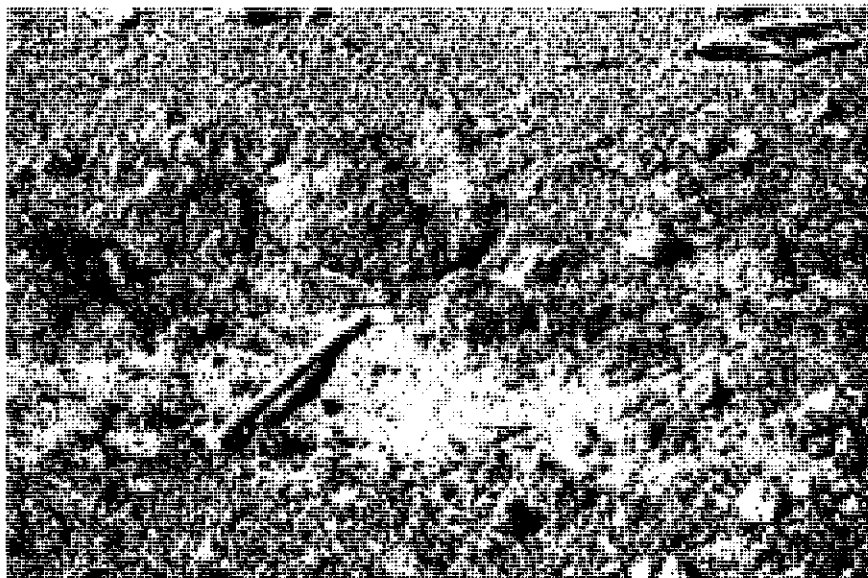


Photo 4. Anstehender gerundeter Tuff, von Grus und Basaltscherben umgeben (Fuerteventura, Jandia, Höhen östlich vom Valle de Vinamar; Ludwig Hempel September 1979)

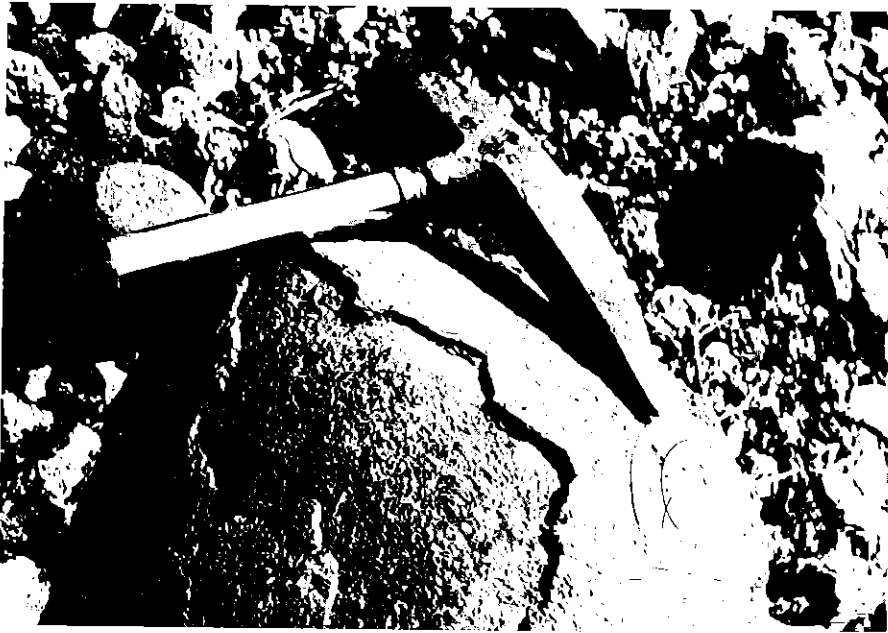


Photo 5. Gerundeter Basaltblock mit z.T. abgeplatzter Kruste von etwa 8 mm Dicke (Fuerteventura, Höhen östlich von Puerto de la Peña; Ludwig Hempel April 1976)



Photo 6. Gerundeter Basaltblock mit z.T. natürlich abgeplatzter, z.T. durch Hammerschlag abgelöster Kruste von etwa 3 mm Dicke (Fuerteventura, Jandia, Höhen westlich des Gran Valle; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 7. Gerundeter Block gasreichen Basalts mit einer Kruste: 2 mm sehr harter, dunkelbrauner, eisenreicher Horizont, übergehend in einen ca. 4 mm breiten, hellbraunen, ebenfalls harten Horizont; darunter mehr oder weniger dick (2-5 mm) der hellgraue, poröse Magerhorizont, übergehend in unverändertes graues Basaltgestein (Fuerteventura, Höhen über der Hauptstraße nach Gran Tarajal; Ludwig Hempel September 1979)

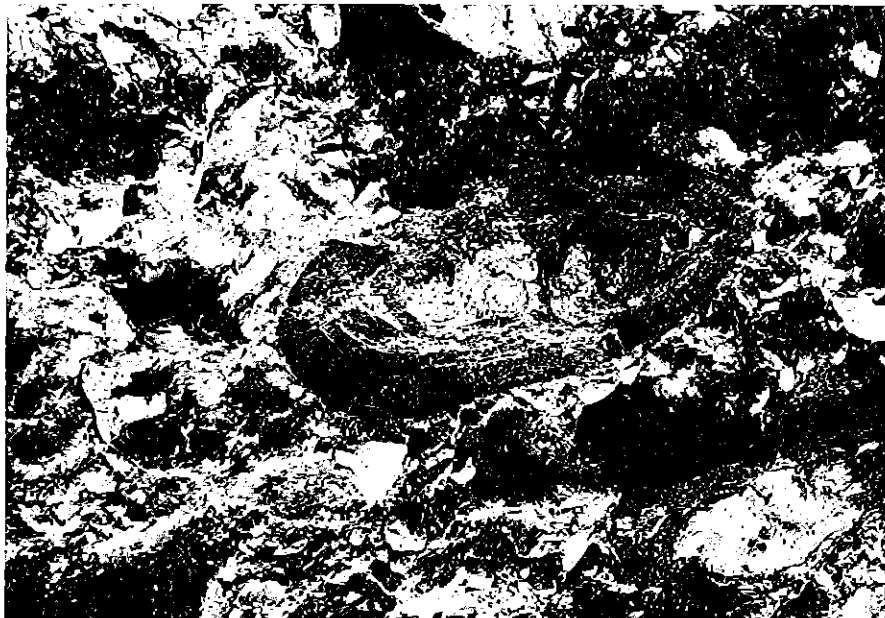


Photo 8. Brandungsgerölle aus dem Neotyrren, deren Krusten z.T. erhalten, z.T. durch marine Bewegungen abgeschliffen sind (Fuerteventura, Jandia, Aufschlüsse beim Bau der Appartments-Anlage "Stella Canaris"; Ludwig Hempel April 1976)



Photo 9. Gerundete Basaltblöcke (rechts) und beginnende Blockbildung (links), z.T. bereits freigespült, z.T. noch von Lehm bedeckt (Fuerteventura, Jandia, Höhen südlich des Pico de la Zarza; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 10. Typische Talstufen auf Fuerteventura: rechts unten Talsohle, regelmäßig vom Starkregenabfluß geformt; Mitte 0,5 m höher eine Hochwasserterrasse; links höhere Terrasse, nach KLUG 18 000 bis 22 000 BP (Fuerteventura, Jandia, Valle de la Cal; Ludwig Hempel April 1976)

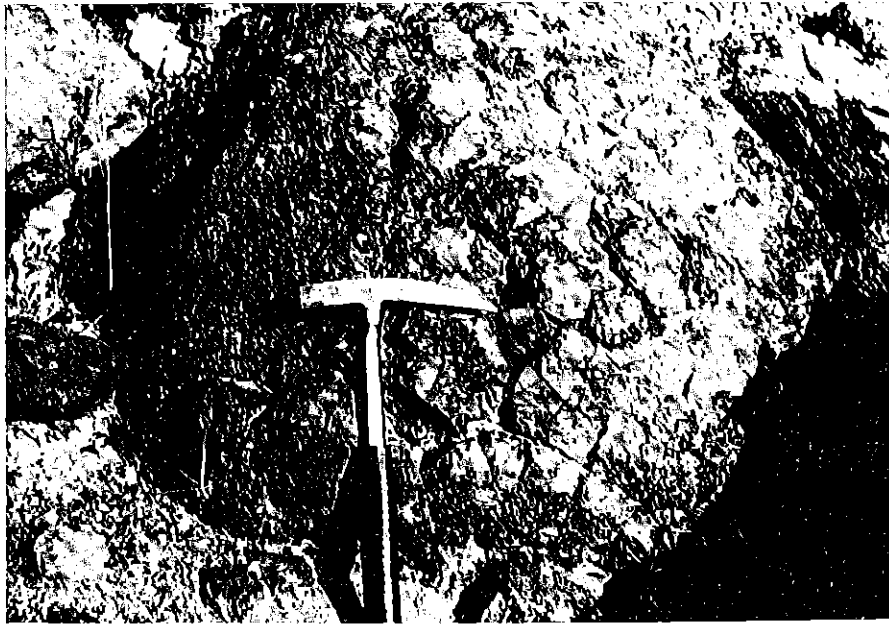


Photo 11. Polygonale Verwitterungsformen nach "Schildkrötenmuster". Es handelt sich um exogen bedingte Gebilde (Fuerteventura, Jandia, Höhen östlich des Valle de la Cal; Ludwig Hempel September 1979)

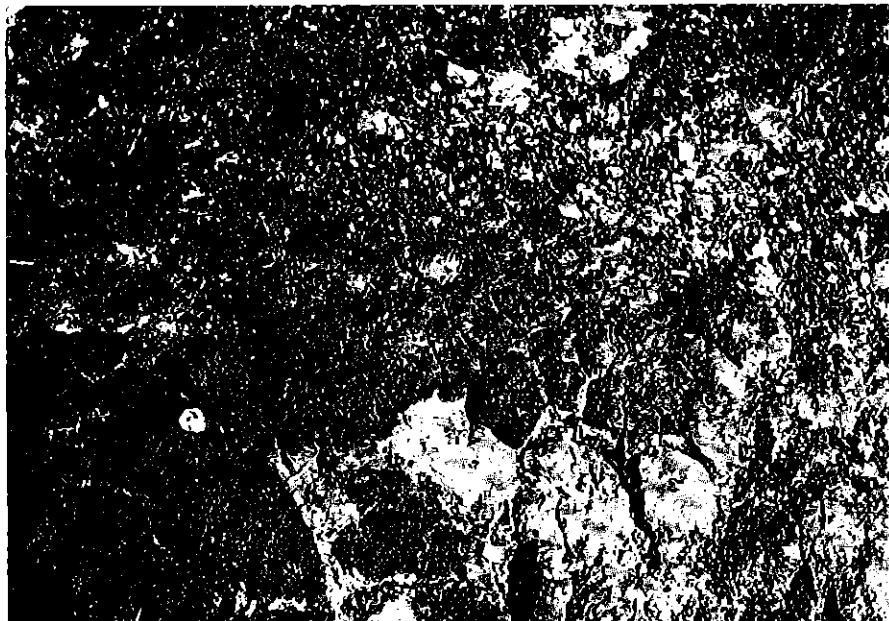


Photo 12. Polygonale Verwitterungsformen nach "Schildkrötenmuster". In die exogen angelegten Risse ist nachträglich Kalk eingeweht bzw. eingeschwennt worden (Fuerteventura, Jandia, Höhen östlich des Valle de la Cal; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 13. Scherbiger Basaltschutt aus rezenter Verwitterung (Fuerteventura, Jandia, Wände im Valle del Ciervo; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 14. Endogen vorgezeichnete Lösungsgrenzen der rezenten scherbigen Verwitterung im Basalt (Fuerteventura, Jandia, Valle de los Burros; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 15. Ablösen von rezenter Verwitterungshaut an einem Basaltblock (Fuerteventura, Jandia, Höhen oberhalb des Robinson-Club-Hotels "Jandia Playa"; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 16. Gerundeter Basaltblock, dessen Kruste ca. 8 mm dick ist und durch Kalkkristalle (helle Farbe) im Magerhorizont abgelöst wurde. Die Kruste ließ sich mit dem Hammer leicht abschlagen (Fuerteventura, Höhen östlich von Puerto de la Peña; Ludwig Hempel April 1976)



Photo 17. Schleier von Kalkkristallen (Effloreszenzen, Interstitialfüllungen) auf Basaltverwitterungsflächen und -linien (Fuerteventura, Jandia, Gran Valle, Ludwig Hempel September 1975)



Photo 18. Basaltkamm mit Steilhängen nach Norden und flacheren Glatthängen nach Süden (Fuerteventura, Jandia, Pico de la Zarza, 700 m über NN; Klaus Hempel, April 1976)



Photo 19. Firste und Gräte aus Basaltgestein auf der Halbinsel Jandia; Norden ist rechts (Fuerteventura, Halbinsel Jandia; Klaus Hempel April 1976)



Photo 20. Meßfeld für Temperaturgänge und Verwitterung an Basaltfelskanten (Fuerteventura, Jandia, Pico de la Zarza, 807 m über NN; Klaus Hempel April 1976)

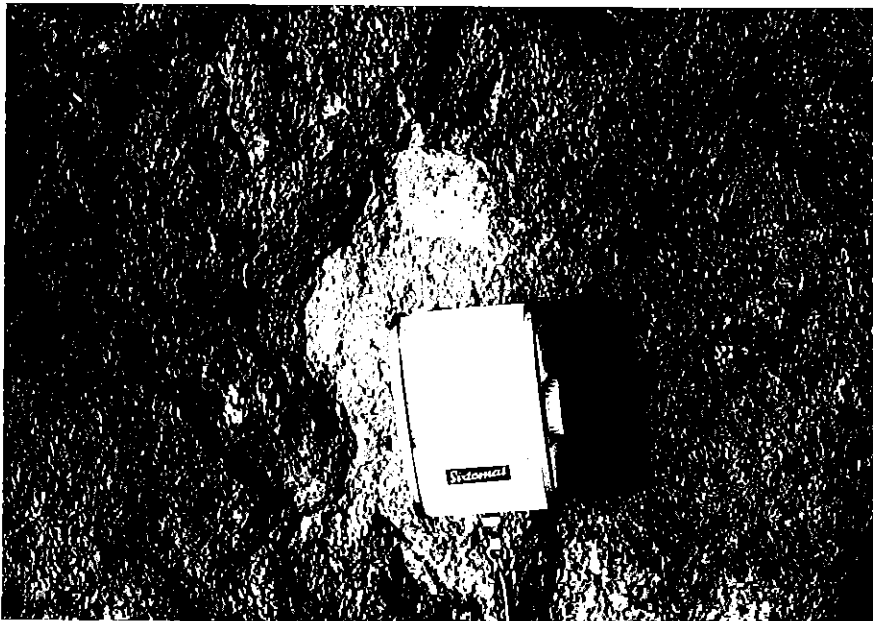


Photo 21. Kristallmehl unter Scherben und Schuppen von Basalt, aus Kalk und Meeressalzen bestehend (Fuerteventura, zentrales Bergland bei Rio de la Palma; Ludwig Hempel September 1979)



Photo 22. Kalk- und Salzmehl in Klüften und Verwitterungsspalten des Tuffs (Fuerteventura, Zentrales Bergland bei Tuineje; Ludwig Hempel September 1979)

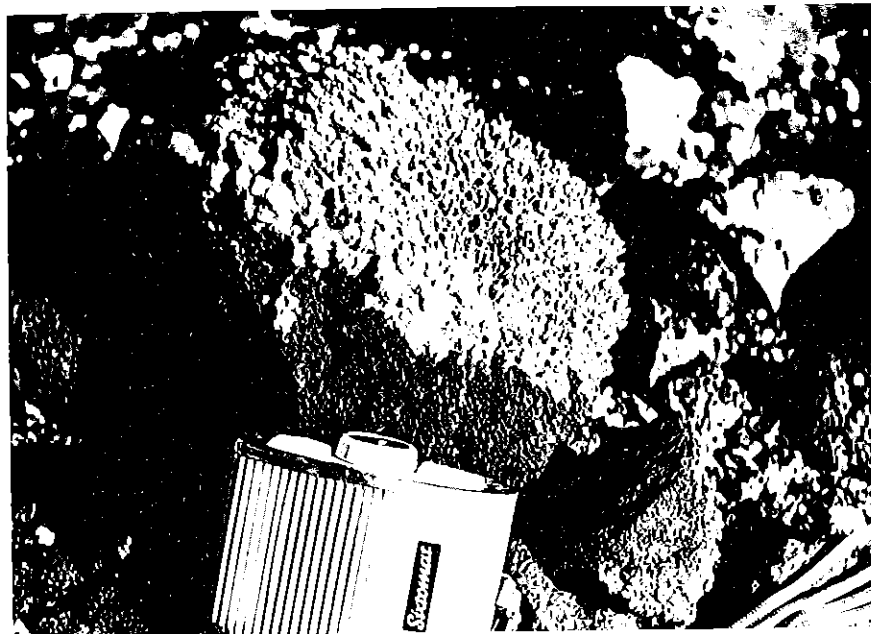
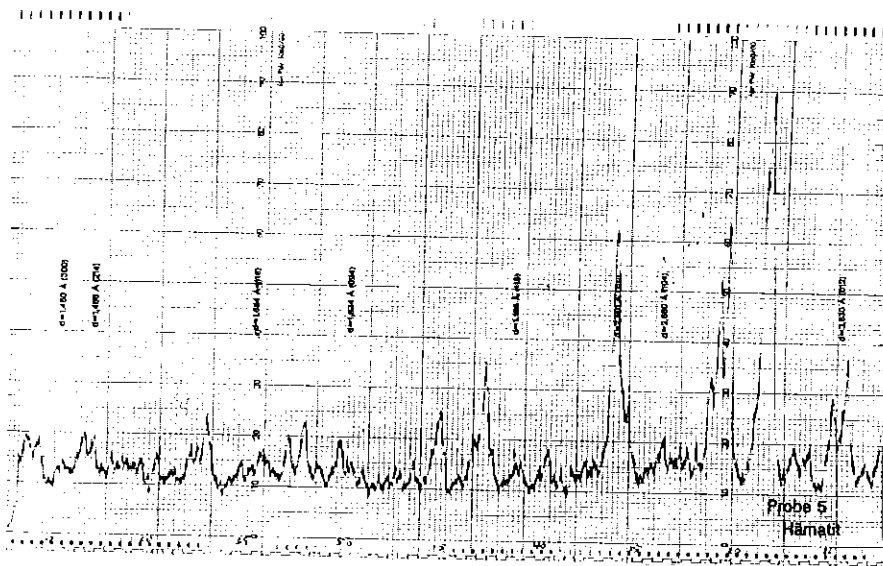
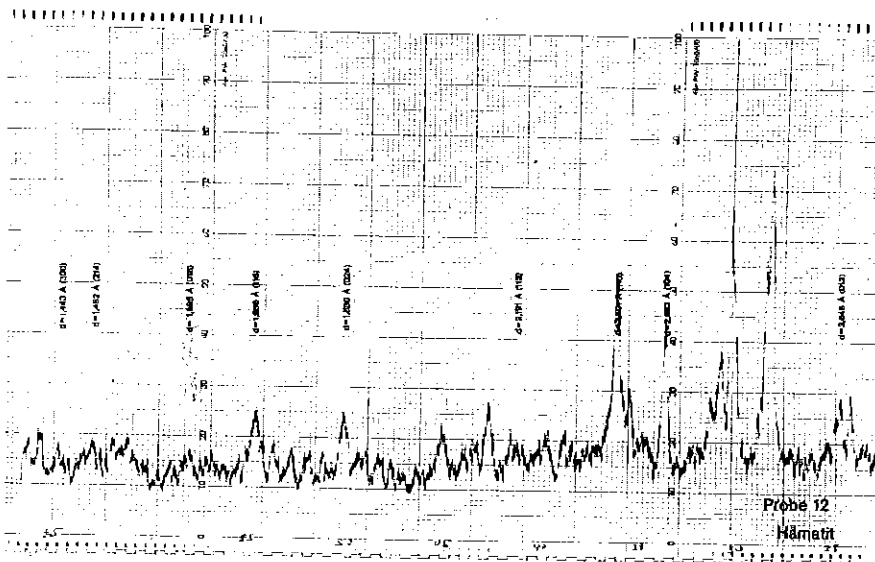


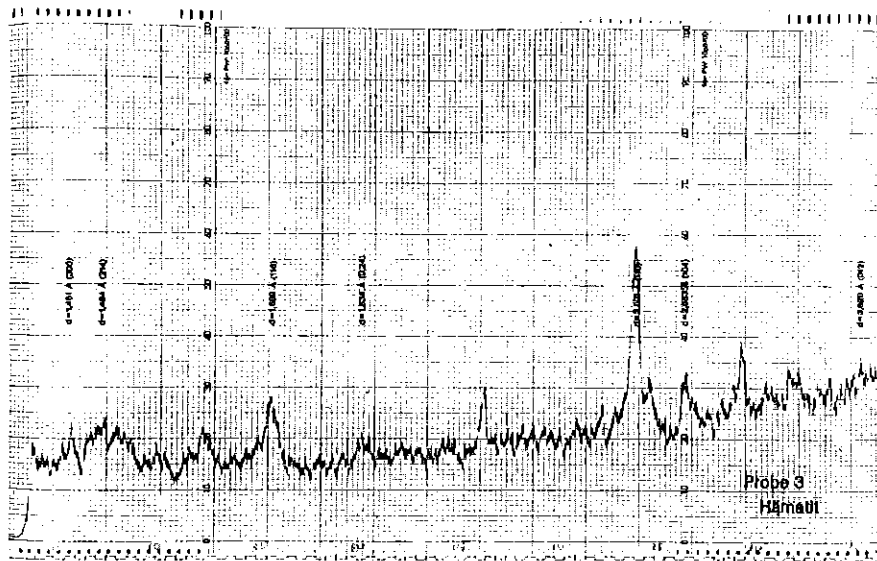
Photo 23. Zapfenförmige Kalkablagerungen an der Unterseite von Basaltschutt (Fuerteventura, Jandia, ca. 50 m über NN nahe dem Robinson-Club-Hotel "Jandia Playa"; Ludwig Hempel September 1979)



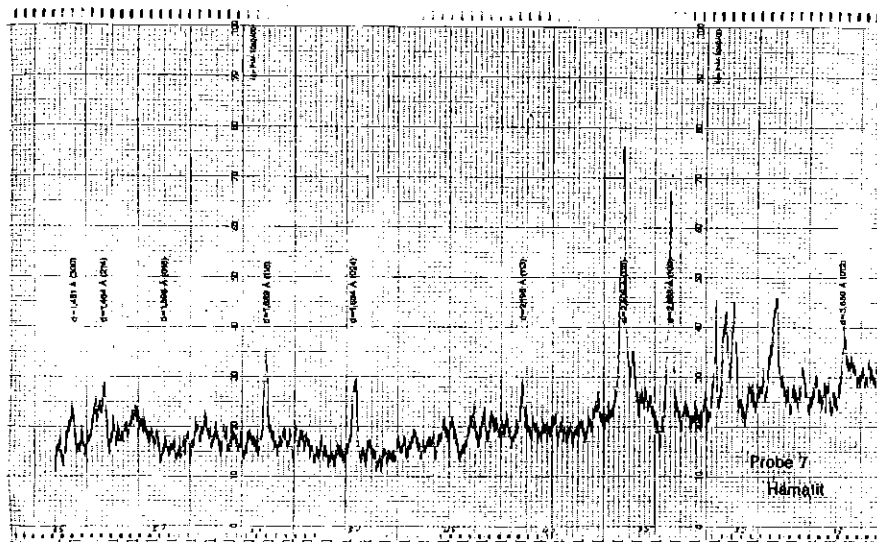
Röntgenographisches Diagramm Nr. 1:
Hämatitnachweis der Probe Nr. 5
Kruste eines Basaltblocks auf den Höhen nördlich von Morro



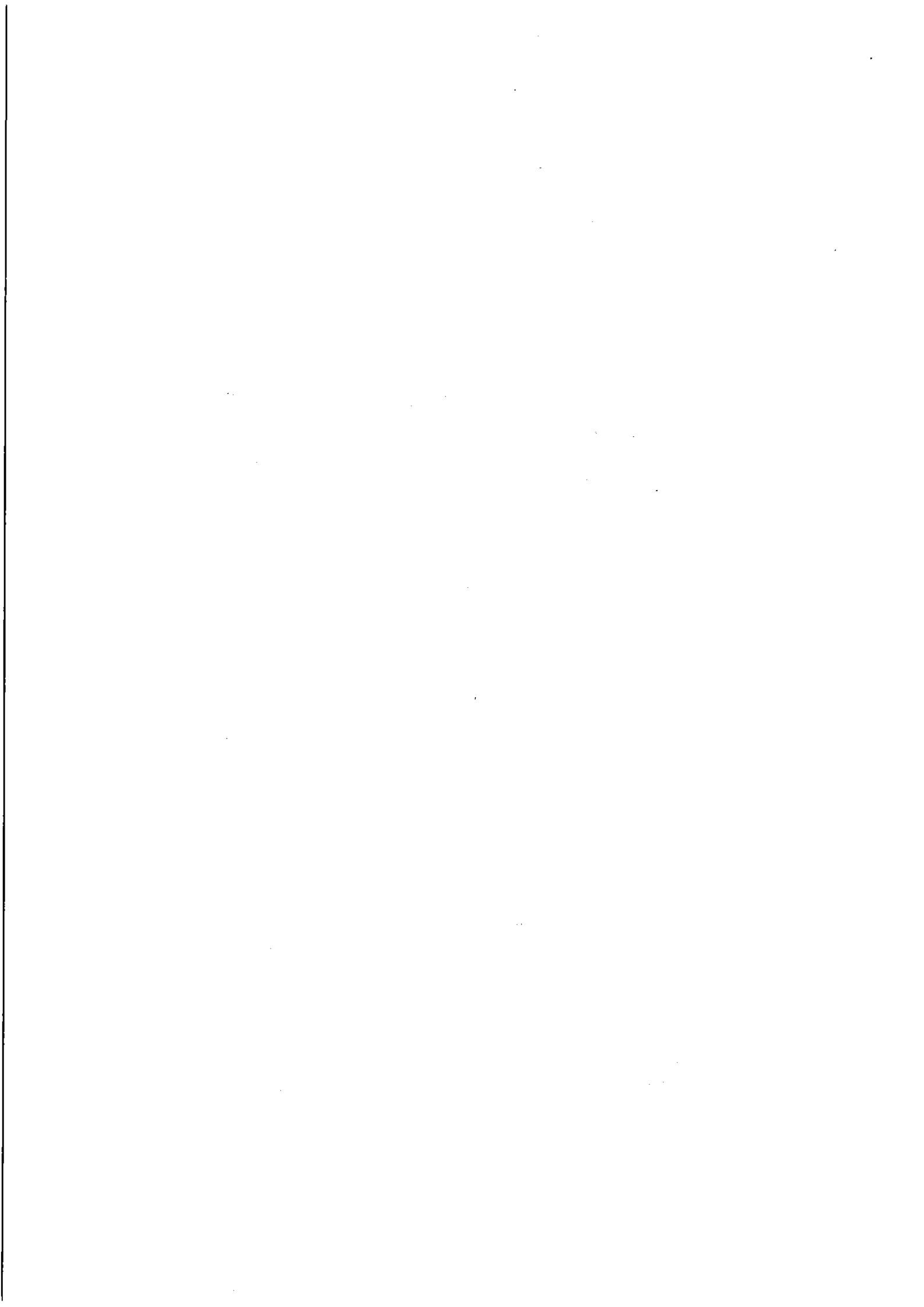
Röntgenographisches Diagramm Nr. 2
Hämatitnachweis der Probe Nr. 12
Kruste eines Basaltbuckels am Pico de la Zarza (etwa 400 m über NN)



Röntgenographisches Diagramm Nr. 3
 Hämatitnachweis der Probe Nr. 3
 Rotlehm in Klüften des mittleren Gran Valle



Röntgenographisches Diagramm Nr. 4
 Hämatitnachweis der Probe Nr. 7
 Rotlehm aus einer Brunnenwand im Valle de Vinamar nordwestlich
 der Hirtensiedlung

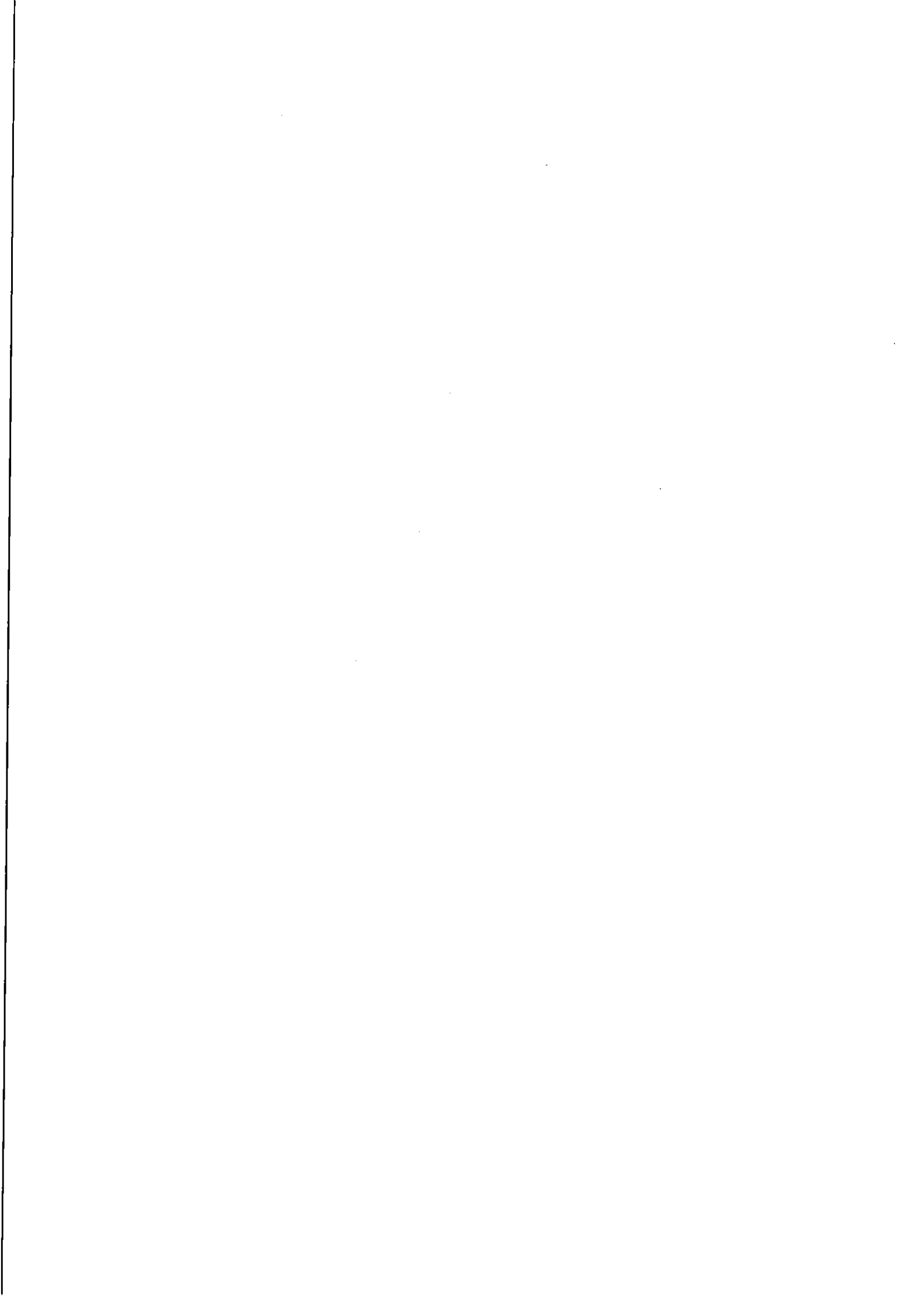


HARTMUT BRETTSCHEIDER

MIKROKLIMA UND VERWITTERUNG AN BEISPIELEN AUS DER
SIERRA NEVADA SPANIENS UND AUS NORDAFRIKA MIT GRUND-
LAGEN-STUDIEN ZUR GLATTHANGGENESE

Aus:

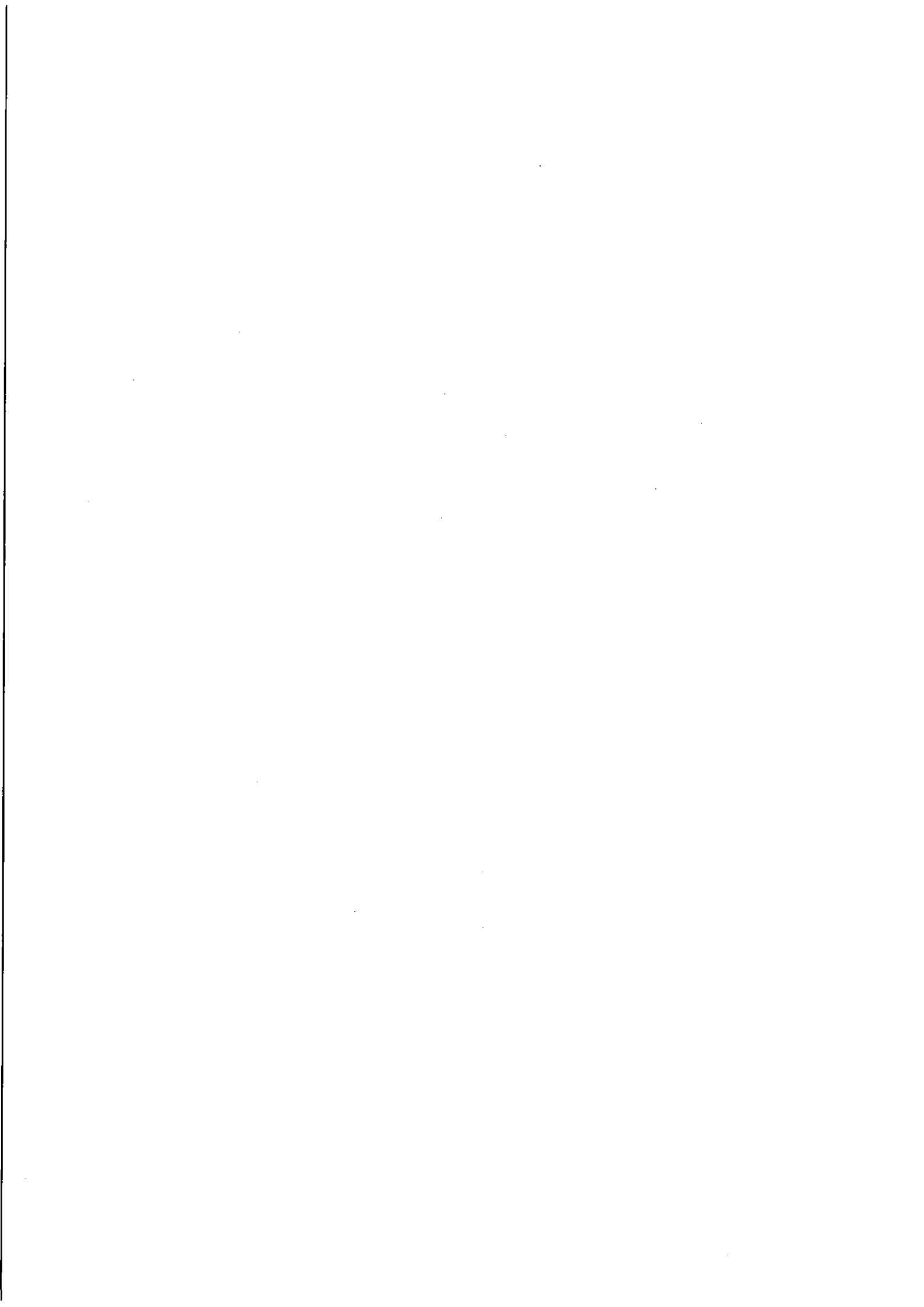
Ludwig Hempel und Hartmut Brettschneider: Beiträge zur "Energetischen
Geomorphologie" in Trockengebieten. Paderborn: Ferdinand Schöningh 1980,
S. 65 - 141 = Münstersche Geographische Arbeiten 9.



I n h a l t

	Seite
1. Zur Zielsetzung der Untersuchungen	69
2. Zu den Untersuchungsgebieten	71
2.1 Zum Klima des Hohen Atlas	72
2.2 Zum Klima der Sierra Nevada	73
2.3 Daten aus aerologischen Aufstiegen	74
2.4 Einige Folgerungen für die Ausbildung der Mikroklimate in den Untersuchungsgebieten	75
3. Zu den Untersuchungen	77
3.1 Morphologische Untersuchungen	78
3.1.1 Beobachtungen zum Verwitterungsgeschehen im Hohen Atlas	78
3.1.2 Beobachtungen zum Verwitterungsgeschehen in der Sierra Nevada	82
3.2 Zu den mikroklimatischen Messungen	85
3.2.1 Mikroklimatische Messungen im Hohen Atlas	87
3.2.2 Mikroklimatische Messungen in der Sierra Nevada	95
3.2.3 Mikroklimatische Messungen südlich des Hohen Atlas	102
3.2.4 Vergleich der Meßergebnisse	103
4. Mikroklima und Verwitterung	104
4.1 Interpretation der Messungen in Hinsicht auf potentielle Verwitterung	104
4.1.1 Chemische Verwitterung	104
4.1.2 Arten physikalischer Verwitterung	105
4.1.2.1 Unmittelbare Temperaturverwitterung	106
4.1.2.2 Frostsprengung	113
4.1.2.3 Salzsprengung	116
4.1.2.4 Andere Verwitterungsarten	119
4.2 Zusammenwirken der Verwitterungsarten	120
4.3 Verwitterungsprozesse	123
4.3.1 Prozesse im Hohen Atlas	123
4.3.2 Prozesse in der Sierra Nevada	125
4.3.3 Vergleich der Verwitterungsprozesse im Hohen Atlas und in der Sierra Nevada	127
5. Zum Problem der Glatthanggenese	127
5.1 Beschreibungen von Glatthängen in der Literatur	128
5.2 Einige Theorien zur Glatthanggenese	128
5.3 Ein mikroklimamorphologisches Modell zur Glatthanggenese	129
5.3.1 Zum Vorgang der Glatthangbildung	130
5.3.2 Zur Geometrie der Rückverlegung von Hangteilen durch Desquamation	131
5.3.3 Zur Glättbarkeit verschiedener Hangformen	132
5.3.4 Verifizierung und Grenzen des Modells	134
5.4 Glatthangbildung als Charakteristikum einer klimamorphologischen Zone	135
Anmerkungen	136
6. Literatur	137
7. Quellen der Karten	141

Anschrift des Verfassers:
Dr. Hartmut Brettschneider
Eichenstr. 14
D-4700 Hamm (Westfalen)



Mikroklima und Verwitterung
an Beispielen aus der Sierra Nevada Spaniens und aus Nordafrika
mit Grundlagenstudien zur Glatthangese

Vorwort

Die hier vorliegende Arbeit stimmt bis auf geringfügige Änderungen mit meiner im Dezember 1979 bei der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Münster eingereichten und von Prof. Dr. L. Hempel betreuten Dissertation zu dem Thema "Mikroklima und Verwitterung - an Beispielen aus der Sierra Nevada und Nordafrika - mit einem Modell zur Glatthangese" überein.

Finanzielle Unterstützung wurde mir durch ein Stipendium nach dem Graduiertenförderungsgesetz in dem Zeitraum vom Mai 1975 bis zu meinem Eintritt in den Schuldienst im Februar 1977 zuteil. Dafür und besonders für die Reisebeihilfen zu den dreimonatigen Untersuchungen während der Monate August, September und Oktober 1975 in Spanien und Marokko habe ich zu danken.

Neben dieser Reise führte ich zwei weitere Reisen (März, April (1975); Juli (1976) in die Untersuchungsgebiete durch. Das Institut für Geographie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster überließ mir dankenswerterweise die Meßgeräte, ohne die diese Arbeit sicher nicht hätte durchgeführt werden können.

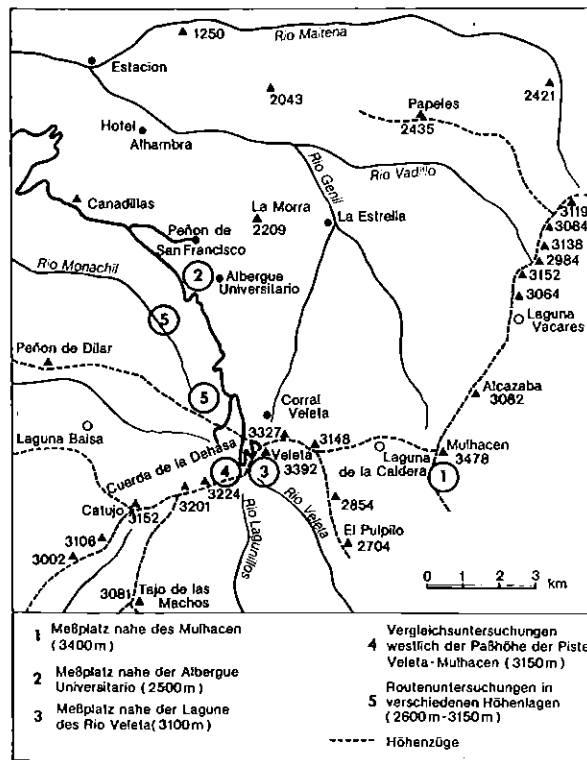
Während der ersten beiden Reisen begleitete mich mein Freund Rolf Winter (Münster). Durch seine uneigennützigte Hilfe wurde die Aufnahme der Meßreihen in der vorliegenden Breite ermöglicht. Dafür schulde ich ihm besonderen Dank.

Mein Dank gilt auch einer Vielzahl von Mitarbeitern des Instituts für Geographie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, die mir in vielen Gesprächen Anregungen zuteil werden ließen. Besonders hervorzuheben sind Privatdozent Dr. J. Werner, der mich während des Studiums in physikalische Betrachtungsweisen und das mikroklimatische Messen einführte und Prof. Dr. L. Hempel, der diese Arbeit betreute und sich immer für meine Belange einsetzte.

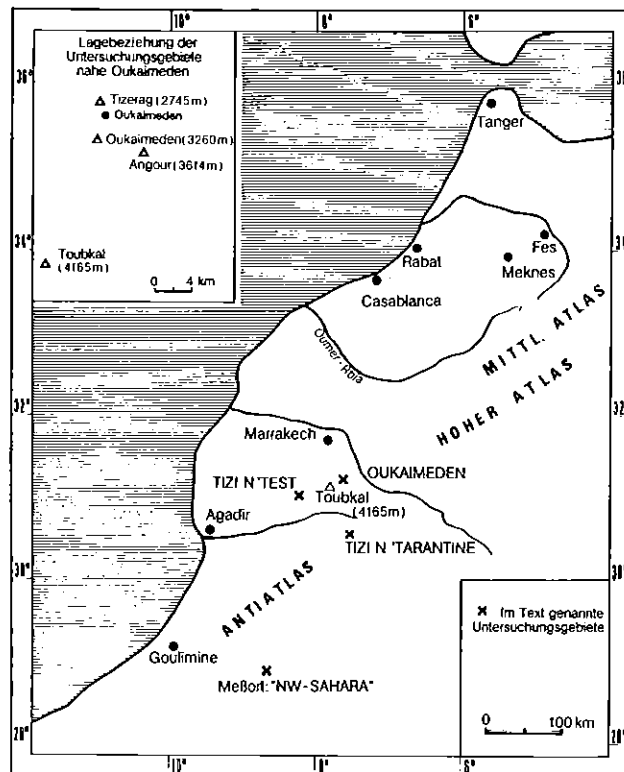
Unterstützung erfuhr ich jedoch auch durch andere Institutionen und Personen. So entsprachen die Wetterdienste Deutschlands, Spaniens und Marokkos stets freundlich meinen Anliegen. Die Professoren Dr. Höllermann (Bonn), Dr. Jäkel (Berlin) und Dr. Kaiser (Berlin) leisteten mir durch die Überlassung unveröffentlichter Manuskripte, Gespräche und Briefwechsel, in denen sie mich zu meinen Untersuchungen ermutigten und der Themenstellung sowie der Methodik großes Interesse entgegenbrachten, große Hilfe.

Den Hochschullehrern des Instituts für Geographie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster bin ich für die Aufnahme dieser Arbeit in die Reihe "MONSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN" zu Dank verpflichtet.

Hartmut Brettschneider



Lage der Untersuchungsgebiete in der Sierra Nevada



Lage der Untersuchungsgebiete in Marokko

1. Zur Zielsetzung der Untersuchungen

Zentrales Anliegen der klimatischen Geomorphologie ist es festzustellen, inwieweit sich klimatische Verschiedenheiten in den verschiedenen oberflächenformenden geomorphologischen Prozessen widerspiegeln (DERBYSHIRE, 1976). Dabei soll nicht eine Geomorphologie von Klimazonen entwickelt werden, "vielmehr besteht die Aufgabe darin, Bereiche eines Formenstils mit klimatischem Akzept zu finden und abzugrenzen, sowie zu versuchen, diese mit geomorphologischen Mitteln gefundenen Bereiche mit Hilfe klimatischer Daten zu erklären" (HEMPEL, 1974). Damit liegt auf der Hand, daß zur Klärung klimatisch-geomorphologischer Fragestellungen nicht Daten aus dem zonalen klimatischen Geschehen herangezogen werden, sondern solche, die am Ort des geomorphologischen Geschehens, also im Allgemeinfall an und in der Nähe der zur weiteren Formung anstehenden Oberfläche ermittelt werden.

Diese Feststellung gilt in erster Linie für die das Verwitterungsgeschehen betreffenden Fragestellungen. Der Gang klimatischer Parameter - so die für das Verwitterungsgeschehen bedeutsamen Gänge von Temperatur und Wasserdampf - kann nahe der Oberfläche und an dieser deutlich von dem verschieden sein, der sich in einiger Höhe über dem Erdboden feststellen läßt.

"Je näher man der Oberfläche kommt, desto mehr nimmt durch die Reibung am Boden die Windgeschwindigkeit ab und damit auch die Durchmischung der Luft, welche Unterschiede auf kleinem Raum auszugleichen vermöchte. Dazu ist die Bodenoberfläche, welche die Sonnenstrahlung absorbiert und Wärme ausstrahlt, bald eine Wärmequelle, bald eine Kältequelle für die anliegende Luft. Sie ist auch die Quelle des Wasserdampfes" (GEIGER, 1961).

Damit steht fest, daß in gleicher Klimazone in enger Nachbarschaft verschieden geprägte Mikroklimata existieren und somit durch diese geprägte verschiedenartige Verwitterungsprozesse stattfinden können.

Jedoch auch für solche Fragestellungen, die fluviale Erosion bzw. Transportvorgänge betreffen, kann GEIGERs Feststellung bedeutsam sein.

Das in die fluviale Erosion eingreifende Niederschlagsgeschehen (Niederschlagsart, -stärke, Rhythmus) unterliegt während der Annäherung des Niederschlages an die Oberfläche zumindest während der Durchquerung der letzten Dezimeter keinen nennenswerten Änderungen. Eine Anbindung der durch das Nie-

derschlagsgeschehen bewirkten geomorphologischen Vorgänge an das zonale Klimageschehen erscheint somit möglich. Dennoch ist nicht zu übersehen, daß der fluviale Hangabtrag nicht nur durch die Parameter Wassermenge und Hangwinkel, sondern auch durch das Vorhandensein verwitterungsbedingter Korngrößen bestimmt wird. WIRTHMANN (1977) bemerkt dazu ausdrücklich, daß das wichtigste Kriterium erosiver Hangentwicklung das Vorherrschen abtragbarer Korngrößen auf dem Hang ist. MAÇAR (1970) stellt heraus, daß sich Erosion meistens nicht auf das Gestein selbst, sondern auf den Verwitterungsmantel auswirkt, so daß die Orientierung eines Hanges eine gewisse Disposition z.B. durch Modifizierung des Klimas gibt. Mikroklimatische Parameter sind demnach auch als abtragungsrelevante Größen anzusehen.

Hieraus läßt sich die Forderung einer mikroklimatisch orientierten Geomorphologie begründen. Zur Vermeidung von Verwechslungen wird im Unterschied zum Begriff des zonalen Klimas ein für geomorphologische Fragestellungen genügender Begriff des Mikroklimas definiert: Unter einem Mikroklima verstehen wir den Gang klimatischer Parameter in der Nähe einer Oberfläche, also sowohl auf, unter- und oberhalb dieser.

Eine deutliche Abgrenzung zu einem "Mikrowetter" wird dabei nicht gezogen. GEIGER (1953) wies auf diese definitorische Schwierigkeit hin.

Die für unsere Zwecke hinreichende Neudefinition des Begriffes "Mikroklima" ist insofern notwendig, als der Begriff des Mikroklimas für geomorphologische Fragestellungen nur ungenügend definiert ist, ja sogar inhaltlich verschiedene Definitionen benutzt werden. So erklärt BLUTHGEN (1966) das Mikroklima in horizontaler Abfolge durch Verkleinerung der Durchmesser (Makroklima, Mesoklima, Mikroklima) qualitativ anders als andere Autoren (BERENYI, 1961; GEIGER, 1961; HEYER, 1977), die eine vertikale Abfolge von Klima und Mikroklima als Grenzflächenklima (Atmosphäre - Oberfläche) unter deutlicher Favourisierung bodennaher Luftschichten akzentuieren, während BUDYKO (1963) darunter vorwiegend den Wärmehaushalt der Oberfläche versteht.

Die Neudefinition entspricht den Anforderungen, die durch diese geomorphologische Fragestellung gestellt werden. Einerseits laufen geomorphologische Prozesse - zumindest solche, zu deren Erklärung klimatische Parameter herangezogen werden können - in unmittelbarer Nähe der Oberfläche ab; zum anderen werden diese durch die Verhältnisse oberflächennaher Schichten sowohl des oberen Halbraumes - man denke hier an den

für einige Verwitterungsarten wichtigen Gang der relativen Luftfeuchte - wie auch des unteren Halbraumes - man denke hier an Bodenfeuchte, Bodenwärme u.ä. - gesteuert.

Die Definition ist so weit gefaßt, daß auch das Niederschlagsgeschehen eingeschlossen werden kann, sich mithin ein mikroklimatisch-geomorphologisches System denken läßt, das das System der klimatischen Geomorphologie umfaßt.

Ein solches mikroklimatisch-geomorphologisches System hat gegenüber der tradierten Klimageomorphologie einige Vorteile. Zum einen wird dadurch der Verkehrung der Klimamorphologie in eine "Abtragungsmorphologie", wie sie etwa bei HAGEDORN und POSER (1974), die unter geomorphologischen Prozessen und deren Kombinationen offensichtlich nur noch Abtragungsprozesse und deren Kombinationen verstehen, zu entnehmen ist, entgegengewirkt. Zum anderen läßt sich nur so ein Unterschied zwischen der "Geomorphologie einer Klimazone" und einer "klimageomorphologischen Zone" glaubhaft darstellen. Dieser Unterschied ist besonders dann nicht mehr sichtbar, wenn "azonale Formen" (vgl. LOUIS, 1968; WILHELMY, 1968, 1974, 1975) als "mikroklimatisch bedingt" herausgestellt werden. Eine solche Betrachtungsweise steht meines Erachtens im Widerspruch zur Aufgabe der Klimamorphologie (vgl. S. 1).

Der größte Vorteil einer mikroklimatisch orientierten Geomorphologie scheint dadurch gegeben zu sein, daß im Wesen des Mikroklimas bereits eine Synthese von Einflüssen aus dem oberen und dem unteren Halbraum zu sehen ist. So bestimmt die Oberfläche durch seine Albedo die Quantität der in Wärme umgesetzten Strahlung aus dem oberen Halbraum. Physikalische Eigenschaften des Untergrundes (Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärme usw.), die ihrerseits wiederum Einflüssen aus dem oberen Halbraum - man denke an die Änderung der genannten Größen durch Änderungen des Wassergehaltes - ausgesetzt sind, bestimmen die Temperaturentwicklung auf und in der Nähe der Oberfläche mit. Petrographische Eigenheiten des Untergrundes etwa in Form von löslichen Beimengungen, die bei entsprechenden Verhältnissen zu Erhöhungen oder Herabsetzungen der Albedo der Oberfläche durch Krustenbildungen führen, beeinflussen in erheblicher Weise Wärmeumsatz und Temperaturentwicklung, wie DIRMHIRN (1958) an verschieden gefärbten Gesteinsplatten nachwies. Selbst geologische Strukturen können Mikroklimata modifizieren. Da durch die Wasserdurchlässigkeit des Gesteins die Verdunstung und damit auch die Temperaturentwicklung beeinflusst wird,

läßt selbst das Streichen und Fallen der Schichten eine Einflußnahme auf die Ausbildung von Mikroklimaten vermuten. Während angeschnittene wasserführende Schichtpakete, deren Einfallswinkel zwischen null Grad und der Hangneigung liegen, wegen der möglichen Wassernachfuhr und der damit verbundenen Verdunstung negative Temperaturabweichungen erwarten lassen, müssen in anderen Fällen positive Temperaturabweichungen auftreten. Selbst der Verwitterungszustand kann durch Veränderungen der physikalischen Eigenschaften (Veränderung der Wärmeleitfähigkeit durch Risse, Veränderung der Albedo durch Krusten) Modifizierungen der Mikroklimata herbeiführen.

Außer durch die Sonnenstrahlung wird das Mikroklima aus dem oberen Halbraum durch klimatische Gegebenheiten wie Lufttemperatur, Wasserdampfgehalt bzw. -defizit, Windgeschwindigkeit usw. beeinflusst. Diese können durch die Umgebung, etwa die orographischen Verhältnisse und den damit verbundenen Gang der Bewölkung (Luv-, Leelagen) modifiziert werden.

Durch diese Vielzahl von zum Teil wechselseitigen Abhängigkeiten wird ein Auffinden geomorphologischer Zonen nicht wesentlich erschwert, wenn, wie DERBYSHIRE (1976) dies anregt, die Begriffe Energie- und Wasserdampfstrom in das geomorphologische Vokabular aufgenommen werden und so eine Entwicklung nachvollzogen wird, welche die moderne Meteorologie, die ihren Ausgang im gleichen Wissensstand nimmt wie die klimatische Geomorphologie, schon lange vollzogen hat.

Geomorphologische Zonen werden dann jedoch in der Regel kaum noch zusammenhängende Gebiete sein können. Dies scheint jedoch nicht ein Verlust zu sein, da nach DERBYSHIRE (1976) die aus der kontinentaleuropäischen Tradition herrührende unangemessene Betonung der globalen Regionalisierung und qualitativen Verbindung von Oberflächenform und Klimaten geeignet ist, die methodologische Bedeutung der klimatischen Geomorphologie zu verringern.

Die Bedeutung des Mikroklimas für die Oberflächenformung findet in den gängigen deutschen Lehrbüchern kaum ihren Niederschlag. So erwähnt MACHATSCHEK (1968) den Begriff des Mikroklimas überhaupt nicht, LOUIS (1968) und WILHELMY (1968, 1974, 1975) stellen azonale Formen als mikroklimatisch bedingt vor, wobei WILHELMY jedoch eine umfassende Arbeit zur Problematik Mikroklima und Geomorphologie anregt. HEMPEL (1974) geht einen Schritt weiter, indem er feststellt, "daß nicht nur großklimatische Einflüsse Form und Stärke der Verwitterung bestimmen, sondern daß auch und besonders meso- und mikroklimatische

Besonderheiten wie z.B. Expositionsunterschiede das Spektrum der Stoffveränderungen bereichern".

In Abhandlungen finden sich eher Ansätze zu einer mikroklimatisch orientierten Geomorphologie. Nicht nur Einzelformen, wie etwa Tafoni und die sie erzeugenden Mikroklimata, sind untersucht worden (MARTINI, 1978), sondern es sind auch Versuche erkennbar, mit Hilfe von mikroklimatischen Messungen Aussagen über größere Areale zu treffen. Zu nennen sind hier die Arbeiten von SMITH (1977), JÄKEL und DRONIA (1976) oder PEEL (1974) zum Problem der Rolle der unmittelbaren Temperaturverwitterung in der Sahara oder die Untersuchungen zur Intensität der Frostsprengung nach Messungen in den Alpen (VORNDRAN, 1969; MATHYS, 1974), den Rocky Mountains (GARDNER, 1969) oder dem Himalaya (DRONIA, 1978, 1979).

Ohne ein Zugrundelegen von gemessenen Daten wurde das Problem Mikroklima und Verwitterung in Arbeiten zur Bauwerksverwitterung (z.B. KESSLER, 1960, KNETSCH, 1952, 1962; REICHEL, 1975) erörtert. HABERLAND (1975) entwickelt unter Zuhilfenahme von Überlegungen zum Grenzflächenklima, also ohne eigene Messungen, eine Theorie zur Krustenentwicklung.

SDONS und RAINER (1968) weisen durch Abtragungsmessungen die Expositionsabhängigkeit der Solifluktion nach, BARSCHE und UPDIKE (1971) oder FURRER und FITZE (1970, 1972) stellen eine Expositionsabhängigkeit der Solifluktionsintensitäten fest. KARRASCH (1970) führt hierauf Reliefasymmetrien in Mitteleuropa zurück. SOUTHARD und DIRMHORN (1972) untersuchen die Abhängigkeit von Bodenbildung und Exposition. DOLLFUSS (1964) beschreibt die expositionsabhängige Hangentwicklung durch Verwitterung in den peruanischen Anden.

Die Wirkung expositionell differenzierter Mikroklimata ist als landschaftsbestimmend bekannt. Man denke etwa an MESSERLIS (1967) Erklärungen zu den Reliefasymmetrien im Mittelmeerraum oder die Feststellung KLAERS (1962), daß derartige Asymmetrien typisch für subtropische Hochgebirge, besonders solche mit Ost-West-Verlauf, sind.

Dennoch liegt keine Arbeit experimenteller Art vor, die es erlauben würde, aus gemessenen mikroklimatischen Daten Rückschlüsse auf eine qualitative und quantitative Differenzierung von Verwitterungsprozessen zu ziehen. In den angeführten experimentellen Arbeiten werden allein Temperaturmessungen zugrunde gelegt. Der nicht minder wichtige Gang der relativen

Luftfeuchte hat bisher nur bei SMITH (1977) Berücksichtigung gefunden.

Daraus ergibt sich das Ziel dieser Arbeit: Das Verwitterungsverhalten von Felsflächen soll mit Hilfe mikroklimatischer Messungen an einigen Beispielen in seiner räumlichen Differenzierung qualitativ und quantitativ beschrieben werden.

Die Untersuchungen werden in der Hauptsache an Felsflächen vorgenommen, da hier die den Wärmehaushalt beeinflussenden physikalischen Eigenschaften im Vergleich zu denen von Lockermaterial nur geringen zeitlich zufälligen Schwankungen (Veränderung der Wärmeleitfähigkeit, der spezifischen Wärme und der Albedo durch Änderungen des Wassergehaltes) unterliegen, andererseits der Verdunstung besonders bei geneigten Felsflächen nur eine untergeordnete Rolle zukommt. Auch kürzere Meßreihen liefern hier repräsentative Erkenntnisse, die zur Erstellung eines Modelles der verwitterungsabhängigen Hangentwicklung angewandt werden können.

Mit Hilfe dieses Modelles kann dann eine geomorphologische Zone eigenen, mikroklimatisch bedingten Formenstils ausgegliedert werden.

2. Zu den Untersuchungsgebieten (siehe Karten)

Davon ausgehend, daß ceteris paribus die "strukturelle Differenzierung der entstehenden Verwitterungsbildungen mit der Höhe des Energieflusses zunimmt" (HABERLAND und FRÄNZLE, 1975), ist zu erwarten, daß das Erfassen einer expositionellen Differenzierung des Verwitterungsgeschehens besonders dort möglich ist, wo sich maximale expositionsabhängige Differenzen bezüglich der Bestrahlung bei insgesamt großem Energiedurchsatz zeigen.

Damit liegen die Anforderungen an die Untersuchungsgebiete auf der Hand: Die Untersuchungsgebiete müssen unterschiedlich exponierte Flächen aufweisen; die expositionellen Unterschiede müssen sich in unterschiedlichem Strahlungsgenuß bei hoher Bestrahlungsstärke für geeignete Flächen äußern.

Hochgebirge, die nahe der Wendekreise, aber außerhalb dieser gelegen sind, genügen diesen Anforderungen in besonderer Weise: Die Lage zwischen Wendekreis und Polarkreis einerseits und der Gebirgscharakter andererseits sichern das Vorhandensein großer expositionsbedingter Strahlungsunterschiede. Höhe der Gebirge und planetarische Lage gewährleisten einen

großen Energiedurchsatz. TROLL (1975) nennt als Gebiete größter expositioneller Unterschiede Gebirge "subtropischer Breiten etwa zwischen 25° und 40° Breite".

Von daher bieten Hoher Atlas und Sierra Nevada geeignete Untersuchungsgebiete; die planetarische Differenz beider Gebirge bietet einen zonalen Vergleich an. Beide Gebirge reichen über die Untergrenze frost-dynamischer Aktivitäten hinaus. Damit ist sichergestellt, daß mikroklimatische Messungen und morphologische Untersuchungen im Verzahnungsgebiet unterschiedlicher Verwitterungsarten - zu denken ist hier an die Verzahnung arider und periglazialer Gesteinsaufbereitung - durchgeführt werden können¹⁾.

Als Untergrenze der Untersuchungsgebiete in den genannten Gebirgen wurde eine Höhe von ca. 2.500 m gewählt. Sie ergibt sich aus dem Vorhandensein geeigneter Untersuchungsobjekte oberhalb dieser Höhe und ist keineswegs methodisch begründet.

Die Obergrenze wird durch die Gipfelhöhe bzw. Erreichbarkeit bestimmt. Höchste Meßpunkte liegen im Hohen Atlas über 3.600 m, in der Sierra Nevada über 3.400 m. Die daraus resultierende Vertikaldistanz der entferntesten Meßplätze von mehr als einem Kilometer ermöglicht eine hypsometrische Differenzierung.

Entsprechend dem Ziel der Untersuchungen, räumliche Differenzierungen der Verwitterungsmechanismen wie auch der an der Verwitterung beteiligten Größen festzustellen, ist es nötig, eine Vielzahl von hinsichtlich Höhe und Exposition unterschiedlichen Standorten aufzusuchen.

Die vertikale Anordnung der Untersuchungsgebiete in beiden Gebirgen erschwert die Darstellung der jeweiligen klimatischen Verhältnisse. Dies ist einerseits in dem dünnen bzw. nicht vorhandenen Stationsnetz begründet, andererseits darin, daß sich Gebirgsklimate nicht immer aus den klimatischen Verhältnissen tiefer gelegener Stationen berechnen lassen, da, wie FLOHN (1955) feststellte, Hochgebirge vielfach in eine andere, von der unteren Schicht abweichende allgemeine Strömung hineinreichen. Für die Temperaturwerte bedeutet dies, daß die Gradienten nicht höhenkonstant sein müssen. Eine Verwendung der Gradienten BÜGELS (1956) ist wenig sinnvoll, zumal diese Gradienten gerade in den Untersuchungsgebieten über große horizontale und geringe vertikale Distanzen ermittelt worden sind. Bei der bekannt geringen Stationsdichte besteht zudem die

Gefahr einer Verallgemeinerung von nicht überprüfba- ren lokalklimatischen Besonderheiten. Daher sollen im nachfolgenden solche Klimadaten zusammengestellt werden, die für die Fragestellung relevant sind. Diese werden durch Daten aus aerologischen Aufstiegen ergänzt, um so der Dreidimensionalität der Untersuchungsgebiete Rechnung zu tragen.

Folgerungen für die Ausgestaltung des Wärmehaushaltes der Oberflächen, die sich hieraus und aus der allgemeinen planetarischen Lage ziehen lassen, werden anschließend dargestellt.

Aspekte der Morphographie bzw. Geologie werden, soweit nötig, im Zusammenhang mit der Darstellung der morphologischen Untersuchungen berücksichtigt.

2.1 Zum Klima des Hohen Atlas

Im Hohen Atlas besteht nach Auskunft des marokkanischen Service de la Météorologie keine hochgelegene mehrjährig messende Station.

Die von BEIER (1952) angegebenen Temperaturwerte sind sicherlich nicht durch langjährige Messungen abgesichert:

Höhe	Jan.	Jul.
2.000 m	2,5°C	22°C
4.000 m	-3,0°C	13°C

WICHE (1953) gibt an, daß bis in Höhen zwischen 3.000 - 3.500 m tiefere Wintertemperaturen zwischen 0°C und -10°C mit absoluten Werten bis -20°C selten sind.

Vergleichen wir die Angaben BEIERs mit den Temperaturen Marrakeschs (460 m) (nach GIFFITH, 1972: Jan.: 12,5°C, Jul.: 28°C), so zeigen sich sowohl von der Jahreszeit wie auch der Höhenlage abhängige Gradienten:

Höhenbereich	Jan.	Jul.
460 - 2.000 m	0,65°C/100 m	0,39°C/100 m
2.000 - 4.000 m	0,28°C/100 m	0,45°C/100 m

Bemerkenswert ist der kleine Gradient im Januar im Höhenbereich 2.000 - 4.000 m. Eine Erklärung kann sein, daß durch die Auflösung eines Gebirges in der höchsten Stufe in Pässe und Gipfel die Durchlässigkeit für Luftmassen erhöht ist und somit im Hohen Atlas in der Hochstufe auch während des Winters häufig Luftmassen saharischer Herkunft wirksam werden, der Hohe Atlas also in Glieder der planetarischen Zirkulation hineinreicht, die von den an seinem Fuß

herrschenden verschieden sind.

Diese Annahme wird auch durch die von MESSERLI (1967) veröffentlichten Niederschlagswerte für die Nordseite des Hohen Atlas bestätigt:

Höhe	Niederschlag
1.900 m	514,6 mm
3.200 m	837,3 mm
4.165 m	636,5 mm

FLOHN (1971) stellt für den Kilimandjaro einen ähnlichen Effekt fest. Die Klimascheidenfunktion, die dem Hohen Atlas häufig zugesprochen wird (vgl. MENSCHING, 1957), kann sich daher nur auf den Gebirgsfuß bzw. tiefere Lagen beziehen.

Niederschlag fällt vorwiegend im Winter, jedoch sind nach DRESCH (1941) in den Hochlagen zu allen Jahreszeiten Schneefälle möglich. Bis in Lagen über 3.000 m kommt es zu mehrmaligem Ausapern während des Winters, in Südlagen ist die Schneebedeckung besonders unstehtig.

2.2 Zum Klima der Sierra Nevada

In der Sierra Nevada besteht seit April 1973 in der 2.500 m hoch gelegenen Albergue Universitario eine offizielle Meßstelle des Servicio Meteorologico Nacional Spaniens. Bereits vorher hat der Pächter dieser Albuerge Aufzeichnungen über den Temperaturverlauf angefertigt. MESSERLI (1965) hat diese veröffentlicht, sie unterscheiden sich zum Teil erheblich von den mir freundlicherweise von dem Servicio Meteorologico Nacional überlassenen Werten (1973 - 1975). Daher werden die neueren (A) den älteren Werten MESSERLIs (B) gegenübergestellt:

	A	B
Jan.	0,35 (?)	-6,6 (?)
Feb.	-3,0	-3,8
März	-1,4	-1,5
Apr.	-0,2	-1,5
Mai	5,1	2,2
Jun.	8,7	6,9
Jul.	15,1	10,1
Aug.	14,7	10,7
Sep.	10,2	6,8
Okt.	5,1	1,7
Nov.	1,7	-1,3
Dez.	-1,6	-3,2 (°C)

Nach MESSERLI (1965) ist der Januarwert von B unsicher, für den aus zwei Jahren ermittelten Januarwert A ist dies auch anzunehmen. Der tatsächliche

Wert dürfte zwischen beiden Extremen liegen. Nach den Angaben BROSCHEs (1977) liegen in anderen iberischen Hochgebirgen bei Höhenlagen um 2.000 m (Iberisches Randgebirge, Guadamarra, Gredos, Sierra de Estrêla, westl. astur. -leon. Gebirge) die Minima jeweils in den Monaten Februar und März, wobei das niedrigste Minimum in den Gredos in einer Höhenlage von 2.200 m mit ca. $-3,2^{\circ}\text{C}$ in den Monaten Februar und März anzutreffen ist.

Auffällig ist, daß die Werte von A immer höher liegen als die von B. Berechnet man die Gradienten Granada-Albergue Universitario für den Monat August, so stehen sich Gradienten von $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (B) und $0,53^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (A) gegenüber. Ein Nachrechnen der täglichen Gradienten im August 1975 ergibt, daß in diesem Monat nie Gradienten von der Größenordnung auftreten, wie sie nach den Angaben MESSERLIs zu berechnen sind. Die größte Häufung liegt bei Gradienten um $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dies und der zu vermutende Effekt einer hochgelegenen Heizfläche (vgl. FLOHN, 1955) lassen vermuten, daß, sieht man vom Januarwert ab, A den tatsächlichen Verhältnissen am nächsten kommt. Für die Monate November, Dezember und Februar ergeben sich Gradienten von 0,45, 0,43 und 0,58, wobei der niedrigste Gradient im Dezember (für alle Monate) liegt.

Diese geringen winterlichen Gradienten - für den Januar lassen sich mangels sicherer Angaben keine sinnvollen Berechnungen durchführen - stehen im Einklang mit der Niederschlagsverteilung. HEMPEL (1966) und MESSERLI (1965) geben darüber Auskunft. Danach sind maximale Monatsniederschläge, von gelegentlichen sommerlichen Starkregen abgesehen, besonders während der kalten Jahreszeit zu verzeichnen. Für die Hochregion gibt MESSERLI einen Anteil von 74 % am Jahresniederschlag, der zum Großteil als Schnee fällt, an.

Mit dieser Häufung der Niederschläge im Winter und den großen Niederschlagsbeiträgen ist für die Winterzeit eine große Energiezufuhr durch Kondensationswärme verbunden. FLOHN (1971) gibt einen Betrag von 600 ly Kondensationswärme für 10 mm Niederschlag an. Nach HEYER (1977) kann sich dies darin äußern, daß die Luft in Gebirgsnähe höhere Temperaturen aufweist als die umgebende freie Atmosphäre. Daher läßt sich annehmen, daß die nur geringen winterlichen Gradienten und auch die gegenüber den Werten MESSERLIs höheren Wintertemperaturen von A den tatsächlichen Gegebenheiten recht nahe kommen. Wegen der starken winterlichen Schneefälle ist zudem zu vermuten, daß die

Bodentemperaturen nicht sehr tief absinken.

Daher erscheint den Angaben MESSERLIs gegenüber einige Skepsis angebracht. Insbesondere Isothermen, die MESSERLI auch zur Festlegung einer rezenten Schneegrenze heranzieht, dürften wesentlich höher liegen. Bei Annahme einer Januartemperatur von -4°C verschiebt sich die Lage der 0° - Jahresisotherme gegenüber der Annahme MESSERLIs um ca. 400 m in den Bereich zwischen 3.200 und 3.300 m Seehöhe.

Im Gegensatz zum Hohen Atlas kann man trotz aller Schwierigkeiten der Niederschlagsmessung im Hochgebirge, die sich an den stark schwankenden Beträgen des Niederschlages in ähnlichen Höhenbereichen (vgl. MESSERLI, 1965) ablesen lassen, für die Sierra Nevada bis in die Gipfelregion eine große Niederschlagsmenge annehmen.

2.3 Daten aus aerologischen Aufstiegen

Die Unsicherheit der Klimadaten und die aus dem Stationsnetz nicht herleitbaren höhenwärtigen Änderungen der Klimate legen es nahe, die Klimaänderungen mit der Höhe mit Hilfe von aus regelmäßigen aerologischen Aufstiegen gewonnenen Mittelwerten, wie sie dem Atlas Thompsons (1970) für verschiedene Druckflächen entnommen werden können, zu beschreiben.

Entsprechend der Höhenlage unserer Untersuchungsgebiete sind Daten über die klimatischen Verhältnisse der Druckflächen 850mb, 700mb und 500 mb von besonderer Bedeutung, wobei unser besonderes Interesse den Druckflächen 850 mb und 700 mb gelten soll, da zwischen beiden die Mehrzahl unserer Untersuchungsgebiete liegt.

Die Übertragung aerologischer Daten auf Gebirgsstufen ist nicht unproblematisch. Fehlerquellen liegen in erster Linie in der Nichtberücksichtigung des Massenerhebungseffektes. Dieser läßt sich am Beispiel der in allen Höhenstufen klimatisch recht gut erforschten Ostalpen, die wir im folgenden zu Vergleichszwecken betrachten wollen, beschreiben:

	a	b	a-b	c	d	c-d
Jan.	-2,6	-4,5	1,9	-10,8	-12,4	1,6
Jul.	10,8	11,8	-1,0	1,7	1,8	-0,1

a, b \approx 1500m, c, d \approx 3000m; a und c wurden nach Angaben THOMPSONS (1970) aus Werten für die 850mb bzw. 700mb Fläche extrapoliert, b und d entstammen STEINHAUSER (1974).

Die sommerlichen Obertemperaturen der Gebirgsstationen gegenüber den Werten der freien Atmosphäre sind auf den Effekt einer hochgelegenen "Heizfläche", die winterlichen Untertemperaturen auf eine hochgelegene Ausstrahlungsfläche zurückzuführen.

Die Differenzen werden offensichtlich mit der Höhe geringer. Eine Erklärung liegt sicherlich darin, daß mit zunehmender Höhe in jedem Höhengiveau die Anteile fester Oberflächen ab-, die Anteile der Atmosphäre jedoch zunehmen, Windgeschwindigkeiten und damit die Durchmischung größer werden.

Die Hochlage der Untersuchungsgebiete läßt somit den Fehler bei Verwendung aerologisch gemessener Klimadaten vergleichsweise gering. Dabei ist anzunehmen, daß die winterlichen Differenzen geringer sind als in den Alpen oder sogar fast ganzjährig Obertemperaturen anzutreffen sind. Dafür spräche in erster Linie die unmittelbar aus der planetarischen Lage folgende höhere Einstrahlung und die in gleicher Höhenlage gegenüber den Alpen häufigere Schneefreiheit besonders der den Großteil der Sonnenstrahlung empfangenden Südhänge (vgl. DRESCH, 1941). Auch unterscheiden sich die Strahlungsströme in der Atmosphäre nicht nur größenmäßig, sondern auch vom Vorzeichen her. So sind den Profilen FALCONERS (1975) für die Breitenkreislage des Hohen Atlas (31°) Energiegewinne von 60 ly/d im 850mb-Niveau (50 ly/d bei 700mb), die der Sierra Nevada ebenfalls Gewinne in beiden Niveaus (15 ly/d bzw. 5 ly/d), die der Ostalpen (47°) jedoch Energieverluste von ca. 50 ly/d im 850mb-Niveau und 60 ly/d im 700mb-Niveau für den Monat Januar zu entnehmen. Im Juli dagegen verzeichnen alle drei Lagen in beiden Druckflächen Energiegewinne von etwas mehr als 300 ly/d, das Maximum an Energiegewinn ist dann in der Breitenkreislage der Sierra Nevada (37°) zu finden.

Das Zusammendrängen der Niederschläge auf die Wintermonate und die damit freiwerdende Kondensationswärme trägt auch dazu bei, daß in unseren Untersuchungsgebieten winterliche Unterkühlungen nur als gering anzusehen sind, sofern solche überhaupt auftreten.

Daher ist anzunehmen, daß die nachfolgenden, auf Angaben THOMPSONS (1970) basierenden Tabellen besonders die während der kalten Jahreszeit vorliegenden mittleren Temperaturverhältnisse in den Untersuchungsgebieten widerspiegeln.

Wegen der unterschiedlichen Höhenlagen der Druckflä-

chen werden die unter Zuhilfenahme der Temperaturgradienten zwischen den Niveaus 850mb und 700mb berechneten Temperaturen für die Höhenlagen 1.500 m und 3.000 m angegeben.

Höhenlage 1.500 m:

	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.
Alpen	-2,6	2,5	10,8	6,8
Sierra N.	4,8	7,5	19,3	10,6
Hoher A.	7,7	12,2	25,2	15,2

Höhenlage 3.000 m:

	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.
Alpen	-10,8	-7,0	1,7	-1,7
Sierra N.	-2,8	-0,8	9,7	2,9
Hoher A.	1,0	3,0	14,0	6,1.

Neben den wohlbekannten planetarischen Temperaturänderungen lassen sich auch in den höhenwärtigen Änderungen deutliche Unterschiede zwischen unseren Untersuchungsgebieten und den Ostalpen erkennen. Im Januar nehmen die Temperaturen in den Alpen pro Kilometer einen Grad mehr ab als im Hohen Atlas bzw. 0,5 Grad mehr als in der Sierra Nevada, im April sind die Temperaturgradienten von Alpen (0,63) und Hohen Atlas (0,61) vergleichbar, die höhenwärtige Temperaturänderung in der Sierra Nevada ist jedoch mit $0,545^{\circ}/100$ m deutlich geringer.

Vergleichen wir die Januartemperaturen des Hohen Atlas mit denen der Alpen, so zeigt sich, daß die 1.500 m-Temperaturen des Hohen Atlas höher liegen als die Oktobertemperaturen in den Alpen. Im 3.000 m Höhenbereich lassen sich sogar die Januartemperaturen des Hohen Atlas mit den Julitemperaturen der Alpen vergleichen.

Die Januartemperaturen der Sierra Nevada liegen in beiden Höhen zwischen den April- und den Oktoberwerten der Ostalpen, in der Höhe 3.000 m ist jedoch die größere Nähe zu den höheren Oktoberwerten unverkennbar. Auch hier treten also im Januar mit wachsender Höhe Verstärkungen der planetarischen Unterschiede auf. Ein Grund dafür liegt in der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge und der damit verbundenen advektiven Wärmezufuhr.

Im Juli ist offensichtlich eine gegenteilige höhenwärtige Änderung zu verzeichnen. Hier ist die Temperaturabnahme mit der Höhe in den Alpen geringer als in den anderen Gebirgen.

Der für die mikroklimatische Fragestellung bedeutsame Gang des Dampfdruckes, der sich aus den Taupunk-

ten ermitteln läßt, zeigt ein komplizierteres Bild als der Verlauf der Temperaturen:

Niveau 850mb:

	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.
Alpen	2,3	4,0	7,5	4,4
Sierra N.	3,53	4,23	6,1	5,5
Hoher A.	3,4	3,7	5,5	4,5

Niveau 700mb:

	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.
Alpen	1,1	1,65	3,1	2,1
Sierra N.	1,45	1,69	2,15	2,15
Hoher A.	1,2	1,2	2,3	2,15 (mm Hg)

Mit Ausnahme des Juli sind in beiden Niveaus die Maxima im Bereich der Sierra Nevada anzutreffen, die Minima verlaufen in diesen Monaten gleichsinnig (Jan. u. Okt.: Alpen; Apr.: Hoher Atlas). Im Juli liegen die Maxima im Bereich der Alpenwerte.

2.4 Einige Folgerungen für die Ausbildung der Mikroklimata in den Untersuchungsgebieten

Aus den bisher gemachten Aussagen über die Untersuchungsgebiete können bereits einige allgemeine Folgerungen hinsichtlich der Ausbildung von Mikroklimaten gezogen werden. Diese resultieren aus den Klimadaten, der planetarischen und der hypsometrischen Lage.

Die Daten der aerologischen Aufstiege erlauben Aussagen über die Stärken der langwelligen Gegenstrahlung. Nach dem ANGSTRÖMSchen Ansatz und den von FALCKENBERG (1941) ermittelten Koeffizienten ergibt sich die Formel zur Berechnung der Gegenstrahlung:

$$G = T_L^4 (0,806 - 0,25 \cdot 10^{-0,126 \cdot e})$$

T_L = Temperatur der Luft, e = Dampfdruck (mm Hg)

Danach lassen sich folgende Stärken der Gegenstrahlung berechnen (Angaben in cal/d cm^2):

Höhe 1.500 m:

	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.
Alpen	432	504	605	533
Sierra N.	504	533	662	576
Hoher A.	533	561	706	605

Höhe 3.000 m:

	Jan.	Apr.	Juli.	Okt.
Alpen	346	389	475	432
Sierra N.	403	432	504	461
Hoher A.	418	432	547	490

Die Menge der Gegenstrahlung nimmt also von Norden nach Süden zu. Daher sind allein wegen der Gegenstrahlung in den Untersuchungsgebieten größere Minima der Oberflächentemperaturen zu erwarten, insbesondere in Nordwänden, die im Januar nicht direkt bestrahlt werden. Im Januar lassen sich in der Höhe von 3.000 m als Strahlungstemperaturen allein der Gegenstrahlung für den Hohen Atlas Werte von -30°C , für die Sierra Nevada -32°C und für die Ostalpen -41°C angeben.

Nicht nur im langwelligen, sondern auch im kurzwelligen Bereich sind erhebliche Strahlungsunterschiede zu vermerken.

Besonders einsichtig ist die Abhängigkeit der mittäglichen Sonnenhöhen von der Breitenkreislage eines Ortes. Die Differenz der maximalen Sonnenhöhen zwischen Hohem Atlas, Sierra Nevada und Alpen läßt sich für alle Tage aus der Differenz der Breitenkreislagen berechnen. Daher müssen die maximalen Bestrahlungsstärken in unseren Untersuchungsgebieten immer höher sein als in den Alpen. Diese Tatsache wurde von DRESCH (1941) zur Erklärung von naturräumlichen Unterschieden zwischen Seealpen und Hohem Atlas herangezogen.

Wegen der nichtlinearen, exponentiellen Abhängigkeit der traversierten Luftmasse von der Sonnenhöhe zeigen die maximalen Bestrahlungsstärken der direkten Strahlung besonders zum Winter hin im Vergleich zu den Alpen größere Unterschiede.

Die nachstehende Tabelle gibt die nach den Angaben SCHULZ (1970) für jeweils die Monatsmitte unter Berücksichtigung einer höhenabhängigen Trübung (Höhenlage: 3.000 m) und der traversierten Luftmasse berechneten Werte der mittäglichen direkten Strahlung ($\text{cal}/\text{min cm}^2$) wieder:

	März	Jun.	Sept.	Dez.
Alpen	1,04	1,44	1,05	0,44
Sierra N.	1,26	1,54	1,27	0,72
Hoher A.	1,37	1,57	1,38	0,88

Die direkte Strahlung auf eine horizontale Fläche ist im Januar mittags im Hohen Atlas doppelt so stark wie in den Alpen, die sommerlichen Unterschiede sind wesentlich geringer.

Die astronomisch möglichen Tageslängen vergrößern diese winterlichen Unterschiede. So beträgt im Dezember die Tageslänge im Hohen Atlas 10 Std., in der Sierra Nevada 9,5 Std. und in den Ostalpen 8,3 Std.

Infolge niedrigerer Strahlungsmaxima und kürzerer Tageslängen in den Alpen zeigt sich eine noch stärkere Differenzierung bei den Tagessummen theoretischer möglicher direkter Bestrahlung als bei den mittäglichen Maximalwerten:

	März	Jun.	Sept.	Dez.
Alpen	415	767	477	130
Sierra N.	537	777	546	243
Hoher A.	569	771	609	316 ($\text{cal}/\text{d cm}^2$)

Die im Winter mögliche direkte Bestrahlung ist im Hohen Atlas fast 2,5 (Sierra Nevada: 1,9) mal so groß wie in den Ostalpen.

Untersuchungen über die Höhenabhängigkeit der Sonnenscheindauer, wie sie STEINHAUSER (1974) für die österreichischen Alpen durchgeführt hat, liegen m.W. weder für die Sierra Nevada, noch für den Hohen Atlas vor. Daher können über den tatsächlichen Strahlungsgenuß keine vergleichenden Aussagen gemacht werden. Dennoch kann als sicher gelten, daß der Jahresgang der Tagessummen der tatsächlichen Bestrahlung in den Untersuchungsgebieten wesentlich ausgeglichener ist als in den Alpen, wobei die winterliche Bestrahlung in den südlicheren Gebirgen wesentlich stärker ist als in den Alpen.

Größere Bestrahlungsstärken (kurz- und langwellig) vor allem in der kalten Jahreszeit und die Drängung der Niederschläge und der dadurch freiwerdenden Kondensationswärme auf diese Jahreszeit lassen vermuten, daß die Temperaturminima der Oberflächen in den Untersuchungsgebieten wesentlich höher sind als in den Alpen, und daß scharfe Fröste selten sind. Dies wird durch WICHES (1953) Beobachtungen im Hohen Atlas bestätigt. Insbesondere albedoschwache Südhänge sind daher wenig von tiefen Frosteintritten betroffen.

Jedoch nicht nur die planetarische, sondern auch die hypsometrische Lage bedingt Eigenheiten der Mikroklimata bestimmenden Größen der Wärmehaushaltsgleichung.

Für unsere Zwecke genügt die Feststellung, daß mit der Höhe der Luftdruck abnimmt, die für die Sonnenstrahlung zu traversierende Luftmasse geringer wird und daß im Regelfall Temperaturen und Dampfdruck abnehmen und sich die Bewindung verstärkt.

Somit ändert sich der Strahlungsgenuß qualitativ und quantitativ. Wegen der geringeren Absorption, Streuung und Reflexion an Gasmolekülen und Partikeln ist mit der Höhe eine Vergrößerung des Strahlungsspektrums festzustellen (SCHULZE, 1970). Bei Abnahme der

diffusen Himmelsstrahlung nimmt die Globalstrahlung und besonders der Anteil der direkten Strahlung zu. Gleichzeitig nimmt mit dem Sinken von Lufttemperatur und Dampfdruck die langwellige Gegenstrahlung ab. Dies bedeutet, daß mit wachsender Höhe der nicht gerichtete Anteil am gesamten Strahlungsinput (lang- und kurzwellig) ab-, der gerichtete Anteil jedoch zunimmt. Expositionelle Unterschiede verschärfen sich also mit wachsender Höhe infolge der Zunahme des gerichteten Anteils an der Strahlung.

Jedoch auch Austausch und Verdunstung zeigen höhenmäßige Abhängigkeiten. Wie der Formel zur Berechnung des Vertikal-Reibungsaustauschkoeffizienten (vgl. WERNER, 1971) zu entnehmen ist, wird dieser wegen seiner Abhängigkeit von der Luftdichte unter sonst gleichen Verhältnissen mit der Höhe kleiner. Nach dem Boyle-Mariottischen Gesetz (vgl. GERTHSEN-KNESER, 1974) läßt sich als Maß für die Abnahme mit der Höhe der Quotient der Luftdrücke verschieden hoher Stationen angeben. Allerdings ist hier zu bedenken, daß in der Regel auch die Windgeschwindigkeiten zunehmen. Daher ist anzunehmen, daß in nur mäßig bewindeten Gebirgen besonders in Leelagen der Vertikalaustausch fühlbarer Wärme gering ist oder zumindest weniger stark in den Wärmehaushalt ein- geht als in tiefer gelegenen Orten.

Mit abnehmendem Druck wird die zur Verdunstung benötigte Wärmemenge geringer (GERTHSEN-KNESER, 1974), der Wärmeverbrauch für die Verdunstung also mit wachsender Höhe kleiner. Das Vorkommen von Felsflächen erlaubt besonders an Hängen ein schnelles Abfließen des Wassers. Daher dürften hier zur Verdunstung benötigte Wärmemengen im Gegensatz zu Lockermaterial kaum zu Buche schlagen. Das durch die planetarische Lage der Untersuchungsgebiete bedingte große Sättigungsdefizit der Luft zieht sicherlich eine deutliche Differenzierung des Temperaturverhaltens von Felsflächen und Lockermaterial nach sich.

Der Wärmestrom aus dem und in den Boden ist durch die anderen Glieder des Wärmehaushaltes bestimmt. Daher ergibt sich auch hier ein deutlicher Unterschied zwischen Fels und Lockermaterial, der noch zusätzlich durch größere Wärmeleitfähigkeit und Volumwärme von Fels gegenüber Lockermaterial weiter verstärkt wird. Damit steht im Winter in Fels eine größere Wärmemenge zur Nachfuhr von unten zur Verfügung als in Lockermaterial.

Außer durch die Höhenlage sind durch die Oberflächenform der Gebirge Auswirkungen auf den Wärmehaushalt möglich. Zu denken ist hier an eine Abschwächung der direkten Strahlung infolge von Horizontabschirmungen

(vgl. MESSERLI, 1972), die jedoch bei E-W-Verlauf eines Gebirges zumindest in den oberen Hanglagen kaum bedeutsam sein dürfte. Die effektive Ausstrahlung wird wegen des Muldeneffektes (GEIGER, 1961) in Gebirgstälern geringer sein als auf ebenen Hochflächen.

Der Absatz von Niederschlag, der wegen der Wintermaxima der Niederschläge und der Höhenlage vorwiegend in Schneeform geschieht, steht nach GARCIA-SAINZ (1962) in einer starken Abhängigkeit von der Relief- form. Für die nicht asymmetrisch ausgestaltete Sierra Nevada ist dies in Hinsicht auf eine expositionelle Differenzierung der Niederschlagsmengen kaum von Bedeutung. Im weitgehend asymmetrischen Relief des Hohen Atlas, wo sich glazial verschärfte Nordhänge und mäßiger geneigte Südhänge gegenüberstehen, bieten sich als Hauptabsatzgebiete für Schnee Ebenheiten unterhalb von Steilheiten an, besonders wenn es im Laufe des Winters zu mehrfachen Verwirbelungen kommt. Eine gleichmäßige Schneebedeckung, wie sie FRIEDEL (1952) für die Alpen nachweist, kann für asymmetrisch gebaute Gebirge nicht angenommen werden.

3. Zu den Untersuchungen

Entsprechend der Themenstellung laufen bei den Untersuchungen zwei Arbeitsweisen parallel. Einerseits sollen mikroklimatische Messungen durchgeführt werden, andererseits soll das Verwitterungsverhalten von Felsflächen beobachtet werden.

Als Untersuchungsobjekte dienten geeignete Felsflächen (vgl. Kap. 3.1, 3.2) in der Umgebung des Ortes Oukaïmeden (Hoher Atlas) auf den Hängen des 3.260 m hohen granitischen Massivs des Oukaïmeden, des andesitischen Massivs des Angour (3.614 m) und in der Hauptsache des aus permotriassischen Sandsteinen gebildeten Tizerag (2.745 m). Weitere Untersuchungen wurden an kambrischen Kalkflächen nahe des Tizi n' Test (2.220 m) durchgeführt.

Südlich des Hohen Atlas wurden zu Vergleichszwecken im Anti-Atlas (Tizi n'Taratine, 1.886 m, ca. 200 km östlich von Agadir) und im Bereich des Wadi Draa (Höhenlage: ca. 250 m, 180 km, ESE von Goulimine) Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen durchgeführt.

In der Sierra Nevada wurden Untersuchungen entlang der Straße Granada-Veleta sowie der Piste Veleta-Mulhacen in verschiedenen Höhenbereichen über 2.500 m angestellt.

Die Untersuchungen wurden in den Monaten März, April, August, September, Oktober (1975) und Juli (1976) vorgenommen.

3.1 Morphologische Untersuchungen

Das Hauptaugenmerk der Untersuchungen gilt nicht der Beschreibung und Erklärung der Großformung - hier sei auf die Werke von DRESCH (1941) MENSCHING (1953, 1957) und WICHE (1953) für den Hohen Atlas bzw. MES-SERLI (1965) mit umfangreichen Literaturangaben für die Sierra Nevada hingewiesen - sondern dem durch rezente Verwitterungsmechanismen entstandenen Kleinformenschatz von Felsflächen in seiner expositionellen Differenzierung.

Problematisch erscheint die Ansprache von "rezenten" Formungsmechanismen, da in den aufgesuchten Höhenbereichen die Einwirkungen des Pleistozäns direkten oder indirekten Einfluß auf die gegenwärtige Formung nehmen können.

Zu denken ist hier z.B. an die im Zusammenhang mit Karbildung und Abschmelzen des Eises angelegten Entlastungsklüfte oder auch an die mikroklimatischen Eigenheiten der Karwände und deren Schattenbereich, die auch heute noch die Erhaltung von Schneeflecken bzw. kleinen Gletschern begünstigen und so alle damit verbundenen geomorphologischen Vorgänge ermöglichen.

Aus diesem Grund wurden die Untersuchungen hauptsächlich an Objekten durchgeführt, in denen nur solche Zerstörungslinien angelegt sind, die aus den gegenwärtigen Verhältnissen bzw. ohne das vorangegangene Pleistozän erklärbar sind.

3.1.1 Beobachtungen zum Verwitterungsgeschehen im Hohen Atlas

Besonders deutlich läßt sich das Verwitterungsgeschehen an den Hängen des Tizerag (2.745 m) studieren. Auffälligstes Merkmal des Tizerag ist seine Reliefasymmetrie. Die NNW-N exponierte Flanke fällt schichtenscheidend steiler als 50 Grad ab, die Gegenseite wird von einem SSE-S exponierten, durchschnittlich 25-30 Grad geneigtem Glatthang gebildet. Der obere Teil des Glatthanges (ca. 100 m) wird von Felsflächen eingenommen, die im unteren Teil in einen Mantel von Verwitterungsmaterial eintauchen. Der Südabfall ist in seinem Längsverlauf nicht fluvial, sondern nur durch einige Sprünge von max.

50 m gegliedert. Das Expositionsspektrum umfaßt daher in erster Linie Steilheiten östlicher, nördlicher und westlicher Auslage sowie schwächer geneigte Hangpartien mit südlichen Auslagen.

Das Verwitterungsmaterial unterhalb der Glatthangflächen ist vorwiegend feinkörnig, nach seiner Korngrößenzusammensetzung läßt es sich nach SCHACHTSCHA-BEL (1976) als schluffiger Sand bezeichnen. Es finden sich hier jedoch auch Gesteinsscherben mit einer Oberfläche von zwei bis drei Quadratzentimetern und einer Stärke von wenigen Millimetern. In aller Regel lassen sie sich als vom Glatthang abgesprengte Krustenstücke identifizieren.

Qualitativ anders ist das Verwitterungsmaterial entlang der Verwerfungen zusammengesetzt. Zwar ist auch hier das Feinmaterial sandig, an größeren Bestandteilen finden sich hier jedoch vorwiegend quaderförmige, mehr als ziegelsteindicke Gesteinsbrocken.

Während die verwitterungsmaterialbedeckten Verwerfungen die Meigung des Glatthanges aufweisen, sind die Schuttdecken unterhalb der Felsglatthänge deutlich sanfter geböschet.

Im Verwitterungsmaterial bilden sich, wie im März sichtbar war, Erdknospen. Unterhalb der Gesteinsscherben kommt es zu nächtlichen Kammeisbildungen.

Auffälligstes Merkmal des Felsglatthanges ist, daß alle Flächen mit südlichen Komponenten in der Auslage von einer oberflächlich schwarzen Kruste überzogen sind. Nach freundlicher Auskunft von Prof. Dr. Bambauer (Institut für Mineralogie und Petrographie der WWU) wird der schwarze Überzug von einer Hämatitauflage gebildet.

Messungen ergaben, daß Felsflächen, die mehr als 15 Grad nach Norden geneigt sind, keine Krustenbildungen aufweisen. Dafür findet sich hier starker Flechtenbewuchs, der auf Krustenüberzug nicht feststellbar ist. Es scheint sogar, sieht man von nördlich exponierten Randbereichen ab, eine "Entweder-oder-Relation" zwischen Flechtenbewuchs und Krustenbildung zu bestehen.

Ähnliche Beobachtungen machte HABERLAND (1975). Das Fehlen von Flechten auf südexponierten Hängen kann sich nach den Untersuchungen LANGES (1969) auf eine rasche morgendliche Erwärmung der Oberflächen zurückführen lassen.

Die Krusten sind durch Risse in Polygone, deren

Durchmesser von wenigen Zentimetern bis zu einem Meter variiert, unterteilt. Eine expositionelle Abhängigkeit der Polygondurchmesser besteht nicht, kleinere Polygone finden sich dort, wo kleine buckelförmige Erhöhungen aus der sonst recht einheitlichen Glatthangfläche herausragen. Hier zeigen sich Formen, wie sie bei SCHULKE (1973) abgebildet und als "Schildkrötenmuster" bezeichnet sind.

Bei einem Teil der Polygone ist die Kruste abgesprungen oder befindet sich, wie aufgewölbte und vom Untergrund gelöste, teilweise abgesprungene Krustenteile zeigen, im Stadium des Ablösens.

Die abgesprengten Krustenteile werden scheinbar entgegen der Schwerkraft aus den Polygonzentren herausgehoben. Scherbiger Krustenschutt läßt sich auf den Glatthangflächen beobachten. Von hier wandert dieser offensichtlich zum Fuß des Felsglatthanges und zerfällt dort weiter.

So zeigt sich in einigen Polygonen der rotbraune Sandstein mit einzelnen schwarzen, eine Neuentstehung der Krusten anzeigenden Schattierungen, in einigen ein vollausbildeter Krustenüberzug und in anderen das Stadium der Zerstörung dieser.

Insgesamt lassen sich auf kürzeste Distanz alle Stadien der Krustenentstehung und -zerstörung studieren. Dies legt es nahe, die Prozesse von Entstehung und Zerstörung als rezent fortdauernd anzusprechen.

Im Anschlag zeigt sich vorwiegend der nachfolgend beschriebene vertikale Aufbau der Krusten:

Unterhalb des hauchdünnen schwarzen Überzugs (I), der gegen Abrieb und auch Ritzen sehr resistent zu sein scheint, liegt eine matt glänzende, einige Millimeter bis maximal drei Zentimeter starke Anreicherungsschicht (II). Mit dem Auge sind die Konturen einzelner Sandkörner nur schwer zu erkennen. Beim Zerschlagen zerspringt diese Schicht, die wir als Kruste bezeichnen, scherbzig und scharfkantig. Der darunterliegende bindemittelarme Horizont (IV) zerbröckelt beim Aufschlagen, bei sehr kräftigem Druck läßt sich dieses Material zwischen den Fingern zu Sand zerreiben. Darunter folgt in ca. 35 cm Tiefe der als Ausgangsmaterial (V) zu bezeichnende bindemittelhaltigere permotriassische Sandstein, der in seiner Resistenz gegenüber mechanischer Beanspruchung zwischen II und IV liegt. Häufig befindet sich zwischen der Anreicherungsschicht und dem Magerhorizont ein Hohlraum (III), der teilweise mit staubfeinem Material gefüllt ist. Dieser Hohlraum kann nach oben offen, aber auch geschlossen sein.

Die Krustenbildung greift über Schnittflächen - der Einfallswinkel der Sandsteinschichten ist kleiner als der Hangwinkel - hinweg. Die Krustenbildung ist teilweise so stark, daß die Schnittflächen von den Krusten verdeckt werden und diese nur noch im Aufschluß sichtbar sind. Dies stützt die These HABERLANDS (1975), daß strukturell angelegte Klüfte den Transport von SiO_2 -Solen, die die Anreicherungshori-



Photo 1. Neuentstehung und Zerstörung von Krusten

durchgeführt werden konnten. Dieses Fehlen liegt in der asymmetrischen Struktur der Hänge und dem Verlauf des Hohen Atlas begründet.

zenten Verwitterungsmechanismen vorgezeichnet.

Daher wird das Schwergewicht der Untersuchungen auf

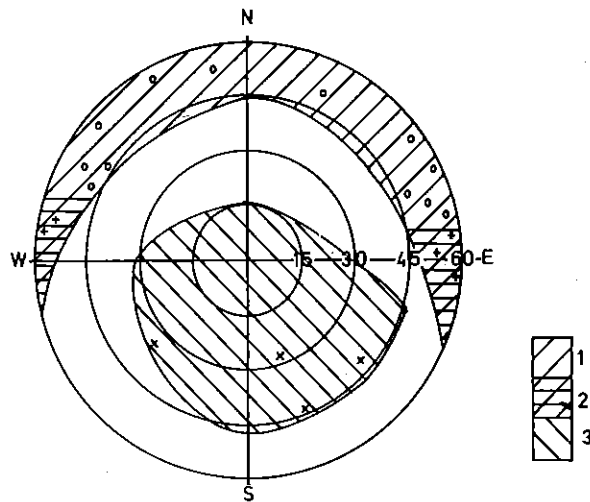


Abb. 2: Expositionelle Differenzierung nach Verwitterungsprodukten:

- 1) Vorwiegend blockiges Abspringen
- 2) Wie 1, jedoch Abspringen entlang der durch biol.-chem. Verwitterung erweiterten Klüfte
- 3) Kleinscherbiges Abspringen von Krustenteilen

Vereinzelte Vorkommen:

- + Blockiges Abspringen ohne Pflanzenwuchs
- o Blockiges Abspringen mit Pflanzenwuchs
- x Vertiefungen von Schichtgrenzen ohne blockiges Abspringen

Kreise bedeuten Linien gleicher Hangneigung

3.1.2 Beobachtungen zum Verwitterungsgeschehen in der Sierra Nevada

Die weitgehende Schuttbedeckung bis in die Gipfelregionen erlaubt nur in beschränktem Maße Untersuchungen auf flächigen Felspartien. Zudem sind die Einwirkungen der pleistozänen Formung auf das rezente Formungsgeschehen nicht zu unterschätzen. Sichtbare Klüfte durchziehen die Gipfelregionen oberhalb der Karwände. Obwohl postglaziale tektonische Bewegungen unzweifelhaft sind (MESSERLI, 1965), ist doch anzunehmen, daß viele der z.T. als Klüfte zutage tretenden Schwächezonen eine Folge der pleistozänen Karbildung sind. Mit der in Extremfällen zu Unterschneidungen führenden Karbildung geht eine Labilisierung der Gesamtform und die Anlage von Entlastungsklüften parallel. WILHELMY (1968) beschreibt die Anlage solcher bei der Ausräumung wesentlich geringerer Massen, etwa in Steinbrüchen.

Die weitere Ausgestaltung der Gipfel der Sierra Nevada ist also bereits weitgehend unabhängig von re-

zente Formung nicht durch pleistozän angelegte Schwächezonen bestimmt wird. Als solche sind schwächer geneigte (Neigung unter 40 Grad) karwandferne Felsflächen anzusehen.

Trotz der Einschränkungen des Spektrums der Expositionen sind deutliche Unterschiede im Verwitterungsverhalten zwischen nördlich und südlich exponierten Felsflächen gleichen Materials erkennbar.

Auf südöstlich bis südwestlich exponierten, nicht über 40 Grad geneigten Glimmerschieferflächen lassen sich in der begangenen Höhenstufe zwischen 2.500 m und 3.400 m allenthalben die nachstehend beschriebenen Verwitterungsformen beobachten. Es wird angenommen, daß diese verschiedene Stadien eines Verwitterungsprozesses darstellen. Ein frühes Stadium dieses Verwitterungsvorganges wird an der Oberfläche durch feine Risse sichtbar. Diese Risse umgeben vollständig oder teilweise Areale mit einer Größe von meist etwas mehr als 6 dm^2 und gliedern diese so aus der Oberfläche aus. Im Auf-

schluß zeigt sich, daß diese Gebilde in einer Tiefe von 8-10 cm vom Untergrund abgetrennt sind, so daß man von einer Plattenbildung sprechen kann.

In diesem Stadium können die sich bildenden Platten durchaus noch seitlich mit dem Felskörper verbunden sein. Auch in diesem Fall zeigen die Platten an ihrer Unterseite wie auch die darunter liegende Oberfläche des Anstehenden eine rotbraune Verwitterungshaut.

Zwischen dem Anstehenden und der Unterseite der Platten findet sich oft eine rotbraune, lehmig-tonige Zwischenschicht geringer Stärke (maximal 2-3 mm), auf der vereinzelt von der Plattenunterseite abgewitterte, ca. 1-2 mm dicke Steinscherben mit 1-2 cm² großer Oberfläche liegen. Gelegentlich können solche Gesteinsscherben im Stadium des Abspringens beobachtet werden. Von der Oberseite des Anstehenden lösen sich keine Scherben.

Die Oberseite der Platten zeigt in aller Regel keine Verwitterungsspuren. Lediglich vereinzelt läßt sich ein schaliges Aufplatzen beobachten. An diesen Stellen wurden (vgl. Kap. 3.2.2) die größten Temperaturmaxima gemessen.

Randnahe Teile der Zwischenschicht sind trocken und weisen polygonale Trockenrisse auf. Zentrale Teile sind deutlich sichtbar feucht. Nach einem Abheben der Platte verliert sich diese Feuchtigkeit jedoch sehr schnell.

Bei einer größeren Stärke der Zwischenschicht zeigt vorwiegend der feuchtere Teil blasige Strukturen. Die Loslösung der Platten kann entlang der strukturell vorgegebenen Linien verlaufen, diese jedoch auch schneiden. Eine Bindung des primären Ablösungsprozesses an vorgegebene Strukturen ist daher nicht anzunehmen.

Wie die Verfärbung entlang der unteren Trennfläche zeigt, wird das Ablösen der Platten in Tiefen zwischen acht und zehn Zentimetern durch chemische Verwitterung unterstützt. Die vertikalen Risse zeigen keine Verfärbung.

Als Zeichen des Fortschreitens des Verwitterungsprozesses ist eine Verbreiterung der Risse durch randliches Abspringen von Gesteinsscherben anzusehen. Von den Unterseiten der Platten lösen sich ebenfalls Gesteinsscherben, ihre Lagerung ist oberflächenparallel. Die Gesteinsscherben wie auch die Unterseiten der Platten zeigen in diesem Stadium

die frische Farbe des Gesteins. Es ist wahrscheinlich, daß das Absprengen durch physikalische Verwitterung geschieht.

Der weitere Zerfall der Platten ist durch weiteres Loslösen von Gesteinsscherben sowohl am Plattenrand wie auch an der Unterseite gekennzeichnet.

Der von unten nach oben fortschreitende Verwitterungsprozeß ist wesentlich intensiver als der oberflächennah von den Rändern her arbeitende. Am intensivsten scheint die Abwitterung in der Plattenmitte zu sein. Hier weisen die Platten geringere Stärken auf als in den mehr randlichen Partien. Bei nur 1-2 cm randlicher Verkleinerung werden von den Unterseiten der Platten - feststellbar an der Stärke des Verwitterungsmaterials - 6-9 cm abgewittert.

Platten, die durch breitere Klüfte ganzseitig vom Anstehenden abgetrennt sind, schwimmen gleichsam im eigenen Verwitterungsmaterial. Bemerkenswert ist die Abnahme der Fraktionsgrößen der in jeder Größe oberflächenparallel lagernden Gesteinsscherben sowohl mit der Tiefe wie auch in Richtung auf das Zentrum der Platten hin.

Bis in eine Tiefe von 5-6 cm unterhalb der Plattenunterseite besitzen die immer feiner bis sandfein werdenden Gesteinspartikel die Farbe des unverwitterten Gesteins. Glimmerkristalle von weniger als 1 mm Größe können unschwer mit dem Auge ausgemacht werden.

Unterhalb dieser Schicht von Lockermaterial schließt sich ein bis zu 4 cm starker, bis auf das Anstehende herabreichender, rostbrauner und vorwiegend lehmig-toniger, vom Darüberliegenden scharf abgesetzter, stark verfestigter Horizont an, dessen Bestandteile nach unten hin immer feiner werden.

Dieser Horizont trägt oft die Struktur eines Schaumbodens, wie er bei ENEVARI et al. (1974) abgebildet und beschrieben wird. Neben der Übereinstimmung in der äußeren Erscheinungsform ist hervorzuheben, daß auch hinsichtlich der Ausgestaltung des Fundortes - Klüfte in metamorphem Gestein - eine Ähnlichkeit besteht. ENEVARI erklärt die Genese der Schaumböden durch das Ausdehnen eingeschlossener Luft bei Erwärmung. In Versuchen zeigt er, daß Schaumböden während ihrer Entstehung Druck auf ihre Umgebung ausüben. Der Entstehung von Schaumböden, die nach unseren Beobachtungen sofort nach der Abtrennung der Platten vom Untergrund einsetzt, kann möglicherweise eine lockernde Wirkung zugesprochen werden.

BUNTING (1977) beschreibt ähnliche Schaumböden aus hocharktischen Räumen, allerdings läßt sich weder nach den Abbildungen noch nach der edaphisch-petrographischen Situation eine Übereinstimmung mit den von uns vorgefundenen Schaumböden erkennen. Eine Bildung dieser durch Eiskristalle erscheint in der Sierra Nevada unwahrscheinlich, da einerseits in Nordexpositionen auch bei Vorhandensein eines lehmig-tonigen Horizontes derartige Funde nicht gemacht werden konnten, andererseits ein Schmelzen von Eiskristallen infolge der Durchtränkung der Blasenwände zu einer Labilisierung der kugelförmigen Blasen hätte führen müssen.

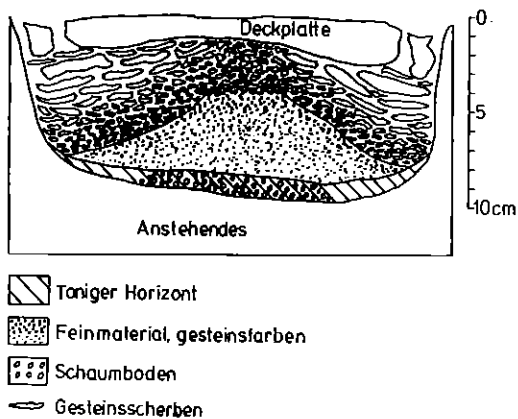


Abb. 3: Querschnitt durch eine für südlich exponierte Felsflächen der Sierra Nevada typische Verwitterungsformen

Im weiteren Verlauf dieses Verwitterungsprozesses zerfällt die Deckplatte diametral. Infolgedessen treten unterhalb der Fragmente der alten Deckplatte (in der Regel 3-4) neugebildete Feuchtezentren und eine Ordnung der Fraktionsgrößen unterhalb eines jeden Fragments (wie unter der primären Deckplatte) auf, die jedoch bei weiterem Zerfall der Plattenfragmente verschwinden.

Die Sortierung des Verwitterungsmaterials kann sowohl durch Einspülung wie auch durch Verwitterung in situ geschehen. Die Möglichkeit einer Spülsortierung muß jedoch für obere, unmittelbar unterhalb der Deckplatte gelegenes Verwitterungsmaterial ausgeschlossen werden. Zum einen können hier kaum Sickervorgänge stattfinden, da an diesen Stellen von oben kein Wasser eindringen kann, zum anderen lassen sich hier feinere Fraktionen feststellen als in gleicher Höhenlage unterhalb von randnahen, auch unterhalb der Deckplatte gelegenen Bereichen, wo naturgemäß ebenfalls keine stärkeren Sickervorgänge stattfinden. Allenfalls können hier sehr kleine Korngrößen verlagert werden. Eine größere Neigung

zu Umlagerungen läßt sich allenfalls unterhalb der randlichen Klüfte vermuten. Gegen die Aufnahme einer frostdynamischen Sortierung spricht die oberflächenparallele Anordnung auch kleinster Gesteinscherben.

Eine Abtragung des verwitterten Materials kann in größerem Umfang erst dann geschehen, wenn die Deckplatte zerfallen ist. Erst nach dem Abtrag wird die Verwitterungsform an der Oberfläche sichtbar, da bis dahin die Deckplatte im Niveau der Umgebung liegen bleibt und sich so der schon weit fortgeschrittene Verwitterungsvorgang und die neu entstandene Oberfläche des Anstehenden im Profil nicht erkennen läßt.

Besteht mangels Gefälle keine Möglichkeit zur Abtragung, verwittert das Material in situ weiter bis in sandfeine Fraktionen. Dies kann besonders dort beobachtet werden, wo auf lokalen Maxima gelegene Platten abflußlose Vertiefungen zurückgelassen haben, die sich zu runden Verwitterungsnapfen umbilden können.

Nach dem Abtrag des Verwitterungsmaterials bleibt auf den Oberflächen eine rotbraune bis braune Verwitterungshaut zurück, die jedoch nicht langlebig sein kann, da auf der Oberfläche von Platten, also dort, wo bereits der nächste Verwitterungszyklus begonnen hat, nur sehr selten eine solche zu beobachten ist.

Die geschilderten Stadien vom Beginn der Ausgliederung einer Platte durch Risse und der oberflächenparallelen Anlage eines Verwitterungshorizontes in der Tiefe von 8-10 cm bis zum Zurückbleiben einer das Ende eines Verwitterungs- und Abtragungsprozesses signalisierenden Verwitterungshaut an der (neuen) Oberfläche finden sich auf Flächen mäßiger (kleiner als 40 Grad) Neigung mit Auslagen, die südliche Komponenten aufweisen, und solchen, die weniger als 10 Grad nach Norden geneigt sind, in engster Nachbarschaft. Flächen, die sich nicht in einem der genannten Stadien befinden, sind nahezu unauffindbar.

Das Nebeneinander aller Stadien in noch feineren Abstufungen, als dies hier beschrieben wurde, legt es nahe, das Geschehen als einen Verwitterungsprozeß zu beschreiben, an dem zeitlich wie auch räumlich verschiedene Verwitterungsarten beteiligt sind.

Aus dem Grad der Verwitterung aller südlich exponierten Flächen und den häufig sichtbaren, jedoch in einiger Tiefe gebildeten Verwitterungshäuten, die

einen bereits erfolgten Verwitterungs- und Abtragungsvorgang anzeigen, kann gefolgert werden, daß diese Flächen einer sehr intensiven rezenten Formung durch diesen Prozeß unterliegen.

Der Verwitterungsvorgang ist von innen nach außen fortschreitend, ein Fortschreiten von oben nach unten unterhalb der primären oberflächenparallelen Abtrennungsfläche muß als weniger stark angenommen werden, da während aller Stadien des Prozesses die Tiefe der Verwitterungsformen recht einheitlich 8-10 cm beträgt.

Die rasche Verwitterung unterhalb von zentralen Teilen der Platten und die dort sichtbar größere Feuchtigkeit deuten darauf hin, daß der Feuchtigkeit eine entscheidende Rolle bei der Verwitterung zukommt.

Vergleichende Untersuchungen auf dem Grat westlich der Paßhöhe der Piste Veleta - Mulhacen zeigen, daß auf der Südseite des Grates der oben beschriebene Verwitterungsprozeß stattfindet. Die Schichtlinien werden hier deutlich geschnitten, eine Glättung wird bewirkt. Auf der Nordseite kann ausschließlich ein schichtenkonformes Ablösen von Felsbrocken ohne die weitere Zerlegung von unten her beobachtet werden.

Auf durch Gletscherschliff gerundeten Höckern nahe der Mittelstation der Veleta-Seilbahn zeigen sich trotz nur geringer Expositionsunterschiede bei sehr kleinen, selten mehr als 4 m betragenden horizontalen Entfernungen deutliche Unterschiede im Verwitterungsverhalten nördlicher und südlicher Expositionen. Zwar wird in allen Expositionen die Loslösung von Gesteinsplatten vom Untergrund durch die Anlage eines tonigen Horizontes, der jedoch in südlichen Auslagen stärker ausgebildet ist, eingeleitet, eine weitere Zerlegung von unten her war jedoch nur in südlichen Auslagen anzutreffen.

Im gesamten sich auf den Höhenbereich von 2.500 m bis 3.400 m erstreckenden Untersuchungsbereich läßt sich bei nördlichen Expositionen eine vorwiegend den Strukturlinien folgende Formung gegenüber einer von Strukturlinien weitgehend unabhängigen, zu Flächenbildung im Sinne geneigter Flächen tendierenden Formung in südlichen Expositionen beobachten.

Diese über Strukturlinien greifenden Flächen besitzen in der Regel nur eine Ausdehnung von wenigen Quadratmetern, sie sind überall dort zu finden, wo Felspartien die Schuttbedeckung durchragen.

Diese Fläche weisen in aller Regel Expositionen mit

Azimuten der Auslagen zwischen 120 und 240 Grad bei Neigungen zwischen 20 und 40 Grad auf. Sie sind meist nicht mit Flechten bewachsen; Flechtenbewuchs läßt sich dagegen fast immer in anderen als den genannten Expositionen beobachten.

Somit zeigt sich trotz aller Unterschiede hinsichtlich der geologischen Ausstattung der Sierra Nevada gegenüber den von uns im Hohen Atlas aufgesuchten Regionen eine Obereinstimmung in der expositionell differenzierten Formungstendenz.

3.2 Zu den mikroklimatischen Messungen

Entsprechend dem Ziel der Untersuchungen, mit Hilfe gemessener mikroklimatischer Daten das expositionell differenzierte Verwitterungsverhalten von Felsflächen zu erklären, wurden in den Monaten März, April, August, September und Oktober (1975) sowie Juli (1976) an wechselnden Meßorten in der Sierra Nevada, im Hohen Atlas und in der Nordwestsahara mikroklimatische Messungen durchgeführt.

Wenn auch chemische Verwitterung bis in sehr große Tiefen hinein wirksam ist - HILLS (1966) gibt für aride Regionen einige hundert Fuß an - so können wir doch annehmen, daß eine expositionelle Differenzierung am klarsten im oberflächennahen Bereich ihren Ausdruck findet. Eine Beschränkung der Meßtiefen auf oberflächennahe Bereiche erscheint daher sinnvoll.

Wegen des Fehlens solcher Messungen stellt sich als erstes Ziel die Ermittlung der Größen, innerhalb derer sich die von uns zu beobachtenden Parameter Temperatur und Luftfeuchte im oberflächennahen Bereich bewegen.

Dazu genügt ein im Vergleich zu Wärmehaushaltsmessungen kleiner Meßapparat, der für unsere Zwecke hinreichend genaue Meßreihen liefert.

Zur Durchführung der Messungen kamen folgenden Geräte zum Einsatz:

Solarimeter	} mit 6 Kanalschreiber
Widerstandsthermometer	
Aspirationspsychrometer	
Thermohydrograph mit Hütte	
Infrarotthermometer (IR 24)	
Schalenanemometer	
Minimum- und Maximumthermometer.	

Zum Bestimmen der Globalstrahlung wurde das Solariometer möglichst in Gipfellage waagrecht oder hangparallel aufgestellt. Diese Anordnung ermöglicht einen Vergleich zwischen der horizontal und der für unsere Fragestellung wichtigen hangparallel gemessenen Globalstrahlung.

Eine Bestimmung von Albedowerten wurde versucht, doch war sie wegen der Hochgebirgsverhältnisse nahezu unmöglich: Bei waagrecht nach unten gehaltenen Empfangsfläche muß ein nicht kalkulierbarer Fehler durch indirekte Strahlung von unten oder durch Reflexstrahlung gegenüberliegender Hänge oder tiefer liegender Wolken befürchtet werden. Eine hangparallele Albedomessung erschien ebensowenig sinnvoll, da dann möglicherweise Strahlung aus dem oberen Halbraum mitgemessen worden wäre. Außerdem ist die Albedo eine auch vom Auftreffwinkel der Strahlung abhängige Eigenschaft (vgl. BUDYKO, 1963); gleiches Material würde dann zu gleicher Zeit bei verschiedener Exposition verschiedene Albedowerte ergeben.

Die Widerstandsthermometer wurden in aller Regel in die mit Hilfe eines Bohrers angelegten Löcher (oberflächenparallel oder vertikal) eingeführt oder in natürliche Klüfte versenkt. Damit war sichergestellt, daß die Messungen in der morphologisch aktivsten Zone vorgenommen wurden. Wie Versuche ergaben, beeinflussen oberflächenparallele Bohrungen in einer Mindesttiefe von 1 cm die Temperaturentwicklung an der Oberfläche nicht oder zumindest in einer mit Hilfe des Meßapparates nicht feststellbaren Weise.

Bei aufgelegten Widerständen ließen sich insbesondere bei starken Winden Verfälschungen der Meßergebnisse feststellen. In diesen Fällen wurden mit dem weniger windanfälligen Thermophil Kontrollmessungen vorgenommen, wobei sich zeigte, daß insbesondere bei spitzwinkligem Abtasten der Oberflächen der windbedingte Fehler sehr klein ($< 1^{\circ}\text{C}$) gehalten werden kann.

Das Registriergerät erlaubt den Anschluß von vier Widerstandsthermometern. Damit ist das Erfassen expositioneller Unterschiede in genügend hohem Maße gesichert. Die Richtigkeit der Messungen wurde mehrmals täglich durch mit anderen Geräten vorgenommene Vergleichsmessungen überprüft. Damit ist eine für unsere Zwecke genügend hohe Meßgenauigkeit gewährleistet.

Der Thermophil wurde zu nichtstationären Tastmessungen benutzt. Seine Konstruktion erlaubt es, in nur kurzer Zeit eine Vielzahl von Messungen vorzunehmen.

Wegen seiner Handlichkeit konnte er besonders in unwegsamem Gelände eingesetzt werden. Der robuste Fühler erlaubte neben Oberflächenmessungen auch Innenmessungen in natürlichen Klüften kleinen Durchmessers.

Das Infrarotthermometer wurde in erster Linie zu Kontrollmessungen stationär eingesetzt. Für nichtstationäre Messungen erwies es sich bauartbedingt als sehr umständlich und ungenau.

Lufttemperatur und -feuchtigkeit wurden mit dem Aspirationspsychrometer bzw. dem durch eine Hütte geschützten Thermohydrographen ermittelt.

Meßmethoden und die regelmäßige Überprüfung der Geräte gewährleisteten genaue Messungen; Meßfehler dürften innerhalb der bauartbedingten Toleranzen (Meß- und Ablesegenauigkeit) liegen. Die Größe der Temperaturamplituden erforderte zumeist eine Registrierung auf der größten Meßskala ($-10 - +90^{\circ}\text{C}$) des 6-Kanalschreibers. Wegen der damit verbundenen Ungenauigkeit der Ableesungen geben wir in aller Regel auf volle Grad gerundete Temperaturen an. Dies genügt für die für unsere Zwecke erforderliche Genauigkeit.

Die Frage nach der räumlichen Differenzierung des Verwitterungsgeschehens und der Ausbildung von Mikroklimaten verlangt Untersuchungen an vergleichbaren Objekten in möglichst vielen Expositionen.

Ein Vergleich der Untersuchungsergebnisse ist nur dann möglich, wenn die Untersuchungsobjekte einigen Bedingungen genügen. So sollten miteinander verglichene Felsflächen hinsichtlich der physikalischen Eigenschaften ihres Untergrundes gleich sein. Weiter müßten diese Flächen über größere Areale gleich exponiert sein, damit das mikroklimatische Geschehen am Meßpunkt nicht durch horizontale Wärmeleitung beeinflusst wird.

Derartig ideale Bedingungen - wie sie etwa für physikalische Experimente unabdingbare Voraussetzungen wären - sind in der Natur kaum anzutreffen. Deshalb muß sich ein Vergleich - vermutlich nicht nur bei dieser, sondern bei nahezu jeder geomorphologischen Fragestellung - nicht nur auf die gemessenen Parameter beziehen, sondern auch auf die Umstände, die diese Parameter beeinflussen können.

In den nachfolgenden Ausführungen sind daher Meßergebnisse und Kommentar nicht zu trennen, wie auch die Darstellung von Mikroklima nur künstlich von der

Oberflächenform zu trennen ist: So wie der eigentümliche Formungsstil jeden Ortes spezifische Formen schafft, wird dadurch auch das Spektrum der für Meßzwecke geeigneten Flächen und deren Mikroklimata bestimmt. Eine Asymmetrie in der Formung, wie sie in den Untersuchungsgebieten angetroffen werden kann, schränkt zumindest für Messungen an Felsflächen das Spektrum der Expositionen ein. In ähnlicher Weise variiert auch die physikalische Beschaffenheit des Untergrundes, wie sich an der bereits erklärten Verteilung der die Albedo verändernden Krusten oder der die Wärmeleitfähigkeit herabsetzenden inneren Zerstörung des Gesteinsverbandes zeigen läßt.

Nur eine zusammenfassende Darstellung der Meßergebnisse wird der Vielzahl der Meßergebnisse gerecht. Besonders typische Meßergebnisse werden im nachfolgenden graphisch dargestellt; die für Fragen der Verwitterung bedeutsamen Extreme der Temperaturen und die relative Luftfeuchte zur Zeit der Oberflächenminima werden am Schluß jeden Kapitels angegeben.

3.2.1 Mikroklimatische Messungen im Hohen Atlas

In den Monaten März, August, September und Oktober wurden in der Umgebung des marokkanischen Wintersportortes Oukaïmeden Messungen in Höhenbereichen zwischen 2.700 m und 3.600 m durchgeführt. Das unwegsame Gelände ließ ein Aufstellen der Registriergeräte nur in den Höhen 2.700 m (Tizerag) und 3.260 m (Oukaïmedenmassiv) zu, andere Höhenlagen konnten nur durch längere Fußwege erreicht werden.

Zu Beginn der Untersuchungen am 22.3.1975 zeigten die Nordhänge bis in die Kammhöhen des Toubkal (4.165 m) keine durchgehende Schneebedeckung. Lediglich der Talboden bei Oukaïmeden (2.600 m) und die NW-Flanke des Oukaïmedenmassivs oberhalb einer Höhe von ca. 2.800 m trugen eine dichte Schneedecke.

Die durch Karnischen verstellte Nordflanke des Angour (3.614 m) zeigte nur in den Nischen Schneebedeckung und war daher begehbar. Das Massiv des Tizerag war sowohl auf der Nord- wie auch der Südflanke schneefrei.

Jahreszeit, Gang der Lufttemperatur und die Angabe des Hüttenwirtes der in Oukaïmeden liegenden Hütte des französischen Alpenvereins, der Südhang des Ti-

zerag sei erst vor einigen Tagen ausgeapert, ließen häufige Frostwechsel erwarten. Die Messungen zeigten jedoch, daß diese Annahme zumindest in dieser Allgemeinheit unrichtig war.

Während unterhalb der auf dem Verwitterungsmaterial liegenden Gesteinsplättchen morgens regelmäßig Kammeis mit Nadeln von wenigen Millimetern Länge beobachtet werden konnten und Erdknospen Anzeichen kryo-turbater Aktivitäten erkennen ließen (und so die auf Verwitterungsmaterial gemessenen negativen Temperaturminima zwischen $-1,5^{\circ}\text{C}$ und -4°C bestätigten), zeigten die auf den SSE - SSW ausgerichteten Felsflächen festgestellten Temperaturen nie negative Werte, vielmehr ließen sich die Minima hier stets mit mehr als 1°C bestimmen. In freier Gipfellage sanken die Lufttemperaturen bis auf -1°C , während sich über dem Talboden in einiger Entfernung von den Felsflächen ein geringmächtiger Kaltluftsee (bis -9°C) ausbildete. Sowohl über Verwitterungsmaterial als auch über Felsflächen des nördlichen Steilabfalls ließen sich gelegentlich ganztägig anhaltende Fröste registrieren, wobei die Minima sowohl auf Fels wie auch auf Verwitterungsmaterial mit Temperaturen von -6°C unter den Minima über Verwitterungsmaterial südlicher Expositionen lagen. Westlich und östlich exponierte Steilheiten aus Fels ließen nur geringfügige Fröste zwischen -1°C und -2°C zu.

Hier zeigt sich, daß grundsätzlich keine Übereinstimmung zwischen Frostwechseln in der Luft und denen der Oberflächen festzustellen ist, zumindest nicht im Hochgebirge mit seinen stark wechselnden Expositionen und den bodenartabhängigen physikalischen Eigenschaften seiner auf kürzeste Distanz bodenartwechselnden Oberflächen.

Für geomorphologische Fragestellungen ist es von besonderer Bedeutung, daß bei gleicher Exposition Frost- eintritte über Feinmaterial nicht auch Frostwechsel auf flächigen und wenig gegliederten Felsflächen bedeuten müssen, hier also kein Zusammenhang zwischen Solifluktion in Feinmaterial und Frostsprengung in Felsflächen bestehen muß. Hierin ist sowohl der Einfluß der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeit von Fels und Verwitterungsmaterial, als auch der unterschiedlichen Wärmespeicherung und der unterschiedlichen zur Verdunstung verfügbaren Wassermengen wie des daraus resultierenden Wärmeverlustes zu sehen.

Maximale Temperaturen schwankten bei südlichen Auslagen zwischen 28 und 32°C , wobei verkrustete Partien 1-2 Grad höhere Temperaturen aufwiesen als krustenfreie Partien gleicher Exposition. Extremere Gän-

ge nach beiden Seiten zeigen emporgewölbte Krusten. Diesen standen Maxima von höchstens 6°C in nördlichen Steilheiten gegenüber, an einigen Tagen bleiben hier die Maxima auch geringfügig ($-0,5^{\circ}\text{C}$) unter 0°C .

Die Oberflächenmaxima südwestlicher Expositionen bleiben geringfügig hinter denen südöstlicher Expositionen zurück. Die höheren östlichen Maxima lassen sich dadurch erklären, daß eine im Tagesverlauf oszillierende, über der Meseta von Marrakesch fast geschlossene, im Bereich des Hohen Atlas sich in Cumuli auflösende Wolkendecke, am späten Vormittag regelmäßig den Gipfel des Tizerag erreicht und so die bis dahin ungehinderte Sonnenstrahlung häufig unterbricht.

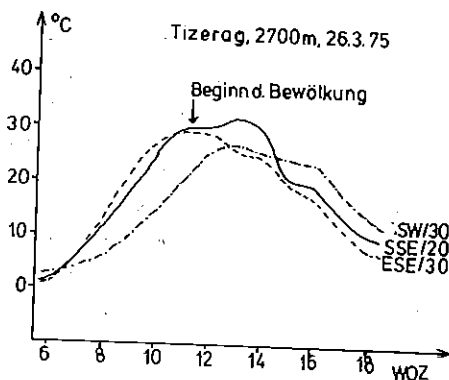


Abb. 4: Temperaturverlauf auf verschiedenen exponierten Flächen des Tizerag (26.3.75)

Das Ansteigen der über der Meseta von Marrakesch durch eine deutlich ausgeprägte Wolkenobergrenze angezeigten Pellopause, das nach Beobachtungen an Wolken im Bereich des Hohen Atlas besonders stark ist, bewirkt, daß im Tagesrhythmus täglich gleiche Höhenlagen zu fast gleicher Uhrzeit erreicht werden und so die Sonnenstrahlung häufig unterbrochen wird.

Dieser auch in anderen Jahren beobachtete regelmäßige Vorgang bewirkt, daß höhere Gebirgslagen eine längere Sonnenbestrahlung erfahren. Daher ist es nicht verwunderlich, daß die wärmste Felsfläche in einer Höhe von 3.600 m aufgefunden wurde. Gegen 15 Uhr ließen sich hier (Azimut: 170° , Neigung: 25°) Temperaturen von 33°C feststellen. Uhrzeit und Exposition der Fläche, die kurz vor Mittag einer berechneten direkten Bestrahlung von mehr als $1,5\text{ cal/min cm}^2$ ausgesetzt ist, lassen vermuten,

daß das tatsächliche Maximum der Temperaturen höher liegt. Das nächtliche Minimum betrug $0,5^{\circ}\text{C}$ und war damit nur zwei Grad niedriger als das Minimum der gleichen Nacht auf der Glatthangfläche des Tizerag.

Nördlich exponierte Karwände in einer Höhe von ca. 3.500 m zeigten ganztägige Gefrorenis. Hier konnten Minima von -8°C festgestellt werden.

Damit ergibt sich für den Übergangsmont März folgende hypsometrische Differenzierung: Mit der Höhe läßt sich an Tagen mit dem beschriebenen Strahlungsverlauf keine Abnahme der Maximaltemperaturen auf gut zur Sonne exponierten Flächen feststellen; im Gegenteil scheinen die Maxima mit der Höhe in den von uns aufgesuchten Höhenbereichen größer zu werden. Minima verringern sich mit der Höhe nur geringfügig (ca. $0,22^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

Außer durch den Einfluß der im Untergrund gespeicherten Wärme läßt sich dies auch durch die stabile Luftschichtung oberhalb der Pellopause erklären, da bei kleinem Temperaturgradienten auch die Gegenstrahlung mit der Höhe nur entsprechend geringfügig abnimmt.

Auf Nordhängen großer Steilheit nehmen sowohl die Maxima als auch die Minima mit der Höhe ab.

In einer expositionellen Differenzierung für Felsflächen zeigt sich, daß Hänge mit südlicher (SE - SW) Auslage während des Untersuchungszeitraumes bis in große Höhen weitgehend frostfrei sind, östliche und westliche Steilheiten unterliegen Frostwechseln mit schwachen Frösten, nördlich exponierte Steilheiten unterliegen tiefen Frösten mit Frostwechseln in tieferen Lagen.

Auf Verwitterungsmaterial kommt es in allen Expositionen zu Frostwechseln oder in nördlichen Expositionen auch zu ganztägig anhaltenden Frösten. Während die Minima hier deutlich unter denen von Fels liegen, zeigen sich bezüglich der Maxima kaum Unterschiede. Dies dürfte im Verdunstungsverhalten des wenige Millimeter unterhalb einer trockenen Oberschicht liegenden durchfeuchteten Feinmaterial begründet sein.

Mittwinterliche Messungen konnten nicht vorgenommen werden. Es kann jedoch angenommen werden, daß die Temperaturen allgemein einige Grad tiefer liegen als die im März festgestellten. Dabei ist zu vermuten, daß auf südlich exponierten Felsflächen nur sehr selten tiefere Fröste vorkommen. Unterhalb von Schneedecken kann es nur zu geringen Frosteintritten kom-

men, da einerseits Schnee isolierend wirkt, andererseits große, während der warmen Jahreszeit im Fels gespeicherte Wärmemengen nachgeführt werden können. So stellten KELLER und MEIMAN (1970) und auch HERRMANN (1973) unter der winterlichen Schneedecke der Alpen in Südexpositionen positive Temperaturen fest. Dies kann in stärkerem Maße für den Hohen Atlas wegen der hier größeren gespeicherten Wärmemenge angenommen werden. Bei mittwinterlichem Ausapern verhindern die in den genannten Expositionen auch dann noch starken Einstrahlungen und die damit verbundenen Wärmeströme innerhalb der Felsflächen ein starkes Absinken der Temperaturen, zumal nach WICHE (1953) in den von uns aufgesuchten Höhenlagen tiefere Lufttemperaturen selten sind. Strahlungsberechnungen⁴⁾ ergeben, daß Hänge einer Neigung von 30 Grad eine direkte Bestrahlung im Januar von 573 cal/d cm^2 bei einem Azimut von 180 Grad bzw. 496 cal/d cm^2 3 bzw. 1,5 Stunden anhalten können. Hochsommerliche Verhältnisse gegen Ende August bis Mitte September zeigen mit Ausnahme zweier durch zyklonale Störungen verursachten Wetterlagen vorwiegend Strahlungstage.

Entsprechend verhalten sich die Temperaturgänge. In der Glatthangexposition wurden regelmäßig über Fels Temperaturen von durchschnittlich 48° C erreicht oder auch überschritten. Maxima an der Unterseite aufgewölbter Krusten erreichten regelmäßig mehr als 50° C mit einem absoluten Maximum von 56° C . Minima schwankten in dieser Zeit zwischen 9 und 12 Grad, auf aufgewölbten Krusten sanken die Temperaturen um ca. 1° C tiefer als in der Umgebung. Nur an 5 von 18 Tagen überstiegen die Maxima nicht 45° C .

Am 15. und 16. September ließen sich bei nahezu ganztägiger flächendeckender Bewölkung während kurzer Zeit des Aufklarens Temperaturen von 25 bzw. 23° C als niedrigste Maxima während der gesamten Meßdauer feststellen. Bei einer bewölkungsbedingten Einstrahlung von $0,27 \text{ cal/min}$ und leichtem Schneefall sanken die Mittagstemperaturen am 16.9. auf der Glatthangfläche bis auf 6° C (Luft: -2° C ab. Bei diesem Kaltlufteinbruch konnte in keiner Exposition ein Frosteintritt festgestellt werden.

Am nachfolgenden Tag stiegen die Temperaturen nach Minima von 2° C wieder auf Werte über 40° C an.

Bei Strahlungswetterlagen bleiben die Maxima von ESE-Expositionen 3-4 Grad und die von WSW-Expositionen 2-3 Grad hinter denen der Glatthangmaxima zurück. Minima nehmen von östlichen zu westlichen Expositionen zu, wobei die Minima westlicher Expo-

sitionen gelegentlich größer sind als die der Luft. Generell schneiden sich, wenn überhaupt, die Luft- und Oberflächentemperaturen nachts in westlichen Expositionen wesentlich später als in östlichen. Nach den Abbildungen STOCKERS (1976) verhalten sich die von ihm in der Mani gemessenen Temperaturminima der Oberflächen sowohl hinsichtlich ihrer expositionellen Differenzierung, als auch im Vergleich zu den Lufttemperaturen ähnlich.

Zu einem Absetzen von Tau kommt es daher in östlichen Expositionen wesentlich häufiger als in westlichen. Auch ist die Zeitdauer, in der ein Absetzen von Tau möglich ist, in östlichen Expositionen wesentlich länger. Auch wenn die relative Luftfeuchte nachts oft so gering ist, daß ein Absetzen von Tau unmöglich ist, so ist doch der Zeitraum, in dem es zum Absatz von Wasser an hygroskopische Materialien (Salze, Tone, vgl. BAKKER et al., 1970) kommen kann, auch ohne Erreichen des Taupunktes in östlichen Expositionen wesentlich länger als in westlichen.

An Tagen mit nachmittäglicher Cumulusbewölkung verringern sich die Unterschiede zwischen östlichen und westlichen Maxima. Da Cumuli in aller Regel erst nachmittags das Niveau des Tizerag erreichen und kurzfristige Abschattungen bewirken, lassen sich entsprechend der Strahlungsrichtung zu dieser Zeit auf südlich bis südwestlich exponierten Flächen größere kurzfristige Temperaturschwankungen beobachten.

Bei mehrfachen Abschattungen und Aufheizungen werden so Temperaturinversionen und gegensätzlich gerichtete Wärmeströme innerhalb der Felsen erzeugt.

Nördliche Steilheiten zeigen wesentlich schwächere Tagesgänge mit Maxima von durchschnittlich 16° C bzw. Minima von 6° C .

Der tägliche Witterungsablauf in dieser Höhenlage stellt sich bei Hochdruckeinfluß durch einen von vertikalem Luftmassenwechsel überlagerten Tagesgang dar. An diesen Tagen kommt es zwischen 18 und 23 Uhr zu einem Temperaturanstieg bis zu 5° C . Dies wird mit einem Abfall der relativen Luftfeuchte um 50-70 % begleitet (vgl. Abb. 7). Eine mögliche Erklärung dieses sicherlich in der vorgefundenen Regelmäßigkeit ungewöhnlichen Vorganges liegt in der täglichen Oszillation einer Inversionsschicht. BÜGEL (1956) gibt für Mediterranengebiete eine durch eine kräftige Inversion von 4-5 Grad auf 200 m ausgezeichnete Peplopause an. Bei Auftreten von Bewölkung ließ sich regelmäßig eine im Tagesverlauf anhebende

Wolkenobergrenze beobachten, die über der Meseta von Marrakesch nahezu waagrecht, über dem Hohen Atlas jedoch emporgewölbt erschien. Dies und die Tatsache, daß kurz vor dem Temperaturanstieg regelmäßig eine recht hohe relative Luftfeuchte von 70-80 % vorherrscht, erlaubt die Folgerung, daß auch

reshälft jedes nicht vergletscherte Gebirge eine hochgelegene Heizfläche" darstellt. "Es entsteht so ein tagsüber verstärktes Druckgefälle vom Gebirge weg".

Dies hat zur Folge, daß hochgelegene Teile des Hohen

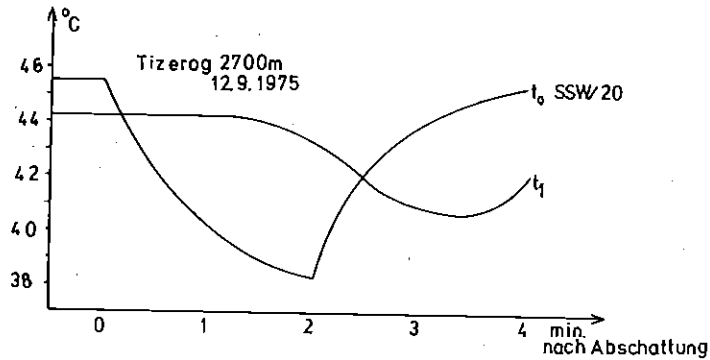


Abb. 5: Kurzfristige Temperaturschwankungen auf und in einer SSW/20 exponierten Fläche
 t_0 =Oberfläche, t_1 = 1 cm Tiefe

im Bereich des Hohen Atlas eine solche Inversion, wie sie auch HÜLLERMANN (1974, 1976) aus der Hochstufe Teneriffas beschreibt, vorkommt.

Atlas zumindest nachts in Luftmassen aufragen, die deutlich von denen in tieferen Lagen unterschieden werden können.

Die Oszillation läßt sich durch die enorme Aufheizung hochgelegener Flächen des Hohen Atlas erklären, die sicherlich zumindest tagsüber Luftmassen

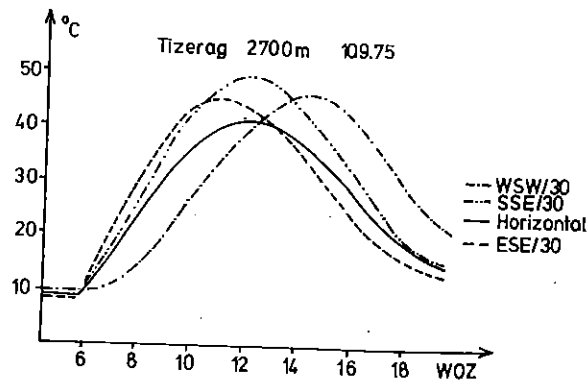


Abb. 6: Temperaturverlauf in verschiedenen exponierten Felsflächen in 1 cm Tiefe an einem absoluten Strahlungstag

saharischer Herkunft hochdrücken kann, da wie FLOHN (1955) feststellt, "mindestens in der wärmeren Jah-

Obersicht über die Messungen im Hohen AtlasBemerkungen: a = schwarze Kruste, b = ohne Kruste, c = emporgewölbte Kruste

Datum	Exposition AZ/NEI	Max. °C	Min. °C	%-Feuchte bei Min.	Bemerkungen
Tizerag, 2.700 m Glatthangexposition = SSE/30					
22.3.75	SSE/30	29,5	1	55	a
	ESE/30	27	0,5	55	a
	SW/30	24,5	1,5	55	a
	E/50	17,5	-2	55	b
	W/50	16	-1	55	b
	N/60	- 0,5	-6	55	b, nahe Schneefl.
	SSE/30	27,5	1	55	b
23.3.75	SSE/30	30	1,5	49	a
	ESE/30	28	1	49	a
	SW/30	26,5	1,5	49	a
	E/50	19	-1,5	49	b
	W/50	17,5	-1	49	b
	N/60	0	-5	49	b, n. Schneefleck
	SSE/30	27	1,5	49	b
24.3.75	SSE/30	32	0,5	49	c
	SSE/30	28	1	54	a
	ESE/30	27	0,5	54	a
	SW/30	25	2	54	a
	E/50	19,5	-1	54	b
	W/50	18	0	54	b
	N/60	- 0,5	-5	54	b, n. Schneefleck
	SSE/30	27	1	54	b
SSE/30	29	0,5	54	c	
25.3.75	SSE/30	31	1,5	57	a
	ESE/30	28	0,5	57	a
	SW/30	27	2	57	a
	E/50	19,5	0	57	b
	W/50	19	1	57	b
	N/60	2	-4	57	b, n. Schneefleck
	SSE/30	28	1,5	57	b
26.3.75	SSE/30	32	1,5	52	a
	ESE/30	29	1	52	a
	SW/30	26,5	3	52	a
	E/50	21	0,5	52	b
	W/50	19	2	52	b
	N/60	6	-2	52	b, S. abget.
	SSE/30	29	1,5	52	b
27.3.75	SSE/30	33,5	1	52	c
	SSE/30	-	2,5	56	a
28.3.75	SSE/30	-	3	54	a

Datum	Exposition	Max.	Min.	%-Feuchte	Bemerkungen
Angour, 3.600 m					
27.3.75	170/20	33	0,5		15 Uhr (Max)
	360/70	- 4	- 8		
Tizerag, 2.700 m					
31.8.75	SSE/30	49	11	25	a
	ESE/30	45	10	25	a
	WSW/25	46	12	25	a
	SSE/30	52	10	25	c
1.9.75	SSE/30	48	10	30	a
	ESE/30	43	8,5	30	a
	WSW/25	45	11	30	a
	SSE/30	50	9	30	c
2.9.75	SSE/30	49	12	25	a
	ESE/30	46	11	25	a
	WSW/25	47	14	25	a
	SSE/30	51	11	25	c
3.9.75	SSE/30	47	12	35	a
	SE/20	42	11	35	a
	SW/30	44	14	35	a
	N/60	16	5	35	b
4.9.75	SSE/30	47	13	67	a
	SE/20	43	11	67	a
	SW/30	44	14	67	a
	N/60	16	6	67	b
5.9.75	SSE/30	48	10	35	a
	SE/20	43	9	35	a
	SW/30	45	12	35	a
	N/60	18	7	35	b
6.9.75	SSE/30	35	10	70	a, stark bewölkt
	SE/20	34	9	70	a, stark bewölkt
	SW/30	34	10	70	a, stark bewölkt
	N/60	13	6	70	b, stark bewölkt
7.9.75	SSE/30	39	12	50	a, vorm. bewölkt
	SE/20	32	12	50	a, vorm. bewölkt
	SW/30	42	12	50	a, vorm. bewölkt
	N/60	14	8	50	b, vorm. bewölkt
8.9.75	SSE/30	45	11	45	a, teilw. bewölkt
	N/10	32	9	45	b, teilw. bewölkt
	Horizontal	36	11	45	a, teilw. bewölkt
	ESE/30	35	10	45	a, teilw. bewölkt
9.9.75	SSE/30	49	8	17	a
	ESE/30	45	7	17	a
	WSW/30	47	9	17	a
	Horizontal	42	8	17	a
10.9.75	SSE/30	50	9	25	a
	ESE/30	46	8	25	a
	WSW/30	48	10	25	a
	Horizontal	43	9	25	a

Datum	Exposition	Max.	Min.	%-Feuchte	Bemerkungen
10.9.75	SSE/30	56	8	25	c, abs. Max.
11.9.75	SSE/30	47	9	25	a, vorm. windig
	ESE/30	43	8	25	a, vorm. windig
	WSW/30	47	10	25	a, vorm. windig
	Horizontal	42	9	25	a, vorm. windig
12.9.75	SSE/30	48	10	31	a, vorm. windig, nachm. bewölkt
	ESE/30	44	9	31	a, vorm. windig, nachm. bewölkt
	SSW/20	47	10	31	vorm. windig, nachm. bewölkt
	Horizontal	43	10	31	vorm. windig, nachm. bewölkt
13.9.75	SSE/30	49	11	35	a
	W/50	36	12	35	b
	SSE/30	46	11	35	b
	SSW/20	47	11	35	a
14.9.75	SSE/30	46	12	32	a, bewölkt
	SSE/30	45	12	32	b, bewölkt
	SSW/20	45	12	32	a, bewölkt
	W/50	35	13	32	b, bewölkt
15.9.75	SSE/30	25	6	97	a, stark bewölkt
	SSE/30	25	6	97	b, stark bewölkt
	SSW/20	21	8	97	a, stark bewölkt
	W/50	18	9	97	b, stark bewölkt
16.9.75	SSE/30	23	4	75	a, mittags: 6 ⁰
	SSE/30	23	4	75	a ab 9 Uhr Nebel
	SSW/20	18	5	75	a m leichtem Schneefall,
	W/50	17	5	75	b ab 17 Uhr Sonne
17.9.75	SSE/30	42	2	35	a
	SSE/30	41	2	35	a
	SSW/20	42	3	35	a
	W/50	34	2	35	b
2.10.75	SSE/30	46	6	40	a, ab 11 h bewölkt
	SE/30	43	6	40	a, ab 11 h bewölkt
	SW/30	39	7	40	a, ab 11 h bewölkt
3.10.75	SSE/30	43	7	60	a, ab 10.30 h bewölkt
	SE/30	43	7	60	a, ab 10.30 h bewölkt
	SW/30	35	7	60	a, ab 10.30 h bewölkt
4.10.75	SSE/30	42	6	60	a, ab 10.30 h bewölkt
	SE/30	43	6	60	a, ab 10.30 h bewölkt
	SW/30	36	6	60	a, ab 10.30 h bewölkt
5.10.75	SSE/30	44	6	55	a, ab 10.30 h bewölkt
	SE/30	43	6	55	a, ab 10.30 h bewölkt
	SW/30	37	6	55	a, ab 10.30 h bewölkt
6.10.75	SSE/30	43	7	65	a, ab 10 h bewölkt
	SE/30	42	6	65	a, ab 10 h bewölkt
	SW/30	38	7	65	a, ab 10 h bewölkt

Datum	Exposition	Max.	Min.	%-Feuchte bei Min.	Bemerkungen
Oukaimeden, 3.260 m Granit (a), Grus (b)					
2.10.75	Horizontal	41	5	35	a, ab 11.45 h bewölkt
	Horizontal	47	2	35	b, ab 11.45 h bewölkt
	S/25	46	6	35	a, ab 11.45 h bewölkt
	SE/20	43	5	35	a, ab 11.45 h bewölkt
3.10.75	Horizontal	39	5	65	a, ab 11 h bewölkt
	Horizontal	46	2	65	b, ab 11 h bewölkt
	S/25	45	6	65	a, ab 11 h bewölkt
	SE/20	42	6	65	a, ab 11 h bewölkt
4.10.75	Horizontal	39	5	65	a, ab 11 h bewölkt
	Horizontal	46	2	65	b, ab 11 h bewölkt
	S/25	45	6	65	a, ab 11 h bewölkt
	SE/20	43	5	65	a, ab 11 h bewölkt
5.10.75	Horizontal	38	4	60	a, ab 10.45 h bewölkt
	Horizontal	45	1	60	b, ab 10.45 h bewölkt
	S/25	42	5	60	a, ab 10.45 h bewölkt
	SE/20	42	5	60	a, ab 10.45 h bewölkt
Angour, 3.600 m, Andesit					
4. 9.75	S/30	49	-		
	SSE/30	47	-		
	SW/30	46	-		
5. 9.75	S/30	50	7		
	SSE/30	47	-		
	SW/30	47	-		

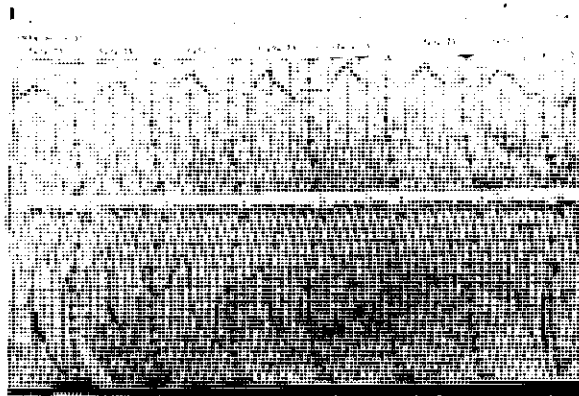


Abb. 7: Gang der Lufttemperatur und -feuchte in 2.700 m Höhe (Tizerag) bei Oukaïmeden, Hoher Atlas

Der hier dargestellte Temperatur- und Luftfeuchteverlauf ist als typisch für ca. 80 % der beobachteten Tage zu betrachten.

Zum Oktober hin verstärkt sich die Konvektionsbewölkung und erreicht das Niveau des Tizerag bereits am Vormittag. Dennoch wurden in der Glatthangexposition in der Zeit vom 2. - 6.10. Temperaturen von $42 - 46^{\circ}\text{C}$ bei morgendlichen Minima von $6 - 7^{\circ}\text{C}$ erreicht.

Während die Oberflächentemperaturen in SE-Expositionen noch über 40°C steigen, bleiben sie in SW-Expositionen wegen der sich nachmittags verdichtenden Bewölkung dahinter zurück. Unterschiede zwischen den Minima verlieren sich.

Das mit der Höhe um 1/2 bis 3/4 Stunde verzögerte Auftreten der Cumuli bewirkt, daß in der Höhe 3.260 m (Oukaïmedenmassiv) in Südauslagen trotz um ca. 1°C niedrigerer Minima höhere Maxima ($45-46^{\circ}\text{C}$) vorkommen, wobei allerdings bei Vergleichen der Materialunterschied (Sandstein, Granit) nicht übersehen werden darf.

Auf Verwitterungsmaterial herrschen in den Sommer- und Herbstmonaten noch extremere Temperaturverhältnisse als auf geschlossenen Felsflächen. Absolute Maxima von 64°C konnten gemessen werden, die Minima lagen jeweils unter denen von Felsflächen gleicher Exposition.

Bei einer Begehung des Angour am 4.9. und 5.9.75 ließen sich auf zur Zeit der Messung gut zur Sonne exponierten Flächen Maxima zwischen 46 und 50°C bei nächtlichen Minima von 7°C feststellen.

Insgesamt läßt sich konstatieren, daß vergleichbare Felsflächen im Hohen Atlas bei guter Exposition zur Sonne (SE-SW) über vertikale Distanzen von ca. 900 m während des Zeitraumes von Ende März bis Anfang Oktober recht ähnliche Maximaltemperaturen aufweisen. Minimaltemperaturen verringern sich mit der Höhe nur gering (ca. $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

Eine einfache Abnahme der Temperaturen von Oberflächen mit wachsender Höhe, wie sie DRONIA (1978) aus dem Himalaya beschreibt, ist im Hohen Atlas nicht feststellbar.

3.2.2 Mikroklimatische Messungen in der Sierra Nevada

In den Monaten August und Oktober des Jahres 1975 wurden in der Sierra Nevada in den Höhen 2.500 m, 3.100 m und 3.400 m stationäre Messungen vorgenommen, die durch nicht stationäre Messungen im April 1975 und Juli 1976 ergänzt wurden.

Die tiefgründige Auflockerung (MESSERLI, 1965) der Felsen durch intensive tektonische Beanspruchung und die damit einhergehende starke Verwitterung bewirkt, daß sich nur wenige Flächen auffinden lassen, die ein verallgemeinerbares Studium der expositionell differenzierten Temperaturentwicklung zulassen. Das Spektrum der Expositionen geeigneter Felsflächen ist daher noch weiter eingeschränkt als im Hohen Atlas.

Im April behinderte eine dichte Schneedecke Messungen weitgehend. Sie konnten nur in der Höhe 2.500 m

und auf dem Gipfel des Veleta (3.392 m) durchgeführt werden.

Nahe der Albergue Universitario (2.500 m) ließ sich durch Einstechmessungen unter einer 30 cm starken Schneedecke in westlicher Exposition ganztägig eine Temperatur um -2°C feststellen. Den Schnee durchragende kleine Felstümmchen zeigten tägliche Frostwechsel mit Maxima von 14°C und Minima von -7°C , während eine schneefreie Nordwand ganztägige Gefrorenis zwischen -5°C und -9°C aufwies.

Auf dem Gipfel des Veleta konnten unter einer dicken Schneedecke Temperaturen von $-3,5^{\circ}\text{C}$ und in einer Nordwand Temperaturen von -11°C gemessen werden. Mäßiger geneigte schneefreie Flächen konnten nicht ausgemacht werden.

Nahe des Gipfels des Mulhacen wurde in ca. 3.400 m Höhe während des August eine zehntägige Meßreihe durchgeführt. Eine ca. 15 m^2 große, einheitlich nach SSE/30 $^{\circ}$ exponierte Felsfläche zeigte in dieser Zeit nur an einem Tag Maximaltemperaturen von weniger als 40°C . Die Minima unterschritten hier nie 5°C , sie schwankten zwischen 5°C und 7°C .

Bei einem morgendlichen Minimum von 6°C und einer knapp 5 Stunden dauernden ununterbrochenen Bestrahlung wurden auf dieser Fläche (7.8.75) 44°C erreicht. Da die Bestrahlungszeit in aller Regel länger ist als nur 5 Stunden bzw. die Bestrahlung meist nur von vorbeiziehenden Cumuli unterbrochen wird, können wir davon ausgehen, daß diese Temperatur während des Sommers wie auch während der Meßperiode nahezu regelmäßig erreicht und überschritten wird.

Bei bis zur Erreichung des Sonnenhöchststandes anhaltender Bestrahlung konnten regelmäßig Temperaturen zwischen 46 und 51°C gemessen werden. Als Extremwert im Fels wurden in einer durch schaliges Aufplatzen entstandenen natürlichen Kluft (Exposition: S/20) in ca. 1 mm Tiefe 59°C festgestellt.

Während der Meßperiode erreichte die Konvektionsbewölkung oft nicht das Niveau der höchsten Gipfel der Sierra Nevada. Gelegentlich wurde bei auf den höchsten Gipfeln ganztägig anhaltender Strahlung in tieferen Lagen Gewitter beobachtet. Auch MESSERLI (1965) stellt fest, daß Gewitterniederschlag häufig nicht die Gipfellagen erreichen. Dies läßt die Annahme zu, daß in der Gipfelregion während des Sommers Strahlungstage und damit Tage größter Temperaturamplituden häufiger sind als in niedrigeren Lagen. Damit sind Temperaturamplituden von 40°C und

mehr (festgestellte max. Tagesamplitude in geschlossenem Fels, 1 cm Tiefe: 45°C) als Regelfall während des Sommers anzusehen.

Andere Expositionen zeigen Temperaturgänge, die hinter den beschriebenen erheblich zurückbleiben. So stehen sich Temperaturmaxima von 51°C (SSE/30) und 43°C (Horizontal) in 1 cm Tiefe an einem bis zum Erreichen des Sonnenhöchststandes windstillen Strahlungstag (10.8.) gegenüber (vgl. Abb. 8).

Nicht weniger entscheidend als die Exposition zur Sonne scheint die Exposition zum Wind, wie die Gegenüberstellung von Temperaturverläufen am 9.8.75 (ganztägig NW-Sturm) und am 10.8.75 (bis 13:30 windstill) an zwei Tagen absoluter Strahlung zeigt. Die SSE/30 Fläche liegt jeweils im Windlee. Die Temperaturen wurden in ca. 1 cm tiefen nahezu oberflächenparallel angelegten Bohrlöchern gemessen.

Häufig westliche Winde im Bereich der Sierra Nevada lassen eine Differenzierung der Temperaturentwicklungen nur nach der Strahlungsgunst nicht zu. Vielmehr müssen auch Luv- und Leelagen in die Betrachtungen mit einbezogen werden. Die geringe Anzahl von verschiedenen exponierten Felsflächen (Horizontal, N, SW, SSE), die sinnvolle Messungen erlauben, läßt nur eine grobe Einteilung zu.

So lassen die bei Westwind windoffenen Flächen (Horizontal, SW) an drei Tagen (7., 8., 9.8.) eine Temperaturabsenkung durch Bewölkung erkennen, während die für die SSE-exponierte Fläche niedrigen Maxima am 7. und 8. August vorwiegend durch die Bewölkung zu erklären sind. Die Bewölkung zog in einem schmalen Band über Veleta und Mulhacen, so daß an diesen Tagen in anderen Teilen der Sierra Nevada in Leelagen wesentlich höhere Oberflächentemperaturen geherrscht haben müssen.

Die für die Höhenlagen sehr hohen Temperaturen lassen sich mit der sehr hohen Bestrahlungsstärke im kurzweiligen Bereich erklären. Bei horizontaler Empfangsfläche ließen sich mittags bis zu $1,52\text{ cal/min cm}^2$ registrieren. Bei einer Neigung von 30 Grad nach SSE betrug die maximale Strahlungsstärke $1,65\text{ cal/min cm}^2$ (entsprechende Schwarzkugeltemperatur: 376°K). Vorbeiziehende Wolken erhöhten durch Reflexstrahlung die Bestrahlungsstärken kurzfristig bis auf mehr als $1,8\text{ cal/min cm}^2$ bei horizontaler Empfangsfläche.

Dies erklärt kurzfristige Temperaturschwankungen, die sich z.B. auf einer ca. 2 cm starken Deckplatte (vgl. Kap. 3.1.2) in einem Temperatursturz von 49°C auf 37°C in weniger als einer Minute äußerten.

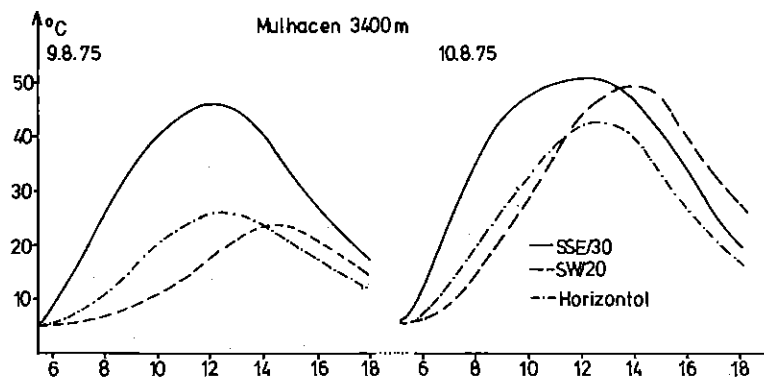


Abb. 8: Temperaturgänge in 1 cm Tiefe in verschiedenen exponierten Felsflächen an einem stürmischen (9.8.) und einem bis 14 Uhr windstillen Tag (10.8.)

Lufttemperaturminima liegen meist zwischen den Minima der horizontalen und denen der südwestlich exponierten Felsfläche. Der nächtliche Wasserabsatz muß daher auf der SW-exponierten Fläche geringer sein als auf den anderen.

Kleine aus den Hangflächen herausragende Felskörper mit wenigen Quadratdezimetern Grundfläche und Höhen von 30-40 cm wiesen jeweils an den zeitlich zur Sonne exponierten Partien außer bei starken Winden Temperaturen auf, die über denen der SSE-exponierten Flächen lagen, die Minima lagen hier im Schnitt 2-3° C unter denen von geschlossenen Felspartien. Damit lassen sich Temperaturamplituden von bis zu 48° C feststellen. Temperaturdifferenzen zwischen zeitlich sonnenzugewandten und sonnenabgewandten Partien können bis zu 25° C auf ca. 20 cm Entfernung betragen. Wegen der niedrigeren Minima sind insbesondere in windstillen Nächten wesentlich größere Wasserabsätze zu erwarten als auf flächigen Felspartien.

Bei einem Kaltlufteinbruch mit Lufttemperaturen bis zu -9° C zeigten sich in einer vom 12. - 15. Oktober dauernden Meßserie deutliche Unterschiede in der Frostgefährdung nach Exposition und Form.

Während in einer Naturkluft in ca. 1 mm Tiefe Temperaturen von -1° C nicht unterschritten wurden (SSE/30), ließen sich in gleicher Tiefe in einer horizontalen Fläche Fröste bis -3° C registrieren. Felskanten (bis zu -6° C) und in das Windfeld aufragende Felstürmchen (bis zu -10° C) sind offensichtlich wesentlich frostgefährdeter. Die Trocken-

heit läßt jedoch vermuten, daß bei diesem Kaltlufteinbruch keine Frostsprengung eintrat.

Bei einer hangparallel gemessenen Bestrahlungsstärke von 1,4 cal/min cm² betrug das Temperaturmaxima der SSE/30 exponierten Fläche 29° C.

Messungen in einer Höhe von 2.500 m nahe der Albergue Universitario boten während dieses Kaltlufteinbruches ein ähnliches Bild. Bei einem Luftminimum von -6° C (16.10.75) betrug das Minimum einer horizontalen Felsfläche +2° C, während eine dünn mit Verwitterungsmaterial (ca. 2 cm) überschottete Felsfläche ein Oberflächenminimum von -1° C zeigte.

Auch die Augustmessungen in der Höhe 2.500 m ergaben bezüglich der Maxima Übereinstimmungen mit der Höhe 3.400 m. An einem windstillen Strahlungstag wurden auf einer horizontalen Glimmerschieferfläche Maxima von 44° C gemessen (17.8.75, vgl. Abb. 9). An einem in Bezug auf Wind- und Strahlungsverhältnisse vergleichbaren Tag (10.8.75) betrug das Maximum auf einer ebenfalls horizontalen Glimmerschieferfläche in der Höhe 3.400 m 43° C. Da die Minima in 2.500 m mit 10-11° C um ca. 5° C höher liegen als in 3.400 m Höhe, läßt sich eine Vergrößerung der Temperaturamplitude mit der Höhe um ca. 4,4° C/km feststellen.

Im Temperaturgang bei SE- und SW-exponierten Flächen zeigen sich ebenfalls Übereinstimmungen mit den höchsten Lagen der Sierra Nevada. Wie in der Höhe 3.400 m sind auch in der Höhe 2.500 m die Minima der SW-exponierten Flächen größer als die von

SE-exponierten. Daher ist eine expositionelle Verteilung des nächtlichen Wasserabsatzes wie in der Gipfelregion anzunehmen.

Eine Sonderstellung nehmen Einsprengungen schwarzen Schiefers in die hellen Glimmerschiefer ein. Temperaturmaxima sind auf den in der Regel nur quadratzentimetergroßen Austrittsflächen der schwarzen Schiefer bis zu 5°C größer als in der Umgebung auf den grauen Glimmerschiefern bei gleicher Exposition und in Entfernungen von nur wenigen Zentimetern.

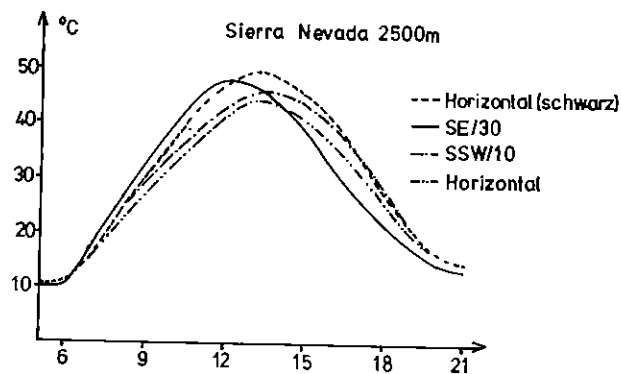


Abb. 9: Temperaturverlauf auf Felsoberflächen in der Höhe 2.500 m nahe der Albergue Universitario (17.8.75)

Auf im Vergleich zu den Glimmerschiefern der anderen Meßorte wenig zerrüttetem Sandstein nahe der den Rio Veleta hervorbringenden Lagune (3.100 m) konnten an Strahlungstagen nur geringere Tagesamplituden als an den anderen Meßorten gemessen werden. Auf einer horizontalen Fläche ließen sich in der Zeit vom 19. - 23.8.75 bei Maxima zwischen 36 und 39°C und Minima um 9°C (Ausnahme: 23.8.75, s.u.) trotz starker, nur selten durch Wolken gestörter Strahlung und vorwiegender Windstille nur vergleichsweise geringe Amplituden von 30 - 31°C bestimmen. In anderen Expositionen (SSW, SW, SE) herrschten ebenso gedämpftere Temperaturgänge vor als an den anderen Meßorten. Allerdings ist in den höheren Minima südwestlicher gegenüber südöstlichen Expositionen (vgl. Übersicht am Ende des Kapitels) eine Übereinstimmung mit den anderen Höhenlagen zu sehen.

Am 23.8.75 bewirkte ein Kaltlufteinbruch mit Temperaturen von $0,5^{\circ}\text{C}$ ein Absinken der Minima der Oberflächentemperaturen von mit Lockermaterial bedeckten Flächen auf 0°C . Die Oberflächenminima von horizontalen Flächen bzw. solchen, deren Auslagen südliche Komponenten aufweisen, blieben mit 5 - 6 Grad erheblich über dem 0-Punkt. Kaltlufteinbrüche ver-

größern also - wie auch an anderen Meßorten festgestellt werden konnte - die Differenzen zwischen den Temperaturminima von Felsflächen und solchen, die mit Verwitterungsmaterial (Lockermaterial) bedeckt sind. Offensichtlich können aus dem Felsinneren erhebliche Wärmemengen zur Oberfläche nachgeführt werden.

Somit lassen sich qualitative Übereinstimmungen dieses Meßortes mit anderen der Sierra Nevada feststellen. Die Abweichungen hinsichtlich der Maxima sind sicherlich nicht höhengebunden, sondern eher durch

die Petrovarianz und vielleicht auch durch das feuchtere Milieu in der Nähe der Lagune zu erklären.

Nichtstationäre Messungen vom 20.7. - 5.8.76 in verschiedenen Höhenlagen zwischen 2600 und 3150 m auf und in den für diese Höhenlagen der Sierra Nevada typischen Glimmerschiefern zeigten auch in der Höhe 3100 m extreme Temperaturgänge mit Maxima von 49°C bei einem Minimum von 9°C auf einer horizontalen, von unten her unverwitterten Felspartie (21.7.76).

Somit lassen sich im Bereich der Sierra Nevada während der warmen Jahreszeit auf geeignet exponierten Felsflächen (Auslagen zwischen 130 und 230 Grad), Neigungen < 40 Grad) hinsichtlich der Temperaturmaxima keine Abnahmen mit der Höhe bei vergleichbarer Ausstattung des Untergrundes erkennen.

Der Verwitterungszustand der Flächen beeinflusst dagegen den Temperaturgang stark. So ließen sich bei vom Anstehenden abgetrennten Gesteinsplatten der als typisch bezeichneten Verwitterungsformen sowohl in der Höhe 2.700 m wie auch 3.100 m in 2 mm Tiefe Temperaturmaxima von 65°C feststellen.

Wegen der Beeinflussung der Temperaturen durch den

in der Aufsicht (vgl. Kap. 3.1.2) nicht immer feststellbaren Verwitterungszustand in 8-10 cm Tiefe ließen sich so durch Temperaturmessungen die beschriebenen Verwitterungsformen auffinden. Je weiter die Verwitterung fortgeschritten war, um so höhere Temperaturen ließen sich an der Oberfläche feststellen.

Daher finden sich infolge unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeiten auf oberflächlich geschlossenen und homogen aussehenden Felsflächen dicht nebeneinander unterschiedliche Temperaturgänge (vgl. Abb. 10).

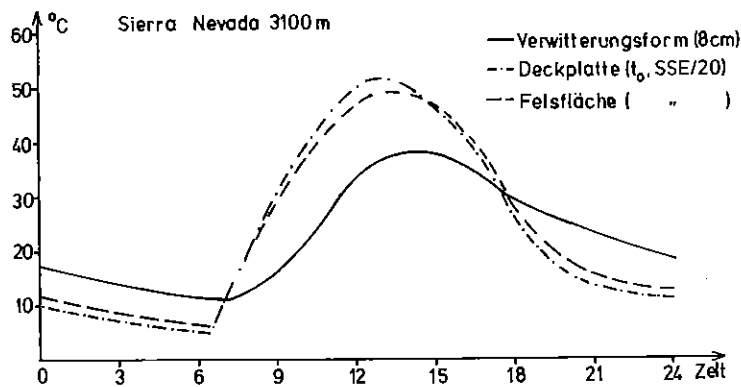


Abb. 10: Temperaturgang auf und in einer für die Sierra Nevada typischen Verwitterungsform im Vergleich mit einer danebengelegenen intakten Fläche. Zeitlich verzögerter Temperaturanstieg durch reliefbedingte Abschattungen

Insgesamt läßt sich für den von uns begangenen Höhenbereich der Sierra Nevada feststellen, daß im Sommer ähnlich wie im Hohen Atlas bei gut zur Sonne exponierten Felsflächen mit der Höhe keine Abnahme der Maxima zu verzeichnen ist. Wegen der Verringerung der Minima mit der Höhe vergrößern sich mit wachsender Höhe die Temperaturamplituden.

Die Neigung zum Absetzen von Tau auf Felsflächen ist in allen Höhenlagen wegen der nur geringen nächtlichen Unterschreitungen der Lufttemperaturen als gering einzuschätzen, wobei die Wahrscheinlichkeit eines Tauabsatzes und auch die Menge abgesetzten Taus in östlichen Expositionen wesentlich größer ist als in westlichen. Auf Verwitterungsmaterial kann es wegen der im Vergleich zu Felsflächen niedrigerer Minima häufiger zu Taufall kommen.

Bei Kaltlufteinbrüchen verschärfen sich die Unterschiede zwischen den Minima von Felsflächen und solchen, die mit Verwitterungsmaterial bedeckt sind. Dieses unterschiedliche Verhalten, das sich bei Kaltlufteinbrüchen an Meßorten aller Höhenlagen zeigte,

ist mit den unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften von Lockermaterial und Fels zu begründen. Bei Annahme der während des Kaltlufteinbruches am 23.8.75 in der Höhe 3.100 m gemessenen Temperaturamplituden von 31°C auf Fels und 45°C auf Verwitterungsmaterial läßt sich nach den Angaben GEIGERS (1961) eine Eindringtiefe der Tagesamplitude (Max.-Min. $0,1^{\circ}\text{C}$) in Fels von 1,25 m (mittlere Temperaturleitfähigkeit) und in Verwitterungsmaterial (trockener Sand) von 0,6 m berechnen. Unterschiede in den Volumwärmern (Vol.-wärme Fels ist 1,5-4,3 mal so groß wie Vol.-wärme Sand!) ergeben dann erheblich größere vertikale

Wärmeströme aus dem Felsinneren heraus als aus dem Lockermaterial. Die geringe Intensität der Gegenstrahlung in dieser Höhenlage schlägt sich somit deutlich in den unterschiedlichen Temperaturminima von Felsflächen und solchen, die mit schlechtem wärmeleitendem Lockermaterial bedeckt sind, nieder.

Für geomorphologische Fragestellungen ist bedeutsam, daß Wärmeleitfähigkeit und Volumwärme von Fels bei genügender Speicherfähigkeit während der Kaltlufteinbrüche ein schnelles Absinken der Minima verhindern. Flächige Felsen besitzen mit ihrem Untergrund sicherlich ein hinreichend großes Wärmereservoir, während bei kleineren in das Windfeld aufragenden Felskörpern der zur Nachfuhr verfügbare Wärmeverrat naturgemäß sehr gering ist. Auch besitzen solche Körper eine größere aerodynamische Oberflächenrauigkeit als flächige Partien. Dies bewirkt insbesondere bei Kaltlufteinbrüchen stärkere Ströme fühlbarer Wärme von den Oberflächen aufragender Körper in die Luft.

Hieraus resultieren bei plötzlichen Lufttemperatur-

Obersicht über Messungen in der Sierra Nevada:
Nebengipfel des Mulhacen (3.400 m)

Datum	Exposition	Max.	Min.	%-Feuchte bei Min	Bemerkungen
6.8.75	Horizontal	40	5	70	
	SSE/30	47	6	70	
	SW/20	43	7	70	
	S-Hang	49	3	70	kl. Felstümmchen 40 cm hoch (a)
7.8.75	Horizontal	35	6	62	10:30-16 h bew.
	SSE/30	44	6	62	10:30-16 h bew.
	SW/20	23	7	62	" + ab 15 h W-Wind 5 m/sec
	S-Hang	47	4	62	" (a)
8.8.75	Horizontal	34	5	75	10-14 h bew. W-Wind
	SSE/30	41	5	75	"
	SW/20	25	6	75	"
	S-Hang	42	3	75	" (a)
9.8.75	Horizontal	26	5	65	NW-Sturm
	SSE/30	46	5	65	Windlee
	SW/20	24	5	65	windexp.
	S-Hang	35	4	65	(a) Max. windexp. 16° C
10.8.75	Horizontal	43	5	25	
	SSE/30	51	6	25	
	SW/20	49	5	25	
	S-Hang	52	4	25	(a)
11.8.75	Horizontal	43	5	47	10-11 h + 12:30-SU
	SSE/30	48	6	47	bew.
	SW/20	39	7	47	"
	S-Hang	51	4	47	(a)
12.8.75	Horizontal	42	5	38	
	SSE/30	48	5	38	
	Horizontal	57	3	38	Verwitterungsmat.
	N/20	34	4	38	
13.8.75	Horizontal	41	6	45	11:30 - 13:30 bew.
	SSE/30	48	7	45	
	Horizontal	54	4	45	Verw. Mat.
	N/20	32	5	45	
14.8.75	Horizontal	23	10	85	fast ganztäg. bew.
	SSE/30	24	10	85	ab 17:30 Sonne
	SW/20	28	10	85	
	N/20	17	9	85	
15.8.75	Horizontal	46	8	63	
	SSE/30	52	8	63	
	SW/20	48	8	63	
	N/20	35	8	63	

Datum	Exposition	Max.	Min.	%-Feuchte bei Min	Bemerkungen
13.10.75	SSE/30	23	- 1	25	Luft: -9
		15	- 6	25	Felskante
		14	- 10	25	Felstürmchen
	Horizontal	15	- 3	25	
14.10.75	SSE/30	27	0	75	Luft: -4
		21	- 4	75	Felskante
		21	- 5	75	Felstürmchen
	Horizontal	22	- 2	75	
15.10.75	SSE/30	29	0	100	Luft: -7
		21	- 5	100	Felskante
	Horizontal	20	- 1	100	
Nähe Lagune des Rio Veleta (3.100 m), heller Sandstein					
19. 8.75	Horizontal	39	8	62	12-15 h bew,
	SW/30	37	9	62	
	SSW/20	40	9	62	
	SE/20	39	7	62	
20. 8.75	Horizontal	38	8	65	
	SW/30	43	9	65	
	SSW/20	43	8	65	
	SE/20	42	8	65	
21. 8.75	Horizontal	39	8	20	
	SW/30	42	9	20	
	SSW/20	43	8	20	
	SE/20	42	7	20	
22. 8.75	Horizontal	38	8	35	
	Horizontal	51	5	35	Verwitterungsmat.
	S/30	44	9	35	
	SW/30	41	9	35	
23. 8.75	Horizontal	36	5	95	
	Horizontal	45	0	95	
	S/30	40	6	95	
	SW/30	37	6	95	
Nähe Albergue Universitario (2.500 m), Glimmerschiefer mit Gemengteilen aus schwarzem Schiefer (a)					
16. 8.75	Horizontal	42	10	35	ab 11 h bewölkt a
	Horizontal	46	10	35	
	SE/30	47	9	35	
	SSE/10	44	10	35	
17. 8.75	Horizontal	44	11	52	a
	Horizontal	49	11	52	
	SE/30	48	10	52	
	SSW/10	46	11	52	
16.10.75	Horizontal	33	2	100	Luftmin.: -6 ⁰ C 2 cm hohe Schuttauflage (b)
	Horizontal	36	- 1	100	
17.10.75	Horizontal	38	4	15	Luftmin.: +1 ⁰ C b
		39	2	15	

Datum	Exposition	Max.	Min.	%-Feuchte bei Min	Bemerkungen
21.7.76	Horizontal	49	9		3.100 m
22.7.76	SSE/30	55	7		3.400 m
	Horizontal	48	7		3.400 m
3.8.76	SSE/30	65	-		2.700 m Felsplatte
	SSW/30	65	-		3.100 m Felsplatte

stürzen, wie den Oktobermessungen auf dem Mulhacen zu entnehmen ist, deutliche Unterschiede hinsichtlich der Minima und der Geschwindigkeit des Abfallens der Oberflächentemperaturen zwischen Verwitterungsmaterial und kleinen Felskörpern einerseits und flächigen Felspartien andererseits.

3.2.3 Mikroklimatische Messungen südlich des Hohen Atlas

Die in den Hochstufen der Sierra Nevada und des Hohen Atlas gefundenen Temperaturmaxima drängen einen Vergleich mit weiter südlich und tiefer gelegenen Regionen auf. Daher wurden im März 1975 im Anti-Atlas (Tizi n'Taratine, 1.886 m) sowie im September 1975 in der Nordwestsahara im Bereich des Wadi Draa (180 km ESE von Goulimine, Höhenlage: 250 m) kurze Meßreihen aufgenommen.

Trotz der großen Unterschiede der Lufttemperaturen (Max.: Tizerag, 2.700 m, 10,8° C; Tizi n'Taratine, 23,4° C) ließen sich im März im Anti-Atlas mit 34,2° C auf einer 20 Grad nach Süd geneigten Felsfläche nur geringfügig höhere Oberflächentemperaturen auffinden als in der Hochstufe des Hohen Atlas. Minima von 13,8° C im Anti-Atlas lassen die Temperaturamplituden zur gleichen Jahreszeit bei schönem Wetter um ca. 10 Grad kleiner ausfallen als im Hohen Atlas.

Messungen im Spätsommer in der NW-Sahara boten ein ähnliches Bild. Bei mittäglichen Luftmaxima von 45° C wurden Oberflächentemperaturen angetroffen, die nicht wesentlich über den Maxima der Hochgebirgsstufen lagen. Als absolutes Maximum ließ sich an zwei Strahlungstagen die Temperatur von 56° C (in einer vertikalen Naturkluft gemessen) auf einer 25 Grad nach Süden geneigten Felsfläche feststellen.

Unterschiede zeigen sich jedoch hinsichtlich der Minima, die mit 25° C um ca. 18° C höher sind als

in der Höhe 3.600 m (15° C höher als in der Höhe 2.700 m). Damit ergibt sich über diese große vertikale Distanz eine Vergrößerung der Temperaturamplituden von ungefähr 4° C/km, ein Wert, der sich größenordnungsmäßig auch beim Vergleich zwischen den Amplituden der Höhen 2.500 m und 3.400 m der Sierra Nevada errechnen läßt.

Während die Zunahme der Temperaturamplituden im Bereich des Hohen Atlas vom Gebirgsfuß bis in die Gipfellagen stetig anzusteigen scheint, stellt DRONIA (1979) fest, daß im Himalaya Temperaturamplituden im Höhenbereich zwischen 3.000 m und 5.000 m größer werden.

Expositionsunterschiede sind nicht so ausgeprägt wie im Hochgebirge. Dies findet seine Erklärung in den Strahlungsverhältnissen. Aus einer maximalen kurzwelligigen Strahlungsstärke von 1,39 cal/min cm² läßt sich nach SCHULZ (1970) ein Trübungsfaktor von ca. 3 (Hoher Atlas, 3.200 m: 1,8) bestimmen. Damit ist der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Sonnenstrahlung um ca. 50 % größer als im Hohen Atlas.

Addiert man zu den Werten der Himmelsstrahlung die aus den Lufttemperatur- und Luftfeuchtmessungen berechenbare, ebenfalls nicht gerichtete langwellige Gegenstrahlung, so ergibt sich am gesamten Strahlungsinput ein nicht gerichteter Anteil von 42 % in der NW-Sahara und von 27 % im Bereich der angegebenen Höhenlage des Hohen Atlas bei einem Gesamtinput von 2,03 cal/min cm² (Sahara) bzw. 1,98 cal/min cm² (Hoher Atlas) im Durchschnitt mehrerer Tage.

Berechnungen der nächtlichen langwelligigen Gegenstrahlung aus den Parametern Dampfdruck und Lufttemperatur (vgl. Kap. 2.4) ergeben kurz vor Sonnenaufgang in der NW-Sahara (21.9.75, t(Luft) = 23° C, e = 6,21 mm) eine Strahlungsstärke von 0,485 cal/min cm², im Hohen Atlas (2.700 m, 10.9.75, t(Luft) = 10,5° C, e = 2,35 mm) dagegen nur 0,36 cal/min cm².

Aus diesen nächtlichen Strahlungsunterschieden und

den qualitativ verschiedenen Zusammensetzungen der Strahlungsinputs tagsüber resultieren die beträchtlichen Unterschiede der Tagesamplituden von gut zur Sonne exponierten Flächen im Hochgebirge und ähnlich exponierten Flächen tiefer gelegener Gebiete. Auf gut zur Sonne exponierten Flächen im Hochgebirge kann die Bestrahlungsstärke tagsüber wegen des höheren gerichteten Anteils am gesamten Input durchaus größer sein als auf gleich exponierten Flächen tiefer gelegener Gebiete.

Expositionell nur wenig differenzierte Oberflächenminima von Fels lagen über denen der Luft. Unterschreitungen der Luftminima ließen sich nur auf Lockermaterial beobachten. Auch wenn die Kürze der Meßreihe den Interpretationen enge Grenzen setzt, so ist doch als sicher anzunehmen, daß Felsflächen seltener von Taufällen betroffen werden als solche, die mit Lockermaterial ausgestattet sind.

Nachstehende Abb. 11 gibt einen typischen Temperaturverlauf wieder. SMITH (1977) beobachtete ebenfalls in der marrokanischen Nordwestsahara mäßige Temperaturamplituden. Das mit $48,1^{\circ}\text{C}$ niedrigere Maximum bei SMITH (Meßdatum: 27.8.73) resultiert möglicherweise aus der höheren Albedo der von ihm angemessenen Felsfläche (Kalktuff), die Minima sind ($25,5^{\circ}\text{C}$ bei SMITH) nahezu identisch.

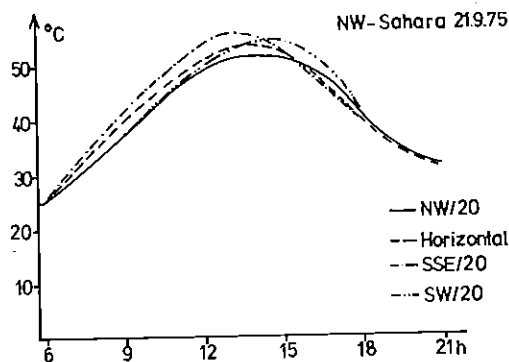


Abb. 11: Oberflächentemperaturen verschieden geneigter Felsflächen in der NW-Sahara am 21.9.75

3.2.4 Vergleich der Meßergebnisse

Unterschiede hinsichtlich der die Temperaturentwicklung beeinflussenden physikalischen Eigenschaften der verschiedenen Felsflächen erschweren einen Vergleich. Dennoch lassen sich einige Gemeinsamkeiten zwischen den Temperaturgängen im Hohen Atlas und in der Sierra Nevada feststellen.

In beiden Gebirgen weisen geeignet exponierte Fels-

flächen Maximaltemperaturen auf, die zumindest in den Monaten August und September durchaus mit solchen aus der NW-Sahara zur gleichen Jahreszeit vergleichbar sind.

In beiden Gebirgen ist während der warmen Jahreszeit mit der Höhe eine Zunahme der Temperaturamplituden erkennbar. Diese Zunahme liegt bei $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Kurzfristige Temperaturschwankungen können sehr groß sein. Wenn auch das Auftreten kurzfristiger Temperaturschwankungen im Hohen Atlas wesentlich regelmäßiger geschieht als in der Sierra Nevada und im Hohen Atlas vorwiegend südliche bis südwestliche Expositionen von diesen am stärksten betroffen werden, so ist doch auch für die Sierra Nevada anzunehmen, daß entsprechend dem Tagesgang von Konvektionen südwestliche Expositionen stärker von kurzfristigen Temperaturschwankungen betroffen werden als südöstliche.

Felsflächen mit guter Exposition zur Sonne bieten in beiden Gebirgen im Vergleich zu Verwitterungsmaterial schlechtere Voraussetzungen für einen nächtlichen Wasserabsatz, wobei der zeitlich versetzte Temperaturgang bei westlichen Expositionen die Intensität und Häufigkeit des Wasserabsatzes gegenüber östlichen Expositionen weiter herabsetzt.

Temperaturamplituden sind in gleicher Höhenstufe in der Sierra Nevada geringfügig größer als im Hohen Atlas.

Darin ist jedoch nicht ein Einfluß der planetarischen Lage, sondern eher der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten zu sehen.

Im Bereich der Sierra Nevada lassen das Fehlen grosser geschlossener Felsflächen und die intensive tektonische Beanspruchung der wenigen den Schuttangel

durchragenden Felskörper nur eine vergleichsweise geringe sommerliche Wärmespeicherung zu. Daher sind in den unterschiedlichen Meßergebnissen aus den Monaten März/April nicht nur Wirkungen unterschiedlicher planetarischer Lagen zu sehen.

Nördliche Steilheiten unterliegen in beiden Gebirgen mit der Höhe ähnlichen Temperaturabnahmen. Infolge der planetarischen Lage sind hier Temperaturen in der Sierra Nevada niedriger als im Hohen Atlas.

4. Mikroklima und Verwitterung

Im folgenden werden die in Kap. 3.2 beschriebenen mikroklimatischen Verhältnisse auf und in Felsflächen der Untersuchungsgebiete in Hinsicht auf eine potentielle Intensität verschiedener Verwitterungsarten interpretiert. Dabei finden die chemische Verwitterung, die unmittelbare Temperaturverwitterung, die Frostsprengung und solche Verwitterungsarten, die an Wechsel von Erwärmung und Durchfeuchtung gebunden sind, ihre Berücksichtigung.

Anschließend werden das Zusammenwirken der angesprochenen Verwitterungsarten und die in Kap. 3.1 beschriebenen Formen und Prozesse erörtert.

4.1 Interpretation der Messungen in Hinsicht auf potentielle Verwitterung

Verwitterung ist sicher ein sehr komplexes Geschehen, das sich in der Natur in der Regel wohl kaum als nur durch eine Verwitterungsart bewirkt darstellt.

Dennoch sollen im nachstehenden Wirkungsweise und auslösende Faktoren einzelner Verwitterungsarten so beschrieben werden, daß eine Einschätzung der potentiellen Intensität der jeweiligen Verwitterungsarten nach den Meßdaten möglich ist.

Potentiiell bedeutet eine solche Einschränkung, daß in die Betrachtungen auch nicht überprüfbare, nicht-klimatische Parameter eingehen. Diese werden jeweils vermerkt. Zahlenangaben hinsichtlich der Verwitterungsintensitäten - bei Arten physikalischer Verwitterung werden diese als Drücke innerhalb des Gesteinsverbandes angegeben - beziehen sich daher nicht nur auf die jeweils vorausgesetzten mikroklimatischen Verhältnisse, sondern auch auf im Einzel-

fall definierte Eigenschaften des Untergrundes. Die Beschränkung auf potentielle Verwitterungsintensitäten ist weiterhin mit dem allgemeinen Wissensstand zur Wirkung der verschiedenen Verwitterungsarten zu begründen.

So liegen über die Wirkung der Verwitterung durch elektrische Doppelschichten, deren Wirksamkeit nach den physikalischen Darlegungen von RAVINA und ZASLAVSKY (1974) nicht bestreitbar ist, keine Laboruntersuchungen vor.

Andererseits haben Laborversuche zu einer noch nicht abgeschlossenen Diskussion über die Existenz einer allein wirksamen unmittelbaren Temperaturverwitterung geführt. PEEL (1974) gibt einen Überblick über die geschichtliche Entwicklung dieser Diskussion.

Andere Laboruntersuchungen, wie sie besonders zur Wirksamkeit der Salzsprengung (vgl. FITZNER, 1970; GOUDIE, 1974) durchgeführt wurden, beschreiben keineswegs nur die Wirkung einer Salzsprengung allein, auch wenn die Ergebnisse eine deutliche Differenzierung nach zu verwitterndem Gestein und Salz zeigen. Vielmehr läßt die Versuchsanordnung - Wechsel von Durchfeuchtung, Erhitzung und Abkühlung - eine Wirksamkeit mehrerer Verwitterungsarten zu, darunter auch die der unmittelbaren Temperaturverwitterung. Daher lassen diese Versuche nur eine Interpretation auf das Zusammenwirken aller theoretisch möglichen Verwitterungsarten, nicht aber auf das Wirken nur einer Verwitterungsart zu.

Diese Schwierigkeiten, die in der Untrennbarkeit einiger Verwitterungsarten liegen dürften, lassen es sinnvoll erscheinen, bei physikalischen Verwitterungsarten zunächst die physikalischen Gesetzmäßigkeiten zu erfassen und so, wie es MORTENSEN (1933) am Beispiel der Salzsprengung vorführte, quantitative Aussagen für jede einzelne Verwitterungsart zu machen.

4.1.1 Chemische Verwitterung

Schwierigstes Glied in der Interpretation von Mikroklimaten auf die Intensität von Verwitterungsarten ist die chemische Verwitterung.

Einerseits sind von dieser Verwitterungsart Gesteinstiefen betroffen, in denen keine Wirkungen von expositionell differenzierten Mikroklimaten anzunehmen sind, zum anderen würde eine nach Gesteinen differenzierte Betrachtungsweise - der Chemismus der Ge-

steine ist sicherlich von überragender Bedeutung für Art und Intensität der chemischen Verwitterung - unser eigentliches Anliegen, die Interpretation mikroklimatischer Messungen, in den Hintergrund treten lassen.

Daher wollen wir hohe Temperaturen bei gleichzeitig vorhandener Feuchtigkeit als Indiz dafür nehmen, daß chemische Verwitterung stattfinden kann. Als Maß kann uns dabei die bei REICHEL (1975) angegebene "van't Hoff'sche Regel" dienen. Diese Regel besagt, daß sich "in den meisten Fällen die Geschwindigkeit chemischer Reaktionen bei einer Erhöhung der Temperaturen um 10°C mindestens verdoppelt".

Diese sicherlich sehr grobe vergleichende Abschätzung läßt einige Aussagen zu: Felsoberflächen südlicher Expositionen unterliegen nur geringer chemischer Verwitterung, da diese bei höheren Temperaturen zumeist trocken sind, ein Absatz von Wasser aber zumeist auf kühlen Oberflächen geschieht.

In einer Tiefe von nur wenigen Zentimetern gilt diese Abschätzung nicht. Sichtbare Feuchte und Temperaturmaxima von über 40°C in einer Tiefe von 8-10 cm in den Verwitterungsformen der Sierra Nevada lassen eine recht intensive chemische Verwitterung vermuten, die in Anbetracht der Temperaturunterschiede mehr als viermal so intensiv sein dürfte wie in nördlichen Expositionen. Die Anlage von Verwitterungsnapfen in südlichen Auslagen bei mangelhaftem Abtransport von Verwitterungsmaterial zeigt, daß stärkere Aktivitäten der chemischen Verwitterung tatsächlich stattfinden.

Für die Sandsteinflächen des Tizerag gilt dies in stärkerer Weise, da die Wasserdurchlässigkeit des Sandsteins unterhalb der vor Verdunstung schützenden Kruste eine allgemeine Durchfeuchtung des Gesteins begünstigt, wie an der zum Teil sichtbaren Bergfeuchte abgelesen werden kann. Im gelegentlich feuchten Bereich unterhalb der Krusten begünstigen Temperaturen von bis nahe 50°C kurzfristig die chemische Verwitterung, während im Bereich der dauernd feuchten Grenze zwischen Magerhorizont und Ausgangsgestein während des ganzen Sommers Temperaturen zwischen 20 und 30°C langzeitig anhaltende günstige Verhältnisse für diese Verwitterungsart schaffen.

Dies findet seine Bestätigung in der Hämatitauflage der Krusten wie auch in dem bindemittelarmen Magerhorizont des gesamten Südfalles des Tizerag und auch in den dort nicht seltenen Verwitterungsnapfen.

Pflanzenwuchs in zu Klüften erweiterten Schichtgrenzen läßt bei Temperaturen, die 35°C übersteigen können, biologisch-chemische Verwitterungsaktivitäten in vorwiegend östlich und westlich exponierten Steilheiten vermuten. Die Intensität dieser Art der Verwitterung wird durch die Standortgunst für Pflanzen bestimmt.

In einer Zusammenfassung ist zu konstatieren, daß außerhalb nördlicher Steilheiten überall dort beachtliche Stärken chemischer Verwitterung erreicht werden können, wo durch einen Schutz vor dem freien Austausch mit der Atmosphäre das Vorhandensein freien Wassers begünstigt wird.

Die Bindung der chemischen Verwitterung an hohe Temperaturen erlaubt es, eine expositionelle Differenzierung der Intensitäten der chemischen Verwitterung in ähnlicher Weise anzunehmen wie für die unmittelbare Temperaturverwitterung durch Tagesamplituden (vgl. Kap. 4.1.2.1).

4.1.2 Arten physikalischer Verwitterung

Während die chemische Verwitterung durch chemische Veränderungen im zu verwitternden Material dieses beansprucht und so zu einer Auflockerung des Gesteinsgefüges führen kann, wirken Arten der physikalischen Verwitterung durch Ausübung von Drücken auf den Gesteinsverband.

Bei diesen Verwitterungsarten unterscheiden wir zwischen solchen, die unmittelbar im Gestein selbst zu einem Aufbau von Drücken führen können (unmittelbare Temperaturverwitterung), und solchen, die mittels anderer Medien (Salze, Wasser-Eis-Übergang, elektrische Felder, Volumensänderung von Zwischenschichten usw.) Druck auf das umgebende Gestein mittelbar ausüben.

Je nach Richtung der auftretenden Drücke beanspruchen diese das Gestein auf Druck, Zug oder Scherung bzw. Kombinationen dieser (vgl. Abb. 12).

Die Art der Drücke dürfte bei mittelbaren Verwitterungsarten wohl in erster Linie durch die vorgegebene Anlage von Schwächezonen, bei der unmittelbaren Temperaturverwitterung durch Homogenität und Inhomogenität des Gesteins und des darin liegenden Temperaturfeldes bestimmt werden.

Oberflächenparallele Schwächelinien ermöglichen bei mittelbaren Verwitterungsarten eine Beanspruchung

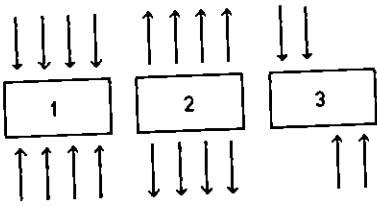


Abb. 12: Beanspruchung von Körpern auf Druck (1), Zug (2), Scherung (3) (nach FITZNER, 1970)

auf Zug, senkrecht zur Oberfläche verlaufende Schwächelinien dagegen auf Druck.

Diese Feststellung ist insofern von Bedeutung, als Gesteine gegenüber den verschiedenen Arten der Beanspruchung verschieden resistent sind.

Nach FITZNER (1970) gilt für die Festigkeit von Gesteinen gegenüber den verschieden ansetzenden Drücken folgende Relation:

$$\begin{aligned} \text{Druckfestigkeit} : \text{Zugfestigkeit} &= 10 - 15 : 1 \\ \text{Druckfestigkeit} : \text{Scherfestigkeit} &= 20 - 40 : 1 \end{aligned}$$

Der Art der Beanspruchung kommt daher eine überragende Bedeutung in der Einschätzung von Verwitterungsintensitäten zu.

4.1.2.1 Unmittelbare Temperaturverwitterung

Infolge von Erwärmung und Abkühlung ergeben sich Volumensänderungen des Gesteins. Die dadurch bewirkten Drücke lassen sich durch die Formel (nach CORRENS, 1960)

$$p = \frac{\alpha t}{\gamma \cdot (1 + \alpha t)}$$

mit α : kubischer Ausdehnungskoeffizient
 t : Temperaturänderung
 γ : Kompressibilität

berechnen⁵⁾.

Verschiedene Ausdehnungskoeffizienten verschiedener Gemengteile in nicht homogenem Gestein lassen neben Beanspruchungen durch Druck auch das Auftreten von Scherdrücken erwarten.

Kurzfristige Strahlungsschwankungen, wie sie etwa

durch den Wechsel von Abschattung und Bestrahlung verursacht werden, erzeugen Inhomogenitäten innerhalb des Temperaturfeldes des Gesteins mit zum Teil beträchtlichen entgegengesetzten Temperaturgradienten. Entlang der dadurch erzeugten Temperaturinversionsschichten sind daher beträchtliche Wirkungen von Scherdrücken anzunehmen. PEEL (1974) nimmt selbst für die verhältnismäßig schwachen Inversionen, wie sie beim morgendlichen Einsetzen der Sonnenstrahlung erzeugt werden, eine nennenswerte morphologische Wirkung an.

Gehen wir davon aus, daß die Beanspruchung des Gesteins durch die Tagesamplitude der Temperatur vorwiegend auf Druck geschieht, so erlaubt die nahezu lineare Abhängigkeit von Druck und Amplitude bei festem Wert für die Kompressibilität durch einen Vergleich von Temperaturamplituden einen Rückschluß auf die Intensität der durch Druck erzeugten unmittelbaren Temperaturverwitterung.

In der Lehrbuchliteratur werden in Obereinstimmung aller gängigen Werke heißaride Regionen, also auch die zentrale Sahara, als Gebiete maximaler Wirkung dieser Verwitterungsart genannt. Ein Vergleich unserer im Hochgebirge festgestellten Temperaturamplituden mit solchen aus der zentralen Sahara läßt also eine vergleichende Einschätzung der Intensität dieser Verwitterungsart in den Untersuchungsgebieten zu.

JÄKEL und DRONIA (1976) stellten über Felsflächen im Tibesti im Monat März Temperaturamplituden bis zu 30° C fest. Diese Amplituden werden im Hohen Atlas im gleichen Monat auf südlich exponierten Hängen in einer Höhe von 2.700 m bei Schneefreiheit erreicht, in höheren Lagen sogar übertroffen (vgl. Kap. 3.2.1).

PEEL (1974) sind für den Monat August Temperaturamplituden von 42° C über Felsflächen am Westrand des Tibesti zu entnehmen. Vergleichen wir diese mit den von uns in den Monaten August und September auf Felsflächen mit südlichen Komponenten in der Exposition festgestellten Temperaturamplituden, so können wir annehmen, daß in diesen Monaten sowohl in der Sierra Nevada wie auch im Hohen Atlas in den höchsten aufgesuchten Lagen zum Teil größere, in den niedrigeren Lagen (2.500 bzw. 2.700 m) teilweise geringere Verwitterungsintensitäten auftreten.

Morphologisch geschwächte Felspartien wie hochgewölbte, aber noch geschlossene Krusten des Tizerag oder Deckplatten in der Sierra Nevada lassen auch in tieferen Lagen lokale Verwitterungsintensitäten vermuten, die

größer sind als die von PEEL für die Sahara angegebenen.

Julimessungen aus der Sierra Nevada zeigen, daß hier (3.400 m) sogar mit Verwitterungsaktivitäten zu rechnen ist, die 1,14 mal so groß sind wie die in der zentralen Sahara während der dort heißesten Jahreszeit.

Unsere Messungen im September in der NW-Sahara lassen hier Verwitterungsaktivitäten erwarten, die ca. 70 % der in der gleichen Jahreszeit in den Hochstufen von Sierra Nevada und Hohem Atlas herrschenden Verwitterungsintensität betragen.

Insgesamt läßt sich daher annehmen, daß im Hohen Atlas auf südlich geneigten Felsflächen während ca. 7 Monaten in höchsten Lagen (3.600 m) höhere, in niedrigeren (2.700 m) geringere Intensitäten der im Zusammenhang mit der Tagesamplitude geschehenden unmittelbaren Temperaturverwitterung herrschen als in der zentralen Sahara im gleichen, die verwitterungsintensivste Zeit umfassenden Zeitraum. In allen Höhenlagen ist die unmittelbare Temperaturverwitterung in diesem Zeitraum stärker als in der NW-Sahara.

Die längere Schneebedeckung der Sierra Nevada läßt den Zeitraum, in dem die Insulationsverwitterung von ihrer Intensität her mit den betrachteten Gebieten der Sahara vergleichbar ist, zusammenschrumpfen. Eine genaue Bestimmung dieses Zeitraumes ist wegen des Fehlens flächiger südlich exponierter Felsflächen nicht möglich.

Die Angabe eines Zeitraumes von 3-5 Monaten kann daher nur als eine ungefähre Angabe gewertet werden. Die höhenwärtige Abnahme dieses Zeitraumes dürfte in der Sierra Nevada wesentlich größer sein als im Hohen Atlas. Darin ist neben einer Auswirkung der planetarischen Lage auch eine der morphologischen Struktur der Sierra Nevada, die durch den hohen Grad der Auflösung der Felskörper und die weitgehende Schuttbedeckung charakterisiert ist, zu sehen.

Die Tatsache, daß in der zentralen Sahara die Temperaturen zu allen Jahreszeiten höher sind, ist für unsere Fragestellung unbedeutend, da, wie bereits dargelegt, die bisher betrachtete Art der Temperaturverwitterung nicht durch die Temperaturmaxima, sondern ausschließlich durch die Tagesamplitude bestimmt wird.

Die Aussage HEMPELS (1974), daß Hochgebirge mit expositionsreichem Relief eine besondere Steigerung

dieser Insulationsverwitterung erfahren, kann für südlich exponierte Hänge während der schneefreien Zeit in unseren Untersuchungsgebieten bestätigt werden. Dies verdeutlicht ein Vergleich der Meßorte c und d, e und h (3.400 m) sowie i und j der Abb. 13, da die Meßorte zwar paarweise ähnliche Verhältnisse hinsichtlich der Ausstattung und der Exposition, jedoch Unterschiede in der Höhenlage aufweisen.

Die in Abb. 13 dargestellten, in Gefolge der Tagesamplituden auftretenden Drücke wurden für Quarz ($a = 3,62 \cdot 10^{-5} \text{ grad}^{-1}$, $= 2,7 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{kp}$) berechnet. Zu Vergleichszwecken werden auch Literaturwerte für die zentrale Sahara in die Rechnungen einbezogen.

Die Buchstaben oberhalb des Graphen der Amplituden/Druckfunktion bezeichnen Expositionen, für die nach gemessenen Temperaturwerten die rechnerisch möglichen Drücke bestimmt wurden. Die Angaben geschehen in der Reihenfolge:

Ort/Höhe/Auslage/Neigung/Datum/evtl. Bemerkungen

- a) Tizerag/2.700/SW/30/26.3.75
- b) Tizerag/2.700/ESE/30/26.3.75
- c) Tizerag/2.700/SSE/30/26.3.75
- d) Angour/3.600/SSE/20/27.3.75/tats. Ampl. verm. höher
- e) Sierra-N./2500/Horiz./17.8.75/Glimmerschiefer
- f) Tizerag/2700/Horiz./10.9.75
- g) Sierra-N./2.500/SE/30/17.8.75/Glimmerschiefer
- h) Sierra-N./2.500/Horiz./17.8.75/schwarzer Schiefer
Sierra-N./3.400/Horiz./10.8.75
- i) Tizerag/2.700/WSW/30/10.9.75
- j) Angour/3.600/S/30/5.9.75
- k) Mulhacen/3.400/SW/20/10.8.75
- l) Mulhacen/3.400/SSE/30/10.8.75
- m) Mulhacen/3.400/SSE/30/22.7.75
Mulhacen/3.400/-/-/10.8.75 Felstümmchen
Tizerag/2.700/SSE/30/10.9.75/gewölbte, noch geschl. Kruste

Die der folgenden Abbildung zugrunde gelegten physikalischen Konstanten dürften denen der durch SiO_2 -Gele verfestigten Krusten des Tizerag recht nahe kommen. Nicht verkrusteter Sandstein und in besonderem Maße der Magerhorizont unterhalb der Krusten besitzen eine wesentlich größere Kompressibilität.

Daher beschränken sich die hohen Drücke auf die dünne Kruste, während im darunterliegenden Magerhorizont bei annähernd gleichen Temperaturamplituden wegen des großen inneren Hohlraumes und der nur geringen Festigkeit kaum Druckwirkungen erzielt werden.

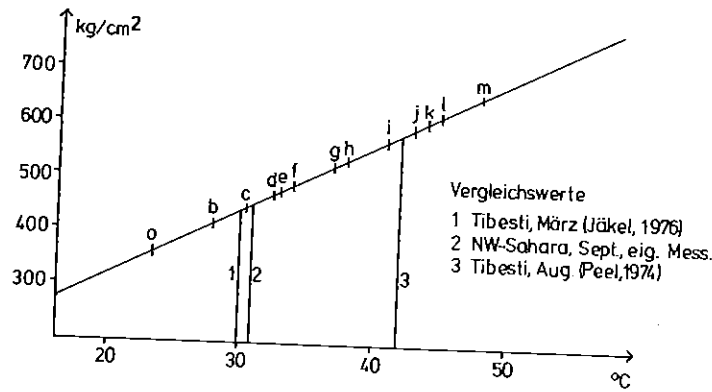


Abb. 13: Temperaturamplituden und Beanspruchung des Gesteins durch Druck

In ähnlicher Weise werden krustenfreie - z.B. nord-exponierte - Sandsteinflächen von Drücken betroffen, die kleiner sind, als dies der Abbildung zu entnehmen wäre.

Beachtenswert sind Druckunterschiede auf engstem Raum, die sich für senkrecht nach unten mit dem Untergrund verbundene Krusten einerseits und noch geschlossene, aber bereits hochgewölbte Krusten andererseits berechnen lassen (Abb. 13i,m).

Somit müssen für die Grenzfläche Magerhorizont/Kruste und die Umgebung hochgewölbter Krusten auch bei homogenen Temperaturfeldern in der obersten Schicht Scherdrücke akzentuiert werden.

Im Andesit des Angour sind selbst bei Krustenauf-lagen ähnliche Unterschiede in der Kompressibilität und daraus resultierende Druckverhältnisse nicht zu erwarten, da ein so deutlich ausgeprägter Magerhorizont nicht vorhanden ist.

Für das dichte Gestein der Sierra Nevada sind in allen Expositionen zumindest in unzerstörten Felsflächen gleiche Gesteinseigenschaften anzunehmen.

Wie die Verwitterung infolge der Temperaturamplitude erfährt die Verwitterung durch kurzfristige Temperaturschwankungen mit zunehmender Höhe eine Steigerung.

Wegen der größeren Temperaturdifferenz Luft-Oberfläche, der geringeren Stärken von Himmelsstrahlung und Gegenstrahlung sowie der intensiveren direkten Sonnenstrahlung sind bei Abschattungen durch vorbeiziehende Wolken kurzfristige Temperaturschwankungen

insbesondere zur Zeit maximaler Oberflächen-temperaturen - im Hochgebirge größer als in tiefer gelegenen Gebieten.

Mit zunehmender Temperatur werden bei Strahlungsschwankungen die Temperaturschwankungen und so die Temperaturgegensätze im Gesteinsinneren größer, da die langwellige Ausstrahlung und damit auch der augenblickliche Energieverlust bei Abschattung proportional zur vierten Potenz der Kelvintemperatur der Oberfläche bestimmt ist.

Der dem Hohen Atlas eigentümliche tägliche Gang der Konvektionsbewölkung während der Übergangsmonate begünstigt die Anlage oberflächenparalleler Schwächezonen besonders in SSW - SW - Expositionen, wobei mit zunehmender Höhe eine Verschiebung nach Westen anzunehmen ist. Hier fallen maximale Bestrahlung, maximale Oberflächentemperaturen und das Eintreffen der Konvektionsbewölkung zeitlich zusammen und ermöglichen so größte kurzfristige Temperaturschwankungen, wie durch Messungen belegt wurde.

Besonders groß sind Scherdrücke dann, wenn die Ableitungen der Temperaturkurven t_x und t_y (x, y verschiedene Gesteinstiefen) nach der Zeit z (dt_x/dz und dt_y/dz) - also die augenblicklichen Temperaturänderungen - dem Betrag nach groß und entgegengesetzt gerichtet sind.

Als Beispiel geben wir die aus Messungen am 12.9.1975 in 2.700 m Höhe im Hohen Atlas bestimmten Ableitungen der Temperaturkurven t_0 (Oberfläche) und t_1 (1 cm Tiefe) (vgl. Abb. 5).

Drücke werden für Quarz und einminütiges Anhalten

der Temperaturänderung und konstanter Lage der Inversion berechnet.

	Tiefe (cm)	$\frac{dt}{dz} \times$ (°C/min)	Druckänderung (kp/cm ²)	Scherdruckanteil (kp/cm ²)
a)	0	< 0,1	< 0,136	≈ 0
	1	< 0,1	< 0,136	
b)	0	-4,8	65,2	< 0,136
	1	< 0,1	< 0,136	
c)	0	5,1	69,4	46,2
	1	3,4	46,2	

- a) unmittelbar vor,
 b) ca. 0,5 min nach Beginn der Abschattung,
 c) ca. 0,5 min nach Wiederbeginn der vollen Bestrahlung

Die Scherdrücke sind im Vergleich mit den durch die Tagesamplitude erzeugten Drücken gering. Wegen der geringen Resistenz von Gesteinen gegen Scherdrücke läßt sich die morphologische Wirkung erst nach einer Multiplikation mit einem Faktor zwischen 20 und 40 ermessen. Danach beanspruchen die bei den o.a. Verhältnissen auftretenden Scherdrücke das Gestein in einer Weise, wie es bei Tagesamplituden zwischen 68° und 138° C der Fall sein würde.

Offensichtlich sind die Scherdrücke besonders dann sehr groß, wenn in den tieferen Schichten noch ein starker nach oben gerichteter Wärmestrom herrscht, die Oberfläche aber bereits wieder aufgeheizt wird. Morgendlich auftretende Inversionen, wie sie PEEL (1974) akzentuiert, können in ihrer Wirkung vergleichsweise nur klein sein, da gegen Morgen der Wärmestrom aus dem Felsinneren nur noch sehr klein ist.

Aus der Abb. 5 läßt sich gegen Ende der Abkühlungsperiode (ca. 3 min 25 sec nach der ersten Abschattung) ein maximaler Scherdruck von 49 kp/cm² innerhalb des obersten Zentimeters des Felskörpers berechnen.

Dieser Wert nimmt sich neben den durch Tagesamplituden erzeugten Drücken (Maxima zwischen 600 und 700 kp/cm²) bescheiden aus. Dennoch ist die morphologische Wertigkeit dieses Scherdruckes sehr hoch einzuschätzen:

1. Ein Scherdruck dieser Größe beansprucht das Gestein wie die Druckwirkung einer Tagesamplitude von 72° - 144° C (vgl. S.106).

2. Solche Scherdrücke können entsprechend der Häufigkeit von Abschattungen mehrfach täglich aufgebaut werden.
3. Es werden den Inversionsschichten folgende nahezu oberflächenparallele Schwächezonen geschaffen, von denen aus andere Verwitterungsarten das Gestein auf Zug beanspruchen können. Gesteine sind gegen Beanspruchung auf Zug weniger resistent als gegen eine Beanspruchung auf Druck, wie sie von vertikalen Schwächezonen ausgehen würde.

Strahlungsschwankungen äußern sich bei verschiedenen wärmeleitfähigem Untergrund mit größeren Temperaturschwankungen bei schlechter leitendem Untergrund (vgl. OIRMHIRN, 1960). Dies läßt eine Neigung zur Selbstverstärkung der unmittelbaren Temperaturverwitterung erwarten. Diese Selbstverstärkung kann jedoch durch eine Zunahme der Kompressibilität des Gesteins bei Verwitterung aufgehoben werden.

Eine expositionell differenzierte Einschätzung der Intensität der unmittelbaren Temperaturverwitterung wird mit Hilfe von Strahlungsberechnungen vorgenommen. Berechnungen der relativen direkten Bestrahlung und Temperaturmessungen an 13 verschiedenen Expositionen ergaben bei mehr als 100 Vormittagswerten eine Korrelation von 0,94. Die Nachmittagswerte zeigen eine ähnliche gute Korrelation. Die Zusammenfassung der Vormittags- und Nachmittagswerte korrelierte weniger gut, da naturgemäß die Regressionsgerade der Vormittagswerte steiler ist als die der Nachmittagswerte.

Eine Betrachtung maximaler Strahlungswerte erlaubt somit das Erfassen der wichtigen Temperaturmaxima.

Zur Bestimmung der Expositionen maximaler Verwitterung infolge der Temperaturamplitude wird für verschiedene Expositionen die Anzahl der Monate berechnet, in denen während der schneefreien Zeit große Stärken der direkten Strahlung möglich sind. Als hohe Bestrahlungsstärken werden dabei Stärken von mehr als 1,5 bzw. 1,3 cal/min cm² angesehen.

Nur bei genau südlichen Auslagen sind Expositionen größter Tagessumme und größter augenblicklicher Bestrahlungsstärke identisch, bei anderen Hangauslagen divergieren Neigung größter Tagessumme und Neigung größter Bestrahlungsstärke. Die Korrelation zwischen Strahlungsstärke und Temperatur legt es nahe anzunehmen, daß größte Temperaturamplituden eher den Linien größter augenblicklicher Bestrahlung als den Linien maximaler Tagessummen folgen.

Die daraus abzuleitenden Linien der Verwitterung sind entsprechend der Wahl der Meßzahlen (1,5 bzw. 1,3 cal/min cm²) willkürlich, lassen aber dennoch den Verlauf von Isolinien der tatsächlichen Verwitterungsintensität erkennen.

Die Rechnungen wurden für Neigungsschritte von 10 Grad und Azimutschritte von 15 Grad nach dem Vektormodell JUNGHANS' (1963) sowie den Angaben SCHULZ' (1970) nach den Strahlungstabellen LINKES (1939) in halbstündigen Zeitschritten für jeweils die Monatsmitte durchgeführt.

Die nachstehende Tabelle enthält die Durchschnittswerte der Tagessumme (cal/d cm²) der direkten Strahlung (a) während des bezüglich der unmittelbaren Temperaturverwitterung intensivsten Zeitraum zwischen dem 15.3. und dem 15.10. sowie die Anzahl der Monate in diesem Zeitraum, in denen, bezogen auf die jeweilige Exposition, Bestrahlungsstärken von 1,5 (b), 1,3 (c) und 1,1 cal/min cm² (d) überschritten werden können.

Der gewählte Zeitraum deckt sich in etwa mit dem, in dem nach den Messungen Tagesamplituden von mehr als 30° C erreicht werden können.

Die zugrunde gelegte Formel besitzt die Form

$$I_{(AZ,N)} = I_0 q^{mT} (\sin(N)\cos(S)\cos(AZS-AZ) + \cos(N)\sin(S))$$

mit $I_{(AZ,N)}$: Augenblickliche Stärke der direkten Strahlung auf einen Hang mit AZ und N

AZ : Azimut der Auslage des Hanges

N : Neigung des Hanges

I_0 : extraterrestrische Sonnenstrahlung

q : Rayleystreuung als Funktion der Sonnenhöhe

m : traversierte Luftmasse als Funktion von S

S : Sonnenhöhe als Funktion der Zeit

T : Trübungskoeffizient nach Messung = 1,8 (3.200 m)

AZS : Azimut der Sonne als Funktion der Zeit.

AZ	180	195	210	225	240	255	270	
N		165	150	135	120	105	90	
0	655	655	655	655	655	655	655	(a)
	5	5	5	5	5	5	5	(b)
	7	7	7	7	7	7	7	(c)
	8	8	8	8	8	8	8	(d)
10	700	697	693	686	677	666	655	(a)
	5	5	5	5	5	5	5	(b)
	8	8	8	7	7	7	7	(c)
	8	8	8	8	8	8	8	(d)
20	711	708	699	686	667	646	624	(a)
	7	7	7	7	5	5	5	(b)
	8	8	8	8	8	7	7	(c)
	8	8	8	8	8	8	8	(d)
30	702	697	685	665	638	607	573	(a)
	6	6	7	7	7	5	5	(b)
	8	8	8	8	8	8	7	(c)
	8	8	8	8	8	8	8	(d)
40	671	665	649	623	588	548	504	(a)
	4	4	5	5	5	5	4	(b)
	8	8	8	8	8	8	7	(c)
	8	8	8	8	8	8	8	(d)
50	620	613	594	563	521	472	419	(a)
	2	2	3	3	3	1	0	(b)
	5	5	6	8	8	7	6	(c)
	8	8	8	8	8	8	7	(d)

Maximale durchschnittliche Tagessummen empfangen offensichtlich Hänge mit Südauslage bei Neigungen um 20 Grad. Je größer der Unterschied des Azimutes zu 180 Grad, um so flacher sind die Flächen mit den für die jeweiligen Azimute größten Tagessummen. Ost- und Westhänge empfangen weniger direkte Strahlung als die Horizontale.

Größte Bestrahlungsstärken treten dagegen bei allen Azimuten außer bei 270 und 90 Grad besonders häufig bei Neigungen um 30 Grad auf, wobei die "idealen" Neigungen um so größer werden, je stärker die östlichen bzw. westlichen Komponenten in den Azimuten zunehmen.

Hinsichtlich der Häufigkeit hoher Strahlungsintensitäten von mehr als 1,5 cal/min cm² unterscheiden sich bei allen Azimuten Neigungen von 10 bzw. 50 Grad erheblich von solchen mit Neigungen um 30 Grad. Daher kann eine geringfügige Verkürzung oder Verlängerung des zugrunde gelegten Zeitraumes nicht dahingehend wirken, daß Neigungen um 30 Grad ihre besondere Stellung verlieren.

Wegen der besonderen Bedeutung der maximalen Bestrahlungsstärken für die Ausbildung von Temperaturamplituden läßt sich daher feststellen, daß bei allen Azimuten zwischen 105 und 255 Grad Neigungen um 30 Grad für die jeweiligen Azimute Expositionen intensivster unmittelbarer Temperaturverwitterung im Gefolge der Tagesamplitude darstellen, wobei das absolute Maximum in südlichen Auslagen bei einer Neigung zwischen 20 und 30 Grad anzusiedeln ist.

Flächen, die stärker oder schwächer geneigt sind als solche, die für die jeweilige Auslage eine "ideale" Neigung besitzen, unterliegen einer weniger intensiven unmittelbaren Temperaturverwitterung. Wie ein Vergleich von horizontalen und 50 Grad geneigten Flächen zeigt, nimmt die Intensität der Verwitterung (im Vergleich zu ideal geneigten Flächen) bei größer werdenden Hangwinkeln stärker ab als bei kleiner werdenden.

Vergleichen wir die Verwitterungsintensität in verschiedenen Expositionen bei verschiedenen Azimuten, so läßt sich folgende, auf der Häufigkeit hoher Bestrahlungsstärken basierende Abschätzung geben (Abb. 14).

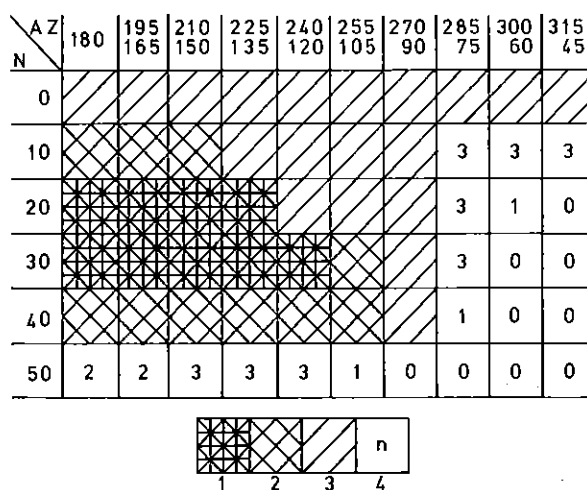


Abb. 14: Aus der Häufigkeit hoher Bestrahlungsstärken (max. dir. Strahlung = S (cal/min cm²)) abgeleitete expositionelle Differenzierung der unmittelbaren Temperaturverwitterung im Hohen Atlas

Von 1 nach 4 abnehmende Intensität mit:

- 1) 6-7 Mon. S 1,5 (z.B. Abb. 13i)
- 2) 4-5 Mon. S 1,5 und 8 Mon. S 1,3 (z.B. Abb. 13h)
- 3) 4-5 Mon. S 1,5 (z.B. Abb. 13f)
- 4) n = Anzahl der Monate mit S 1,5

witterungsaktivitäten abschätzen. Wegen der kürzeren schneefreien Zeit legen wir den Zeitraum vom 15.5. - 15.10. zugrunde. Auch hier zeigt sich, daß für alle Azimute Hänge mit Neigungen um 30 Grad besonders intensiver unmittelbarer Temperaturverwitterung unterliegen (Abb. 15).

Diese Aussagen sind insofern hypothetisch, als implizit angenommen wird, daß vergleichbare Flächen aller Expositionen vorhanden sind. Dies ist in der Natur nicht immer gegeben. Dennoch läßt sich feststellen, daß bei vorgegebenem Talverlauf auf dem stärker besonnten Hang bei Neigungen um 30 Grad in beiden Gebirgen mit der stärksten Intensität der unmittelbaren Temperaturverwitterung zu rechnen ist.

Die herausragende Stellung von Neigungen um 30 Grad bleibt auch dann erhalten, wenn der Zeitraum, in dem große Temperaturamplituden erreicht werden, um mehr als einen Monat vergrößert oder verkleinert wird.

Die Ost-West-Symmetrie der Darstellungen, die sich aus den Strahlungsberechnungen ergibt, kann durch lokale Eigenheiten, etwa eine starke Luv-Lee-Diffe-

In gleicher Weise lassen sich für den Bereich der Sierra Nevada expositionell unterschiedliche Ver-

renzung, wie sie auf dem Gipfel des Mulhacen festgestellt wurde, abgeschwächt oder aufgehoben werden.

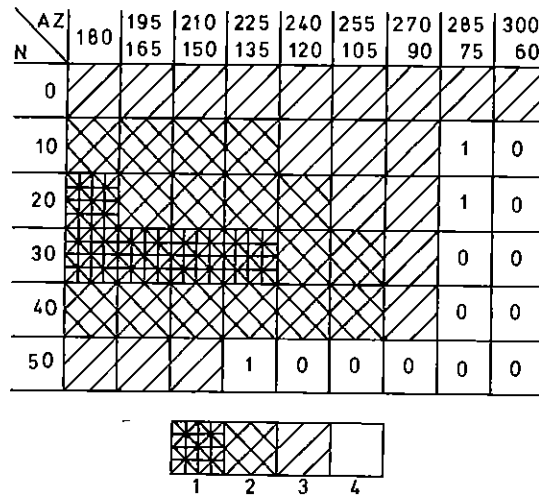


Abb. 15: Aus der Häufigkeit hoher Bestrahlungsstärken (max. dir. Strahlung = S (cal/min cm²)) abgeleitete expositionelle Differenzierung der unmittelbaren Temperaturverwitterung in der Sierra Nevada

Von 1 nach 4 abnehmende Intensität mit:

- 1) 5 Mon. S 1,5
- 2) 4 Mon. S 1,5 oder 3 Mon. S 1,5 und 6 Mon. S 1,3
- 3) 2-3 Mon. S 1,5
- 4) n = Anzahl der Monate mit S 1,5

So ergibt sich, daß in den höchsten Lagen der Sierra Nevada bei Neigungen um 30 Grad Hänge mit Azimuten zwischen 120 und 180 Grad intensivster Temperaturverwitterung unterliegen.

Für eine expositionelle Differenzierung bezüglich der durch kurzfristige Temperaturschwankungen ausgelösten Gefügelockerungen werden entsprechend den Beobachtungen nachmittägliche Strahlungsmaxima und das Anhalten hoher Bestrahlungsstärken während der Monate März, April, September und Oktober betrachtet. Dabei bezeichnet (a) die maximale direkte Bestrahlungsstärke im Durchschnitt dieser Monate (cal/min cm²), (b) das durchschnittliche Anhalten einer Strahlung von mehr als 1,5 cal/min cm² bzw. 1,3 cal/min cm² (c) in Stunden.

AZ	180	195	210	225	240	255	270	
N								
10	1,48	1,48	1,47	1,45	1,43	1,40	1,37	(a)
	0,63	0,63	0,5	0,63	0,5	0,38	0,25	(b)
	3,0	3,25	3,13	2,88	2,88	2,38	<u>2,25</u>	(c)
20	1,55	1,55	1,54	1,51	1,48	1,43	1,37	(a)
	1,9	1,75	1,5	1,25	0,63	0,5	0,25	(b)
	<u>4,25</u>	3,88	3,75	3,75	3,25	2,5	<u>2,0</u>	(c)
30	1,58	1,58	1,56	1,55	1,51	1,46	1,37	(a)
	<u>2,25</u>	<u>2,25</u>	<u>1,88</u>	<u>1,63</u>	1,38	0,5	0,13	(b)
	<u>4,25</u>	<u>4,25</u>	<u>4,0</u>	<u>3,88</u>	<u>3,78</u>	<u>2,75</u>	<u>2,25</u>	(c)
40	1,56	1,56	1,56	1,55	1,54	1,47	1,38	(a)
	1,75	1,75	<u>1,88</u>	<u>1,5</u>	<u>1,3</u>	0,5	0,13	(b)
	<u>4,25</u>	<u>4,25</u>	<u>4,0</u>	<u>4,0</u>	<u>3,8</u>	<u>3,13</u>	2,13	(c)
50	1,49	1,5	1,51	1,51	1,5	1,46	1,37	(a)
	0,75	0,75	1,13	1,0	0,75	0,25	0	(b)
	3,5	3,5	3,75	3,75	3,5	3,0	1,75	(c)

Unterstrichen: jeweils größte Werte aus a, b und c. Die letzte Stelle ist gerundet.

Wie die Häufungen der jeweils größten Werte für alle Azimute bei Neigungen um 30 Grad zeigen, liegt auch für diese Art der unmittelbaren Temperaturverwitterung ein deutlicher Akzent auf Neigungen um 30 Grad. Wegen des Auftretens von Konvektionsbewölkung vorwiegend nach Sonnenhöchststand sind maximale Intensitäten der hier betrachteten Verwitterungsart bei Azimuten zwischen 180 und 270 Grad zu erwarten, wobei unter Beibehaltung der Neigung mit wachsender Meereshöhe infolge des mit der Höhe zeitlich verzögerten Auftretens die westlichen Komponenten in der Exposition maximaler Verwitterung stärker werden.

In einer zusammenfassenden Darstellung beider Arten der unmittelbaren Temperaturverwitterung sind Expositionen mit Azimuten zwischen 120 und 240 Grad bei Neigungen um 30 Grad besonders prädestiniert für die unmittelbare Temperaturverwitterung zu nennen. Innerhalb dieses Bereiches liegt wegen der Verwitterung infolge kurzfristiger Temperaturschwankungen das absolute Wirkungsmaximum der unmittelbaren Temperaturverwitterung zwischen 180 und 240 Grad.

Auch wenn diese Verwitterungsart möglicherweise nicht allein ein Zerfallen von Gesteinskörpern bewirken kann, so ist doch anzunehmen, daß der Temperaturverwitterung als Initialprozeß deshalb so große Bedeutung zuzumessen ist, weil dadurch Ansatzflächen für solche Verwitterungsarten geschaffen werden, die an vorgegebene Schwächezonen gebunden sind, oder die, wie die chemische Verwitterung, ihre Intensität bei einer Vergrößerung der inneren Oberfläche steigern.

4.1.2.2 Frostsprengung

Die Umordnung des Kristallgitters des Wassers bei 0° C von einem Quarzgitter (Wasser I, flüssig) zu einem lockeren Tridimitgitter des Eis I bedingt eine Volumenzunahme von 9 %. Eine Druckwirkung tritt hierbei nicht auf (FITZNER, 1970), vielmehr bewirkt ein Gegendruck, wie er von den Wänden eines Hohlraumes ausgeübt werden kann, daß das Wasser trotz Unterkühlung weiter in der flüssigen Phase vorliegt. Erst bei weiterer Abkühlung kann es zur Eisbildung kommen, sofern der von den Hohlraumwänden ausgeübte Gegendruck kleiner ist als der Druck, bei dem bei der gegebenen Temperatur der Übergang vom Wasser zum Eis möglich ist. Über die Abhängigkeit der Eisbildung von Temperatur und Druck gibt die nachstehende Tabelle (aus: FITZNER, 1970) Auskunft. Bei

vorgegebenem Druck (a), der auf das Wasser wirkt, geschieht bei der Temperatur (b) der Wasser-Eis-Übergang.

a	0	610	1130	1590	1970	2115 (kp/cm ²)
b	0	-5	-10	-15	-20	-22 (° C)

Bei Temperaturen unter -22° C ist auch bei höherem Druck Wasser in der flüssigen Phase nicht existenzfähig.

Sind Hohlräume nicht zu mehr als 91 % wassergefüllt, kann sich das Eis in ihnen ausdehnen, zu einer Sprengwirkung kann es dann nicht kommen.

Außer durch Druck ist eine Gefrierpunktserniedrigung durch Salze, Kapillarspannung oder Unterkühlung möglich. Aus der Gefrierpunktserniedrigung ergibt sich der bei Eisbildung überwindbare Gegendruck. Das Maximum des überwindbaren Gegendruckes ist für einige Gefrierpunktserniedrigungen der oben stehenden Tabelle zu entnehmen.

Die Abhängigkeit der Gefrierpunktserniedrigung vom Kapillardurchmesser dürfte für Fragen der Verwitterung besonders bedeutsam sein, da hierdurch Eigenschaften des Gesteins in die Betrachtungen eingehen und so für jedes Gestein die seiner Kapillarität entsprechende Gefrierpunktserniedrigung berechnet und der überwindbare Gegendruck ermittelt werden kann.

TSCHARNY (zit. nach FITZNER, 1970) gibt die der nachstehenden Abbildung zugrunde liegenden Werte (x) an.

Frostsprengung zeigt also eine Abhängigkeit vom Vorhandensein von Hohlräumen, die als Porenräume oder Risse und Klüfte strukturell angelegt sein können oder ihre Entstehung der Wirkung von anderen Verwitterungsarten verdanken.

Maximale Frostverwitterung ist demnach zu erwarten, wenn Temperaturen und Kapillardurchmesser einander entsprechen und Drücke überwunden werden können, die über der Festigkeit des Gesteins liegen.

Daher kann der häufig vertretenen These, wie sie z.B. MATHYS (1974) seinen mikroklimatischen Untersuchungen in den Alpen zugrunde gelegt hat, daß die Intensität der Frostsprengung von der Anzahl der Frostwechsel abhängig sei, so nicht zugestimmt werden. Vielmehr ist der Ansicht BARSCHS (1977), nach der in den Alpen den Nordwänden trotz gegenüber Südwänden geringerer Frostwechselzahlen größere morphologische

daß in südlichen Auslagen bei flächigem Fels nicht zu starker Neigung Frostsprengungsaktivitäten außerhalb der durch andere Verwitterungsarten vorgezeichneten Schwächelinien sehr gering sind. Diese Einschätzung betrifft alle Höhen unserer Untersuchungsgebiete, da mit wachsender Höhe in der Regel der Zeitraum winterlicher Schneefreiheit kleiner wird.

Steilheiten aller Expositionen unterliegen stärkerer Frostsprengung, wobei von Nord nach Süd abnehmende Gesteinstiefen betroffen werden. Die Anzahl morphologisch wirksamer Frosteintritte nimmt von Nord nach Süd zu, wobei jedoch die Wertigkeit jedes einzelnen Ereignisses in gleicher Richtung abnimmt.

Bei wachsender Höhe und auch zunehmender Breitenkreislage läßt die festgestellte Abnahme der Minima, die sich aus der Abnahme der Gegenstrahlung (vgl. Kap. 2.4) erklären läßt, vermuten, daß, gleiches Material vorausgesetzt, die Intensität der Frostsprengung zunimmt. Dabei bieten mit abnehmender Temperatur (vgl. Abb. 16) kleinere Hohlräume Ansatzflächen für die Frostsprengung. Das abgesprengte Material muß sich somit im Mittel verkleinern, es tritt also bei quantitativer Verstärkung der Frostsprengung eine qualitative Veränderung des Frostschuttes ein.

Die Annahme einer in der Sierra Nevada gegenüber dem Hohen Atlas größeren Intensität der Frostsprengung in Steilheiten beruht nicht nur auf der unterschiedlichen planetarischen Lage, sondern auch auf der unterschiedlichen Klüftigkeit des Gesteins im Vergleich zu den im Hohen Atlas aufgesuchten Gebieten.

4.1.2.3 Salzsprengung

Vorausgesetzt für diese Verwitterungsart ist eine wasserfreie oder wasserarme Auskristallisation von Salzen sowie eine anschließende Durchfeuchtung. Der Vorgang dieser Verwitterungsart wird von MORTENSEN (1933) beschrieben und durch Zahlenangaben für die Druckentwicklung bei Hydratation für eine Reihe von Salzen und Klimaverhältnissen ergänzt.

Als Ort maximaler Salzausfällung sind oberflächennahe Gesteinspartien mit hohen Temperaturmaxima anzusehen, da infolge kapillaren Aufstieges von Lösungen hier eine Wasserverdunstung einsetzt, die die Lösungskonzentration erhöht, so daß Salze aus-

kristallisieren können. Oberflächennahe Hohlräume können so mit wasserfreien oder wasserarmen Salzen ausgefüllt werden. Dieser Vorgang wird durch die Hygroskopie von Salzen dadurch gefördert, daß Lösungen höherer Konzentrationen oder auch bereits auskristallisierte Salze neu aufsteigende Lösungen an sich ziehen.

Bei Eintreten einer Abkühlung und Steigerung der relativen Luftfeuchte und in noch stärkerem Maße bei Absatz von Wasser wandelt sich Salz zum Hydrat. Durch diesen Vorgang der Hydratation, der eine Volumensvergrößerung der Salze nach sich zieht, werden Drücke auf die Umgebung des Salzes, etwa die Wände von Kapillaren oder Poren, ausgeübt.

Diese Drücke lassen sich berechnen. Für den Fall der vollständigen Salzausfüllung von Hohlräumen gibt MORTENSEN folgende Formel zur Berechnung des Hydratationsdruckes P an:

$$P = \frac{22420}{V} \cdot \frac{T}{273} \cdot \ln \frac{p_0}{p}$$

- V = Volumensabnahme des Salzes in ccm je Mol verdampften Wassers
- T = Kelvintemperatur des Salzes
- p = Wasserdampfdruck über Salz bei T
- p₀ = Wasserdampfdruck der Luft bei T
- P = Druck (atm.).

Da bei sinkenden Temperaturen und Wasserdampfsättigung die Zahl $(T/273) \cdot \ln(p_0/p)$ größer wird, sind die ausgeübten Drücke um so größer, je tiefer die Temperatur ist, bei der es zur Hydratbildung kommt.

Daher läßt sich für die spezielle Lage der Untersuchungsgebiete eine erste Konsequenz angeben: Unter der Voraussetzung, daß salzgefüllte Hohlräume existieren, sind die entstehenden Drücke im Hochgebirge größer als in tiefer gelegenen Gebieten, da in der Regel nächtliche Minima mit wachsender Höhe niedriger werden. In gleicher Weise ist anzunehmen, daß besonders in den Übergangsmoaten, wenn die Minima gerade noch für eine wasserfreie Kristallisation ausreichen, die im Tagesrhythmus stattfindenden Hydratationsvorgänge wegen der dann gegenüber dem Sommer geringeren Minima stärkere Drücke erzeugen.

Für eine expositionelle Differenzierung der Verwitterungsstärken sind wegen der Bindung der Salzsprengung an zwei Vorgänge, Aufheizung der Flächen und nächtliche Abkühlung bei Zunahme der relativen Luftfeuchte, sowohl Feststellungen zur Entwicklung von Maximaltemperaturen wie auch des nächtlichen mikro-

klimatischen Geschehens anzustellen.

Als besonders zur oberflächennahen Salzablagerung prädestiniert sind wegen der Bindung an maximale Temperaturen und Verdunstungssog solche Expositionen anzusehen, in denen die unmittelbare Temperaturverwitterung maximale Stärke entwickelt. In Anlehnung an Kap. 4.1.2.1 sind daher als Expositionen mit maximaler Neigung zu oberflächennahen Salzreicherungen solche anzugeben, deren Azimute zwischen 120 und 240 Grad bei Neigungen um 30 Grad betragen. Nach den Messungen werden hier während der schneefreien Zeit fast regelmäßig Temperaturen von $35,4^{\circ}\text{C}$, die zur Ausscheidung des Monohydrats von Na_2CO_3 erforderlich sind, erreicht und auch überschritten.

Zur Wasseraufnahme bieten die genannten Expositionen jedoch nicht die gleichen Voraussetzungen. Im Hohen Atlas schränken der häufige nächtliche Temperaturanstieg in der Höhenlage 2.700 m und der gleichzeitige Abfall der relativen Luftfeuchte die Möglichkeit eines Absetzens von Wasser auf Felsflächen stark ein oder verkleinern zumindest den Zeitraum, in dem dies möglich ist. Die vom Mittag bis zum Morgen niedrigeren Temperaturen der Expositionen mit östlichen Komponenten gegenüber solchen mit westlichen und die damit verbundenen Unterschiede der relativen Luftfeuchte lassen eine deutliche Begünstigung östlicher Expositionen für diese Verwitterungsart erkennen.

Für den Wechsel vom Mono- zum Heptahydrat von Na_2CO_3 , dessen Existenz im Sandstein des Tizerag wegen der Konzentrationen von Natriumionen in den Interstitialschichten und dem Vorkommen von CaCO_3 als Bindemittel möglich ist, lassen sich nach den Angaben MORTENSENS (1933) für jeden Dampfdruck die Oberflächentemperaturen ermitteln, die unterschritten werden müssen, damit eine Hydratbildung möglich ist.

An Tagen mit vertikalen Luftmassenwechseln (vgl. Kap. 3.2.1) ist wegen der geringen Luftfeuchten zur Zeit der Minima der Oberflächentemperaturen in keiner Exposition Hydratbildung zu erwarten. Bei den gegebenen relativen Luftfeuchten, die an diesen Tagen zur Zeit der Oberflächenminima in der Regel kleiner als 40 % sind (vgl. Abb. 7, S.), wäre nach den Angaben MORTENSENS eine Hydratation erst bei Temperaturen weit unter 0°C möglich. Allerdings können Hydratbildungen - wenn auch nur sehr kurze Zeit - vor dem abendlichen Temperaturanstieg

stattfinden. Für den in Abb. 7 dargestellten Zeitraum (ohne den 14.9.75) lassen sich Dampfdrücke (mm) zwischen 7, 6 und 9 ermitteln.

Hydratbildung ist möglich, wenn je nach Dampfdruck Oberflächentemperaturen zwischen $14, 8$ und 17°C unterschritten werden. Zu der fraglichen Tageszeit (vgl. Abb. 7) ist dies bei Expositionen mit westlichen Komponenten sicherlich nicht der Fall, hier liegen dann die Temperaturen (vgl. Abb. 6, S. 90) zwischen 20 und 30°C . In Expositionen mit östlichen Komponenten (z.B. ESE/30) werden die zur Hydratation nötigen Höchsttemperaturen nahezu regelmäßig unterschritten. Unter idealen Bedingungen (vollständig salzgefüllte Kapillaren, Hydratation des gesamten Salzes) ergeben sich potentielle Drücke von maximal 450 atm (bei 14°C , 9 mm Hg Dampfdruck⁶⁾).

An vier Tagen des Untersuchungszeitraumes (vgl. Übersicht über die Messungen) läßt sich Salzsprengung zur Zeit der Oberflächenminima vermuten. Der nachstehenden Tabelle lassen sich die potentiellen Druckstärken (Reihenfolge: Auslage/Neigung/Druck) entnehmen. Nördliche Expositionen bleiben unberücksichtigt, da hier das Vorliegen größerer Konzentrationen wasserarmer Salze als unwahrscheinlich angesehen werden muß.

4. 9. 75	SE /20/270	SSE/30/0	SW/30/0
6. 9. 75	SE /20/580	SSE/30/430	SW/30/430
15. 9. 75	SSE/30/880	SSW/20/570	W /20/410
6.10. 75	SE /30/340	SSE/30/170	SW/30/170

Trotz aller sich aus den o.a. Voraussetzungen ergebenden Einschränkungen hinsichtlich der tatsächlich auftretenden Drücke kann als sicher gelten, daß beide hier dargestellten Arten tagesrhythmischer Salzsprengung in östlichen Expositionen stärker wirken als in westlichen.

Advektive Feuchtigkeitszufuhren außerhalb des Tagesrhythmus etwa infolge des Durchzugs von Fronten führen in der Regel in östlichen Expositionen zu stärkerer Salzsprengung als in westlichen. Der Grund dafür liegt in der einfachen Tatsache, daß während ca. 2/3 - 3/4 eines Tages und immer während der wegen niedriger Oberflächentemperaturen besonders die Salzsprengung begünstigenden Nachtzeit östliche Expositionen kühlere Oberflächen aufweisen als westliche.

Abbildung 17 stellt diesen Sachverhalt beispielhaft am Durchzug einer Front (14.9.75, ca. 23-24 Uhr,

vgl. Abb. 7) dar. Die in südöstlicher und südwestlicher Exposition zu Vergleichszwecken gemessenen Oberflächentemperaturen finden ihren Niederschlag in den temperaturabhängigen Partialdrücken p über Natriumkarbonat. Salzsprengung - also eine Wasseraufnahme - ist nur dann möglich, wenn der Dampfdruck e der Luft größer ist als der Partialdruck p über dem Salz. Offensichtlich ist in östlichen Expositionen die Zeitdauer und die Intensität der Wasseraufnahme wesentlich größer als in westlichen. Dies findet seinen Ausdruck in Abb. 17b, die die maximal möglichen Drücke zu jeder Zeit des Frontdurchzuges darstellt.

Bei einem Vergleich ergibt sich ein Verhältnis von 5,5 (SE) zu 1 (SW) bei den Spitzenwerten, bringt man das Integral über die Zeit als Maß für die Intensität der Belastung in Ansatz, so wird die Begünstigung der Salzsprengung in östlichen Expositionen noch deutlicher: Das Verhältnis beträgt dann 10 : 1.

Bei dem ersten Frontdurchzug (vgl. Abb. 7) am 14.9. 1975 gegen 20 Uhr ist nur in der südöstlichen Exposition eine Wasseraufnahme möglich, als potentielle Druckstärke sind 250 atm (SW: 0 atm) zu berechnen.

Verteilung anzunehmen, allerdings ist dabei zu bedenken, daß mit Bewölkung verbundene Fronten kaum stark differenzierte Temperaturgänge zulassen. So ist es nicht verwunderlich, daß während nur eines Tages, dem 16.9.75, rechnerisch tagsüber Salzsprengung möglich gewesen wäre, deren Stärke in allen Expositionen zahlenmäßig mit ca. 1000 atm abzuschätzen wäre. Nach dem Temperaturverlauf am vorhergehenden Tag wäre allerdings ein Vorliegen wasserarmer Salze in allen Expositionen unwahrscheinlich, eine Salzsprengung hätte also tatsächlich nicht stattfinden können. Dennoch sei auf die Möglichkeit hingewiesen, daß gelegentlich bei anderen Niederschlagsereignissen, als sie während der Meßperiode zu beobachten waren, auch in westlichen Expositionen eine erhebliche Intensität der Salzsprengung entfaltet werden kann.

Trotzdem ist anzunehmen, daß östliche Expositionen wegen der größeren Häufigkeit des Vorliegens der Voraussetzungen zur Hydratation insgesamt einer größeren Intensität der Salzsprengung unterliegen als westliche. Das Wirkungsmaximum der Salzsprengung dürfte wegen der Bindung dieser Verwitterungsart an hohe Temperaturen in der Exposition liegen, die auch größter Temperaturverwitterung unterliegt. Damit sind im Untersuchungsgebiet "Tizerag" südöstliche

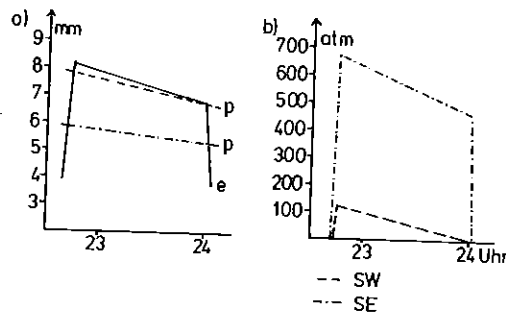


Abb. 17a: Verlauf des H_2O -Partialdrucks über Natriumkarbonat in südöstlicher (---) und südwestlicher (- -) Exposition sowie des Dampfdrucks (e) der Luft während eines Frontdurchzuges in der Nacht vom 14.9. zum 15.9.75 am Tizerag (2700 m)

Abb. 17b: Nach der Formel MORTENSENS (1933) berechneter Verlauf der zu jedem Zeitpunkt möglichen Drücke

Tagsüber werden insbesondere vormittags durchziehende Fronten in westlichen Expositionen stärkere Salzsprengungen hervorrufen können als in östlichen Expositionen. Nachmittags ist genau die umgekehrte

bis südsüdöstliche Expositionen bei Neigungen um 30 Grad als Expositionen maximaler Salzsprengung anzusprechen.

Für die Salzsprengung bietet die Sierra Nevada von

den Temperatur- und Luftfeuchteverhältnissen her günstigere Voraussetzungen als der Hohe Atlas. Zu einem Absetzen von Tau kann es hier in allen Expositionen häufiger kommen als im Hohen Atlas. Zwar ist auch hier die Zeitdauer eines Tauabsatzes bzw. die Wasseraufnahme durch hygroskopische Materialien in östlichen Expositionen länger und die Häufigkeit dieser Ereignisse größer als in westlichen Expositionen, wegen des späteren Schneidens von Luft- und Oberflächentemperaturen in westlichen Expositionen und der damit im Einzelfall verbundenen höheren Hydratationsdrücke läßt sich aber keine so klare Begünstigung östlicher Expositionen sehen wie im Hohen Atlas, zumal eine Wasserzufuhr im Sinne der Aszendenztheorie MIGAHDs (1961) - Wasserdampfaufstieg im Untergrund und oberflächennahe Kondensation entlang eines thermalen Gradienten - westliche Expositionen wegen der dort größeren nächtlichen Temperaturgradienten geringfügig begünstigt. Daher dürften hier bei geringerer Verschiebung nach Osten Expositionen maximaler Temperaturverwitterung und maximaler Hydratationsverwitterung nahezu dekungsgleich sein.

Felstümpchen und ähnliche in das Windfeld aufragende Gebilde bieten wegen der niedrigeren Minima und der dadurch gesteigerten Neigung zum Tauabsatz insbesondere in Leelagen bessere Ansatzflächen für die Hydratationsverwitterung als geschlossene Felspartien.

Für die Beurteilung tatsächlich stattfindender Hydratationsprozesse ist der Salzgehalt im Porenraum der Gesteine von entscheidender Bedeutung. Daher läßt sich annehmen, daß der Sandstein des Tizerag bessere Voraussetzungen für die Salzsprengung bietet als die Glimmerschiefer der Sierra Nevada (vgl. von ENGELHAROT, 1960).

Beste Ansatzpunkte für die Salzsprengung bieten in den von uns aufgesuchten Räumen emporgewölbte Krusten auf den Glatthangflächen des Tizerag, da hier sowohl eine mikroklimatische (niedrigere Minima als in der Umgebung) als auch eine edaphische Begünstigung (Salzkonzentrationen im Interstitialmaterial der Hohlräume) vorliegt.

4.1.2.4 Andere Verwitterungsarten

An ähnliche Voraussetzungen wie die Hydratationsverwitterung ist eine Reihe anderer prozeßverwandter Verwitterungsarten gebunden.

Zu nennen sind hier die zwischen physikalischer und chemischer Verwitterung einzuordnende anorganische Krustenbildung, die Verwitterung durch Quellung von Tonen und die durch elektrische Doppelschichten.

HABERLAND (1975) entwickelt ein mikroklimatisches Modell zur anorganischen Krustengese. Danach mobilisiert die nächtlich von der Oberfläche her eindringende Feuchtigkeitsfront SiO_2 -Hydrosole, die zu Orten höherer Feuchtigkeit, also in aller Regel zur Oberfläche wandern. Bei morgendlicher Erwärmung koagulieren die Solen zu Gelen. Bei schneller Erwärmung geschieht die Koagulation oberflächennah, sonst wandern die Gele mit der sich ausbildenden Temperaturinversionsschicht zurück. Vielfacher Wechsel von Peptisation und Koagulation können besonders bei rascher morgendlicher Erwärmung zu Gelanreicherungen nahe der Oberfläche, d.h. Krustenbildung, führen. Hohlräume werden dabei von SiO_2 -Gelen ausgefüllt.

BAKKER (1966) und BAKKER et al. (1970) beschreiben die Quellung von Tonen bei nächtlichem Anstieg der relativen Luftfeuchte als zu Abschuppungen führende Verwitterungsart. Die Wasseraufnahme kann vor Erreichen des Taupunktes zu beachtlichen Quellungen führen, wobei Salzbeimischungen den Hygroskopizitätsgrad der Tone erhöhen können. SOUTHARD und DIRMHIRN (1972) wiesen die stärkere Tonbildung in Südexpositionen nach.

RAVINA und ZASLAVSKY (1974) beschrieben die Wirkung elektrischer Doppelschichten als möglichen Faktor bei der Verwitterung. Elektrische Doppelschichten (vgl. GERTHSEN-KNESER, 1974) können sich bei Wasseranlagerungen an den Wänden kleiner Kapillaren bilden. Bei sehr kleinen Kapillardurchmessern - RAVINA und ZASLAVSKY geben einige Angström an - können durch große elektrische Gradienten Drücke von einigen hundert Atmosphären erzeugt werden. Diese Verwitterungsart ist offensichtlich prädestiniert, Schwächezonen kleinster Durchmesser zu erweitern und so anderen Verwitterungsarten zugänglich zu machen. Ein Zusammenwirken mit der unmittelbaren Temperaturverwitterung ist anzunehmen, da einerseits bei mit einer Temperaturerniedrigung einhergehenden Schrumpfung kleinste Kapillaren geöffnet werden und andererseits nur bei hohen Temperaturen Kapillaren so austrocknen, daß bei Anstieg der relativen Luftfeuchte und nächtlicher Abkühlung an den Kapillarenden die zum Aufbau von elektrischen Doppelschichten nötigen Wasserfilme abgesetzt werden können. RAVINA und ZASLAVSKY sehen in diesem Verwitterungsmechanismus eine wichtige Ergänzung zur Hydratationsverwitterung in Wüstengebieten.

Für die hier beschriebenen Verwitterungsarten scheinen Expositionen mit östlichen Komponenten bessere Voraussetzungen zu bieten als solche mit westlichen, da in östlichen Expositionen der Zeitraum und die Häufigkeit eines Wasserabsatzes auch ohne ein Erreichen des Taupunktes wesentlich größer sind. Der raschere Temperaturanstieg in östlichen Expositionen begünstigt zusätzlich die für die Krustenbildung nötige oberflächennahe Koagulation der Solen. Nachstehende Tabelle gibt die Temperaturanstiege während der ersten (I) und zweiten (II) Stunde, sowie den Anstieg im Durchschnitt ($\bar{\theta}$), bezogen auf die Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Zeitpunkt des Erreichens des jeweiligen Temperaturmaximums nach Abb. 6 an.

	I	II	$\bar{\theta}$
Horizontal	6	7,5	5,2
ESE/30	11	9,5	7,2
SSE/30	7,5	8,5	6,6
WSW/30	0,7	3	4,5 (°C/h)

Als Expositionen maximaler Wirksamkeit dieser Verwitterungsarten sind daher diejenigen anzusehen, in denen auch die unmittelbare Temperaturverwitterung im Gefolge der Tagesamplituden maximale Intensität entwickelt und nachts häufig Wasser abgesetzt wird. Expositionen, deren Auslagen zwischen 120 und 180 Grad liegen, erfüllen bei einer Neigung um 30 Grad diese Bedingungen in besonderer Weise.

Flächige Felspartien werden wegen der geringeren Wahrscheinlichkeit eines Taubabsatzes auch von diesen Verwitterungsarten weniger betroffen als in das Windfeld aufragende Gesteinskörper kleiner Volumina.

4.2 Zusammenwirken der Verwitterungsarten

Auch wenn einige geomorphologische Befunde monokausal zu erklären sind, etwa das blockige Absprengen in nördlichen Steilheiten des Tizerag durch Frostsprengung oder die Anlage von Magerhorizonten auf der Südseite dieses Massivs durch chemische Verwitterung, so ist doch anzunehmen, daß sich im Verzahnungsgebiet verschiedener Verwitterungsarten, namentlich in Expositionen mit Auslagen von 90-270 Grad, die verschiedenen Verwitterungsarten gegenseitig in ihrer Wirkung begünstigen.

Alle mittelbaren physikalischen Verwitterungsarten bedürfen vorgegebener Schwächezonen. Allein die Arten unmittelbarer Temperaturverwitterung vermögen

in dichtem, homogenen Gestein Schwächelinien anzulegen und so Ansatzflächen für mittelbare Verwitterungsarten zu schaffen. Im Sandstein des Tizerag wie auch im andesitischen Gestein des Angour steigern Prozesse der chemischen Verwitterung durch Anlage schwarzer Oberzüge die Wirkung der unmittelbaren Temperaturverwitterung. Besonders oberflächenparallel angelegte Schwächezonen begünstigen die Wirkung mittelbarer Verwitterungsarten, weil diese von hier aus das Gestein auf Zug beanspruchen können. So werden Wirkungen erzielt, die 10-15 mal so groß sind, als wenn diese Verwitterungsarten von senkrecht zur Oberfläche verlaufenden Schwächelinien aus arbeiteten.

Offensichtlich benötigen die Arten mittelbarer Verwitterung Ansatzflächen verschiedener Durchmesser. Die unmittelbare Temperaturverwitterung kann nur Schwächezonen kleinster Durchmesser schaffen, da sich durch die Anlage von Hohlräumen die Kompressibilität der Gesteine erhöht und so die unmittelbare Temperaturverwitterung durch Tagesamplituden an Wirksamkeit verliert.

Das weitere Zusammenwirken mittelbarer Verwitterungsarten nach einer primären Anlage von Schwächezonen durch unmittelbare Temperaturverwitterung kann die Wirksamkeit der Frostsprengung ohne Änderung des mikroklimatischen Geschehens auf Felsflächen südlicher Expositionen erheblich steigern.

Nach den Ausführungen in Kap. 4.1.2.2 ist hier im Vergleich zu den Nordwänden mit nur geringen Frosteintritten zu rechnen; bei gleichen petrographischen Voraussetzungen ist daher im Vergleich mit nördlich exponierten Steilheiten nur eine geringe Aktivität der Frostsprengung anzunehmen. Wegen der Anbindung der Wirksamkeit der Frostsprengung an Kapillardurchmesser müßte die Frage nach einer Wirksamkeit der Frostsprengung in südlich exponierten Flächen besonders bei dichtem Gestein verneint werden.

Im Bereich einer Verzahnung maximaltemperaturabhängiger Verwitterungsarten und der Frostsprengung, wenn wir hierunter nicht nur räumliche, sondern auch zeitliche Verflechtungen verstehen, muß dies jedoch relativiert werden.

Bei einer Tendenz zur Anlage oberflächenparalleler Schwächelinien der maximaltemperaturabhängigen Verwitterungsarten - man denke an die Neigung zur Desquamation in semiariden Gebieten (vgl. MACHATSCHEK, 1968) und an die verwitterungsrelevanten Mikroklima-

te, die nach den Messungen denen semiarider und arider Räume sehr ähnlich sind - ist der nachstehende Verwitterungsprozeß besonders für die gut zur Sonne exponierten Flächen (Azimute zwischen 120 und 240 Grad) zu vermuten.

Die primär durch Wirkung der unmittelbaren Temperaturverwitterung strukturunabhängig angelegten Risse vergrößern sich durch die Wirkung der nur kleinsten Durchmesser der Hohlräume (wenige Angström) bedürftenden Verwitterung durch elektrische Doppelschichten so weit, daß auch Salzsprengung oder Quellvorgänge von Tonen eine weitere Öffnung der Hohlräume ermöglichen. Dieser Vorgang wird von der unmittelbaren Temperaturverwitterung dadurch unterstützt, daß bei nächtlichen Schrumpfungen der Oberflächen Kapillaren geöffnet werden, die ein Eindringen von Wasser oder Wasserdampf begünstigen.

Diese Vorgänge können während der warmen Jahreszeit Hohlräume so weit öffnen, daß auch geringe winterliche 0° -Unterschreitungen zu Eisbildungen im Gesteinsinneren führen. Durch das Zusammenwirken mehrerer maximaltemperaturabhängiger Verwitterungsarten, deren Wirksamkeit nach den Messungen in den genannten Expositionen größer sein kann als in ariden und semiariden Regionen, wären also in südlich exponierten Felsflächen Eisbildungen im Gesteinsinneren theoretisch möglich, und zwar unabhängig von der strukturellen Neigung des Gesteins zur Eisbildung unter Vernachlässigung der Druckabhängigkeit des Wasser-Eis-Überganges.

Diese Wasser-Eis-Übergänge können tatsächlich stattfinden, da wegen der oberflächenparallelen Anordnung der Schwächezonen und der geringen Resistenz von Gesteinen gegenüber einer Beanspruchung auf Zug die von den Hohlraumwänden ausgeübten Gegendrucke nur gering sind und daher bei nur geringen Gefrierpunktserniedrigungen überwunden werden können.

Unter Einbeziehung aller die Frostsprengung beeinflussenden Faktoren (Temperatur, Gefrierpunktserniedrigung und von den Hohlraumwänden ausgeübter Gegendruck) ist die Wahrscheinlichkeit von morphologisch wirksamen Eisbildungen trotz nur geringer Fröste bei Wassersättigung, wie sie unterhalb von Schneedecken und kurz nach dem Ausapern anzunehmen ist, sehr hoch.

Die morphologische Wirksamkeit der hier an das Vorwirken anderer Verwitterungsarten gebundenen Frostsprengung ist bei jedem einzelnen Ereignis sehr groß. Überschlägige Rechnungen (vgl. Angaben aus Kap. 4.1.2.2) zeigen, daß oberflächenparallel und -nah

ausgebildete Klüfte mit einem Durchmesser von 2-2,5 mm bereits einer Frostsprengung unterliegen, die die Wirksamkeit einer Frostsprengung übertrifft, welche bei maximaler Gefrierpunktserniedrigung in zur Oberfläche vertikalen Klüften mit für -22° C idealem Durchmesser eintreten kann. Eisbildungen in oberflächenparallelen Schwächelinien mit kleineren Durchmessern können bei entsprechend niedrigeren Temperaturen das Gestein in weit größerem Ausmaß beanspruchen. So geht von einer oberflächenparallel und -nah angelegten Schwächelinie mit einem Durchmesser von ca. 1,6 mm und einer Gefrierpunktserniedrigung von 5° C bei Frösten unter -5° C eine auf Zug beanspruchende Wirkung aus, die einer Beanspruchung durch Druck von 6100-9150 kp/cm^2 entspricht.

Das Zusammenwirken von arider Gesteinsaufbereitung und Frostsprengung kann demnach Verwitterungsstärken erzeugen, die sich weder durch Frostsprengung noch aride Gesteinsaufbereitung allein erzielen lassen. Diese theoretischen Überlegungen finden ihre Bestätigung in den Laborversuchen GOUDIES (1974), die größte Verwitterungsintensitäten beim Zusammenwirken von Frostsprengung und Hydratationsverwitterung zeigen.

In den Untersuchungsgebieten unterliegen daher, sieht man von Steilheiten und aus den Flächen herausragenden Felspartien kleiner Volumina (z.B. Felstümmchen) ab, solche Expositionen einer maximalen Frostsprengung, die auch maximaler arider Gesteinsaufbereitung ausgesetzt sind. Wegen der Bindung aller in eine aride Gesteinsaufbereitung einfließenden Verwitterungsarten an maximale Temperaturen und deren Amplituden verstärkt sich daher die bezüglich der Verwitterungsintensität herausragende Stellung der Neigung von ca. 30 Grad für alle Expositionen mit Auslagen zwischen 120 und 240 Grad noch weiter.

Der Formungsstil wird hier von maximaltemperaturabhängigen Verwitterungsarten vorgezeichnet; die Frostsprengung entwickelt wegen ihrer Bindung an durch andere Verwitterungsarten geschaffene Schwächezonen keinen eigenen Formungsstil, vielmehr verstärkt sie den durch andere Verwitterungsarten vorgegebenen dergestalt, daß geringere expositionelle Unterschiede, die sich durch unterschiedlichen Strahlungsgenuß erklären lassen, wesentlich verstärkt und so expositionelle Unterschiede bezüglich der Verwitterungsgeschwindigkeit (d.h. Geschwindigkeit der Rückverlegung) verschärft werden. Der Formungsstil ist in den genannten Expositionen (Auslagen zwischen 120 und 240 Grad, Neigungen geringer als ca. 40 Grad) invariant unter der Mitwirkung einer Aktivität der Frost-

sprengung, da die die Verwitterungsintensität bestimmende Relation "je kleiner der Strahlungsgenuß, um so kleiner die Verwitterungsstärke" beibehalten wird und sich lediglich die Differenzen der Verwitterungsgeschwindigkeit zwischen optimal und weniger optimal exponierten Felsflächen durch das Zusammenwirken mit der Frostsprengung vergrößern.

Daraus folgt, daß sich expositionsabhängige Unterschiede bezüglich der Verwitterungsintensität bei wachsender Meereshöhe so weit verschärfen, bis ein Niveau erreicht wird, in dem die 0° -Unterschreitungen so tief sind, daß der Frostsprengung größere Prägekraft zukommt als den Mechanismen arider Gesteinsaufbereitung. Dieses Niveau wird in unseren Untersuchungsgebieten im Hohen Atlas auch in einer Höhe von 3.600 m nicht erreicht, wie die Anlage von Krusten und feinscherbiges Abspringen oberflächenparalleler Fragmente auf dem Südfall des Angour zeigen. Entsprechende Aussagen für die Sierra Nevada können nicht gemacht werden, weil größere Felsflächen nicht vorhanden sind. Allerdings lassen unterschiedliche Formungsmechanismen (vgl. Kap. 3.1.2) von Nord- und Südseiten vermuten, daß auch hier das o.a. Niveau nicht überschritten wird.

Durch das intensive Zusammenwirken arider Gesteinsaufbereitung mit der Frostsprengung in geeigneten Expositionen kompliziert sich die Abgrenzung einer Periglazialstufe in subtropischen Hochgebirgen. Legen wir die Anregung MENSCHINGS (1977) zugrunde, nach der die Wertigkeit frostdynamischer Prozesse Maßstab für die Benennung einer periglazialen Höhenstufe sein sollte, so verschiebt sich für Felsflächen südlicher Auslagen der Periglazialbereich im Hohen Atlas in Höhen über 3.600 m, also in Höhenlagen oberhalb unserer Untersuchungsgebiete. In den begangenen Höhenbereichen wird, trotz eines Mitwirkens der Frostsprengung an der Zurückverlegung von Felsflächen der Formungsstil von ariden bzw. semiariden Verwitterungsmechanismen aufgeprägt.

Somit ergibt sich, daß die Periglazialstufe material- und expositionsabhängig definiert werden muß, da nach den Messungen Frosteintritte in Lockermaterial und damit verbundene Kryoturbationserscheinungen nicht auch Frosteintritte in Felsflächen bedeuten müssen. Zusätzlich scheint die Höhenlage einer Periglazialstufe auch oberflächenformabhängig zu sein, da aus flächigen Felspartien aufragende Gesteinskörper durchaus einer dominanten Frostsprengung unterliegen können, während die Flächen, aus denen diese herausragen, einer von Maximaltemperaturen geprägten Formungstendenz unterliegen.

Aus dem Hang herausragende Felskörper kleiner Volumina sind auf südlich exponierten Hängen sehr schwach. Hier entwickeln offensichtlich alle betrachteten Verwitterungsarten größte Intensitäten. Auf nördlich exponierten Hängen scheinen diese Gebilde resistenter zu sein, da hier längere Abschattungszeiten die Entwicklung hoher Temperaturen bzw. im Winter das Vorhandensein flüssigen Wassers behindern.

Innerhalb der als besonders verwitterungsintensiv erkannten Expositionen des stärker besonnten Hanges eines Tales lassen sich zwei Hauptzentren intensiver Verwitterung erkennen. Bei mehr östlichen Komponenten in der Auslage begünstigen Verwitterungsarten, die an den Wechsel von Durchfeutung und Aufheizung gebunden sind, die Anlage oberflächenparalleler Schwächezonen; bei mehr westlichen Komponenten im Azimut wirkt die unmittelbare Temperaturverwitterung in ähnlicher Weise. Daher sind bei den genannten Azimuten Flächen mit mehr östlicher oder mehr westlicher Auslage besonders verwitterungsanfällig.

Die niedrigeren Temperaturminima in östlichen Expositionen bewirken, daß hinsichtlich der Mitbeteiligung der Frostsprengung an der Formung der Ost-West-Unterschied (bei gleicher Höhenlage) einem erheblichen Höhenunterschied (bei gleicher Exposition) entspricht. Der expositionelle Ost-West-Unterschied der Temperaturminima von ca. 2° C entspricht bei der geringen Abnahme der Temperaturminima mit der Höhe von ca. 3° C/km einem Unterschied von 700 m.

SMITH (1977) stellt auch eine Ost-West-Polarisierung der Verwitterungsaktivitäten fest. Die dort gegebene Begründung, in westlichen Expositionen bleibe die Feuchtigkeit länger und in östlichen Expositionen sei die Zeitspanne der Feuchtigkeitsaufnahme größer, kann nur teilweise akzeptiert werden. Die längere Zeit der Feuchtigkeitsaufnahme in östlichen Expositionen ist nach den Messungen feststellbar, das längere Anhalten der Feuchtigkeit in westlichen Expositionen ist jedoch zeitlich und quantitativ unerheblich. Einerseits ist der Absatz von Feuchtigkeit in westlichen Expositionen wesentlich geringer, andererseits verschwindet diese besonders auf Fels in westlichen Expositionen nur unwesentlich später als in östlichen.

In den begangenen Höhenlagen des Hohen Atlas bestimmt der vorwiegend west-östliche Talverlauf für beide Hänge eines Tales die verwitterungsintensivsten Expositionen. Nördlich exponierte Hänge sind in diesen Höhenlagen zumeist sehr steil, südlich exponierte dagegen in der Regel nicht mehr als 40-50 Grad (Maximalwert) gebösch. Auf dem stärker besonn-

ten Hang werden Expositionen mit Neigungen um 30 Grad besonders intensiv durch Verwitterung zurückverlegt, der schattigere Hang unterliegt an den jeweils steilsten Stellen maximaler Zurückverlegung. Daher werden hier Steilheiten mindestens erhalten, wenn nicht sogar weiter versteilt.

Dies bewirkt, daß eine Reliefasymmetrie unter den rezenten Bedingungen erhalten bleibt oder auch verstärkt wird.

Ein Vergleich der Intensität der Rückverwitterung in Nord- und Südexposition ist wegen der unterschiedlichen Mechanismen schwer zu geben. Größere Zeiträume morphologischer Ruhe im Verlaufe eines Jahres in nördlichen Expositionen und die fast tägliche Beanspruchung mit zum Teil der hohen Drücken auf den Südhängen lassen vermuten, daß in den Untersuchungsgebieten Hänge mit südlichen Auslagen stärkerer Verwitterung unterliegen. Dies deckt sich mit den Beobachtungen MESSERLIS (1967) in anderen subtropischen Hochgebirgen des Mittelmeerraumes.

4.3 Verwitterungsprozesse

Nach den Ausführungen in 4.1 und 4.2 lassen sich die in 3.1 beschriebenen Verwitterungsformen und die dazugehörigen formenbildenden Prozesse beschreiben.

4.3.1 Prozesse im Hohen Atlas

Das blockige Abspringen quaderförmiger Gesteinsbrocken im Nordabfall des Tizerag läßt sich durch die Wirkung der Frostsprengung allein erklären, die quaderförmige Gestalt des Verwitterungsmaterials resultiert aus dem zum Nordhangverlauf senkrechten Einfallen der Schichten. Daher stehen Schichtlinien und Entlastungsklüfte senkrecht zueinander und ermöglichen so das durch die Anlage der Schwächezonen vorgezeichnete quaderförmige Abspringen.

Auch wenn das Verwitterungsmaterial östlicher und westlicher Steilheiten geringer vertikaler Höhe dem der Nordexposition sehr ähnlich ist, so sind dennoch die auslösenden Prozesse verschieden. Wegen der hier gegenüber den nördlichen Steilheiten höheren Temperaturen kann eine Frostsprengung erst dann stärker wirksam werden, wenn durch biologisch-chemische Verwitterungsvorgänge die Schichtgrenzen weiter geöffnet sind. Ein Auseinanderklaffen der einzelnen Schichten kann hier im Gegensatz zu nörd-

lichen Steilheiten regelmäßig beobachtet werden.

Komplexer sind die Vorgänge auf dem Südabfall des Tizerag. Die krustenbildenden Prozesse wie auch die Anlage der Magerhorizonte konnten bereits in 4.1 geklärt werden.

Besonders problematisch ist die Erklärung einer primären Anlage der Polygonrisse. KAISER (1972 a, b) erklärt diese durch Hydratationsvorgänge, während SCHOLKE (1973) die Tätigkeit der unmittelbaren Temperaturverwitterung stärker in Betracht zieht. Nach den Messungen bestehen in den Untersuchungsgebieten für beide Bildungsmöglichkeiten sehr gute Voraussetzungen. Die Bindung beider Vorgänge an große Temperaturamplituden und hohe Temperaturen läßt eine genauere Analyse nicht zu, zumal das Auftreten dieser Polygonrisse nicht primär ist, sondern diese rezent durch vollkommen andere Mechanismen, nämlich durch Vorgänge einer Schattenverwitterung, gleichsam auf das darunterliegende Anstehende projiziert werden. So sind Polygonrisse auch dann noch deutlich im Anstehenden sichtbar, wenn die Krusten, die zur Bildung der Polygonrisse führten, abgesprungen sind. Ähnliche Beobachtungen machte SCHOLKE (1973).

Die Anlage der Hohlräume und das Aufwölben der Krusten läßt sich durch die Wirkung der unmittelbaren Temperaturverwitterung erklären, wobei allerdings andere Verwitterungsarten in diese Vorgänge unterstützend eingreifen können: Die Krusten besitzen wegen der Auffüllung der Hohlräume durch SiO_2 -Gele eine wesentlich geringere Kompressibilität als der darunterliegende Magerhorizont. Im Verlaufe der Erhitzung der Oberflächen werden daher nur in der Kruste und nicht im darunterliegenden Magerhorizont nennenswerte Drücke aufgebaut, die sich durch Dilatations- bzw. bei Abkühlung Kontraktionsvorgänge in relativen Bewegungen der Kruste gegenüber dem Magerhorizont - also scherenden Bewegungen - äußern. Die Grenze Kruste/Magerhorizont ist eine Zone stärkster morphologischer Aktivität. Tendenzen oberflächenparallelen Abspringens und gleichzeitig Ansatzflächen für Zugwirkung werden hier vorgezeichnet.

Die Polygonalstruktur der Oberflächen begünstigt das oberflächenparallele Abspringen. Die Richtungsabhängigkeit der Kompressibilität - in Polygonmitte gerichtete Druckvektoren finden ihren Gegendruck in von jenseits der Mitte ausgehenden Vektoren, nach außen gerichtete Drücke verlieren sich z.T. in den Rissen - kann sich (neben stärkster Druckwirkung in Polygonmitte) in Zugwirkung äußern, wenn sich durch Unterschiede in der vorgegebenen Krustenstärke oder

deren temperaturabhängiger Ausdehnung vertikale Komponenten aufaddieren.

Der Prozeß der Aufwölbung und des Aufplatzens der Krusten wird nach der Abtrennung vom Magerhorizont durch Hydrationsprozesse oder auch Frostsprengung unterstützt, er ist jedoch theoretisch auch durch die unmittelbare Temperaturverwitterung allein möglich. Infolge der Abtrennung der Krustenteile vom Magerhorizont sinkt die vertikale Wärmeleitfähigkeit. Damit erhöhen sich, wie die Messungen zeigten (vgl. Kap. 3.2.1), die Temperaturen und die Temperaturamplituden beträchtlich. Dies bewirkt, daß nunmehr bei Erwärmung Druckvektoren, die vom Zentrum der abgelösten, aber noch geschlossenen Kruste ausgehen, größer sind als solche, die in das Zentrum weisen. Dadurch entstehen Scherdrücke, die einerseits die Ablösungsfläche vergrößern und andererseits um das Zentrum der losgelösten Kruste durch Zerrungen Risse anlegen können, die ein Aufplatzen der Krusten und einen Abtrag der Krustenteile nach sich ziehen.

Der rasche Abbau der Krusten erklärt sich durch die Mitwirkung anderer Verwitterungsarten. So wirken nächtliche Volumensvergrößerungen des Interstitialmaterials infolge von Durchfeuchtung Kontraktionen und damit einhergehenden Hohlraumverkleinerungen entgegen und bewirken auch so Scherdrücke, die ein Aufplatzen der Krusten begünstigen. Winterliche Frosteintritte innerhalb der Hohlräume können ebenfalls zu einem Aufplatzen der Krusten führen.

Die enge Verwandtschaft zwischen Frostsprengung und Abtragung - etwa durch Kammeis - erklärt, warum im Zentrum der Polygone abgesprengte Krustenteile nicht in die Polygonmitte zurückfallen, sondern offensichtlich entgegen der Schwerkraft aus diesen herausgehoben werden. Andere Verwitterungsarten könnten dies nicht bewirken, auch eine Quellung des tonigen Interstitialmaterials nicht, da die Menge des Interstitialmaterials im Vergleich zu den Hohlräumen zu gering ist. Fluviale Abtragungsprozesse können die Krustenteile nicht aus den Polygonen herausheben, sondern allenfalls abgesprengte Krustenteile in den Hohlraum zwischen emporgewölbter Kruste und Anstehendem schieben. Ein Zerfallen in situ kann nicht der Regelfall sein, weil in der Nähe geöffneter Polygone auf den Oberflächen häufig unverwitterte Krustenteile liegen und innerhalb der Polygone nur selten abgesprengte Krustenteile vorkommen, die jedoch auch aus anderen, weiter oberhalb gelegenen Polygonen stammen können.

Dieser Befund bestätigt die Annahme, daß auch bei nur geringen Frosttiefen die Frostsprengung einen bedeutenden Anteil am gesamten Verwitterungsgeschehen auf südlich exponierten Hängen hat. Trotzdem erscheint es wenig angebracht, die hier entstehenden Verwitterungsprodukte als "Frostschutt" zu bezeichnen, da ohne die Vorwirkungen arider Gesteinsaufbereitungsmechanismen kaum eine wirkungsvolle Frostsprengung vorstellbar ist. Die Frage nach einer Unterscheidung von Frostschutt und physiognomisch ähnlichen Produkten arider Gesteinsaufbereitung, wie sie etwa KAISER (1970) für den Bereich des Tibet stellt, ist in unserem Untersuchungsgebiet nicht sinnvoll, weil in diesen Höhenstufen zwar Frostsprengung ohne Mitwirkung anderer Verwitterungsarten geschehen kann (nördlich exponierte Steilheiten), umgekehrt jedoch überall dort, wo aride Gesteinsaufbereitung geschieht, zeitlich versetzt auch Frostsprengung stattfinden kann. Diese erfährt sogar eine besondere Steigerung im zeitlich differenzierten Zusammenwirken mit Mechanismen arider Gesteinsaufbereitung.

Nach dem Abplatzen von Krusten bilden sich auf dem Magerhorizont neue Krusten, deren Genese bereits erklärt wurde. Die Verwitterungsgeschwindigkeit, wenn wir darunter die Menge abgesprengten Materials pro Fläche und Zeit verstehen, wird durch das zeitliche Aufeinanderfolgen von Krustenneubildungs- und Krustenabsprengungszyklen bestimmt. Krustenneubildung und Anlage primärer oberflächenparalleler Schwächezonen geschehen in Expositionen maximalen Energiedurchsatzes besonders schnell. Daher sind im gesamten krustenüberzogenen Bereich, der sich bis in Nordexpositionen von maximal 15 Grad Neigung erstreckt, solche Flächen einer maximalen Zurückverlegung ausgesetzt, die die Exposition der Glatthangfläche besitzen, weil hier Wasserdampf- und Temperaturgang die Krustenneubildung und deren Abbau in besonderer Weise begünstigen. Andere Expositionen begünstigen diesen Vorgang weniger; im Vergleich zweier beliebiger Expositionen begünstigt die Exposition, die der Glatthangexposition ähnlicher ist, diesen Vorgang stärker. Wegen der Konvexität von Strahlungskurven liegt es daher nahe anzunehmen, daß für jedes Azimut zwischen 120 und 240 Grad sich die Verwitterungsintensität - bezogen auf Neigungen von nicht mehr als 40 Grad - durch eine konvexe Kurve (x-Achse: Neigung, y-Achse: Verwitterungsintensität) darstellen läßt.

Mit dieser Annahme läßt sich zeigen, daß (vgl. Kap. 5) sich "ideal" exponierte Flächen wegen der stärker-

ren Rückverlegung auf Kosten benachbarter, weniger gut exponierter Flächen ausdehnen, also eine Tendenz zur Bildung glatter Flächen vorhanden ist.

Diese Überlegungen bestätigen sich in dem häufigen Vorkommen strukturübergreifender kleiner glatter Flächen mit Neigungen um 30 Grad, wie sie im Hohen Atlas in den von uns aufgesuchten Regionen häufig in Auslagen zwischen SE und SW zu finden sind.

Daraus läßt sich schließen, daß solche glättenden Prozesse nicht an die Eigenarten des Sandsteins gebunden sind. Vielmehr sind diese glatten Flächen überall dort zu finden, wo der für die sonnenzugewandten Hänge typische kleinscherbige, oberflächenparallel abgesprengte Schutt zu beobachten ist. Ein Zusammenhang zwischen Form und Verwitterungsmaterial scheint nur für den Hohen Atlas zu bestehen, auch SPREITZER (1960) erwähnt das Auftreten von oberflächenparallel abgesprengten Plättchen auf Glatthangflächen des Taurus.

Dieses oberflächenparallele Absprengen wurde in Kap. 4.2 erklärt. Für die Bindung dieses Verwitterungsvorganges an Mechanismen arider Gesteinsaufbereitung spricht auch, daß sich in nördlichen Expositionen weder entsprechendes Verwitterungsmaterial, noch entsprechende geglättete, strukturübergreifende Flächen auffinden lassen.

Daher stehen sich im Hohen Atlas zwei dominierende Prozesse der Formbildung gegenüber: Sonnenzugewandte Hänge neigen zur Ausbildung von glatten Felsflächen mit Neigungen um 30 Grad, Nordhänge unterliegen einer Tendenz zur Verteilung. Diese Prozesse werden als dominierend bezeichnet, da beide in der Lage sind, Areale anderer Neigungen aufzuzehren. Unter rezenten Bedingungen ist also anzunehmen, daß sich Felsareale mit Neigungen um 30 Grad auf sonnenzugewandten Hängen bzw. solche steiler nördlicher Exposition vergrößern, soweit benachbarte Felsflächen vorhanden sind.

4.3.2 Prozesse in der Sierra Nevada

Für nördlich exponierte Steilheiten läßt sich ähnlich wie für den Bereich des Hohen Atlas mangels anderer aktiver Verwitterungsarten eine dominierende Wirkung der Frostsprengung annehmen.

Formbildende Prozesse auf Südhängen beruhen auf komplizierteren Mechanismen. Farbe und Form des Verwitterungsmaterials sprechen für eine haupt-

sächliche Beteiligung von physikalischen Verwitterungsprozessen an der Zerstörung von Felsflächen.

Das Fortschreiten dieses Verwitterungsprozesses von innen nach außen steht daher der allgemeinen Ansicht entgegen, physikalische Verwitterungsarten entwickelten an der Oberfläche maximale Intensität. Trotz intensivster physikalischer Verwitterung in einigen Zentimetern Tiefe lassen sich auf den Oberflächen selbst kaum Spuren von Aktivitäten physikalischer Verwitterung feststellen.

Diese Eigenheit läßt sich durch den nachstehend beschriebenen Prozeß erklären.

Eingeleitet wird dieser Prozeß durch die Bildung einer primären oberflächenparallelen Abtrennungsfläche in einer Tiefe von ca. 8-10 cm. Die Ursache für diese Abtrennung kann in der Anlage von Entlastungsklüften, strukturell angelegten Schwächezonen, aber auch Verwitterungsaktivitäten liegen.

Bei Wasserzufuhr, die wegen der Dichte des Gesteins in erster Linie durch Risse erfolgen kann, setzt bei sommerlichen Verhältnissen recht starke chemische Verwitterung ein, die die Abtrennungsfläche erweitert bzw. eine tonige Zwischenschicht schafft. Mit der Vergrößerung dieser Zwischenschicht geht im Gefolge der Veränderung der vertikalen Wärmeleitfähigkeit die Aktivität der chemischen Verwitterung an der Unterseite der abgetrennten Platte zurück. In diesem Stadium können sowohl Quellungsprozesse im Ton wie auch Ausdehnungsprozesse der Luft in den zu diesem Zeitpunkt bereits oft angelegten Schaumböden (vgl. YAALON, 1974) zu einem Ausgliedern einer Platte aus der Felsoberfläche beitragen.

Davon abgesehen kann eine physikalische Verwitterung ohne Anlage weiterer Schwächezonen nicht ansetzen. Dies beweist die Unzerstörtheit der Oberfläche, wo wegen größerer Temperaturamplituden, Maximaltemperaturen und 0° -Unterschreitungen im Vergleich zu tiefergelegenen Schichten scheinbar bessere Voraussetzungen für physikalische Verwitterungsarten vorliegen. Nur schwach ausgeprägte Neigungen zum Tauabsatz verhindern allerdings eine nächtliche Durchfeuchtung, so daß an regelmäßige Durchfeuchtung gebundene Verwitterungsarten kaum aktiv werden können, zumal die Dichtigkeit des Gesteins eine Wasserzufuhr im Sinne der Aszendenz MIGAHIDS (1961) unterbindet.

Das feuchtere Milieu im Inneren entlang der durch chemische Verwitterung vergrößerten primären Abtrennungsfläche begünstigt jedoch das Verwitterungsge-

schehen durch alle anderen Verwitterungsarten, sofern diese an das Vorhandensein von Wasser gebunden sind. Wirkungen von elektrischen Doppelschichten können sich hier in Hohlräumen, die als Ansatzflächen für eine Frost- oder Hydratationsverwitterung zu klein sind, optimal entfalten und diese so erweitern, daß bei sommerlich hohen Temperaturen (vgl. Abb. 10) einerseits und nächtlichen Abkühlungen bei Vorhandensein genügend großer Wassermengen andererseits Hydratationsprozesse eingreifen können und das Gestein auch einer winterlichen Frostsprengung zugänglich machen.

Das scherbige Abspringen an der Plattenunterseite begünstigt den weiteren Verwitterungsablauf. Bei nur lockerer Lagerung des Verwitterungsmaterials wird eine vom äußeren atmosphärischen Geschehen unabhängige Mikrozirkulation möglich.

Da der Temperaturgradient nachts aus dem Inneren nach der Oberfläche gerichtet ist, kann während der ganzen Nacht von der untersten Verwitterungsschicht erwärmte Luft aufsteigen und sich unterhalb der Deckplatte abkühlen. Die hohe Feuchte im unteren Verwitterungshorizont legt die Vermutung nahe, daß damit ein Wasserdampftransport zur Oberfläche geschieht. Infolge der Abkühlung kann der Wasserdampf unterhalb der Deckplatte kondensieren oder zumindest eine Erhöhung der relativen Luftfeuchte bewirkt werden.

Mit abnehmender Stärke der Deckplatte verstärkt sich dieser Prozeß, da mit zunehmender Verwitterung bzw. zunehmender Stärke des Verwitterungsmaterials die Wärmeleitfähigkeit sinkt und so steilere Gradienten möglich werden.

Bei sommerlichen Verhältnissen konnten auf einer Distanz von ca. 8 cm (Unterseite einer in der Mitte ca. 1 cm starken Deckplatte - Oberseite des untersten feinmaterialigen Horizontes) nächtliche Temperaturdifferenzen bis zu $6,5^{\circ}\text{C}$ festgestellt werden. Eine Umrechnung ergibt eine Temperaturabnahme von $8125^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dies ist sicherlich kein Maß für den tatsächlichen Konvektionsaustausch, da die oberflächenparallele Lagerung der Gesteinsscherben die freie Konvektion behindert, sie aber sicherlich nicht unterbindet. Mithin ist anzunehmen, daß ein recht starker vertikaler Austausch im Inneren der Verwitterungsformen stattfindet. Der damit verbundene Wasserdampftransport - man denke an die sichtbare Feuchte in der untersten Verwitterungsschicht - läßt eine Zufuhr im Sinne der Theorien BAKKERS

(1966) oder MIGAHIDS (1961) sekundär erscheinen.

Mit fortschreitender Zeit muß wegen der abnehmenden Plattenstärke eine Zunahme der Verwitterungsgeschwindigkeit im Zusammenwirken der Verwitterungsarten angenommen werden. Somit findet das für Arten physikalischer Verwitterung eigenartige Fortschreiten von innen zur Oberfläche durch den oben beschriebenen Austauschprozeß seine Erklärung.

Bei nördlichen Steilheiten läßt sich dieser Prozeß nicht beobachten. Diese expositionellen Unterschiede lassen sich zweifach erklären. Zum einen kann es dort mangels Wirksamkeit maximaltemperaturabhängiger Verwitterungsarten nicht zu einem Zusammenwirken mit der Frostsprengung kommen; das Zerlegen in feinscherbiges Material geht - wenn überhaupt - langsamer vor sich. Eine die Mikrozirkulation ermöglichende scherbige Verwitterungsschicht kann daher nicht aufgebaut werden. Zum anderen können mangels starker Bestrahlung und damit verbundener Aufheizung bzw. nächtlicher Wärmeabgabe keine starken Temperaturgradienten entstehen, es fehlen hier also alle zum Zustandekommen der Mikrozirkulation wichtigen Voraussetzungen. Die Art der Verwitterungsprozesse ist also auch hier in enger Abhängigkeit vom expositionell unterschiedlichen Energiedurchsatz zu sehen.

Daher sind in der Sierra Nevada auf südlich exponierten Hängen Tendenzen zur Bildung geeigneter Flächen anzunehmen, die jedoch schwächer ausgebildet sind als im Hohen Atlas.

Die 8-10 cm tiefen quaderförmigen Verwitterungsformen in der Sierra Nevada begünstigen zwar die Erhaltung eines Kleinreliefs, dennoch sind Glättungen im statistischen Sinne - bezogen auf Anteile von Hangexpositionen - dergestalt zu vermerken, daß diese kleinreliefierten Flächen aus einer Entfernung von nur wenigen Metern glatt wirken. Die nur einige Millimeter starken Verwitterungsprodukte im Hohen Atlas erlauben dagegen eine vollständigere Glättung.

Auch erschweren das Fehlen einer bereits bestehenden Hangasymmetrie und das Verhältnis zwischen Streichen des Gebirges und Niederschlag bringenden Windrichtungen (vgl. MESSERLI, 1967) die rezente Entwicklung einer Hangasymmetrie in der Sierra Nevada.

Dennoch lassen sich nach den Feldbefunden häufig Tendenzen zu Flächenbildungen erkennen, die sich be-

sonders in den expositionellen Gegensätzen zwischen vorwiegend strukturkonformer Ausbildung von Felsarealen in nördlichen Expositionen und der Anlage strukturübergreifender Felsflächen in südlichen Expositionen ausdrücken.

4.3.3 Vergleich der Verwitterungsprozesse im Hohen Atlas und in der Sierra Nevada

Trotz der petrographischen Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten in der Sierra Nevada und im Hohen Atlas und der von der Form her kaum vergleichbaren Verwitterungsprodukte lassen sich bei den an der Verwitterung beteiligten Prozessen erhebliche Gemeinsamkeiten feststellen.

Im Gegensatz zur Auffassung, daß in den Höhenstufen subtropischer Hochgebirge, zu denen die Untersuchungsgebiete zu rechnen sind, kaum chemische Verwitterung stattfindet (vgl. MESSERLI, 1965; KLAER, 1962; WILHELMY, 1974), wird festgestellt, daß der chemischen Verwitterung zumindest als Initialprozeß erhebliche Bedeutung zukommt. Sie wirkt allerdings nicht unmittelbar an der Oberfläche, sondern im feuchteren Milieu des Gesteinsinneren, wo zumindest während der warmen Jahreszeit bei hohen Temperaturen und ausreichender Bergfeuchte ideale Bedingungen für diese Verwitterungsart herrschen.

Die Anlage von tonigen Horizonten in den Glimmerschiefern der Sierra Nevada und auch die Lösung von Bindemitteln im Bereich der Magerhorizonte des Sandsteins des Tizerag, die sicherlich die Anlage der Interstitialfüllungen in Hohlräumen unterhalb von Krusten ermöglichen, sind als eindeutige Anzeichen chemischer Verwitterung anzusehen, ebenso die Anlage von Verwitterungsnäpfen sowohl in der Sierra Nevada als auch im Hohen Atlas. Durch das Einsetzen chemischer Verwitterung in einiger Tiefe und dem daraus resultierenden Verlauf des Verwitterungsgeschehens von innen nach außen ergibt sich ein Bezug zu semiariden - ariden Gebieten, stellt doch KAISER (1972a) fest, daß auch in Wüsten chemische Verwitterung eine bedeutende Rolle einnimmt, die hier wie auch in den Untersuchungsgebieten wegen der oberflächlichen Trockenheit von innen nach außen fortschreitet.

Die Neigung zu großflächigen Krustenbildungen, wie sie im Hohen Atlas bei geeigneten petrographischen Voraussetzungen bis in Höhen über 3.600 m festge-

stellt werden kann, zeigt hinsichtlich der dort tätigen Verwitterungsprozesse eine Verwandtschaft zu semiariden bzw. ariden Regionen, die HABERLAND (1975) als die Krustenbildung begünstigend beschreibt.

Die Krustenbildung ist wiederum genetisch mit dem Zerfall der Deckplatten in der Sierra Nevada verwandt, da beide Prozesse an Mechanismen gebunden sind, die durch den Wechsel von Durchfeuchtung bei Abkühlung und Erhitzung bestimmt sind.

Obwohl die Verwitterungsvorgänge in der Sierra Nevada wegen der höheren Feuchte innerhalb des geschlossenen Systems rascher abzulaufen scheinen, so sollte man darin nicht einen planetarischen Wandel, sondern eher Formen einer mikroklimamorphologischen Zone in verschiedenem Material sehen.

Diese Zone weist, wie morphologische Befunde (Krusten, Neigung zur Desquamation usw.) und auch die Messungen zeigen, eine Ähnlichkeit zu semiariden bzw. ariden Regionen auf. Sie unterscheidet sich jedoch von diesen durch das Zusammenwirken von arider Gesteinsaufbereitung und Frostsprengung bei dominanter Wirkung der ariden Gesteinsaufbereitung wie auch durch das zusätzliche Wirken frostdynamischer Abtragungsvorgänge.

Damit läßt sich annehmen, daß sich auf nördlich bzw. südlich exponierten Hängen subtropischer Hochgebirge verschiedene geomorphologische Zonen gegenüberstellen, die sich sowohl hinsichtlich der formenden Mechanismen als auch der entstehenden Formen unterscheiden. Einer über andere Verwitterungsarten dominierenden ariden Gesteinsaufbereitung mit einer Tendenz zur Schaffung von - auch strukturüberfreienden - um 30 Grad geneigten Flächen in südlichen Expositionen steht eine durch Frostsprengung geprägte, Steilheiten erhaltende bzw. verschärfende und strukturbetonende Formungstendenz gegenüber.

5. Zum Problem der Glatthanggenese

Mit dem Begriff "Glatthang" wird im folgenden ein durch eine einheitlich exponierte Felsfläche gebildeter Hang oder Hangteil bezeichnet. Glatthänge können in ihren unteren Bereichen dünn überschottert sein (vgl. HAGEORN, 1970); sie sind jedoch nicht mit "Akkumulationsglatthängen", wie sie etwa WEISCHET (1969) beschreibt, zu verwechseln.

5.1 Beschreibung von Glatthängen in der Literatur

Zur Genese und Verbreitung von Glatthängen der oben definierten Art liegen zahlreiche Arbeiten vor. Zuletzt beschäftigten sich HAGEDORN (1970), HÜLLERMANN (1977), KARRASCH (1970, 1974), KLAER (1977) und STOCKER (1976) ausführlich mit diesem Problem. In Übereinstimmung aller Autoren besitzen Glatthänge überwiegend südliche bis südwestliche Expositionen, sofern sie auf der Nordhalbkugel liegen. Auf der Südhalbkugel weisen Glatthänge vorwiegend nördliche bis nordwestliche Expositionen auf. Ihre Neigungen werden zwischen 25 und 35 Grad angegeben.

Nach der Häufigkeit des Auftretens bezeichnet sie HÜLLERMANN (1977) als Phänomen der Mittelbreiten (30-50 Grad); er stellt jedoch auch fest, daß die Formausprägung in subtropischen Breiten augenscheinlich markanter und regelmäßiger, die Vertikalspanne des von der Hangglättung betroffenen Höhenbereiches zweifellos breiter ist. Glatthänge bilden - so KLAER (1962) - im Verein mit gegenüberliegenden Steilhängen in wohl allen, vornehmlich Ost-West ziehenden subtropischen Hochgebirgen ein typisches Landschaftselement. HAGEDORN (1970) stellt fest, daß Glatthänge - abgesehen von den Alpen - auf Gebirge subtropisch-semiarider Räume beschränkt sind. "Sie verteilen sich damit zugleich auf Gebirge der alpidischen Faltung oder doch gleich junger Hebung" (HAGEDORN, 1970). Beschreibungen aus polaren und subpolaren Regionen fehlen. HAGEDORN schließt daraus, daß, falls sie dort überhaupt vorkommen, diese kein typisches Landschaftselement bilden. SPÖNEMANN (1977) beschreibt Glatthänge im tropischen Bereich (Mt. Kenya, Kibo), nach den Abbildungen handelt es sich hier jedoch möglicherweise um Akkumulationsglatthänge.

Glatthänge scheinen nicht an ein vorgegebenes Streichen oder Fallen der Gesteinsschichten gebunden zu sein. HÜLLERMANN (1964) und KLAER (1977) beschreiben Glatthänge, bei denen die Gesteinsschichten senkrecht zur Hangneigung einfallen. Ihre Bildung ist nicht an bestimmte Gesteinsarten gebunden, jedoch scheinen Kalke bevorzugt zu werden (HAGEDORN, 1970).

Bevorzugt treten Glatthänge in periglazialen Höhenstufen auf, es werden jedoch auch Glatthänge in wesentlich niedrigeren Höhenstufen beobachtet. HAGEDORN (1970) beschreibt Glatthänge aus dem Peloponnes, die bis in eine Höhe von 100-200 m herabrei-

chen, also sicherlich auch außerhalb des pleistozänen Periglazialbereiches angesiedelt sind. Ähnliche Beobachtungen machte WICHE (1961) in Spanien. Eine Glatthangobergrenze fällt von den Subtropen möglicherweise polwärts ab. So stellt HÜLLERMANN (1977) im Bereich der Breitenkreise zwischen 41 und 44 Grad fest, daß hier eine nicht durchgängige Glatthangobergrenze vorzufinden ist, die um so niedriger liegt, je höher die jeweilige Gebirgsgruppe über die Schneegrenze hinausragt bzw. je stärker die Vergletscherung auch an den Sonnenseiten ausgebildet ist oder war. In den sommertrockenen Subtropen des europäisch-vorderasiatischen Raumes ist eine solche Grenze nicht festzustellen bzw. liegt über dem Gipfelniveau. So beschreibt KLAER (1969) eine Hangglättung bis in den Gipfel des Demawend (5.670 m). Die Glatthangbildung kann dabei das Niveau der klimatischen Schneegrenze weit übersteigen (KLAER, 1977).

5.2 Einige Theorien zur Glatthanggenese

Zur Glatthanggenese liegen zum Teil widersprüchliche Theorien vor, wobei sich drei Hauptstandpunkte herauskristallisieren lassen.

FRITZ (1976), KARRASCH (1974), KLAER (1962, 1977) und SPEITZER (1960) sehen die Glatthangentstehung in Bindung an eine periglaziale Höhenstufe. SPEITZER erklärt die Glatthanggenese durch die hobelnde Wirkung der Solifluktion. Die Bindung der Glatthänge an bestimmte Neigungen findet dabei keine Berücksichtigung. KLAER (1962) vertrat diese Ansicht auch, rückt aber später davon ab und vertritt die Ansicht, daß es sich "bei dem Glatthangflächenbildungsprozeß im Prinzip um nichts anderes als eine besondere Form der Kryoplanation handelt" (1977). Der der Glatthangbildung eigentümliche Hangwinkel bleibt dabei unberücksichtigt, die Auslage der Glatthänge wird durch die Strahlungsgunst und die damit in der schneefreien Zeit möglichen periglazialen Prozesse, besonders der Frostsprengung, erklärt. Ohne genaue Analyse der die Glättung bewirkenden Prozesse erklärt er außerhalb des rezenten oder pleistozänen Periglazialbereiches gelegene Glatthänge als Konvergenzformen und beschränkt Glatthänge definitorenisch auf periglaziale Höhenstufen. In einer weiteren - meines Erachtens zu allgemeinen - Feststellung, die nach unseren Messungen bis in Höhen über 3.600 m nicht vertretbar ist, meint er, daß "der Begriff der Glatthangform im periglazialen Stockwerk der Hochgebirge genetisch Frostsprengung und Korrasion beinhaltet".

FRITZ (1976) bezeichnet "die beträchtliche durch-

schnittliche Schneefreiheit während des Winters infolge Deflation und die dadurch bedingte gesteigerte Einwirkungsmöglichkeit von Frost und Frostwechsel" als Hauptursache der Glättung in S-, SW-, W- bis NW-Exposition. Das Zusammenfallen von Sonn- und Windexposition wirkt sich hier günstig aus. Wie SCHWINNER (1932/33) beschreibt er die rasche Zerstörbarkeit von aus windgeglätteten Schneeoberflächen an Glatthängen hinausragenden Körpern. FRITZ sieht einen Zusammenhang von Glatthangneigung und Glatthanguntergrenze einerseits und Substrat andererseits. KARRASCH (1974) identifiziert den Glatthang mit dem aus dem LOUISschen (1968) Schema zur Wandverwitterung abgeleiteten Haldenhang. Agenzien bei der Glatthangbildung sind Wandverwitterung, Sturzdenudation und Solifluktion, wobei Schuttproduktion und denudative Prozesse Schritt halten müssen. Die Frage nach dem Grund für das Auftreten von Glatthängen in bestimmten Expositionen läßt KARRASCH dadurch offen, daß er seine These, Glatthänge seien das negative Ergebnis einer Bevorzugung nördlicher und östlicher Expositionen durch die Karbildung, dahingehend einschränkt, daß nach einer quantitativen Analyse der Flächengrößen von Gletscher- und Glatthanganteilen in der Sonnblickgruppe eine primäre und nicht eine sekundäre Begünstigung der südlichen und südwestlichen Auslagen bei der Glatthanggenese anzunehmen ist. Der Neigungswinkel wird mit der Ähnlichkeit zu Böschungswinkeln von Schutthalde erklärt. Offen bleibt dabei, inwieweit ein "Schritthalten" der denudativen Prozesse mit der Schuttproduktion über lange Zeiträume bei bedeutsamen Klimaänderungen möglich ist. Wäre dies nicht möglich, würde sich jede Veränderung des Verhältnisses Schuttproduktion - Denudation im Winkel des Haldenhangs bemerkbar machen. Eine Glatthangbildung wäre also unmöglich.

HAGEDORN (1970) und YOUNG (1972) erklären die Glatthanggenese ohne eine Notwendigkeit von periglazialen Prozessen. HAGEDORN sieht im Fehlen linienhafter Erosion und einer flächenhaft hohen Effektivität der mechanischen Verwitterung Voraussetzungen zur Glatthanggenese. Die typischen Neigungen werden durch neigungswinkelabhängige Schutttransporte bzw. durch unter wahrscheinlich ähnlichen Transportbedingungen entstandene Vorformen erklärt. In ähnlicher Weise sieht YOUNG Glatthänge als "boulder controlled slopes", wobei die Neigungen der Felsglatthangflächen die Obergrenze der Neigungen für Schutthalde darstellen. Beiden Ansätzen ist gemeinsam, daß der Glatthangwinkel von Haldenwinkeln aufgeprägt wird. Darin ist insofern eine Schwachstelle zu sehen, als Glatthänge sekundäre Gebilde wären, die erst nach

verstärktem Abtransport freigelegt werden könnten. Dagegen spricht jedoch die Beobachtung, daß übertote, überschotterte Glatthangteile mäßiger geneigt (vgl. KARRASCH, 1974) sind.

STOCKER (1976) nimmt in seiner Theorie zur Glatthanggenese eine vermittelnde Stellung zwischen HAGEDORN und KARRASCH ein. Nach seinen Untersuchungen in der Mani sieht er in Schutttransporten und in Wandentwicklungen glatthangbildende Prozesse. Periglaziale Bindungen der Glatthanggenese werden nicht akzentuiert, da Glatthangneubildungen auch in tieferen Lagen beobachtet werden können. Die Glatthangbildung wird dadurch unterstützt, daß kleinere Felsauftragungen stärker aufbereitet werden als von Schutt geschützte Stellen. Er sieht großflächige Glättungen von Felsoberflächen als typischen klimamorphologischen Formungsprozeß an, da von einer gewissen Größe an Stockkarren (im Marmor) durch Desquamation - z.T. in Verbindung mit Krustenbildungen und Schildkrötenmustern - zur Glättung neigen. Die Glatthanggenese datiert er post- und "ziemlich sicher auch interglazial", während für Kaltzeiten glatthangerstörende Rinnenerosionen angenommen werden.

Einen vollkommen anderen Ansatz wählt WERNER (1974). Nach den von HAGEDORN (1970) zusammengetragenen Eigenschaften von Glatthängen hält er es für sehr wahrscheinlich, "daß sich Glatthangflächen mit den Flächen größter täglicher und jährlicher Energieumsätze zwischen Atmosphäre und Lithosphäre decken".

5.3 Ein mikroklimamorphologisches Modell zur Glatthanggenese

In der Tat nehmen Glatthänge unter allen anderen Hangformen bezüglich ihrer Energieumsätze eine besondere Stellung ein.

Zum einen stellen bei Azimuten zwischen 120 und 240 Grad Expositionen mit Neigungen um 30 Grad für die jeweiligen Azimute Empfangsflächen größter augenblicklicher Bestrahlungsstärken während der schneefreien Zeit dar. Zum anderen ist die Glatthangform die einzige Hangform, bei der Ausstrahlungsfläche und Empfangsfläche identisch sind, wenn wir unter Empfangsfläche eine gedachte Fläche durch Gipfel und Hangfuß (Strahlungsdurchtrittsfläche) verstehen, die den Strahlungsgenuß (Sonnenstrahlung) des gesamten Hanges bestimmt.

Jede Vergrößerung der Hangfläche gegenüber der Strahlungsdurchtrittsfläche bewirkt ohne Erhöhung der den gesamten Hang treffenden Sonnenstrahlung eine Vergrößerung

serung der Ausstrahlungsfläche. Unter Vernachlässigung der anderen Glieder der Wärmehaushaltsgleichung folgt daraus, daß bei kleiner werdenden Quotienten aus Empfangsfläche und Strahlungsfläche - gleichen Strahlungsempfang der Hangflächen vorausgesetzt - die Oberflächentemperaturen auch kleiner werden, da die Ausstrahlung proportional zur vierten Potenz der Kelvintemperatur der Oberfläche wächst.

Glatthänge sind folglich - bezogen auf eine Flächeneinheit - gegenüber anderen Hangformen Flächen größter Energieumsätze.

Dadurch ist lediglich eine Eigenschaft von Glatthängen beschrieben, aus der sich jedoch schließen läßt, daß die am Zustandekommen von Glatthangformen beteiligten Agenzien so beschaffen sein können, daß in ihnen eine Disposition zur Schaffung von Flächen maximaler Energiedurchsätze angelegt ist.

Nach Befunden geomorphologischer Untersuchung wie auch den mikroklimatischen Messungen läßt sich eine solche Disposition mit Hilfe eines einfachen mathematischen Modells nachweisen. Dieses Modell erlaubt es, eine Theorie zur Glatthanggenese zu entwickeln, die allen beschriebenen Eigenschaften von Glatthängen genügt, ohne daß unter geeigneten Verhältnissen die Richtersche Denudationsböschung zur Erklärung der Hangwinkel herangezogen werden muß. Grundlagen dieses Modells bilden die Ergebnisse der geomorphologischen Felduntersuchungen, die mikroklimatischen Messungen und die in Kap. 4 beschriebenen Interpretationen der Meßergebnisse.

Danach existiert innerhalb des Spektrums der Expositionen mit größten Intensitäten der Temperaturverwitterung zu jeder Auslage genau eine Hangneigung, bei der maximaltemperaturabhängige Verwitterungsarten maximale Intensität entwickeln. Bei gleicher Hangauslage unterliegen steilere und flachere Hangteile schwächeren Verwitterungsintensitäten.

Aus der Häufigkeit großer Bestrahlungsstärken kann geschlossen werden, daß für alle Auslagen zwischen 120 und 240 Grad und auch darüber hinaus eine Hangneigung um 30 Grad die Neigung bezeichnet, in der die für die jeweilige Auslage größte Intensität der Verwitterung erreicht wird.

Diese Feststellung ist in den begangenen Höhenstufen der Untersuchungsgebiete davon unabhängig, ob eine Frostsprengung an der Verwitterung beteiligt

ist oder nicht, da hier die Mechanismen arider Gesteinsaufbereitung hinsichtlich der ihnen arteigenen Formungstendenz über die Wirkung der Frostsprengung dominieren.

Der Geltungsbereich des Modells folgt unmittelbar aus den o.a. Grundlagen. Es umfaßt die Hangauslagen, für die hinsichtlich der Formungstendenz eine dominierende Wirkung der maximaltemperaturabhängigen Verwitterungsarten angenommen werden kann. Das Modell läßt sich somit wegen ähnlicher Strahlungsverhältnisse für den gesamten subtropisch - semiariden Raum und unter noch darzustellenden Verhältnissen darüber hinaus anwenden.

Innerhalb des umrissenen Bereichs ist das Modell überall dort nicht anwendbar, wo linienhafte Erosion eine Glatthangbildung zu stören vermag.

5.3.1 Zum Vorgang der Glatthangbildung

Felsflächen bzw. Felskörper nehmen sicherlich dann Oberflächen von Hangteilen ein, wenn über einen längeren Zeitraum die Schuttabfuhr größer ist als die Summe aus durch Verwitterung neu produziertem und von oberen Hangteilen nachgeführtem Schutt.

Eine die Freilegung von Felsflächen begünstigende Veränderung der Relation Verwitterung/Transport kann durch eine Klimaänderung (z.B. Ausbildung eines abtragungintensiven Niederschlagsgeschehens durch eine Zunahme von sommerlichen Starkregen) oder auch durch eine Versteilung der Hänge (tektonisch oder durch Unterschneidung) erzeugt werden.

Treten Felspartien an die Oberfläche, so unterliegen diese den in Kap. 4 beschriebenen expositionell differenzierten Verwitterungsmechanismen. Bewirkt die Schuttentblößung das Hervortreten eines bewegten Kleinreliefs mit in das Windfeld aufragenden Gesteinskörpern kleiner Volumina, so werden diese wegen ihrer morphologischen Schwäche auf gut zur Sonne exponierten Hängen rasch in die Hangflächen eingegliedert. In gleicher Weise ist auf diesen Hängen die Entstehung eines solchen Kleinreliefs durch selektive Verwitterung in flächigen Felspartien unwahrscheinlich, da alle aus der Hangfläche herausgearbeiteten und aus dieser herausragenden Felskörper kleiner Volumina durch das Aufragen in das Windfeld, die geringe Wärmespeicherfähigkeit und im Hochgebirge auch durch das Durchragen von Schneedecken stärkerer Verwitterung unterliegen als flächige Felspartien.

STÜCKER (1976) beobachtete den schnelleren Abbau von kleinen Felsauftragungen in der Mani.

Bei weniger gut zur Sonne exponierten Hängen können im Gegensatz dazu eher kleinere Felskörper aus den Schuttdecken herauspräpariert werden, da hier die Verwitterungsintensitäten an solchen Körpern geringer sind und auch die an vorgegebene Schwächezonen gebundene Frostsprengung mangels des Wirkens einer im Gestein strukturunabhängige Schwächelinie anliegenden Verwitterungsart zur Betonung eines strukturkonformen Reliefs neigt.

Die geringe Wärmeleitfähigkeit von Lockermaterial gegenüber Fels garantiert eine stärkere expositionelle Differenzierung in der Weiterverwitterung von Lockermaterial, wobei die stärkeren Temperaturgänge und vor allem die gegenüber Fels günstigeren Voraussetzungen für den Tauabsatz eine größere Gesamtwirkung der Verwitterung nach sich ziehen. Daraus läßt sich folgern, daß in südlichen Expositionen die mittleren Fraktionen im Lockermaterial kleiner sind und vor allem mehr abtragungsfähiges Feinmaterial zur Verfügung steht als in nördlichen Expositionen. Diese theoretischen Überlegungen lassen sich durch Feldbefunde (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1976; SOUTHWARD, DIRMHORN, 1972) bestätigen.

Dies bedeutet, daß ceteris paribus bei alle Expositionen gleichmäßig betreffenden Niederschlagsereignissen wegen der kleineren Fraktionsgrößen auf gut zur Sonne exponierten Hängen die Gesamtwirkung der Abtragung größer ist und diese wohl auch stetiger vor sich geht als bei weniger gut zur Sonne exponierten Hängen. Daraus ergibt sich zwangsläufig, daß im Mittel bei gut zur Sonne exponierten Hängen Oberflächen häufiger von Felspartien eingenommen werden als bei solchen, die weniger gut zur Sonne exponiert sind.

Verwitterungs- und Abtragsverhalten von gut zur Sonne exponierten Hängen lassen somit vermuten, daß hier insbesondere bei langsamen Entblößungen unabhängig vom Relief des schuttbedeckten Anstehenden vorwiegend flächige Felspartien an die Oberfläche treten. Während einer Zeit der Schuttentblößung können die von HAGEDORN (1970) akzentuierten Prozesse zu einer Hangglättung oder wenigstens zur Schaffung eines wenig bewegten Reliefs der Hangoberfläche führen.

5.3.2 Zur Geometrie der Rückverlegung von Hangteilen durch Desquamation

Treten Felsflächen an die Oberfläche, so unterliegen diese Verwitterungsprozessen, wie sie in den vorangehenden Kapiteln beschrieben wurden. Weisen diese Flächen zudem nur ein wenig bewegtes Relief auf, so lassen sich aufeinanderfolgende Verwitterungszyklen geometrisch modellhaft in ein "process response system" (vgl. AHNERT, 1976a) zur Beschreibung der Reliefentwicklung von Felsflächen einbeziehen, sofern nach jedem Verwitterungsereignis ein vollständiger, nicht erosiv wirkender Abtragungsvorgang erfolgt.

Das zu beschreibende "process response system" basiert auf der Beobachtung expositionell differenzierter Verwitterungsgeschwindigkeit und läßt sich durch die Kette "vorgegebene Hangform --> expositionsspezifische Zurückverlegung an jedem Punkt --> neue Hangform mit möglicherweise veränderten Expositionen --> expositionsspezifische Zurückverlegung an jedem Punkt -->" darstellen, wobei entsprechend der Beobachtung oberflächenparallelen Absprengens alle Punkte vertikal zur Hangneigung an jeder Stelle zurückverlegt werden.

Ein solches Modell kann und soll nicht den Anspruch erheben, eine Hangentwicklung vollständig zu beschreiben, wie dies bei komplexen Hangmodellen (z.B. AHNERT, 1973, 1976b) intendiert wird. So wird in der zu entwickelnden Darstellung Formung durch Abtragung ganz außer acht gelassen. Darüber hinaus müssen alle Felsflächen, die etwa im Gefolge verwitterungsbedingter Verflachung überschottet werden, aus den weiteren Betrachtungen (vgl. o.a. Voraussetzungen für das Modell) mit Hilfe des zu entwickelnden Modells herausgezogen werden.

Eine Erweiterung des zu erstellenden Modells mit Hilfe quantitativer Aussagen zur Abtragung aus anderen Modellen (z.B. GOSSMANN, 1970, verschiedene Autoren in AHNERT (Hrsg.), 1976b) kommt wegen der Zielsetzung der Arbeit nicht in Frage. Untersuchungen über expositionabhängige Verwitterung von Schutt und Feinmaterial sowie quantitative Untersuchungen über expositionell differenzierte Abtragungstärken aus den Untersuchungsgebieten (oder vergleichbaren Hochgebirgsregionen) liegen nicht vor. Ohne genaue quantitative Kenntnisse ist

aber jede Analyse der Hangentwicklung "speculative to say the least" (DOORNKAMP und KING, 1971). Grundlegend für das zu beschreibende Modell sind neben dem Vorliegen schotterfreier Felsflächen mit wenig bewegtem Relief

1. oberflächenparalleles Absprennen von Gesteinscherben,
2. nicht erosive Abtragung der Gesteinsscherben unmittelbar nach der Absprennung (da sonst die o.a. Voraussetzung nicht erfüllt ist),
3. die Existenz eines Wirkungsgradienten der Verwitterung zusammen mit der die Verwitterungsintensität an jedem Punkt regelnden Relation "je größer der Unterschied zur Hangneigung mit maximaler Verwitterung, um so kleiner die Verwitterungsrate" (bezogen entweder nur auf Hangneigungen die größer als die verwitterungsintensivste oder nur auf solche, die kleiner sind).

Im Nachstehenden wird das Hangprofil (und alle daraus entstehenden neuen Profile) als Graph einer Funktion aufgefaßt, wobei die x-Achse die Entfernung von einer Parallelen zum Lot durch den Gipfel und die f(x)-Achse die Höhe bezeichnet. Das Profil des aus der n-ten Verlegung ($n = 0, 1, 2, \dots$) hervorgehenden Hanges wird durch die Funktion f_n beschrieben.

Die Beobachtung oberflächenparallelen Absprengens legt es nahe, einen Punkt $(x, f(x))$ des Hanges senkrecht zur Neigung an der Stelle x in einen neuen Punkt $(z, f_1(z))$ zu überführen. Das Modell muß also berücksichtigen, daß sich in der Beschreibung der Rückverlegung jeweils beide den neuen Punkt charakterisierenden Werte verändern können. Zur Vereinfachung der Schreibweise und zum Zwecke einer rekursiven Darstellung sei $x = x_0$ ein fester Wert der x-Achse, x_n der daraus (aus n Verlegungen) hervorgehende Abszissenwert. Ein Punkt $(x_n, f_n(x_n))$ aus dem n-ten Hangprofil wird also in den Punkt $(x_{n+1}, f_{n+1}(x_{n+1}))$ überführt.

Die vorausgesetzte vollständige Abtragung entspricht den Beobachtungen. Störungen sind zu erwarten, wenn sich Hangteile durch Verwitterung stark verflachen - der zur Abtragung erforderliche Hangwinkel ist auf flächigen Felspartien sicherlich wesentlich kleiner als auf Schutt, da auf Fels die Oberflächenrauigkeit geringer ist und zudem mangels starker Versickerung nahezu die ge-

samte anfallende Wassermenge zum oberflächlichen Abtransport zur Verfügung steht und somit überschottert werden oder durch mangelhafte Abtragung am Fuß der Felsfläche rückschreitende Überschotterungen zu verzeichnen sind. In beiden Fällen können Verwitterungsmechanismen in das Geschehen eingreifen, die nicht durch das beabsichtigte Modell zu beschreiben sind.

Die letzte grundlegende Voraussetzung des Modells beruht auf der Beobachtung der Dominanz arider Verwitterungsmechanismen in den betrachteten Auslagen zwischen 120 und 240 Grad. Die Abhängigkeit der Verwitterungsstärke vom Strahlungsdurchsatz erlaubt es, eine Funktion g zu definieren, die jedem Hangwinkel einen Verwitterungsbetrag pro Zeiteinheit zuordnet. Diese Funktion läßt sich sowohl als $g(x_n)$ (da jeder Stelle eine Neigung zugeordnet werden kann) als auch als $g(a_n)$ (a_n = Neigung an der Stelle x_n) auffassen. Als winkelabhängige Funktion ist g entsprechend der Konvexität von Strahlungskurven ebenfalls konvex. Das Maximum von g liegt jeweils dort, wo der für die Verwitterung optimale Energie-durchsatz geschieht, in den Untersuchungsgebieten bei Hängen mit den o.a. Auslagen also bei einer Neigung um 30 Grad. Da die bei g berücksichtigte Zeitspanne willkürlich gewählt werden kann, wird der Graph von g (bezogen auf Winkel) umso flacher, je kleiner die Zeitspannen gewählt werden.

Durch eine den Voraussetzungen (Verlegung senkrecht zur Neigung an jeder Stelle) genügende Verknüpfung von f_n und g läßt sich somit eine Doppelfolge angeben, die die Überführung von $(x_n, f_n(x_n))$ in $(x_{n+1}, f_{n+1}(x_{n+1}))$ beschreibt (vgl. Abb. 18).

$$x_{n+1} = x_n + \sin(a_n) \cdot g(a_n)$$

$$f_{n+1}(x_{n+1}) = f_n(x_n) - \cos(a_n) \cdot g(a_n)$$

wenn a_n den Hangwinkel an der Stelle x_n und n die Anzahl der Zurückverlegungen ($n=0, 1, 2, \dots$) bezeichnet.

Die Wahl der Zeitspannen hat Auswirkungen auf die Konvergenzgeschwindigkeiten der Steigungen von f_n , sofern diese überhaupt konvergieren, d.h. eine Glättung des Hangprofils stattfindet.

5.3.3 Zur Glättbarkeit verschiedener Hangformen

Jedes Hangprofil läßt sich in konvexe und konkave Hangteile zerlegen. Dies legt es nahe, einzelne Ab-

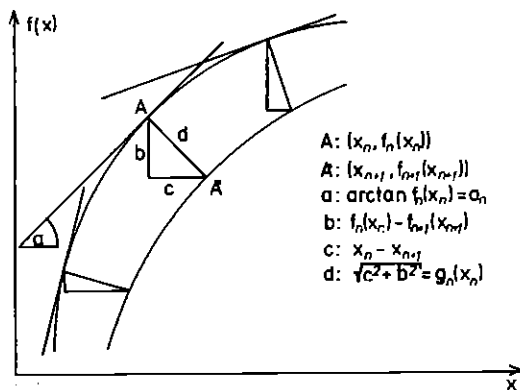


Abb. 18: Zur Geometrie der Rückverlegung senkrecht zur Oberfläche

schnitte und das aus verschiedenen gearteten Hangteilen zusammengesetzte Hangprofil auf Glättbarkeit zu überprüfen.

Bei konvexen (vgl. Abb. 19a) Hängen oder Hangteilen wird die Neigung mit wachsendem x kleiner. Für den Betrag der Zurückverlegung $g(x)$ gilt die Beziehung $g(x) \leq g(z) \leq g(id)$ für $x \leq z \leq id$ (id : Stelle mit maximaler Zurückverlegung) bzw. $g(x) \leq g(z) \leq g(id)$ für $id \leq z \leq x$. Damit verkleinern sich bei Zurückverlegungen die Neigungen über Intervallen links von id bzw. vergrößern sich über Intervallen rechts von id .

Wenn die Beträge der Zurückverlegung genügend klein gehalten werden, bleiben die jeweils neu entstandenen Hangformen konvex. Daher werden die Neigungen an allen Punkten der idealen Neigung immer ähnlicher, eine Hangglättung findet statt.

Bei jeder Rückverlegung geschieht eine Änderung der Hangneigung in Richtung auf die ideale Neigung. Somit geht der Glättungsprozeß um so schneller vor sich, je kleiner die Berechnungsschritte (Zeitintervalle) sind. Bei einem stetigen Hangverlegungsprozeß ist die Glättung demnach schneller als in dem durch Folgen dargestellten.

Konvexe Hangteile neigen folglich dazu, sich mit der Zeit dergestalt umzuformen, daß Flächen maximaler Verwitterungsintensität benachbarte Flächen aufzehren, wobei eine Verkleinerung und Glättung der Oberfläche herbeigeführt wird.

Die Formungstendenz konvexer Formen auf südlich ex-

ponierten Hängen läßt sich dahin gehend beschreiben, daß die verwitterungsbedingte Zurückverlegung die Schaffung von Glatthangflächen bewirkt, die für den jeweiligen Talverlauf und die dadurch vorgegebenen Hangauslagen Flächen eines für die Verwitterung optimalen Energiedurchsatzes darstellen.

Bei konkaven Hängen oder Hangteilen (vgl. Abb. 19b) vergrößern sich die Hangneigungen mit wachsendem x . Wie bei konvexen Hängen gelten die Beziehungen $g(x) \leq g(z) \leq g(id)$ für $x \leq z \leq id$ bzw. $g(x) \leq g(z) \leq g(id)$ für $x \leq z \leq id$.

Den die Rückverlegung beschreibenden Folgen sind leicht nachstehende Tendenzen bei der Umformung konkaver Ausgangsformen zu entnehmen:

1. Hangteile, die flacher als die ideale Neigung sind, verflachen sich.
2. Hangteile, die steiler als die ideale Neigung sind, versteilen sich.

Konkave Ausgangsformen bieten also Ansätze zu Wandbildungen; kleinere Konkavitäten besitzen eine gesteigerte Tendenz zur Überschotterung oder Auffüllung mit Verwitterungsmaterial.

Hänge, deren Profil sich aus konkaven und konvexen Hangteilen zusammensetzt, unterliegen in der Regel einer Glättung, da die konkaven Hangteile zu einer Auffüllung mit Schutzmaterial neigen. Nach einer Glättung der konvexen Teile durch den oben beschriebenen strahlungsabhängigen Glättungsprozeß kann eine weitere Glättung im Sinne der Theorie HAGEDORNS (1970) einsetzen. Eine weitere Zurückverlegung der konvexen Hangteile bewirkt, daß der Verwitterungsschutz aus oberhalb gelegenen konkaven Hangteilen abtransportiert werden kann und die geglätteten Teile sich so in die ehemals konkaven Hangteile einarbeiten können. Die Möglichkeit eines Zusammenwirkens der strahlungs- und haldenwinkelabhängigen Glättungsprozesse ergibt sich aus der zufälligen Ähnlichkeit der Neigungen von Haldenböschung und optimal zur Strahlung exponierten Flächen.

Bei aus konkaven und konvexen Hangteilen zusammengesetzten Hängen kann der Glättungsprozeß nur dann unterbrochen werden, wenn der oberste Hangabschnitt durch eine steile Konkavität gebildet wird. Diese kann jedoch durch die Bildung eines Glatthanges im Sinne KARRASCHS (1974) abgebaut werden. Wenn auch der von KARRASCH beschriebene Prozeß möglicherweise nicht zu einer vollständigen Glättung führt, so

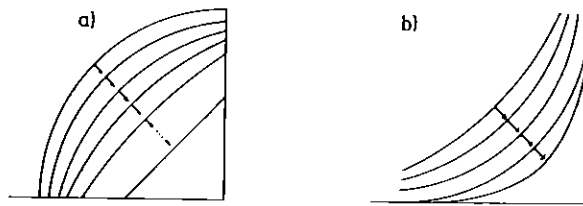


Abb. 19: Zurückverlegung konvexer (a) und konkaver (b) Hangteile

bewirkt er doch mindestens die Ausgestaltung eines ausgeglicheneren Reliefs, das durch strahlungsabhängige Glättung oder den von HAGEDORN (1970) akzentuierten Prozeß zu einem Glatthang umgestaltet werden kann.

5.3.4 Verifizierung und Grenzen des Modells

Die durch die Verteilung maximaltemperaturabhängiger Verwitterungsarten vorgezeichnete Formungstendenz zur Bildung von Glatthängen findet ihre Grenze dort, wo im Zusammenwirken der Verwitterungsarten der in Kap. 4 als aride Gesteinsaufbereitung bezeichnete Mechanismus seine über andere Verwitterungsarten dominierende Rolle verliert oder expositionelle Unterschiede in der Intensität und Verteilung von Verwitterungsstärken nicht mehr gegeben sind.

Die Obergrenze dieser Formungstendenz ist in südlichen Expositionen sicherlich dort zu suchen, wo die Frostsprengung in einer Weise wirkt, daß sie nicht mehr von den Mechanismen arider Gesteinsaufbereitung dominiert wird. Da die Untergrenze formenbildender Frostsprengung unzweifelhaft polwärts abfällt, muß angenommen werden, daß die Obergrenze der Glatthangbildung gleichsinnig abfällt. Dies kann das von HÜLLERMANN (1977) beschriebene Abfallen der Glatthangobergrenze erklären.

Eine Untergrenze dieser Formungstendenz muß nicht existieren; die stärkere linear-fluviatile Zerschneidung und wohl auch das seltenere Auftreten von Felsflächen in tieferen Lagen setzen jedoch der Wirkung der oben beschriebenen Hangglättung gewisse Grenzen. So ist es nicht verwunderlich, daß tiefergelegene Glatthänge auf edaphisch trockenen

Kalken (HAGEDORN, 1970; STOCKER, 1976) angetroffen werden.

Das seltenere Auftreten von Glatthängen in östlichen Expositionen läßt sich mehrfach begründen. Einerseits wurde bei den Messungen festgestellt, daß östliche Expositionen tiefere Minima aufweisen. Daraus kann eine höhere, die Dominanz gerichteter Formungsprozesse durchbrechende Aktivität der Frostsprengung resultieren. Zum anderen neigen Leelagen (vgl. GARCIA-SAINZ, 1962) zu Schneeakkumulationen, die nach GARDNERS (1969) Beobachtungen zur Ausbildung von Nischen führen können. In beiden Fällen ist eine primäre Begünstigung der Glättungen unterbindenden Karbildung zu sehen.

Eine polwärtige Grenze der Glatthangbildung durch den oben beschriebenen strahlungsbedingten Glättungsprozeß läßt sich nur mit weiteren Messungen festlegen. Nach den Temperaturmessungen AULITZKYS (1955) und DIRMHIRNS (1952) scheinen auch in den Alpen hohe Temperaturen und Temperaturamplituden während der schneefreien Zeit möglich zu sein. Inwieweit damit bei geeigneten Expositionen die Anlage formbestimmender Schwächezonen verbunden ist, kann nur durch eingehende Untersuchungen festgestellt werden. Die Anlage solcher Schwächezonen ist jedoch vorstellbar, wenn die zur Formung anstehenden Flächen während der kalten Jahreszeit durch eine Schneedecke häufigen und tiefen Frösten entzogen sind. Dies ist nach HASTENRATH (1960) in höheren Gebirgsstufen wahrscheinlich.

Für die Bindung der Glättungsprozesse an konvexe Ausgangsformen spricht die Beobachtung STOCKERS (1976), daß sich Stockkarren in der Mani zu glatten Flächen umbilden, wobei als Zwischenform Rundformen mit Schildkrötenmustern im Sinne SCHÖLKEs (1973)

- also typische Formen des ariden-semiariden Bereiches - auftreten können. Dies und das Auftreten des kleinscherbigen Verwitterungsschuttes steht in Einklang mit eigenen Beobachtungen (vgl. Kap. 3) auf Glatthängen in höheren Gebirgslagen. Der dabei auftretende Hangwinkel der geglätteten Flächen deckt sich recht genau mit dem in Kap. 4 berechneten idealen Hangwinkel von ca. 30 Grad. Hangentwicklung durch Zurückverlegung bedarf sicherlich sehr langer Zeiträume. Daher ist zu prüfen, inwieweit die Prägekraft maximaltemperaturabhängiger Verwitterungsarten bei klimatischen Veränderungen erhalten bleibt.

FLOHN (1953) gibt für den Bereich des Hohen Atlas für die Zeit der letzten Eiszeit eine Temperaturdepression von ca. 4^o C an. Dieser Temperaturunterschied entspricht in etwa dem rezenten zwischen Sierra Nevada und Hohem Atlas. Wie die Messungen zeigen, läßt sich daraus jedoch keine nennenswerte Abnahme der Maximaltemperaturen (der Oberflächen) folgern. Vielmehr werden diese wesentlich stärker durch augenblickliche Strahlungsstärken geprägt.

MILANKOVITICH (1930) gibt nur geringe Strahlungsänderungen seit der letzten Eiszeit an. Daher ist zu vermuten, daß sich die verwitterungsrelevanten Eigenschaften der Mikroklimata in südlichen Auslagen und außerhalb von Karen bzw. in einiger Entfernung von Gletschern während der letzten Eiszeit in weiten Bereichen nicht wesentlich von den rezenten unterscheiden, wengleich wegen der anzunehmenden höheren Frostwechselfichte eine tiefere Lage der Glatthangobergrenze zu vermuten ist.

Auch KLAER (1977) nimmt für Südhänge seiner vorderasiatischen Untersuchungsgebiete wegen der hohen Strahlungsintensität ein Hochreichen der an Schneefreiheit gebundenen Prozesse an, wobei die von ihm als Periglazialzone bezeichnete Region bis 1.500 m über die pleistozäne klimatische Schneegrenze hinausreicht.

Die expositionelle Verteilung der den Formungsstil prägenden maximaltemperaturabhängigen Verwitterungsarten dürfte daher über lange Zeit zumindest in den Höhenbereichen pleistozäner Glatthangbildung qualitativ gleich geblieben sein. Dabei ist es durchaus vorstellbar, daß während des Pleistozäns insbesondere solche Verwitterungsarten größere Intensität entfalteten, die zur Abspaltung oberflächenparalleler Gesteinsscherben neigen, da infolge höherer Luftfeuchte und größerer sommerlicher Niederschläge diejenigen Verwitterungsarten begünstigt werden,

die an den Wechsel von Erhitzung und Durchfeuchtung bei Abkühlung bzw. an große kurzfristige Temperaturschwankungen durch von vorbeiziehenden Wolken hervorgerufene Strahlungsschwankungen gebunden sind. Dabei ist nicht zu übersehen, daß bei stark überschotterten Hängen eine verstärkte Rinnenerosion (STOCKER, 1976) der Glatthangneubildung entgegenwirkt, in erster Linie also die vor den jeweiligen Eiszeiten gebildeten Glatthänge bzw. die vorher von Schutt befreiten Felsareale weitergebildet werden konnten.

5.4 Glatthangbildung als Charakteristikum einer klimamorphologischen Zone

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß durch den hier beschriebenen Glättungsprozeß alle Höhenlagen betroffen sind, sofern eine gerichtete Prozeßkombination von Verwitterungsarten die Formungstendenz bestimmt.

Der angestrebte Glatthangwinkel ist mit dem Neigungswinkel einer Fläche, auf die hohe Bestrahlungsstärken am häufigsten auftreten, identisch.

Damit zeigen unter Einbeziehung der Einlassungen zu östlichen Expositionen (S. 159) südliche und südwestliche Auslagen die von KARRASCH (1974) rechnerisch nachgewiesene primäre Begünstigung der Glatthangbildung. Dieser Glättungsprozeß kann durch genetisch andere (HAGEDORN, 1970; KARRASCH, 1974) unterstützt werden. Die besondere Häufung von Glatthangbildungen in südlichen bis südwestlichen Auslagen läßt jedoch vermuten, daß der strahlungsabhängige Glättungsprozeß unter anderen möglichen Glättungsprozessen eine besondere Stellung einnimmt.

Daher liegt es nahe, die Zone strahlungsbedingter Glatthangbildung als mikroklimamorphologische Zone aufzufassen.

Die Definition einer solchen Zone ist spezieller als gebräuchliche (etwa die BUDELschen) Zonierungen, da zusätzlich Aspekte der Exposition in die Definition der Zone eingehen. Dies erscheint insbesondere zur Einordnung von geomorphologischen Prozessen in Hochgebirgen vorteilhaft, da sich hier bei gleicher planetarischer, hypsometrischer und zentral-peripherer Lage verschiedene Formen und formenbildende Prozesse - man denke an die beschriebenen Reliefasymmetrien - gegenüberstehen können. Innerhalb einer Klimazone liegen somit die verschiedensten klimamorphologischen Zonen; der Unterschied zur Definition der Morphologie einer Klimazone liegt klar auf der Hand.

In der Art der Benennung der Zone tritt die von HEMPEL (1974) formulierte Aufgabe der Klimamorphologie (vgl. S. 1) und - im Unterschied zu mehr deskriptiven Zonierungssystemen - ein methodologischer Aspekt zum Vorschein.

Die Schaffung eines spezielleren Zonierungssystems besitzt daher meines Erachtens neben einem praktischen, anwendungsbezogenen vor allem einen didaktischen Wert.

Anmerkungen

- 1) Unter "arider Gesteinsaufbereitung" (vgl. KAISER, 1972) verstehen wir im folgenden den Komplex der für Wüstenregionen typischen Verwitterungsarten (Temperatur-, Hydratationsverwitterung u.ä. an hohe Temperaturen gebundene Verwitterungsarten).
- 2) Expositionen werden durch Auslage/Neigung bezeichnet. Beispiel: E/20 bedeutet: Auslage: Osten, Neigung 20 Grad.
- 3) Die Bodenuntersuchungen wurden freundlicherweise von Frau Maria WAHLKAMP, Landwirtschaftskammer Münster, durchgeführt.
- 4) Die Art der Strahlungsberechnungen wird in Kap. 4.1 näher erläutert.
- 5) Die Druckformel läßt sich durch $p \approx at/\gamma$ bei einem Fehler $< 0,2\%$ (Quarz $t \leq 50$) linearisieren.
- 6) Alle Zahlenangaben zu auftretenden Druckstärken beziehen sich auf diese Voraussetzungen. Daher sind die genannten Zahlen als Maximalwerte anzusehen. Die Bedeutung dieser Angaben liegt daher weniger in den absoluten Werten, sondern eher im Vergleich verschiedener Expositionen oder Ereignisse.

6. Literatur

- 1 ABDUL-SALAM, A.:
1966/Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. Berliner Geogr. Abh. 3
- 2 AHNERT, F.:
1973/COSLOP 2 - A Comprehensive Model Program for simulating Slope Profile Development. Geocom Programs 8
- 3 AHNERT, F.:
1976a/Darstellung des Struktureinflusses auf die Oberflächenform im theoretischen Modell. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 24
- 4 AHNERT, F. (Hrsg.):
1976b/Quantitative slope models. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 25
- 5 AULITZKY, H.:
1955/Die Bedeutung meteorologischer und kleinklimatischer Unterlagen für Aufforstungen im Hochgebirge. Wetter und Leben 7
- 6 BAKKER, J.P.:
1966/Paläogeographische Betrachtungen auf Grund von fossilen Verwitterungserscheinungen in Wüsten und Steppen im Bereich des Mittelmeergebietes. Nova Acta Leopoldina N.F. 31
- 7 BAKKER, J.P., KWAAD, F.T.P.M., MÜLLER, H.J.:
1970/Experimente über rhythmische kutane Wasserdampfaufnahme. Abh. d. i. Geogr. Inst. d. FU Berlin 13
- 8 BARSCH, D.:
1977/Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 28
- 9 BARSCH, D., UPDIKE, R.G.:
1971/Periglaziale Formung am Kendrick Peak in Nord Arizona. Geographica Helvetica 26
- 10 BECK, N.:
1972/Studien zur klimagenetischen Geomorphologie im Hoch- und Mittelgebirge des lukanisch-kambrischen Apennin (M. Pollino). Mainzer Geogr. Studien 4
- 11 BEIER, E.:
1952/Klima und Leben im östlichen Hohen Atlas. Wetter und Leben 4
- 12 BERENYI, D.:
1967/Mikroklimatologie. Stuttgart
- 13 BLOTHGEN, J.:
1966/Allgemeine Klimageographie. Berlin
- 14 BÖGEL, R.:
1956/Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes Nr. 26
- 15 BRIEM, E.:
1975/Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung. Diss. am 1. Geogr. Inst. der TU Karlsruhe
- 16 BRINKMANN, R.:
1967/Abriss der Geologie, 1. Bd. Stuttgart
- 17 BROSCHE, K.U.:
1977/Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge der Iberischen Halbinsel. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge Nr. 31
- 18 BÜDEL, J.:
1963/Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. Eiszeitalter und Gegenwart 14
- 19 BÜDEL, J.:
1969/Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungzone. Würzburger Geogr. Arbeiten 25
- 20 BUOYKO, M.I.:
1963/Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Fachliche Mitteilungen 100, Hrsg.: Geophysikalischer Beratungsdienst der Bundeswehr im Luftwaffenamt
- 21 BUNTING, B.T.:
1977/The occurrence of vesicular structures in arctic and subarctic soils. Z. Geomorph. N.F. 21
- 22 COOKE, R.U., WARREN, A.:
1973/Geomorphology in Deserts. London
- 23 CORRENS, C. (Hrsg.):
1960/Die Entstehung der Gesteine. Berlin - Göttingen - Heidelberg
- 24 CUNNINGHAM, F., GRIBA, W.A.:
1973/A model of slope development and its application to the Grand Canyon, Arizona, U.S.A.. Z. Geomorph. N.F. 17
- 25 OERBYSHIRE, E.:
1976/Geomorphology and Climate. London - New York - Sydney - Toronto
- 26 DIRMHIRN, I.:
1952/Oberflächentemperaturen der Gesteine im Hochgebirge. Archiv f. Meteorologie 4
- 27 DIRMHIRN, I.:
1958/Studie über Oberflächentemperaturen fester Körper. Wetter und Leben 10
- 28 DIRMHIRN, I.:
1960/Über einige Registrierungen der Gesteinsoberflächentemperaturen auf dem Sonnblick. Wetter und Leben 12
- 29 DIRMHIRN, I.:
1964/Das Strahlungsfeld im Lebensraum. Frankfurt
- 30 DOLLFUSS, D.:
1964/L'influence de l'exposition dans le modèle des versants des Andes Centrales Péruviennes. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 5
- 31 DOORNKAMP, J.C., KING, C.A.M.:
1971/Numerical analysis in geomorphology. London
- 32 DRESCH, J.:
1941/Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Tours
- 33 DRONIA, H.:
1978/Gesteinstemperaturmessungen im Himalaya mit einem Infrarot-Thermometer. Z. Geomorph. N-F. 22
- 34 DRONIA, H.:
1979/Gesteinstemperaturmessungen im Ladakh-Himalaya mit einem Infrarot-Thermometer. Z. Geomorph. N.F. 23
- 35 ENEVARI, M., YAALON, D.H., GUTTERMANN, Y.:
1974/Note on soils with vesicular structure in deserts. Z. Geomorph. N.F. 18
- 36 ENGELHARDT, v., W.:
1960/Der Porenraum der Sedimente. Berlin - Göttingen - Heidelberg
- 37 FALCKENBERG, G., HECHT, F.:
1941/Messung der infraroten Eigenstrahlung der Atmosphäre vom Flugzeug. Meteorol. Zeitschr. 58

- 38 FALCONER, P.D., PEYINGHOUSE, W.:
1975/Radiative Balance in the Atmosphere as a Function of Season, Latitude and Height. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 23
- 39 FITZNER, B.:
1970/Die Prüfung der Frostbeständigkeit von Naturbausteinen. Diss. an d. Fak. f. Bergbau und Hüttenwesen, TH Aachen
- 40 FLOHN, H.:
1953/Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde 7
- 41 FLOHN, H.:
1955/Zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 6
- 42 FLOHN, H.:
1963/Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. Eiszeitalter und Gegenwart 14
- 43 FLOHN, H.:
1971/Beiträge zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. Annalen der Meteorologie N.F. 5
- 44 FRIEDEL, H.:
1952/Gesetze der Niederschlagsverteilung im Hochgebirge. Wetter und Leben 4
- 45 FRITZ, P.:
1976/Gesteinsbedingte Standorts- und Formendifferenzierung rezenter Periglazialerscheinungen in den Ostalpen. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. Bd. 118, Heft 2
- 46 FURRER, G., FITZE, P.:
1970/Die Hochgebirge, ihre Abgrenzung mit Hilfe der Solifluktion. Geographica Helvetica 25
- 47 FURRER, G., FITZE, P.:
1972/Abgrenzung und Gliederung der Hochgebirgsstufen der Alpen mit Hilfe von Solifluktionsformen. Erdkunde 26
- 48 GARCIA-SAINZ, L.:
1962/Frostbodenformen im Idubeda-Gebirge (Spanien). Z. Geomorph. N.F. 6
- 49 GARDNER, J.:
1969/Snowpatches: Their influence on mountain wall temperatures and their geomorphic implications. Geografiska Annaler 51A
- 50 GEIGER, R.:
1953/Probleme der Mikrometeorologie des Hochgebirges. Wetter und Leben 5
- 51 GEIGER, R.:
1961/Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig
- 52 GERTHSEN, C., KNESER, H.O., VOGEL, H.:
1974/Physik. Berlin - Heidelberg - New York
- 53 GOSSMANN, H.:
1970/Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. Würzburger Geogr. Arbeiten 31
- 54 GOUDIE, A.:
1974/Rock weathering by salt crystallisation. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 21
- 55 GRIFFITHS, J.F.:
1972/Climates of Africa. World Survey of Climatology Vol. 10. Amsterdam - London - New York
- 56 GRIMSEHL, L., TOMASCHEK, R.:
1942/Lehrbuch der Physik. Leipzig
- 57 HABERLAND, W.:
1975/Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). Berliner Geogr. Abh. 21
- 58 HABERLAND, W., FRANZLE, O.:
1975/Untersuchungen zur Bildung von Verwitterungskrusten auf Gesteinsoberflächen in der nördlichen und mittleren Sahara. Würzburger Geogr. Arbeiten 43
- 59 HAGEDORN, J.:
1970/Zum Problem der Glatthänge. Z. Geomorph. N.F. 14
- 60 HAGEDORN, J., POSER, H.:
1974/Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen auf der Erde. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 29
- 61 HASTENRATH, S.:
1960/Zur vertikalen Verteilung der Frostwechsel- und Schneedeckenverhältnisse in den Alpen. Math.-naturwiss. Diss. Bonn
- 62 HEMPEL, L.:
1966/Klimamorphologische Taltypen und die Frage einer humiden Höhenstufe in den europäischen Mittelmeerländern. Petermanns Mitteilungen
- 63 HEMPEL, L.:
1974/Einführung in die Physiogeographie Bd. 1, Wiesbaden
- 64 HERRMANN, A.:
1973/Entwicklung der winterlichen Schneedecke in einem nordalpinen Niederschlagsgebiet. Münchener Geogr. Abh. 10
- 65 HEYER, E.:
1977/Witterung und Klima. Leipzig
- 66 HILLS, E.S.:
1966/Arid Lands. London - Paris
- 67 HÜLLERMANN, P.:
1964/Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 4
- 68 HÜLLERMANN, P.:
1974/Aride und periglaziale Prozesse in der subtropischen Gebirgshalbwüste von Hoch-Teneriffa. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 29
- 69 HÜLLERMANN, P.:
1976/Formen kaverner Verwitterung ("Tafoni") auf Teneriffa. Catena, Vol. 2
- 70 HÜLLERMANN, P.:
1977/Die periglaziale Höhenstufe im W-O-Profil von Nordiberien zum Kaukasus. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 31
- 71 JAKEL, D., DRONIA, H.:
1976/Ergebnisse von Boden- und Gesteinstemperaturmessungen in der Sahara. Berliner Geogr. Abh. 24
- 72 JONG, B. de:
1973/Net radiation received by a horizontal surface at the earth. Delft
- 73 JUNGHANS, H.:
1963/Zur Besonnung von Hanglagen. Wissenschaftliche Zeitschrift der TU Dresden 12, Heft 6

- 74 KAISER, K.-H.:
1970/Über Konvergenzen arider und "periglazialer" Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebietes in der zentralen Ostsahara. Abh. d. 1 Geogr. Inst. d. FU Berlin 13
- 75 KAISER, K.-H.:
1972a/Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche. Berliner Geogr. Abh. 16
- 76 KAISER, K.-H.:
1972b/Zeugen arider Verwitterung im Sandstein von Fontainebleau. Göttinger Geogr. Abh. 60
- 77 KARRASCH, H.:
1970/Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. Göttinger Geogr. Abh. 56
- 78 KARRASCH, H.:
1974/Hangglättung und Kryoplanation an Beispielen aus den Alpen und den kanadischen Rocky Mountains. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 29
- 79 KEIL, H.:
1950/Handbuch der Meteorologie, Frankfurt
- 80 KELLER, H.M., MEIHAN, J.R.:
1970/Der Einfluß der Topographie auf die Schneeverteilung in zwei kleinen voralpinen Einzugsgebieten. Annalen der Meteorologie N.F. 5
- 81 KESSLER, F.J.:
1960/Bauwerksverwitterung. Diss. Würzburg
- 82 KLAER, W.:
1962/Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Ein Beitrag zur Morphogenese der Hochgebirge in den subtropischen Breiten. Z. Geomorph. N.F. 6
- 83 KLAER, W.:
1969/Glazialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens. Erdkunde 23
- 84 KLAER, W.:
1977/Zur Morphogenese und Formungsdynamik innerhalb des periglazialen Stockwerkes der Hochgebirge Vorderasiens. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 31
- 85 KNETSCH, G.:
1952/Geologie am Kölner Dom. Geol. Rundschau
- 86 KNETSCH, G.:
1962/Über aride Verwitterung unter Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 1
- 87 LANGE, O.:
1969/Experimentell-biologische Untersuchungen an Flechten der Negev-Wüste. Flora, Abt. B, Bd. 158
- 88 LANGE, O.:
1970/Experimentell-biologische Untersuchungen an Flechten der Negev-Wüste. Flora, Abt. B, Bd. 159
- 89 LINKE, F.:
1939/Meteorologisches Taschenbuch IV. Leipzig
- 90 LOUIS, H.:
1968/Allgemeine Geomorphologie. Berlin
- 91 MAÇAR, P.:
1970/Commission pour l'étude de l'évolution des versants de l'Union Géographique Internationale (U.G.I.): activité de 1952 à 1968. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 9
- 92 MACHATSCHKEK, F.:
1968/Geomorphologie. Stuttgart
- 93 MARTINI, P.:
1978/Tafoni weathering, with example from Tuscany, Italy. Z. Geomorph. N.F. 22
- 94 MATHYS, H.:
1974/Klimatische Aspekte zur Fröstverwitterung in der Hochgebirgsregion. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern N.F. 31
- 95 MECKELEIN, W.:
1965/Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten. Erdkunde 19
- 96 MENSCHING, H.:
1953/Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arbeiten, Heft 1
- 97 MENSCHING, H.:
1957/Marokko. Heidelberg
- 98 MENSCHING, H.:
1975/Morphodynamik im Hochgebirge. Verhandlungen des Deutschen Geographentages Bd. 40
- 99 MENSCHING, H.:
1977/Bemerkungen zum Problem einer "periglazialen" Höhenstufe in den Gebirgen der ariden Zone im nördlichen Afrika. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 31
- 100 MESSERLI, B.:
1965/Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Diss. Zürich
- 101 MESSERLI, B.:
1967/Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mediterranraum. Geographica Helvetica 22
- 102 MESSERLI, B.:
1972/Beiträge zum Klima des Raumes Bern. Jahresber. d. Geogr. Ges. Bern 1
- 103 MIGAHD, A.M.:
1961/The drought resistance of Egyptian desert plants. Plant-water relationship in arid and semiarid conditions. Arid Zone Research 16
- 104 MILANKOVITCH, M.:
1930/Mathematische Klimalehre. Handbuch d. Klimalehre I. Berlin
- 105 MÖLLER, F.:
1973/Einführung in die Meteorologie, Bd.1+2, Mannheim
- 106 MORTENSEN, H.:
1933/Die "Salzsprenzung" und ihre Bedeutung für die regional-klimatische Gliederung der Wüsten. Petermanns Mitteilungen
- 107 PEEL, R.F.:
1974/Insolation weathering: Some measurements of diurnal temperature changes in exposed rocks in the Tibesti region, central Sahara. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 21
- 108 RAVINA, I., ZASLAVSKY, D.:
1974/The electrical double layer as a possible factor in desert weathering. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 21

- 109 REICHEL, H.:
1975/Die Natursteinverwitterung an Bauwerken als mikroklimatisches und edaphisches Problem. Tübinger Geogr. Studien 62
- 110 RIEOL, H.:
1976/Beiträge zur regionalen Geographie des Beckens von Sparta und seiner Nachbarräume unter besonderer Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Salzburg, Bd. 6
- 111 ROHDENBURG, H., SABELBERG, U., WAGNER, H.:
1976/Sind konkave und konvexe Hänge prozessspezifische Formen? Ergebnisse von Hangentwicklungssimulationen mittels EOY. Catena Vol. 3
- 112 SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL:
1976/Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart
- 113 SCHEIDEGGER, A.E.:
1970/Theoretical Geomorphology. Berlin - Heidelberg
- 114 SCHRAMM, J.:
1969/Die Westsahara. Freilassing
- 115 SCHULKE, H.:
1973/"Schildkrötenmuster" und andere Polygonalstrukturen auf Felsoberflächen. Z. Geomorph. N.F. 17.
- 116 SCHULZE, R.:
1970/Strahlenklima der Erde, Darmstadt
- 117 SCHWINNER, R.:
1932/33/Ungleicheitigkeiten der Gebirgskämme in den Ostalpen. Z. Geomorph. 7
- 118 SMITH, B.J.:
1977/Rock Temperature Measurements from the Northwest Sahara and their Implications for Rock Weathering. Catena Vol. 4
- 119 SIVKOV, S.I.:
1971/Computation of solar Radiation Characteristics. Jerusalem
- 120 SOONS, J.M., RAINER, J.N.:
1968/Microclimate and Erosion Processes in the Southern Alps, New-Zealand. Geografiska Annaler 50 A
- 121 SOUTHARD, A.R., DIRMHORN, I.:
1972/Some Observations on Soils - Microclimate Interactions. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36
- 122 SPREITZER, H.:
1960/Hangformung und Asymmetrie der Berg Rücken in den Alpen und im Taurus. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 1
- 123 SPÖNEMANN, J.:
1977/Die periglaziale Höhenstufe Ostafrikas. Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Klasse, 3. Folge, Nr. 31
- 124 STEINHAUSER, F.:
1974/Die Höhenabhängigkeit der Sonnenscheindauer in Österreich. Wetter und Leben 26
- 125 STOCKER, E.:
1976/Klimamorphologische Untersuchungen auf der Mani Halbinsel mit besonderer Berücksichtigung der Formengruppe Glatthang - Pediment - Karstrandebene. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Salzburg, Bd. 6
- 126 THOMPSON, B.W.:
1970/The Climate of Africa. Oxford
- 127 TROLL, C.:
1975/Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in landschaftsökologischer Sicht. Geogr. Rundschau 27
- 128 TURNER, H.:
1958/Maximaltemperaturen oberflächennaher Bodenschichten an der alpinen Waldgrenze. Wetter und Leben 10
- 129 VORNDRAN, E.:
1969/Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta. Schriften d. Geogr. Inst. d. U. Kiel, Bd. 29
- 130 WEISCHET, W.:
1969/Zur Geomorphologie des Glatthangreliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. Z. Geomorph. N.F. 13
- 131 WERNER, J.:
1971/Ein Versuch zur numerischen Bestimmung des vertikalen Austauschkoefizienten für Wasserdampf in der wassernächsten Luftschicht. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 20
- 132 WERNER, J.:
1974/Zur Bedeutung einer EDV Relief-Datei für die Geomorphologie. Z. Geomorph. N.F. 18
- 133 WICHE, K.:
1953/Klimamorphologische und talgeschichtliche Untersuchungen im M'Goungebiet. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 95
- 134 WICHE, K.:
1961/Beiträge zur Formenentwicklung der Sierran am unteren Segura (Südostspanien). Mitt. Österr. Geogr. Ges. 103
- 135 WILHELMY, H.:
1968/Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig
- 136 WILHELMY, H.:
1975/Geomorphologie in Stichworten Bd. 1+2, Kiel
- 137 WILHELMY, H.:
1972/Geomorphologie in Stichworten Bd. 3, Kiel
- 138 WILHELMY, H.:
1974/Klimageomorphologie in Stichworten. Kiel
- 139 WILHELMY, H.:
1975/Die klimamorphologischen Zonen und Höhenstufen der Erde. Z. Geomorph. N.F. 19
- 140 WIRTHMANN, A.:
1977/Erosive Hangentwicklung in verschiedenen Klimaten. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 28
- 141 YAALON, D.H.:
1974/Note on some geomorphic effects of temperature changes on desert surfaces. Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 21
- 142 YOUNG, A.:
1972/Slopes. Edinburgh

7. Quellen der Karten

Lage der Untersuchungsgebiete in Marokko

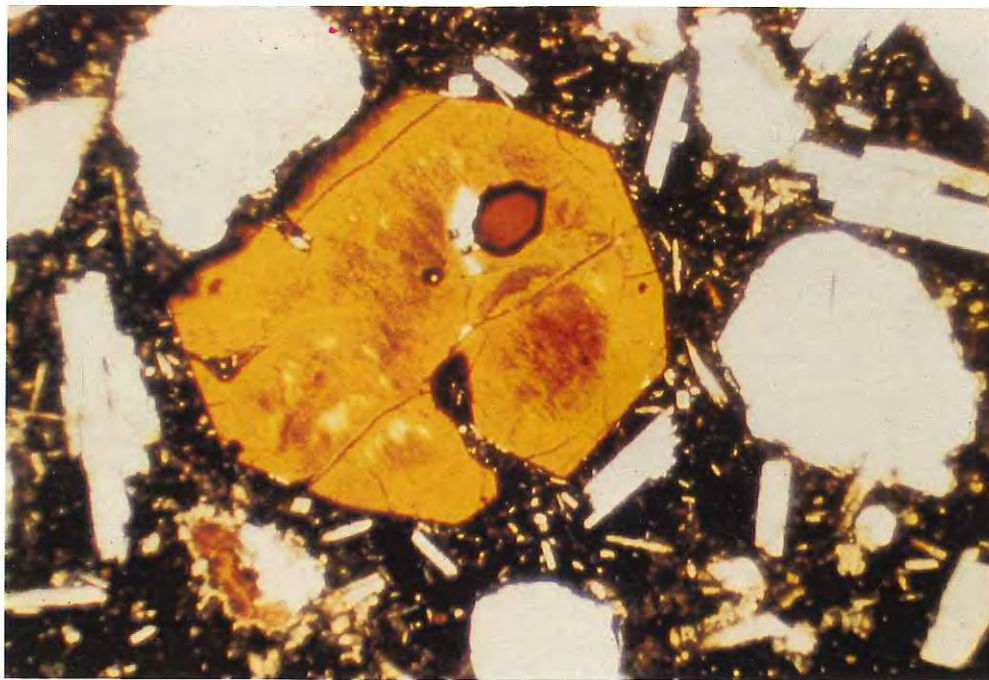
Comité de Géographie du Maroc: Atlas du Maroc,
Planche No 4a, Rabat, 1954

DRESCH, J.: Recherches sur l'évolution du relief
dans le massif central du Grand Atlas, le
Haouz et le Sous. Tours, 1941

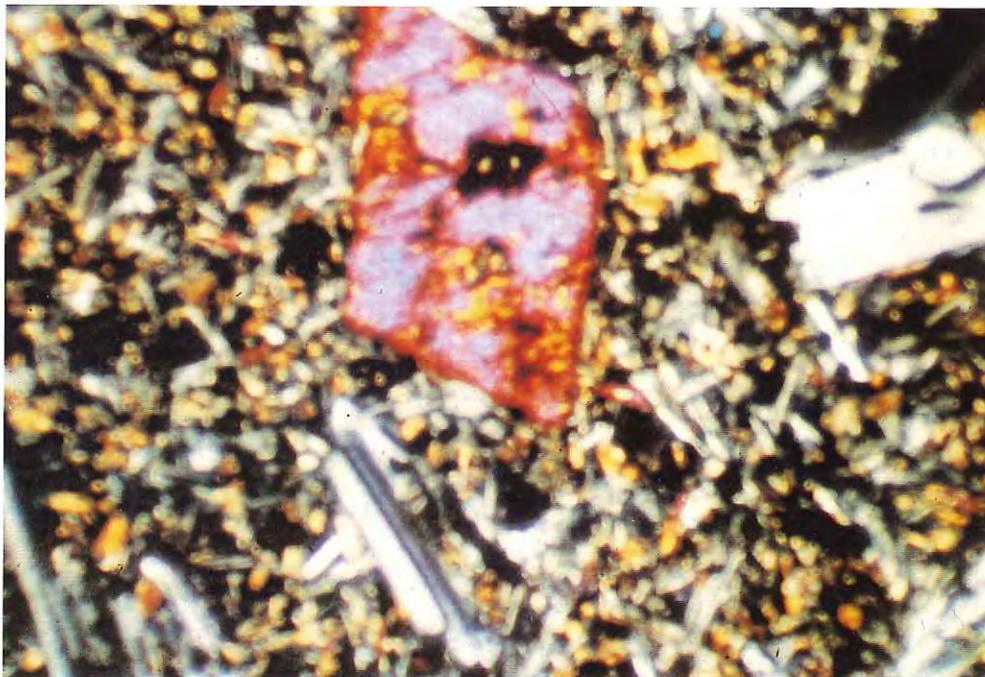
Carte Michelin: Maroc, Paris, 1974

Lage der Untersuchungsgebiete in der Sierra Nevada

MESSERLI, B.: Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Diss. Zürich, 1965



Farb-Photo 1: Unverwitterter brauner Augitkristall in feinkörniger, teilweise noch glasiger bis kryptokristalliner Matrix. Nicht polarisiertes Licht bei 50-facher Vergrößerung (Bildausschnitt ca. 4,5 mm) (Photo nach Dia; Dia hergestellt von Dr. SCHULIEN, Institut für Mineralogie der Universität Münster).



Farb-Photo 2: Augit (violette Interferenzfarben) mit rotbraunem Verwitterungsrand und -bereichen im Inneren. Die mikrokristalline Matrix des Gesteins ist reich an Plagioklas (dunkelgrau), Pyroxen und Erz (schwarz). Vergrößerung 50-fach (Bildausschnitt ca. 4,5 mm) (Photo nach Dia; Dia hergestellt von Dr. SCHULIEN, Institut für Mineralogie der Universität Münster).



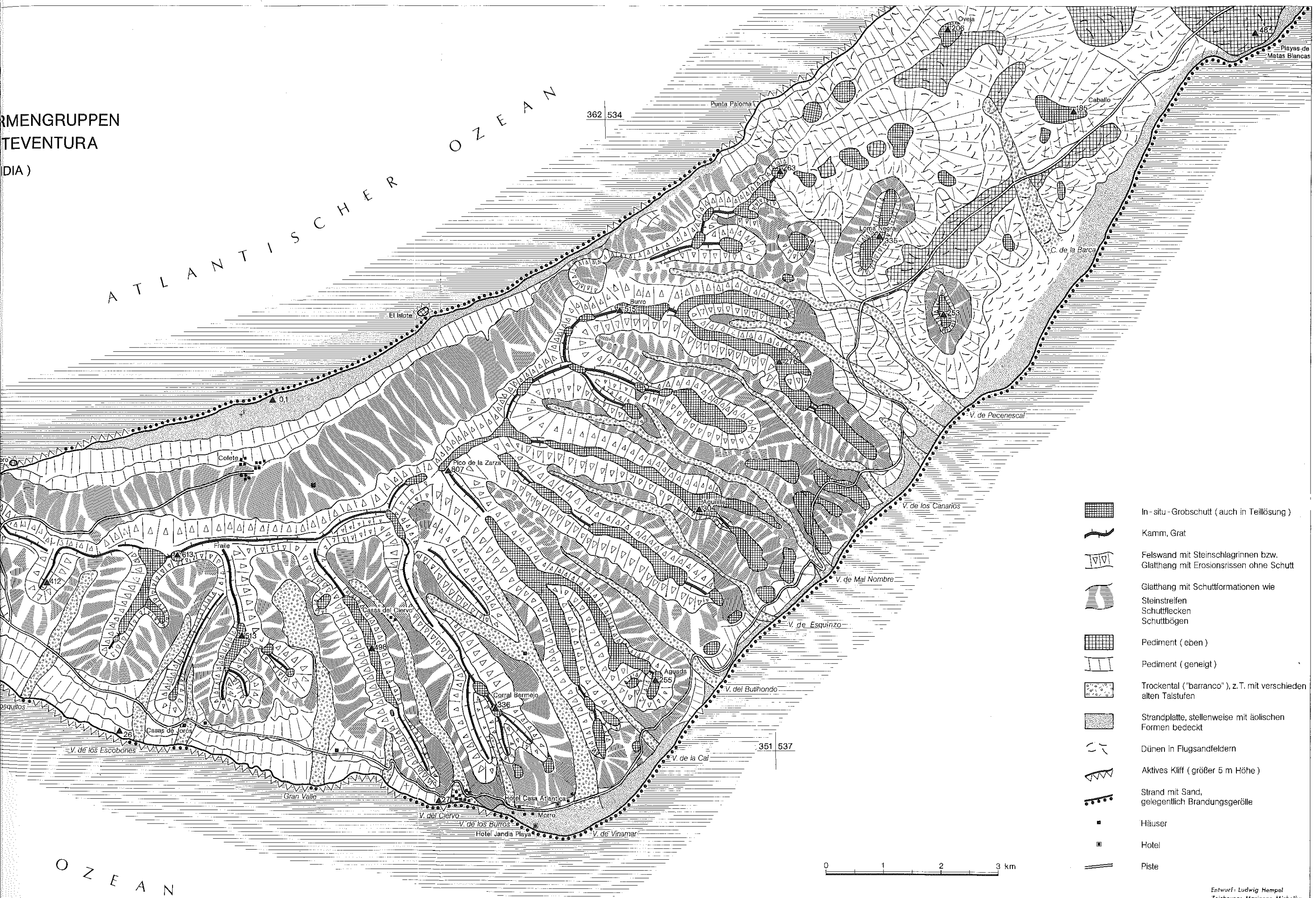
Farb-Photo 3: Anschnitt von kantengerundetem Basaltschutt mit Kruste: 4 mm sehr harter, dunkelrotbrauner, eisenreicher Horizont, übergehend in einen bis 10 mm dicken, ebenfalls harten, rotbraunen Horizont; es folgt ein etwa 4 mm breiter, hellgrauer und poröser Magerhorizont. Die Grenze zum unveränderten Gestein von grauer bis blaugrauer Farbe ist scharf (Fuerteventura, Jandia, Höhen zwischen Valle de Vinamar und Valle de los Burros; Ludwig Hempel September 1979).

















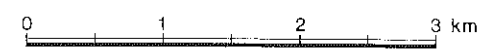
Farb-Photo 4: Rezente Verwitterungshaut über Basaltblöcken; im Vordergrund ein aufgeschlagener Block mit der helleren Originalgesteinsfarbe zum Vergleich (Fuerteventura, Jandia, Höhen oberhalb des Robinson-Club-Hotels „Jandia Playa“; Ludwig Hempel September 1979).

RMENGRUPPEN
TEVENTURA
DIA)

ATLANTISCHER OZEAN

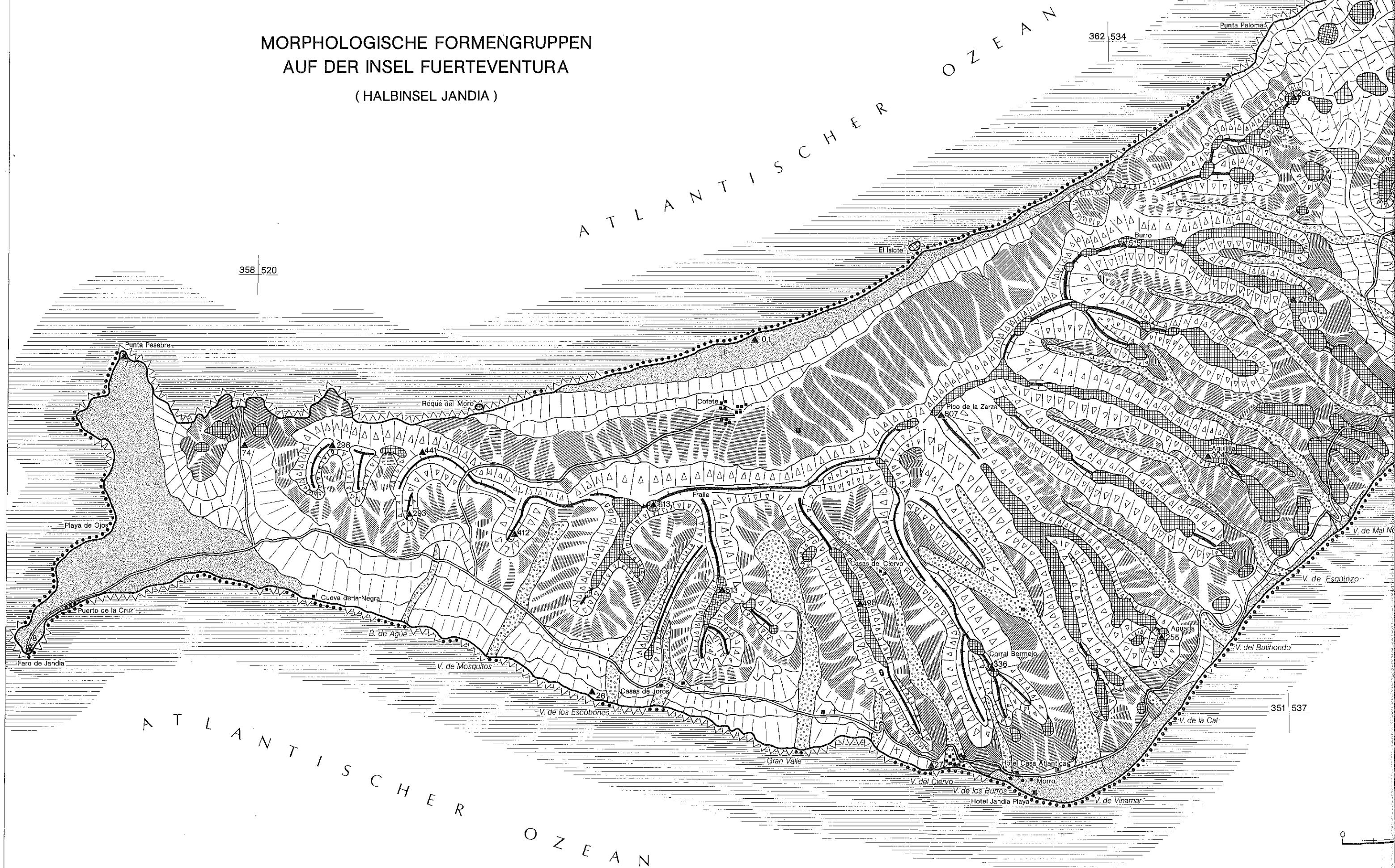


-  In-situ-Grobschutt (auch in Teillösung)
-  Kamm, Grat
-  Felswand mit Steinschlagrinnen bzw. Glatthang mit Erosionsrissen ohne Schutt
-  Glatthang mit Schuttformationen wie Steinstreifen, Schutflecken, Schuttbögen
-  Pediment (eben)
-  Pediment (geneigt)
-  Trockental ("barranco"), z.T. mit verschiedenen alten Talstufen
-  Strandplatte, stellenweise mit äolischen Formen bedeckt
-  Dünen in Flugsandfeldern
-  Aktives Kliff (größer 5 m Höhe)
-  Strand mit Sand, gelegentlich Brandungsgerölle
-  Häuser
-  Hotel
-  Piste



O Z E A N

MORPHOLOGISCHE FORMENGRUPPEN
AUF DER INSEL FUERTEVENTURA
(HALBINSEL JANDIA)



MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Herausgegeben von den Hochschullehrern des Instituts für Geographie
der Westfälischen Wilhelms-Universität

Wilfrid Bach - Hermann Hambloch - Heinz Heineberg - Ludwig Hempel -
Friedrich-Karl Holtmeier - Cay Lienau - Alois Mayr - Karl-Friedrich
Schreiber - Ulrich Streit - Dietbert Thannheiser - Peter Weber -
Julius Werner

Schriftleitung : Alois Mayr

- H.1 Alois Mayr: Universität und Stadt. Ein stadt-, wirtschafts-
und sozialgeographischer Vergleich alter und neuer Hochschul-
standorte in der Bundesrepublik Deutschland.
1979. 375 Seiten mit 43 Tab., 28 Abb., 24 Bildern, 8 Farbkarten
im Anhang, DM 60,-. ISBN 3-506-73201-3.
- H.2 Hermann Mattes: Der Tannenhäher im Engadin. Studien zu seiner
Ökologie und Funktion im Arvenwald.
1978. 87 Seiten mit 52 Abb., DM 20,-. ISBN 3-506-73202-1.
- H.3 Friedrich-Karl Holtmeier: Die bodennahe Winde in den Hochlagen
der Indian Peaks Section (Colorado Front Range).
Ludwig Hempel: Physiogeographische Studien auf der Insel Fuerte-
ventura (Kanarische Inseln).
1978. 103 Seiten mit 21 Abb., 52 Fotos und 1 Kartenbeilage,
DM 20,-. ISBN 3-506-73203-x.
- H.4 Peter Weber (Hrsg.): Periphere Räume - Strukturen und Entwick-
lungen in europäischen Problemgebieten. Mit Beiträgen von Bernhard
Butzin, Hans Elsasser, Wilfried Heller, Cay Lienau/Hartmut Her-
manns, Rolf Lindemann, Hartmut Lücke, Frank Nagel, Wolfgang Taub-
mann und Peter Weber (Berichtband einer Arbeitssitzung des Geo-
graphentags in Göttingen 1979).
1979. 183 Seiten mit insg. 23 Abb. und 32 Karten, DM 30,-.
ISBN 3-506-73204-8.
- H.5 Heinz Heineberg (Hrsg.): Einkaufszentren in Deutschland. Entwicklung,
Forschungsstand und -probleme mit einer annotierten Auswahlbiblio-
graphie. Mit Beiträgen von Bernhard Butzin, Bernd R. Falk, Marianne
Grewe, Heinz Heineberg, Alois Mayr und Winfried Meschede.
1980. 165 Seiten mit insg. 22 Tab., 20 Abb. im Text und 12 Abb. im
Anhang, DM 30,-. ISBN 3-506-73205-6.
- H.6 Wilfrid Bach/Ulrich Hampicke: Klima und Umwelt.
Wilfrid Bach: Untersuchung der Beeinflussung des Klimas durch anthro-
pogene Faktoren.
Ulrich Hampicke/Wilfrid Bach: Die Rolle terrestrischer Ökosysteme im
globalen Kohlenstoff-Kreislauf.
1980. 104 Seiten mit insg. 12 Tab., 17 Übersichten und 24 Abb.
ISBN 3-506-73206-4.
- H.7 Peter Schnell/Peter Weber (Hrsg.): Agglomeration und Freizeitraum.
Vorträge eines Symposiums der Arbeitsgruppe "Geography of Tourism and
Recreation" der Internationalen Geographischen Union (IGU/UGI) in
Münster 1979.
27 Beiträge von Autoren aus Bulgarien, Frankreich, Italien, der Tschecho-
slowakei, den USA und der Bundesrepublik Deutschland.
1980. 238 Seiten mit insg. 94 Abb. ISBN 3-506-73207-2.
- H.8 Norbert de Lange: Städtetypisierung in Nordrhein-Westfalen im raum-zeit-
lichen Vergleich 1961 und 1970 mit Hilfe multivariater Methoden - eine
empirische Städtesystemanalyse.
1980. 178 Seiten mit 56 Tab. und 37 Abb. (davon 4 im Anhang).
ISBN 3-506-73208-0.
- H.9 Ludwig Hempel/Hartmut Brettschneider: Beiträge zur "Energetischen Geo-
morphologie" in Trockengebieten.
Ludwig Hempel: Studien über rezente und fossile Verwitterungsvorgänge
im Vulkangestein der Insel Fuerteventura (Islas Canarias, Spanien) sowie
Folgerungen für die quartäre Klimageschichte.
Hartmut Brettschneider: Mikroklima und Verwitterung an Beispielen aus
der Sierra Nevada Spaniens und aus Nordafrika mit Grundlagenstudien zur
Glatthanggenese.
1980. 142 Seiten mit insg. 27 Fotos (davon 4 farbig), 43 Abb., röntgeno-
graphischen Diagrammen und 3 Karten. ISBN 3-506-73209-0.

VERLAG FERDINAND SCHÖNINGH, PADERBORN

Anfragen bezüglich Schriftentausch werden erbeten an die Schriftleitung,
Institut für Geographie der Westfälischen Wilhelms-Universität,
Robert-Koch-Straße 26, D-4400 Münster.