

Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Gounggebiet

Bericht über eine Reise in den Hohen Atlas

Mit 1 morphologischen Karte und 17 Abbildungen

Von Konrad Wiche

In den folgenden Ausführungen werden die wichtigsten morphologischen Ergebnisse einer für 1951 geplanten, aus verschiedenen Gründen jedoch erst 1952 durchgeführten Reise in den Hohen Atlas vorgelegt, die während einer siebenwöchigen Geländearbeit im M'Gounggebiet gewonnen wurden. Der Aufenthalt in Französisch-Marokko erstreckte sich über insgesamt $2\frac{1}{2}$ Monate, in welchem Zeitraum auch Gelegenheit war, einzelne Landschaften außerhalb des Gebirges teilweise kennen zu lernen. So wurden kurze Fahrten in das Seboubecken, das atlantische Küstengebiet, die westmarokkanische Meseta sowie in die Ebenen des Haouz und Dades unternommen. Ebenso konnten alle großen Städte des Protektorats besucht und in deren mittelalterlichen Eingeborenenvierteln interessante kultur-geographische Eindrücke gewonnen werden.

Es ist mir ein aufrichtiges Bedürfnis allen jenen Institutionen ergebensten Dank zu sagen, durch deren ideelle und materielle Hilfe die Reise ermöglicht wurde. Auf Grund der Fürsprache der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gewährte der Verein der Freunde der Akademie eine höhere Subvention und genehmigte außerdem einen Beitrag für die Drucklegung der vorliegenden Veröffentlichung. Zu danken habe ich auch dem Bundesministerium für Unterricht und dem Institut Français de Vienne für deren namhafte Unterstützungen sowie für einen kleineren Beitrag dem Österreichischen Alpenverein. Durch zahlreiche Sachspenden und Leihgaben wurde das Unternehmen weiters von industrieller Seite in Österreich und Deutschland gefördert. Unentbehrlich für das Gelingen des Vorhabens war nicht zuletzt das große Verständnis, das von marokkanischen Stellen, namentlich der Direktion des Institut Scientifique Chérifiien in Rabat und dem Contrôle Civil in Demnat, der Arbeit entgegengebracht wurde.

Der Hohe Atlas ist das südlichste Glied des eurasiatischen Hochgebirgsgürtels, das auf afrikanischem Boden noch in die erdgeschichtlich jungen (alpidischen) Orogenesen einbezogen wurde. Das über 700 km lange Gebirge gliedert sich in einen westlichen, kristallinen und einen östlichen, vorwiegend aus mesozoischen (Jura-)Kalken aufgebauten Abschnitt. Auf den höchsten Teil des Kalkatlas, der von Marakesch über Demnat verhältnismäßig leicht zu erreichen ist, erstreckten sich meine Begehungen. Er umfaßt die ungefähr West—Ost streichenden Ketten und Plateaus des Irhil M'Goun (4070 m) und seiner zwei nördl. Vorketten (vgl. morphologische Karte): Dj. Aori (etwa 3400 m) — Dj. Igoudamene (etwa 3300 m) — Dj. Tiferdine (etwa 3500 m) — Dj. Ouaougoulzat (3770 m) sowie Dj. Tizzal (3050 m) — Irhil n'Ouriat (2923 m) — Dj.

Azourki (3690 m)¹. Dieser im folgenden als M'Goungebiet bezeichnete Gebirgstheil umschließt die obersten Einzugsgebiete des M'Goun- und Tessaoutflusses, die in entgegengesetzter Richtung das Gebirgsinnere verlassen (M'Gounfurche). Ersterer durchbricht die Hauptkette nach einer längeren Längstalstrecke in südl. Richtung und strebt in einem Quertal der Ebene des Dades zu. Der Tessaout biegt erst weit außerhalb des Untersuchungsbereiches gegen das nördl. Vorland des Atlas ab. Zwischen den beiden Vorketten liegt das ausgedehnte Einzugsgebiet des oberen Lakhdar, dessen Tal vom Ursprung bis zum Durchbruch zwischen Dj. Tizzal und Dj. Ait Abbes (2817 m) mit allen Verzweigungen begangen wurde. Kürzere Besuche galten dem Refelatal und dem östl. Teil des Rhat (3788 m).

Die wissenschaftliche, insbesondere formenkundliche Erforschung des M'Goungebietes war bis vor kurzem über erste Ansätze nicht hinausgekommen. Einige morphologische Angaben finden sich in den Erläuterungen zur prov. geologischen Karte 1 : 200.000 (1941, 1942). Wertvoller ist eine Notiz des französischen Forschers J. Dresch (1949), die sich mit der eiszeitlichen Vergletscherung beschäftigt. Vom gleichen Autor stammt ein auf langjährigen Studien beruhendes Werk (1941) über die Geologie und Morphogenese des Toubkalgebietes (kristalliner Atlas), das auch für Untersuchungen im Kalkatlas ein Vorbild bleiben wird. Einige Hinweise enthalten die Berichte über eine deutsche Marokkoexpedition im Jahre 1951 unter H. Mensching² (1951, 1952), die sich auch kurze Zeit im M'Goungebiet aufhielt. Im selben Jahr besuchte der Österreicher E. Beier das obere Lakhdartal und sammelte einige geographische Beobachtungen (Manuskript

¹ Namen und Höhenangaben sind den Blättern Demnat, Ouaouizarht, Telouet und Dades der Carte de reconnaissance 1 : 100.000 entnommen. Diese stellt eine erste, noch sehr mangelhafte topographische Aufnahme des Atlas dar. Das Relief ist in Isohypsen ausgeführt, doch kommt diesen nur der Wert von Formenlinien zu. Der Höhe nach genauer bestimmte Punkte sind selten, so daß die Kontrolle eigener Aneroidmessungen nicht immer in ausreichendem Maße vorgenommen werden konnte. Deshalb können diese bloß als Annäherungswerte betrachtet werden, was in der Arbeit jeweils durch die Wörter „ungefähr“, „etwa“ u. dgl. zum Ausdruck gebracht wurde.

² Nach Fertigstellung des Manuskriptes im März 1953 übersandte mir H. Mensching freundlicherweise seine in den „Würzburger Geographischen Arbeiten“ (1953) ausführlich dargestellten Untersuchungsergebnisse aus dem Hohen Atlas. Die Studien konnten unter glücklicheren Umständen als die eigenen auf verschiedene Teile des Gebirges und seiner Vorländer (Toubkal, M'Goun, Ayachi, Sous, Moulouya usw.) ausgedehnt werden, gehen also räumlich und inhaltlich über die vorliegenden Ausführungen vielfach hinaus. Beide Reisen wurden unabhängig voneinander durchgeführt und erbrachten einige erfreuliche wissenschaftliche Übereinstimmungen, zumal in beiden Arbeiten u. a. klimamorphologischen Problemen nachgegangen wurde. Auf Grund meines viel längeren Aufenthaltes im M'Goungebiet konnte ich jedoch den Formenschatz und die Morphogenese eines engeren Raumes vollständiger erfassen und in Zweifelsfällen mehr Zeit für Beobachtungen aufwenden, als dies H. Mensching bei seinem verhältnismäßig kurzen Besuch im M'Goungebiet möglich war. Beide Arbeiten ergänzen sich daher in mehrfacher Hinsicht. Soweit es mir in der kurzen Zeit bis zur Drucklegung meines Aufsatzes durchführbar war, habe ich in Fußnoten die Ergebnisse H. Menschings berücksichtigt.

1952). Wichtig sind schließlich die Untersuchungsergebnisse des französischen Pflanzensoziologen L. E m b e r g e r (1939), der bis in die jüngste Zeit (1952) seine Arbeiten im Atlas fortsetzte. Ein umfangreicherer, im November 1952 verfaßter Bericht über die wichtigsten Ergebnisse meiner Untersuchungen im M'Goungebiet liegt bei der Österr. Akademie der Wissenschaften auf. An einem Großteil der Reise nahm E. Z i r k l teil, der sich hauptsächlich mit petrographischen Studien beschäftigte.

Das Hauptinteresse bei meinen morphologischen Studien war von vornherein auf die Zusammenhänge zwischen Klima und Formenschatz gerichtet. Es ist vornehmlich das Verdienst J. B ü d e l s diese Fragestellung neuerdings in den Vordergrund der Forschung gerückt und durch die im Gange befindliche s y s t e m a t i s c h e Erfassung des Formenschatzes in verschiedenen Klimaten der Morphologie neue Impulse gegeben zu haben. Ein weites Arbeitsfeld wurde seit den Forschungen A. P e n c k s über die Vergletscherung der Alpen durch Untersuchungen im gegenwärtigen oder eiszeitlichen periglazialen Denudationsbereich u. a. namentlich durch J. B ü d e l (1944), C. T r o l l (1948) und H. P o s e r (1948), um nur einige Arbeiten der letzten Jahre zu nennen, erschlossen. Sie konnten sich auf weiter zurückliegende Gedankengänge von J. S ö l c h (1917), der auf A. B ö h m aufbaute sowie auf W. S o e r g e l (1921) stützen, welche bereits für eine im wesentlichen von den Gletschern unabhängige Entstehung der eiszeitlichen Schotterterrassen eintraten. Die derzeit stark angewandte klimamorphologische Betrachtungsweise ist vorzüglich geeignet durch Vergleiche von Gebirgen in verschiedenen Klimaten, wie z. B. den Alpen und dem Atlas, zu einem tieferen Verständnis ihres Formenschatzes zu gelangen. Es ergibt sich hierbei die Notwendigkeit, das Hauptaugenmerk auf die V o r g ä n g e, die für die Ausgestaltung des Reliefs maßgebend sind oder waren, also auf die Arten der Verwitterung und Abtragung, zu richten. Beide werden außer vom Gestein von den verschiedensten, dem Klima eigenen Faktoren bedingt, wie von der Häufigkeit und dem Ausschlag der Temperaturgegensätze und deren tages- bzw. jahreszeitlichem Auftreten, von der Frostwechselhäufigkeit, der Art und Verteilung der Niederschläge oder auch von der Verdunstung. Vom Klima und Boden ist das Pflanzenkleid abhängig und über dieses vollziehen sich die Eingriffe des Menschen, woraus sich indirekte, wenn auch geringfügige Beeinflussungen des morphologischen Kräftespiels ergeben. Sowohl mit der planetarischen Abwandlung des Klimas (Klimagürtel) als auch mit den Höhenzonen der Gebirge ändern sich Verwitterung und Abtragung und mit ihnen der Formenschatz.

Wie in anderen Gebirgen ist auch im Atlas bloß ein relativ geringer Teil der Formen aus den klimatischen Verhältnissen der Gegenwart zu verstehen. Jene werden in herkömmlicher Weise (z. B. O. M a u l l, 1938) als J e t z t z e i t f o r m e n bezeichnet. Ihnen stehen die weit häufigeren V o r z e i t f o r m e n gegenüber. Nur für die ersteren kann man durch direkte Klimabeobachtungen, etwa durch den Nachweis eines Höhengürtels maximaler Frostwechselhäufigkeit, die Zusammenhänge ausreichend klarstellen. Im Atlas ist jedoch auch dies mangels meteorologischer Daten nicht möglich. Hinsichtlich der Vorzeitformen ist man auch sonst weitestgehend auf morphologische Arbeitsmethoden, d. h. auf die Erfassung und Erklärung von Fels- und Akkumulationsformen allein angewiesen, die dann Rückschlüsse auf das Paläoklima ermöglichen, da Pollenanalysen, pedologische, paläontologische oder prähistorische Untersuchungen nicht immer zur Verfügung stehen.

Es lassen sich natürlich nicht alle Formen aus dem Zusammenspiel von Klima und Gestein allein erklären. Namentlich die Großformung und mit ihr die Talanlage entziehen sich der Beeinflussung durch die exogenen Kräfte. Jene sind der Ausdruck der Tektonik und der an diese geknüpften Vorgänge (Felsterrassen, Talstufen, tektonisch bedingte Verschüttungen, Epigenesen). Auch das Gestein kann mitunter in verschiedenen Klimaten ähnliche Formen bedingen (dies trifft beispielsweise für einen Teil der Karstformen zu). Will man den gesamten Formenschatz eines Gebietes erfassen, also das letzte Ziel jeder morphologischen Forschung erreichen, wird man auch weiterhin dem geologischen Bau, vornehmlich den jungen Krustenbewegungen volle Aufmerksamkeit schenken müssen.

Um einen möglichst klaren Überblick über die Morphologie des M'Goungebietes und der anfallenden Probleme zu gewinnen, empfiehlt es sich, nach einer kurzen Erörterung des Klimas und des geologischen Baus, zunächst von den Vorgängen und Formen der Gegenwart auszugehen, wobei versucht werden soll, eine klimamorphologische Höhengliederung des inneren Teiles des Gebirges zu geben. Anschließend werden die Vorzeitformen und junge Talverlegungen behandelt und Rückschlüsse auf das seinerzeitige Kräftespiel und Klima gezogen. Endlich wird kurz auf talgeschichtliche Fragen und Probleme der ältesten Talnetzentwicklung im Zusammenhang mit einer vermutlichen Jungtektonik eingegangen.

Das Klima des Atlas ist als eine höhenmäßige Abwandlung des Klimas der umgebenden Tiefländer aufzufassen³. Südmarokko liegt bereits im Übergangsbereich des ozeanisch betonten mediterranen Typs zum saharischen Trockengürtel. Leider reichen die meteorologischen Beobachtungen nach der Zahl der Stationen und der Dauer der Aufzeichnungen gerade im Gebirge nicht aus, um ein genaueres Bild vom durchschnittlichem Wettergeschehen entwerfen zu können. Es kann sich daher bloß um eine allgemeine Charakterisierung handeln.

Marokko gerät im Sommer unter dem Einfluß des Azorenhochs und nordöstlicher Passatwinde. Auf den Süden des Landes greifen im gleichen Zeitraum häufig Ausläufer des saharischen Tiefdruckgebietes über. Dann herrschen außerordentlich trockene Winde aus dem Süd- und Südostsektor mit Föhncharakter vor. Im Gebiet der zentralen Erhebungen des Atlas treten diese als sehr heftige, kühle Stürme auf. Der nördl. Ebene (Haouz) bringen sie jedoch eine tropische Hitze, die nur wegen der gleichzeitig enormen Trockenheit der Luft — sie sinkt fast auf Null — erträglich ist. Die Winde sind als Scirocco und Chergui berüchtigt; während ihres Auftretens wurden in Marakesch Temperaturen bis gegen 50° gemessen. Im Winter kommt das Land unter die Herrschaft atlantischer Zyklonen (Polarfront und Pseudopolarfront), mit vorwiegend westl. und nordwestl. Winden. Sie sind die Hauptregenbringer für die Ebenen und den Atlas, den sie jedoch nicht überschreiten. Das Gebirge ist wohl für die gemäßigten, nicht aber für die tropischen Einflüsse eine Klimascheide.

Durchschnittlich von Mai bis Oktober ist es in ganz Marokko sehr heiß und trocken. Die Niederschläge fallen fast ausschließlich während der kühleren

³ Die Ausführungen über das Klima stützen sich im wesentlichen auf die zusammenfassende Darstellung von J. Dresch (1941) sowie auf Angaben von L. Emberger (1939).

Jahreszeit. Die folgenden gemittelten Temperaturangaben sind Diagrammen des Werkes von J. Dresch (1941) entnommen. Sie beziehen sich auf die Ebene des Haouz (Marakesch) und auf Agaïouar, der einzigen Station im Gebirge (westl. Atlas) mit längeren Beobachtungsreihen.

	Jän./Febr.	Juli/Aug.
Marakesch (1920—1938) 460 m	Max.: 19,4° Min.: 4,9°	38,5° 19,0°
Agaïouar (1928—1938) 1800 m	Max.: 12,8° Min.: 1,0°	30,1° 16,1°

Die Temperaturkontraste betragen durchschnittlich im Winter in Marakesch 14,5°, im Sommer 19,5°, in Agaïouar 11,8° bzw. 14,0°. Aus diesen Zahlen ergibt sich eine Abnahme der Kontinentalität mit der Höhe. Das Gebirge zeigt einen weniger exzessiven Temperaturgang als die Ebene. Dieser Unterschied könnte noch besser durch einen Vergleich der tatsächlich beobachteten Grenzwerte erfaßt werden. Es stehen mir nur wenige Angaben zur Verfügung. Danach sind im Haouz Temperatursprünge von 25—30° sehr häufig, im Gebirge sind sie in solchen Ausmaßen selten und fehlen dort bei Schneelage völlig. Ausgenommen sind die größeren Becken, die zufolge Temperaturumkehr kontinentalere Züge aufweisen als selbst die randlichen Ebenen. Im allgemeinen macht sich der Einfluß der Höhe auf die Senkung der Temperatur erst über 2000—2500 m bemerkbar. Bis 3000—3500 m sind tiefere Wintertemperaturen zwischen Null und —10° mit absoluten Werten bis —20° selten. Auf dem M'Goun habe ich bei 4070 m Ende September am frühen Nachmittag 9° gemessen. Im Juli und August sind indes auf ähnlich hohen Gipfeln bis 18° und darüber festgestellt worden.

Innerhalb der winterlichen Niederschläge gibt es in ganz Marokko zwei deutliche Maxima: eines im Spätherbst, ein anderes im zeitlichen Frühjahr. Im Jänner, gelegentlich auch schon im Dezember oder noch im Februar, greifen Ausläufer des eurasiatischen Hochdruckgebietes auf das Land über und unterbrechen die zyklonalen Regenfälle. Der jährliche Niederschlag nimmt von durchschnittlich 250 mm in Marakesch, auf 600 mm bei 1800 m zu und dürfte in den höchsten Gebirgsteilen über 800 mm betragen. Die in der Ebene starken Schwankungen der Gesamtniederschlagsmenge in den einzelnen Jahren, treten im Gebirge etwas weniger auf. Auch die jahreszeitliche Verteilung ist eine etwas regelmäßigere, weil im Atlas über 2000—2500 m, hauptsächlich während des Spätsommers, zahlreiche Hochgewitter als außerordentlich heftige, häufig mit Hagelschlägen verbundene Güsse niedergehen. Am Nordabfall des Gebirges fällt jedes Jahr ab 1000—1200 m Schnee, der bis 2000—2500 m noch mehrere Male abschmilzt, darüber bleibt er einige Monate liegen. In den Dörfern der innersten Atlantäler sind Schneelagen von 2—3 m keine Seltenheit. Über 3500 m treten die ersten Schneefälle bereits im Oktober auf und erst im April—Mai schwindet der Schnee endgültig. An geschützten Stellen, in hochgelegenen Schluchten und Karen, überdauern Lawinenkegel so manchen Sommer. Frost gibt es, mit Ausnahme des Juli und August, in den innersten Gebirgsteilen zu allen Jahreszeiten.

Das Klima des Atlas unterscheidet sich von jenem der Alpen demnach durch die viel geringeren Niederschläge, durch deren starke Beschränkung auf die kühlere Jahreszeit und durch ihre Heftigkeit und Kürze während der Sommermonate. Infolge der niedrigeren Breitenlage (zwischen 30° und 32° n. Br.) ist die Insolation eine viel stärkere als in den Alpen und die nächtliche Ausstrahlung während des sommerlichen Passatwetters bedeutend. Beide Tatsachen verursachen während der Übergangsjahreszeiten während vieler Wochen regel-

mäßige kurze Fröste in den höchsten Gebirgsteilen. Erheblich geringer als in den Alpen ist im Atlas auch die relative und absolute Luftfeuchtigkeit. Entscheidend für die Formenunterschiede in den beiden Gebirgen ist die größere Aridität und der tageszeitlich extremere Temperaturgang des am südl. Rande der Subtropen gelegenen Atlas.

Der geologische Bau des M'Goungebietes ist nur in großen Zügen bekannt. Immerhin existiert eine provisorische geologische Karte 1:200.000 mit Erläuterungen⁴, der die folgenden, durch einige eigene Beobachtungen ergänzten Angaben entnommen sind. Das Gebiet nimmt die ganze Breite der axialen Zone des mittleren Hohen Atlas ein, die von bedeutend intensiveren Dislokationen betroffen wurde als die beiderseitigen Randzonen. Die Ketten des zentralen Gebirgsteiles sind durch steile Auffaltungen und Verschuppungen gekennzeichnet, auf den Plateaus und in den breiten Becken im Norden und Süden davon herrschen hingegen flache und regelmäßige Verbiegungen vor. Östl. des M'Goungebietes wird jedoch auch der Bau der axialen Region ruhiger. Die Tektonik des Atlas ist im ganzen wesentlich einfacher als in den Alpen; großräumige Überschiebungen und Decken sind in jenem unbekannt.

Im einzelnen unterscheidet man drei relativ schmale, langgestreckte Antiklinalen, zwischen denen zwei ausgedehnte Muldenzonen eingebettet sind. Mit der südlichsten, durchschnittlich noch am breitesten Antiklinale fällt die Hauptkette, der M'Goun, zusammen. Es ist eine asymmetrische Falte, mit steilerem Nordflügel und einem axialen Gefälle gegen Osten. Sie besteht im Kern aus dunklen bis schwarzen, kieseligen Brachiopodenkalken des Lotharingien. In diesem sehr widerständigem bis zu 1000 m mächtigem Gestein, liegen der Kamm und die oberen Gebirgsflanken. Derselbe Kalk baut einen Großteil der mittleren Antiklinale auf, welcher der Zug Aori—Ouaougoulzat folgt. Im Osten treten außerdem graublaue, stark dolomitische Kalke kammbildend auf, die dem Domerien angehören. Im Abschnitt des Irhil n'Tafenfent und n'Ikkis, nördl. vom Aori sowie am Igoudamene wird der ansonsten schmale Sattel zu einer breiteren Wölbungszone, mit flachlagernden Schichten, die gegen das Lakhdartal abbiegen bzw. an einem Bruch enden. Die nördlichste Sattelzone setzt den Zug Tizzal—Azourki zusammen. Größtenteils handelt es sich um eine enge Antiklinale, am Azourki um ein Paket nordfallender Schuppen. Die Gesteine sind dieselben wie in den beiden anderen Ketten.

In den beiden Synklinalen herrscht, mit Ausnahme der aufgebogenen Ränder, generell sehr flache, gebietsweise horizontale Lagerung vor. Nur untergeordnet gibt es leichte Wellungen, selten steile Schichtstellungen. Neben den schon von den Antiklinalen bekannten, meist dolomitischen Kalken, zu denen sich noch Rauhwacken, mergelige Kalke und grüne Mergel des unteren Lias gesellen, haben in den Mulden Gesteine des oberen Lias weite Verbreitung. Sie sind im Gegensatz zu den älteren marinen Sedimenten hauptsächlich lagunäre und kontinentale Bildungen. Das ist der Grund für die große Buntheit dieses bis zu 150 m mächtigen Komplexes, der für die Täler des M'Goungebietes so überaus charakteristisch ist. Es sind vorwiegend rote, gelbe, braune, violette und grüne Sandsteine und Tone, harte Konglomerate mit Geröllen aus Basalten und paläozoischen Gesteinen sowie Mergel und Kalke, die mit den anderen Gesteinen wechsellagern. Auf den Westen des Gebietes sind vorjurassische Sedimente beschränkt: schwarze Graptolithenschiefer des oberen Silur sowie Konglomerate,

⁴ Carte Géologique provisoire 1:200.000, Blätter Demnat und Ouaouizarht.

rötliche Sandsteine und Tone der Trias, mit Salz- und Gipslagern. Im untersten Lias treten doleritische Basalte auf, die von einem permotriassischen Vulkanismus stammen.

Die axiale Zone des Kalkatlas im Bereich des M'Goungebietes stellt also ein doppeltes Synklinorium dar, dessen Breitenausdehnung von etwa 20 km im Westen auf rund 30 km im Osten wächst. In der gleichen Richtung senken sich auch die Achsen der Sättel und Mulden, so daß im Westen die ältesten Gesteine zu Tage treten. Die für die Tektonik des Atlas entscheidenden Orogenesen fanden nach dem oberen Eozän statt, schwächere Nachbewegungen wurden noch für das Miozän und das Pliozän nachgewiesen (J. Dresch, 1941).

Über etwa 2700 m⁵ macht sich im M'Gounggebiet die Frostsprengung als sehr maßgeblicher Faktor der Verwitterung und Abtragung bemerkbar. Der ganze Höhenbereich bis gegen 4000 m gehört dem Frostbodengürtel an. Auf Plateaus, Kämmen, in Karen und Hochtälern, überall trifft man auf Zeugen meist intensiven Bodenfließens, das sich in den verschiedensten Formen vollzieht. Sie werden alle mit C. Troll (1944) als Solifluktionsformen bezeichnet. Innerhalb des Frostbodengürtels lassen sich, weniger klar als in anderen Gebirgen, zwei Zonen unterscheiden, die ohne scharfe Grenzen ineinander verzahnt sind: eine untere, mit etwas dichterem, niedrig wachsender Vegetation und daher Formen der gehemmten⁶ bzw. gebundenen (J. Büdel, 1947) Solifluktion. Eine obere, mit schütterem, stellenweise ganz fehlendem Bewuchs: es ist der Bereich der freien Solifluktion, die eigentliche Frostschuttzone (J. Büdel, 1947).

Die Vegetation der unteren Zone besteht fast ausschließlich aus bis zu einigen Dezimetern hohen, dornigen Polsterpflanzen und wenigen krautigen Pflanzen. Unter den erstgenannten hat L. Emburger (1939) über 350 Arten gezählt, von denen die folgenden besonders häufig sind: *Alyssum spinosum*, *Arenaria pungens*, *Erinacea Anthyllis*, *Cytisus Balansae* und *Bupleurum spinosum*. Sie dienen den Hirtennomaden als Feuerungsmittel, *Bupleurum* auch als Kamelfutter. Die Polster sind selbst bei „dichterem“ Bewuchs einen halben bis wenige Meter voneinander entfernt, so daß sie die durch den Frostwechsel verursachte Bodenversetzung, ähnlich wie große Steine, wohl hemmen, aber nicht verhindern können. Sie wirken stauend auf abwärts wandernden Schutt oder Erde bzw. werden umflossen. Zwischen den Kugelbüschen kann sich die Solifluktion jedoch frei entfalten. Nach oben werden die Polster immer seltener — *Alyssum spinosum* erreicht mit etwa 3850 m die größte Höhe — und es kommen nur mehr krautige Pflanzen vor. Unter diesen stellte L. Emburger (1939) 26 Arten fest. Sträucher gibt es im Frostbodengürtel keine; die Landschaft trägt den Charakter einer Kältesteppe. Ein zusammenhängender Mattengürtel fehlt, wie anderen subtropischen Gebirgen, auch dem Atlas. Nur vereinzelt, auf flachgeneigtem „Boden“, mit feinem feuchtem Verwitterungsmaterial, gedeiht eine richtige Rasendecke.

⁵ H. Mensching (1953) gibt gleichfalls 2600—2700 m an.

⁶ Einer Anregung H. Bobeks folgend, verstehen wir unter gebundener Solifluktion lediglich die stark behinderten Bodenbewegungen im Bereich einer geschlossenen Rasendecke. Größtenteils vollzieht sich jedoch das frostbedingte Bodenfließen auf den Kahlstellen zwischen den im Hochatlas vorherrschenden Polsterpflanzen. Es wird durch diese nur punktweise gehemmt: gehemmte Solifluktion.

Am großartigsten ist das Phänomen der frostgebundenen Bodenversetzung hinsichtlich der Mannigfaltigkeit der Formen als auch deren räumlicher Verbreitung in der westl. M'Gounfurche entwickelt. Dort sind auch die Beziehungen, die zwischen dem Bodenfließen bzw. dem Gestein, der Hangneigung und dem Pflanzenkleid bestehen, besonders klar ersichtlich. Überall ist zufolge einer intensiven Frostsprengung der Schuttanfall sehr groß und ein mehrere Dezimeter dicker, meist reichlich mit Feinerdematerial ausgestatteter Boden überzieht die Hänge. Wie man sich bei Grabungen leicht überzeugen kann, wirkt dieser als Feuchtigkeitsspeicher nach der Schneeschmelze oder den sommerlichen Regengüssen. Er saugt sich wie ein Schwamm voll und verhindert das unmittelbare Abfließen des Wassers bzw. dessen rasche Versickerung in Klüften. Die höchsten und innersten Berggruppen werden daher Jahr für Jahr im Sommer von Hirten mit großen Herden aufgesucht. Der Weidegang der insgesamt nach zehntausenden zählenden Schafe und Ziegen ist der Grund für die starke Herabdrückung der Baumgrenze in der M'Gounfurche. Lediglich am Südhang des Aori, an für Mensch und Tier unzugänglichen Stellen, finden sich noch einzelne Bäume bis zu etwa 3100 m. Auf der 300—400 m tiefer gelegenen Sohle des Tessaout sind sie indes bereits völlig verschwunden.

Wo die Solifluktionsbewegungen besonders intensiv vor sich gehen, dort treten die Polsterpflanzen gegenüber den krautigen zurück. Das ist im Bereich der eiszeitlichen Schwemmkegel und Moränen, wie auch der Blockgletscher in den Karen der Fall. Hingegen werden z. B. die viel steileren Zwischenkarscheiden von den sehr zähen Kugelbüschen bis in größere Höhen besetzt gehalten. Der Verlauf der Grenze zwischen den beiden Pflanzengesellschaften ist deshalb in der westl. M'Gounfurche ein sehr unregelmäßiger, vielfach gelappt und unterbrochen (Abb. 1). An gleichmäßig geneigten Hängen, von homogener Zusammensetzung, wird die Höhenlage der Vegetationsgrenze allein vom Klima bestimmt. In klassischer Weise zeigt dies ein aus harten Kalken bestehender Schichtflächenhang am Nordabfall des Ouagoulzat, unmittelbar südl. des Lac d'Izourar (Abb. 12). An diesem endet der Bewuchs mit dornigen Polstern an einer scharfen horizontalen Linie in etwa 3300 m, darüber gibt es bloß krautige Pflanzen (vgl. auch L. Emburger, 1939).

Zufolge der Zerstörung des Waldes hat sich der Gürtel der Polsterpflanzen in der M'Gounfurche nach unten hin stark erweitert. Mit Ausnahme aktiver Schutthalden oder Schwemmkegel sind sie auf jedem Substratum anzutreffen. Wegen Erschöpfung der Nährstoffe im Boden kommt es bei älteren Pflanzen zu Verfallserscheinungen, indem diese in der Mitte, der Stelle dichtesten Wurzelstandes, absterben und so auffällige Polsterkränze entstehen. Sie sind in der Hangrichtung oder quer dazu elliptisch auseinander gezogen und können Durchmesser bis zu 2,8 m erreichen. Das Innere der Kränze ist entweder vollständig kahl oder wird von jüngeren Polstern (oder Ringen) eingenommen. Nach dem Absterben des zentralen Teiles einer Pflanze dürfte auch der Wind durch Auswehung des Feinmaterials an der weiteren Auflösung der Formen beteiligt sein. Man findet die Kränze auch häufig über der Frostbodengrenze. Dort dürften Auffrierungen bei der Entstehung selbst der standfesten, im Fels wurzelnden Exemplare eine zusätzliche Rolle spielen. Der durch Flächenspülung oder Frostwechsel bewegte Schutt staut sich sowohl an der hanghöheren Außenseite als auch an der hangtieferen Innenseite der Kränze. An diesen Stellen reicht er bis an die Oberkante der Vegetationsringe (Abb. 2).

Gleichfalls unter der Frostbodengrenze sind am Nordrand des Lac d'Izourar (rund 2500 m) ein bis mehrere Dezimeter hohe Erdhügelchen ziemlich weit verbreitet, die zumeist mit Polstern besetzt sind. Die Bü l t e n sitzen sandig-tonigen Absätzen des eiszeitlich viel ausgedehnten Sees auf⁷. Zwischen den Hügelchen fehlt das Pflanzenkleid völlig. Der Boden ist sehr steril und von vielen Polstern sind nur mehr Kränze erhalten. In der Hauptsache wird man in den Bü l t e n Erosionsrelikte zu sehen haben. Die kahlen Sande und Tone werden durch das mehr flächenhaft abfließende Wasser nach stärkeren Regengüssen leicht erfaßt und verschwemmt, während die Erdhügelchen durch das Wurzelwerk zusammengehalten und vor Abtragung geschützt werden.

Sehr eindrucksvoll sind prachtvolle R a s e n r o s e t t e n, die ich an einer einzigen Stelle, in einer kleinen Karstschüssel in Rauhwacken (westl. M'Gounfurche), bei etwa 2900 m fand (Abb. 3). Sie besetzen in großer Zahl den ebenen Boden der Hohlform, der aus homogenem Tonmaterial besteht. Oberflächlich wird dieses von Trockenrissen durchzogen, wenige Zentimeter tiefer ist es sehr feucht. Wahrscheinlich ist die Schüssel zeitweilig überschwemmt. Man sieht verschiedene Stadien einer Entwicklungsreihe: geschlossene Rasenpolster, Kränze und Rosetten, mit Durchmessern von wenigen Dezimetern bis zu ein und zwei Metern. Häufig schalten sich in größere Ringe Sekundärformen ein. Für die Entstehung der Rosetten ist sicher wieder die Nährstoffarmut des ausgelaugten Bodens von Bedeutung. Da jedoch bei gleichen edaphischen Voraussetzungen der Pflanze des Lac d'Izourar Rasenkränze fehlen, vermuten wir für die Entstehung der über der Solifluktionsgrenze gelegenen Formen in der westl. M'Gounfurche die Mitwirkung des Frostes. Man darf annehmen, daß das dichtere Wurzelwerk unter einem Rasenpolster die Feuchtigkeit aus dem Untergrund und der Umgebung ansaugt, wodurch es zu einer lokalen Anreicherung der Nässe kommt. In Frostwechselzeiten wird eine stärkere Durcharbeitung des Bodens unter den Polstern und schließlich das Ausfrieren der Pflanzen die Folge sein. Die Periodizität des Vorganges verursacht das ungefähr konzentrische Auseinanderrücken des Kranzes im einheitlichen Ton, das sich in Form der Verkümmern der Pflanzen an der Innenseite und dem Aufkommen junger Gewächse an der Peripherie vollzieht. Sobald die Breite des ringförmigen Rasenbandes eine gewisse Größe unterschreitet, löst sich die Rosette in Teilbögen auf. Außer Frost spielt vielleicht auch häufig wiederkehrende Durchfeuchtung und Austrocknung eine Rolle.

Auf die wenigen Flächen mit zusammenhängender Grasnarbe sind R a s e n a b s c h ä l u n g e n beschränkt (g e b u n d e n e Solifluktion). Die treppen-

⁷ Die ehemals größere Ausdehnung des Lac d'Izourar geht aus der Verbreitung der Seeschichten im Umkreis der heutigen flachen Pflanze hervor. So sind im Norden zwei Ausbuchtungen erkennbar, in deren Bereich sich die genannten Bü l t e n finden. Auf derselben Seite sind in den Einschüttungen, die ein Stück steileres Ufer bekleiden, schmale Strandterrassen mit bescheidenen Kliffs erkennbar. Sie lassen auf einen Spiegelstand 4—5 m und einen nur schwach angedeuteten, etwa 2 m über dem heutigen Seeboden schließen. Zur Zeit der Schneeschmelze wird das Wasser durch einen niedrigen Schwemmkegel im Süden gestaut. Während der Sommermonate verdunstet es und der Boden überzieht sich mit einer mageren Grasnarbe, die den Schafherden als Nahrung dient. Der einst beachtlich höhere Spiegelstand setzt reichlichere Niederschläge voraus, die es im Atlas, wie später gezeigt werden soll, nur während der Kältezeiten gab. Der letzten dieser Pluvialzeiten gehören die geschilderten kleinen Strandterrassen an.

förmige Anordnung meist schmaler, hangparalleler Abrißnischen ist ein Hinweis auf die ruckweise vor sich gehende Bodenversetzung. Die Frostwirkung, nicht allein Erdfließen infolge starker Durchtränkung, ist an der Entstehung der Formen beteiligt, da diese nur oberhalb der Frostbodengrenze vorkommen (Sohle des obersten Tessaoutflusses, auf der Westseite des Sattels südl. des Irhil n'Ikkis). Auf einem Plateau mit sanfter Hangneigung (2700—2800 m, westl. des Tizi n'Tirist, an der Nordflanke des Lakhdartales) ist der Rasen in einzelne Inseln aufgelöst. Diese werden von den Kahlstellen durch Auffrierungen an den Kliffs immer mehr eingengt, noch stärker jedoch durch das in breiten Rinnsalen abfließende Niederschlagswasser zerstört.

Auf Schritt und Tritt begegnet man in der westl. M'Gounfurche und auf dem Plateau des Igoudamene (etwa 3300 m) den Anzeichen der durch das steppenartige Pflanzenkleid gehemmten Solifluktion. Lediglich die Jurasandsteine, -konglomerate und -mergel, die vorwiegend zu groben Blöcken verwittern, erweisen sich für das Bodenfließen als ausgesprochen ungünstig. Hingegen sind die rezenten und eiszeitlichen Schwemmkegel bis zu mehreren Dezimetern mit Schutt und viel Feinerde bedeckt, die während des Sommers zeitweise an der Oberfläche abtrocknet, im Innern aber so feucht bleibt, daß man stellenweise einsinkt. Schuttwülste, unregelmäßige einzelne Feinerdebeete sowie kurze Erd- und Schuttstreifen sind sehr häufige Formen. Auch richtige Frostmusterböden, wie Steinnetze sind nicht selten. Die Größe der letzteren geht über jene der in der Literatur als Miniaturformen bezeichneten nicht hinaus. Im Gegensatz zu ähnlichen Beispielen aus tropischen Gebirgen (C. Troll, 1944) tragen im Atlas die polygonalen Feinerdebeete zwischen dem in seichten Rinnen eingelagerten, kantigen Schutt, einen Rasenbewuchs. Das Vorhandensein einer Vegetationsdecke setzt eine längere Ruhepause in der Wirksamkeit der Gefrornis voraus. Das ist im Atlas, selbst in größeren Höhen, während des Sommers (Juli, August) der Fall.

Da die Vegetation in der Frostbodenzone aus mehr oder weniger weitabständigen Kugelbüschen besteht, gibt es im Atlas keine eigentlichen Rasenwülste oder -girlanden. Wohl aber nehmen über tiefgründigem Gesteinsbrei kleinere Rasenkränze und -sicheln (vornehmlich das seichter wurzelnde Bupleurum) am Bodenfließen teil. Infolge unterschiedlicher Bewegungen des inhomogenen Verwitterungsmaterials oder Stau des Schuttes an festen Vegetationspolstern bzw. größeren Steinen, schieben sich die Rasensicheln ineinander. Diese werden oft bis zu flachen Bögen gestreckt, indem der Schutt die ausdünnenden Enden der Sicheln überwältigt. So entstehen isolierte Rasentreppen, die ihrerseits wieder bremsend auf die Bodenversetzungen wirken. — Zwischen Bodenbewegungen und Vegetation bestehen innige Wechselbeziehungen.

In größeren Höhen nehmen die Abstände zwischen den Polstern immer mehr zu und das Bodenfließen kann sich ziemlich ungehindert entfalten (freie Solifluktion). Ungefähr um 3100 m werden in der M'Gounfurche sowie auf dem Igoudamene und dem Azourki die Streifenböden die nahezu allein herrschende Strukturbodenform (Abb. 5). Ganze Hänge, namentlich in eiszeitlichen Schwemmkegeln, sind zebraartig gestreift, wie sich J. Dresch (1941) ausdrückt, sofern ihre Neigung 30—35° nicht übersteigt. Sie sind jedoch auch auf Moränen, rezentem Schutt und den Kalken der Karhänge sowie, seltener, auf dem rund 4000 m hohen westl. M'Gounkamm vorhanden. Die Formen sind bloß wenige Dezimeter breit und meist sehr flachgründig. Die Steine, die bei plattigem Bruch bis zu doppelter Handtellergröße mitbewegt werden, liegen in seichten

Rinnen des zwischen diesen leicht gewölbten Feinerdematerials. Nur ausnahmsweise erfüllen sie bis zu 30 cm tiefe, taschenförmig in den Erdbrei eingreifende Rillen. In diesen seltenen Fällen könnte vielleicht eine Vorzeichnung der Furchen durch die Regenspülung und deren spätere Erfüllung mit eingewandertem Frostschutt in Betracht gezogen werden (H. Poser, 1931). Wahrscheinlicher ist jedoch ein Zusammenhang zwischen dem Ausmaß der Formen und dem an diesen Stellen stark überwiegendem Grobschutt. Insbesondere kann die Verbreiterung der Rillen nach der Tiefe nicht mit der Arbeit des Wassers, sondern eher mit dem Schurf des von oben eingepreßten Schuttes erklärt werden. Im übrigen zeichnen sich die Streifenböden durch alle jene Merkmale aus, die C. Troll (1944) als maßgebend für ihre Erklärung als reine Solifluktförmungen anführt: so vor allem durch ihre strenge Geradlinigkeit und Parallelität sowie ihr stellenweises Hervorgehen aus Polygonen auf wenig geneigten Hangteilen.

Die weitaus stärkste Intensität erreicht die Frostverwitterung und die Solifluktion im Inneren der Kare der M'Gounkette und des Dj. Ouagoulzat, also durchwegs über 3000 m. Vor allem auf den sog. Blockgletschern mancher Kare findet das periglaziale Phänomen die besten edaphischen Voraussetzungen. Die Blockgletscher sind im M'Goungebiet in der Mehrzahl Schutthüllen eiszeitlicher Gletscher, die nach deren Abschmelzen in den Karen liegen blieben. An ihrer Oberfläche bestehen sie überwiegend aus größerem Schutt, aus dem bis zu mehreren Kubikmetern große Blöcke aufragen. Diese Blöcke unterliegen nun einer außerordentlich kräftigen Frost- und bis zu einem gewissen Grade auch Insolationssprengung. Je nach der Klüftigkeit des Gesteins — es handelt sich ausschließlich um hellere und dunklere Brachiopodenkalke — wandert der freigewordene Schutt als Scherben, Würfel oder Säulchen abwärts und füllt kleine Mulden und Löcher der Oberfläche der Blockgletscher aus (Abb. 6). Nach der Farbe und Textur der Komponenten kann man die Herkunft der maximal 10 m langen und bis zu mehreren Metern breiten Schuttströme genau feststellen, auch wenn der schuttliefernde Block schon völlig aufgearbeitet ist und nicht mehr über die Tagesfläche aufragt. Der bewegte Schutt ist meist ziemlich mächtig — ich habe bis zu einem halben Meter gegraben — und nur wenig von Feinerde durchsetzt, häufig von dieser sogar völlig frei. Auf der leicht gewellten Oberfläche der Blockgletscher machen sich die aus verschiedenen Richtungen aufeinander treffenden Schuttströme den Platz streitig. An den Berührungsstellen, in Hohlformen oder auch vor bogenförmig umflossenen Hindernissen, sind daher plattige Steine hochkantgestellt. Das Aufkommen der Vegetation wird durch die allorts herrschenden Fließbewegungen weitestgehend verhindert. Die Blockgletscher gleichen einer Brandstätte mit angekohlten Stümpfen; sie verleihen den Karen ein stark wüstenhaftes Aussehen. Von der Gewalt der Frostsprengung gewinnt man im Hintergrund eines Kares des Dj. Ouagoulzat (K 3 der morphol. Karte) eine Vorstellung. Dort zerfällt harter Liaskalk in 2—3 m lange, 20—30 cm breite und bis zu 40 cm dicke Säulen, die ohne Mitwirkung von Feinerde, auf einer Schichtfläche kreuz und quer durcheinander geschoben sind. Etwas unterhalb schwimmen nicht viel weniger umfangreiche, übereinander bewegte Platten auf feuchtem Gesteinsbrei. Auf den eiszeitlichen Schwemmkegeln der M'Gounfurche wurden Schichten von Brekzien von einem Meter Durchmesser durch den Frost abgehoben und nach abwärts gerückt.

Auf ebenen Stellen der Blockgletscher kommen ringförmige Steinpäckungen vor, die sich meist noch im Rahmen der Miniaturformen halten,

gelegentlich aber mit Durchmessern bis zu einem Meter über diese hinausgehen. An der Oberfläche von Steinringen tritt gewöhnlich keine Feinerde auf, wohl aber in geringer Tiefe (Abb. 7). Die vielfach zu beobachtende Hochkantstellung des Schuttes setzt sich mehrere Dezimeter in den Boden hinein fort, bis zu einem großen Stein, um den sich die übrigen scharen. Schließlich gibt es auch ringförmige Steinpressungen, die ganz ohne Mitwirkung von feinerem Material entstanden und gleichfalls einen beträchtlichen Tiefgang besitzen.

Für die Mehrzahl der Formen der gebundenen, gehemmtten und freien Solifluktion dürfte im Atlas, wie in anderen Gebirgen der gemäßigten Breiten, der Subtropen und der Tropen, die Kammeisbildung von großer Bedeutung sein. Unter Kamm- oder Bürsteneis versteht man bekanntlich die Anreicherung senkrecht stehender Eisnadeln einige Zentimeter unter der Erdoberfläche, die zu Auffrierungen und Aufpressungen führen. Die morphologische Wirksamkeit dieser Art von Bodenfrost wurde besonders von C. Troll (1944) betont. Durch die Bildung der Eissäulchen kommt es zur Hebung von Erd- und Gesteinspartikelchen, die an Hängen beim Schmelzen nicht mehr an die gleiche Stelle zurücksinken. Die Folge ist eine Verlagerung vor allem des gröberen Materials von der Mitte der vom Frost aufgewölbten Feinerdeflecken oder -streifen nach deren Ränder. Die Sortierung wird durch den Frostschiebung gefördert, durch den die Steine aus den erdigen Feldern ausgepreßt werden. So können Steinnetze und Streifen entstehen. Auch die Rasenabschälungen führt man auf Kammeisbildung zurück. Besonders gefährdet sind deren Kliffs, die vom Frost und Wind unterhöhlt werden, während auf den Abrißflächen infolge der Durcharbeitung des Bodens durch periodische Gefrornis eine Wiederbegrünung verhindert wird. Mit Ausnahme der Blockgletscher sind im gesamten Frostbodengürtel des Atlas die Voraussetzungen für die Kammeisbildung gegeben: eine mehrere Dezimeter dicke, von Kapillaren durchzogene Feinerdeschicht, in der es zum Ansaugen der in genügendem Ausmaße vorhandenen Bodenfeuchtigkeit aus tieferen Schichten in die Nähe der Oberfläche kommen kann. Ich selbst konnte auf dem Igoudamene, in den frühen Morgenstunden eines Septembertages, bürstenförmige, mehrere Zentimeter lange Eisnadeln beobachten. Sie lagen im Bereich des krümeligen Feinerdematerials der auf dem Plateau vorherrschenden Streifenstrukturen.

Die Schuttströme und die meisten Steinringe auf den Blockgletschern können jedoch mit Kammeisbildung nicht erklärt werden. Sie sind viel tiefergründiger als die anderen Strukturbodenformen, meist fehlt ihnen auch die für die Bildung der Eisbürsten notwendige Feinerde. Schuttströme und Steinringe nehmen nach ihren vertikalen und horizontalen Ausmaßen unter den Solifluktionsformen des M'Gounggebietes eine Sonderstellung ein.

C. Troll (1944, 1947) hat in mehreren Arbeiten den grundsätzlichen Unterschied zwischen jahreszeitlichem und tageszeitlichem Frostwechselklima und die verschiedenen Auswirkungen der beiden Arten auf die Bodenversetzungen klar herausgestellt. Dem ersteren entspricht der polare Typ der Gefügeböden, mit dauernder oder während eines Großteils des Jahres vorhandener Gefrornis, dem letzteren der tropische Typ, mit kurzen, häufigen bis allnächtlichen Frösten. Im Atlas setzen die meisten Strukturbodenformen, wie zu erwarten, ein tageszeitliches Frostwechselklima voraus. Dieses ist wegen der Schneelage im Winter und der hohen Temperaturen im Sommer in den inneren Gebirgstteilen auf die Übergangsjahreszeiten beschränkt. Die für den tropischen Typ kennzeichnenden Merkmale sind vorhanden: außerordentliche Regelmäßigkeit

der Solifluktsformen, Seichtgründigkeit (schwebende Formen), kleine Dimensionen und reichliches Feinerdematerial. Im Sommer sind die Frostmuster erstarrt.

In höheren Lagen, auf den Blockgletschern, gehören die tiefgründigeren und größeren Formen dem polaren Typ an. Bei den meisten Steinringen und Schuttströmen vollzieht sich die Bewegung ohne Mitwirkung von Feinerde, also durch Gefrieren und Auftauen des Feuchtigkeitsgespinnstes in den Zwischenräumen der Schuttkomponenten. Die Ursache für die Existenz von polaren neben tropischen Solifluktsformen muß im Atlas, ebenso wie in den Alpen, in der nach der Höhe unterschiedlichen Dauer der Schneebedeckung gesucht werden. In den tieferen Lagen des Frostbodengürtels schmilzt der Schnee eher weg und kommt später als in den oberen Gebirgsteilen. Wenn in den Karen der Schnee endgültig erst im Mai schwindet, ist die Jahreszeit schon so weit fortgeschritten, daß es dann im allgemeinen nachts nicht mehr zu einer Abkühlung unter Null Grad kommt. Der Boden bleibt also unter der Schneedecke ungefähr ein halbes Jahr ununterbrochen und tiefer gefroren. Die häufigen Frostwechsel im Frühjahr und Herbst kommen nicht mehr zur vollen Auswirkung und neben einem tageszeitlichen gibt es auch einen jahreszeitlichen Rhythmus. Dabei fällt stark ins Gewicht, daß auf den Blockgletschern die edaphischen Voraussetzungen für ein intensives Bodenfließen sehr günstig sind. Nirgends sonst gibt es so mächtige Anhäufungen von Schutt, wobei für die Entstehung der Steinströme der Nachschub an Lockermassen von den kräftig verwitternden Blöcken ausschlaggebend ist.

Auf dem M'Gounkamm, um 4000 m, trifft man allerdings nur sehr selten auf Streifenböden. Der Gipfel selbst, ein kurzer, N—S streichender, dem Kamm aufgesetzter Rücken (4070 m), zeigt überhaupt keine Anzeichen von Bodenfließen, obwohl es an Schutt nicht mangelt und die Neigung der Flächen auf dem First 35° nicht überschreitet. Es scheint, daß bei ungefähr 4000 m die obere Grenze der Strukturböden erreicht ist. Darüber reicht die Anzahl der Frostwechseltage zur Entwicklung tropischer Typen nicht mehr aus, während der jahreszeitliche Rhythmus im Atlas ohnehin nicht stark ausgeprägt ist.

Die Frostsprengung und die Bodenversetzung sind im periglazialen Bereich des M'Goungebietes die kräftigsten Arten der flächenhaft wirkenden Denudation. Sie wirkt ausgleichend und einebnend auf Moränen, eiszeitlichen Schwemmkegeln und Terrassen, deren typische Formen durch Abrundung ihrer Kanten verloren gehen (Abb. 4). Die frostgebundenen Bodenbewegungen sind auch maßgeblich beteiligt an der Auffüllung von Karen, Hangmulden und Tälern, namentlich in der westl. M'Gounfurche.

Gegenüber der Solifluktion treten im Frostbodengürtel andere Vorgänge der flächenhaften Abtragung zurück. Die Windwirkung, vor allem die starken Stürme in großen Höhen, spielen infolge der allgemein schütterten Vegetation wohl eine gewisse Rolle; doch gibt es nur wenige Windschliffformen, hingegen keine Ablagerungen äolischer Massen. Lediglich die Polierung steiler Schichtbänke auf den Zwischenkarscheiden der M'Gounantiklinale sowie spiegelglatte Flächen auf dem Schichtkamm des Azourki deuten auf Windkorrosion hin. Alles feinere Material wird ausgeweht, das von den Schichtköpfen abbröckelnde gröbere sammelt sich in ausgedehnten Schutthalden an.

Eine relativ geringe Wirksamkeit kommt auch der flächenhaften Hangabspülung zu. Sie entfaltet sich nur bei stärkeren Güssen, bei welchen allerdings auch gröberes Material verfrachtet wird (locker verstreuter,

kantiger Schutt am Fuße flacher Hänge). Sonst fließt das Regenwasser, das zu einem erheblichen Teil vom Verwitterungsschutt des Frostbodengürtels festgehalten wird, hauptsächlich durch die von den Streifenböden vorgezeichneten Rinnen ab.

Sehr auffällig sind auf der ganzen Nordabdachung des Atlas ungefähr gleichabständige, geradlinige Felsrinnen, die meist nur einige Dezimeter, gelegentlich 2—3 m tief sind. Am unteren Ende dieser Runsen schließen kleine Schwemmkegel an. Die Rinnen gleichen ganz jenen, die J. Büdel (1947) von Spitzbergen beschreibt. Sie halten meist nur die steileren Hänge besetzt, im Frostbodengürtel von über 35° Neigung, auf welchen sich Strukturformen nicht mehr entwickeln können. In der westl. M'Gounfurche sind sie auf die Dreiecksflächen der Zwischenkarscheiden sowie auf Trichter- und Karhänge beschränkt. Südl. des Lac d'Izourar treten sie an dem bereits erwähnten Hang des Dj. Ouaougoulzat weniger regelmäßig und stellenweise ineinandermündend auf (Abb. 12). Die Böschung bleibt dort unter 35°. Strukturböden sind dort jedoch wegen der Widerständigkeit des harten Schichtflächenhanges nur spärlich entwickelt. Allgemein bevorzugen die Runsen glatte Hänge mit geringer Schuttauflage, die entweder die Schichtköpfe schneiden oder den Schichtflächen folgen. Da die Runsen gleich tief sind, so daß keine über die anderen ein Übergewicht erlangt, wird der Hang parallel zu sich selbst zurückverlegt und die Großform bleibt erhalten. Dieser Vorgang der Hangabtragung wird als flächenhafte, freie Runsen-spülung bezeichnet (J. Büdel, 1947).

Linienhafte Hangzerschneidung spielt im Frostbodengürtel keine bedeutende Rolle. Mit Ausnahme von K 4 am Dj. Ouaougoulzat, dessen rechter Seitenhang von einem scharf eingerissenen Graben gekerbt wird, werden die Karumrahmungen durch Frostverwitterung, Bodenfließen und Runsen-spülung flächenhaft abgetragen. Die Mehrzahl der Kare ist abflußlos, oder schwache Gerinne versiegen im Schutt. Wo Bäche vorhanden sind, wurden namentlich die Ausgänge der Hohlformen stärker umgestaltet. K 12 in der M'Gounkette ist bereits zum Großteil in eine Schlucht verwandelt und in viele Trichter und Quellmulden greifen Klammern und enge Kerben ein, die vom Cañon des Tessaout bzw. dem tiefeingeschnittenen Tal des M'Gounflusses ihren Ausgang nehmen. Auch die jüngsten eiszeitlichen Schwemmkegel in der westl. M'Gounfurche sind zerschnitten. Hingegen werden dort die höheren Riedelflächen von der gegenwärtigen Erosion nicht angegriffen. Es fehlt ihnen jene starke Gliederung durch Gräben, wie sie beispielsweise den Felsterrassen des Lakhdartales unterhalb der Frostbodengrenze eigen ist. Die Erosionsvorgänge drängen sich im inneren M'Goungebiet, wie auch sonst im Atlas, auf die Zeiten der Schneeschmelze und der sommerlichen Unwetter zusammen. Dann wird allerdings sehr beträchtliche Tiefen- und Transportarbeit geleistet, wie die Ablagerungen größten Wildbachschuttes an der Ausmündung selbst kleiner Seitenbäche bezeugen.

Unterhalb der Frostbodengrenze (etwa 2700 m) bleibt die flächenhafte Abtragung zufolge des Ausfalls der Solifluktionsbewegungen hinter den anderen Vorgängen zurück. Insolationsschutt tritt zwar an den Hängen überall auf und es fehlt auch nicht an Anzeichen eines örtlich kräftigen Wanderns wasserdurchtränkten Materials, vor allem in Tonen, aber der Verwitterungsschutt erreicht doch nirgends eine solche Mächtigkeit wie im Frostbodengürtel. Von „in Schutt ertrinkenden Erhebungen“ kann im Atlas keine Rede sein. Die Temperaturkontraste sind nicht so groß wie in den umliegenden Ebenen und die Niederschläge reichen aus, um einen großen Teil des anfallenden Materials

in die Täler abzuführen. Damit soll nicht geleugnet werden, daß in den Tälern selbst, z. T. auch als Folge der Verzweigung des Wassers in zahlreiche Bewässerungskanäle, eine Erhöhung der Schuttsohlen stattfindet.

Zunächst ist festzuhalten, daß unter dem Frostbodengürtel die R un s e n s p ü l u n g stärker in Erscheinung tritt. Abstand, Streckung und Tiefe der Rinnen ist je nach Gestein und Hangneigung verschieden. Sie erfahren nach unten nur eine unwesentliche Verbreiterung. Am Nordabfall des Igoudamene und seiner Fortsetzung gegen Osten, dem Dj. Tiferdine, beide über 3000 m hoch, sind die Rinnen viele hundert Meter lang. Sie sind auch am nördl. und südl. Gebirgsrand des Atlas, unter 1000 m, vorhanden, sind also nicht an klimatische Höhenzonen gebunden. Außerordentlich reich an Rinsen sind die Hänge in Jura-sandsteinen, -tonen und -mergeln im Lakhdartal. Sie sind oft bloß einige zehn Meter lang und enden, an Hangspornen auseinander laufend, an der Sohle von Erosionsgräben (Abb. 14).

Für die Herausarbeitung der Kleinformen sind die mechanische Verwitterung und die Flächenspülung von größerer Bedeutung. Derart entstehen die unzähligen Denudationsleisten und -terrassen, an denen man infolge des mangelhaften Pflanzenkleides den Schichtbau wie an einem Blockdiagramm ablesen kann (Abb. 14).

Die Intensität der linienhaften Hangzerschneidung, die in ihrer Wirksamkeit die Rinnen- und Flächenspülung überragt, ist nach dem Gestein verschieden. In den jurassischen und permotriassischen Tonen sowie den Kontaktzonen der Basalte werden die Hänge durch R a c h e l n in geradezu merkbarem Tempo zerstört. Die Gräben und die stark zugespitzten Rippen dieser Badlands sind außerordentlich steil und vegetationsfeindlich. Solche Formen sind im M'Goungebiet infolge der weiten Verbreitung der weichen Schichten ziemlich häufig. Die mir bekannten größtartigsten Beispiele sind an der Mündung eines Seitentales in den Refelafluß bei Bugal und im großen Kessel des Arousbaches gelegen. Dessen linke Seitenbäche untergraben hier in gipsreichen, roten Tonen mit ihren feinen Verästelungen den Taltorso des obersten Tessaout und dringen immer weiter gegen Westen vor. An der gleichen Stelle, in kalkig-mergeligen Rauhwacken, die dem Kalkhang des Aori angelagert sind, viel prächtiger und zahlreicher jedoch in hellen Tonen und mergeligen Rauhwacken im Engtal des M'Gounflusses, sind hohe F e l s p y r a m i d e n entwickelt (Abb. 16). Sie ähneln sehr den bekannten Erdpyramiden im Moränengebiet bei Bozen, sind allerdings weniger regelmäßig und tragen niemals Decksteine. Sie sind von derselben Größenordnung wie die Racheln und sind auch aus solchen hervorgegangen, indem die durch Hauptinnen herausgeschnittenen Grate durch weitere steile Seitenrinnen in Kegel, Pyramiden und Säulen zerlegt werden. Es sind ganz jugendliche Gebilde, die erst in der Nacheiszeit entstanden und zum Teil bereits wieder verstimmt sind. In den ausgedehnten Sandsteinen, Mergeln und bunten Konglomeraten (Jura) der östl. M'Gounfurche und des Lakhdartales herrscht intensive Zerschneidung durch kurze, unvermittelt an den Firsten einsetzende Gräben (Abb. 11). Die größeren unter ihnen sind keine reinen Jetztzeitformen, sondern gehen in das Eiszeitalter zurück. Sie werden aber in der Gegenwart durch zeitweise, dann sehr heftig tätige Wildbäche weitergebildet. Die im Vergleich zu den Alpen viel intensivere Hangzerschneidung unterhalb der Frostbodengrenze im Atlas durch Racheln (ähnlich den Calanchi im Apennin) und tiefe Gräben ist eine Folge der auf kurze Zeitabschnitte zusammengedrückten Erosionsleistung der Gerinne und daher klimabedingt.

Die Längstäler des M'Goungebietes und deren größere Nebentäler werden durch eine nicht unbedeutende Seitenerosion erweitert (Abb. 10, 11). Sie ist erkennbar an der Unterschneidung von Schwemmkegeln und der Talhänge an den Torrentenbetten. Die alljährlich wiederkehrenden Hochwässer vernichten stets aufs neue die von den Berbern notdürftig aufgeführten Schutzmauern und die Kulturen. Fast immer schließen die Talsohlen mit den Hängen einen deutlichen Winkel ein; im Querschnitt sind die Täler daher kastenförmig. Die Seitenbäche schieben in die Haupttäler ausgedehnte junge Schwemmkegel vor. Normalerweise versiegen die größeren Bäche auch im Sommer nicht, da sie in Trockenzeiten von der im Frostschutt zurückgehaltenen Feuchtigkeit und durch Karstquellen genährt werden.

Die fluviale Tiefenarbeit hat im Atlas während des Spät- und Postglazials im allgemeinen keine höheren Beträge erreicht als in den Ostalpen. Man kann sie an Hand der Mächtigkeit ausgeräumter letzteiszeitlicher Verschüttungen schätzen. In der Schlucht des Lakhdar unterhalb Tiourza beträgt sie 60—70 m. Zu ähnlichen Beträgen kommt man am nördl. Gebirgsrand, in hier verkitteten Lockermassen. Über das Ausmaß des Tiefenschurfes im Fels läßt sich wenig sagen. Er dürfte jedoch z. B. in den harten Kalken der großen Arousklamm nur wenige zehn Meter betragen haben.

Formen vorwiegend chemischer Erosion sind im Kalkatlas relativ selten. Die Ursache für die geringe Verkarstung ist die Unreinheit der Kalke, die meist stark tonhaltig sind. Eine richtige Karstlandschaft traf ich lediglich auf kalkigen Rauhwacken im Südwestteil der westl. M'Gounfurche, etwa in 2800—2900 m, also im Bereich des Frostbodengürtels an. Dort gibt es zahlreiche flächenhaft tiefergelegte Karstschüsseln von wenigen Metern bis zu 20 m Durchmesser und einigen Metern Tiefe. Trichterformen fehlen jedoch vollkommen. Der ebene oder flachgeneigte Boden der Uvalas besteht aus tonigem Material, über welchem manchmal Karstquellen austreten. In einigen Fällen ist auch ein Schluckloch sichtbar, zu dem sich der Boden der Schüssel neigt. Einen vereinzelt, unter Grobschutt kaum erkennbaren Karstschlot fand ich auf dem Plateau des Igoudamene, eine große Karstschüssel mit niedrigen Wänden, in reinen weißen Kalken, südl. der Stufe von Tiourza, bei etwa 2500 m, kleinere Formen auf der Stufe selbst, in dolomitischen Kalken, bei etwa 1900 m. Auch die Karstschüsseln sind an keine klimatische Höhenzone gebunden, ebenso läßt sich kein Zusammenhang mit einer Waldbedeckung erweisen. Sie sind soz. azonal. An Kleinformen findet man in den Rauhwacken sehr häufig Wabenstrukturen auf stark zerfressenen und löcherigen Kalkbrocken, frei oder noch mit dem übrigen Gesteinsverband zusammenhängend. Am Rücken nördl. des französischen Postens im Lakhdartal zerfallen flachlagernde Schichtplatten von Kalken des Domerien durch die chemische Erosion in grobe Quadern. Die Erweiterung der mit rötlichem Erdreich erfüllten Klüfte erfolgt unter Mitwirkung humöser Säuren. Auch hier gibt es Wabenstrukturen und unweit dieser Stelle feine Rillenkarran an Schichtköpfen, wie wir sie aus den Alpen kennen.

Sehr folgens schwer war für die Formengestaltung des M'Goungebietes die pleistozäne Klimaverschlechterung oder besser Klimaveränderung, jene Periode, die wir als Eiszeitalter zu bezeichnen gewohnt sind. Für dieses (dessen Kältezeiten) muß man annehmen, daß sich über Nordafrika während des ganzen Jahres zyklonales Wettergeschehen, infolge der planetarischen Verschiebung der Klima-

gürtel, abspielte. Das würde bedeuten, daß die saharischen Einflüsse in Südmorokko schwächer als heute waren. Auch J. Büdel spricht im Bericht über seine Afrikareise 1950/51, von der Einengung der Wüste von der Nord- und Südseite her. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß es im Atlas während der Eiszeiten nicht nur kälter, sondern, im Gegensatz zu den damaligen Verhältnissen in Mitteleuropa, auch feuchter war.

Auf die Vorgänge während des Eiszeitalters (Pluvial- und Kältezeiten) geht ein Großteil der Vorzeitformen zurück. Die Tatsache der eiszeitlichen Vergletscherung des M'Goungebietes ist seit einer kurzen Notiz von J. Dresch (1949) bekannt. Er stellte zwei Vergletscherungszentren, eines in der M'Gounkette, ein anderes am Dj. Ouagoulzat fest. Beide Gebirgszüge waren bloß nordseitig vergletschert. In ersterem zählte er 5, in letzterem 3 Kare. Tatsächlich ist deren Zahl jedoch viel größer. In der M'Gounkette sind 16 Hohlformen stärker vom Eise umgestaltet worden, 7 andere weisen nur schwache glaziale Spuren auf (in der morphologischen Karte mit K und T bezeichnet). Ein Teil der präglazialen Formen war nicht groß und tief genug, um bedeutenderen Eiskörpern Raum zu bieten. In anderen Fällen ist bereits eine Rückwandlung in fluviale Trichter erfolgt bzw. beide Umstände treffen zusammen. Die schönsten Kare gruppieren sich symmetrisch beiderseits des Arousursprunges (K 10), im Bereich der größten Kammhöhen der M'Gounkette (Abb. 1). Sie sind aus verhältnismäßig flachen, präglazialen Talenden hervorgegangen. In allen ist ein breiter Boden vorhanden, der über steilerem Gehänge endet. Obwohl in harten Kalken gelegen, fehlen den Kare geschlossene, höhere Wandfluchten. Die Seiten- und Rückhänge werden bloß von niedrigen Wandeln unterbrochen, die sich in ihrem Verlauf an die antiklinal verbogenen Schichten halten. An den Ausgängen der Kare biegen beide steil nach Norden ab, im Hintergrunde sind sie flach geneigt oder verlaufen horizontal, je nachdem wie tief ein Kar in die Gebirgsflanke eingreift. Manche dieser Wände gleichen riesigen Treppen in Schichtbänken, die wie ein Stoß nach oben immer kleiner werdender Teller übereinander liegen (K 13 und K 14). Ähnliche Formen trifft man in den Nördl. Kalkalpen an (Gesäuseberge, Warscheneck usw.). Dort werden sie vom Volksmund als „Tellersäcke“ bezeichnet (K. Wiche, 1951). In den Zwischenkarscheiden sind die Karhänge zur Verschneidung gelangt und ihre Firste werden von Steilstufen in den Schichtköpfen oder von Pyramiden gekrönt (Karlinge). Die Karhänge sind meist einheitlich geböscht und allein K 13 und K 14 sind mit einer Karwandkante und einer Dachfläche ausgestattet. Gewöhnlich sind die Schattenhänge (Westhänge) steiler als die Osthänge. Die Spuren eines glazialen Tiefenschurfes sind sehr spärlich. Es gibt keine Rückläufigkeit im Fels, keine Gletscherschliffe und nur wenige Schliffbuckel. Eine bemerkenswerte Erosionsleistung war von den nur wenige Kilometer langen, gänzlich im Schutt erstickenden Gletschern auch nicht zu erwarten. Die Verbreiterung der Vorformen durch Rückverlegung der Seiten- und Rückhänge war vorwiegend die Folge starker Frostsprengung über der Schwarz-Weißgrenze. Diesbezüglich macht auch das Arouskar, das größte des mittleren Hohen Atlas, keine Ausnahme. Es ist wohl bedeutend tiefer als alle übrigen Kare, doch muß bei dieser Form mit stärkerer fluvialer Vertiefung während der Interglazialzeiten gerechnet werden.

Westl. und östl. des zentralen und höchsten Teiles der M'Gounkette ändert sich das Aussehen der Kare. K 6 und K 8 besitzen einen im Verhältnis zu ihrer Größe breiten, aber sehr steilen Boden. Noch sinnfälliger ist die Wandlung weiter im Osten. Hier versteilt sich die Nordflanke der M'Gounantiklinale und mit ihr

auch die Abschüssigkeit des Gebirgsabfalles zum Tal des M'Gounflusses. Dieser folgt bis zu seiner Umbiegung nach Norden im allgemeinen der Grenze zwischen den Kalken der M'Gounkette und der Sandsteinfüllung des Tales, die mit flacher Lagerung die Synklinale bis zum Igoudamene zusammensetzt. Infolge seiner größeren Wassermenge ist der M'Gounfluß auch stärker eingeschnitten als der Tessaout, in dessen Tal die Reliefenergie bedeutend geringer ist. Demgemäß war die östl. M'Gounkette schon vor dem Eiszeitalter vorwiegend von kurzen, aber steilen Gräben und Schluchten gegliedert. Durch die Vergletscherung wurden diese zu Nischen mit abschüssigen Böden und felsiger Umrahmung umgestaltet (K 16, 17, 21 und K 22). Aus manchen dieser Formen wurden umfangreiche Schichtplatten ausgebrochen und riesige Sturzkegel ergossen sich in das M'Gountal.

Am Dj. Ouaougoulzat konnten fünf Kare festgestellt werden. K 1 und K 2 sind mäßig breite Breschen im Schichthang des Hauptkammes (3770 m) (Abb. 12). Sie sind aus kurzen steilen Gräben hervorgegangen, die auf die Sohle eines NE—SW verlaufenden Hochtales ausmünden und in dem sich die vereinigten Eiszungen abwärts bewegten. Die Gletscher von K 3, 4 und K 5 entstanden gleichfalls im Schutze des Ouaougoulzat-Schichtkammes sowie im Schutze der Hänge tief eingesenkter Abdachungstäler, die mit 150—200 m hohen Stufen über dem Tal des Lac d'Izourar enden. Nur der Gletscher von K 4 erreichte, wie Moränen auf der Stufenoberkante schließen lassen, eine Länge von etwa 3,5 km. Sonst blieben die Gletscher auf die oberen Enden der Kare beschränkt. Diese wurden durch das Eis verbreitert und verflacht, die Rück- und Seitenhänge versteilt. Am Boden von K 3 und K 5 sind schön gerundete Schliffbuckel, in den Rückwänden der beiden Formen kleine Teilkare vorhanden. — Im ganzen ist der Anteil glazialer Felsformen am Landschaftsbild des M'Goungebietes ein geringer. Diesbezüglich könnte man den Mittelabschnitt des Hohen Atlas z. B. nur mit den niedrigeren Teilen der Niederen Tauern in den Ostalpen vergleichen.

Weitere Zeugen für die eiszeitliche Vergletscherung sind die schon mehrfach erwähnten Blockgletscher. J. Dresch (1941) beschreibt sie auch aus der Toubkalgruppe des westl. Hohen Atlas⁹. Sie sind der Beweis für die intensive Frostsprengung während der Kältezeiten in den Karen. Kältezeitliche Blockströme in nicht vergletscherten Hohlformen wurden im M'Goungebiet keine beobachtet. Die Eisströme wurden völlig vom Schutt eingehüllt und von diesem vor raschem Abschmelzen geschützt. In K 8 und K 9 zeigen die Blockgletscher noch getreu die konvexe Wölbung der einstigen Eisströme (Abb. 8). Die Mächtigkeit der Schutthüllen ist schwer abzuschätzen, dürfte jedoch stellenweise 10 m überschreiten. Wo die Neigung des Bodens am Karausgang gering ist, geben die vorderen Teile der Blockgletscher die ungefähre Lage der ehemaligen Eisstirn an (K 8 und K 9). Wo jedoch eine Karschwelle fehlt, wie in den Hochtälern des Dj. Ouaougoulzat, wälzte sich der vom Schmelzwasser durchtränkte Gesteinsbrei hangabwärts. Hierbei dürften tiefreichender winterlicher Bodenfrost und sommerliches Auftauen die Eigenbewegungen des Schuttes verstärkt haben, wie dies J. Dresch (1941) auch für die Blockgletscher des Toubkalmassivs annimmt. Diese gewaltigen Solifluktionsströme waren im M'Goungebiet an die Vorfelder der Gletscher gebunden und sind in der Nacheiszeit bis auf das oberflächennahe Bodenfließen zum Stillstand gekommen. Stärkere Umlagerungen

⁹ H. Mensching (1953) hat die Beobachtungen von J. Dresch bestätigt und andere, außerhalb des M'Goungebietes, neu beigebracht.

durch jüngere Zerschneidung erfuhr der Blockstrom in K 3 (Ouaougoulzat). An seinem Fuße breitet sich ein Schwemmkegel aus, der den Lac d'Izourar staut. Ungeklärt bleibt noch die Frage, warum in der M'Gounkette bloß zwei Kare von Blockgletschern erfüllt sind, obwohl offensichtlich auch in manchen anderen dieselben Bedingungen für die Entstehung und Erhaltung eiszeitlicher Schuttmassen gegeben waren.

Von den Blockgletschern, von welchen einige infolge ihrer einstigen Eigenbewegungen größere Eisströme vortäuschen als tatsächlich vorhanden waren, sind echte Moränen oft nur schwer zu trennen. Am besten gelingt dies in der westl. M'Gounfurche, unterhalb von K 8 und K 9 (Abb. 1). Hier schließen bei günstiger Beleuchtung gut erkennbare Wallstücke zu einem weiten, hangabwärts ausgezogenen Moränenkranz zusammen. Dieser bildet die Umrisse einer Gletscherzunge ab, die aus der Vereinigung der Eisströme aus beiden Karen hervorgegangen ist und deshalb weiter in die M'Gounfurche vorstieß, als die Gletscher aus anderen Karen. Die verwaschenen Wälle sind aus lockerem, ungeschichtetem Material, mit reichlichem Grobschutt, zusammengesetzt. Innerhalb des Moränenkranzes ist die seichte und gewundene Furche eines Gletschergerinnes zu sehen, die sich bis an den Fuß des Blockgletschers von K 8 zurück verfolgen läßt. Der Bach durchbrach den Moränenkranz an seiner Stirnseite und schüttete vor diesem einen ausgedehnten, niedrigen Schwemmkegel auf. Etwas höher am Hang, schließt an den westl. Seitenteil der Moräne ein höherer Übergangskegel mit einem kurzen Terrassenstück an, das durch einen 10—15 m hohen Steilabfall vom tieferen Schwemmkegel getrennt ist. Beide Aufschüttungen bestehen aus kantigem, jedoch durchschnittlich feinerem Material als die Moräne. Der höhere Schwemmkegel ist oberflächlich verkittet.

Demnach sind an dieser Stelle der westl. M'Gounfurche Teile zweier glazialer Serien vorhanden, die zwei Gletscherständen entsprechen. Der ältere, dem der Moränenkranz angehört, endete bei etwa 3000 m. Diesem ordnet sich ein kurzes Wallstück zu, das rechts der Mündung von K 9, an der dreieckigen Fläche der Zwischenkarscheide ansetzt, höher als das Ende des dortigen Blockgletschers liegt und von diesem durch eine Furche getrennt ist. Der jüngere Stand wird durch die auf flachem Untergrund ruhenden Enden der Blockströme von K 8 und K 9 gekennzeichnet. Die Eisstirnen lagen hier bei ca. 3200 bzw. 3300 m. Das geringere Alter der Blockströme in K 8 und K 9 gegenüber dem großen Moränenkranz, wird zusätzlich noch durch die ungleiche Größe der oberflächlichen Schuttkomponenten der beiden Ablagerungen belegt. In den ersteren sind noch zahllose grobe Klötze vorhanden, die der anfangs beschriebenen intensiven Frostverwitterung unterliegen. Im Bereich des Moränenkranzes sind diese schon völlig aufgearbeitet worden.

Auch sonst finden sich in der M'Gounkette noch an einigen Stellen sicher als Moränen bestimmbare Ablagerungen, die sich dem älteren, maximalen Stand einfügen lassen. So lagern in etwa 3200 m gut erkennbare Moränenwälle unmittelbar vor dem Ausgang von K 7. Ein schöner, weitausholender Wall schließt das Vorfeld von K 4 ab; er umschließt, in mehrere Äste gespalten, ein halbkreisförmiges Zungenbecken, das von etwa 3200 bis unter 3100 m reicht. Eine schmale, langgestreckte Ufermoräne ist dem linken Talhang des Baches unterhalb von K 11 angelagert, nach dessen Einschnenken in das nordöstl. Gesteinsstreichen. Die Ablagerung enthält Brocken einer älteren Brekzie, die hoch über der Moräne, dem linken Talhang in größerer Ausdehnung auflagert. Der Moränenwall, der durch eine seichte Kerbe vom Hang getrennt ist, endigt mit zwei kurzen Fortsätzen bei

etwa 2900 m. Die tiefe Lage der Moräne erklärt sich aus dem Schutz, den die schmale Gletscherzunge durch die steilen Hänge des Grabens genoß. Weitere Moränenwälle trifft man vor K 14 und K 15 an.

Im Hochtal des Dj. Ouagoulzat, mit K 1 und K 2, sperren mehrere talaus fingerförmig verzweigte Wälle ein kurzes Seitental ab, indem sich zeitweilig eine Lacke hält (ca. 2900 m). In K 3 umschließen Stirn- und Ufermoränen ein kleines Zungenbecken bei etwa 2800 m. Eine flache Rückläufigkeit führt auf ein „Bödele“, auf dem ein Schafkral mit einer winzigen Hirtenbehausung steht. Aus dem K 4 reichte, wie erwähnt, ein orographisch stark begünstigter Gletscher bis auf die Talstufe vor und endete bei etwa 2700 m. Ufer- und eine gekerbte Stirn- moräne geben die Lage des einstigen Gletscherendes an. Zwei Moränenbögen queren K 5 bei ca. 2900 bzw. ca. 3000 m. Der obere ist besonders schön ausgeprägt und besteht aus groben Blöcken. Von ihm steigt man kareinwärts auf den Boden einer kleinen Lacke ab.

Bei Anwendung der Höfer'schen Methode gelangt man in der M'Gounkette für den älteren Gletscherstand zu einer Schneegrenzhöhe von etwa 3600 m, für den der Hauptkette im Norden vorgelagerten, niedrigeren Dj. Ouagoulzat von 3300—3400 m. Die Schneegrenze des jüngeren Stadiums lag in der M'Gounkette bei etwa 3800 m. Außer diesen beiden Ständen zeichnet sich im Innersten mancher Kare (K 7, K 11) noch ein jüngster, undeutlicher Gletscherhalt ab. Alle diese Stände halte ich für Zeugen der letzten Vergletscherung bzw. deren Rückzugsstadien. Darüber hinaus kann im M'Goungebiet jedoch mit der Existenz zweier verschiedener, richtiger Kältezeiten gerechnet werden⁹; folgende Beobachtungen erscheinen uns geeignet hierfür den Nachweis zu erbringen.

Aus einer trichterförmigen Hohlform (T 6), die nur schwach vergletschert war, weil ihr ein höheres Hintergehänge fehlt, erstrecken sich mehrere ineinander geschachtelte Schwemmkegel in die westl. M'Gounfurche. Der ausgedehnteste unter ihnen setzt knapp am Ausgang des Trichters an (bei etwa 3100 m), und lagert unterhalb von diesem einer breiten Riedelfläche auf. An seiner Spitze besteht er aus grobem, kantigem Brachiopodenkalkschutt, der mit der Entfernung vom Gebirgsabfall feiner wird und an Mächtigkeit abnimmt. Das Material ist immer gut verkittet und ziemlich reich an hohlen Schuttbrocken. Auf dem Riedel ist die Brekzie streckenweise abgeräumt und es kommen anstehende Rauhwacken und bunte Jurakonglomerate zum Vorschein. Im Westen dehnen sich in gleicher Höhe noch drei weitere Riedel aus, die gleichfalls mit Brekzienrelikten überzogen sind. Auch deren Material stammt aus den Karen und Trichtern des M'Goun, an die sie stellenweise heranreichen, stellenweise jedoch durch Furchen getrennt sind. Alle diese Vorkommen bildeten einen einzigen großen Schuttfächer, der einer ebenso ausgedehnten Fußfläche aufgelagert wurde. Letztere betrachten wir als das während der Aufschüttung der Lockermassen entstandene Ergebnis eines fluviatilen Einebnungsvorganges. Schuttfächer und Felskern wurden später zerschnitten und sind heute durch relativ breite, 60—80 m tiefe Täler, in die geschilderten Riedel zerlegt. In die Täler ist nun ein unteres System verkitteter, 10—15 m hoher Schwemmkegel eingelagert. Die größte der jüngeren Formen ist unterhalb von K 7 mit prächtiger konvexer Oberfläche und ursprünglicher Aufschüttungsstirn erhalten. In das

⁹ Gestützt auf Beobachtungen außerhalb des M'Goungebietes, kommt auch H. Mensching (1953) zu dem gleichen Ergebnis.

untere System sind noch die heutigen Bäche eingetieft und bauen ihrerseits lockere Geröllmassen auf die Sohle des Tessaoutflusses vor.

Man hat es demnach in der westl. M'Gounfurche mit den Formen von zwei Akkumulations- und zwei Erosionsphasen zu tun, wobei nur die gesicherten Beobachtungsergebnisse angeführt wurden und der undeutliche Rest eines höchsten Schwemmkegels außer Betracht blieb (rechts über dem Ausgang von T 6). Die Schwemmkegel, von denen das ältere System stellenweise bis in die Trichter und Kare zurückreicht, wurden in Zeiten intensiver Verwitterung und Schuttlieferung aufgebaut: das waren die Kältezeiten. Ihre Zerschneidung beginnt mit einer Klimaänderung, als die Frostsprengung und damit der Schuttanfall nachließen und die Eiskörper abzuschmelzen begannen. Eine Verknüpfung der Schwemmkegel mit Moränen ist indes nicht sicher nachweisbar. Die Schuttmassen kamen auch aus Hohlformen, die nicht oder nur unbedeutend vergletschert waren. Der klimabedingte Rhythmus des Aufschüttens und Einschneidens der Flüsse spielte sich im Atlas im wesentlichen ohne Mitwirkung der Gletscher ab. Der Transport der im Verhältnis zu den kurzen Gerinnen sehr mächtigen Lockermassen erfordert allerdings erheblich größere Wassermengen als sie den Bächen in der Gegenwart zur Verfügung stehen. Damit bestätigt sich die schon früher gemachte Voraussetzung, daß die Eiszeiten im Atlas nicht nur kälter, sondern auch niederschlagsreicher waren. Die durch die Temperaturerniedrigung verursachte Verminderung der Verdunstung scheint uns allein für die Erklärung der viel bedeutenderen Wassermengen nicht auszureichen. Daß es sich bei den geschilderten Schwemmkegeln jedoch um die morphologischen Korrelate zweier richtiger Kälte-(Pluvial-)Zeiten und nicht bloß um Stadialzeiten handelt, scheint mir aus den ungleich größeren Dimensionen der Serien im Vergleich zu den benachbarten, oben beschriebenen letzteiszeitlichen Rückzugsformen hervorzugehen.

Zu den gleichen Schlüssen führen Beobachtungen im Tal des M'Gounflusses. Mir ist nur der oberste Abschnitt, vom Ursprung bis etwa unterhalb der Einmündung des Asif Ouzirine, das sind ungefähr 25 km Laufstrecke, bekannt geworden. An ziemlich vielen Stellen sind trotz des vorwiegend engen Talquerschnittes Aufschüttungsterrassen erhalten geblieben. Ihre Zusammenfassung zu Systemen ist oft schwierig, weil sie örtlich in steile Schwemmkegel übergehen und in ungleicher Höhe vom Hauptbach angeschnitten werden. Maßgebend für die Parallelisierung war die Tatsache, daß das ältere System (im folgenden mit A bezeichnet) wie im Tal des obersten Tessaout auf einem Felskern ruht, das jüngere hingegen nur aus verkitteten oder lockeren Massen besteht. Das letztere ist stellenweise in zwei Teilfelder gegliedert, die zu einem Formenkomplex zusammengefaßt werden (B). Es werden bloß die wichtigeren Vorkommen angeführt.

In den verhältnismäßig weiten Talschluß des M'Gounflusses ist das System B mit zwei Teilfeldern eingebettet. Davon setzt das höhere als gegen NW geneigter Schwemmkegel unweit vom Ende des Moränenwalls aus K 11 an, aus dem es offensichtlich hervorgegangen ist. Die Gerölle sind zu einem harten Konglomerat verfestigt, in dessen Höhlen zeitweise die Hirten wohnen. Mächtige, steileinfallende Brekzien bilden auch die Hänge unterhalb K 14. Etwa 100 m über der Haupttalsohle flach ausstreichend, gehören sie der älteren großen Akkumulationsphase (System A) an. Ein stark ausgehöhlter, verkitteter Schwemmkegel am gegenüberliegenden Hang des M'Gountales reicht viel tiefer und ist daher dem System B zuzuordnen. Die ausgedehntesten und bestaufgeschlossensten

Reste der älteren Talverschüttung liegen in kleinen Weitungen der Engtalstrecke des M'Gounflusses, die er unterhalb der Einmündung des Grabens aus K 16 betritt. Gleich am Beginn der Schlucht führt der Pfad durch wenig talaus geneigte Konglomeratbänke, die 90—100 m über dem Talgrund liegen. Man quert sie nach einer Unterbrechung wieder knapp oberhalb der Ausmündung von K 22. Hier lagern sie als dunkle Bänke eines bunten Sandsteinkonglomerats hellen Tonen und Rauhacken auf, in denen sich die erwähnten Pyramiden entwickelten (Abb. 16). Auf die seicht zerschnittene Oberfläche der Ablagerung ist ein kleiner Schwemmkegel aufgeschoben. Auf der gleichen Talseite, wenige hundert Meter talaus, dann in viel größerer Ausdehnung gegenüber T 23, trifft man wieder auf Vorkommen von System A; sie ziehen mehr oder weniger steil in die Täler des Dj. Ifrine hinein. Breite Reste sind schließlich rechts vom M'Gounfluß, vor dessen Knie nach Norden, bzw. seiner Vereinigung mit dem Asif Ouzirine vorhanden (Talakante 90—100 m). Vorkommen von System B sind in der Engtalstrecke seltener. Sie sind meist nur an ihrer glatten Oberfläche verkittet und 15—25 m hoch.

Die Unterscheidung von zwei Akkumulationsphasen läßt sich demnach in gleicher Weise für das Tal des M'Goun wie für jenes des Tessaout durchführen. Nach der Ablagerung der älteren Schotter schob sich eine beachtliche Erosionsphase ein, während welcher im Fels 80—90 m tiefe Einschnitte geschaffen wurden. In der ganzen M'Gounfurche sind die Täler schon vor der letzten Kältezeit nahezu bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten gewesen. Die Zerschneidung der jüngeren Einschüttung erreichte in der M'Gounfurche einen Betrag von 20—30 m.

Aufschlußreich für die Beurteilung der Vorgänge während der Kältezeiten ist auch das erste Tal westl. des Asif Arous. Es nimmt seinen Ursprung in einem weiten Trichter, der vom Irhil n'Ikkis (3245 m), dem Aorikamm (etwa 3400 m) und dem Irhil n'Tafenent (3460 m) umrahmt wird. Bereits zwischen den Quellgräben fallen parallel zum Talweg geschichtete Konglomerate auf, die talaus in der Schlucht bedeutend an Mächtigkeit zunehmen. Nordwestl. vom Ikkis bauen sie eine 60—70 m über dem Talgrund gelegene Fläche auf, eine der größten Aufschüttungsflächen des inneren M'Goungebietes. Sie wird allseits von mehr oder minder hohen Kalkhängen überragt, welche die Schotter vor Ausräumung schützten. Ihre Oberfläche zeigt stellenweise noch die ursprüngliche Schwemmkegelwölbung, zum Teil ist sie jedoch stärker zertalt. Aus der Mitte der Ablagerung ragt eine flache Kuppe aus Jurasandsteinen auf, von der ein Strom locker gefügter Blöcke auf die konglomerierte Oberfläche reicht. Die Wanderung dieser Blöcke konnte nur während des weiter gebirgsauswärts reichenden, eiszeitlichen Frostwechselklimas erfolgt sein, da die gesamte Fläche mehrere hundert Meter unter der gegenwärtigen Frostboden- und der heutigen Waldgrenze liegt. Oberflächengestaltung, Mächtigkeit und Verfestigung bezeugen das höhere Alter der Verschüttung (System A). Das Ursprungsgebiet des Tales war zweifelsohne nie vergletschert; die Schuttmassen entstanden im periglazialen Bereich des M'Goungebietes.

Den größten Schwemmkegel schüttete während der letzten Kältezeit der Arousbach bei seinem Eintritt ins Lakhdartal, bei etwa 1800—1850 m auf. Er bedeckt ein Areal von einigen Quadratkilometern und seine Oberfläche ist nahezu völlig unverletzt erhalten geblieben (Abb. 17). Der Schwemmkegel wird sowohl vom Arousbach in einer messerscharfen Klamm als auch vom Lakhdar ungefähr ab Agouti zerschnitten. Dieser wurde von den Lockermassen an die rechte Talseite gedrängt, die er kräftig unterschneidet. Die Oberkante des Schwemmkegels liegt bei

Tiourza 60—70 m über dem Flußbett. Unter dem gutgerundeten, bis zu doppel-faustgroßen Material, finden sich auch Gerölle einer älteren eiszeitlichen Verschüttung. Zwischen die Schotterbänke schalten sich häufig dicke Lagen von Sanden und Tonen ein, die sich allerdings nicht über größere Entfernungen durchverfolgen lassen. Der Wechsel von wasserundurchlässigem und dichterem Material ist der Grund für die ungleiche Konglomerierung. Ungefähr auf der halben Strecke zwischen Agouti und Tiourza fallen im Einschnitt des Lakhdar 15—20° gegen Norden geneigte Deltaschichten auf, die in einer Höhe von 6—7 m von schwach gegen Norden geneigten, subaërisch abgelagerten Flußschottern überfahren werden (Abb. 9). Talaus wurde der See immer tiefer, wie man aus mächtigen Deltaschichten am unteren Ende der Aroussklamm und aus Ablagerungen unmittelbar nördl. des Hauses des Scheichs von Tiourza ersieht. Hier wurde in einem toten Winkel des über einen Kilometer breiten Tales, während eines längeren Zeitraumes in ruhigem Wasser Schlick¹⁰ abgesetzt, der durch steile Rachen rasch zerstört wird. Den oberen Abschluß bilden fast überall gröbere, konglomerierte Schotter, die am Hang des Tizzal von jungem Schutt und Bergsturstrümmern überlagert werden. Die gleichen Aufschüttungen sind in der Schlucht unterhalb Tiourza vorhanden. Abgesehen von vereinzelt, aber nicht von oben her nachträglich eingewanderten Geröllen (Sandsteine, Basalte) auf dem rechten Schluchthang, schneidet der Fluß an anderer Stelle derselben Talseite eine bis zum Niveau der Schwemmkegeloberfläche mit feinem Material aufgefüllte Senke (Karstform?) an. Etwas talaus, am gegenüberliegenden Schluchthang, zerschneiden steile Hanggräben eine noch beachtlich mächtigere Verschüttung. Sie gliedert sich in zwei Komplexe: einen unteren, flachgeschichteten, und einen oberen, der steil aufwärts in die Gräben reicht.

Aus der Verbreitung der Ablagerungen in der Schlucht unterhalb Tiourza geht hervor, daß diese schon vor Beginn der letzten Kältezeit und vor Aufschüttung des großen Arousschwemmkegels bestand. Durch dessen offensichtlich ziemlich rasch erfolgten Einbau in das Lakhdartal wurde die Schlucht verstopft und es staute sich ein See, der im weiteren Verlauf der Entwicklung verlandete. Der ganze Vorgang spielte sich allein während der letzten Eiszeit ab. Ein von den Wänden des Tizzal auf die Stufenoberfläche bei Tiourza niedergegangener älterer Bergsturz war für die Entstehung des Sees ohne Bedeutung. Blöcke von der Größe eines Häuschens halten den Eingang der Schlucht besetzt, sind aber von den ungestörten Schwemmkegelsedimenten umschüttet, also schon vor diesen vorhanden gewesen. Ein langgestrecktes Wändchen in enggeschichteten und verbackenen Bergsturstrümmern, vom Hang des Tizzal stammend, zieht auch in die Schlucht hinein. Unterhalb von diesen wurden die erwähnten vereinzelt Basalt- und Sandsteingerölle gefunden, die erst nach der Eintiefung der heutigen Schlucht abgelagert wurden¹¹.

¹⁰ Von diesem und der Existenz eines Sees im Lakhdartal ist auch bei E. Beier die Rede (Manuskript 1952).

¹¹ Eine andere Erklärung für die Entstehung des Sees im Lakhdartal gibt H. Mensching (1953, S. 37). An der Stelle des heutigen Arousschwemmkegels nimmt er ein durch lokale Absenkung entstandenes, rückläufiges Becken an, das durch Auslaugung eines immerhin ziemlich umfangreichen Salzstockes während der letzten Kältezeit entstanden sein soll. Auf diesen Einbruch sei auch das sehr steile Einfallen der Schichten der beiderseitigen unteren Talhänge zum Lakhdar zurückzuführen. Nach Auffüllung des durch eine derartige „Salz-

Auffällig ist die große Ausdehnung des Arousschwemmkegels. Sie wird jedoch verständlich, wenn man bedenkt, daß der Bach bereits vor der letzten großen Klimaveränderung bis in die M'Gounfurche zurückreichte, wie anschließend noch näher ausgeführt werden wird. In dieser standen ihm leicht ausräumbare Lockermassen in großen Mengen zur Verfügung. Außerdem traf er in seinem unteren Talabschnitt, bevor er den Mündungstrichter zum Lakhdar betritt, auf eine ziemlich mächtige ältere Aufschüttung. Ihr größter Rest ist vom Bach längst einer 50—60 m hohen Wand angeschnitten und besteht aus Sanden und Schottern geringerer Korngröße, in schwebender Lagerung. Die Aufschüttung dieser Sedimente erfolgte unabhängig vom Schwemmkegel im Lakhdartal als lokale Staubildung. Als Staukörper fungierte ein Bergsturz, dessen Relikte talaus an und um einen Hangsporn als völlig verkleisterte Schwarten haften. Vermutlich gleichaltrig ist eine Schütt, die den Talhang unmittelbar oberhalb der Flußschotter und -sande bedeckt und diese zum Teil unterlagert. Da beide Ablagerungen bis oder nahe an den Talgrund reichen, dürften sie dem Ende der letzten Interglazialzeit angehören.

Das talgeschichtlich interessanteste Problem knüpft sich an die Frage nach der Entstehung des oberen Aroustales, dessen Bach als einziger in konsequenten Lauf von der M'Gounkette direkt dem Lakhdar zustrebt. Alle anderen Gerinne schwenken in die Furche, gegen Westen oder Osten, ein. Die Ursache für die Eigenwilligkeit des Arousbaches ist in den Vorgängen des Eiszeitalters zu suchen, wobei sich an diesem Beispiel nochmals der sichere Nachweis für mindestens zwei entscheidende Klimaänderungen im Pleistozän erbringen läßt.

Der Arous kommt aus dem längsten und tiefsten Kar des M'Goun, das sich im Hintergrunde in zwei Äste gabelt. Aus beiden kommen Bäche, die auch unterhalb getrennt den Karboden durchmessen. Knapp bevor sie diesen ver-

tektonik“ entstandenen Sees schnitt der Fluß die Schlucht unterhalb Tiourza ein und räumte zusammen mit dem Arous in engen Kerben einen Teil der Ablagerungen aus.

H. Mensching sind die Reste der Verschüttung in der Schlucht entgangen. Jene beweisen, daß der Einschnitt schon vor dem Einbau des Arousschwemmkegels vorhanden war. Hingegen kann der Ablauf der „Salztektonik“ nur vermutet, aber nicht hinreichend belegt werden. Ein Absacken der beiderseitigen, sehr widerständigen Kalkschichten zum Lakhdartal hätte außerdem verheerende Folgen, eine weitgehende Zertrümmerung namentlich des Tizzalanges nach sich ziehen und einen größeren Bergsturz auf die Oberfläche der Stufe von Tiourza entsenden müssen. Dies war aber keineswegs der Fall. Wie man sich überzeugen kann, sind die einzelnen Blöcke am Schluchteingang älter als die See- und Schwemmkegelablagerungen. Auch sind die Schichten des Tizzal außerhalb des Bereiches des ehemaligen Sees gleichfalls antiklinal verbogen und werden von ungestörten Altflächen geschnitten. Die Stufenmündungen der Seitentäler des Lakhdar können unschwer mit dem Nachhinken der Erosion ihrer schwächeren Gerinne gegenüber dem Fluß des Haupttales erklärt werden. Die hohe Stufe unterhalb Tiourza ist jedoch, wie noch ausgeführt wird, härtebedingt und der Endpunkt vermutlich mehrere Talköpfe. Übereinstimmung besteht in den Auffassungen hinsichtlich des Alters der Bildung der See- und Schwemmkegelschichten und deren Zerschneidung: beide Vorgänge fallen in die letzte Kältezeit; die Zerschneidung geht natürlich auch heute noch weiter.

lassen, stürzt deren Wasser vereint in seichten Klammstrecken oder frei über eine hohe Stufe, die an die steil gegen Norden einschießenden Kalke der M'Goun-antiklinale gebunden ist (Abb. 1). Nördl., also talaus, öffnet sich ein breiter Kessel, in dem der Arous mehrere kurze Seitenbäche empfängt. Die Stufe am Karausgang ist härtebedingt und wird von glatten Schichtplatten mit großen Ausriß-nischen flankiert. Der Kessel ist in Sandsteinen, Rauhwacken und mächtigen Tonen ausgeräumt. Er unterbricht, 350—400 m tief, mit steilen Wänden die M'Goun-furche. Nach kurzem Lauf durchstoßt der nun schon stärkere Arous den Schicht-kamm des Aori. Es ist dies der imposanteste Cañon des M'Goungebietes, in dem der Bach mit zahlreichen kleineren Wasserfällen, diesmal steil südfallende Kalkbänke durchsägt. Die oberen Hangteile der ungangbaren Schlucht sind etwas flacher, die unteren bis zu über 100 m hohe, oft senkrechte Wände. Die Tiefe des Durchbruches, von den beiderseitigen Kanten des Aorikammes bis zum Grund der Klamm, beträgt schätzungsweise 500—600 m. Unterhalb weitet sich das Tal zu einem kleinen Becken, an das sich bis zum Lakhdar ein enges V-Tal schließt.

Ausschlaggebend für die Entstehung des Arouskessels und der Klamm waren die gewaltigen Lockermassen, die während der Kältezeiten aus dem Arouskar (K 10) in die M'Gounfurche befördert wurden. Im Vergleich zu ihrer einstigen Ausdehnung sind allerdings nur bescheidene Reste erhalten geblieben. Sie setzen in großen Höhen beiderseits des Arouskares an. Orographisch links klebt an der Dreiecksfläche zu K 9, etwa 350 m über dem Kesselboden und noch etwa 250 m über dem Ausgang des Arouskares, ein kleiner Überrest eines verkitteten Schwemm-kegels, dessen Schichten gegen die westl. M'Gounfurche einfallen (Abb. 1). Orographisch rechts ist am Hang zu K 11, in ungefähr derselben Höhe, ein viel größeres Stück desselben Schwemmkegels erhalten. Es reicht auf Rauhwacken und Sandsteinen ziemlich weit nach Norden, in der Richtung zum Arousdurch-bruch. Lagenweise schichtet sich gröberer und feinerer Schutt übereinander, vorwiegend gegen Norden und Nordosten fallend. Die Brekzie liegt hoch über dem Moränenwall unterhalb von K 11 und dem an diesen anschließenden Schwemmkegel, ist also sicher älter. Gegen den Kessel stürzt sie mit steilen Wänden ab, wird von dort her untergraben und zerstört. Denkt man sich nun die Oberfläche des hoch gelegenen Schwemmkegelrestes rechts vom Arouskar talaus verlängert, so kommt diese auch bei Annahme eines steilen ursprüng-lichen Gefälles noch über den oberen Rand der Arousklamm und über den dortigen Aorikamm zu liegen. Damit ist die Lösung der Frage nach der Ent-stehung des oberen Aroustales gegeben.

Während einer Kälteperiode des Eiszeitalters schob der Bach des Arous-kares einen riesigen Schwemmkegel in die damalige, noch nicht durch den Kessel unterbrochene M'Gounfurche. Die Lockermassen überschritten schließlich ungefähr gegenüber dem Karausgang die tiefste Stelle des Aoriskammes. Diese Einsattelung ist noch heute am beiderseitigen Absteigen des Grates gegen die Bresche des Arous erkennbar. Sie war tektonisch vorgezeichnet, weil auch die steilstehenden Kalke axial gegen den Cañon einfallen. Auf der Schwemmkegel-oberfläche floß der Arous über den Aorikamm hinweg nach Norden und behielt diesen Lauf auch bei, als die Flüsse mit einer Klimaänderung wieder einzuschnei-den begannen. Der Cañon ist ein großartiges Beispiel einer jungen *Epigeneese*. Aus dem Arouskar, in das der Schwemmkegel weit hinein gereicht haben muß, aus dem Kessel oberhalb des Cañons und aus diesem selbst wurden bei der epigenetischen Zerschneidung mehrere hundert Meter Lockermassen, Rauh-

wacken, Sandsteine, Tone aber auch härteste Kalke ausgeräumt. Der Vorgang kann sich daher nicht erst in der letzten Kältezeit und nach dieser vollzogen haben. Die Erosionsleistung der Flüsse im letzten Spät- und Postglazial war, wie schon mehrfach gezeigt wurde, wesentlich geringer.

Außerdem findet man im Arouskessel und selbst im Cañon verfestigte, mächtige Komplexe von geschichtetem Wildbachschutt. Es sind Beweise, daß die Entwicklung des oberen Aroustales in mehreren Phasen vor sich ging: zuerst Aufschüttung des obersten Schwemmkegels, dann von dessen Oberfläche aus die erste, bereits sehr tiefreichende epigenetische Zerschneidung, später Wiederauffüllung von Kessel und Cañon bis zu einer unbekannten Höhe und schließlich neuerliche Eintiefung im letzten Spät- und Postglazial. Es gab daher mindestens zwei Kältezeiten im Hohen Atlas. Der Wechsel von Akkumulation und Erosion war in erster Linie klimabedingt, weil sich die Vorgänge mit jenen in der vergletscherten M'Gounkette in Zusammenhang bringen lassen. Aus der tiefen Lage der Basis der letzten Einschüttung in den Cañon kann wieder geschlossen werden, daß der allergrößte Teil der Talvertiefung während des Eiszeitalters bereits vor Beginn der letzten Kältezeit getan war. Das Ausmaß der jungen Eintiefung ist im oberen Aroustal außerordentlich groß (500—600 m). Man könnte Zweifel hegen, ob der Bach seit dem Maximum der älteren Vergletscherung eine solch beträchtliche Erosionsleistung vollbringen konnte. Ursprünglich nahm der heutige Unterlauf des Arous seinen Anfang nördl. vom Aori. Durch seine plötzliche Verlängerung und der damit schlagartig verbundenen Zunahme der Wassermenge konnte er jedoch kräftig erodieren, zumal die Erosionsimpulse von einer relativ tiefen Basis, vom Lakhdar (etwa 1800 bis 1850 m), ausgingen. Im übrigen ließe sich auch durch Rückdatierung der ältesten Verschüttung, also durch Annahme einer dritten Kältezeit, eine befriedigende Erklärung geben. Für deren Nachweis sind jedoch noch weitere Untersuchungen nötig. Schließlich ist wohl mit einer Belebung der Tiefenarbeit durch tektonische Kräfte während des Eiszeitalters zu rechnen, da großartige Schluchten von jugendlichem Gepräge im Hohen Atlas keineswegs eine Seltenheit sind (z. B. am oberen Dades)¹².

Für die gegen Westen gerichtete präglaziale oder interglaziale Entwässerung der M'Gounfurche an der Stelle des heutigen Kessels gibt es noch andere sichere Anhaltspunkte. Unmittelbar östl. des Kessels schwingt ein Hangstück des alten Talbodens hoch über dem gegenwärtigen Talgrund aus, das sich mit dem Torso der obersten Tessaoutsohle verbinden läßt. Der alte Talboden, der zum Gipfel des Irhil Tiniourine (3020 m) führt, ist im Süden vom Einschnitt des obersten M'Gounflusses begrenzt, der sich seit der Epigenese des Aroussflusses bloß um 100—150 m eingetieft hat (höhere Erosionsbasis). Wenig hoch über der Sohle des mäandrierenden Tessaoutbaches zeigt ein Aufschluß in einem westoststreichenden, niedrigen Rücken 25—30° gegen Westen geneigte Deltaschichten. In diesen herrschen oft ausgehöhlte Gerölle bunter Jurakonglomerate und Sandsteine, wie sie in der östl. M'Gounfurche in großer Ausdehnung anstehen, vor. Ohne die Annahme einer früheren Entwässerung über den Arouskessel hinweg, bliebe das Delta völlig unverständlich. Schließlich war auch der Abfluß des ersten, dem Arouskar im Osten benachbarten Kares ursprünglich gegen Westen gerichtet, wie ein tiefes,

¹² Die Fortdauer der seit dem Jungtertiär anhaltenden Aufwärtsbewegung des Hohen Atlas während des Pleistozäns, hat H. Mensching (1953) durch zahlreiche Beobachtungen wahrscheinlich gemacht.

durch eiszeitliche Schuttmassen erfülltes Talgefäß an der rechten oberen Kesselwand bezeugt. Erst auf den Lockermassen schlug der Karbach seine heutige Richtung zum M'Gounbach ein. Vermutlich dürfte auch K 12, vielleicht auch noch K 13 zum Tessaout entwässert haben, was mit der allgemeinen Erstreckung der Kare übereinstimmen würde. Jedenfalls ist die alte Wasserscheide der M'Gounfurche ungefähr südl. vom Gipfel des Tinourine zu suchen.

Nun gibt es im Kalkatlas noch andere Fels- und Akkumulationsformen, die dem Eiszeitalter angehören, also Vorzeitformen sind. Damit sind zunächst die *Gehängebrekyien* gemeint. Merkwürdigerweise fehlen solche dem Nordabfall des M'Goun völlig. Umso prächtiger sind sie in allen Expositionen an den Flanken der nördl. Vorketten entwickelt. Sie stellen fast reine Erzeugnisse der trockenen Hangverwitterung dar, deren Wirksamkeit eine sehr große gewesen sein muß. So bedeckt beim mittleren Dorf von Ouriat eine bis zu 3 m dicke Schuttauflage einen Terrassenabfall fast bis zur Hälfte seiner Höhe, der insgesamt bloß 70 m hoch ist (Abb. 15). Häufig reichen die Brekzien hingegen als glatte Panzer über viele hundert Meter bis an die Kämme heran. Dies ist beispielsweise am nördl. Steilhang des Dj. Tiferdine der Fall, an dessen Fuß die Brekzien in eine gleichfalls verkittete, flache Schuttschleppe übergehen. Man quert sie in ihrer ganzen Höhererstreckung am Weg über den Tizi n'Ait Imi. Ein scharf eingerissener Trockengraben, der schräg zu den Falllinien des Schuttes verläuft, schließt die Brekzie in einer Mächtigkeit von mindest 20 m auf. Am benachbarten Nordabfall des Igoudamene wird der Schuttpanzer von Runsen gekerbt, die auf eine Hangterrasse mit prächtigen Schwemmkegeln auslaufen, in denen sich Brocken des älteren, aufgearbeiteten Schuttes finden. Bei diesen und in vielen anderen Fällen handelt es sich bloß um Hänge, denen Wandbildungen fehlen. Ebenso zahlreich sind jedoch auch die Beispiele, bei denen der verkittete Schutt am Fuße einer Felswand ansetzt. Ein Vergleich zwischen dem relativ geringen rezenten und dem viel ausgiebigeren eiszeitlichen Schuttanfall läßt erkennen, daß sich die Formen der meisten Wände im Atlas im Klima der Gegenwart nicht wesentlich verändert haben können. Gelegentlich liegt der Felskern der Brekzien noch wohl erhalten zu Tage. Am schönsten zeigt dies der Irhil n'Tafenent, dessen glatte, einst von Schutt bedeckte SW- und SE-Hänge sich in einer scharfen Kante verschneiden. Die ehemalige Auflage wurde bereits abgeräumt und in den benachbarten Gräben schichtweise aufgestapelt. Die große morphologische Bedeutung der kältezeitlichen Hangverwitterung ist auch am Hang des Irhil n'Ikkis ersichtlich, dessen Südgrat streckenweise von einer frei endenden, mächtigen Brekzie gebildet wird. Hier fehlt also das Hintergehänge und der Kamm wurde durch die Frostverwitterung gekappt und um einen unbekannten Betrag erniedrigt.

Die auffällige Gleichmäßigkeit der Böschungen ehemals von Schutthalen bedeckter Hänge sowie die Tatsache, daß letztere auf Kosten von Steinschlagwänden nach aufwärts wuchsen, was schließlich zur Enthauptung eines Kammes führen konnte, sind wichtige Fingerzeige für die Erklärung inselbergartiger Erhebungen auf der Talsohle des Lakhdar. Es sind u. a. die Kegelberge östl. von Agouti und unterhalb der Vereinigung der beiden oberen Taläste des Flusses. Deren Spitzen tragen kleine mohammedanische Heiligtümer und überragen die Talsohle 80 bzw. 130 m. Der Fuß der Kegel setzt sich nur dort, wo er vom Lakhdar unterschritten wurde, mit einem scharfen Winkel ab, während zum Hintergehänge eine Verbindung über einen niedrigen Sattel besteht. Stellenweise wird der Übergang zur Talsohle durch Brekzien vermittelt. Die Trennung der

Kegelberge, die aus Felsterrassen hervorgegangen sind, vom Hintergehänge, erfolgte durch gegenständige Gräben, deren Quellgebiete sich in Sätteln verschneiden. Sie waren nur während einer feuchteren Periode aktiv. Die außerordentlich gleichmäßig geböschten Mantelflächen sind Felskerne eiszeitlicher Schutthalde, die rückwärtende Steinschlagwände ersetzten. Letztere wurden bereits völlig aufgezehrt. In wärmeren Perioden, wie im Postglazial, wird der auflagernde Schutt durch Runsen- und Flächenspülung abgeräumt. Die freigelegten Felskerne unterliegen in der Gegenwart auch einer geringfügigen Zerschneidung sowie der Insolationsverwitterung. An Stelle der ursprünglich glatten Kegelflächen treten allmählich bei flacher Lagerung Hänge mit Schichttreppen, bei steiler Lagerung Hänge mit niedrigen Schichtkämmen.

Auch sonst wurden bei vielen Terrassenabfällen einstige steile Erosionshänge bzw. -wände durch flachere Haldenhänge ersetzt. Gute Beispiele beobachtet man besonders im südl. Ast des Lakhdartaies (Abb. 15). Im allgemeinen ist dort bis auf verhältnismäßig geringe Reste der eiszeitliche Schutt bereits entfernt worden. Die Neigung der Felskerne schwankt wenig um 30° . An den Abfällen mancher höherer Terrassen war die gesteigerte Frostverwitterung am Ende der letzten Kältezeit infolge der Klimaänderung allerdings schon zum Stillstand gekommen, bevor noch das ältere Gehänge gänzlich aufgezehrt war. Man trifft daher immer wieder auf niedrige Felswände und Bastionen (z. B. im Tal oberhalb Ouriat), die vom Schichtbau und der Härte der Gesteine unabhängig sind.

Der Kalkatlas war also einst weit mehr in Schutt gehüllt, als dies gegenwärtig der Fall ist. Die mechanische Verwitterung, vorwiegend die Frostsprengung, war in den Vorketten ein morphologisch sehr wirksamer Vorgang. Dieser wurde in der Nacheiszeit im wesentlichen durch die Runsen- und Flächenspülung sowie durch die linienhafte Zerschneidung durch Gräben abgelöst (Nordhang des Tiferdine). Das eiszeitliche Alter der Brekzien scheint mir außer Zweifel zu stehen. Der festgestellte Wechsel des morphologischen Kräftespiels ist nur aus einer tiefgreifenden Veränderung des Klimas zu verstehen. Diese Auffassung wird außerdem noch dadurch erhärtet, daß manche Brekzien in eiszeitliche Terrassen übergehen. Hierfür liefern die prächtigen, durch spätere Zerschneidung vom Hintergehänge losgelöste Hangbrekzien im Engtal des M'Gounflusses geeignete Beispiele (gegenüber der Ausmündung von K 22).

Auf zahlreiche Vorkommen von Brekzien stößt man auch im Refelatal und seinen Nebentälern. Bei Bugal und talaus sind die Hänge unter den Gipfelwänden des Dj. Ait Abbes (2817 m) mit einer nach Dekametern messenden, stark verkleisterten Brekzie bedeckt¹³. Sie enden mit einem Erosionsrand, mit ausgehöhlten Wänden, zumeist etwa 200 m und nur lokal ca. 100 m über dem Talgrund. Die hangtiefsten, gleichzeitig basalen Teile der Brekzie bestehen hier, wie gelegentlich auch an anderen Stellen des M'Goungebietes, aus groben Bergsturztrümmern. Man gewinnt den Eindruck katastrophentartiger Vorgänge zu Beginn der Kältezeiten, die durch das Einsetzen gesteigerter Frostsprengungen unmittelbar ausgelöst wurden. Die Hangverkleidung des Dj. Abbes gehört einer älteren Kältezeit an, weil sie vom Lakhdar viel tiefer zerschnitten wurde, als dies allein im Postglazial möglich war.

¹³ Auf den Komplex der übrigen Ablagerungen auf der linken Talseite gegenüber von Bugal (Schwemmkegel, bunte Konglomerate des Lakhdar) wird hier nicht eingegangen.

Meist sind die Brekzien gut geschichtet, wobei sich Lagen gröberer und feinerer Korngrößen oder auch Fladen gemischten Materials trennen lassen, die auf Murgänge zurückgehen. Diese Formen leiten bereits zu Schwemmkegeln im Lakhdartal über, die sich von jenem des Arousbachs durch ihre bedeutend stärkere Verhärtung unterscheiden. An zwei von diesen kommt man an der Straße westl. des Kegelberges bei Agouti vorbei, auf einem anderen steht am oberen Ende des Lakhdartales das Dorf Ifram. Für die Formen bei Agouti gibt es keine Zubringer mehr, obwohl sie zerschnitten sind und nur mehr Erosionsreste darstellen. Da die postglaziale Vertiefung des Lakhdartales, wie noch gezeigt werden soll, erst unterhalb der Schwemmkegel bei Agouti einsetzt, handelt es sich bei allen drei Beispielen gleichfalls um Gebilde einer älteren Kältezeit.

Außer eiszeitlichen Gehängebrekzien und Schwemmkegeln gibt es im Kalkatlas auf flachem Untergrund allerorts in situ entstandenen alten Verwitterungsschutt, der als harte Krusten zahlreiche Kuppen, Kämme und Felsterrassen überzieht. Alle diese verkitteten Lockermassen sind Beweise dafür, daß sich mit der Depression der kältezeitlichen Schneegrenze auch der Gürtel maximaler Frostwechselhäufigkeit nach unten und damit gebirgsauswärts verschob. Es scheint jedoch, daß damals die Schuttlieferung durch Frostsprengung in den höchsten Teilen des Gebirges geringer war, da der M'Gounkette die in den Vorketten so weit verbreiteten Gehängebrekzien vollkommen mangeln. Das Ausmaß der Absenkung der maximalen Frostwechselzone läßt sich bloß schätzen; jedenfalls fiel noch das gesamte Lakhdartal in deren Bereich, woraus sich eine Verschiebung des Frostgürtels während der Kältezeiten um ungefähr 600 m ergibt. Genauer ließe sich erst sagen, wenn es gelänge, die Höhe der kältezeitlichen Waldgrenze zu bestimmen, an der die vegetationsfeindlichen Strukturbodenformen geendet haben müssen¹⁴. Wie J. Büdel (1952) für das Djurdjurgebirge in Algerien ausführt, senkten sich in Nordafrika Schnee- und Waldgrenze wohl gleichsinnig aber nicht parallel, weil die Eiszeiten nicht nur kühler, sondern auch feuchter waren.

Gleichfalls den Kältezeiten dürften ausgedehnte Felsflächen angehören, die dem Dj. Tiferdine im Süden, dem Rhat im Nordwesten vorgelagert sind (Abb. 13). Sie sind ähnlich den zusammenfassend als „Fußfläche“ bezeichneten Felskernen der mit Brekzien bedeckten Riedel in der westl. M'Gounfurche. Allen diesen Formen ist gemeinsam, daß sie in minderwiderständigeren Gesteinen als die sie überragenden Steilhänge und Wände liegen. Im einzelnen passen sich die Fußflächen wohl dem jeweils synklinalen Schichtbau stärker an, im ganzen sind es jedoch Schnittflächen. Am M'Goun und am Tiferdine werden sie durch relativ tiefe Täler und Gräben in mehr oder weniger breite Riedel zerlegt, die vielfach auch vom Hintergehänge isoliert sind. Am Rhat ist die Fläche am besten erhalten, wird jedoch bereits an den Rändern von der Erosion angenagt. Unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen werden die Formen jedenfalls nicht mehr weitergebildet, sondern zerstört. Ihre Ausbildung erfolgte während der Kältezeiten, durch die mit der Aufschüttung weitgespannter Schwemmfächer verbundene Seitenerosion am Fuße steiler Denudationshänge und -wände. Für die M'Gounkette konnte der Nachweis einer solchen Entwicklung mit Hilfe der eiszeitlichen

¹⁴ Dieselbe Frage wird von H. Mensching (1953) diskutiert. Er kommt auf Grund zahlreicher Beobachtungen zu einem Betrag von 800–900 m für die eiszeitliche Absenkung des Frostbodengürtels.

Brekzien unmittelbar erbracht werden. Auf den beiden anderen Fußflächen fehlen allerdings derartige Ablagerungen. Am Rhat und am Tiferdine sind deshalb die Fußflächen vermutlich älter als in der westl. M'Gounfurche. Am Südfall des Dj. Tiferdine, der an die südtiroler Dolomiten erinnert, bezeugt jedoch die außerordentlich intensive Zerschneidung der steilstehenden dolomitischen Kalke, daß beträchtliche Schuttmassen ausgeräumt und wohl auch am Fuße der Kette, wie anderwärts, aufgeschüttet wurden. Auf diesem Schuttfächer pendelten und verzweigten sich die zahlreichen, heute verschwundenen Gerinne genau so, wie vor dem Abfall der M'Gounkette. Dieselbe Erklärung trifft für den Rhat zu. Er wird zu oberst von flachlagernden Kalken aufgebaut, die durch breite Runsen gegliedert werden und die einst gleichfalls auf Schwemmkegeln ausmündeten.

Von der älteren Geschichte des M'Goungebietes künden Felsterrassen und Talstufen, deren Verbindung zu Systemen lediglich im Lakhdartal durchgeführt wurde, weil sie dort in größerer Verbreitung und eindeutiger Ausbildung erhalten sind. Beide Formengruppen entziehen sich einer klimamorphologischen Deutung. Sie sind vielmehr auf tektonische Vorgänge, der etappenweisen Hebung des Gebirges und dem dadurch verursachten Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion der Flüsse zurückzuführen. Nirgends können sie mit eiszeitlichen Ablagerungen in Zusammenhang gebracht werden, die im Lakhdartal, mit Ausnahme der Schwemmkegel, bemerkenswerterweise fehlen. Dies wird indes für die letzte Kältezeit aus den morphologischen Verhältnissen bei Tiourza verständlich. Durch den Schwemmkegel des Arous wurde nicht nur ein See gestaut, sondern im ganzen oberen Lakhdartal die ohnehin mit Schutt überladenen Flüsse zu noch stärkerer Akkumulation gezwungen. Die ursprünglich verstopfte Schlucht bei Tiourza wurde im Spät- und Postglazial wieder freigemacht und der jüngste Kerbenseitel hält gegenwärtig erst bei Agouti. Oberhalb wird auf der breiten Talsohle auch heute noch aufgeschüttet. Im ganzen oberen Lakhdartal liegen daher letzt- und nacheiszeitliche Verschüttungen übereinander. Die stark konglomerierten Schwemmkegel westl. von Agouti und von Ifram, sind, wie erwähnt, älter als jener des Arousbaches. Ihre Zustutzung erfolgte während einer früheren Erosionsphase, die viel weiter in das Tal zurückgegriffen hatte, als dies in der Gegenwart der Fall ist. Die Oberflächen dieser Schwemmkegel liegen allerdings beträchtlich unter den Flächen der unteren Felsterrassen. Eine zeitliche und genetische Verknüpfung zwischen den beiden Formen ist also nicht durchführbar.

Das unterste Terrassensystem (I in der morphologischen Karte) ist am besten bei Ouriat in vorwiegend flachgelagerten Schichten entwickelt. Breite Flächen ziehen 70—80 m über der Sohle des Haupttales in die Seitentäler hinein. Die Terrassenhänge sind lokal mit Brekzie überdeckt und zeigen fast ausnahmslos ein regelmäßiges Haldenprofil. Das unterste System war also schon vor der letzten Kältezeit vorhanden und zerschnitten. Die zahlreichen Reste eines älteren Talbodens (II) liegen 200—250 m hoch. Ihm gehören links vom südl. Ast des Lakhdartales vier langgestreckte Riedel an, die sich hangaufwärts mit dem Abfall des Igoudamene verflössen. Ihre stellenweise breiten Kammflächen schneiden die SW-fallenden Schichten, an die sie nur örtlich mit kleinen Rückfallskuppen stärker angepaßt sind. Weit verbreitet ist das System im gesamten nördl. Ast des Lakhdartales bei und oberhalb Ouriat. In Anpassung an den Schichtbau sind stellenweise Schichtstufen und -kämme an Stelle der Verbnungsflächen getreten. Am stärksten sind die Kegelberge durch eiszeitliche Zer-

schneidung und namentlich durch Frostsprengung unter das Niveau der alten Talböden erniedrigt worden. Im allgemeinen ist jedoch die Ersetzung der einstigen Erosionsböschungen durch Haldenhänge weniger weit gediehen als beim tieferen System (Wände und Bastionen oberhalb Ouriat). Eine dritte Talgeneration wird durch die schönen Verebnungen auf dem allseits isolierten Irhil n'Tissila angezeigt. Sie liegen 350—370 m über dem Talgrund. Der gleichen Formengruppe gehören sehr breite Flächen im Westen des Zwischentalrückens der beiden Lakhdaräste an (Abb. 11, 15). Höhere und ältere Talböden und -hangreste dürften im M'Gounggebiet noch da und dort vorhanden sein (z. B. beiderseits der Arousmündung). Sie sind jedoch nur sehr schwer von Denudationsterrassen zu trennen, weshalb auf eine Rekonstruktion weiterer Talgenerationen verzichtet wird.

Die lokale Erosionsbasis für das gesamte obere Lakhdargebiet ist die Stufe von Tiourza, die etwa 350 m über der Engtalstrecke unterhalb gelegen ist. Sie besteht, entgegen der Darstellung auf der geologischen Karte, größtenteils aus harten dolomitischen Kalken, die auch die beiderseitigen Talhänge aufbauen. Lediglich an ihrem Fuß ziehen morphologisch weichere Basalte durch. Die Stufe ist härtebedingt und in ihr haben sich vermutlich mehrere Talköpfe gefangen. Ihre Oberfläche überragt als flachgewellter Riegel 100—120 m die Talsohle bei Tiourza. Außer der tieferen Schlucht des Lakhdar zeigt eine seichte Furche (mit der Straße) an, daß epigenetische Flußverlegungen (J. Sölich, 1935) auf Lockermassen (Bergstürze, Gehängebrekzien, Talverschüttungen) eine raschere Rückverlegung der Stufe verhindert haben. Auch die 250 m hohe, mäßig zerschnittene Stufe im Talschluß des Asif n'Ait bou Guemmez knüpft sich an harte Kalke, die über Mergel und Sandsteinen liegen. An ihr geht das untere der drei Talsysteme zu Ende, während das mittlere in die Stufenoberfläche ausläuft.

Die älteste Formengruppe nimmt die Höhen der größten Erhebungen des M'Gounggebietes ein. Es sind Reste der ältesten Gebirgs-oberfläche, die untereinander sehr ähnlich, gegenüber den Terrassensystemen jedoch eigene Formengruppen sind. Man ist erstaunt, im Kalkatlas den nordöstl. Alpen vergleichbare Formen zu finden. Der Irhil Igoudamene ist ein richtiger Kalkstock, der über allseits steilen Hängen und Wänden ein 10—12 km² großes Plateau trägt (rund 3300 m). Die im Süden senkrechten, sonst flachlagernden Schichten werden von Verebnungen gekappt, denen am Westrand breite, niedrige Kuppen aufgesetzt sind. Die relativen Höhenunterschiede der durch ein jüngerer Tal mäßig zerschnittenen Hochfläche betragen wenige hundert Meter. Gegen Osten schließt sich an die Altlandschaft des Igoudamene der Kamm des Dj. Tiferdine an, der noch unbedeutende Flachreste trägt, die am Schichtkamm des Dj. Ouaougoulzat bereits völlig aufgezehrt sind. Etwa 35 km² groß ist das Plateau des Rhat. An dessen SE- und NW-Rand sind die Altflächen mit den Schichten aufgebogen (Abb. 10). Der Achse dieser flachen Schichtmulde folgt ein jüngerer Karsttal, das im Osten über hohen Wänden endigt. Die höchste Erhebung, eine Pyramide (3788 m), liegt an der Südostecke des Plateaus, deren nordseitige Hohlformen, was bisher unbekannt war, vergletschert waren. Ein schmales Stück der Altlandschaft, mit den Formen eines Hügellandes, krönt in geringerer Höhe den Dj. Abbes (2817 m). Die älteste Gebirgs-oberfläche ist weiters vertreten durch Kammverflachungen und Gipfelverebnungen auf dem Dj. Tizzal (3050 m), dem Azourki (3690 m), dem Irhil n'Tafenfent (3460 m) und n'Ikkis (3245 m). Endlich überrascht die M'Goungkette, trotz ihres steilen Nordabfalles und ihren Karen, durch flache Kammpartien, mit niedrigen Kuppen, Rücken und seichten

Sätteln, aus denen erst während des Eiszeitalters durch Verschneidung der Karwände einzelne schärfere Formen entstanden sind. Selbst der höchste Punkt ist kein Grat, sondern ein aufgesetzter Rücken (4070 m). Gegen Osten treten mit abnehmender Höhe sogar breitere Verflachungen auf.

Man wird nicht fehlgehen die hohen Plateaus und Kammfluren als Reststücke einer einzigen, einst das ganze M'Gounggebiet einnehmenden Altlandschaft aufzufassen. Der Formenschatz ist in allen Fällen ein sehr ähnlicher: Verebnungsflächen oder ein Hügelland, mit bis zu 500 m betragenden Höhenunterschieden. Die absoluten Höhen nehmen im großen und ganzen vom Hauptkamm gebirgsauswärts ab, ordnen sich also der Gesamtaufwölbung des Gebirges ein. Nur der Azourki überragt die Gipfel der nördl. Vorkette um einige hundert Meter; doch ist dieser ein Schichtkamm und offensichtlich ein Härtling. Die Umgestaltung der Altlandschaftsreste durch spätere Erosion, Verkarstung oder Vergletscherung ist an sich bedeutend, doch geringer als in den Alpen.

Wie zwischen dem Formenschatz der Kalkstöcke in den Alpen und im Atlas Ähnlichkeiten bestehen, so ergeben sich auch Parallelen hinsichtlich der Entstehung der Altlandschaft in beiden Gebirgen. Diese reicht im M'Gounggebiet sicher bis ins Tertiär zurück und entstand in geringer Höhe über dem Meeresspiegel. Damals herrschte in Nordafrika ein tropisches Klima und wie in den Alpen wird man auch im Atlas die Verebnungen, Kuppen und Rücken auf den Plateaus als ältesten klimabedingten Formenschatz betrachten müssen. Man hat bisher diese im Kalk fossilisierten Hügelländer fluviatil erklärt und der Ausbildung der konvex-konkaven Hangprofile einen bestimmten Ablauf der Krustenbewegungen im Anschluß an Gedankengänge von W. P e n c k (1924) zugrunde gelegt. Den tropischen Klimaverhältnissen im Tertiär entsprechend, dachte man sich die Altlandschaft mit einer mächtigen, chemisch entstandenen Verwitterungsdecke bedeckt, gestand den damaligen Verkarstungsvorgängen jedoch nur eine unerhebliche oder überhaupt keine Bedeutung für die Landformung zu. Nun hat jüngst J. B ü d e l (1951) die seit längerem als abgeschlossen geltende Diskussion durch einen neuen Gedanken über die Entstehung der Kuppenlandschaft in den Alpen wiedererweckt. Ausgehend von Untersuchungen in der schwäbischen Alb, überträgt er die dort gewonnenen Erkenntnisse auch auf die Ostalpen. Er sieht in den regelmäßigen Kuppenprofilen fossile Formen eines reifen K e g e l k a r s t e s, wie in H. L e h m a n n (1936) aus Java beschrieben hat. Tatsächlich fällt schon bei der Betrachtung der Bilder des noch in Weiterentwicklung begriffenen Tropenkarstes eine zunächst verblüffende Ähnlichkeit mit den Vollformen des alpinen Hochkarstes auf. Beide Formengruppen unterscheiden sich jedoch bei genauerer Prüfung sehr wesentlich durch die Gestaltung der unteren Kuppenhänge. Die Mehrzahl der Kegel setzen auf Java mit steilem Fuß, gelegentlich sogar mit Wänden über den benachbarten gleichaltrigen Karsthohlformen an, während sich in den Alpen ursprünglich Kuppen und Mulden überall konkav verflösten und erst durch die Gletscher und relativ junge Karsttrichter- und -mulden zurückverlegt wurden.

Der von J. B ü d e l (1951) durchgeführte morphogenetische Vergleich trifft demnach bloß für einen Teil der Formen vollinhaltlich zu. Aber auch aus anderen Gründen dürfte die getroffene Parallelisierung in der vorgebrachten allgemeinen Fassung den Tatsachen nicht gerecht werden. Auf den Kalkstöcken der Ostalpen gibt es eine Reihe von Beispielen, wo auf den Plateaus trotz Vergletscherung und Verkarstung die Richtung und das Gefälle ziemlich engmaschiger tertiärer Gerinne klar zu erkennen sind. Von diesen können zumeist zuverlässig jüngere,

pliozäne Talformen unterschieden werden, welche Kuppen und Mulden zerstörten. Auf dem Hölleugebirge (Oberösterreich) ist es uns (K. Wiche, 1949) gelungen, den Verlauf der fossilen Wasserscheide auf der Altlandschaft festzulegen, wodurch auch auf die Art der jungen Tektonik geschlossen werden konnte. Schließlich gibt es in den Alpen selbst in dichten Gesteinen (Kristallin) auf breiten Kammflächen Kuppen, die sich durch nichts von jenen auf den Kalkplateaus unterscheiden. Im Atlas neigen nur sehr wenige Kalke zu stärkerer Verkarstung. Dies dürfte im Tertiär, bevor durch die spätere Gebirgshebung neue Klüfte hinzukamen, in noch höherem Maße der Fall gewesen sein.

Es bleibt noch die älteste Talanlage des M'Goungebietes zu erörtern. Die Entwässerung ist deshalb bemerkenswert, weil sie nicht, wie zu erwarten wäre, vom Hauptkamm in konsequenten Tälern gegen Norden, sondern zunächst in Längstäler erfolgt. Das Aroustal ist keine Ausnahme, sondern, wegen des jugendlichen Alters seines oberen Abschnittes, eine Bestätigung. Die M'Gounfurche und das Lakhdartal folgen zwischen widerständigen Kalkketten morphologisch weichen Gesteinen, sind also Subsequenzzonen. Damit ist jedoch u. E. das Talnetz noch nicht ausreichend erklärt. Denn es durchbricht der Lakhdar zwischen Dj. Tizzal und Dj. Abbes den nördl. Talrahmen, obwohl er seinen Lauf in weichen Gesteinen gegen Westen hin hätte fortsetzen können. Auch der M'Gounfluß bricht nach einem scharfen Knie gegen Süden aus, durch dieselbe Kette, der er im ganzen oberen Laufstück parallel folgt. Zieht man nun auch die ältere Tektonik zu Rate, so fällt auf, daß die beiden Längstäler mit den Synklinalen, die Erhebungen mit Antiklinalen zusammenfallen. Diese Koinzidenz zwischen geologischem Bau und morphologischer Großgliederung ist auch in den beiden Durchbrüchen festzustellen. So biegen die Schichten steil zum Quertal des Lakhdar unterhalb Tiourza ab, der möglicherweise einer Verwerfung folgt. Andererseits wurde bereits bei der Besprechung der Altflächen auf dem M'Gounkamm auf deren Absteigen gegen Osten verwiesen, das sich bis an die Umbiegungsstelle des M'Gounflusses fortsetzt und parallel zum axialen Gefälle der M'Gounantiklinale vor sich geht. Die Übereinstimmung zwischen geologischem Bau und Großformung dient uns als wichtiger Hinweis für die Morphogenese der Nordabdachung des M'Goungebietes. Demnach sind die Grundzüge des Talnetzes bereits auf der ältesten, auf den Plateaus und Kämmen erhaltenen Gebirgsoberfläche, durch einen Großfaltenwurf im Sinne A. Pencks (1924) festgelegt worden. Diese jungtektonischen Bewegungen schufen lange, mehr oder weniger weitgespannte Mulden und Sättel, die sich eng an den älteren geologischen Bau anschlossen. Jene wurden für die erste Anlage der Längstäler maßgebend. In welchem Maße bei diesen jungen Verbiegungen auch Brüche beteiligt waren, kann bei der mangelhaften geologischen Erforschung des Gebietes nicht beurteilt werden. Wir vermuten solche im Bereich der großen Arousklamm und des obersten Quertales des Lakhdar. Die Flüsse brachen auf der verbogenen und zerbrochenen Altlandschaft dort aus, wo sich im Streichen der Aufwölbungen Quermulden oder Brüche einschalteten (Quertäler des Lakhdar und des M'Gounflusses).

Zusammenfassung

Die Untersuchungen im M'Goungebiet, dem höchsten Teil des Kalkatlas, erbrachten den Nachweis für eine klimamorphologische Höhengliederung des Gebirges. Oberhalb von etwa 2700 m beginnt die Zone maximaler Frostwechsel-

häufigkeit, in der die mechanische Verwitterung und intensives Bodenfließen die wichtigsten Faktoren der für die Landformung in diesen Höhen maßgebenden flächenhaften Denudation sind. Die Abtragung vollzieht sich vornehmlich als gehemmte und freie, lokal auch als gebundene Solifluktion, je nachdem, wie stark sich der Einfluß der aus Polstern und krautigen Pflanzen bestehenden Vegetation auf die frostgebundenen Bodenversetzungen auswirkt. Im einzelnen konnten Rasenabschälungen, Rasentreppen, Rasensicheln, Schuttwülste, Feinerdebeete, kurze Erd- und Schuttsreifen, Steinnetze, Steinringe, Schuttströme und in besonders weiter Verbreitung Streifenböden bis zu einer Hangneigung von 30—35° unterschieden werden. Der überwiegende Teil der Solifluktionsformen gehört dem tropischen und nur ein kleiner Teil dem polaren Typus an.

In der M'Gounfurche ist der Wald, dessen natürliche Obergrenze bei etwa 3100 m liegt, infolge des starken Weideganges um einige 100 m herabgedrückt. An seine Stelle sind Polsterpflanzen getreten, die sich unter dem Frostbodengürtel allein wegen der Nährstoffarmut des Bodens, darüber zusätzlich auch als Folge von Auffrierungen in Vegetationsringe und -rosetten auflösen.

Gegenüber der Solifluktion treten über 2700 m andere Vorgänge der flächenhaften Abtragung, wie die Windwirkung und die Hangabspülung, an Bedeutung zurück. Relativ etwas stärkeren Einfluß auf die Hangformung haben Runsenspülung und linienhafte Zerschneidung.

Unterhalb der Frostbodengrenze bleibt die flächenhafte Abtragung zufolge des Fehlens der Solifluktionsbewegungen hinter den anderen formengestaltenden Vorgängen zurück. Die Runsenspülung und namentlich die Zerschneidung werden in allen Gesteinen zu den morphologisch wirksamsten Faktoren, mit Rachelbildungen und Felspyramiden in leicht zerstörbaren Tonen und Rauhwacken. Formen der chemischen Erosion spielen im M'Gounggebiet nur eine untergeordnete Rolle.

Im Pleistozän herrschte analog zu den Eiszeiten in Mitteleuropa im Hohen Atlas, zumindest während zweier langer Zeiträume, ein kühleres und — in Nordafrika — auch feuchteres Klima als in der Gegenwart. Dementsprechend wichen auch die morphologisch wirksamen Vorgänge entweder nach ihrer Art oder ihrer Intensität von den heutigen ab. Ein großer Teil der vorzeitlichen Fels- und Akkumulationsformen geht auf diese Kälte- bzw. Pluvialzeiten zurück.

Der M'Goungkamm und seine Vorketten, der Dj. Ouaougoulzat und Rhat, waren vergletschert. Genaue Begehungen haben ergeben, daß die Zahl der vom Eise umgestalteten Hohlformen viel größer ist, als bisher bekannt war. Erstmals wurden auch Teile glazialer Serien mit sicheren Moränen festgestellt, mit deren Hilfe die Schneegrenze des letzteiszeitlichen Maximalstandes mit etwa 3600 m für den M'Goun und etwa 3400 m für die nördl. Vorkette berechnet wurden. Der Betrag der Depression der letzteiszeitlichen Schneegrenze kann auf mindestens 600 m, höchstens 800 m geschätzt werden. Durch Moränen läßt sich bloß die Existenz einer einzigen Vergletscherung nachweisen. Ausgedehnte, ineinandergeschachtelte Schwemmkegel in der westl. M'Gounfurche, die aus den Karen und Trichtern entsendet wurden sowie zwei Systeme von Aufschüttungsterrassen in den benachbarten Tälern berechtigen jedoch, neben anderen unzweifelhaften Hinweisen, zur Feststellung zweier pleistozäner Kältezeiten im Hohen Atlas. Die Mächtigkeit mancher dieser Aufschüttungen läßt darauf schließen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung viel größere Wassermassen zur Verfügung standen, als dies in der Gegenwart der Fall ist (Pluvialzeiten). Die älteren Schwemmkegel und Aufschüttungsterrassen ruhen Felssockeln auf, die

jüngeren sind in die, im letzten Interglazial (-pluvial) bereits bis zur heutigen Tiefe erodierten Täler eingelagert. Die Tiefenerosion zwischen den beiden Akkumulationsphasen erreichte im Anstehenden Beträge von 80—90 m. Im Lakhdartal, oberhalb Tiourza, wurde durch den letzteiszeitlichen Schwemmkegel des Arousbaches ein mehrere Kilometer langer See aufgestaut, der völlig verlandete, da sich über die Seeablagerungen überall Flußschotter breiten. Die See- und Schwemmkegelsedimente wurden im Spät- und Postglazial bis zu einer maximalen Tiefe von 70 m zerschnitten.

Die gewaltige Steigerung der Frostsprengung während der Kälteperioden wird im Kalkatlas durch die Blockgletscher und vor allem durch die bisher unbeachtet gebliebenen Gehängebrekzien erwiesen. Die letzteren sind auf die Vorketten des M'Goun beschränkt, wo sie stellenweise als dicke Panzer bis auf die Kämme reichen. Das Material stammt von rückwitternden Steinschlagwänden, an deren Stelle flachere Haldenhänge unter dem Schuttmantel getreten sind. Die trockene Wandabtragung war von großer morphologischer Bedeutung. Auf sie gehen die zahlreichen Beispiele auffällig regelmäßig geböschter Kamm-, Hochflächen- und Terrassenabfälle sowie die Formung der Kegelberge im Lakhdartal zurück. In der Gegenwart werden die verkitteten Halden und ihre Felskerne, zumindest soweit sie unter der rezenten Frostbodengrenze liegen, durch Runsen und Gräben zerstört. Darin drückt sich ein Wechsel des klimabedingten morphologischen Kräftespiels aus. Die Depression der letzteiszeitlichen Frostbodengrenze konnte auf Grund der Verbreitung der Gehängebrekzien mit mindestens 600 m veranschlagt werden.

Der westl. M'Gounkette, dem Rhat und dem Dj. Tiferdine sind breite, zerschnittene Fußflächen vorgelagert, die durchwegs an minder widerständigere Gesteine gebunden sind als die sie überragenden Steilhänge und Wände. In der westl. M'Gounfurche konnte die Entstehung der Fläche mit der Seitenerosion der auf einem kältezeitlichen (vorletzte Kältezeit) Schwemmfächer pendelnden Gerinnen erklärt, in den beiden anderen Fällen konnte eine ähnliche Entstehung im älteren Pleistozän vermutet werden.

Das talgeschichtlich interessanteste Problem des M'Goungebietes knüpft sich an die Frage nach der Entwicklung des Oberlaufes des Arousbaches, der als einziges Gerinne die nördl. Vorkette des M'Goun durchbricht und in den Lakhdar mündet. Der in einem großartigen Cañon erfolgende Durchbruch durch den Aorikamm vollzog sich von der Oberfläche einer weitausgreifenden kältezeitlichen Verschüttung aus, in Form einer jungen Epigenese.

Zur Aufhellung der älteren Morphogenese des M'Goungebietes wurden Felsterrassen und Talstufen herangezogen, die ein etappenweises Aufsteigen des Gebirges im Pliozän und Pleistozän bezeugen. Die älteste Gebirgsoberfläche ist in Resten auf Plateaus und Kammverflachungen erhalten und zeigt eine überraschende Ähnlichkeit mit den Hochflächen in den nordöstl. Alpen. Diese erste nachweisbare flächenhafte Formengruppe wurde nicht en bloc gehoben, sondern in Anpassung an den älteren geologischen Bau durch einen jungtertiären Großfaltenwurf in langgestreckte Sättel und Mulden verbogen. Durch diesen wurden die Grundzüge des Talnetzes geschaffen, für welches ausgedehnte Längs- und kurze Quertäler kennzeichnend sind. — Tektonik und Klima müssen in gleicher Weise zur Rekonstruktion der Morphogenese des M'Goungebietes herangezogen werden.

Schrifttum

- Bourcart, J. et Roch, E.: Notice explicative zu: Carte géologique provisoire des régions d'Ouaouizarht et de Dadès 1 : 200.000. Laval 1942.
- Bobek, H.: Die Rolle der Eiszeit in Nordwest-Iran. Verh. III. Int. Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge. Z. f. Glschkde. 27, 1941.
- Büdel, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, 1944.
- Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Edkde. II, 1947.
- Das System der klimatischen Morphologie. Amt f. Ldschde. Landshut 1950.
- Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und den Ostalpen; seine Stellung in der klimatischen Schichtstufen- und Karstentwicklung. Edkde. V, 1951.
- Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. Edkde. VI, 1952.
- Dresch, J.: Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Tours 1941.
- Sur des formations de remblaiement continental et la présence de formes glaciaires dans le Haut Atlas calcaire. C. R. somm. Soc. Géol. franç. Paris 1949.
- Emberger, L.: Aperçu général sur la végétation du Maroc. Veröff. Geobot. Inst. Rübel in Zürich, H. 14, 1939.
- Hamburg, H.: Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen usw. Geol. Fören. Förhandlg. 1915.
- Klebensberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948.
- Lehmann, H.: Morphologische Studien auf Java. Geogr. Abhdlgn., Stuttgart 1936.
- Mauil, O.: Geomorphologie. Enzykl. d. Erdkde. Leipzig u. Wien 1938.
- Mensching, H.: Bericht in Edkde. 1951. Bericht in Pet. Mitt. 1952.
- Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arb. 1953.
- Penck, A.: Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaften, 12. Jg. 1924.
- Penck, W.: Die morphologische Analyse. Geogr. Abhdlgn. Berlin 1924.
- Poser, H.: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rdsch. 1931.
- Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rdsch. 1933.
- Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Erdkde. II, 1948.
- Roch, E.: Notice explicative zu: Carte géologique provisoire des régions de Demnat et de Telouet 1 : 200.000. Laval 1941.
- Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.
- Sölch, J.: Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Forsch. z. dtsch. Lds. u. Volkskde. 1917.
- Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Pet. Mitt. Ergsh. 1935.
- Über die Schwemmkegel der Alpen. Geogr. Ann. 1949.

- Spreitzer, H.:** Die Kundfahrt der Alpenvereinssektion Klagenfurt in den Kili-
kischen Ala Dag 1938. Festschrift zum 80jährigen Bestand der Sektion Klag-
enfurt im Österr. Alpenverein. Klagenfurt 1952.
- Troll, C.:** Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rdsch.
34, 1944.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Edkde. I,
1947.
- Der subnivale und periglaziale Zyklus der Denudation. Edkde. II, 1948.
- Wiche, K.:** Die Formenentwicklung des Höllengebirges. Jb. d. oberösterreich. Mu-
sealver. 94, 1949.
- Zur Morphogenese der Gesäuseberge. Geogr. Studien. Festschr. J. Sölch,
Wien 1951.
- Vorläufiger Bericht über die geographischen Ergebnisse der Studienreise
nach Französisch-Marokko (Sommer 1952). Manuskript, abgefaßt f. d.
Österr. Ak. d. Wiss., Nov. 1952.
- Wissmann, H. v.:** Über seitliche Erosion. Coll. Geogr., Bonn 1951.

Erläuterungen zu den Abbildungen

Aufnahmen K. Wiche

Abb. 1. Zentrale und westl. M'Gounkette, aufgenommen vom Aorikamm. Von
Osten nach Westen (von links nach rechts) K 12, 11, 10 (Arouskar), 9, 8, 7,
T 6 u. T 5 (vgl. morph. Karte). Links im Vordergrund ein Teil des Kessels des
Arous-, rechts der Taltorso des Tessaoutbaches. Auf dem M'Gounkamm liegen
die Jurakalkschichten horizontal und biegen zum Beschauer antiklinal ab. K 8
u. K 9 sind mit Blockgletschern erfüllt. Die Hänge unterhalb der Kare sind
mit eiszeitlichen Brekzien bedeckt, deren geneigte Schichten beiderseits des
Arouskessels frei ausstreichen. An der Dreiecksfläche zwischen K 9 u. K 10 klebt
der Rest eines schräg zum Beschauer (Nordwest) geneigten Schwemmkegels, der
in größerer Ausdehnung links, oberhalb der Plattschüsse am Ausgange des
Arouskares erhalten ist. Unterhalb von K 7 u. K 8 Moränenkranz der letzten
Maximalvergletscherung (auf dem Bild sind nur die Stirnwälle schwach sichtbar).
Unregelmäßig gelaapte Obergrenze der Polsterpflanzen (dunkle Flächen in der
westl. M'Gounfurche).

Abb. 2. Vegetationsringe, entstanden durch Erschöpfung des nährstoffarmen
Bodens (ca. 3000 m, westl. M'Gounfurche).

Abb. 3. Rasenrosetten, Auflösungsformen von Rasenpolstern auf dem sterilen
Tonboden einer Karstschüssel in der westl. M'Gounfurche, bei ca. 2900 m.

Abb. 4. Durch Solifluktion gerundete Moränen und eiszeitliche Schwemm-
kegelbrekzien unterhalb von K 7 in der westl. M'Gounfurche (flächenhafte Denu-
dation).

Abb. 5. Typus der Streifenböden auf eiszeitlicher Brekzie in der westl.
M'Gounfurche.

Abb. 6. Schuttstrom unterhalb eines durch Frostsprengung verwitternden
Kalkblockes auf einem Blockgletscher der M'Gounkette.

Abb. 7. Steinring auf einem Blockgletscher der M'Gounkette.

Abb. 8. Blockgletscher in K 9 der M'Gounkette. Die konvexe Wölbung des
einstigen Eiskörpers ist gut erkennbar.

VON KONRAD WICHE

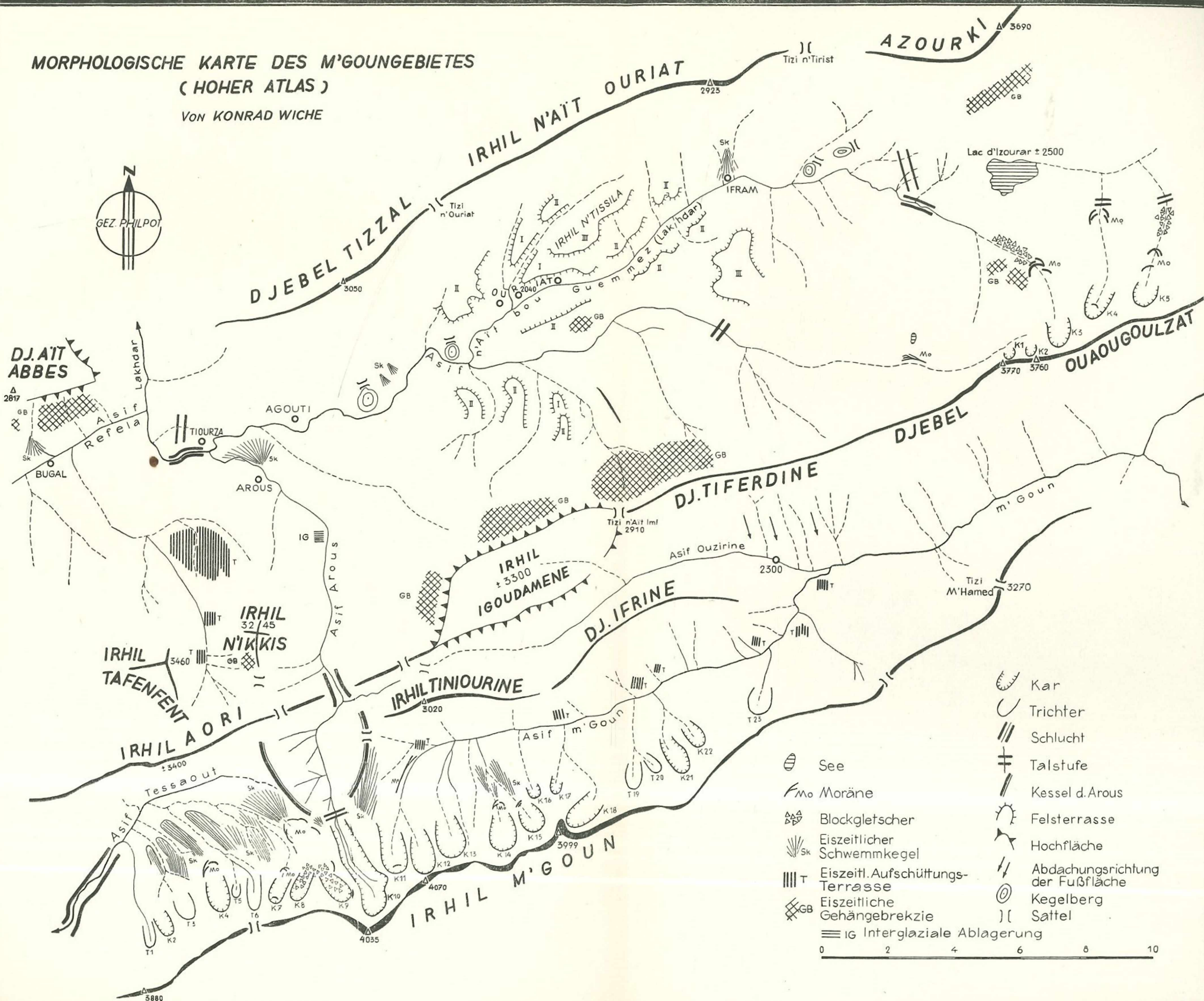


Abb. 1

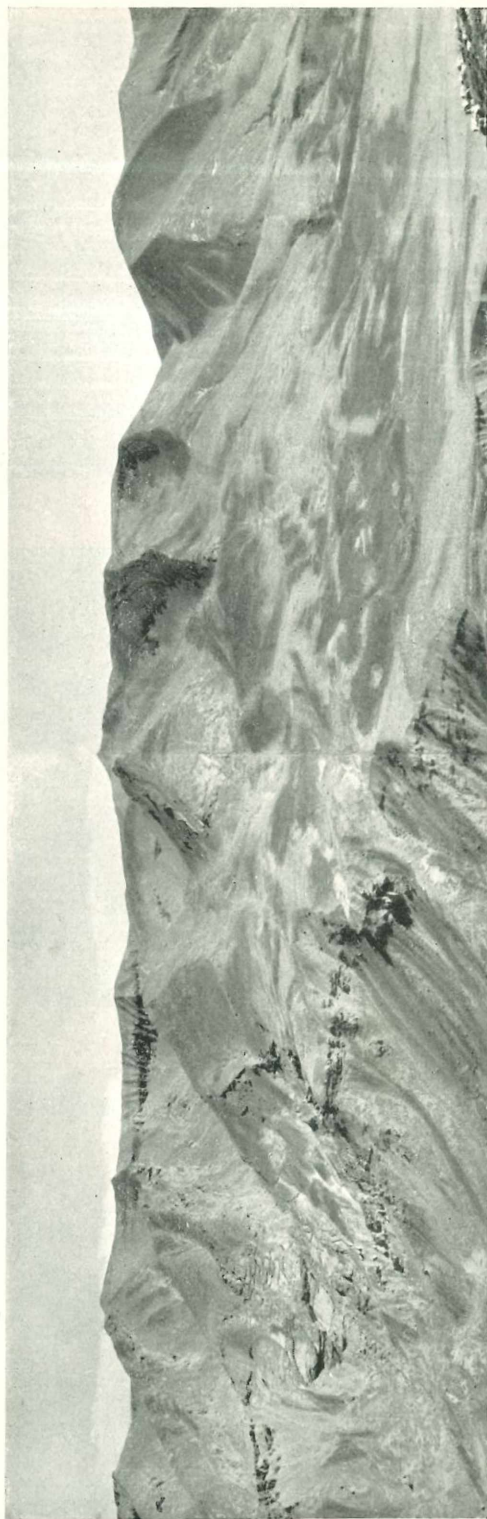


Abb. 2



Abb. 3



Abb. 4

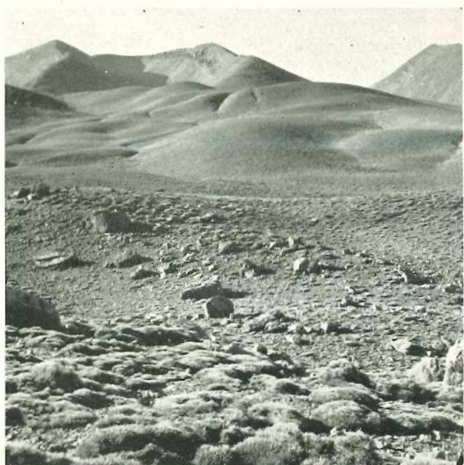


Abb. 5



Abb. 6

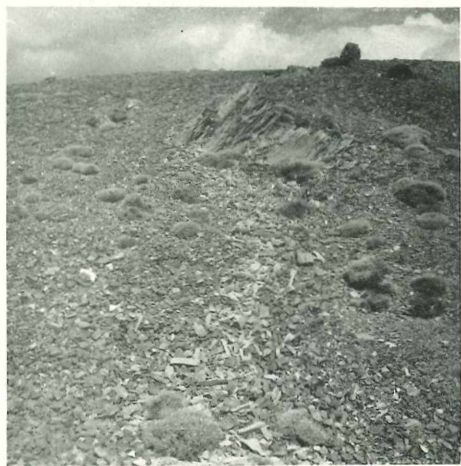


Abb. 7

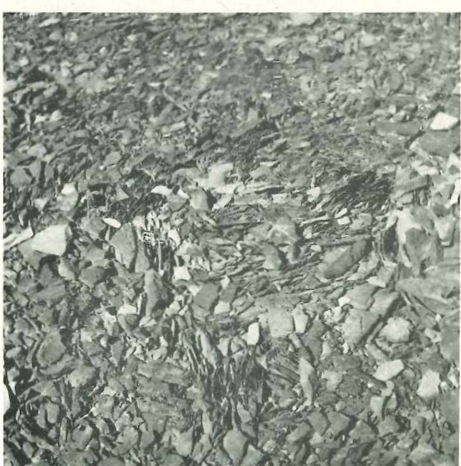


Abb. 8



Abb. 9

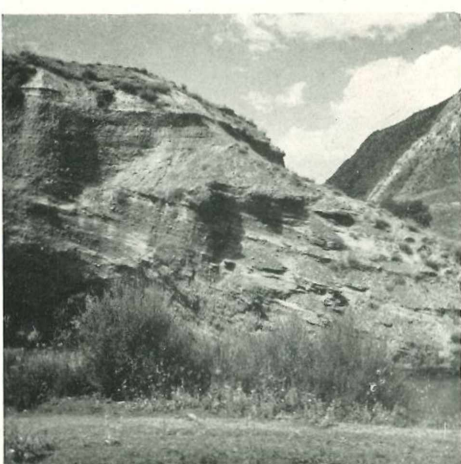


Abb. 10



Abb. 11



Abb. 12

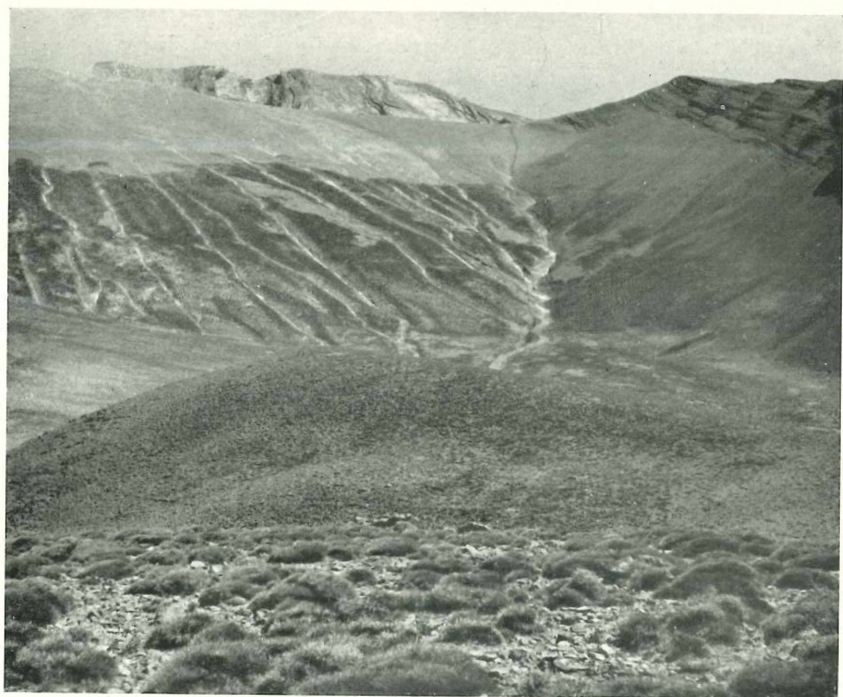


Abb. 13



Abb. 14



Abb. 15



Abb. 16

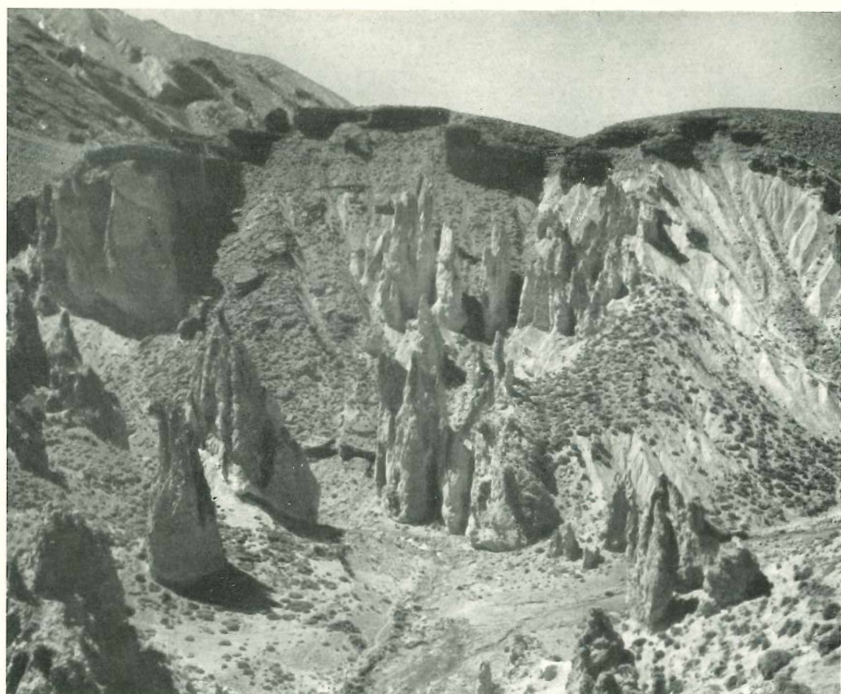


Abb. 17

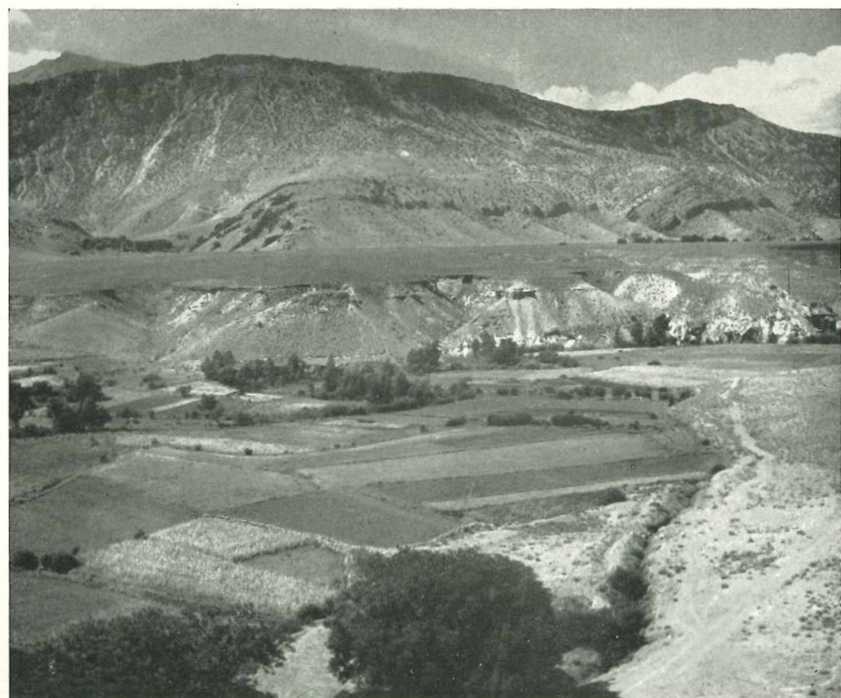


Abb. 9. Deltaschichten im Arousschwemmkegel, halbwegs zwischen Agouti und Tiourza im Lakhdartal. Die Seeablagerungen sind von schwach gegen Norden geneigten, subaërisch abgesetzten Geröllen des Arousbaches überfanren.

Abb. 10. Blick in das Refelatal. Im Hintergrund das Kalkplateau des Rhat (höchster Punkt 3788 m), das dem zu einer flachen Synklinale verbogenem Schichtbau angepaßt ist. Die Talsohle (ca. 1600 m) wird zur Hälfte vom Torrentenbett des Refela eingenommen. Im Vordergrund der Schwemmkegel eines Seitenbaches bei Bugal. Hier zahlreiche Nuß- und einige Feigenbäume, an den Hängen sonst vorwiegend Steineichen und Wachholderbäume.

Abb. 11. Die beiden Haupttäste des Lakhdartales, knapp vor ihrer Vereinigung (mit Siedlungen). Im Hintergrund der Irhil n'Ouriat (2923 m). Im Vordergrund durch Gräben stark zerschnittener, aus einem alten Talboden (System II) hervorgegangener Riedel, mit steil gestellten Schichten. Sonst im Lakhdartal vorwiegend flache Lagerung. Reste desselben Talsystems links im Hintergrund, unmittelbar rechts davon Terrassen des Systems I (Siedlung Ouriat).

Abb. 12. Schichtflächenhang unmittelbar südl. des Lac d'Izourar im obersten Lakhdartal. Runsen und scharfe, rein klimatisch bedingte Obergrenze zwischen Polster- und krautigen Pflanzen. Im Hintergrund der Schichtgrat des Dj. Ouagoulzat (3770 m) mit einer steilen Karnische.

Abb. 13. Zerschnittene Fußfläche im M'Gountal in synklynal zum Beschauer geneigten Mergeln, Sandsteinen und Tonen. Darüber schrofige Dolomitwand des Dj. Tiferdine (ca. 3500 m).

Abb. 14. Hangpartien auf der orographisch linken Talseite des Lakhdar, unterhalb der Vereinigung der beiden Haupttaläste. Im Hintergrund der perspektivisch flach erscheinende Abfall des Igoudamene (ca. 3300 m). Formen der Hangabtragung durch Gräben, Runsen und Herauspräparierung widerständigerer Mergel- und Kalkschichten (Südwest-Fallen) durch Flächenspülung und Inso-lationsverwitterung.

Abb. 15. Blick von der Sohle des südl. Astes des Lakhdar (Asif n'Ait bou Guemmez) bei Ouriat. Reste der Talsysteme I, II und III. Die unterste Staffel in flachlagernden Schichten 70—80 m über der Talsohle, mit Gehängebrekzien. In gegen Norden einfallenden Mergelkalken der zu einem Schichtkamm umgestaltete und erniedrigte Rest von System II (ca. 150 m). Zu oberst wieder in flachen Schichten der Irhil n'Tissila (350—370 m, System III). Der Schichtkamm des Systems II fällt gegen das Lakhdartal mit einer Steinschlagwand ab, an die sich ein Haldenhang mit Spuren von Gehängebrekzien schließt. Die Abfälle des untersten Systems sind bis zur Terrassenkante Haldenhänge.

Abb. 16. Felspyramiden in hellen Tönen und Rauhwacken im Tal des M'Goun-flusses. Die dunkle Überlagerung besteht aus bunten Konglomeraten der vorletzten Kältezeit.

Abb. 17. Letzteiszeitlicher Schwemmkegel des Arousbaches bei seiner Ausmündung ins Lakhdartal. Die leicht konvexe, zum Beschauer geneigte Schwemmkegeloberfläche ist noch in großer Ausdehnung unverletzt erhalten. Vor dem durch kurze Gräben zerschnittenen Rand des Schwemmkegels fließt der Lakhdar (von links nach rechts), dessen Sohle durch intensiven Feldbau mit künstlicher Bewässerung genützt wird. Die konglomerierte Schwemmkegeloberfläche trägt fast keine Verwitterungsschicht und dient lediglich als extensive Schafweide.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1953

Band/Volume: [95](#)

Autor(en)/Author(s): Wiche Konrad

Artikel/Article: [Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M' Goungebiet 4-41](#)