

## Fußflächen und ihre Deutung

Mit 3 Abb. im Text und 5 Bildern

KONRAD WICHE, Wien

G. K. GILBERT [1877] kommt das Verdienst zu, bei seinen Studien im Südwesten der Vereinigten Staaten vor fast 90 Jahren die hervorragende Rolle erkannt zu haben, die flachgeneigte Felsebenen am Fuße von Gebirgen im Landschaftsbild der Trockenräume spielen. Diese Formen wurden später meist als Pedimente, Fußflächen oder Glacis bezeichnet. GILBERT hatte auch bereits erkannt, daß als einer der maßgeblichen Faktoren für die Bildung solcher oft ausgedehnter Erosionsflächen die einebnende Tätigkeit fließenden Wassers — *planation by lateral corrasion* — zu betrachten ist. Seither ist dieses Thema in einer schon schwer zu überblickenden Zahl von Untersuchungen in den verschiedensten Teilen der Erde immer wieder aufgegriffen worden und war auf großen internationalen Kongressen, wie 1949 in Lissabon und 1952 in Algier, Gegenstand eingehender Erörterungen. An den Versuchen, die komplexe Entwicklungsgeschichte der in Frage stehenden Formen aufzuhellen, waren neben der amerikanischen am stärksten die französische und deutsche Forschung beteiligt. Im Verlaufe der Zeit verlagerte sich dementsprechend der regionale Schwerpunkt der Arbeiten von Nordamerika auf die Länder rund um das europäische Mittelmeer, insbesondere nach Nordwestafrika.

H. BOBEK, dem ausgezeichneten Kenner Irans, verdanken wir nun auch die Entdeckung großartiger Pedimente im vollariden Inneren dieses Hochlandes. Er hat sie namentlich auf Grund seiner letzten Reise (1958/59) von den Randgebieten der großen Salzsümpfe Masileh und der Großen Kawir beschrieben [1959, 1961]; sie sind jedoch auch in anderen Landesteilen vorhanden [1963]. In einer früheren Arbeit [1955], in der sich BOBEK ausführlich mit dem von ihm besonders bevorzugten Thema des Klimaablaufes in Iran in der jüngeren geologischen Vergangenheit beschäftigt, beschreibt er Gebirgsfußformen als Schwemmfächer und Schuttschleppen; Felsfußflächen, also Pedimente, werden dabei nicht eigens unterschieden.

H. BOBEK kommt auf Grund seiner Geländebeobachtungen und der Auswertung eines umfangreichen Luftbildmaterials zu Ergebnissen, die teilweise wesentlich von den Forschungen über Pedimente in anderen Erdräumen abweichen. Dabei handelt es sich hauptsächlich um die allgemein interessierenden Fragen, unter welchen klimatischen Bedingungen die Fußflächen in Iran entstanden sind und ob sie sich auch in der Gegenwart noch weiter entwickeln. Damit wird die Frage ihrer Datierung aufgeworfen sowie Probleme des Bildungsmechanismus von Fußflächen überhaupt. Ich habe selbst auf mehreren Reisen in Marokko, Spanien, Griechenland und Westpakistan Pedimente kennengelernt und habe darüber auch publiziert. BOBEKS Untersuchungen, mit deren Ergebnissen meine Erfahrungen nicht in allen Punkten übereinstimmen — gerade deshalb waren sie für mich außerordentlich anregend — waren der Anlaß, den

ganzen Problemkreis nochmals zu durchleuchten und mit Hilfe regionaler Vergleiche die eigenen Auffassungen zu überprüfen. Schließlich mögen diese Zeilen als Beitrag zu weiteren Diskussionen gewertet werden.

Mit Recht bezeichnet H. SPREITZER [1959] die Fußflächen als Leitformen der Trockenräume. Es sind jedoch auch aus anderen Klimaten, so aus den wechselfeuchten Randtropen oder den humiden gemäßigten Breiten, Erosionsflächen am Fuße von Aufragungen als Pedimente beschrieben worden. Zweifellos handelt es sich in diesen Fällen nicht um „echte“ Pedimente in des Wortes ursprünglicher Bedeutung, d. h. es sind nicht Formen, die unter den gleichen Bedingungen entstanden sind, wie in ariden oder semiariden Gebieten. Der Begriff ist ein Paradebeispiel für „Glanz und Elend morphologischer Terminologie“ und hätte es verdient, von H. LEHMANN [1964] in seinem geistvollen Vortrag erwähnt zu werden. Einige Bemerkungen zur Definition des Begriffes erscheinen daher angebracht.

Der Ausdruck „Pediment“ stammt von MC. GEE [1897], der darunter flachgeneigte Erosionsebenen im Fels am Fuße eines — in allgemeiner Formulierung — Steilreliefs in semiariden Gebieten versteht. Zunächst sind also nur Schnittflächen im Fels gemeint gewesen, die frei zutage liegen und höchstens mit einem Schuttschleier versehen sind. D. JOHNSON [1931, 1932], seit dessen Arbeiten sich der Begriff allgemein im geomorphologischen Schrifttum eingebürgerte, bezeichnet damit auch jene Aufschüttungsfläche, die sich nach unten hin an die Felsplattform anschließt und deren Schuttbedeckung mit wachsender Entfernung vom Berg- bzw. Gebirgsfuß an Mächtigkeit zunimmt (Abb. 1). Später, namentlich seit dem zweiten Weltkrieg, wurden von den verschiedensten Autoren auch solche Erosionsflächen als Pedimente bezeichnet, die teilweise — zumeist am Gebirgsrand — oder zur Gänze unter Akkumulationen begraben sind, soferne zwischen Sockel — *subaluvial bench* nach A. C. LAWSON [1915] — und Auflage eine enge genetische Beziehung besteht.

Dieser etwas erweiterten, vornehmlich deskriptiven Fassung des Begriffes Pediment, wird im Deutschen die Bezeichnung Fußfläche, im Französischen häufig das Wort *Glacis* gleichgesetzt. An der synonymen Verwendung der drei Bezeichnungen wird auch im folgenden festgehalten. Ich bin mir aber bewußt, daß unter Fußflächen — Pedimente, *Glacis* — sowohl unzerschnittene (geographische) Ebenen, als auch bereits in Terrassen, Riedel oder Rücken aufgelöste einstige Ebenen verstanden werden, eine Unterscheidung, auf die H. v. WISSMANN [1951, S. 9 ff.] besonders aufmerksam machte. Andere, z. T.

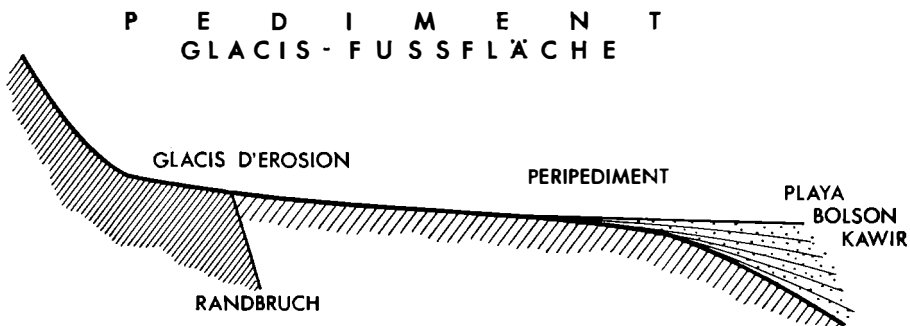


Abb. 1. Längsschnitt durch ein Pediment am Fuße eines tektonisch angelegten Steilhanges.

weniger bekannte Bezeichnungen, werden nicht für die gesamten, sondern nur für Teile der Flächen verwendet. So beispielsweise „*glacis d'érosion*“ für die von Akkumulationen nicht bedeckte oder „*peripediment*“ für die bedeckte Felsplattform eines Glacis (Abb. 1). Es herrscht jedoch keine Einheitlichkeit. Auch „*pediplane*“ [A. D. HOWARD 1942] wird verschieden gebraucht. Vielleicht könnte man diesen Ausdruck in umfassenderem Sinne als den Begriff Pediment verwenden, zur Bezeichnung von Gebirgsfußbildungen im allgemeinen, verschiedener Entstehung und in verschiedenen Klimaten, so z. B. für reine Aufschüttungsformen ohne zugehörigen Felssockel, oder für die von mächtigen chemischen Verwitterungsrinden bedeckten „Fußflächen“ in den Randtropen. In beiden Fällen handelt es sich nicht um Pedimente im ursprünglichen Sinn<sup>1</sup>.

Bei Formen außerhalb der Trockenräume, die morphographisch den „echten“ Pedimenten mehr-weniger gleichen, genetisch aber von diesen verschieden sind, sollte dies klar, am besten schon in der Benennung, zum Ausdruck gebracht werden. So hat H. LOUIS [1958] vorgeschlagen, im Unterschied zu den außertropischen von tropischen Pedimenten zu sprechen, bei deren Formung die in den Trockenräumen überwiegende mechanische durch die chemische Verwitterung ersetzt wird. In den mittleren Breiten sind in den pleistozänen Kaltzeiten oft unter periglazialen Bedingungen (Dauerfrostboden, Solifluktion) ausgedehnte Pedimente entstanden. Man hat also mindest mit drei Typen zu rechnen: *aride* bzw. *semiaride*, *tropische* und *periglaziale* Pedimente der gemäßigten Breiten. Ich beziehe mich in diesem Beitrag ausschließlich auf die erste Art der Fußflächen.

Unter Pedimentierung versteht man den komplexen Vorgang der Formung der Glacis durch eine Reihe verschiedener, noch zu behandelnder Kräfte, durch die das Vorland einer Aufragung eingeebnet und flächenhaft tiefergelegt wird. Solange die Bildung der Fläche im Gange ist, wird sie also verbreitert und tiefergeschaltet. Beides bezieht sich auf die Morphogenese im Fels, bei nur dünner Bedeckung mit Schutt oder gelegentlich auch Schottern. Zwischen diesen Pedimentauflagen und der Pedimentierung besteht ein kausaler Zusammenhang, jedoch nur so lange, als der Schutt in seiner ganzen Mächtigkeit über den Felssockel bewegt wird. Endgültige Akkumulationen auf den Flächen stellen bereits ein späteres Stadium der Pedimententwicklung dar.

Mit der Bezeichnung Fußfläche kommt implizite zum Ausdruck, daß es sich um Formen in der Fußregion eines Steilreliefs handelt; es sind immer Flächen gemeint, für deren Entstehung Faktoren maßgebend sind, die ihren Ursprung im Inneren des Gebirges oder an dessen Abfall nehmen. Von größeren Flüssen abgesehen, sind dies in den Trockengebieten in erster Linie Gerinne, deren räumlicher Wirkungsbereich im Vorland sehr begrenzt ist. Deshalb sind die Glacis höchstens einige Dutzend Kilometer breit. Sie beschränken sich auf den gebirgsnahen Rand der Vorländer. Letztere stellen in Nordafrika und anderwärts in ihrem Hauptteil gleichfalls Erosionsflächen, meist riesigen Ausmaßes dar, die älter und anderer Entstehung sind als die Glacis, mit denen sie sich verzahnen. Sie stammen aus dem Tertiär und wurden in einem wechselfeuchten Klima durch die tropische Flächenspülung gebildet. Gute Beispiele solcher fossiler Flächen sind die Hamadas am Nordrand der Sahara, die F. JOLY in einer älteren Arbeit [1950] unzutreffend als Pedimente bezeichnet.

Nach der oben angeführten, auf MC-GEE und JOHNSON zurückgehenden Definition kann es Fußflächen allein aus Lockermaterial, ohne einen unmittelbar

<sup>1</sup> Mit Fragen der Terminologie hat sich auch H. MENSCHING [1954, 1958] beschäftigt. Er macht z. T. andere Vorschläge, als sie hier vertreten werden.

vor der Akkumulation durch Pedimentierung entstandenen Felssockel nicht geben. Andernfalls handelt es sich um Schwemmkegel oder Schwemmfächer — *cône de déjection* —, die sich vor einem Gebirge zu ausgedehnten Flächen verbinden können. W. CZAJKA [1958] spricht von „Bergfuß-Schwemmfächen“. Ausgedehnte Schwemmfächer sind beispielsweise vom Nordfuß der Pyrenäen bekannt, wo sie von F. TAILLEFER [1950] eingehend untersucht wurden. Der größte Schwemmfächer ist jener von Lannemezan. Diese Formen entstanden im oberen Pliozän aus klimatischen oder tektonischen Gründen. Keiner der geschilderten Aufschlüsse [P. BIROT et F. TAILLEFER 1952] enthält einen Hinweis auf die Existenz eines Pedimentsockels an der Basis der mächtigen Aufschüttungen. Es ist deshalb nicht angezeigt, am Nordabfall der Pyrenäen von Fußflächen zu sprechen [H. v. WISSMANN a. a. O., S. 29, 59].

Bei der Beurteilung des Anteils der einzelnen an der Pedimentierung beteiligten exogenen Kräfte ist man vielfach von einem sehr auffälligen Grundzug der Glacis ausgegangen, den diese mit den Flußläufen gemein haben: die zumeist außerordentlich regelmäßige Konkavität ihres Längsschnittes (Bild 2). In diesem Zusammenhang muß in erster Linie die, wie wir vorwegnehmen, etwas überspitzte Meinung D. JOHNSONS [1932, S. 656 ff.] Beachtung finden, nach der die Pedimente nicht durch Schichtfluten, Windabtragung oder im Gefolge rückwärtiger Wände entstehen, sondern als Ergebnis normaler Flußarbeit — *normal stream erosion* — anzusehen sind. Bekanntlich unterscheiden wir bei jedem Gewässer, das ungestört der sog. Normalgefällskurve zustrebt, ein oberes Laufstück mit vorherrschender Tiefenerosion, ein unteres Laufstück mit vorherrschender Akkumulation und Seitenerosion und dazwischen eine Strecke mit ausschließlicher Seitenerosion. Auf dieser herrscht Gleichgewicht zwischen der Transportkraft und der Geschiebelast des Flusses, es wird weder in die Tiefe gearbeitet noch aufgeschüttet.

Diesen Abschnitten an einzelnen Gerinnen entsprechen auf den Glacis mehrminder breite Zonen: an das Gebirge mit überwiegender Tiefenerosion schließt am Gebirgsfuß die Gleichgewichtszone an; es ist das Gebiet aktiver Pedimentierung (*glacis d'érosion*), in dem die Felsfläche eingeebnet und tiefergeschaltet wird. Daran schließt sich die Zone der Akkumulation mit begrabenem Sockel (*peripiediment*, Abb. 1).

Trotz dieser „fluviatilen“ Züge sind an der Gestaltung der Fußflächen in Trockenräumen konzentrierte Gerinne nur sekundär beteiligt. Die periodisch, oft auch nur episodisch abkommenden Torrenten — in Nordafrika *oueds* genannt — queren nur in seltenen Fällen umfangreichere Pedimente in ihrer ganzen Breite und erreichen noch als zusammengefaßter Wasserlauf einen größeren, dann oft perennierenden subsequenten Fluß oder enden, nunmehr in viele Arme auseinanderlaufend, in einem abflußlosen Becken (Bolson, Playa, Kawir). Zumeist tritt die Anastomosierung viel früher ein, bereits auf den Schwemmkegeln der Trichter, mit denen die Oueds am Gebirgsrand auf das Glacis ausmünden, oder nach kurzem Lauf auf der Fläche selbst.

Die Ursachen der Aufspaltung sind bekannt: rasch abnehmende Wasserführung außerhalb des Gebirges zufolge zunehmender Trockenheit, sowie hohe Verdunstung und Versickerung im Lockermaterial; immer wieder kommt es nach Sturzregen zur Verstopfung einzelner Kanäle und zur Bahnung neuer Wege. In der gleichen Weise wirkt sich die plötzliche Gefällsverminderung aus, die in allen kleineren, steilen Einschnitten auftritt, sobald diese die Fußfläche erreichen. Dazu gehören vorallem die unzähligen geradlinigen Runsen und

seichten Gräben, von denen die Hänge in den Trockengebieten gekerbt sind. In diesen Furchen schießt das Wasser nach den Regengüssen auf dem kürzesten Wege zu Tal, da es durch keine Vegetation und Bodenbildung zurückgehalten wird. Am Fuße der Hänge zerschlagen sich die überlasteten Gerinne auf kleinen Schwemmkegeln zu einem Geäder dünner Wasserfäden.

Für die Mehrzahl der Pedimente, besonders für die großen am Außensaum höherer Gebirge in streng ariden Räumen, sind solche Netze mannigfach vernetzter Kanäle kennzeichnend. In diesen wird der Schutt transportiert und es wird erodiert, wobei die Gesamtwirkung eine flächenhafte ist. Dieser Vorgang wird zwecks Unterscheidung von der Tätigkeit konzentrierter Gerinne als *Rinnenspülung* bezeichnet. In der Rinnenspülung hat man zweifellos das Hauptagens der Pedimentierung zu sehen, worauf besonders L. WAIBEL [1928] hingewiesen hat.

Flächenhafte Erosionswirkung — Tieferschaltung — wird auch durch *Schichtfluten* ausgeübt, die nur im Gefolge der stärksten, katastrophenartigen Sturzregen auftreten (Bild 3). Bei diesen werden die Glacis kilometerweit von einer zusammenhängenden Wasserdecke überspült. Innerhalb des Gebirges brausen die Wassermassen zusammengefaßt in den Tälern dahin; erst außerhalb breiten sie sich schichtförmig aus. Derartige Naturereignisse sind auch in den Subtropen selten und der Anteil der Schichtfluten an der Ausgestaltung der Glacis dürfte hinter jenem der Rinnenspülung bedeutend zurückbleiben. Beide Vorgänge, die Schichtfluten und die Rinnenspülung, faßt man auch unter der Bezeichnung *Flächenspülung* zusammen, wobei es sich empfehlen würde, in unserem Falle von einer außer- oder subtropischen Flächenspülung zu sprechen, da sich die tropische Flächenspülung zumeist nicht auf Fels, sondern einer mehrminder mächtigen Verwitterungsschicht abspielt und daher andere Wirkungen erzielt.

Wir unterscheiden demnach zwei Gruppen von Vorgängen, die an der Pedimentierung mitwirken: die Arbeit der wenigen konzentrierten Gerinne und jene der räumlich umfassenderen Flächenspülung. Hierbei handelt es sich jeweils um eine Kombination von Kräften. Die Bäche und Flüsse greifen linienhaft durch seitliche Unterschneidung die Hänge in den Trichtermündungen oder an den Auftragungen innerhalb der Flächen an, wodurch diese verbreitert werden. Zuzufolge der häufigen Laufverlegungen auch der konzentrierten Gerinne wird auch an diesen der Felsuntergrund flächenhaft tiefergelegt. Durch die Flächenspülung werden die Glacis hauptsächlich tiefergeschaltet, kaum wesentlich verbreitert, weil die einzelnen schwachen Wasseradern keine bedeutendere Seitenerosion zu leisten vermögen.

Die unabdingbare Voraussetzung jeder Pedimentierung ist das Gleichgewicht, das zwischen der Schleppkraft des fließenden Wassers und der Geschiebelast vorhanden sein muß. Die Bedingung gilt für jede Art des Abflusses: konzentriert, anastomosiert oder zusammenhängend flächenhaft. Alles anfallende Lockermaterial muß abgeführt werden, was bei der hohen Schuttproduktion in den Trockengebieten nur zufolge der stoßweisen Entwässerung möglich ist. Aktive Pedimente weisen deshalb bloß eine dünne, wenige Meter umfassende Schuttdecke auf, bei welcher der *Schleuerkontakt* — *scour contact* [B, A. TATOR 1953] — erhalten bleibt.

Aktive Fußflächen sind also Gleichgewichtsebenen, die sich zwischen den Zonen der Tiefenerosion und jener der Akkumulation konkav einfügen. Sie sind aber im Gegensatz zur Auffassung von D. JOHNSON [a. a. O.]

nur zum Teil das Spiegelbild der Arbeit konzentrierter Gerinne, sondern vorwiegend ein Produkt der Flächenspülung. Die Gefällskurven dieser beiden unterschiedlichen Vorgänge sind nicht identisch. Mächtigeren Pedimentauflagen, die keinen Scheuerkontakt mehr ermöglichen, sind Zeugen für eine nach der Pedimentierung eingetretene Störung des Gleichgewichtszustandes. Auch völlig nackte Sockel von Fußflächen werden nicht mehr weitergebildet, sondern zerstört. Der ursprünglich auch auf diesen vorhandene Schuttschleier wurde bereits abgeräumt.

Die Erweiterung der Glacis nach oben, auf Kosten eines Gebirges oder Steilhanges, geschieht vornehmlich durch die Seitenerosion zusammengefaßter Gerinne. Die Hauptarbeit vollzieht sich in den Trichtermündungen, deren Flanken durch die pendelnden Torrenten seitlich unterschritten und zurückverlegt werden. Bei dichter Zertalung kann es zur Verschneidung benachbarter Trichterhänge und zur Abstutzung der trennenden Sporne kommen. Nicht viel weniger wirksam ist die Hangfurchung durch die zahllosen parallelen Runsen und Gräben, die wir übrigens auch in den vegetationsarmen subpolaren Gebieten häufig antreffen (Bild 4). Die gleich langen und gleich tiefen Kerben sind auch morphologisch gleichwertig, d. h. es wird in ihnen das gleiche Ausmaß von Tiefenarbeit geleistet. Deshalb und zufolge der Engständigkeit dieser Riefelung werden die Hänge nicht zerschnitten, wie bei der Zertalung durch Einzelgerinne in den humiden gemäßigten Breiten, sondern als ganzes zurückverschoben. Da es sich um eine fluviatile Gestaltung handelt, werden die Hänge auch allmählich verflacht.

Die an der Rückverlegung der Hänge ebenfalls beteiligten Massenbewegungen erlangen namentlich in den höheren, in den Periglazialgürtel aufragenden Gebirgen große Bedeutung (Bild 5). Hier sind in erster Linie die Solifluktion, bei steileren Böschungen auch Schlipfe und Muren zu nennen, die die Hänge abschleifen — glatte, soligelide Korrosionshänge (K. WICHE 1953]. Auch Steinschlagwände, meist gesteinsbedingt, können sich in die Steilhänge einschalten bzw. diese krönen. Sie wittern nach eigenen Gesetzen zurück, gefolgt von groben Schutthalde mit Felskernen, die mit Pedimenten jedoch nichts zu tun haben.

Das Gesamtausmaß, um welches die Flächen im Laufe der Zeit auf Kosten einer Erhebung wachsen, kann selten genauer bestimmt werden, wurde jedoch häufig überschätzt. Ein gewisser Anhaltspunkt ergibt sich dort, wo man die Entstehung eines Steilhanges ungefähr zeitlich fixieren kann. Diese Möglichkeit besteht beispielsweise am Südabfall des Hohen Atlas in Marokko, wo längs einer großen Randstörung — *accident sudatlasique* —, an der die letzten bedeutenderen Bewegungen an der Wende vom Oberpliozän zum Pleistozän stattgefunden haben, das Gebirge über die saharische Tafel gehoben wurde. Seither wurde der Gebirgsfuß im Mittel um nur einige 100 m, keineswegs um Kilometer, gegenüber der tektonischen Grenze des Orogens zurückverlegt, wenn man von den größeren Trichtern der wenigen perennierenden Flüsse absieht. Zum überwiegenden Teil sind die dort einige zehn Kilometer breiten Glacis aus der Einebnung und Tieferlegung der ursprünglich schon flachen saharischen Tafel hervorgegangen.

Nur selten bestehen die Glacis aus einer einzigen Fläche. Überwiegend handelt es sich um mehrere Systeme, die nach Art von Flußterrassen ineinandergeschachtelt sind bzw. sich gegenseitig auch ersetzen können (Bild 1). Die einzelnen Staffeln sind eigenständige Baukörper, bestehen also jeweils aus dem

Sockel und den dazugehörigen, meist verkitteten und verkrusteten Auflagen. Solche mehrgliedrige Glacis sind so ziemlich aus allen Trockenräumen der Erde bekannt. Hinweise finden sich schon in den älteren amerikanischen Arbeiten, gut untersucht wurden die Formen aber gerade im Hinblick auf ihre treppenförmige Anordnung namentlich in Nordwestafrika, dann auch in Spanien und Griechenland, in der Türkei und im Irak und — nicht zuletzt — von H. BOBEK in Iran. Die Staffelung kann tektonische oder klimatische Ursachen haben, wobei die letzte Deutungsart wegen der nahezu weltweiten Verbreitung des Phänomens von vorneherein die größere Wahrscheinlichkeit besitzt.

Im Umkreis des europäischen Mittelmeeres ist es vor allem in Marokko und Tunesien, z. T. auch in Spanien und Algerien gelungen, durch systematische Forschungen eine weitgehende Übereinstimmung der Ansichten zu erzielen. Es wurden bis zu fünf Glacisgenerationen festgestellt, die während des Pleistozäns, vom Villafranchien bis zum Würm, nachweisbar in den kälteren und feuchteren Abschnitten (Kalt- bzw. Pluvialzeiten) entstanden sind. Tektonik war lediglich während des älteren Pleistozäns regional und stärker, später nur lokal und schwächer wirksam.

Die Ausbildung mehrerer Flächensysteme und deren Zerschneidung war die Folge des mit den quartären Klimaschwankungen wechselnden Belastungsverhältnisses der Gewässer. Der semiaride Grundcharakter des Klimas blieb jedoch gerade in den akzentuiert sommertrockenen Gebieten des mediterranen Raumes mindestens seit dem mittleren Pliozän gewahrt. Es war dort während dieses Zeitraumes niemals gemäßigt-humid oder heiß-wechselfeucht, wie heute in den Mittelbreiten und Randtropen.

Nach Größe und Lage innerhalb oder an der Peripherie eines Gebirges können einige Grundtypen mehrgliedriger Glacis unterschieden werden. Ihr Entwicklungsgang ist schematisch auf Abb. 2 und 3 festgehalten.

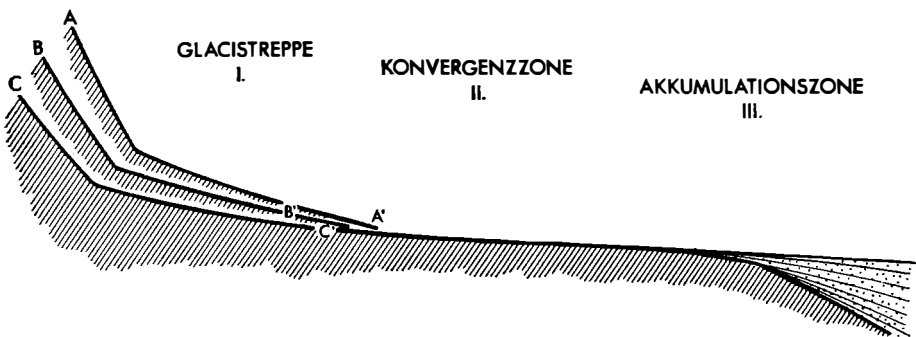


Abb. 2. Die Zonen eines mehrgliedrigen Pediments. Die Konvergenzzone stellt den polygenetischen Teil des Glacis dar.

Die größten Formen finden sich naturgemäß vor einem Gebirgsabfall. Sie werden auch als Piedmont-Glacis bezeichnet. Beispiele, die in vieler Hinsicht mit den Fußflächen in Zentraliran vergleichbar sind, sind mir aus eigener Anschauung und aus der Literatur vom Südsaum des Hohen und Sahara-Atlas bekannt. Sie laufen in der Regel in abflußlose Depressionen, in die sog. Dajas aus. Auf diesen Pedimenten können parallel zum Gebirgsrand drei Zonen unterschieden werden: Die erste umfaßt die Glacistreppe (Zone I) in wechselnd breiter Erstreckung am Fuße des Gebirges, deren Systeme, einzeln

oder vollzählig, als Terrassen in die größeren Täler hineinziehen. Die Dicke der Pedimentauflagen hält sich entweder im Bereiche des Scheuerkontaktes oder überschreitet diesen, namentlich am Gebirgsfuß. Mit wachsender Entfernung von letzterem laufen die Stufenfluren zusammen und treffen sich schließlich in einer Ebene, der sog. **Konvergenzzone** (Zone II). Innerhalb dieser geht die Schuttdecke nicht über die Scheuertiefe hinaus. Die dritte Zone stellen die Depressionen dar, in denen Akkumulation herrscht und vornehmlich feine Sedimente angehäuft werden — **Akkumulationszone** (Zone III).

Die Entwicklung einer Glacistreppe wird eingeleitet durch die Entstehung eines Steilhanges, erosiv, zumeist aber tektonisch, durch Höerschaltung einer Scholle an einem Bruch oder einer steilen Flexur. Am Südsaum des Hohen Atlas fanden derartige Bewegungen an der erwähnten Randstörung statt und dauerten bis ins Quartär an. In den am Steilhang entstehenden Gräben

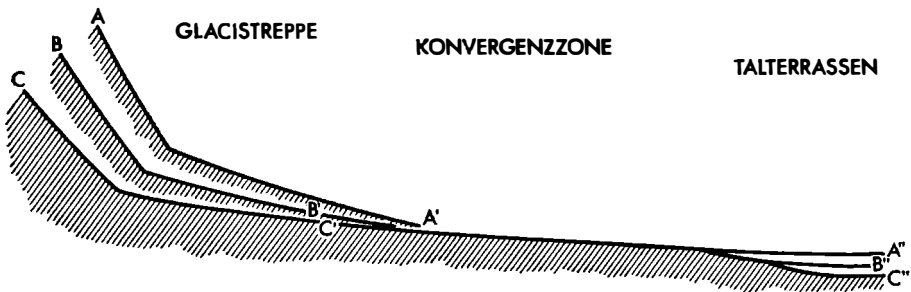


Abb. 3. Mehrgliedriges Pediment mit terrassiertem Einschnitt, der von einem stärkeren Gerinne in die Konvergenzzone zurückgreift.

sowie in den in das Gebirge zurückgreifenden Tälern wird Tiefenerosion geleistet, ebenso in deren Fortsetzungen innerhalb des Vorlandes, in unserem Fall der saharischen Tafel, soweit die Gewässer konzentriert bleiben. Wo sie sich aus den bekannten Gründen zu verzweigen beginnen, wird pedimentiert und es entsteht ein Teil der späteren Konvergenzzone.

Sobald in den höheren Gebirgen mit der ersten pleistozänen Kalt- bzw. Pluvialzeit zufolge der allmählich erheblichen Verbreiterung des periglazialen Frostbodengürtels die Schuttproduktion stärker als die Feuchtigkeit zunimmt, erhöht sich die Geschiebebelastung der Gewässer und die Tiefenerosion im Vorland kommt zum Stillstand. Sie wird durch Seitenerosion ersetzt. Diese Ablösung vollzieht sich von unten nach oben, durch Aufwärtswandern der Fußpunkte der Tiefenerosion [H. v. WISSMANN a. a. O., S. 13]. Darüber hinaus ändert sich in einem großen Teil des Vorlandes nun auch die Art des Abflusses, indem die gegenüber früher stärker belasteten Gerinne bereits näher am Gebirgsrand zerfasern. Dadurch wird das Areal der konzentrierten Entwässerung zu Gunsten der Flächenspülung, insbesondere der Rinnenspülung, eingeengt. Alle Gewässer streben jedoch das Transportgleichgewicht an, wodurch Pedimentation und damit die Entstehung eines Glacis eingeleitet wird. Zuzufolge der hohen Belastung kann das Gleichgewicht nur bei einem relativ steilen Gefälle der Fläche erreicht und aufrecht erhalten werden. Die so entstandene Gleichgewichtsfläche (Fußebene) erstreckt sich nun über die Zonen I und II (Abb. 2).



Mit nachlassender Schuttführung während des ausklingenden Pluvials und mit beginnender Warmzeit ist die Tendenz zu einer Konzentrierung der Gewässer gegeben, im Gegensatz zum oben geschilderten Mechanismus. Zusammengefaßte Wasserstränge stoßen vom Gebirgsrand nun wieder weiter in die Fläche vor und schneiden außerdem wegen ihres Kraftüberschusses ein. Dieses Einschneiden erfolgt, weil klimatisch und nicht durch eine tektonische Veränderung der Erosionsbasis bedingt, so ziemlich auf den ganzen Laufstrecken innerhalb des Pediments, vorallem aber in dessen steilerem, gebirgsnahen Teil, und zwar solange, bis ein neuer Gleichgewichtszustand, diesmal jener konzentrierter Gerinne, erreicht ist. Die unteren Enden, die Fußpunkte der Tiefenerosion, liegen nun, wie vor dem Pluvial, in der Konvergenzzone, wo weiterhin pedimentiert werden kann, vorausgesetzt, daß sich die einzelnen Warmzeiten klimatisch ungefähr gleichen, was anzunehmen ist.

Die wiederholten Klimaschwankungen während des Pleistozäns verursachten die Entstehung mehrgliedriger Glacistreppen. Die Konvergenz der Treppenfluren ist eine Folge der Verschiedenartigkeit der Kräfte, die an der Formung einerseits der Längsprofile der Glacis, andererseits der Längsprofile der in diese eingeschnittenen Gerinne beteiligt sind: vorwiegend Flächenspülung im ersten, lineare Tiefenerosion im zweiten Fall. Die Kurven der individuellen Gerinne, die stärker durchhängen, bilden soz. das Ausgangsniveau für das in der nächsten Kaltzeit zur Ausarbeitung kommende jüngere Glacis.

Die Konvergenzzone ist jener Bereich, in dem während aller Perioden des Pleistozäns pedimentiert werden konnte und in dem auch in der Gegenwart Pedimentation stattfinden kann. Diese Zone, auf deren Existenz schon in älteren Arbeiten verwiesen wird, wird von H. MENSCHING und R. RAYNAL [1954] als polygenetischer Teil eines Glacis bezeichnet. Sie ist eine typische Mehrzeitform, da sie von den Kräften verschiedener Klimaperioden geformt wurde, die aber innerhalb der Konvergenzzone stets gleichförmig — planierend — tätig waren.

Es ist jedoch zu betonen, daß die Intensität der in der polygenetischen Konvergenzzone verebnend wirkenden Kräfte der einzelnen pleistozänen Zeitabschnitte eine verschiedene war. Die stärksten Wirkungen wurden zweifellos während der Kalt- bzw. Pluvialzeiten erzielt, in denen zwar mehr Schutt produziert, aber auch mit heftigeren und zahlreicheren winterlichen Regengüssen als in der Gegenwart gerechnet werden kann. Heute werden die Konvergenzonen z. B. am Nordrand der Sahara nur mehr ausnahmsweise von Regenfluten erreicht.

Es kommt noch hinzu, daß auch die einzelnen Kalt- bzw. Pluvialzeiten selbst nicht gleichwertig waren. Aus Nordafrika sind kühlere und feuchtere Pluviale bekannt und namentlich das letzte, unserem Würmglazial entsprechende, war wenig ausgeprägt. Schon allein deshalb können einzelne Stufen der Glacistreppen verschieden breit entwickelt sein. In manchen Fällen dominiert besonders eine Fläche, während ältere bis auf kleine Reste oder völlig aufgezehrt wurden. Selbstverständlich spielen auch lithologische Gegebenheiten eine Rolle.

Die Anzahl der zur Entwicklung kommenden Stufen einer Glacistreppe hängt außerdem ab von der Höhe eines Gebirges sowie dem Grad seiner Kontinentalität. In den niedrigsten Ketten und Plateaus außerhalb des Atlassystems wirkten sich z. B. nur die kräftigeren pleistozänen Klimaänderungen durch erhöhte Schuttproduktion und Feuchtigkeitzzunahme aus.

Am westlichen Mittelmeer gibt es allerdings auch Gebiete, in denen sich die Pluviale in Hügelländern bis in die Nähe des Meeresspiegels durchsetzten. Diesbezügliche Befunde liegen aus Südostspanien [K. WICKE 1961] und aus Mallorca [K. W. BUTZER 1964] vor. Da alle Höhengrenzen von der mediterranen und der atlantischen Küste gegen die Sahara stark ansteigen — das gleiche Phänomen hat H. BOBEK über dem Inneren von Iran festgestellt — klingen die Auswirkungen der Pluviale gegen das Innere des Kontinentes aus und erlöschen — ausgenommen in den höchsten Gebirgen — schließlich völlig. Dementsprechend trifft man am Fuße kleinerer Erhebungen bzw. in wüstenhaften, kontinentalen Lagen auf eine geringere Anzahl pleistozäner Fußflächen bzw. diese können auch fehlen und durch ältere, tertiäre ersetzt sein.

Zur Ausbildung eines zweiten Typs mehrgliedriger Pedimente kommt es in Randsenken von Gebirgen oder ausgedehnteren inneren Becken, die nicht abflußlos sind, sondern von einem größeren, meist perennierenden Fluß entwässert werden. Hiefür bietet die Moulouyasenke, zwischen dem Mittleren und Hohen Atlas bzw. der Ostmarokkanischen Meseta, ein geeignetes Beispiel [R. RAYNAL 1964]. Diese Glacis unterscheiden sich von jenen auf der Südseite des Hohen Atlas dadurch, daß in ihrem unteren, vom Gebirge entferntesten Teil, Gräben und kurze Täler scharf eingerissen sind, die vom Moulouyafluß ausgehen und in die Konvergenzzone zurückgreifen, jedoch nicht bis an den Gebirgsrand reichen. Der Einschnitt des Moulouyaflusses weist bis zu fünf Klimaterrassen auf, die auch in manche Gräben der Pedimente hineinziehen und die mit den fünf Stufen der Glacistreppe am Gebirgsrand zu korrelieren sind. Die Fluren der Glacis konvergieren, die Terrassen in den Gräben divergieren zur Moulouya (Abb. 3). Man kann wieder drei Zonen unterscheiden: Die Glacistreppe und die polygenetische Konvergenzzone, die beide durch Vorgänge entstanden, die in den umrahmenden Gebirgen ihren Ursprung hatten und unabhängig von einer Erosionsbasis Verebnungen schufen; die terrassierte randliche Zone der Pedimente, deren Zerschneidung von unten her erfolgte, durch Gerinne, die auf die lokale Erosionsbasis des Hauptflusses eingestellt waren.

Dem dritten Typ gehören die kleineren, maximal wenige Kilometer breiten Glacis innerhalb der Gebirge an, wo es an Raum zur Entwicklung größerer Formen fehlt. Man kann sie auch als Talhangglacis bezeichnen. Der Raummangel hatte zur Folge, daß die Fluren ohne Zwischenschaltung einer ungliederten Konvergenzzone direkt in die Terrassen des in der Regel ausdauernden subsequenten Talweggerinnes übergehen. Bei den größeren Formen kann man allerdings beobachten, daß die Glacis nach unten konvergieren, jedoch nicht zu einer Fläche verschmelzen, sondern mit Annäherung an den Hauptfluß als Terrassen wieder auseinander treten. Diese Divergenzstrecke zeigt an, wie weit die Erosionsimpulse vom Haupttal in die Seitentäler aufwärts rückten. Schmale und tief zerschnittene Glacis divergieren auf der ganzen Strecke, vom Hangfuß bis zum subsequenten Talweggerinne. In diesem Falle folgte jeder Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis am Hauptfluß eine kräftige Zerschneidung in den Seitentälern bis an die Wurzeln der Pedimente am Bergfuß. Bei diesem Typ der Fußflächen ist von den früher erwähnten drei Zonen nur mehr eine, die der Glacistreppe, vorhanden.

Häufig sind sowohl die großen Piedmont-Glacis als auch die intramontanen Hangglacis zumindest am Fuße der Steilhänge mit Lockermaterial beträchtlicheren Ausmaßes bedeckt. Die Mächtigkeit geht weit über das Schleppter-

mögen selbst bedeutenderer Torrenten hinaus. Man ersieht daraus, daß das für die Pedimentierung erforderliche Transportgleichgewicht nur zu Anfang einer Kalt- bzw. Pluvialzeit gegeben war. Später ging dieses infolge des zu stark veränderten Belastungsverhältnisses verloren und es wurde akkumuliert. Diese Abfolge kann damit erklärt werden, daß auch in den Subtropen das Maximum der Temperaturabsenkung nicht gleich am Beginn einer Kaltzeit, sondern allmählich gegen dessen Mitte zu, erreicht wurde, analog zum Hochglazial der mittleren Breiten. Die damit verbundene Steigerung der Schuttproduktion wurde offensichtlich nicht oder nicht überall durch eine entsprechende Zunahme der Niederschläge kompensiert. Am stärksten war der hochpluviale Schuttanfall in den inneren Teilen der hohen Gebirge, die weit in den kaltzeitlichen Periglazialgürtel hineinragten. In ihren Hochtälern wurden die Glacis oft tief unter Lockermaterial begraben, jedoch sind auch in diesen Fällen noch andere Faktoren, vor allem die Gesteinsverhältnisse, zu prüfen. Der Schutt dieser Glacis verzahnt sich einerseits mit den Terrassenschottern an den Talweggerinnen, andererseits geht er nach oben in den kaltzeitlichen Solifluktionsschutt der Hänge über, wodurch das pleistozän-kaltzeitliche Alter der Glacis klar erwiesen wird.

Die von H. BOBEK aus Iran beschriebenen Pedimente gehören alle dem ersten Typ an. Sie liegen in dem besonders trockenen kontinentalen Inneren des Hochlandes. Es ist das bleibende Verdienst BOBEKS, unzutreffende ältere Auffassungen über den Ablauf des Klimas in Zentraliran während des Pleistozäns frühzeitig widerlegt zu haben. Jüngste geologische Forschungsergebnisse haben bestätigt, daß es nie ein pluvialzeitliches Binnenmeer gegeben hat, als dessen Reste die Kawire zu betrachten seien. Es ist auch zweifellos richtig, daß sich die pleistozänen Klimaschwankungen nicht überall im altweltlichen Trockengürtel gleichmäßig auswirkten. Neuere Untersuchungen bestätigen auch diese Feststellung BOBEKS. Hier sind aus Nordafrika die Arbeiten von R. COQUE [1962] und H. MENSCHING [1964] in Südtunesien sowie von J. BÜDEL [1963] in der Sahara anzuführen. Ich kam selbst zu ähnlichen Schlüssen für den Südrand des Hohen Atlas [K. WICHE 1955].

Die von BOBEK beschriebenen Pedimente — sie werden nach einem landesüblichen Ausdruck auch als Dashtflächen bezeichnet — gruppieren sich um die großen Kawirbecken, deren Niederschläge von innen nach außen von etwa 50 auf nicht mehr als 300 mm/Jahr ansteigen. BOBEK führt nun die Dashtflächen und deren scharfkantigen Schutt selbst als Zeugen für eine während des langen Zeitraumes vom oberen Pliozän durch das ganze Quartär bis in die Gegenwart andauernde strenge Aridität an. Letztere sei die notwendige Voraussetzung für eine ungestörte Pedimentierung, die bis zum heutigen Tage weitergeht. Die Dashtflächen seien daher polygenetische Glacis.

Nach BOBEK wäre demnach die Pedimentierung an einen bestimmten Ariditätsgrad — in Iran nicht mehr als 300 mm Jahresniederschlag [1963, S. 409] — gebunden. Demgegenüber ist jedoch festzuhalten, daß wichtiger als die absolute Regenmenge die zeitliche Verteilung der Niederschläge ihre strenge Beschränkung auf kürzere oder längere Perioden während eines oder mehrerer Jahre ist. Erforderlich sind ausgeprägte Trockenzeiten mit all ihren Folgen für Vegetation, Bodenbildung, Verwitterung und Abfluß. Diese Bedingungen sind sowohl in den ariden als auch in den semiariden Gebieten und sogar noch in semihumiden Hochgebirgen der Trockenzone gegeben. So gibt es pluvialzeitliche Glacis im östlichen Teil des Rifgebirges bei derzeit 300—500 mm,

im zentralen Hohen Atlas (M'Goun) bei über 800 mm, im östlichen Hohen Atlas bei 300—500 mm Niederschlag. H. SPREITZER [1959] beschreibt kaltzeitliche Pedimente von der Westseite des Weißen Ala Dag im Taurus bei derzeit 400—500 mm Niederschlag. Da die Formung der ja da und dort gleichartigen Fußflächen demnach nicht an einen bestimmten Ariditätsgrad gebunden ist, sind die Glacis auch nur mit Vorbehalt für eine klimamorphologische Landschaftsgliederung Irans verwendbar, die auf jährlichen Niederschlagsmengen fußt.

Die Diskussion über das Problem der pleistozänen Klimaschwankungen in Iran entzündet sich aufs neue, wenn man die Ausdehnung der Dashtflächen in Betracht zieht: sie sind bis zu 30 km lang und erstrecken sich über einige 100 Höhenmeter. Man kann sich des Gedankens nicht erwehren, daß derartige große, durch die Arbeit des fließenden Wasser geschaffene Erosionsformen, nur in einem niederschlagsreicheren Klima, als wir es heute in Iran erleben, entstanden sein können. Dem trägt BOBEK insoferne Rechnung, als er die Hauptphase der Pedimentierung nun ins feuchtere Oberpliozän (bis ältestes Pleistozän) verlegt [a. a. O., S. 408]. Ob die Glacis während des Quartärs bei stetig vollariden Verhältnissen überhaupt weitergebildet werden konnten und nicht eher fossil bzw. sogar in Zerstörung begriffen sind, läßt sich an Hand völlig ungliederter Formen schwer entscheiden. Für die Gegenwart ist unter den gegebenen vollariden Klimaverhältnissen wohl kaum anzunehmen, daß sie in ihrer Gesamtheit oder auch nur in einem größeren Teil ihres Areals merklich tiefergelegt werden. Dies ist am ehesten noch unmittelbar am Gebirgsfuß der Fall. Man wird solche Flächen dann kaum mehr als polygenetische Glacis bezeichnen können; es sind fossile, pliozäne Flächen mit einigen Retuschen aus dem Pleistozän und Holozän.

Nun gibt es auch in Zentraliran Glacistreppen, die durch einen Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion entstanden sind und die auf eine Konvergenzzone auslaufen, also echte polygenetische Pedimente sind. BOBEK hat eine ganze Reihe solcher komplexer Formen festgestellt [1959, S. 38 f.], deren klimatische Entstehung er nicht ausschließt, wenn er auch dazu neigt, sie tektonisch zu erklären. So überzeugend der Nachweis einer örtlich jungen Tektonik gelungen ist — *regeneration of the dasht* —, so lassen sich doch auch für die klimatische Entstehung der Glacistreppen Gründe anführen, die gleichfalls dem Beobachtungsschatz BOBEKS entnommen sind.

Abgesehen von der weiten Streu mehrgliedriger Glacis, die eher für eine regional-klimatische, denn lokal-tektonische Bedingtheit spricht, gibt es sichere Indizien dafür, daß sich die quartären Klimaschwankungen, zumindest in den höheren Gebirgen, erheblich stärker auswirkten als in den Beckenniederungen. So berichtet H. BOBEK [1955, S. 16; 1963, S. 406] z. B. aus dem Alburzgebirge von Schotterterrassen, die er mit der kaltzeitlichen Depression des Periglazialgürtels in Zusammenhang bringt. Es liegt nahe zu erwägen, ob nicht auch, vielleicht mit Ausnahme der obersten, ausgedehntesten Flur, die tieferen Staffeln der Glacistreppen kaltzeitlicher Entstehung sind. In diesem Fall wird man nicht umhin können, auch in den iranischen Hochgebirgen, analog zu den Gebirgen Nordafrikas, mit zeitweilig vermehrten Niederschlägen während des Pleistozäns, also mit Pluvialen, zu rechnen, da sonst die Gerinne schon innerhalb der Gebirge den erfahrungsgemäß dort sehr reichlich anfallenden Periglazialschutt nicht hätten bewältigen können und im Vorland

kaum imstande gewesen wären, das für die Pedimentierung großer Flächen erforderliche Transportgleichgewicht herzustellen. Einen stärkeren Abfluß während der Kaltzeiten nimmt auch BOBEK an, führt diesen jedoch nicht auf eine Zunahme der Niederschläge, sondern allein auf die kaltzeitlich verminderte Verdunstung zurück.

In der unterschiedlichen Beurteilung der Auswirkungen der pleistozänen Klimaschwankungen in den Gebirgen und in den Flachländern Irans scheint mir die Lösung noch offener grundsätzlicher Fragen zu liegen, die sich in Bezug auf den Mechanismus der Pedimentierung sowie der Datierung der Glacis bei einem Vergleich mit anderen Regionen des altweltlichen Trockengürtels ergeben. Vor allem für die hohen, mit mehrgliedrigen, polygenetischen Fußflächen ausgestatteten Gebirge der Umrahmung Zentralirans ist es wahrscheinlich, daß mit der kaltzeitlichen Temperaturabnahme eine Vermehrung der Niederschläge einherging. Vergleichsweise sei angeführt, daß P. ROGNON [1960, 1963] morphologisch wirksame Pluviale selbst im Hoggargebirge, das sich aus nicht minder kontinentalen Wüsten erhebt, Pluviale nachgewiesen hat. Innerhalb und an den Säumen der niedrigeren Ketten des iranischen Hochlandes hinterließ keine der Kaltzeiten oder nur die ausgeprägtesten im Formenbild erkennbare Spuren, als Folge der steilen Aufwölbung aller Höhengrenzen von den feuchten Randgebirgen gegen das trockene Innere. Hier stammen die Pedimente im wesentlichen aus dem Pliozän; sie erfuhren im Pleistozän nur geringfügige Umgestaltungen und sind daher meist ungegliedert. In vieler Hinsicht mit dem iranischen Hochland vergleichbar, sind die Pedimente und das Klima am Nordrand der Sahara, wo aus Südmarokko und jüngst auch aus Südtunesien — Daharplateau [H. MENSCHING 1964] — einschlägige Untersuchungen vorliegen. Bis in die Beckenniederungen Zentralirans setzten sich anscheinend seit dem Oberpliozän keine Klimaschwankungen mehr durch. Die durch den Wechsel zwischen Ton- und Salzschiefern in den Sedimenten der Kawire angezeigte zeitweilige Existenz perennierender Seen kann man mit BOBEK mit vermehrten kaltzeitlichen Zuflüssen aus den randlichen Gebirgen allein erklären.

#### L i t e r a t u r

- P. BIROT et F. TAILLEFER, La XXXIV<sup>e</sup> excursion géographique interuniversitaire (3—7 mai 1951). Ann. de Géogr. 1952.
- H. BOBEK, Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. Z. f. Glschkde. 1937.
- Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge. Z. f. Glschkde. 1940.
- Die eiszeitliche Vergletscherung des Alburzgebirges, Nordiran. Carinthia II (Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Kärnten) 1953.
- Klima und Landschaft Irans in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. Geogr. Jahresber. aus Österr. 1955.
- Features and Formation of the Great Kawir and Masileh. Arid Zone Research Centre. Tehran 1959.
- Die Salzwüsten Irans als Klimazeugen. Aus Österr. Ak. d. Wiss., Phil.-hist. Kl., 1961.
- Nature and implications of quaternary climatic changes in Iran. UNESCO-WMO-Symposium on Changes of Climate, Rome 1961, UNESCO, Paris 1963.
- J. BÜDEL, Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. Eiszeitalter und Gegenwart 1963. Zit. bei H. MENSCHING: Zur Geomorphologie Südtunesiens. Z. f. Geomorph. 1964.
- K. W. BUTZER, Pleistocen cold-climate phenomena of the Island of Mallorca. Z. f. Geomorph. 1964.
- R. COQUE, La Tunisie présaharienne. Colin, Paris 1962.
- W. CZAJKA, Schwemmfächerbildung und Schwemmfächerformen. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 1957/58.
- G. K. GILBERT, Report on the Geology of the Henry Mountains. U.S. Geogr. and Geol. Surv. of the Rocky Mts. Region. Washington 1877.
- A. D. HOWARD, Pediment Passes and the Pediment Problem. Journ. of Geomorph., New York 1942. Zit. bei J. DRESCH: Pediments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs. L'information géographique 1957.
- D. JOHNSON, Planes of Lateral Corrasion. Science 1931.
- Rock Planes of Arid Regions Geogr. Rev. 1932.
- F. JOLY, Pediments et glacis d'érosion dans le Sud-Est du Maroc. C.R. Congr. Intern. Géogr. Lisbonne 1949 (1950).
- A. C. LAWSON, The epigene Profile of the Desert. Univ. of Calif. Publ. Dept. of Geol. 1915. Zit. bei H. v. WISSMANN: Über seitliche Erosion. Coll. Geogr., Bonn 1951.

- H. LEHMANN, Glanz und Elend der morphologischen Terminologie. Neue Fragen der Allgemeinen Geographie. Würzb. Geogr. Arb. 1964.
- H. LOUIS, Diskussionsbemerkungen zum Schwerpunkt „Die Flächenbildung in den feuchten Tropen“. Deutscher Geographentag Würzburg. Tagungsber. und wiss. Abb., Wiesbaden 1958.
- W. J. MCGEE, Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. of America 1897.
- H. MENSCHING und R. RAYNAL, Fußflächen in Marokko. *Pet. Mitt.* 1954.
- H. MENSCHING, Glacia-Fußfläche-Pediment. *Z. f. Geomorph.* 1958.
- Zur Geomorphologie Südtunesiens. *Z. f. Geomorph.* 1964.
- R. RAYNAL, Pleines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc Oriental). Rabat 1961.
- P. ROGNON, L'évolution morphologique des vallées de l'Atakor. Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, fasc. 1—2, 1960.
- Le modèle de haute montagne dans l'Atakor. *Bull. Assoc. Géogr. Français* 1963.
- H. SPREITZER, Fußflächen im Kilikischen Ala Dag im Taurus. *Mitt. Österr. Geogr. Ges.* 1959.
- F. TAILLEFER, Sur l'existence d'anciens reliefs de piémont arides ou semi-arides sur la bordure septentrionale des Pyrénées. C.R. Congr. Intern. de Géogr. Lisbonne 1949 (1950).
- B. A. TATOR, The climatic factor and pedimentation. Déserts actuels et anciens. C.R. Congr. Géologique Intern. Alger 1952. Section VII, Alger 1953.
- L. WAIBEL, Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. *Z. Ges. f. Erdkde.* Berlin 1928, Sonderband.
- K. WICHE, Pleistozäne Klimateuren in den Alpen und im Hohen Atlas. *Mitt. Geogr. Ges.* Wien 1953.
- Fußflächen im Hohen Atlas. *Sitzb. Österr. Ak. Wiss., Math.-naturw. Kl.*, 1955.
- Beiträge zur Formenentwicklung der Sierran am unteren Segura (Südostspanien). *Mitt. Österr. Geogr. Ges.* 1961.
- H. v. WISSMANN, Über seitliche Erosion. *Coll. Geogr.* Bonn 1951.



Bild 1. Zerschnittenes Glacis am Fuße eines Zwischenrückens in der Moulouyasenke (Marokko). Die Riedel und Flächenreste können 4 pleistozänen Systemen zugeordnet werden. Die Formen wurden in wenig widerständigen mio-pliozänen Mergeln und Tonen angelegt und deshalb auch so stark zerstört. Der quartäre Schuttmantel ist auf den Flächen sehr dünn.

Phot.: K. WICHE.



Bild 2. Längsschnitt durch die Fußfläche im Tal des Oued Ziz, im östl. Hohen Atlas. Beispiel für die außerordentlich regelmäßige Konkavität vieler Glacis, die diese mit Flußprofilen gemein haben. Der Steilhang ist aus Lias- und Doggerkalken, die Fläche aus gleichaltrigen Mergeln und Tonen zusammengesetzt. Phot. K. WICHE.



Bild 3. Kilometerbreite Flut im Wadi Guir bei Abadla, 100 km südl. von Colomb Bechar (Nordrand der Sahara). Phot. G. REPP.

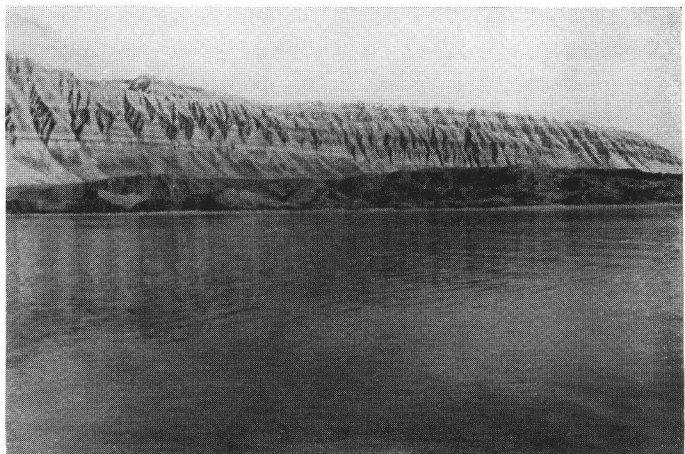


Bild 4. Hangfurchen in Karbonsandstein am Abfall des Kapitlberges im Ekmanfjord, West-Spitzbergen. Phot. K. WICHE.



Bild 5. Steilhang in Jurakalken und -mergeln einer Kette im östl. Hohen Atlas. In halber Höhe ist der mit einer Breccie bedeckte Rest eines älteren Hanges erhalten geblieben, gegenüber dem der heutige durch Verwitterung, Massenbewegungen und Abspülung nicht unerheblich zurückverlegt wurde. Phot. K. WICHE.