

Beobachtungen und Gedanken zur Morphogenese des Sirouamassivs und seiner südlichen Vorlagen (Marokko)

Mit einem Beitrag von ERICH J. ZIRKL, 2 Tafeln und 16 Bildern *

Von KONRAD WICHE

Hoher und Antiatlas sind durch eine breite Gebirgsschwelle verbunden, deren höchster Teil von den Eingeborenen als Djebel Siroua (3304 m), auf den Karten, in Hinblick auf den geologischen Bau und die Großform, als Vulkan von Siroua bezeichnet wird. Der Sockel, dem die Eruptiva aufsitzen, gehört sehr weiträumigen, größtenteils über 2000 m hohen Rumpfflächen aus vorwiegend archaischen und paläozoischen Gesteinen an, deren einförmige, baumlose Flächen die Endlosigkeit saharischer Räume erahnen lassen. Da auch im Gebiet des Vulkans kleine Hangwinkel vorherrschen und die Flächen allseits von Steilabfällen, vielfach durch Bruchstufen, begrenzt werden, stellen Sockel und Vulkan ein *Hochplateau* — im folgenden auch als *Sirouamassiv* bezeichnet — dar. Im Norden stoßen die Rumpfflächen unmittelbar an die Abfälle der axialen Kette des Hohen Atlas (Toubkal 4165 m), von der sie um mehr als 1500 m überragt werden. Im Süden steigt man über einen mehrere 100 m hohen Steilabfall auf die Flächen des nördlichen zentralen Antiatlas ab, der hier Höhen zwischen 1700 und 2000 m erreicht. Weder vom Hohen noch vom Antiatlas bietet der Siroua den Anblick einer imposanteren Erhebung. Dies ist schon eher von den Ebenen des Sous und Dades, den breiten Vorländern der südmarokkanischen Gebirge, der Fall. Von Westen greifen die Seitentäler des oberen Oued Sous (Asif Tifnout) sowie die Becken von Taliouine tief in den Sockel ein, dessen Oberkante dort 600 m über den Talsohlen endet. Weniger eindrucksvoll ist der Anstieg im Osten, wo sich eine breite Vorstufe zwischen der nur um 300—400 m tiefer gelegenen Ebene des Dades und das zentrale Plateau des Siroua einschiebt. Mein Arbeitsgebiet umfaßt den größeren Teil des Vulkans, aber bloß den südwestlichen Abschnitt des Sockels sowie die unmittelbaren südlichen Vorlagen, die bereits dem Antiatlas angehören.

Das Sirouamassiv ist seit der Jahrhundertwende wiederholt von Geologen und Geographen aufgesucht worden. Das Ziel, eine großmaßstäbige, morphologischen Anforderungen genügende, geologische Karte zu erstellen, wurde allerdings bis zum heutigen Tage nicht erreicht. Bereits 1908 veröffentlichte L. GENTIL wichtige Ergebnisse zur Petrographie des Vulkans. Die Untersuchungen wurden erst nach dem 1. Weltkrieg und in Abhängigkeit vom Fortgang der Befriedung Südmarokkos wieder aufgenommen. Für die Aufhellung der Geologie des Siroua und seiner südlichen Vorlagen waren die über weite Teile des südlichen Marokko sich erstreckenden Arbeiten von L. NELTNER von großer Bedeutung, dem wir auch eine, dem heutigen Wissensstand allerdings nicht mehr entsprechende, geologische Karte im Maßstab 1 : 500.000 verdanken

* Den Druck der Tafeln sowie die kostenlose Anfertigung eines Teiles der Bilder dankt der Verfasser dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) bzw. der Klischerianstalt A. Krampolek, beide Wien.

[1938]. Zum Problem der Entstehung und des Alters der ausgedehnten Plateaus nördlich und nordwestlich des Vulkans enthält das große Werk von J. DRESCH [1941] über das Zentralmassiv des Hohen Atlas grundlegende Ausführungen, denen wir jedoch in Bezug auf das Alter der Flächen im Siroua nicht bestimmen können. Der beste Kenner des AntiAtlas und des Siroua ist zweifellos G. CHOUBERT, der als Chef des nationalen geologischen Dienstes die Herausgabe von Karten auch nach der Lösung Marokkos von Frankreich betreut und von dem wir eine endgültige Darstellung der geologischen Verhältnisse des Siroua erwarten dürfen. Auf ihn geht die Entdeckung jungtertiärer Schichten auf dem Sirouamassiv zurück [1945, 1950, 1952], die eine Neudatierung der Flächen erforderlich machen. Schließlich hat F. JOLY verschiedene Teile des Massivs gequert und durch Beobachtungen sowie Überlegungen zur Kenntnis der Formenentwicklung des Gebietes beigetragen [1946, 1951]. Trotz dieser Untersuchungen — es wurden nur die wesentlichsten angeführt — ohne deren Kenntnis dieser Aufsatz nicht geschrieben werden könnte, reichen die geologischen Vorarbeiten im Sirouamassiv und dessen südlichen Vorlagen nicht aus, um zu gesicherten morphologischen und speziell morphogenetischen Ergebnissen zu kommen. Die in diesem Beitrag geäußerten entwicklungsgeschichtlichen Gedanken sind daher nur als Versuch zu werten, der Klärung der komplizierten Probleme näher zu kommen.

Der beste Ausgangspunkt für eine Bereisung des Siroua und dessen Vorlagen, insbesondere für wissenschaftliche Arbeiten im Vulkangebiet, ist der etwas über 1000 m gelegene Ort Taliouine. Er liegt an der einzigen Straße, die die beiden Atlasvorländer des Sous und Dades über den nördlichen Teil des zentralen AntiAtlas (Sättel von Taratine \pm 1850 m und von Zbein 1904 m) miteinander verbindet. Knapp östlich vom Gebäude des einstigen (1954) französischen Militärpostens zweigt von der Straße gegen Nordosten eine Piste ab, die auch für Kraftfahrzeuge benutzbar ist. Sie führt in kühner Anlage über den Abbruch des westlichen Sirouasockels auf die ausgeglichene Fläche Ida ou Illoun¹, die sie bis zum Dorfe Asfzimmer in nordöstlicher Richtung quert. Nach Durchschreitung zweier mäßig eingesenkter Täler (Asif n'Oumarikh und n'Tassa) gelangt man im Norden auf die Fläche Id Nouh bzw. von Askaoun². Beide Hochflächen, die von Illoun und Askaoun, sind fast siedlungsleer. Die wenigen größeren Dörfer (Tamalout, Asgaour, Asfzimmer und Ameur) liegen im Oumarikh- bzw. Tassatal und zwar an jenen Stellen, wo an der Grenze zwischen den Gesteinen des alten Sockels und den auflagernden jungtertiären Schichten Quellen auftreten. Von diesen Orten kann der ganze südliche, westliche und engere nördliche Abschnitt des Vulkans in ein bis zwei Tagesmärschen erreicht werden.

Das Sirouamassiv

Der Siroua ist ein erloschener jungtertiärer Schildvulkan, der vermutlich über einer oder mehreren Spalten gebildet wurde, die während einer

¹ Mit wenigen Ausnahmen sind alle Ortsangaben und Bezeichnungen auf den dem Aufsatz beigegebenen morphologischen Skizzen (Tafel I und II) enthalten, die unter Benützung der Carte de reconnaissance 1 : 100.000 bzw. der Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique 1 : 2.000.000 und nach eigenen Feststellungen entworfen wurden.

² Bei Askaoun befand sich bis 1956 der Posten eines Officier des Affaires Indigènes, dem die Kontrolle des ganzen, riesigen Sirouagebietes oblag. Zur Zeit meines Aufenthaltes war der Posten mit Cpt. CAMUS besetzt, dem ich für seine Gastfreundschaft und mannigfache Unterstützung herzlich zu danken habe.

der alpinen (jungtertiären) Bewegungsphasen aufgerissen sind. Für diese erstmalig geäußerte Ansicht über die Entstehung des Vulkans können eine Reihe von Tatsachen angeführt werden. Zunächst fällt auf, daß Aschen und Auswürflinge selten zu finden sind. Hingegen nehmen mehrfach übereinander geschichtete Lavadecken ein sehr großes Areal ein. Da sich die Laven flächenhaft, eben deckenförmig ausbreiteten und individualisierte Magmaströme zumindest im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden konnten, ist anzunehmen, daß aus den Spalten vorwiegend dünnflüssiges Magma gefördert wurde. Durch die einzelnen Ausbrüche wurde etappenweise ein flacher Kegel aufgebaut, der die für Schildvulkane typischen Böschungsverhältnisse aufweist. Auf Flächen, die noch die ursprüngliche, durch spätere Tektonik nicht verstellte Oberfläche des Kegelmantels tragen, beträgt der Hangwinkel am Rande des Ergußgebietes nur wenige, gegen dessen Inneres keine 10 Grade. Im Zentrum des Vulkans, der heutigen Gipfelregion in über 3300 m, verkleinert sich der Böschungswinkel bis fast zur Horizontalen. Einen weiteren Hinweis für die Entstehung des Vulkans durch magmatische Ausflüsse aus Spalten erblicke ich darin, daß nirgends Andeutungen für einen Krater zu beobachten sind. Der mögliche Einwand, daß der stark zerstörte Siroua nur eine Vulkanruine darstellt und ein ehemals vorhandener Krater bereits der Erosion zum Opfer gefallen sein könnte, erscheint mir deshalb nicht stichhältig, weil sich älteste Teile, tafelförmige Reststücke des Kegelmantels, auch im nächsten Umkreis der Ergußstelle erhalten haben (Plateau unmittelbar südlich des Gipfels, 3051 m, Tafel I). Wahrscheinlich gibt es mehrere Eruptionszentren, unter welchen jenes im Gipfelbereich das bedeutendste ist. Dadurch würde die große Ausdehnung der Lavadecken verständlich, die sich gegen Norden — gerechnet vom Kulminationspunkt — über 20 km zusammenhängend erstrecken, im Osten und Süden sogar noch in einer Entfernung von 30 bzw. 40 km als isolierte Erosionsreste anzutreffen sind.

Nach den petrographischen Untersuchungen von L. GENTIL [1908 a, b], dessen Ergebnisse auch von späteren Forschern bestätigt wurden, sind mehrere Lavaserien am Aufbau des Siroua beteiligt: mit wenigen Vorkommen *Liparite* und *Trachyte*, sowie in viel größerer Ausdehnung *Phonolite*. Es existieren jedoch keine Angaben über die Verbreitung und nur sehr wenige über die morphologisch besonders wichtigen, vom Gasgehalt des erstarrenden Magmas abhängigen Absonderungsformen dieser Gesteine. An einigen für die Erklärung der Landformen wichtigen Stellen habe ich Gesteinsproben entnommen, von denen 4 freundlicherweise durch E. J. ZIRKL petrographisch bestimmt wurden.

Bei den Lavadecken ist zwischen dichten, sehr widerständigen Bänken (Bild 13) und fladenförmiger, leichter angreifbarer Fluidalstruktur (Bild 5) zu unterscheiden. Beide Lavaarten sind an ihrer Oberfläche glatt. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und einigen Dekametern. Die dichten Bänke sind durch weitständige Erstarrungsklüfte gekennzeichnet und zerfallen bei der Verwitterung in grobe, kantige oder kanten gerundete Blöcke, die fladenförmige Lava in kuchenförmigen oder kugeligen, stets gerundeten Schutt. Ganz anders beschaffen ist die Blocklava (Bild 4). Sie besteht aus einem hartverbackenen, oft spratzigen Gewirr gelegentlich scharfkantiger Blöcke und Scherben und ist wegen ihrer Porosität und Löchrigkeit

gegenüber mechanischen Angriffen, wie die Hitze- und Frostsprengung, wenig widerständig. Die Oberfläche der wie Schlacken aussehenden Blocklava ist immer rau und zerklüftet. Weite Verbreitung besitzt im Inneren des Siroua eine weiße, poröse Lava (Probe 4, S. 56), die als trachytisches Magma erkannt wurde. Sie ist leicht zerstörbar und bildet die Basis dunklerer und härterer Phonolitdecken. Die größte Mächtigkeit unter allen vulkanischen Massen besitzen naturgemäß die Spaltenfüllungen (Schlote), die durch tiefe Täler aufgeschlossen sind. Jene sind, ähnlich wie die Lavadecken, von zahlreichen Klüften durchzogen, unter denen namentlich die steilstehenden ins Auge fallen und morphologisch bedeutsam sind. Im ganzen Vulkangebiet überwiegt der gerundete, durch die Absonderungsformen bedingte Schutt (Bild 7).

Es können mehrere (3—4) Lavadecken unterschieden werden, die am Rande des Ergußgebietes durch ein im allgemeinen feinkörniges Substrat getrennt werden, das durch seine hellen Farben stärkstens mit den dunklen Laven kontrastiert (Bild 2). An seiner Zusammensetzung sind weiche Mergel, Arkosen, Sande und in hohem Maße gelbliche und rötliche Tone bzw. Lehme sowie örtlich Einlagen von kleinen, selten größeren Geröllen und Schutt beteiligt. Diese Schichten sind meist mächtiger als die einzelnen Lavadecken, wirken als Quellhorizont und dienen häufig zur Anlage von Höhlenwohnungen (z. B. bei Aneur, Bild 4). Nach G. CHOUBERT [1945, 1952] hat man es mit einer nicht-vulkanischen, kontinentalen Bildung zu tun, die sich in allen Depressionen des nördlichen zentralen AntiAtlas findet. Auf den hochgelegenen Plateauflächen des Siroua ist die leicht zerstörbare Ablagerung nur deshalb erhalten geblieben, weil sie von Laven bedeckt ist. Über das Alter der Schichten gehen die Meinungen noch etwas auseinander. G. CHOUBERT parallelisiert sie mit gleichartigen Sedimenten im Sous und Dades und stellt sie mit diesen ins Pont. H. GAUTHIER [1950 a, b] und diesem folgend P. BIROT und F. JOLY stellen sie ins Miozän. Sie sind also jedenfalls jungtertiär. Die Grenze zwischen den terrestrischen Sedimenten am Rande und den makroskopisch oft ähnlich beschaffenen weißen und porösen Laven im Inneren des Vulkans muß erst durch künftige petrographische Analysen festgestellt werden.

Die mit den Magmadecken wechsellagernden kontinentalen Ablagerungen werden von den französischen Forschern als eine subaerische, fluviatile Bildung aufgefaßt — darauf weisen namentlich die Gerölleinlagen hin — zum Teil sind sie vielleicht auch äolischer Entstehung. Aus dem feinen Korn der mächtigen und, wie erwähnt, ursprünglich in Südmarokko sehr weit verbreiteten Aufschüttung kann geschlossen werden, daß die Herkunftsgebiete der im Siroua akkumulierenden Flüsse, der Hohe und AntiAtlas, noch während des Jungtertiärs ein sehr mäßiges Relief aufwiesen. Dementsprechend kann auch der Siroua selbst, als Vorland und Sedimentationsraum der beiden Gebirge, im gleichen Zeitraum nicht seine heutige Höhenlage besessen haben, was bedeutet, daß die für das gegenwärtige Landschaftsbild maßgebenden Hebungen sehr jungen Datums sind. Sie fallen in die Zeit nach dem Abschluß der kontinentalen Sedimentation (Ende des Pont nach G. CHOUBERT), also ins obere Pliozän. Aus der räumlich engen Verknüpfung der Lavadecken mit den jungtertiären Sedimenten geht ferner hervor, daß auch die Ergüsse im wesentlichen mit dem Pont beendet waren. Nur von einer einzigen Stelle ist bisher ein jüngerer, quartärer Lavastrom bekannt geworden [G. CHOUBERT 1952]. Er lagert in einem Tal auf der Nordseite des Siroua, außerhalb des Arbeitsgebietes.

Der Sockel, dem der Komplex junger vulkanischer und terrigener Schichten auflagert, besteht aus vorgeschichtlichen, kristallinen Gesteinen (u. a. Konglomerate, Schiefer, Rhyolite und vor allem Granite). Sie bauen die Flächen von Askaoun und Illoun auf, die von den phonolitischen und trachytischen Ergüssen nicht erreicht und daher auch von dem leicht abräumbaren jungtertiären Material völlig entblößt wurden. Im Bereich des Vulkans kommt das Kristallin nur gelegentlich, in tieferen Einschnitten zum Vorschein⁴. Die Sockelflächen ziehen über die verschiedenen Gesteine und Lagerungen hinweg, sind also Schnittflächen (Rümpfe).

Nach dem Erlöschen des Vulkanismus wurde das Sirouamassiv von Verwerfungen betroffen, die als Bruchstufen in der Landschaft auch heute noch eine große Rolle spielen. So folgt der hohe Steilabfall am Südrand des Massivs einem Bruch, der auch für die Anlage und den Verlauf des oberen Zagmouzentales bestimmend war. Entlang der Bruchstufe ist der Rand des Hochplateaus viel geschlossener als beispielsweise im Westen, wo er tektonisch nicht vorgezeichnet und von weit zurückreichenden Schluchten stark gelappt ist. Längs der genannten Verwerfung wurde das Sirouamassiv gegenüber den südlichen Vorlagen um 300—400 m herausgehoben, wie sich aus dem Vergleich der Plateauhöhen beiderseits der Bruchlinie ergibt. Sie scheidet im Westen des Arbeitsgebietes scharf die kambrischen Kalke der Vorlagen von den Sockelgesteinen des Siroua, durchschneidet jedoch im Osten das Kristallin samt dessen jungvulkanischen Auflagen. Daraus ergibt sich eindeutig das postvulkanische Alter der Bewegungen an der Bruchlinie, die nach G. CHOUBERT [1952] u. a. schon in vormaläozoischer Zeit angelegt und während der alpinen Phasen — stärkste Bewegungen am Ende des Pliozän — nur neu belebt wurde. Eine andere gleichaltrige, gleichfalls seit längerem bekannte, aber nicht genau lokalisierte Störung quert in Westostrichtung die Gipfelregion des Siroua und einen Teil der Illounfläche. An dieser Verwerfung wurde die Südhälfte des Vulkanschildes schräg gestellt, deren Flächen seitdem steiler als ursprünglich nach Süden geneigt sind. M. E. handelt es sich um ein ganzes System paralleler Brüche, entlang welcher der südliche Siroua staffelförmig absank. Die höchste Staffel stellt die bei ± 3000 m gelegene Fläche knapp südlich des Gipfels dar. Trotzdem sie ein Reststück des obersten, nahe der Ausbruchsstelle gelegenen Kegelmantels ist, ist sie nicht, wie zu erwarten wäre, horizontal, sondern leicht gegen das Eruptionsputrum gekippt. Der Gipfel, der bereits dem Schlot angehört, überragt die Fläche um rund 300 m, welcher Betrag dem Minimum der an dieser Stelle stattgefundenen vertikalen Verstellung entsprechen dürfte.

Auf dem Siroua sind Teile der Uoberfläche an ziemlich zahlreichen Stellen erhalten geblieben. Immer wieder stoßt man auf flach geneigte Schichttafeln (*Mesas*), die an widerständige Phonolitbänke der obersten Lavadecken gebunden sind (Bild 6). In allen Fällen sind die von meist grobem, je nach den Lavaarten verschieden gestaltetem Schutt bedeckten Oberflächen der *Mesas* völlig eben, frei von Dellen oder Gräben. Schöne Beispiele finden sich beiderseits des Oumarikh- und nördlich des Asgaourtales (Tal östlich des gleichnamigen Ortes).

Das Talnetz weist den für Vulkane typischen Grundriß auf: die Gerinne streben vom Zentrum und Kulminationspunkt radial auseinander. Allerdings gilt

⁴ Dies ist z. B. im Bachbett südlich Asfzimmer der Fall. Südöstlich des Dorfes, an der Straßenkehre, bilden unter schlackigen Lavaschichten schuttreiche Sande und Tone eine 10—15 m hohe Wand, die von Höhlen und Orgeln durchsetzt ist. Die terrigenen Sedimente sind hier ziemlich dunkel und besonders in der Kontaktzone zur Lava bunt verfärbt.

dies nicht für die Nordwestflanke, wo wahrscheinlich sekundäre Eruptionen zentren vorhanden sind. Hier bildet eine Hochzone die Wasserscheide zwischen nach Westen und Osten gewandten Tälern.

Die Zerschneidung des Vulkans erfolgte, soweit es sich um die über den randlichen Steilabfällen gelegene Plateaulandschaft handelt, in zwei Etappen, von denen zumindest eine sicher tektonisch bedingt war. Der älteren entspricht eine Formengemeinschaft, die man als Hügel- und Schichttafelland bezeichnen kann und die sich unmittelbar nach Abschluß der Eruptionen, also im oberen Pliozän, entwickelte. Es ist nicht unbedingt erforderlich, die Ausbildung dieses *Erosionssystem*s mit einer Höherschaltung des Vulkans in Zusammenhang zu bringen, da sich die Gerinne auch auf den ursprünglichen, durch die Ergüsse geschaffenen Böschungen einschneiden mußten. Da sie sich jedoch auch außerhalb der vulkanischen Decken, in den Sockel, nach dessen Entblößung von den terrigenen Schichten, eintieften, ist es wahrscheinlich, daß der Erosion eine tektonische Phase im Gebiet des Massivs vorausging. Zur Zeit des ältesten Erosionssystems besaß der Siroua ein sehr mäßiges Relief, mit Höhenunterschieden von 100—250 m, auf dem die Gerinne, unterstützt durch harte Lavabänke, ausgiebige Seitenarbeit leisteten. Die zugehörigen Hohlformen haben die Form breiter, flacher Mulden und Sohlentäler, die gegenwärtig lediglich während der Schneeschmelze oder nach starken Regengüssen von dünnen Wasseradern durchmessern werden. Wo die Talsohlen an Härtebänke geknüpft sind, sind sie völlig eben (z. B. oberstes Asgaourtal Bild 8). Die Mulden- und Sohlentäler bilden die obersten Abschnitte der tiefer eingeschnittenen jüngeren Täler, über welchen sie mit überraschend steilen und hohen Stufen enden. Gelegentlich greifen von den letzteren scharfe Kerben in das ältere Talsystem ein. Als Vollformen gehören dem obersten Erosionssystem neben den Mesas auffällig regelmäßige Kegel, deren konkave Hänge sich mit den Mulden verflößen, sowie abgeflachte Schneiden an, die alle aus Schichttafeln hervorgegangen sind (Bild 1). Ausgedehntere Reste dieses Stockwerkes finden sich in der erwähnten Hochzone nordwestlich des Gipfels, kleinere so ziemlich auf allen Plateauflächen zwischen den jüngeren Einschnitten.

In das Hügel- und Schichttafelland sind 300—400 m tiefe Täler eingeschachtelt, die dem jüngeren, sicher durch eine Hebung verursachten Erosionszyklus (2. *Erosionssystem*) angehören, in dessen Verlauf die größeren Bäche vom Rande des Massivs bis in das Innere des Vulkans kräftig einschnitten. Dadurch wurden die Lavadecken endgültig in ersosiv stark gelappte Riedel zerlegt, wie solche am augenfälligsten die abgesunkene Südflanke des Siroua kennzeichnen (Ait Sengane). Auch das Hauptzentrum der Ausbrüche wurde weitgehend zerstört und aus den Gesteinen der Spaltenfüllung der nahezu allseits isolierte, durch zwei Scharten gegliederte Gipfel (3304 m) herauspräpariert (Bild 5). Er zeigt jene klotzige Form, wie man sie in den kompakteren und mächtigeren Phonoliten häufig findet. Die Klötze (*Necks*) sitzen nie der älteren Flachlandschaft auf, sondern nur Kämmen, in denen sich die Täler des jüngeren Systems verschneiden. Auf stark reduzierten Zwischentalscheiden treten, durch senkrechte Klüfte begünstigt, Türme und Zinnen auf, die an die Dolomiten erinnern (Bild 7). Die relativ große, oft bis in die Anfänge zu verfolgende Breite der jüngeren Einschnitte geht hauptsächlich auf die zwischen die Magmadecken eingeschalteten, außerordentlich leicht ausräumbaren jungtertiären Ablagerungen sowie auf die weitverbreitete weiße Lava zurück. Die

terrigenen Schichten sowie der häufige Fazieswechsel innerhalb der vulkanischen Serien sind auch die Ursache für die Mannigfaltigkeit der Tallängs- und Talquerschnitte. Es ist außerdem wahrscheinlich, daß die in gewissen Zeitabständen vor sich gehenden Magmaaustritte nicht an denselben Stellen erfolgten und sich dadurch jüngere Lavadecken über ältere Schloten breiteten, in welche sich die auf den Deckschichten angelegten Gerinne epigenetisch einschnitten.

Interessante Engen mit Gefällssteilen begegnet man beispielsweise in den Tälern des Asif n'Oumarikh und seiner Zuflüsse. Wenige Kilometer unterhalb des Oumarikhursprunges betritt man eine kurze, trockene Schluchtstrecke, die von einigen Dekametern hohen, stark klüftigen Wänden eingefaßt wird (Bild 9). Am Grunde ist die Schlucht statt V- ausgesprochen U-förmig, wie ein kleiner, vom Eise geschliffener Trog, obwohl der Siroua nie vergletschert war. An der Gestaltung des Profils arbeiten fast ausschließlich Verwitterungsvorgänge, vornehmlich physikalisch-mechanischer Art, durch die längs oberflächen-parallelen Klüften kantige Gesteinsscherben abgelöst werden. In der Hauptsache dürften die für die Desquamation maßgeblichen Klüfte schon bei der Erstarrung des Magmas entstanden sein, zum Teil gehen sie sicher auf Dilatations- und Kontraktionskräfte in den obersten Gesteinspartien zurück, für welche in dieser Höhenlage (± 2500 m) mit ihren starken kurzfristigen Temperaturschwankungen die besten Voraussetzungen gegeben sind. Geradezu grandios und selbst in den Trockenzeiten schwer begehbar, ist die Schlucht des rechten Seitenbaches, der etwa 1 km östlich von Ameur in den Oumarikh mündet. Sie ist mehrere 100 m mit hohen und steilen, von Türmen und Nadeln überragten Felshängen in homogenen, harten Trachyt (Probe 2) eingeschnitten. Im tiefsten Teil wird die Schlucht streckenweise zu einer Klamm mit senkrechten Kluftwänden.

Ein landschaftlich sehr hervortretendes Element sind die unzähligen niedrigen (5—20 m) *D e n u d a t i o n s s t u f e n* und *- t e r r a s s e n*, die mit Ausnahme der Oberflächen der Mesas alle Plateauflächen zwischen den älteren und jüngeren Einschnitten und deren Hänge gliedern. Die Voraussetzungen für die Bildung dieser Formen — flache Lagerung und verschiedene Widerständigkeit der Schichten — sind im ganzen Ergußgebiet des Vulkans vorhanden, besonders jedoch an dessen Rändern, wo sich die Lavadecken mit den terrigenen Sanden und Tonen verzahnen. Hier sind oft breite, subhorizontale Schichtterrassen entwickelt. Auch innerhalb der vulkanischen Serien gibt es Stufenbildner (weiße, poröse Lava, Probe 4), bloß sind in jenen die Terrassen weniger gut ausgebildet bzw. werden durch Steilhänge zwischen den senkrechten Stufen ersetzt. Die Mehrzahl der Stufen ist an die Täler des älteren, namentlich aber an die des jüngeren Erosionssystems gebunden und ist beim Einschneiden der Gerinne entstanden. Später nahmen sie vielfach eine selbständige Entwicklung, d. h. sie wurden durch andere als fluviatile Kräfte zurückverlegt. Das Ausmaß des Rückwanderns war von lithologischen Faktoren abhängig. Es war am stärksten an den Rändern des Ergußgebietes, wo dünne, häufig wasserdurchlässige Lavadecken mit mächtigeren kontinentalen Sanden und Tonen wechsellagern, in denen Quellerosion und Flächenspülung untergrabend wirkten. Dort sind alle Anzeichen vorhanden, daß auch in der Gegenwart die Weiterbildung der Stufen noch kräftig anhält, vorausgesetzt, daß es sich um löchrige Block- oder kluffreiche Fladen- und nicht um dichte Lava handelt. Die Fronten solcher Stufen sind durch Spalten und

Spülfurchen, zwischen welchen aus übereinander liegenden Blöcken zusammengesetzte Säulen vorspringen, außerordentlich reich gegliedert. Aus der Ferne sehen sie wie Palisaden aus (Bild 2). Stellenweise ragen abenteuerliche Felsburgen über die Hänge auf, als Auslieger rückgewitterter Stufen. Der Steilhang in den weichen Schichten vor den Stufen ist mit grobem, stets gerundetem Blockwerk übersät. Da die terrigenen Sedimente lehmreich sind, rutschen die Blöcke auf der nach Niederschlägen glitschigen Unterlage ab und stauen sich auf der nächst tieferen Denudationsterrasse. Auch die Stufen, die über weniger widerständigen vulkanischem Material liegen, dürften gegenwärtig „aktiv“ sein, wenn sie stark differenzierten Magmadecken (Blocklava) angehören. Die Stufen in den dichten, weitständig geklüfteten, besonders widerständigen Bänken liegen jedoch fest.

Selbst für die Formung des Siroua im großen war die Rückwitterung der Denudationsstufen bedeutungsvoll. Die Vorgänge setzten ja bereits mit der Zerschneidung der Vulkandecken ein, waren demnach seit dem unteren Pliozän — mit Intensitätsschwankungen — am Werk. Das Ergebnis war eine flächenhafte Abdeckung großer Teile der obersten Schichtpakete, vor allem des peripheren Vulkankegels; denn die einmal durch Taleinschnitte isolierten Schichttafeln wurden durch die von allen Seiten rückschreitenden Denudationsstufen eingengt und schließlich zerstört. Sobald die schützenden Lavadecken beseitigt waren, wurden die weichen terrigenen bzw. porösen Lavaschichten rasch abgetragen. Jüngst entblößte Sande und Tone oder wenig widerständige Laven sind dabei zu meterhohen Erdpyramiden mit oder ohne Decksteine zerschnitten worden (z. B. im oberen Oumarikhtal, Bild 10). An Stelle der ursprünglichen Strukturflächen (Teile des Kegelmantels) traten schließlich breite Rücken, die von Trümmern und Denudationsresten der einstigen Lavadecken bedeckt sind. Jeder Plateauteil des Siroua zeigt die charakteristische Gliederung in Treppen, die sich über und hintereinander in den Gebirgskörper zurückgeschoben haben. Nur die regelmäßigen, konkaven Kegel auf der Hochzone nordwestlich des Gipfels sind stufenlos (Bild 1). Sie werden aus mächtigeren, homogeneren Massen aufgebaut. Schon seit langem, seit der ersten Höherschaltung des Sirouaplateaus der auf die Haupttäler konzentrierten jüngeren Flußerosion entrückt, wirkten an den Hängen der Kegel nur die Flächen- und Rinnenspülung sowie die während des Pleistozäns besonders gesteigerten Massenbewegungen.

Im Siroua gibt es dafür Beweise, daß die Rückverlegung der Stufen während des letzten Pluvials — analog dazu wohl auch während der früheren Kaltzeiten — um ein vielfaches rascher vor sich ging als heute. Ein gutes Beispiel liegt vom Südrand der Fläche zwischen dem Oumarikh- und Asgaourtal, östlich von Asfzimmer, vor. Hier bildet eine sehr harte, oberflächlich glatte Lavabank eine 10—15 m hohe Stufe über weicherem vulkanischem Material. Das Gestein ist von meterweit entfernten, normal aufeinander stehenden Klüften durchsetzt, die sich auf der Stufenflur als durchschnittlich nur einige Zentimeter breite Risse zu erkennen geben, gegen den Stufenrand jedoch zu über einem Meter breiten Spalten werden (Bild 13). Entlang dieser haben sich Quader bis zur Größe eines kleinen Hauses aus der Front der Stufe gelöst und sind auf den 5—10° geneigten, anschließenden Flachhang abgerutscht. Allein durch Untergrabung und Auswaschung läßt sich die Lockerung der Quader nicht erklären. Entscheidend war die Frostsprengung, durch welche die ursprünglich

schmalen Klüfte erweitert, die beim Abkippen der schweren Blöcke zu breiten Spalten vergrößert wurden. An die Stufe schließt ein schütterer, solifluidal auseinander gezogener Blockstrom von einigen 10 m Länge an. In der Gegenwart wird weder die Stufe zurückverlegt noch findet ein Schuttransport statt. Ähnliche Beobachtungen über die im letzten Pluvial sehr wirksame Frostsprengung sind auch an anderen Stufen eindeutig möglich, sofern sie aus widerständigem vulkanischen Gesteinen bestehen und nicht von terrigenen Schichten unterlagert werden.

Gleichfalls pleistozäne Klimate zeugen sind die bis 4 m mächtigen Wanderschuttdecken, die viel grobe und gröbste, zumeist — durch die Absonderungsformen verursacht — gut gerundete Lavablöcke enthalten (Bild 14). Der pluvialzeitliche Schutt bedeckt auch Flachhänge, auf die er ohne soligeliden Transport nie gelangt sein konnte und unterscheidet sich vom rezenten Verwitterungsmaterial durch seine leichte Verfestigung. Die Untergrenze der nicht sehr häufigen Vorkommen konnte bei etwa 2000 m festgestellt werden. Wo periglaziale Decken über terrigenen Sanden und Tonen oder weißer, poröser Lava liegen, sind sie stark zerstört, weil nach der Ausschwemmung des Feinmaterials auch die größeren Komponenten auf der in feuchtem Zustand schmierigen Unterlage in Bewegung geraten. Die größten, schwersten Blöcke behielten jedoch ihre Lage bei und wuchsen als Pilze, zum Teil auch als Wackelsteine auf anderen Blöcken, einige Meter über ihre Umgebung hinaus, die weiterhin stark abgetragen wird.

Eine weitere Folge des kaltzeitlichen Klimas war die Überlastung der Flüsse mit Lockermaterial, wodurch sie zur Akkumulation gezwungen waren. Reste von Talverschüttungen sind im Inneren des Siroua allerdings selten. Ein größeres Vorkommen findet sich bei ± 2200 m im Oumarikhtal, 10—12 m über dem Einschnitt des Baches. Es ist ein rot überkrustetes, etwa 5 m mächtiges Sediment, das vorwiegend aus feinem, wenig gerolltem Material besteht und talaus geschichtet ist. In Anbetracht der starken Zerstörung aller diluvialen Lockermassen im Siroua, dürfte das Vorkommen nicht älter als letztpluvial sein. Nur am Rande des Massivs läßt sich nachweisen, daß auch der Siroua, wie alle südmarokkanischen Gebirge, mindestens zweimal kältezeitlichen Einflüssen unterlag (ineinander geschachtelte Schwemmkegel und Akkumulationsterrassen an der Einmündung kurzer Hangbäche in den Zagmouzen unter dem Südabfall des Plateaus).

Auf ebenen und nahezu horizontalen Plateauteilen konnte der fast immer sehr grobe Schutt auch während der Kaltzeiten nicht abwandern. Solche Flächen wurden lediglich durch die Verwitterung in situ unter Mitwirkung des Windes als Transportmittel für das Feinmaterial mäßig tiefergelegt. Schöne Beispiele für die dabei entstehenden Kleinformen zeigt das schon mehrmals erwähnte, um 3000 m hohe Plateaustück knapp südlich des Gipfels. Die Oberfläche fällt mit einer relativ widerständigen Lavabank zusammen, die die Fluidalstruktur noch ausgezeichnet erkennen läßt. Es sind breite, mit Narben, Töpfen und Kesseln bedeckte Fladen, die noch fest mit dem Untergrund zusammenhängen oder entlang horizontalen bzw. wenig davon abweichenden Erstarrungsklüften in plattige oder kuchenförmige Brocken zerfallen sind. Das Kaliber der Fladen und Blöcke ist im Durchschnitt sehr groß. An vielen Stellen ragen niedrige, wollsackartige Felsburgen auf. In das Gewirr der Fladen und des Blockwerks sind erstaunlich regelmäßige, kreisrunde oder elliptische Wannen eingesenkt,

mit Tiefen bis zu wenigen Metern und Durchmesser bis zu 10 Metern. Der Boden der Wannen besteht aus feinem Lavagrus, auf dem häufig stark angewitterte, kleinere Gesteinsscherben liegen. An der Entstehung dieser Kleinformen ist neben der mechanischen offensichtlich auch die chemische Verwitterung beteiligt. Auf die Frost- und Insolationswirkung geht die Lockerung und der Zerfall des Gesteins in grobe Brocken zurück, während die feinere Aufbereitung, erkennbar an den Narben und Töpfen der Gesteinsoberflächen, durch die chemische Wirkung des Wassers besorgt wird (Bild 16). Dabei ist die Tatsache wichtig, daß auf den höchsten Plateauteilen des Siroua durchschnittlich 3 Monate Schnee liegt⁵. Dieser hält sich naturgemäß in den Hohlformen der ungleich verwitterten Plateauoberfläche am längsten, in denen die Zersetzung des Gesteins daher am stärksten fortschreitet und die nach dem Gesetz der Selbstverstärkung schließlich zu Wannen vertieft und vergrößert werden (Bild 11). Der feine Rückstand wird in den Trockenzeiten vom Winde verweht. Die Formen werden wohl in der Gegenwart weiter entwickelt, in ihrer Anlage sind sie jedoch sehr alt. Sie reichen bis in die Kaltzeiten zurück, in denen vor allem die Frostsprengung weit wirksamer war und in denen es mehr und länger im Jahr als heute Schnee gab.

Unzweifelhafte rezente Solifluktuionsformen, namentlich Strukturböden, fehlen im Siroua. Die einzigen Formen, die man mit rhythmischen Bodenversetzungen in Zusammenhang bringen kann, sind hangparallele Schutterrassen (Bild 15). Sie werden bis zu mehreren Metern breit und besitzen einige Dezimeter hohe Treppenabsätze, in denen der gröbere Schutt angereichert ist. Solche Terrassen wurden an einem Hang zwischen 2400 und 2500 m beobachtet. Da die im benachbarten Hohen Atlas sehr verbreiteten frostbedingten Solifluktuionsformen nicht unter 2600 m herabreichen [K. WICHE 1953 u. a.], ist es fraglich, ob man die Schuttreppen im Siroua mit dem Bodenfrost in Beziehung setzen kann. Sie können auch durch Sackungen während der Schneeschmelze oder bei starker Durchfeuchtung des Schuttes durch Regen entstanden sein. Über die Ursache des Mangels echter Frostbodenerscheinungen im Siroua können nur Vermutungen geäußert werden. Wahrscheinlich liegt es daran, daß die vulkanischen Gesteine überwiegend grob oder zu Grus verwittern, dem das für die Feuchtigkeitsspeicherung wesentliche tonige Bindemittel fehlt. Dazu kommt, daß die Niederschläge gering sind (400 mm in der Gipfelregion), viel geringer als im gleichen Höhenbereich des Hohen Atlas (600—800 mm). Während des letzten, feuchteren und kühleren Pluvials [K. WICHE 1953 u. a.] reichten die klimatischen Kräfte jedoch aus, um auch im Siroua den damals sehr reichlich anfallenden Schutt in Bewegung zu setzen.

Auf einer kleinen Fläche bei ± 2600 m, über dem nördlichen Hang des obersten Oumarikhtales, traf ich auf Rasengirlanden, die jedoch sicher nichts mit Bewegungen in einem Frostboden zu tun haben (Bild 12). Sie bedecken in großer Zahl einen kleinen Fächer, der aus mechanisch aufbereitetem, verschwemmtem Feinmaterial weißer, poröser Lava besteht. Diese Schicht streicht über der Spitze des Fächers, am Fuße eines etwas steileren Hanges, der eine Kappe aus härteren vulkanischen Gesteinen trägt, als 2—3 m dicke Bank aus. Die leicht zerstörbare weiße Lava ist von vielen, bis zu 2 m tiefen und scharfen Spülrinnen durchfurcht. Aus den Pseudokarren schießt zur Zeit der Schneeschmelze oder nach Platzregen das Wasser heraus

⁵ Die Daten über das Klima des Siroua verdanke ich Cpt. CAMUS.

und breitet sich in Form kleiner Schichtfluten auf dem Schwemmfächer aus. Mit dem aufgeweichten Lockerboden werden dann auch die seichtwurzelnden Rasengirlanden durch die Fluten versetzt, auseinandergerissen und vielfach quergestellt. Im allgemeinen verlaufen sie jedoch wie Rasengirlanden im Frostboden normal zur Hangneigung.

Erheblich einfacher und monotoner ist der Formenschatz der Rumpffläche westlich des Siroua, die den Sockel des Vulkans bildet. Zum Teil sind es perfekte Ebenen (Westteil der Illounfläche und um Askaoun), zum Teil flachwellige Hochflächen, über welchen die rückgewitterten Stirnen der Lavadecken steil enden. Außer bescheidenen Kuppen und Rücken, gehört dem Sockel ein 100—150 m hoher Flachhang an, der die Illounfläche in einen höheren östlichen und einen niedrigeren westlichen Teil gliedert. Dem Plateau sind gefällsarme, seichte Muldentäler eingesenkt, die nach kurzem Lauf über den Steilabfällen des Plateaus als Trockenfurchen frei ausstreichen, vornehmlich aber die obere, gleichfalls meist trockene Fortsetzung von Schluchten bilden, die von den Rändern in das Plateau eingreifen und auf die sich größtenteils die heutige fluviale Tätigkeit beschränkt. Dieses außer Funktion gesetzte Talnetz der Rumpffläche gleicht diesbezüglich sowie auch hinsichtlich der Formen im einzelnen den Mulden des älteren Erosionssystems des Vulkans, denen sie zeitlich entsprechen dürften. Außerdem wird der Sockel von den ständig oder zeitweise durchflossenen Tälern des jüngeren Erosionssystems gequert, die, wie das Oumarikh- und Tassatal, im Zentrum des Vulkans wurzeln, im Bereich der Rumpffläche jedoch breiter, aber weniger tief als im Ergußgebiet sind (Bild 3). Ein drittes Erosionssystem — weitere habe ich nicht verfolgt — stellen die randlichen Schluchten dar, die nicht mehr zur Plateaulandschaft des Sirouamassivs gerechnet werden können (z. B. untere Abschnitte des Oumarikh- und Tassatales, die die westlichen Teile der Flächen von Illoun und Askaoun trennen). Die Plateaulandschaft des Massivs umfaßt demnach nur die beiden oberen Erosionssysteme: Mulden mit den zugehörigen Vollformen im Vulkangebiet und auf dem Sockel; relativ tiefe und breite V-Täler innerhalb der Lavadecken, die im Bereich des Sockels in noch breitere, aber seichtere Kerben übergehen.

Der Versuch, die Morphogenese des Sirouamassivs zu skizzieren, kann nur unter Berücksichtigung der in ihren Grundzügen einigermaßen bekannten Entwicklung der benachbarten Gebirge unternommen werden. Namentlich in Bezug auf die ältere geologische Geschichte besteht zwischen den zentralen Ketten des Hohen bzw. Antiatlas und dem Sirouamassiv weitgehende Übereinstimmung [G. CHOUBERT 1942]. Erst im Tertiär setzte im Hohen Atlas eine gesonderte Entwicklung ein. Nur er wurde während der jüngeren orogenetischen Phasen von echten Faltungen betroffen, während Siroua und Antiatlas germanotyp, im wesentlichen längs Brüchen bewegt wurde. Allen südmarokkanischen Gebirgen ist jedoch wieder gemeinsam, daß die entscheidenden, nur in ihren Ausmaßen räumlich differenzierten Hörschaltungen in jüngster geologischer Vergangenheit, am Ende des Pliozäns, erfolgten [J. DRESCH 1941 u. a.]. Durch diese letzte, bedeutendste Bewegungsphase wurden die relativen Höhen zwischen den einzelnen Orogenen und Großschollen endgültig festgelegt. In Form einer Riesentreppe wurde der Hohe Atlas (± 4100 m) über den Siroua (± 3300 m) und dieser über den Antiatlas (Zentrale Kette ± 2600 m) gehoben. Die Verstellungen vollzogen sich entlang altangelegter, im Tertiär reaktivierter tekto-

nischer Hauptlinien, zu welchen das System von Brüchen, Flexuren und Faltungen am Südrand der axialen Kette des Hohen Atlas (*accident sud-atlasien*) sowie die Verwerfung am Südfall des Sirouamassivs zählen.

In den südmarokkanischen Gebirgen wurden ausgedehnte Rumpfflächen festgestellt, deren Datierung allerdings oft schwierig ist. Das liegt zum Teil daran, daß sich die älteren tertiären — pyrenäischen und älteren alpinen — Bewegungsphasen nur wenig auf die Höhenlage der Gebirge auswirkten. Dies gilt vor allem für den AntiAtlas, der gegenüber dem Hohen Atlas von Anfang an zurück blieb. Die Gerinne arbeiteten nach den einzelnen tektonischen Impulsen nur wenig in die Tiefe, während der Ruhepausen aber ausgiebig in die Breite. G. CHOUBERT [1952] stellte im AntiAtlas 4 Rumpfflächen fest, die seit dem mittleren Oligozän bis einschließlich des Villafranchien gebildet wurden. Sie liegen in Form einer Rumpftreppe in geringen Höhen übereinander bzw. einzelne von ihnen fallen in Gebieten minimalster Hebung zusammen. Von diesen Rumpfflächen ist jedoch eine, die in vormiozäner Zeit selbst aus einem älteren Rumpf entstandene *surface préhammadienne* allgemein verbreitet. Ihr dürfte das Plateau des Sirouasockels (Flächen von Illoun und Askaoun) zuzurechnen sein. Dafür spricht die Tatsache, daß sich über dem Sockel, geschützt durch die vulkanischen Decken des Siroua, jungtertiäre terrigene Schichten erhalten haben, die es ermöglichen, das Alter des Plateaus mit ziemlicher Sicherheit als vormiozän anzugeben. Ohne Zweifel bedeckte das Jungtertiär einst auch den Sockel, wurde dort aber längst abgeräumt. Demnach ist das Plateau des Sirouasockels eine wiederaufgedeckte Rumpffläche, die in Südmarokko sehr häufig sind.

Die Morphogenese des Sirouamassivs stellt sich nun, wie folgt, dar. Im Anschluß an eine schwache Hebung (im AntiAtlas 2. pyrenäische Phase nach G. CHOUBERT 1952; voraquitan) wurde eine wenig über dem Meeresspiegel liegende Rumpffläche mäßig zerschnitten und in der Folge durch Lateralerosion zur *Surface préhammadienne* ausgestaltet. Diese besaß selbst nur geringe Höhenunterschiede und stellt in ihrem heutigen, wiederaufgedeckten Zustand gleichfalls eine Rumpffläche dar, obwohl sie nicht durch Einebnung eines höheren Gebirges entstanden ist. Während des oberen Miozäns bis einschließlich des Pont wurden über die *Surface préhammadienne* die fluviatilen Sande und Tone gebreitet, die aus dem Hohen oder AntiAtlas herangeführt wurden. Aus ihrem feinen Korn geht hervor, daß es damals im weiten Umkreis des Siroua noch keine nennenswerten Erhebungen gab. Im gleichen Zeitraum, vermutlich im Anschluß an eine neuerliche tektonische Phase (Helvet?), begann die Tätigkeit des Vulkans, zwischen dessen wiederholten Spaltenausflüssen die Sedimentation des terrigenen Materials auch im Ergußgebiet weiterging und zur Ausbildung der bekannten Wechsellagerung führte. Nach dem Abschluß der terrigenen Sedimentation und des Vulkanismus, am Ende des Pont, entwickelte sich auf dem flachen Kegelmantel des Siroua das radiale Talnetz des 1., ältesten Erosionssystems (oberes Pliozän). Gleichzeitig, vielleicht auch schon früher, begann die Abräumung der terrigenen Schichten vom Sockel, außerhalb der schützenden Lavadecken. Aus der Ähnlichkeit der Talformen — flache Mulden — in den kristallinen Gesteinen des Sockels mit jenen im Bereich der Lava und aus ihrer engen Nachbarschaft kann man schließen, daß sie gleichaltrig sind. Auf keinen Fall sind die Muldentäler auf dem Sockel vormiozän, Teile der *Surface préhammadienne*, weil sie, wenn auch

als Trockenfurchen, nach dem gegenwärtig funktionierenden Entwässerungsnetz orientiert sind, das erst nach dem Pont auf dem Kegelmantel bzw. den terrigenen Schichten angelegt wurde. Dem oberen Pliozän ist auch das jüngere, 2. Erosionssystem zuzuzählen, durch den die heutigen relativen Höhen auf dem Plateau des Sirouamassivs im wesentlichen festgelegt wurden. Durch die letzte, wirksamste alpine Bewegungsphase, am Ende des Pliozäns, wurde der Siroua zum Hochplateau. Damals entstanden der hohe, einer Verwerfung folgende Steilabfall im Süden, die Bruchstufen im Inneren des Vulkans sowie die von den Rändern eingreifenden, das Massiv stark zerstörenden Schluchten (3. Erosionssystem).

Die südlichen Vorlagen

Im Süden ist dem Sirouamassiv ein im einzelnen wohl ziemlich reich gegliedertes, im ganzen jedoch recht einförmiges Hochplateau vorgelagert. Im folgenden wird bloß ein Teil der mit Ausnahme von dornigen Polstern und einigen Kulturpflanzen bei den wenigen oasenhaften Siedlungen, sonst aber vegetationslosen Hochfläche behandelt. Das sind im wesentlichen die Gebiete von Aït Roha und von Ihaoua (Tafel II). Siroua und Antiatlas werden durch die erwähnte morphotektonische Linie erster Ordnung geschieden, entlang welcher das südliche Plateau gegenüber dem Vulkansockel um einige 100 m, gegenüber dessen Gipfel um mehr als 1000 m bei den Hebungen zurückblieb. Die Hauptabdachungen des Plateaus sind gegen Nordwesten, zu den Becken von Taliouine und gegen Osten, zum Becken von Tazenakht, orientiert. Ein einigermaßen regelmäßiger oberflächlicher Abfluß findet allerdings nur in den Tälern des oberen Zagmouzen und seines linken Zubringers, des Akka n'Tamanar, statt, die in das Hochplateau bis zu 500 m tiefe Schluchten eingesägt haben. Die weiten Flächen über den Schluchten im Süden sind wohl dicht zertalt, ihr Gewässernetz ist aber völlig desorganisiert. Es gibt keine einzige Hohiform, die auch nur zeitweise in ihrer ganzen Länge durchflossen wird. In alten, breiten Geröllbetten (Asif ou Timgueld) kann man jedoch feststellen, daß dort gelegentlich lokale Umlagerungen stattfinden. Ein Teil des Hochplateaus, die Fläche zwischen den Gebieten von Aït Raho und Ihaoua, ist abflußlos. In der Verödung des Gewässernetzes spiegeln sich die geringen Niederschläge wider, die vom Siroua mit 400 mm nach Osten und Süden sehr rasch auf 200 und 100 mm sinken [A. ROBAUX 1952].

Für die Gestaltung des Plateaureliefs, das zweifellos in feuchteren Perioden als der heutigen entstanden ist, war der geologische Bau von ausschlaggebender Bedeutung. Der überwiegende Teil des Arbeitsgebietes wird von Sedimentgesteinen des unteren Kambriums zusammengesetzt, unter denen wieder meist hellbraune, dolomitische Kalke die größte Verbreitung besitzen. Diese sind durchwegs gut geschichtet, mit Bänken von im Durchschnitt nur wenigen Metern Mächtigkeit. Der Dolomitgehalt ist, wie L. NELTNER [1938] feststellte, sehr unterschiedlich und kann örtlich bis zu 54% betragen. Ähnlich verhält es sich mit silikatischen Beimengungen, die sich, wenn auch nicht allzu häufig, zu lagenförmigen Einschaltungen verdichten können. Außerdem schieben sich oft bunte, schieferige Mergel ein. Zwischen allen diesen Schichten besteht intensive Wechsellagerung, sodaß jeder Hang durch eine Unzahl kleiner und größerer Stufen getrept ist, in denen sich die unterschiedliche Widerstandsfähigkeit der Gesteine manifestiert.

Im Gebiet von Aït Raho und Ihaoua wurde die kambrische Gesteinsserie zu breiten, flachen Synklinale n verbogen, die in den Klein- und Großformen des Plateaus klar zum Ausdruck kommen. Die Richtung der Synklinalachsen entspricht den im ganzen Antiatlas vorhandenen strukturellen Hauptlinien [G. CHOUBERT 1952]. Im Bereich der Synklinale von Aït Raho durchkreuzen sich gleich 2 Richtungen der herzynischen Gebirgsbildungen. Dadurch entstand eine Doppelmulde, deren Achsen aufeinander normal stehen. Die Hauptachse verläuft von Südosten nach Nordwesten — in der gleichen Richtung ist sie geneigt — die kürzere von Südwesten nach Nordosten. Die Achse der Ihaounasynklinale ist gleichfalls von Südwesten nach Nordosten orientiert und geneigt.

Morphologisch stellt die Synklinale von Aït Raho eine mit der tektonischen Hauptachse gestreckte Senke dar, mit einem an die Ränder der Synklinale geknüpften, ziemlich regelmäßigen rechteckigen Umriß. Die Außenseiten der Umrahmung (Dj. Tiougnatine, bou Azar, n'Tougoudine und Adrar n'Ounzine) werden von durchschnittlich 80—100 m hohen Steilabfällen gebildet, die zumeist von niedrigen Wänden gekrönt werden. Die Steilhänge und Wände schneiden die Köpfe der randlichen, aufgebogenen Synklinalschichten, die also von den Stufen weg fallen. Letztere sind von zahlreichen, vorwiegend seichten Rinnen durchzogen. Lediglich im Südosten, am Dj. n'Tougoudine, stören tiefere Einschnitte den im allgemeinen geradlinigen Verlauf der Stufen, wobei es zwischen engständigen Gräben zur teilweisen Isolierung schmaler Sporne kam. Die Höhe der Umrahmung nimmt von Südosten (1971 m) gegen Nordwesten (± 1700 m), mit dem Gefälle der Hauptachse der Synklinale ab. In den flachen Antiklinalen, die man sich allseits der Mulde von Aït Raho zu denken hat, wurden in Umkehrung des tektonischen Reliefs die größeren Täler des Plateaus angelegt, auf deren trockenen Schuttsohlen die Rinnsale der Randstufen auslaufen.

Auch das Relief des Muldeninneren von Aït Raho ist in weitestgehendem Maße dem Schichtbau und den Gesteinsunterschieden angepaßt. Die Herauspräparierung der strukturbedingten Formen erfolgte im wesentlichen durch ein feinst verzweigtes Netz kleiner Gerinne, deren Täler trocken liegen. Die obersten, relativ steilen Quellläste setzen an der Innenseite der Firste der randlichen Stufen an und münden in gefällsarme, kastenförmige Täler, die die Mulde, wieder konform mit deren Hauptachse, im Nordwesten verlassen. An dieser Stelle liegen die Sohlen der Sammeladern bis zu 150 m unter den randlichen Kämmen. Durch die kleineren und größeren Gerinne wurde das Muldeninnere in prächtige Schichttreppen und tafelförmige Riedel zerschnitten, aus deren Verbindung man ein vollkommenes Bild der ursprünglichen Oberfläche erhält. Die einzelnen Stufen werden selten über 10 m hoch, während die Breite der Fluren, namentlich gegen die Talgründe, erheblich über diesen Betrag hinausgeht. Relativ besonders widerständige Schichtpakete bilden markantere Stufen, die über viele Kilometer durchlaufend zu verfolgen sind. Sie umschließen, entsprechend dem doppelten Synklinalbau der Senke von Aït Raho, ellipsenförmig deren Innerstes. (Tafel II.) In allen diesen Fällen fallen die Schichten auf die Stufen hin ein.

In ähnlicher Weise ging die Modellierung der Ihaounasynklinale vor sich. Wieder erfolgte die Entwässerung durch ein baumartig verästeltes Netz kleiner Gerinne, konform mit der Neigung und dem Verlauf der tektonischen Achse. Im Gegensatz zu Aït Raho sind jedoch die breiten Sammeladern

weniger tief eingesenkt (bis zu maximal 90 m) und an die Stelle steiler Ursprungsgräben treten flache Mulden, die bis auf die Kämme der Randstufen zurückreichen. Diese Unterschiede hinsichtlich der Taltiefen und der Formen der obersten Talenden erklären sich aus dem ganz geringen Neigungswinkel der Synklinalschichten von Ihaoua. Bis auf wenige Ausnahmen fehlen auch Härtestufen im Inneren der Senke. Ein längerer, einige Dekameter hoher Schichtkamm erhebt sich bloß in deren östlichen Teil, der aus denselben, sonst abgeräumten Kalkhorizonten besteht, wie die Randstufe im Süden.

Die Randstufen von Ihaoua sind niedriger als jene von Aït Raho, sind aber durch Einbuchtungen und Sporne viel reicher gegliedert. Den Randstufen sind zahlreiche, verschieden hohe Auslieger vorgelagert, die alle Stadien der Abtrennung durch gegenständige Hanggerinne sowie alle Stadien der Abtragung erkennen lassen: Tafeln mit niedrigen Wänden in verschiedenen Deckschichten, Kegel, abgerundete Rücken und Hügel. Diese stark gelappten Randstufen schneiden die Schichten frontal, achtern [H. MORTENSEN 1953] und unter den verschiedensten dazwischenliegenden Winkeln.

Über den Strukturformen der beiden Synklinalen gibt es auf dem Plateau noch Zeugen für eine höhere Fläche, die in ihrer Gesamtheit vom inneren Bau unabhängig gewesen sein muß. Zu dieser möchte ich zunächst eine unzertalte, um 2000 m gelegene Schichttafel nördlich des Sattels von Zbeïn rechnen. Sie ist von Süden nach Norden geneigt, überragt die benachbarte Randstufe von Ihaoua um mindestens 100 m und ist aus einem stratigraphisch höheren Schichtpaket aufgebaut als letztere. Sie kann daher nicht als Auslieger der Randstufe betrachtet werden. Andere hochgelegene, jedoch immer kleine Flächenreste, sind im weiteren Umkreis der beiden Synklinalen vorhanden. Sie sind wohl zumeist auch aus unterkambrischen Kalken aufgebaut, jedoch auch aus archaischen Gesteinen, wie Graniten, Rhyoliten u. a. Die archaischen Gesteine sind steil aufgerichtet und werden von den Flächen gekappt. Denkt man sich die einzelnen Reststücke miteinander verbunden, so erhält man eine sehr mäßig gewellte Fläche, deren Höhen zwischen 2000 und 2150 m schwanken. Sie lag damit nur wenige 100 m über dem heutigen Plateau und die Umrahmungen der Synklinalen kommen ihr sogar sehr nahe (höchster Punkt der Randstufe von Aït Raho 1971 m, von Ihaoua 1910 m).

Diese höchste, durch Reststücke angezeigte Plateauoberfläche war eine subaëril entstandene Erosionslandschaft, die stark an die Rumpffläche des Sirouasockels erinnert, der ich sie auch zeitlich und genetisch gleichsetzen möchte. Sie war die mit einiger Sicherheit erfaßbare Ausgangsform, aus der sich das heutige Plateau entwickelte. Es ist anzunehmen, daß auf ihr die Grundzüge des Talnetzes, d. h. die Richtungen der den heutigen Hauptabdachungen folgenden größeren Täler, schon gegeben waren. Das komplizierte Talgeflecht im Inneren der Synklinalen ist sicher erst später entstanden und nur die Großformen der Mulden mögen sich bereits auf der Rumpffläche als flache Senken abgezeichnet haben. Die Zerstörung des Rumpfes ist durch eine en bloc-Hebung, die eine Neubelebung der Erosion nach sich zog, eingeleitet worden (vgl. S. 53).

Für die Beantwortung der Frage nach den Kräften, welche die das heutige Landschaftsbild auf dem Hochplateau beherrschenden Denudationsformen geschaffen haben, ist die Feststellung von großer Bedeutung, daß die Härtestufen stets eng an die Täler geknüpft sind, woraus hervorgeht, daß sie fluvial

entstanden sind. Außerdem dürfte der in semiariden Klimaten hohe Anteil der Seitenerosion an der Flußarbeit auch für die Weiterbildung der Stufen (Rückverlegung) und Fluren (Verbreiterung) ausschlaggebend gewesen sein.

Solange ein Bach, der auf einer harten Gesteinsbank fließt, sein Bett in diese nur wenig eingekerbt hat, wird die Talsohle nach jedem größeren Regenguß überflutet und der Abfall der nächst höheren Stufe durch Lateralerosion untergraben. Gleichzeitig werden etwaige noch vorhandene weichere Schichten flächenhaft ausgeräumt und dadurch eine weitgehende Anpassung der Hochwassersohle an die Schichtflächen erzeugt. Sobald die Härtebank längs des Niederwasserbettes durchstoßen ist, geht in den liegenden weicheren Schichten die Tiefenerosion rasch vonstatten und wird erst wieder durch die nächst tiefere Bank verzögert. Im gleichen Maße wie die Kerbe an Tiefe gewinnt, werden wegen ihres nun größeren Fassungsvermögens weitausgreifende Überflutungen seltener. Die Hauptwirksamkeit des Baches konzentriert sich immer mehr auf den vertieften und erweiterten Einschnitt, von dem aus neue Stufen in die Talhänge zurückverlegt werden. Ein solcher Ablauf kann namentlich an den Formen des Inneren der Ait Rahosynklinale abgelesen werden, wo die Schichten flach gegen den Talweg der Gerinne einfallen oder horizontal gelagert sind. Geologischer Bau und Klima waren für die Ausbildung der vielgliedrigen Schichttreppen außerordentlich günstig. Mehrere Faktoren wirkten morphologisch in der gleichen Richtung: der intensive Gesteinswechsel und der kurzfristige Wechsel von jeweils vorwiegender Tiefen- und Seitenerosion. Damit erübrigt sich auch, mehr als eine Hebungphase zur Einleitung der Formenentwicklung und Ausbildung der Schichttreppen anzunehmen.

Für die Gestaltung der höheren Randstufen im einzelnen war nicht die Richtung des Schichtfallens, sondern die Größe des Einfallswinkels von Bedeutung. Wo die Schichten steil geneigt sind, wie am Nordost- und Südwestrand der Ait Rahomulde, sind die Stufen geradlinig und glatt. Hingegen treten im Südosten, am Dj. n'Tougoudine, bei geringerem Einfallswinkel, Sporne und Gesimse auf. Alle drei Stufen sind Frontstufen im herkömmlichen Sinn. Bei sehr flacher Lagerung, wie in der Ihaounamulde, sind die Randstufen am stärksten gelappt und in sich getreptt, wobei die Schichten von den Stufen unter den verschiedensten Winkeln geschnitten werden.

Der Zusammenhang zwischen Tal- und Stufenbildung im Bereich der beiden Synklinalen ist so offensichtlich, daß man versucht ist, die Mitwirkung anderer als fluviatiler Vorgänge zu unterschätzen, zumal die Stufen in den kambrischen Kalken, im Gegensatz zu jenen über den terrigenen Schichten im peripheren Ergußgebiet des Siroua, in der Gegenwart, mit dem Erlahnen der Flußstätigkeit, festliegen. Tatsächlich dürften in den südlichen Vorlagen die Flächen- und Rinnenspülung bei der Bildung der Stufen als Initialkräfte keine große Rolle gespielt haben. Sie sind mehr in ihrer Bedeutung für die Erhaltung oder Zerstörung der Formen zu werten. Diesbezüglich gilt für die Denudationsterrassen der Sirouavorlagen Ähnliches, wie für die Schichtstufenlandschaft im semiariden Texas, die von H. MORTENSEN [1953] untersucht wurde. An den zu den Schichten konkordanten Hängen werden die Treppenfluren durch das in engständigen Rinnen gesammelte oder als Schichtfluten abfließende Regenwasser parallel zu sich selbst tiefer gelegt und nach rückwärts erweitert, welche Vorgänge zur Steilerhaltung der über den Fluren aufragenden Stufen beitragen. Dem wirkt das von den oberen Treppenflächen auf die Stufen übertretende

Wasser entgegen, das die Firse zerschneidet und abflacht. Die bei steilerer Schichtneigung von Leisten wenig gegliederten Frontstufen, von deren Kämme das Wasser wegflißt, werden in ihrer ganzen Höhe von gestreckten Rinnen gekerbt, die die Stufe unter Beibehaltung des Hangwinkels zurückschieben. Am Fuße solcher Steilabfälle können sich schmale Schnittflächen gebildet haben, die kleine Pedimente, nicht Flußterrassen, darstellen. Im ganzen wirkten in den kambrischen Kalken die Flächen- und Rinnenspülung mehr stufen-erhaltend, denn -zerstörend.

Für die Rekonstruktion des zeitlichen Ablaufs der Formenentwicklung am Nordrand des zentralen Antiatlases ergeben sich aus der Morphogenese des Sirouamassivs wichtige Anhaltspunkte. Abgesehen vom Vulkanismus, sind die Formen jeder der beiden Schollen aus Rumpfflächen hervorgegangen, von denen jene im Bereiche der südlichen Vorlagen allerdings nur aus Reststücken erschlossen werden kann. Da es außer Zweifel steht, daß der Siroua entlang einer Verwerfung über die Flächen des Antiatlases gehoben wurde, erscheint es gerechtfertigt, die Rumpfflächen miteinander zu parallelisieren, d. h. sie als tektonisch verstellte Teile einer einzigen Oberfläche, der exhumierten vormiozänen Surface préhammadienne, aufzufassen. Ferner ist man m. E. berechtigt, die seinerzeitige Existenz der vom Siroua bekannten jungtertiären Schichten auch über den Plateaus des nördlichen Antiatlases anzunehmen, weil sie in Südmarokko generell verbreitet waren, wie aus den Vorkommen in tieferen Lagen oder unter vulkanischen Deckschichten hervorgeht. Dafür spricht auch die Tatsache, daß die größeren Täler im Umkreis der Synklinalen von Ait Raho und Ihaoua den Antiklinalen folgen. Die Reliefumkehr wird ohneweiters verständlich, wenn man epigenetisches Einschneiden der Flüsse, von den jungtertiären Deckschichten aus in die kambrischen Kalke, voraussetzt. Die Anlage des heutigen Talnetzes der südlichen Vorlagen erfolgte, ebenso wie auf dem Siroua, nicht schon vor dem Miozän, sondern nach Abräumung der terrigenen Sedimente von der Surface préhammadienne erst im Oberpliozän, auf der exhumierten Rumpffläche. Über deren Formen im einzelnen — auf dem Siroua Mulden- und Sohlentäler des 1. Erosionszyklus — läßt sich wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Fläche in den südlichen Vorlagen nichts aussagen.

In das obere Pliozän fällt auch die Zerstörung der wiederaufgedeckten Rumpffläche durch fluviatile, von einem kräftigen tektonischen Impuls ausgelöste Erosion (2. Erosionszyklus auf dem Siroua). Die Hauptgerinne schufen sich ziemlich tiefe, mit höheren Hangstufen (Randstufen der Synklinalen) ausgestattete Täler. Das fein verzweigte Talgeflecht sowie das Schichttreppenland im Inneren der Mulden sind später, erst während des Pleistozäns, entstanden. Durch die letzte große Hebung am Ende des Pliozäns wurden die südlichen Vorlagen des Siroua, so wie dieser selbst, zum Hochplateau, in das der obere Zagmouzen und der Akka n'Tamanar ihre Schluchten einschneiden (3. Erosionszyklus).

Oberes Pliozän und Pleistozän waren in Marokko Zeiträume, die für die Entwicklung von Stufenländern, wie sie in mustergültiger Form südlich des Siroua vorliegen, sehr günstig waren. Das Klima beider Epochen wich in seinen Grundzügen nicht vom heutigen ab, es war immer semiarid, nie tropisch oder humid [J. DRESCH 1941]. Es gab hinsichtlich der Niederschläge lediglich quantitative, nicht qualitative Unterschiede, d. h. es gab wohl feuchtere und vielleicht auch trockenere Perioden im Vergleich zur gegenwärtigen, jedoch

waren die jahreszeitliche, noch mediterran beeinflusste Verteilung und die Art der Niederschläge (Platzregen) und damit auch das Flußregime dieselben. Die fluviatile Rückverlegung der Stufen wird namentlich während der Pluviale bedeutendere Ausmaße erreicht haben, weil die Flüsse infolge ihrer Überlastung vornehmlich seitliche Erosionsarbeit leisteten, während in den Interpluvialen, sofern in diesen, analog zur Gegenwart, die Flußtätigkeit nicht überhaupt erlahmte, die Tiefenerosion stärker in den Vordergrund trat. Dementsprechend war auch die Flächen- und Rinnenspülung in den Pluvialen größer.

Zusammenfassung

Der Siroua ist ein flacher Schildvulkan, der über Spalten entstanden ist, die während des jüngeren Tertiärs in einem vormiozän eingerumpften kristallinen Sockel aufrissen. Die Bewegungen, die den Vulkanismus auslösten, waren kratogener Natur und fanden synchron mit den von echten Faltungen begleiteten alpinen tektonischen Phasen des Hohen Atlas statt. Über einen Teil der Rumpffläche (*Surface préhammadienne*), die auch die südlichen Vorlagen überspannte, breiteten sich mehrere Decken dünnflüssigen, trachytischen und phonolitischen Magmas aus, die an den Rändern des Ergußgebietes mit terrigenen Sanden und Tonen wechsellagern, deren Sedimentation während des ganzen Jungtertiärs bis einschließlich des Pont anhielt.

Nach Abschluß der Eruptionen, am Ende des Pont, entwickelte sich auf dem Mantel des Lavakegels ein radiales Talnetz, durch das die Zerschneidung des Vulkanschildes in breitlappige Plateauriedel eingeleitet wurde (1. Erosionszyklus). Diesem Zyklus entstammt ein Hügel- und Schichttafeland mit breiten Mulden- und Sohlentälern, von welchen die letzteren immer an harte Lavabänke geknüpft sind. Außerhalb der schützenden Ergußdecken wurden die außerordentlich leicht zerstörbaren jungtertiären Sande und Tone abgeräumt und in die exhumierte vormiozäne Rumpffläche seichte Mulden eingesenkt, die zu den im Inneren des Siroua wurzelnden Tälern ausgerichtet sind. Im Bereich der südlichen Vorlagen wurden auf den terrigenen Schichten, die die *Surface préhammadienne* fossilisierten, u. a. jene Täler angelegt, die später, bei der Wiederdeckung der vormiozänen Rumpffläche, unter Umkehrung des tektonischen Reliefs, in deren Antiklinalen einschnitten.

Mit dem 2., sicher tektonisch verursachten Erosionszyklus begann die weitgehende Zerstörung des Siroua zu einer Vulkanruine, an deren Gestaltung sehr wesentlich die verschieden „aktiven“, den einzelnen Lavadecken zugehörigen Stufen beteiligt waren. Sie wurden zwar fluviatil angelegt, entwickelten sich aber durch Verwitterung, Untergrabung durch Quellerosion und Flächenspülung selbständig weiter. Das Tempo der Rückverlegung der Stufen war abhängig von den bei der Erstarrung entstandenen Absonderungsformen des Magmas (dichte, Fladen- oder Blocklava) sowie von der Konsistenz der die Härtebank unterlagernden Schichten.

Aus den kambrischen Kalken der Vorlagen schälte ein minutiöses Talgeflecht die herzynischen Synklinalstrukturen heraus und schuf ein für semiaride Gebiete beispielhaft vollkommenes Stufenland, das allerdings keine Schichtstufenlandschaft in herkömmlichem Sinne ist, weil zwei wichtige Voraussetzungen, nämlich Landterrassen (Schnittflächen) und von Tälern unabhängige Stufen, fehlen. Für die Formung der höheren Randstufen der Synklinalen war nicht die Richtung, sondern die Größe des Einfallswinkels der Schichten maßgeblich. Die

Stufen sind dort horizontal und vertikal am stärksten gegliedert, wo die Schichten von oder zu den Stufen am flachsten geneigt sind. Für die Entstehung und Fortentwicklung der Denudationsformen war die namentlich in den Pluvialzeiten vorherrschende Seitenerosion der Gerinne ausschlaggebend, während sich die Wirksamkeit der Flächen- und Rinnenspülung im wesentlichen auf die Erhaltung der Steilheit der Stufen beschränkte.

Die für das heutige Landschaftsbild entscheidende Höhershaltung des Sirouamassivs und seiner südlichen Vorlagen erfolgte knapp vor dem Pleistozän. Längs einer alten, jungtektonisch reaktivierten Verwerfung wurde die Gebirgsschwelle in zwei Horste zerbrochen, von welchen der nördliche bedeutend stärker als der südliche gehoben wurde. Gleichzeitig kippte die Südflanke des Siroua ab und wurde in kleinere Staffeln zerlegt. An der Naht zwischen den beiden Großschollen schnitten die Hauptbäche tiefe Schluchten ein (3. Erosionszyklus), auf die sich heute der oberflächliche Abfluß beschränkt, der auf weiten Teilen der Hochplateaus völlig darniederliegt.

ERICH J. ZIRKL:

Petrographische Untersuchung von vier Gesteinsproben aus dem Gebiet des Sirouavulkans

Probe Nr. 1, Nordhang des Oumarikhtales.

Makr.: Das Gestein ist bräunlichgrau mit hellgelben, von den Feldspateinsprenglingen herrührenden Flecken. Der Bruch ist uneben bis hackig. Auf den Bruchflächen sind viele kleine, unregelmäßige Hohlräume zu sehen.

Mikr.: Im Dünnschliff zeigt das Gestein deutlich porphyrische Struktur mit richtungsloser Textur. Die bis mehrere Millimeter großen Einsprenglinge sind Plagioklase und Augite. In der Grundmasse finden sich die zweite Generation der Plagioklase, Augit, Biotit, Apatit, Erz und eine glasige Metastasis.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind zum Teil idiomorph, zum größeren Teil jedoch xenomorph, farblos mit stark ausgeprägtem Zonarbau und feiner Zwillinglamellierung nach dem Albitgesetz. Der optische Charakter ist positiv, der Achsenwinkel ist sehr groß. Es ist ein *Andesin*. Auffällig ist bei den meisten Kristallen ein Fortwachsen als *Sanidin*. Manche Individuen bestehen nur aus $\frac{1}{3}$ Plagioklas und $\frac{2}{3}$ Sanidin. Der Sanidin kommt dann noch in selbständigen, schlecht begrenzten Körnern vor.

Auch die zweite Feldspatgeneration in der Grundmasse besteht aus Plagioklas und Sanidin. Hier sind die Plagioklase genauso stark zonar gebaut und haben ähnlichen Chemismus, wie die erste Generation.

Weitere Einsprenglinge sind meist idiomorphe Augite. Auf Grund ihrer optischen Eigenschaften müssen sie eine relativ ägrinreiche Varietät sein. Die Farbe ist ein ganz blasses grünlich-beziehungsweise bräunlichgelb, da der Augit einen schwachen, aber deutlichen Pleochroismus zeigt. Der optische Charakter ist positiv, die Dispersion der Achsen ist kräftig: $r < v$. Die Ränder der Augite sind stark in ein dunkelbraunes, fast undurchsichtiges Fe-Oxyd umgewandelt.

Möglicherweise war im Gestein auch Olivin enthalten, da es serpentinierte Partien gibt, die ihrer schlechten Begrenzung wegen aber nicht deutbar sind. Es finden sich dann noch Apatitnadeln, Biotitplättchen und Erz(Magnetit-)körnchen im Gestein.

Zwischen den kristallinen Bestandteilen der Grundmasse befindet sich eine hellbraune, glasige Metastasis. Ihr Brechungsquotient liegt unter dem des Kanadabalsams, sie ist daher relativ sauer.

Das Gestein ist ein andesitoider Trachyt.

Probe Nr. 2, Schlucht östlich von Ameur.

Makr.: Rötlichgraues, feinkörniges Gestein, mit kleinen Feldspat- und Biotiteinsprenglingen.

Mikr.: Holokristallin-porphyrisches Gestein mit stark ausgeprägter Fluidalstruktur.

Die Einsprenglinge sind Plagioklase von feiner Albitlamellierung, geringer Auslöschungsschiefe und starkem Zonarbau. Es ist ein saurer Andesin. Auch die Grundmasse wird vom gleichen Plagioklas, neben Sanidinleisten gebildet.

Als zweites Einsprenglingsmineral kommt nur noch dunkelbrauner Biotit vor, der stellenweise von ferritischem Umwandlungsmineralien ganz durchsetzt ist.

In der Grundmasse liegen außer den fluidal angeordneten Feldspatleisten idiomorphe Apatitkristalle und Magnetitkörnchen.

Das Gestein ist als Trachyt zu bezeichnen.

Probe Nr. 3, Oberes Oumarikhtal.

Makr.: Hellgraues dichtes Gestein mit hellbraun verwitterter Oberfläche.

Mikr.: Das Gestein ist holokristallin-porphyrisch mit richtungsloser Textur.

Die Einsprenglinge sind idiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten und vorwiegend xenomorphe Feldspate.

Die körnige Grundmasse besteht zu ungefähr gleichen Teilen aus Kalifeldspat, Oligoklas und Quarz. Der Oligoklas ist ganz fein nach dem Albitgesetz verzwillingt. Auffällig sind weiterhin radialfaserige Verwachsungen von Quarz (nicht Chalzedon!) und Feldspat.

Außerdem sind noch winzige Erzkörnchen vorhanden.

Das Gestein ist ein Liparit.

Probe Nr. 4, Fläche über dem oberen Oumarikhtal.

Makr.: Weißes, poröses und zerreibliches Gestein mit kleinen, schwarzen und größeren, farblosen Einsprenglingen. Die farblosen Einsprenglinge sind Feldspate. Quarz konnte nicht festgestellt werden. Die dunklen Bestandteile sind Biotit und Augit.

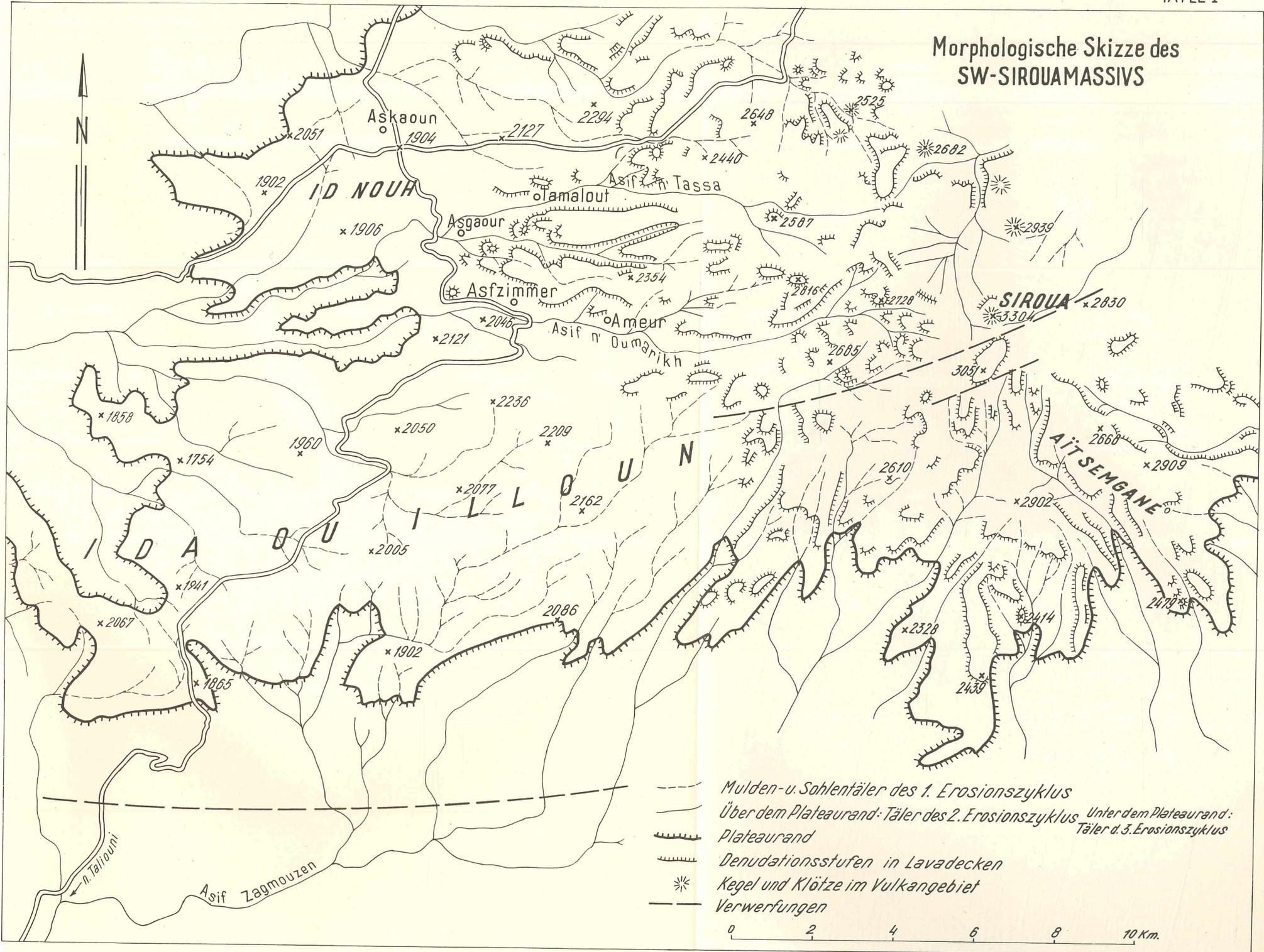
Die weiße Grundmasse ist dicht und — wie im Pulverpräparat festgestellt werden konnte — kristallin.

Ein Dünnschliff konnte von dieser Probe nicht hergestellt werden.

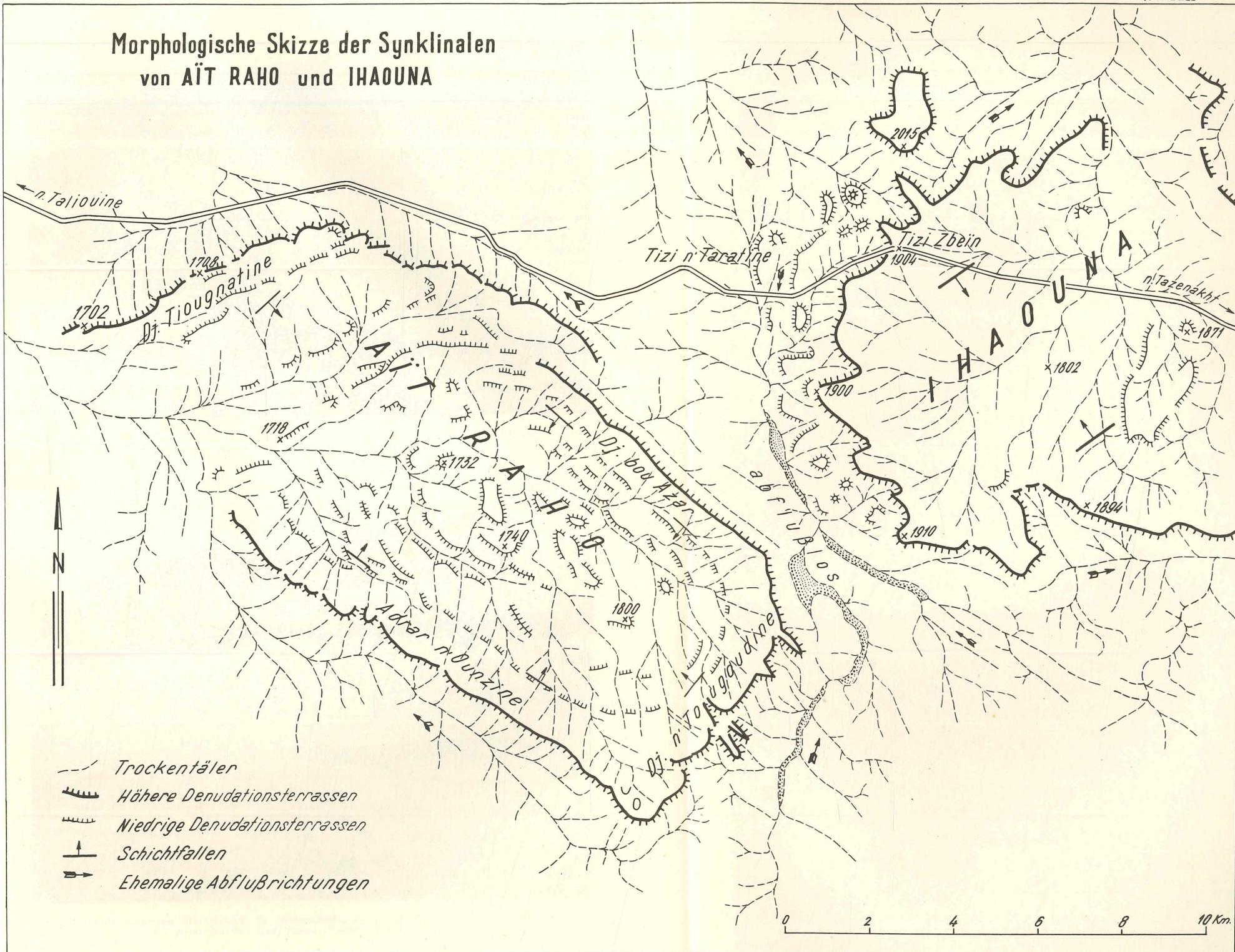
Das Gestein ist ein Trachyt.

Literatur

- BIROT, P. et JOLY, F.: Observations sur la morphologie de l'Anti-Atlas oriental. Bull. Soc. Sc. nat. Maroc, t. XXXI, 1951.
- CHOUBERT, G.: Signification tectonique du seuil du Siroua et du Bloc oriental du massif central du Haut-Atlas. Bull. Soc. Sc. nat. Maroc, t. XXII, 1942.
- Note préliminaire sur le Pontien au Maroc. Essai de synthèse orogénique du Maroc atlantique. Bull. Soc. Géol. France, 1945.
- Réflexions au sujet du Pliocène continental. Notes Serv. Géol. Maroc, t. III, 1950.
- CHOUBERT, G.: Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. XIXe Congr. Géol. Int. Alger. Géol. du Maroc, fasc. I, 1952.
- DRESCH, J.: Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Paris 1941.
- GAUTHIER, H.: Sur le Pliocène et le Quaternaire de la région d'Ouarzazate. C. R. Ac. Sc., t. 231, 1950 (a).
- Sur le Miocène continental et les mouvements post-pontiens dans le synclinal des Khelas. Ibid. (b).

Morphologische Skizze des
SW-SIROUAMASSIVS

Morphologische Skizze der Synklinalen von AÏT RAHO und IHAOUNA



Anmerkung. In der Legende muß es richtig heißen: Höhere und niedrige Denudationsstufen.



Bild 1. Kegelberge und Muldentäler (1. Erosionssystem) der Hochzone nordwestlich des Siroua-gipfels. Im Vordergrund grobblockig verwitterte Fladenlava.



Bild 2. Palisadenartige Härtestufen in widerständigen Lavadecken über zwischengeschalteten terrigenen Sanden und Tonen. Nordhang des n'Tassatales.

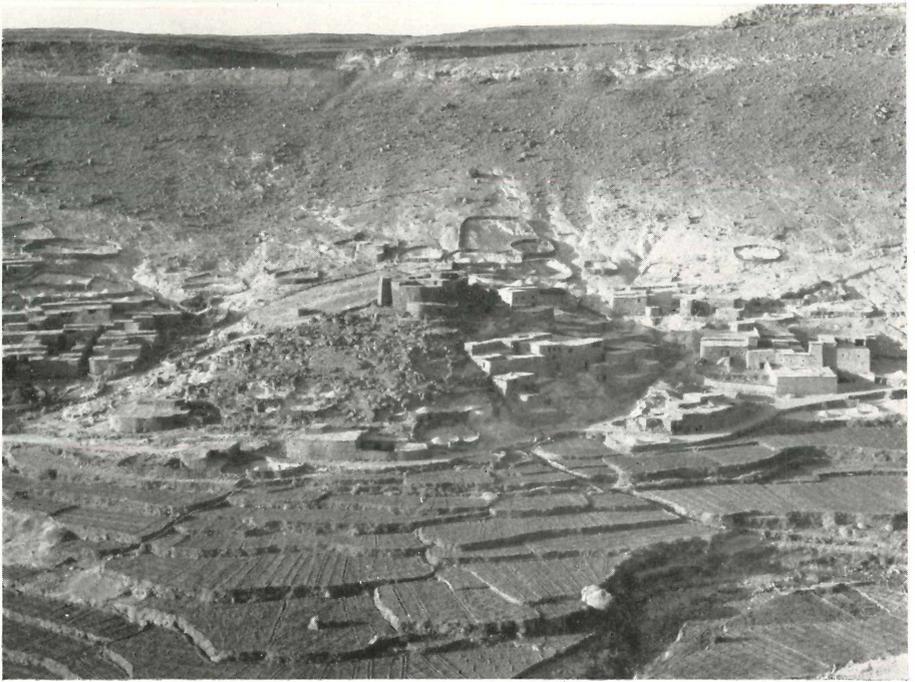


Bild 3. Das Berberdorf Asfzimmer, im unteren Oumarikthal (2. Erosionssystem). Unter den vulkanischen Massen kommen ziemlich mächtige terrigene Sande und Tone zum Vorschein (mit Druschplätzen). Auf einem Härting des Sirouasockels erhebt sich die Dorfburg (Irherm, Agadir), die früher als Zufluchtsstätte und zur Einlagerung der Ernte diente. Im Vordergrund Terrassenkulturen mit Bewässerungsbeeten.



Bild 4. Mächtige Blocklava über jungtertiären, terrigenen Sanden und Tonen mit z. T. bewohnten Höhlen. Im Vordergrund das Berberdorf Ameur, erbaut aus luftgetrockneten Erdziegeln.

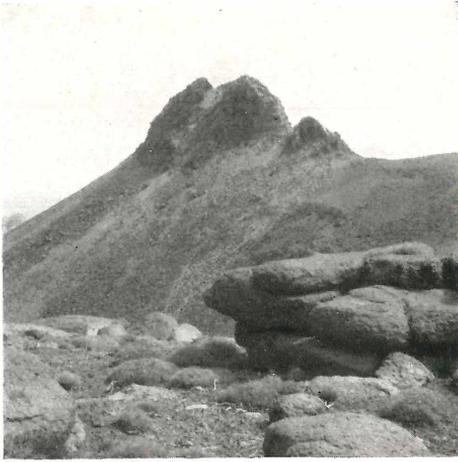


Bild 5. Der klotzige Gipfel (Neck) des Siroua (3304 m). Im Vordergrund Fladenlava.



Bild 6. Schichttafel (Mesa) in der obersten Lavadecke. Südseite des Oumarikhtales.



Bild 7. Türme und Zinnen in vorwiegend senkrecht geklüfteter Lava. Im Vordergrund gerundeter Verwitterungsschutt. Rechtes Seitental des Oumarikhbaches.



Bild 8. Trockental des 1. Erisionssystems. Die breite Sohle folgt einer harten Lavabank, darüber schwach ausgeprägte Denudationsstufe. Im Vordergrund abgespülter, pleistozäner Solifluktionsschutt. Oberes Asgaourtal.

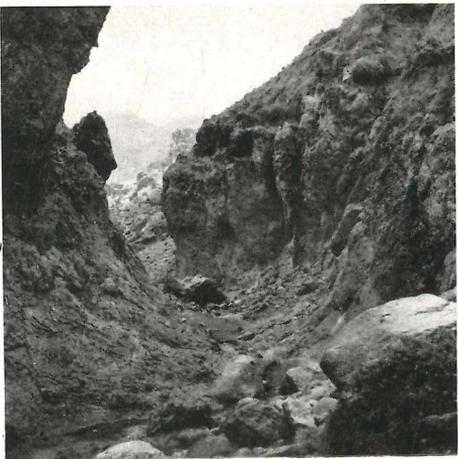


Bild 9. Durch Abschuppung entstandenes U-Profil. Oberstes Oumarikhtal.



Bild 10. Erdpyramiden in weißer, poröser Lava. Terrassenfelder, oberes Oumarikhtal.

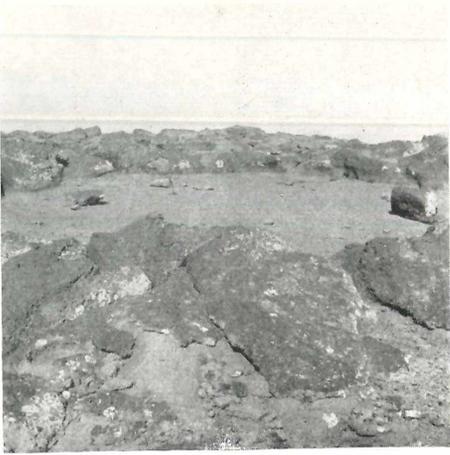


Bild 11. Wanne mit Gesteinsgrus und Verwitterungsscherben in in situ zerfallener Fladenlava. Plateau unmittelbar südlich des Siroua.



Bild 12. Pseudokarren in weißer, poröser Lava (Gesteinsprobe 4) und Rasengirlanden auf einem Schwemmfächer. Fläche über dem rechten Hang des obersten Oumarikhtales.



Bild 13. Harte (dichte) Lavabank (Gesteinsprobe 1) mit weitständiger Klüftung, die durch kaltzeitlichem Frost und beim Abkippen der Blöcke zu breiten Spalten erweitert wurden. Rechter Hang des Oumarikhtales, östl. Asfzimmer.



Bild 14. Einige Meter mächtige pleistozäne Wanderschuttdecke über terrigenen Sanden und Tonen. Rechter Hang des Oumarikhtales, zwischen Asfzimmer und Ameur.



Bild 15. Schuttreppen zwischen 2400 und 2500 m an einem Hang südlich von Asfzimmer.

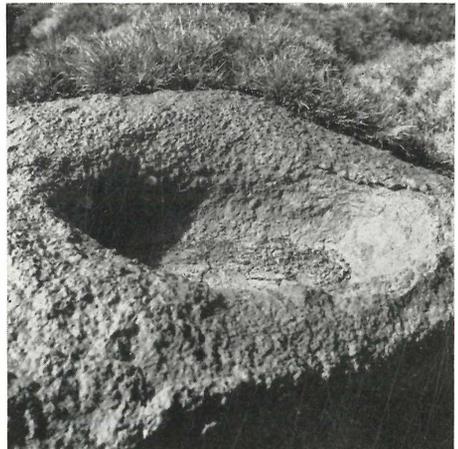


Bild 16. Kessel, in narbiger Blocklava im n'Tassatal.

- GENTIL, L.: Sur le volcan du Siroua (Anti-Atlas marocain). C. R. Ac. Sc., t. 146, 1908 (a).
- Constitution géologique du Djebel Siroua (Anti-Atlas marocain). Bull. Soc. Géol. France. t. 8, 1908 (b).
- JOLY, F.: Notes de géographie sur le Siroua occidental et sa bordure. Rev. Géogr. Maroc, 1946.
- NELTNER, L.: Études géologiques dans le Sud Marocain (Haut-Atlas et Anti-Atlas). Serv. d. mines et de la carte géologique. Notes et mémoires, Nr. 42, 1938.
- MORTENSEN, H.: Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, math.-naturw. Kl., 1953.
- ROBAUX, A.: Notions générales sur les phénomènes hydrologiques au Maroc. XIXe Cong. Géol. Int. Alger, Hydrogéologie du Maroc, 1952.
- WICHE, K.: Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Gounggebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1953.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1958

Band/Volume: [100](#)

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

Artikel/Article: [Beobachtungen und Gedanken zur Morphogenese des Sirouamassivs und seiner südlichen Vorlagen \(Marokko\) 37-57](#)