

Fußflächen am Kilikischen Ala Dag im Taurus

Mit 1 Karten-, 1 Profiltafel und 8 Bildern

Von HANS SPREITZER, Wien

Fußflächen sind frühzeitig in ihrer Bindung an trockene, besonders wechselfeuchte Klimate erkannt worden, für die sie eine gut faßbare Leitform darstellen. Morphographisch im weitesten Sinne aufgefaßt als vom Fuße eines mehr oder weniger steil hinter ihnen ansteigenden Gebirgsrandes weg geneigte Flächen, umschließen sie verschiedenartige morphologische Typen mit Übergängen.

Den einen Grenzfall stellt das Pediment im engsten Wortsinn dar. Oft Übergangslos mit ausgeprägtem Knick setzt die Pedimentfläche vor dem Gebirgsrand an und dacht sich als flachgeneigte Ebene nach außen ab. Gleichartiges Gestein baut das ansteigende Gehänge des Gebirges und den Untergrund der davor gelegenen Fläche auf. Weder eine Gesteinsgrenze noch eine tektonische Störungslinie bedingen den Gebirgsfuß. Vorgänge der mechanischen und chemischen Abtragung haben diese Form geschaffen. Flächenspülung und Verteilung korradierender Schwemmfächer sind an der Schaffung der Fläche, chemische Zersetzung an der Bildung eines oft auftretenden konkaven Knicks am Gebirgsfuß beteiligt. Auch die auf der Fläche vorhandenen Schuttablagerungen haben nur den Charakter eines korradierenden Schuttschleiers. Die erosive Herausarbeitung der Fläche aus dem mehr oder minder festen älteren Untergrund bleibt das Wesentliche.

In diesem Sinne behält die Bezeichnung eines „glacis d'érosion“ bzw. einer „erosion surface“ ihre volle Bedeutung, selbstverständlich in der weitergehenden Bestimmung des Begriffs „erosion“ nach der anglo-amerikanischen Auffassung, worauf mit Recht H. MENSCHING hingewiesen hat [1958]. „Erosion“ würde hier die Gesamtheit der flächenhaft abtragenden Kräfte bedeuten.

Die Ablagerung von Schutt und Geröll vor den Gebirgen der Trockengebiete führt zum anderen Grenzfall, zur Bildung von „Aufschüttungsfußflächen“, wie man sie am allgemeinsten nennen möchte, von „Bergfuß-Schwemflächen“, wenn man — mit W. CSAJKA [1958, S. 160 f.] — vor Augen hat, daß sie im wesentlichen von den aus den Talausgängen des Gebirges gekommenen, sich seitlich miteinander vereinigenden Schwemmfächern zusammengesetzt sind. Das aus dem Gebirge gebrachte Lockermaterial, z. T. nachträglich verfestigt, bildet hier den Untergrund der Fußfläche und erweist sie im ganzen als Ergebnis der Akkumulation. Verlagerungen der periodisch oder episodisch abkommenden Gewässer bringen Erosionswirkungen, besonders auch Kappungen mit sich, aber diese Vorgänge bleiben von untergeordneter Bedeutung und vermögen nicht der Bildung als ganzes den Charakter eines vom Gebirge gebrachten Aufschüttungskörpers zu nehmen. Die Aufschüttung steht allerdings in engstem Zusammenhang mit Menge und Art der Wasserführung sowie mit der Belastung der Gewässer. Im Wechsel der Klimate der jüngsten geologischen Vergangenheit haben sich darum

Generationen von Aufschüttungsfußflächen überlagert oder ineinandergeschachtelt, so daß in ihnen Zeugnisse der Klimageschichte vorliegen. Das ließ diese Art von Fußflächen in der jüngsten Forschung in den Vordergrund des Interesses rücken.

Zwischen beiden Grenzfällen bestehen Übergangsformen. Das Beispiel einer solchen tritt an der Westabdachung des Kilikischen Ala Dağ entgegen. Hier besteht der Untergrund der vor dem westlichen Gebirgsfuß gelegenen Fußfläche in der Hauptsache aus anderen, leichter abtragbaren Gesteinen als das mit steilerem Gehänge darüber aufsteigende Gebirge. Aber die durch Abtragungsvorgänge geschaffene Pedimentfläche schneidet die durch Faltung und Bruchbildung geschaffenen Strukturen des Untergrunds als schräg vom Gebirgsfuß fortgeneigte Schnittfläche ab. Auch die kleinen halbinsel- und inselartigen Vorkommen von Hochgebirgskalk innerhalb der Vorlandsregion sind in diesen Kapungsvorgang einbezogen. Über der Fußfläche aber breitet sich ein schon recht mächtiger Schutt- und Schotterkörper aus. Durch seine Verfestigung und seine spätere Zerschneidung erweist er sich als Vorzeitbildung, die unter besonderen, genauer feststellbaren Klimabedingungen zum Absatz gelangt war. Es verknüpft sich dieses Problem mit der eiszeitlichen bis rezenten Entwicklung des Raumes, der im ganzen bereits zum wechselfeuchten subtropischen Bereich gehört, innerhalb dessen er durch seine Höhen- und zugleich Randlage eine besondere Stellung einnimmt.

Physisch-geographische Grundzüge des Gebirges und seines Vorlands. Zwischen 37° 42' und 38° 11' nördl. Breite sowie zwischen 35° 2' und 35° 28' östl. Länge v. Gr. gelegen, ist der Kilikische Ala Dağ bereits in den subtropischen Gürtel gerückt. Bei einer Länge von 60 km in SSW-NNE-Richtung und einer Breite von 20—25 km zeigt diese geschlossenste Gebirgsgruppe des mittleren Taurus eine deutliche Zweigliederung durch eine tektonisch vorgezeichnete Folge von Tälern und Pässen, welche den nördlich gelegenen Schwarzen Ala Dağ von dem fast gleich großen südlichen Weißen Ala Dağ trennt. Der Schwarze Ala Dağ stellt im wesentlichen ein aus permokarbonen Kalken, Mergeln und Schieferen aufgebautes Gewölbe dar. Er erhebt sich im Norden aus dem abflußlosen Becken des Sultansazlık (1100 m) und steigt in seinem südlichsten Teil auf über 3400 m an, wo er einen gut ausgeprägten eiszeitlichen Formenschatz aufweist. Fast einheitlich aus mesozoischen Kalken besteht der Weiße Ala Dağ. Vor den Mauern und steilen Hängen seiner Westabdachung breiten sich Fußflächen und in seiner Höhenregion treten ihm eigentümliche glatte Hangformen auf, beides bezeichnende Formen dieses subtropischen Hochgebirges und seines Vorlandes.

Der Weiße Ala Dağ steigt aus einer Höhe von 1300 bis 1000 m an seinem Ostfuß, von 1750 bis 1350 m an der Westseite steil zu Grathöhen von 3500 m und Gipfeln von über 3700 und 3800 m an. Auch das waldige Bergland, das ihm südwärts vorgelagert ist, bleibt um 1000 bis 1500 m niedriger. Nur in seinen inneren Teilen mindern gut ausgebildete Flachlandschaften in den obersten Teilen der Täler die relativen Höhenunterschiede auf 500 bis 700 m, talaus erreicht der Höhenunterschied zwischen Tal und Kamm 1500 m.

Als die am weitesten gegen das Innere Anatoliens vorgeschobene Gruppe des mittleren Taurusbogens liegt der Ala Dağ in der Grenzzone zwischen dem trockenen Kontinentalgebiet, gegen das seine West- und Nordseite schauen, und der feuchten Region im Osten und Süden, die von der vom Südfuß nur 100 km entfernten Küste des Golfs von Iskenderun über die niedrigeren waldigen Berg-

züge hinweg reichliche Niederschläge empfängt. Während Feke (37° 52' n. Br., 35° 58' östl. L. v. Gr., 1300 m Seehöhe) als nächstgelegene meteorologische Station der Ostseite ein Jahresmittel von 1010,8 mm (1941—54) aufweist, hat Niğde (37° 59' n. Br., 34° 40' östl. L. v. Gr., 1239 m Seehöhe) 50 km von der Westseite des A. D. nur 372 mm im Jahresdurchschnitt (1935—54), im trockenen Jahr 1944 sogar nur 231,9 mm, im niederschlagsreichsten der Beobachtungsreihe (1936) 458,6 mm. Beiden Seiten ist gemeinsam die sommerliche Trockenheit von Juli bis September, ebenso die Verlässlichkeit winterlicher Niederschläge, die ein besonders an der Ostseite ausgeprägtes Maximum im Januar, an der Westseite ein gleich hohes noch einmal im Mai haben. Bei der Höhenlage des Gebietes fallen die Niederschläge des Winters in Form von Schnee, der im Hochgebirge schon im September auftreten kann, in Niğde von November bis März. Die mächtige Schneedecke des Hochgebirges ernährt die perennierenden Gletscherflecken und Blockgletscher und läßt in den Höhenregionen tief in den Sommer hinein temporäre Schneeflecken bestehen. In der Höhenregion des Ala Dağ wird auch die temporäre Schneedecke zu einem bedeutenden morphologischen Faktor, mit dem Abwanderungsvorgänge des Schutts, Wirkungen der Rieselwässer, Bildung von Nivationsformen wie auch Schneedolinen und Durchtränkung des Bodens verbunden sind; durch die von ihr ausgehende Bodendurchfeuchtung ist sie besonders auch an der Bildung des großartig entfalteten Strukturbodens mitbeteiligt. — Die sommerliche Trockenzeit wird episodenhaft durch meist örtlich beschränkte, oft aber katastrophenartig niedergehende Gewitter unterbrochen, deren Wassermassen dann die Flüsse anschwellen lassen und die an der Bildung der breiten Talsohlen beteiligt sind, sowie die Zerschlungung der ausgetrockneten Hänge hervorrufen. — Die starke Einstrahlung führt zu starker physikalischer Verwitterung, umso mehr als auch im Vorland schon vom Herbst an Nachtfröste auftreten.

Die Abspülung des sommerlich ausgetrockneten Bodens wird an der Westseite des Gebirges durch die schütterere Natur der Pflanzenbedeckung in ihrer Wirkung verstärkt, denn die klimatischen Unterschiede zwischen West- und Ostabdachung des Gebietes zeigen sich am sichtbarsten in der Vegetation. Von Osten und Süden her reicht geschlossener Wald an den Ala Dağ heran und dringt hier an den Außenabdachungen mit seinen Zedern, Kiefern und Baumwacholdern zu seiner oberen Grenze in über 2000 m (Aksutal), weiter südlich in 2200—2300 m und an der Südseite des Ala Dağ in 2400 m hinan, in welcher Höhe er seine obere Grenze erreicht. Dagegen sind an der Westseite das Vorland und die untere Region der Gebirgserhebung von Natur aus waldfreies Steppenland. Erst über der Trockengrenze des Waldes, die hier in 1500 bis 1600 m verläuft, setzt ein Waldgürtel aus Baumwacholdern und Tannen ein, der aber auch durch anthropogene Einflüsse weitgehend vernichtet und an der Außenabdachung nur südlich des Emlital mit Baumwacholdern, im Gebirgsinnern nur im Emlital, hier als schöner Tannenwald mit Silberpappeln erhalten ist und dabei in 2050 bis 2250 m seine obere Grenze erreicht. Über dem Waldgürtel folgt die Kugelbuschformation mit Astragalus und Acantholemonpolstern bis 2700 m und darüber endlich die Hochgebirgsstufe mit niederen Polstergewächsen. Die Lückenhaftigkeit des Pflanzenkleides begünstigt tief herab Durchfeuchtung und Frostbodenbildung und bis zum Fuß des Gebirges die Abspülung.

Für seine Formengebung bildet die weitgehende petrographische Einheitlichkeit den hervorsteckendsten Grundzug des Weißen Ala Dağ. Sie wird nur an den schmalen Grenzzonen der drei Schuppen unterbrochen, die den Deckenbau des

Gebirges bilden, dessen Vorhandensein durch K. METZ [1939] und in geschlossener Untersuchung durch M. BLUMENTHAL [1952] nachgewiesen ist. Von den mehr oder weniger breiten Streifen flyschartiger Gesteine abgesehen, ist der Weiße Ala Dağ aus mesozoischen, in einem kleinen Teilgebiet (im Emlital) vielleicht schon permokarbonen Kalken aufgebaut, die anscheinend ohne Unterbrechung von der Trias bis zur Kreide zur Ablagerung gelangten. Sie treten vorwiegend als weißgraue massige Kalke auf, in geringer Verbreitung als dickbankige (Lolut, zwischen Yalak und Yedigöl) oder als dünner gebankte Kalke (untere Hangpartien des Emlitals, Wasserscheide zwischen Emlital, südlichem Yedigöl und oberstem Sineklital) mit denudativer Herausarbeitung der Bankung.

Die weitgehende petrographische Einheitlichkeit läßt die morphologischen Zeugnisse der Landformung des Gebirges besonders zur Geltung kommen. Nach dem noch im Oligozän erfolgten Abschluß der orogenetischen Vorgänge stellt der Ala Dağ im Neogen zunächst eine niedrige Flachlandschaft dar, deren letzte Zeugen in gut erhaltenen Resten in 3400—3500 m östlich der Hauptwasserscheide entgegnetreten und der auch die entsprechende Gipfflur der W-Abdachung zuzurechnen ist. Eine erste große Ruheperiode der folgenden Erhebung des Gebirges brachte die Ausbildung eines in allen Tälern auftretenden Niveaus in rund 3000 m, weitere Niveaus folgen in 2500 und schließlich in 2000—2200 m (vgl. H. SPREITZER, 1957, S. 425—428).

Die miozäne-pliozäne Entwicklung hat diesen Stockwerkbau und im Endergebnis auch eine weitgehende Zertalung des Gebirges gebracht. Großartig ist sodann die Umgestaltung des Gebirges durch die bedeutende eiszeitliche Vergletscherung. Kare, Trogtäler, glazial bearbeitete Stufen, Rundhöckerfluren sind die Zeugen der erosiven Eisarbeit, Moränen, die bis in das Vorland reichen, und anschließende Terrassen der glazialen und fluvioglazialen Akkumulation.

Das morphologische Kräftespiel der Gegenwart ist durch eine ausgeprägte Gliederung in Höhengürtel gekennzeichnet: Bis 3000 m herab reicht der Frostschutt- und Solifluktionsgürtel, zwischen 3000 und 2500 m liegt die Übergangsregion von Solifluktion und Flußarbeit, von 2500 bis 2000 m reicht der Gürtel größter Anreicherung von Schuttkegeln und Schuttfeldern, endlich folgt, in den tieferen Tälern schon über 2000 m, dann vor allem im östlichen Vorland die Region der Torrenten. Dazu gesellt sich als besonders auffällige Erscheinung die Fußregion an der Westseite des Gebirges.

Fußflächen

Die Grundlagen. Trotz der orographisch klaren Begrenzung des Weißen Ala Dağ können Fußflächen nur an seiner Westseite Entfaltung finden. Die Nordgrenze des Weißen Ala Dağ gegenüber dem Schwarzen ist die erwähnte Folge von Tälern und Pässen, die sich an die tektonisch angelegte schmale Zone grobklastischer eoazöner Schichten im westlichen Teil, feinklastischer Flyschgesteine weiter gegen Nordosten hin hält und die durch selektive Erosion herausgearbeitet ist. Auf der anderen, der Nordseite dieser Talung steigt der Schwarze Ala Dağ empor. Auch an der Ostseite des Gebirges kommt es nicht zur Ausbildung von Fußflächen. Hier besteht auf längere Erstreckung hin einfacher Bruchkontakt mit der ostwärts folgenden Ophiolithzone und entlang dieser Grenzzone hat sich ein tiefeingeschnittenes Randtal entwickelt, das trotz der Breite seines Talbodens stets den Charakter eines fluviatilen Tales beibehält. Nur zeigt die mächtige, mehrere hundert Meter breite Schutterfüllung beiderseits des Flusses den Torrentencharakter desselben an.

Gegen die Südseite hin geht der Bruchkontakt zu einem nach außen (Süden) gerichteten Überschiebungsvorgang über und weiterhin wird für die Südfront des Ala Dağ das Untertauchen der Kalke des Hochgebirges unter die vorgelagerte Radiolarit- und Grüngesteinsserie maßgebend. Die letztere ist durch die bis an den Rand des Ala Dağ zurückgreifende kräftige Tiefenerosion der von den zahlreichen Quellen an der Gesteinsgrenze ihren Ausgang nehmenden, parallel nebeneinander von N nach S ziehenden Flüsse in ein stark reliefiertes Mittelgebirge aufgelöst, das auf 2200—2700 m ansteigt. Dementsprechend bietet sich auch hier keine Möglichkeit zur Entfaltung von Fußflächen größerer Ausdehnung. Wohl aber liegen auf den glatt ansteigenden Kalkflächen Breccien, die bereits Vorgänge der Flächenbildung anzeigen.

Die Voraussetzungen zur Entstehung von Fußflächen sind an der Westseite des Weißen Ala Dağ in vollem Maße gegeben. Hier hat die Ausräumung in den leichter zerstörbaren Gesteinen des Tekirgrabens (nach F. FRECH, 1916) bzw. des Ecemiskorridors (nach MOR. M. BLUMENTHAL, 1952) ein breites Vorland geschaffen. Über dieses steigt der Abfall des Weißen Ala Dağ in seinem Abschnitt nördlich des Arpaliktals geradlinig und fast mauergleich empor, ebenso auch im südlichen Abschnitt von der Mündung des Emlitals bis zur SW-Ecke des Gebirges. Weiter zurück weicht der Fuß der Kalkhänge in dem Mittelabschnitt und setzt zwischen Yalak- und Emlitals erst hoch über der bis 2400—2500 m hinaufreichenden Fußfläche an. Davor sind auch Kalksockel mit in die Fußflächenbildung einbezogen.

K. METZ [1939] und M. BLUMENTHAL [1952] haben nachgewiesen, daß die Kalke des Ala Dağ gegen W hin den Vorlandsgesteinen aufgeschoben sind, die nunmehr in Erosionstälern (Arpalik-, Kayacık-, Yalaktal und an der Esnevit-Yaila nördlich des Emlitalen) unter den Kalken zutage treten. Nach dem letzten orogenetischen Vorgang, der neben dem Deckenbau auch die nach W gerichtete Aufschiebung des Ala Dağ auf die jüngeren Gesteine des Vorlands gebracht hat und in der Grenzregion zum Schwarzen Ala Dağ auch noch oligozäne Ablagerungen in die Orogenese miteinbezogen hat und der demgemäß in die savische Gebirgsbildung des jüngeren Oligozäns zu stellen ist, erfolgte vom Miozän an die von Ruheperioden unterbrochene Heraushebung des Ala Dağ aus seiner Umrahmung, teilweise an Bruchstufen, so an der Westseite im Abschnitt nördlich des Arpaliktals wie auch südlich des Emlitals. Einen ausgesprochenen Denudationsrand bildet heute der mittlere Abschnitt der Westabdachung mit den vorgelagerten Kalksockeln. Neben der besonderen Heraushebung des Gebirges hat die allgemeine Erhebung des anatolischen Blocks im jüngeren Tertiär auch zur Zertalung der vornehmlich alttertiären Ablagerungen und vulkanischen Gesteine des Vorlandes geführt, welche die erwähnte Tekirsenke einnehmen.

Weit von Süden her erstreckt sich diese als auffällige morphologische Ausraumzone in NNE-Richtung bis in den Raum zwischen dem Ala Dağ im E und dem kristallinen Üc-Kapu-Gebirge (Niğde-Komplex) im W. In dem vor dem Ala Dağ gelegenen Abschnitt wird das Gebiet westlich des Ecemisflusses (nordwärts bis zum Austritt des Kum-dere aus dem Üc-Kapu-Dağ) vor allem von Andesiten und Andesittuffen eingenommen, die bis nahe an das Kristallin des Üc-Kapu-Dağ heranreichen, von diesem aber durch eine anscheinend auflagernde schmale Zone von Eozänkalken getrennt werden. Der nördliche Teil der Senke — vor dem nördlichsten Abschnitt des Weißen und vor dem Schwarzen Ala Dağ — ist von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten (nach BLUMENTHAL neogenen Alters) eingenommen, die besonders stark durch Trockenschluchten

und Rachellandschaften zerschnitten werden. Der für die Fußflächenbildung wichtige Teil des Vorlandes zwischen Gebirgsrand und Ecemisfluß wird einerseits von mehr vereinzelt auftretenden Eruptivgesteinen, Serpentin und Orthoamphibolit, andererseits von flächenmäßig verbreiteten flyschartigen Gesteinen der „bunten Serie“, F. X. SCHAFFERS aufgebaut. Letztere stellen grüne, rote und violette Mergel, Sandsteine und Konglomerate eozänen bis oligozänen Alters dar und sind durch die orogenetischen Störungen in steile Falten gelegt und — besonders in der Nähe des Gebirges — von Brüchen durchzogen. Diese Flyschgesteine bilden den hauptsächlichlichen Untergrund der Fußflächen vor dem Weißen Ala Dağ. Mit scharfer Diskordanz liegen ihnen die hangparallelen Breccien- und Konglomeratlagen der Fußflächen auf.

Die morphologische Entwicklung des westlichen Vorlands wird durch seinen Hauptfluß, den Ecemis, mit geregelt. In 1750 m Seehöhe tritt er heute in der Grenzregion zwischen Schwarzem und Weißem Ala Dağ aus dem Gebirge und begleitet zunächst in geringer Entfernung (1—2 km) den Gebirgsrand. Er biegt dann weiter gegen Westen aus und fließt von der Mündung des Yalak bis zu der des Emlitals 6 km vom Gebirgsrand entfernt in NNE-SSW-Richtung. Erst vor dem südlichsten Abschnitt des Gebirges nähert er sich diesem wieder in spitzem Winkel, an der Südwestecke des Ala Dağ zieht er in 2 km Entfernung in 1350 m Seehöhe vorbei. Auf 30 km Horizontalentfernung hat er 400 m Gefälle ($1\frac{1}{3}\%$ im Durchschnitt).

Formenschatz und Ablagerungen der Fußflächenregion. Eine frei über den jüngeren Talraum auslaufende geneigte Abtragungsfläche vor dem Gebirgsrand tritt schon in dem schmalen Vorlandstreifen zwischen Gebirgsabfall und dem nahe vorbeifließenden Ecemis im nördlichen Abschnitt vor dem Weißen Ala Dağ entgegen. Gleicher Art, aber durch jüngere Erosionsvorgänge vom tiefer fließenden Ecemis aus stärker zertalt ist der Fußflächenabschnitt vor der südlichen Gruppe des Gebirges. Zwischen diesen, im N und S befindlichen schmälere Vorlandstreifen ist die Fußfläche vor dem mittleren Abschnitt des Weißen Ala Dağ in voller Ausbildung und Breite, zugleich mit einer zugehörigen Bedeckung durch eine Platte aus Breccien und Konglomeraten entwickelt; ein Raum von 4—6 km Breite und 10 km Länge wird durch sie beherrscht. Durch das untere Yalaktal und das Muttal wird die ursprünglich einheitliche und zusammengehörige Form in drei Teile zerlegt (vgl. Karte).

Die mit Breccien bzw. Konglomeraten bedeckte Fußfläche streicht in dem Mittelstück 50—80 m hoch über dem heutigen Talboden des Ecemis aus. Ihre Untersuchung und Einreihung gelingt am besten von den jüngeren Bildungen aus.

Zum *rezentem Talraum* gehören der breite Talboden des Hauptflusses Ecemis und die schmälere der Nebentäler. Mehrere 100 m bis zu 1 km breit ist die Talaue am Ecemis, die vor allem von gut gerundetem Geröllmaterial aufgebaut und meist mit Auelehm bedeckt ist. Unter den Nebentälern weist das Yalaktal besonders starke Geröllfüllung auf. Von den rezenten Tälern aus greifen Trockenschluchten durch die Terrassen bis in den Sockel der Fußfläche zurück und beginnen ihn mitsamt seiner Bedeckung durch die Konglomerat- und Breccienplatte anzugreifen. Junge Furchen und Rachelbildungen gliedern vielfach den Flyschsockel, wo er durch die Erosion der Haupt- oder der Nebentäler freigelegt ist. Rezent sind auch die breiten Murschwemmkegel des Yalak, die an der trichterartigen seitlichen Verbreiterung des untersten Abschnitts dieses Tals beteiligt sind. Anderer Art sind die rezenten Bildungen hoch oben am Gebirgs-

rand: junge Schuttkegel und Schutthalden, die von den Wänden und felsigen Steilhängen herabkommen und älteren, ebenfalls noch lockeren Schuttbildungen aufliegen, aber auch noch auf die darunter folgenden festen Breccienplatten hinabreichen können.

Über dem rezenten Talraum erhebt sich eine *pleistozäne Terrassenlandschaft* von zwei bis drei Quartärterrassen. Unter diesen hebt sich eine *Hauptterrasse* in 15—20 m Höhe über dem Talboden als Leitform heraus, die vor dem südlichsten Abschnitt des Ala Dağ, wo sich der Fluß kräftiger eingeschnitten hat, 25 m über dem Talboden erreicht. Sie beginnt am Ecemis 300 m unterhalb seines Austritts aus dem Gebirge und zwar im Anschluß an eine Endmoräne, die an der linken Talseite in 1725 m Seehöhe als wallartige, vom Talgehänge durch eine Einsenkung getrennte Form erhalten, an der gegenüberliegenden Talseite trotz erosiver Ausräumung noch durch Blockanhäufung vertreten ist. In ihrem Verlauf von der Endmoräne talab begleitet sie den Fluß über die Breite des Ala Dağ hinaus auch in den südlich folgenden Flußabschnitt westlich des Masmiliberglandes. Mit steilem, unterschrittenen Hang erhebt sie sich über die Talaue oder über niedrigere Terrassen. Mit breiten Fluren setzt sie sich auch in die Nebentäler beider Talseiten hinein fort, wo sie manchmal noch geschlossen erhalten, in anderen Tälern zur Terrasse zerschnitten ist.

Der Schotterkörper der *Hauptterrasse* besteht aus vom Ala Dağ hergebrachten Kalken wie auch aus den verschiedenen Gesteinen des Ecemiskorridors. In ihm treten aber auch Gerölle auf, die aus der Breccien-Konglomerattafel der Fußfläche stammen. Entsprechend dem verhältnismäßig kurzen Weg des fluviatilen bzw. fluvioglazialen Transports und dem Anteil an solifluidalem Material sind die Gerölle oft nur kantengerundet; der Korngröße nach überwiegen faust- bis kindskopfgröße, wobei talab eine Verfeinerung des Kornes festzustellen ist. Der Schotterkörper ist im allgemeinen nur leicht verfestigt, aber seine oberste Schicht von $\frac{1}{2}$ bis 1 m Dicke weist stärkere Zementierung auf, so daß in der Regel eine konglomeratartige Bank mit steilem Abbruch, ja mit überkragendem Vorsprung die weniger verfestigten tieferen Lagen überdeckt (vgl. Bild 8).

Die *Hauptterrasse* ist nicht nur am Ecemis, sondern auch in allen größeren Nebentälern ausgebildet. Im Yalaktal zieht sie sich bis zur Yalak-Yaila aufwärts und nimmt auch hier ihren Anfang an einer Endmoräne (in 1750 m). 4—6 km oberhalb der heutigen Mündung des Emlitals verbindet sich die Hauptterrasse des Ecemis in breiter Flur mit der gleichaltrigen Terrassenaufschüttung, die in gerader Fortsetzung des oberen Emlitals aus dem ESE kommt. Wo sie beginnt, ist an der rechten (nördlichen) Talseite eine gut ausgebildete Moräne erhalten (in 1800 m). Die eiszeitliche Altersstellung der Hauptterrasse ist damit mehrfach erwiesen. Eine kaltzeitliche Entstehung unter Mitwirkung solifluidaler Vorgänge ergibt sich aber auch daraus, daß sie auch in den aus nicht vergletscherten Gebieten kommenden Tälern gut entfaltet ist, sowohl in den kleineren Tälern, wie in denen der linken Talseite zwischen Yalak- und Muttal oder von der gegenüberliegenden Seite, wie vor allem in den großen, weit in das Üc-Kapu-Gebirge zurückgreifenden, so besonders schön am Maden Su. In einheitlicher Flur vereinigt sich die Hauptterrasse dieser Nebentäler jeweils mit der des Ecemis.

Allgemein ist unter der Hauptterrasse eine in sie eingeschaltete, niedrigere Aufschüttungsterrasse verbreitet: die *Niederterrasse*. Am Hauptfluß des Gebietes, dem Ecemis, beginnt sie bereits innerhalb des Gebirges und zwar in der Talweitung, die auf eine schluchtartige Talstrecke unterhalb einer in 2200—2300 m gut ausgebildeten Endmoränenlandschaft folgt und die unmittelbar vor dem

Austritt des Flusses aus dem Gebirge durch die letzte Durchbruchsenge gelegen ist. Sie läßt sich mit Unterbrechungen durchgehend entlang der Talaue verfolgen, über die sie sich zunächst 10—12 m, weiter talab (unterhalb des Yalak-tals) 6 m erhebt. Im nördlichen Vorlandsabschnitt scheint eine Verdoppelung der Niederterrasse durch ein sonst gleich ausgebildetes Teilfeld in 4—5 m über dem Talboden vorhanden zu sein. Wohl nur auf örtliche Ursachen geht die Verdoppelung im untersten Emlital zurück, in dem die Niederterrasse in Form eines Schwemmfächers ausmündet; seine Stufung durch eine untere Flur konnte durch seitliche Verlagerung des Hauptflusses während des Ausräumungsvorganges bewirkt werden.

Wie die Haupt- setzt sich auch die Niederterrasse in die Nebentäler beider Talseiten hinein fort, so weit nicht die Hauptterrasse in ihnen noch unzerschnitten erhalten ist, wie z. B. im rechten Nebental gegenüber Cukurbağ. Am Yalak führt sie durch die ältere Moränenzone — von der die Hauptterrasse ihren Anfang nimmt — zurück bis zu einer jüngeren Endmoränenlandschaft in 2200 m. Im Emlital folgt oberhalb der untersten Talstrecke mit Niederterrassenaufschüttung und deren Ausbildung in zwei Stufen eine gewundene kañonartige Klamm, die noch zur Zeit der Niederterrassenbildung von den Schmelzwässern durchströmt wurde. Oberhalb der Engstrecke läßt sie sich als niedrigere Stufe verfolgen. Sie geht schließlich talaufwärts in die große Sanderfläche über, die vor der sehr schön ausgebildeten jüngeren eiszeitlichen Moränenlandschaft dieses Tals in 2150 m Seehöhe liegt.

Zum Unterschied von der Hauptterrasse ist der Schotterkörper der Niederterrasse unverfestigt. Nur der noch innerhalb des Kalkgebirges in der Talweitung am oberen Ecemis erhaltene Rest zeigt Verfestigung und hat überdies besonders grobes, vielfach blockförmiges, doch gut gerundetes Material. Talabwärts hat die Niederterrasse im allgemeinen feineres Material als die Hauptterrasse. In der Schotterzusammensetzung zeigen sich keine Unterschiede, namentlich treten auch hier in der Niederterrasse Gerölle aus der Breccientafel der Fußfläche auf.

Nach der Verbindung der Niederterrasse mit Endmoränen im Ecemis-, Yalak- und Emlital ist auch sie eine eiszeitliche Aufschüttung. In den Tälern, die eigene Gletscherzungen hatten, geht sie aus Schmelzwasserablagerungen hervor. Daß zu ihrer Bildungszeit allgemein kaltzeitliche Klimabedingungen herrschten, ergibt sich gleichartig wie zur Zeit der Hauptterrassenaufschüttung daraus, daß auch die Niederterrasse in den nicht vergletschert gewesenen Tälern verbreitet ist. — Auch an der Süd- und Ostseite des Alag Dağ hat die Entwicklung gleichen Verlauf genommen. Die Niederterrasse ist eine Bildung der letzten, die Hauptterrasse eine solche der vorletzten Eiszeit des Gebietes.

Älter als diese Bildungen ist die *Fußfläche*. Ihre Entstehung war aber auch noch vor dem großen erosiven Talausraum vor sich gegangen, der dem Absatz der Hauptterrassenschotter in der vorletzten Eiszeit vorausgegangen sein mußte. Als sich die Fußfläche bildete, war die Erosion der Vorlandsflüsse, namentlich auch des Ecemis als des bestimmenden Hauptflusses, noch nicht bis zur Tiefe der Auflagerungsfläche der Hauptterrassenschotter erfolgt. Das ergibt sich aus der Höhenlage der Sockelfläche, der die Breccien-Konglomeratplatte der Fußfläche aufliegt (vgl. Profil 1 u. 2).

Die in überwiegendem Maße aus verfestigtem kantigem Schutt, aber namentlich in den tiefer gelegenen Teilen auch aus Geröllen aufgebaute Platte senkt sich parallel der Oberfläche, ist aber durch eine scharfe Diskordanz von den

gefalteten und durch Brüche gestörten Gesteinen ihres meist alttertiären Untergrunds getrennt.

Bald unterhalb der nackten Felsgehänge des Ala Dağ, von diesen durch eine mehrere 100 m breite Zone von jüngeren bis rezenten Schuttkegeln und Schutthalden getrennt, setzt die verfestigte Schuttplatte an und überzieht die ganze Fußfläche. Zwischen Yalaktal und Esnevit-Yaila (am Nordhang des Emlitals) setzt sie in 2400—2500 m an und zieht in geschlossener Decke gegen die Talachse des Ecemis, wo sie in 50—80 m über der heutigen Talsohle austreicht.

Zunächst zeigen große Aufschlüsse am Yalak die Auflagerungsfläche und die ausgeprägte Diskordanz zwischen den Sockelgesteinen und der Schuttplatte der Fußfläche. Nachdem der Yalak sein trogförmiges Hochgebirgstal verlassen hat, legt er auf seinem Lauf von 2200 bis 1800 m an einem 100 m hohen Steilgehänge in großen Aufschlüssen der linken Talseite den Untergrund der Fußfläche bloß. Gefaltete und durch Brüche in Horste und Gräben zerlegte flyschartige Gesteine, violette und grüne Sandsteine und Mergel, der „bunten Serie“ sind anscheinend an einer Überschiebungslinie von alten, vermutlich ebenfalls alttertiären groben Konglomeraten überlagert, die wohl infolge der Westbewegung des Weißen Ala Dağ in der savischen Gebirgsbildung des jüngeren Oligozäns bis zu 30° gegen den Gebirgsrand hin einfallen. In ihnen hat die heutige Denudation turmartige Abtragungsformen herausgearbeitet. Diese ganze Folge wird von einer Diskordanzfläche abgeschnitten, auf der oberflächenparallel die hier 10 bis 15 m mächtige verfestigte Schuttplatte liegt. — Auch auf der rechten Talseite des Yalak zeigt sich die Auflagerungsfläche der Breccienplatte über dem gefalteten Sockel.

Etwa 1 km südlich des Steilrands, mit der die Platte zum jungen Yalaktal abbricht, erscheint inmitten der Fußfläche in 2000 m Seehöhe eine Kalkinsel. Sie ist in genauer Fortsetzung der Fläche und mit dem gleichen Neigungswinkel wie diese abgeschnitten und als Abtragungsform in deren Bereich gezogen. Eine subsequente Ausraumzone von 40 m Tiefe begleitet die Kalkinsel an der hangaufwärts befindlichen Seite als jüngere Bildung. — Nordwestlich der Esnevit-Yaila ist Kalkuntergrund in 2400—2500 m in die Kappung der Fußfläche einbezogen.

In den tiefer gelegenen Teilen der Fußfläche ist der Sockel der Schuttplatte in allen größeren Nebentälern aufgeschlossen: bei Cukurbag im höher gelegenen östlichen Ortsteil in 80 m über dem Talboden des Ecemis (Seehöhe des Talbodens 1440 m). Junge Spülwirkungen gliedern hier den Flyschsockel durch Furchen und Racheln. Am südlichen Hang des Tals von Cukurbag schneidet die Auflagerungsfläche der Platte in 50 m über der Tagsohle des Ecemis mit scharfer Diskordanz die 30° S fallenden Flyschsandsteine. Das gleiche Bild zeigen das Martı-Tal weiter südlich und das breite Mut-Dere (Mut-Tal) bei der Ziyaret-Yaila. In allen diesen Nebentälern sind unter der Fußflächenregion mit ihrem Sockel Haupt- und Niederterrasse als jüngere Bildungen eingeschaltet.

Südlich der großen Unterbrechung durch die Hauptterrassenflur entlang des Mut-Dere erhebt sich wieder die Platte der stark verfestigten Breccie und reicht bis zum untersten Emlital. Sowohl gegen dieses hin wie zum untersten Abschnitt des Emlitals ist die Auflagerungsfläche etwa 50 m über der Talaue des Ecemis gelegen. Zum Emlital hin erscheint oberhalb der gut ausgebildeten Hauptterrasse der alttertiäre Flyschsockel mit weicheren Formen. Mit steilem, ja senkrechtem Abfall bricht darüber die stark verfestigte Platte von Konglomeraten und Breccien ab. So ist es auch an der rechten Talseite des untersten Emlitals, wo große Trümmer der senkrecht abbrechenden Schuttplatte über den leichter abtragbaren

Sockel herabgestürzt sind (Bild 7). In dem aufwärts ansteigenden Tal reicht dann die Konglomerat-Breccientafel in dem scharf gewundenen Klammabschnitt oberhalb des untersten Emlitals bis auf den Grund dieser Trockentalung (Bild 6). Hier ist die Konglomeratlage heute noch in einer Dicke von 40—50 m erhalten; sie mußte ursprünglich noch um 20—30 m mächtiger gewesen sein, denn die Klamm ist nicht unmittelbar in die ursprüngliche Plattenoberfläche eingeschnitten, sondern in einer breiten Erosionsterrasse, die der Hauptterrasse entspricht. Entsprechungen der Konglomerat- und Breccienplatte des Vorlands lassen sich als talgebundene Ablagerungen weit in den Hochgebirgsabschnitt des Emlitals (bis über 150 m Höhe) verfolgen. Auch die Entstehung der eigenartigen Klamm im Vorlandsabschnitt und der über ihr ausgebildeten Erosionsterrasse verlangten Erklärung, die im Zusammenhang geboten werden soll.

Konglomerate, Breccien und Terrassen im Emligebiet. Auf den untersten, in die Breccienplatte und deren Sockel eingeschnittenen Abschnitt des Emlitals mit Haupt- und Niederterrasse folgt die erwähnte Klammstrecke. Diese Trockenklamm ist auf ihrem 2 km langen, scharf gebogenen Lauf mit wildem Blockwerk erfüllt, dessen Trümmer von den harten Konglomeratwänden herabgestürzt sind und Hausgröße erreichen (Bild 6). Sie bedecken den ursprünglich ebenen, 10—20 m breiten Boden der Klamm, die nur von fließendem Wasser geschaffen sein konnte, heute aber so gut wie ausschließlich bestimmt wird durch die Anreicherung und den physikalischen Zerfall des Trümmermaterials.

Die Klamm mußte von fließendem Wasser durchströmt worden sein, als von der im Inneren des Gebirges gelegenen Zunge der letzten Vergletscherung, von der Endmoränenlandschaft in 2150 m Höhe her, die Schmelzwässer die große Sanderablagerung und die daraus hervorgehenden Niederterrassenschotter gebracht hatten, die auch unterhalb der Klammstrecke wieder auftreten.

Im oberen Emlital sind diese Schotter im Sandergebiet vor der Moräne unzerschnitten erhalten, dann zerteilt sie eine junge Kerbe, so daß sie beiderseits als Niederterrasse entgegentreten. Noch vor Beginn der Klammstrecke klingt die junge Zerschneidung in den langgestreckten beckenartigen Erweiterungen des Emlitals allmählich aus. Geschichtete Tone verraten, daß die heute abkommenden Wässer sich in den durch Engen und Riegel getrennten Becken sammeln ohne weitere Tiefenerosion auszuüben. Eine Kerbe von 1 bis $1\frac{1}{2}$ m Tiefe bildet noch die Abflußbahn gelegentlich abkommenden Wassers, das in der Klamm nicht mehr imstande ist, auch nur das kleinere, kantig zerfallene Blockwerk anzugreifen und zu entfernen. Erst im untersten Emlital sind die Schotter wieder zu der (hier doppelt gegliederten, s. S. 190) Niederterrasse zerschnitten.

Die Klammstrecke des Emlitals ist demnach eine Vorzeitstrecke, die noch in der letzten Kaltzeit in voller Weiterbildung war. Ihre Anlage stammt aber aus einer noch früheren Zeit. Ebendort, wo die Klammstrecke ihren Anfang nimmt, setzt die hier 40 m über dem Talgrund gelegene Hauptterrassenflur an, die in der geraden Fortsetzung des oberen Talverlaufs gegen WNW zieht und bei ausgeprägtem gleichmäßigem Gefälle (bis zu $4^{\circ} = 7\%$) zum Ecemis hin in die Hauptterrasse dieses Flusses (20 m über der Ecemistalau) übergeht. Schon an der Wurzel $\frac{1}{2}$ km breit erweitert sich die Flur auf ihrem 4—5 km langen Verlauf auf 2 km Breite. Der Bestand der Aufschotterung entspricht der Hauptterrasse: unter einer 1 m mächtigen verfestigten hangenden Partie finden sich unverfestigte Schotter aus dem Emligebiet (Bild 8). Als eine in die harte Konglomeratlagen eingearbeitete Erosionsterrasse mit nur dünner oberflächlicher Aufschüttung darüber begleitet die gleiche Flur in vollkommen entsprechendem

Verlauf auch die Klammstrecke des Emlitals, die mit ihren senkrechten Wänden in sie eingeschnitten ist (Bild 5).

Als die Aufschüttung der Hauptterrassenschotter bis zur heutigen Oberfläche vollendet war, erfolgte im wesentlichen durch Seitenerosion die Ausräumung dieser 300—500 m breiten Erosionsterrasse entlang der später gebildeten Schluchtstrecke. Von einer im Gelände kaum merklichen Scheitelregion aus neigt dieser Zweig der Hauptterrassenflur sich entlang der Klamm gegen SW und S hin zum untersten Emlital. Dahin mußte auch der stark gesteigerte Abfluß der Schmelzwässer gehen, als nach dem Abschluß der Hauptterrassenaufschüttung die Gletscher der vorletzten Kaltzeit allmählich zusammenschmolzen. Nur eine so kräftige Wassermenge konnte die messerscharf eingeschnittenen und doch an der Oberfläche 30—50 m breite Klamm geschaffen haben. Unzerschnitten vom Emlital aus ist dagegen die Aufschüttungsebene zum Ecemis hin geblieben. Erst an ihrer rechten Flanke hat der aus reichen Quellen gespeiste Fluß des Mut-Dere (Ziyaret-Yaila) sie zerschnitten und in der letzten Kaltzeit auch eine Niederterrasse aufgeschüttet.

Talaufwärts reichen die Hauptterrassenschotter bis zu den noch im Vorland gelegenen Moränenresten der vorletzten Kaltzeit. Die älteren stark verfestigten Konglomerate und Breccien aber sind weit taleinwärts zu verfolgen. Im Vorland hat die Konglomeratplatte im Winkel zwischen den beiden Zweigen der Hauptterrassenflur, deren Sockelfläche gegen das Ecemis- und das untere Emlital hin ausstreicht, denselben Charakter wie die gleichaltrigen Bildungen der breiten Fußflächenregion zwischen Yalak- und Mut-Tal. Taleinwärts geht die flächenmäßige Ablagerung des Vorlands in talgebundene Bildungen über.

Unterbrochen durch die ausmündenden Seitentäler lassen sich die Reste gut verfolgen. Ihre nunmehr aus Ala-Dağ-Kalken aufgebaute Auflagerungsfläche erhebt sich bald bis auf 100 m über dem heutigen Talboden (vgl. Profile).

Zwei km oberhalb der Einmündung des Mangircitals, wo der rezente Talboden des Emlitals schon auf 2050—2065 m angestiegen ist, befindet sich auf der linken Talseite in der Höhenlage von 2170 bis 2180 m (= 110 bis 120 m über dem Talboden) eine bis 10 m mächtige, stark verfestigte Konglomeratlage in guter Erhaltung. Sie besteht aus gut gerundeten, faust- bis kindskopfgroßen Geröllen, die durch ein gelbliches Zement stark verfestigt, vollkommen der Konglomeratplatte an der Ausmündung des Emlitals entsprechen, zu der auch die Verbindung durch die einzelnen weiter talausfolgenden Reste hergestellt ist. Hier liegt der zur Bildungszeit der Konglomerate noch unzerschnittene damalige Talboden des Emlitals vor. Die Konglomerate selbst sind eine fluviatile Bildung, deren Schichten 1—2⁰ talauswärts fallen. Ihre Oberfläche bildet eine 50—100 m breite Terrasse, die von einer nicht verfestigten Ufermoräne (der vorletzten Eiszeit) bedeckt wird und durch 4 junge Gräben in fünf einzelne Reste zerschnitten ist. Die fluviatilen Konglomerate verzahnen sich aber mit einer Breccienlage, die am darüber folgenden Berghang bis zu einer Höhe von 2340 m, 160 m höher emporreichend, festgestellt wurde. Sie hat im allgemeinen 5 m Mächtigkeit, wird aber bis 8 m mächtig, besteht aus kantigem Material ohne jede Rundung, mit einzelnen Blöcken bis zur Größe von 1 m³. Parallel zum Hang geschichtet weist sie Neigungen von 25½ bis 29° auf. — In der gleichen Höhe von 120 m über dem Talboden enden auch am gegenüberliegenden Hang des Emlitals die auch dort von oben herabkommenden, den höheren Hang überziehenden festen Breccienlagen.

Das oberste Vorkommen liegt an der Stufe, mit der das Direktastal unmittelbar oberhalb der großen letzteiszeitlichen Moränenlandschaft des Haupttals in dieses mündet, und zwar auf einem Kalksockel in 35 m Höhe über der eiszeitlichen Aufschüttungslandschaft als eine im ganzen 25 m mächtige Bildung von z. T. sehr groben Konglomeraten (35—60 m über der Moräne = 2190—2215 m). Fast horizontal geschichtete Konglomerate verzahnen sich mit vom Direktastal her einfallenden Lagen aus größerem und feinerem Material. Im Vergleich mit dem 3 km talab erhaltenen Rest bestehen diese Konglomerate aus weniger gerundeten Geröllen.

Diese Bildung kann nur als eine fluvioglaziale Ablagerung angesehen werden. Sie hat ebenso wie die talab (in 2170—2180 m) erhaltenen Konglomeratlagen außer der großen Schuttlieferung starke Wasserführung zur Voraussetzung. Als zungennahe Schmelzwasserablagerung sind beide Vorkommen in einer Kaltzeit entstanden. Die von mir früher [H. SPREITZER, 1957, S. 445] geäußerte Meinung, daß diese Bildung wahrscheinlich in einem älteren Interglazial entstanden sei, muß auf Grund aller Zusammenhänge aufgegeben werden.

Die Bildungszeit konnte nicht die jüngste Eiszeit gewesen sein. In dieser war das Eis aus dem Haupttal gerade bis unterhalb jener linksseitigen Stufenmündung vorgedrungen, der die Konglomerate erhalten sind. Diese unterscheiden sich durch ihre starke Verfestigung von der unverfestigten Moräne. Überdies finden sich in der noch etwas weiter talabreichenden Moränenlandschaft der letzten Vereisung in dem Moränenmaterial auch Konglomeratblöcke. — Die Konglomerate sind aber auch älter als die vorletzte Vereisung, denn diese reichte bis an den Rand des Gebirges, wo ihre Moränen rechts des Emlitals erhalten sind. Und auch in den Moränen der vorletzten Vereisung finden sich bereits Konglomerat- und Breccienblöcke. Der Gletscher der vorletzten Eiszeit hat noch das ganze untere Hochgebirgstal erfüllt und hat hier eine trogartige Unterschneidung der 110—120 m über dem heutigen Talgrund gelegenen festen Konglomerate und des Kalksockels unter denselben geschaffen. Er reichte gerade bis zur Höhe von 120 m über den Talboden auf (= 2180 m), denn auf der Konglomeratterrasse liegen die ebenfalls noch nicht verfestigten Ufermoränen der vorletzten Eiszeit.

Wenn damit die Konglomerate eine noch ältere, seither verfestigte Schmelzwasserablagerung darstellen, dann mußte diese der drittletzten Vergletscherung zugehören und die Gletscherzungen dieser Kaltzeit haben — im Haupttal wie in dem von links zur Stufe mit den Konglomeratlagen herabführenden Seitental — noch weiter im Inneren des Gebirges ihr Ende gefunden. Die damals wohl sicher auch abgelagerten Endmoränen sind durch die nachfolgende zweimalige Gletscherarbeit der vorletzten und der letzten Kaltzeit entfernt worden. Der Anteil an großen Blöcken und (an der innersten Konglomeratlage) an nur kantengerundeten, noch nicht durch weiteren Transport abgerollten Geröllen macht es wahrscheinlich, daß die Gletscherenden nicht viel höher gelegen haben. Wenige 100 m Höhenabstand sind anzunehmen.

Die Tatsache, daß ein glazialer Trog in die Konglomerate der Terrasse von 2180 m Seehöhe und deren Sockel eingearbeitet ist, gibt einen Anhalt für das Größenmaß von Fluß- und Eiswerk. In der Zeit, da die Konglomerate in der drittletzten Kaltzeit als eine bis zu 10 m mächtige Ablagerung mit leicht talaus gerichtetem Einfallen zum Absatz gelangten, hat ein geschlossener Talboden in 2170 m Seehöhe ihre Unterlage abgegeben. Durch die nun folgende interglaziale Flußerosion und durch die Gletscherarbeit der vorletzten Vereisung ist ein

Trog ausgearbeitet worden, der mehr als 120 m Tiefe erreichte, denn der heutige Talboden (120 m unter der Oberfläche der mit den Konglomeraten bedeckten Terrasse) ist noch durch den später abgesetzten letzteiszeitlichen Sander aufgehöhht worden.

Im Hochgebirgsabschnitt des Emlitals wurden in der drittletzten Eiszeit auf dem noch geschlossen erhaltenen und noch nicht durch die späteren Erosionsvorgänge zerschnittenen Talboden 110—120 m über dem heutigen Gerölle abgesetzt, die seither zu Konglomeraten zementiert wurden; an den darüber aufsteigenden Gehängen kam es an den beiden Talseiten gleichzeitig unter der Wirkung der starken kaltzeitlichen Verwitterung und Solifluktion zur Anhäufung der mächtigen Schuttlagen, die seither zu Breccien von 5—8 m Mächtigkeit verfestigt wurden. Die Zeit der Verfestigung kann nur die des folgenden (großen) Interglazials sein. Denn schon in den Moränen der vorletzten Vergletscherung sind auch bearbeitete Breccien- und Konglomeratblöcke vorhanden, was vorausgegangene Verfestigung zur Voraussetzung hat.

Von diesen Ablagerungen aus läßt eine Folge von einzelnen Resten eine geschlossene Verknüpfung mit der großen Breccien-Konglomeratplatte des Vorlands zu. Diese muß altersgleicher Entstehung sein. Vollkommen entspricht auch der Verfestigungsgrad mit dem gelblichen Bindemittel dem der Ablagerungen im Hochgebirgstal.

Gleiche Alterseinreihung in die drittletzte Kaltzeit ergibt sich schon daraus für die Konglomerat- und Breccienplatte der nördlich folgenden Fußfläche. Denn diese ist nur durch spätere Erosion und Aufschüttung (durch die große Hauptterrassenflur in der Fortsetzung des oberen Emlitals zum Ecemis) von der Platte im Emlivorland getrennt. Doch auch allein aus den in der Fußfläche selbst gegebenen Verhältnissen ist eine Altersbestimmung möglich.

Die große Fußfläche zwischen Mut- und Yalaktal. Am geschlossensten, nur randlich durch die jüngeren Bildungen gegliedert, ist die Fußfläche südlich des Yalaktals ausgebildet, wo sie bis zum Muttal den Formentyp einer solchen verkörpert. Über der Sockelfläche, welche die gefalteten wie auch von Brüchen durchsetzten meist alttertiären Gesteine des Untergrunds diskordant abschneidet (s. S. 191) liegt die verfestigte Schutt- und Geröllplatte.

Die Deckplatte reicht von 2400—2500 m an herab bis zum Ausstreichen über der Sockelfläche am Ecemistal in 1400—1500 m. Sie ist in den höheren Hangteilen 10—15 m mächtig, in den tieferen 20—25 m, so bei Cukurbağ, im Martital und an der Ziyaret-Yaila im Mut-Tal. Wesentlich mächtiger wird die Bildung nur im unteren Emlital, wo die 40—50 m tiefe Klammstrecke bis zum Grund aus dieser Konglomerat- und Breccienlage besteht, andererseits aber auch die westlich davon als Erosionsreste erhaltene Platte, so daß sie hier im ganzen 70 m mächtig wird. Eine alte Erosionsfurche dürfte beiderseits der späteren Klammstrecke auch mit dem Konglomerat- und Breccienmaterial der Fußfläche erfüllt worden sein. Damit stimmt überein, daß die Deckplatte nach ihrer inneren Schichtung und nach ihrem Oberflächengefälle von der hochgelegenen Ausmündung des Yalaktals aus seinem Hochgebirgsabschnitt her nicht nur nach W zum Ecemis hin, sondern mit südwestlicher Neigung auch gegen das untere Emlital zu fällt. Auch von den Hängen unterhalb der Esnevit-Yaila neigt sich die Schuttplatte zum untern Emlital hin.

Wo die Fußfläche mit ihrer Deckplatte ihren oberen Ansatz findet, ist sie heute mehrere 100 m weit von dem ansteigenden Felsgehänge des Kalkgebirges getrennt. Junge, nicht oder nur schwach verfestigte Schutthalde und Schutt-

kegel anscheinend in zwei Altersgenerationen erfüllen diese Zone und reichen in leicht eingesenkten Streifen auch in die Fußflächenregion hinein. Das Gefälle der jungen Schuttbildungen beträgt 22 bis 26°. Die darunter einsetzende Fußfläche hat in ihren oberen Teilen recht gleichmäßig 20° Neigung und behält diese auf etwa $\frac{1}{4}$ ihrer Höhenerstreckung. Im untersten Drittel vermindert sich ihr Gefälle bis auf $<5^\circ$, ja am Ecemis nördlich Cukurbağ geht die Fläche fast in die Horizontale über. Zugleich nimmt hier der Anteil an gut gerundeten Geröllen zu, so daß die Schuttplatte den Charakter einer Konglomeratlage annimmt, die hier im damals auf der 80 m über der heutigen Talsohle gelegenen Mündungsgebiet zwischen Ecemis und Yalak als alter Terrassenkörper unter Mitbeteiligung des kantigen Hangmaterials zum Absatz gelangte. Auch hangaufwärts ist entlang des Yalaktals der Anteil an gerundetem Material größer (etwa 10%) gegenüber den abseits gelegenen Partien der Schuttplatten, die ausschließlich aus kantigem Schutt bestehen. Die einzelnen Schuttstücke der Breccie erreichen wenige cm bis 10 cm Länge. Auffällig ist das Auftreten einer Lage sehr grober gerundeter Blöcke an der Basis der 20 m mächtigen Konglomerat- und Breccienlage, die am Südgehänge des Tals von Cukurbağ festgestellt werden konnte.

Die erwähnte Zunahme in der Mächtigkeit der Schuttplatte nach unten ist bei der bestehenden Entfernung von 4—6 km vom schuttlieferndem Gebirgsrand her nur gering. Sockel und Oberfläche der Platte verlaufen fast parallel und sind konform. Die gleichen Kräfte und Vorgänge, welche die Auflagerung gebracht hatten, führten auch zur Abhobelung des Untergrunds.

Als der Absatz der Breccien und Konglomerate seinen Anfang nahm, waren die Täler noch nicht bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten. Auch die Ausbildung der Sockelfläche erfolgte erst während dieses Ablagerungsvorganges. Lateralerosion des sich auf den eigenen, zunächst sehr groben Aufschüttungen verlagernden Flusses schuf entlang des Ecemistals die hier flachgeneigte Sockelfläche an der Basis der Konglomeratlagen. Flußwerk war auch entlang des gleichfalls über der Sockelfläche aus dem Gebirge ausmündenden Yalak beteiligt, wie der Anteil an gut gerundeten Geröllen zeigt. Entlang des unteren Emlitals bestand eine tiefere Talung, welche die hier sehr mächtigen Konglomerate und Breccien aufnahm.

Zur gleichen Zeit wanderte vom Fuß des aufragenden Kalkgebirges her der kantige Schutt auf der geneigten Vorlandsregion hangabwärts und verzahnte sich in den untersten Teilen mit den Geröllen der Konglomeratlagen. Er vermochte dabei bestehende Unebenheiten des Untergrunds in eine gleichmäßig geneigte Sockelfläche einzubeziehen. Zeichen dafür sind vor allem die im Niveau der Fußfläche und mit der gleichen Neigung wie diese abgeschnittenen Kalksockel und das im ganzen oberflächenparallele scharfe Abschneiden der Struktur des Felsuntergrunds.

Voraussetzung für diesen Vorgang ist große Förderung von Schutt und eine solche Mobilität desselben, daß er den Untergrund zur glatten Sockelfläche abhobeln konnte. Derartige Kräfte sind heute am Ala Dağ erst in großer Höhenlage am Werke: am Westhang in über 2800 m, im Inneren in über 3000 m. Da entstehen glattgescheuerte Felshänge von 30—35° Neigung, andererseits von herabwanderndem Schutt bedeckte Gehänge bei Neigungen von 20°, wie sie der alten Fußfläche des Vorlands entsprechen. Es sind die Vorgänge des periglazialen Bereichs eines subtropischen Gebirges, welche solche Formen schaffen. In einer Kaltzeit war dieser Gürtel herabgerückt, so daß das Vor-

land des Ala Dağ in der Region von 2400—2500 bis unter 1400—1500 m herab durch die Kräfte gestaltet wurde, die heute erst über 2800 m wirken; die Fußfläche ist in einer Kaltzeit geschaffen worden.

Und in gleicher Art, wie die Aufschüttung der Haupt- und der Niederterrassenschotter als kaltzeitlicher Vorgang festgestellt werden mußte, was allein schon durch ihre Verbindung mit Endmoränenlandschaften erwiesen ist, sind auch die mit den Breccien der Fußfläche verzahnten und ihnen äquivalenten Konglomeratlagen auf den unteren Teilen der Sockelfläche kaltzeitlich. Da ihre Ablagerung älter als die der vorletzten Kaltzeit, die die Hauptterrassenschotter gebracht hatte, sein muß, kann auch die Bildung der Fußfläche und ihrer Deckplatte zwischen Yalak und Muttal nur in der drittletzten Kaltzeit erfolgt sein.

Diese Altersstellung ergibt sich aber auch zwingend aus der Verbindung der Konglomeratplatte im unteren Emlital mit den gleichzeitigen Ablagerungen von Konglomeraten und Breccien im Hochgebirgsabschnitt dieses Tales.

Nach der Bildung der Fußfläche und vor Absatz des Hochterrassenschotter folgte allgemein eine bedeutende Tiefenerosion der Flüsse. Diese Erscheinung kann nur durch eine allgemeine Erhebung des ganzen Gebietes, des Gebirges und seines Vorlandes, erklärt werden. Die Tiefenerosion beschränkt sich nicht auf eine Durchnagung der Schotterplatte, sondern geht am Hauptfluß und an den größeren Nebenflüssen durch den Sockel der Deckplatte bis zur Basis der Hauptterrassenschotter; sie erreicht von der Oberfläche der Fußregion bis zu dieser einen Wert von rund 100 m. — Es mußte auch eine Zeit tektonischer Ruhe gewesen sein, in der die Fußfläche gebildet werden konnte.

An den anderen Außenseiten des Weißen Ala Dağ fehlen die Voraussetzungen zu einer geschlossenen Fußfläche aus orographischen Gründen (s. S. 187). Das Herabsteigen des Gürtels periglazialer Hangglättung mit Schuttbelag, der danach (wiederum wohl in der folgenden langen Interglazialzeit) zur Breccie gewandelt wurde, ist an der Süd- und Südostseite des Gebirges nachzuweisen und nimmt hier die Außenhänge des Kalkgebirges ein.

Breccien und Glatthänge der Südabdachung des Weißen Ala Dağ. Der sich steil von den 3200—3800 m hohen Graten und Gipfeln abdachenden Südseite des Gebirges ist das kräftig zertalte Masmilbergland vorgelagert. Von diesem greifen die Täler konsequent auch in das Hochgebirge zurück und scheiden hier kurze Querkämme voneinander. Die Möglichkeit einer geschlossenen Fußflächenbildung fehlt. Aber auch hier hat ein kaltzeitlich herabgerückter periglazialer Schuttgürtel hangparallele Schuttlagen hinterlassen, die nachträglich zu festen Breccien verfestigt wurden.

Von der Südabdachung des Aladja Dağ angefangen nach Osten hin wurden neun größere Verbreitungsgebiete alter Breccien festgestellt (vgl. Karte). Die aus den Kalken des Hochgebirges aufgebauten Breccien sind stark verfestigt, mit gelblicher Färbung des Bindemittels. Sie sind 5 bis 20 m mächtig und lagern einer glatten Fläche auf, durch die die Strukturflächen des Untergrunds (Schichtflächen und Klüfte) diskordant abgeschnitten werden. Die Breccien können auch ohne Unterbrechung auf die Grüngesteine der Ophiolithzone des Vorlands übergreifen. Die Hangneigung beträgt rund 20°. Von ihrer unteren, 2000—2200 m hoch gelegenen Grenze reichen sie mehrere 100 m hoch am Gehänge empor. Wo sie ihre obere Begrenzung finden, steigen mit etwa steilerem Gefälle von 2300—2400 m an Glatthänge empor, die wiederum ein besonderes Kennzeichen auch dieses Gebirgsabschnittes sind. Sie reichen bis

3000—3200 m empor. Erst in dieser Höhe setzen die schroffen Grate und Gipfel gewissermaßen als Oberbau ein.

Im Hintergrund der zurückgreifenden Täler nahmen in der Eiszeit Gletscher ihren Ursprung, die in zwar kurzen, aber schön ausgebildeten Trogtälern in das Vorland flossen, wo sie in 1730—2200 m ihr Ende fanden. Bei ihren tief herabreichenden Endlagen sind sie wenigstens teilweise der größeren, vorletzten Vereisung des Gebirges zuzurechnen (vgl. S. 189 f.). Durch die Trogtäler werden die Breccientafeln voneinander getrennt, ja auch von ihnen abgeschnitten: die Breccien sind älter als die Vergletscherung. Mehrmals, so besonders in den tiefgelegenen Endmoränen südlich des Direktastals, waren auch gut bearbeitete Breccienblöcke im Moränenmaterial festzustellen, ein weiterer Hinweis auf das Alter der Breccie. Wie die Schuttplatte des westlichen Vorlands ist auch die der Südabdachung in der drittletzten Kaltzeit gebildet und in der folgenden großen Interglazialzeit zur Breccie verfestigt worden.

Die Entstehung der Breccien und der Glatthänge gibt zugleich einen Hinweis auf das eiszeitliche Herabrücken des periglazialen Gürtels. Denn auch die Glatthänge der Südabdachung sind Vorzeitformen. Während heute die Bildung von Glatthängen erst in 2800—3000 m einsetzt, reichte sie kaltzeitlich wenigstens bis 2300—2400 m, und unter Einrechnung der Breccienplatten bis 2000 m herab.

Gestaltende Kräfte der Fußflächenbildung am Weißen Ala Dağ

Die Untersuchung des Formenschatzes und der mit ihm verbundenen Ablagerungen hat zur zeitlichen Festlegung der Fußflächenbildung geführt: diese fällt in eine (drittletzte) kaltzeitliche Klimaperiode. Der periglaziale Gürtel war herabgerückt; aber ein Grundzug des gegenwärtigen Klimas war auch in den Kaltzeiten gegeben: die Westseite des Gebirges mit ihrer Fußflächenregion war die trockenere. Das wesentlich tiefere Herabreichen der Eiszeitspuren an der Ostseite kann nur durch deren bessere Ernährung mit Niederschlägen in Form von Schnee erklärt werden. Die gestaltenden Kräfte der Fußflächenbildung waren die eines periglazialen Klimas innerhalb des subtropischen Gürtels.

Morphologische Vorgänge, die sich heute in größerer Höhe abspielen, reichten im kaltzeitlichen Klima um 800—1000 m tiefer herab. Gegenwärtig herrscht oberhalb der fossilen Fußfläche von 2400—2500 m an nach aufwärts bis zu dem Ansatz des nackten Kalkgebirges in 2800—2900 m flächenmäßige Ausbreitung des rezenten Schutts. Er greift in Schuttzungen nach unten auf die alte Fußfläche mit ihrer Breccienplatte über. Seine obere Grenze hat zickzackartig gegen das nackte Gebirge zu einspringende Winkel, in denen einzelne Schuttkegel ihren Anfang nehmen. Diese kommen zum Teil aus leicht eingesenkten Rinnen im Kalkgebirge und verzahnen sich zu einer einheitlichen nach außen geneigten Flächenregion. Neben dem aus den einzelnen leicht eingesenkten Rinnen kommenden Schutt wandert anderer entlang der ganzen oberen Grenze von dem darüber aufsteigenden Felsgehänge herab. Innerhalb des jungen nicht verfestigten Schutts ist deutlich ein etwas älterer, leicht angewitterter, bräunlich gefärbter, vegetationsbedeckter (*Astragalus*, *Acantholemon*, versch. Gräser) älterer von dem ganz frischen grauen zu unterscheiden, der besonders die Spitzen der Schuttkegel einnimmt. Nur hier werden Neigungen bis 28° gemessen. Im unteren Teil besonders in der Hauptregion der unverfestigten Schuttbildungen wurden Neigungen von 20°, 22°, maximal 26° gemessen. Die Neigung hat damit das gleiche Ausmaß wie die Fußregion mit der Breccientafel, abgesehen von deren unteren Teilen.

Drei Rinnen sind tief eingeschnitten. In ihnen kommt das Wasser wohl episodisch bei Regengüssen ab. Sie nehmen schon hoch im Fels ihren Anfang. An der am tiefsten eingeschnittenen ist der innere Bau der Schuttregion aufgeschlossen. Wie bei der fossilen Fußfläche ist hier unter dem frischen Schutt das Abschneiden der Strukturen des auf Flysch oder Kalk bestehenden Untergrunds zu beobachten. In der rezenten Schuttregion oberhalb von 2400—2500 m ist die gleiche Kappung des Untergrunds zu sehen, wie unter der alten Breccientafel bis 1400—1500 m hinab. Die Verteilung des Schutts über das Vor-
gelände wirkt durch die seitliche Verlagerung der mit dem Wasser abkommenden Schuttlagen abhobelnd.

Auf die korrodierende Arbeit der Schwemmfächer, deren Auswirkung hier zu sehen ist, wurde vielfach hingewiesen. D. W. JOHNSON [1932], J. DRESCH, F. JOLY und R. RAYNAL [1951] haben sie in jüngerer Zeit herangezogen. Die Gesamtheit der Form ist die eines Bergfußschwemmfächers im Sinne von W. CSAJKA [1958], auf dem Ablagerungs- und Abtragungsvorgänge gleichlaufend vor sich gehen.

Die große morphologische Bedeutung der Schutthalden und Schuttfächer, die am Gebirgsrande an der Pedimentierung arbeiten, wird durch die Art der Niederschläge erklärlich. Sehr starke Regengüsse können gelegentlich die lange ausgeprägte sommerliche Trockenzeit unterbrechen. Dann folgt die Zeit der Herbstregen, endlich die Schneeschmelze. Auf diese Zeiten ist die morphologische Arbeit der Abtragung, Ablagerung und Kappung des Untergrunds wie auch der Schwemmfächer selbst zusammengefaßt, während in den langen Trockenzeiten die mechanische Verwitterung im nackten Kalkgebirge das Material vorbereitet. Auch reine Flächenspülung ist morphologisch wirksam und arbeitet an der flächenhaften Abtragung. Die Fußflächenbildung ist demnach nicht allein an einen bestimmten Höhengürtel geknüpft — der eiszeitlich herabgedrückt war — sondern auch eine Eigenart des sommertrockenen subtropischen Bereichs. Da die mengenmäßige Verteilung der Niederschläge in den Kaltzeiten eine ausgesprochene Begünstigung der Ostseite aufwies, ebenso wie es heute der Fall ist, darf angenommen werden, daß auch die jahreszeitliche Verteilung derselben den gleichen Grundzügen folgte, wenn auch gewiß eine Vermehrung der Niederschläge, namentlich der Schneefälle sicher ist.

Während der Hauptteil der seither zur Breccienplatte verfestigten Schutt-
lagen durch die fast ausschließliche Vorherrschaft kantigen Materials die Herkunft aus Schuttfächern und Schutthalden verrät, sind in den flacher geneigten unteren Teilen der Fußflächenregion wie auch entlang des heute tief eingeschnittenen Yalaktals gut gerundete Gerölle am Aufbau beteiligt und beweisen, daß hier auch Flußarbeit am Werke war. Die große Schuttlast der Flüsse zur Kaltzeit hat Seitenerosion und Aufschüttung gebracht, die sich mit den Schuttflächen verzahnte. Auch die von der Ausmündung des Yalak aus dem Gebirge fortgerichtete Abdachungskomponente gegen SW weist auf das Abkommen dieses Gebirgsflusses über die Fußflächenregion hin. Die Region der Bergfuß-Schwemmfächer geht gegen den Hauptfluß, den Ecemis, hin in einen Fuß-Schwemmfächer im Sinne von W. CSAJKA [1958] über. Die fast immer im Bereich der Fußfläche zu beobachtende Schichtung des kantigen wie des gerundeten Materials zeigt, daß jene Vorgänge der Schuttfächerbildung, die sich heute in der Region von 2400—2500 m an nach aufwärts am Gebirgsrand abspielen, in erster Reihe an der Entstehung der tief herabreichenden Fußfläche beteiligt waren.

Auch schon an Schwemmfächern und Schutthalden der Region über 2500 m sind gelegentlich Solifluktionerscheinungen zu beobachten, so weit nicht ganz junge Schuttüberstreuungen oder frische Murzungen vorliegen. Allgemein treten im Weißen Ala Dağ Solifluktionerscheinungen auf den älteren Lockerablagerungen, die besonders altes Moränenmaterial darstellen, auf. Vereinzelt sind Frostmusterböden schon in 2100 m zu beobachten. Von 2500 m an erreichen sie vielfach flächenmäßige Verbreitung, über 3000 m ist die Zone ihrer optimalen Verbreitung. Im horizontal bis flach geneigten Gelände sind sie als Steinkreise und Steinnetzwerk vom subtropischen Miniaturtyp ausgebildet, auf geneigtem erscheinen die Formen der Steinstreifen, der Schuttgirlanden und vielfach auch Anzeichen eines amorphen Abwanderns des Lockermaterials. Das Abwandern führt zu Schleifwirkungen am Untergrund, wie solche unmittelbar auf dem bereits von Lockermaterial entblößten Felsgelände beobachtet werden können, das randlich oder oberhalb solcher Streifenbodeengebiete herauskommt. — Als in der Kaltzeit der periglaziale Bereich herabrückte, mußte auch dieser Vorgang an der Einebnung des älteren Untergrunds beteiligt gewesen sein, es ist die soligelide Pedimentierung im Sinne von K. WICHE [1955], die wenn auch nicht als Hauptwirkung, so doch als Mitfaktor an der Fußflächenbildung mitbeteiligt war. Größere Bedeutung kommt ihr heute in der Höhenregion zu.

An der Westabdachung des Weißen Ala Dağ erhebt sich über der Region rezenter Einebnung und Auflagerung der Schuttfelder und Schuttfächer von 2800—2900 m an das Kalkgebirge. Seine Form bildet mit dem vorgelagerten Fußgelände eine große Einheit: Es ist fast in der genauen Fortsetzung der Oberfläche des Schutthaldenraumes von auffällig glatten Hängen überzogen, die hier 500 m hoch emporreichen. Morphographisch unterscheiden sich die Glatthänge an der Außenabdachung durch das noch steilere Gefälle: in leicht konvexer Wölbung beträgt es von unten nach oben 34°, 33°, 32°, im Mittel 33°. Doch erscheint die Form als ganzes geradezu als Fortsetzung der etwas flacher geneigten Schuttkegelbildungen an ihrem Fuß (vgl. Profil 2).

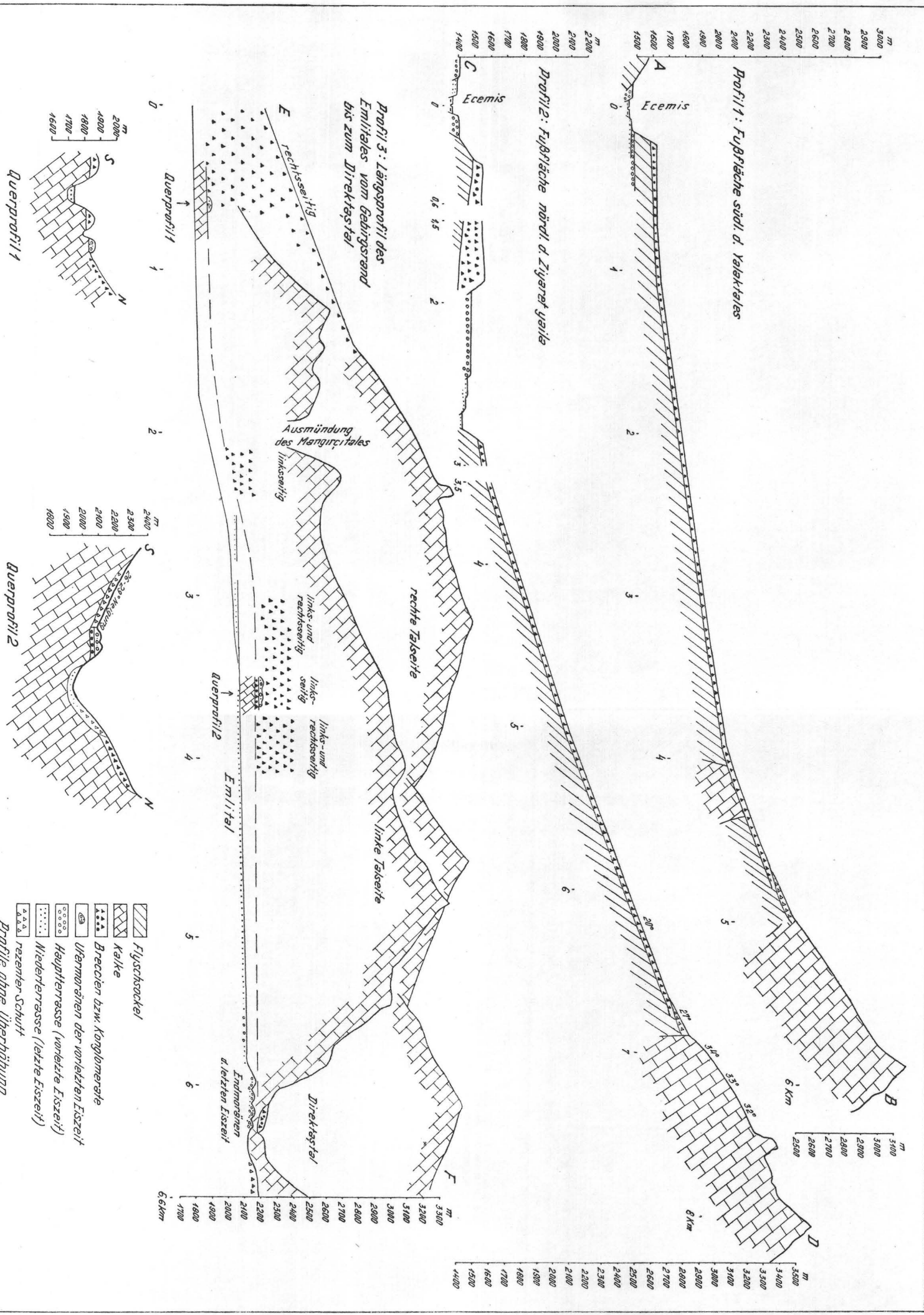
Die Grenze zwischen den beiden Bereichen ist durch senkrechte, wenn auch niedrigere Wandstufen, meist nur einige Meter hoch, die den Ansatz des Kalkes markieren, gekennzeichnet. An der Ausarbeitung dieser niederen Ansatzstufe scheinen Abspülvorgänge, aber auch chemische Verwitterung beteiligt zu sein. Denn unmittelbar am Fuß der niederen Stufe zeigt etwas reicherer Pflanzenwuchs stärkere Durchfeuchtung an.

Der Glatthang selbst ist durch flächenhafte Abtragungsvorgänge gestaltet. Seine Form ist nicht auf die Außenabdachung beschränkt. Die Glatthänge bilden vielmehr eine besondere Eigenart der obersten Höhenstufe des Weißen Ala Dağ. Sie treten von 3000 m Höhe an im Inneren des Gebirges überall dort auf, wo nicht die von den heutigen Gletschern ausgehende Unterschneidung und Wandverwitterung ihre Ausbildung verhindert. Sie kennzeichnen darum vor allem die sonnseitig exponierten, gletscherfreien Talseiten.

Die Kräfte, die solche Glatthänge schaffen, sind die physikalische Verwitterung mit Abspaltung hangparalleler dünner Plättchen und Abspaltung kantigen Schutts; Abwanderung des Schutts, besonders durch Abspülung infolge der oft heftigen Regengüsse wie auch durch die Schmelzwässer der temporären Schneedecke. Leichte, kaum merkliche Furchenbildung in der Abdachungsrichtung zeigt diesen Abscheuerungs Vorgang an. Bei Herabsinken des periglazialen Höhengürtels in den Kaltzeiten müssen auch diese Vorgänge



	Gebirgsrandstufe
	Fußflächen
	Breccien und Konglomerate der Fußfläche
	rezenter Schuttkeim oberhalb der Fußfläche
	Sockel der Brecciaplatte der Fußfläche (Tisch, Grundgestein)
	Kalknaseh innerhalb der Fußfläche
	Moränen der vorletzten Kaltzeit
	Hauptterrasse (vorletzte Kaltzeit)
	Moränen der letzten Kaltzeit
	Niederterrasse (letzte Kaltzeit)
	größere stadiale Moränen



Zu Querprofil 2: Der Hang mit 26—29° Neigung ist von mächtiger alter Breccie (nicht von rezentem Schutt) eingenommen; die Breccie entspricht den Konglomeraten unter der Ufermoräne sowie auch der Breccie des gegenüberliegenden Hanges.



Bild 1. Die Fußfläche am Westrand des Ala Dag von Norden. Quer durch die Fußregion zieht das Yalaktal (vom tiefen Taleinschnitt vor dem Felsgehänge am linken Bildrand nach rechts). Im Hintergrund die Südgruppe des Weißen Ala Dag.
Aufn. Spreitzer, 27. VIII. 1938



Bild 2. Die Fußfläche vor der Zentralgruppe des Ala Dag von Westen. Im Vordergrund sowie im Mittelgrund rechts Hauptterrasse, dazw. die Talaue des Ecemis; tertiärer Sockel mit steilem Südostfallen der Schichten (im Bild nach rechts) unter der flachgelagerten Breccienplatte der Fußfläche.
Aufn. Spreitzer, 5. VIII. 1955



Bild 3. Glatthang an der Westseite des Ala Dag nördlich der Esnevitayila von 2800 m an aufwärts;
im Vordergrund Schuttbedeckung der untersten Partie des Glatthangs.
Aufn. Spreitzer, 8. VIII. 1955



Bild 4. Der oberste Teil der Fußregion mit rezenter Schuttbedeckung. Niedere Wandstufen an der
Grenze zum Glatthang im festen Fels in 2700—2800 m.
Aufn. Spreitzer, 8. VIII. 1955

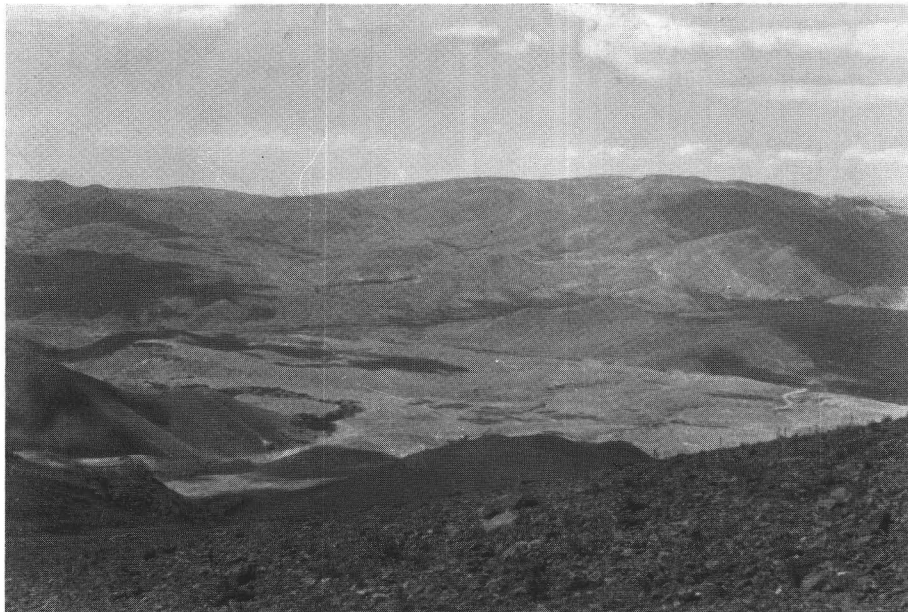


Bild 5. Die Fußfläche vor der Ausmündung des Emlitals aus dem Gebirge von der Esnevityaila (2600 m) aus; Ausstreichen der Schuttplatte über dem untersten Talabschnitt; rechts davon der flache unterste Teil der Fläche (Wolkenschatten). Hauptterrassenfläche beiderseits der tiefen Schlucht und sich nach rechts (Felder) bis zum Ecemistal erstreckend. Im Hintergrund kristallines Bergland von Nigde.

Aufn. Spreitzer, 7. VIII. 1955



Bild 6. Die fluvioglazial (durch Schmelzwässer der vorletzten Vereisung) gebildete Schlucht im Vorlandsabschnitt des Emlitals, mit rezentem Felsabsturz ohne gegenwärtige Weiterbildung (vgl. Bild 5).

Aufn. Spreitzer, 11. IX. 1955



Bild 7. Auflagerung der Brecciantafel über dem tertiären Sockel am untersten Emlital kurz vor dessen Mündung in den Ecemis.

Aufn. Spreitzer, 11. IX. 1955



Bild 8. Die Hauptterrasse zwischen Emlital (Hintergrund) und Ecemistal (im Rücken des Beschauers) mit nur oberflächlicher Verfestigung der Schotter. Rechts Rest der Breccienplatte, davor als schwarzer Strich kenntlich die Emlischlucht (vgl. Bild 5 und 6).

Aufn. Spreitzer, 11. IX. 1955

an der Einebnung des älteren Untergrunds der Fußflächenregion beteiligt gewesen sein.

Fassen wir die gestaltenden Kräfte zusammen, so sind soligelide Pedimentierung und Vorgänge der Glatthangbildung an der Einebnung solange anzunehmen, als nicht die herabgewanderten Schuttlagen der Schuttfächer den älteren Untergrund bedecken. Die Ausbreitung der Schuttfächer und ihre Verlagerung erscheint aber als der wichtigste Vorgang. In den unteren Teilen gesellt sich dazu fluviatile Seitenerosion und Aufschüttung.

Schriftenverzeichnis

1. BLUMENTHAL, MOR. M.: Un Aperçu de la Géologie du Taurus dans les Vilayets de Nigde et d'Adana. — Publ. d. l'Inst. d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie. Ankara 1941.
2. — Das taurische Hochgebirge des Aladag, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik. — Veröff. d. Inst. f. Lagerstättenforschung d. Türkei. Serie D, No. 6. Ankara 1952, 136 S., 27 Karten u. Prof. im Text und auf Tafeln, 61 Bilder auf Tafeln.
3. — Geologie des Hohen Bolkardag, seiner nördl. Randgebiete und westlichen Ausläufer (Südanatolischer Taurus). — Veröff. d. Inst. f. Lagerstättenforschung d. Türkei, Ankara 1955. IV u. 169 u. VI S., 7 Taf. m. Karten u. Prof., 2 Legendentaf., 40 Textfig., 82 Photogr. Reprod. m. Erläuterungstext.
4. FRECH, F.: Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen, vergleichender Studien und paläontologischer Untersuchungen. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 68, 1916, A. S. 1—322 m. 5 Textfig. und 25 Taf.
5. METZ, K.: Beiträge zur Geologie des Kilikischen Taurus im Gebiete des Ala Dagh. — Sitzber. d. Akademie d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, 148. Bd., 7. bis 10. H., Wien 1939. S. 287—340, 12 Textfig., 3 Taf. m. 11 Bildern.
6. SCHAFFER, FR. X.: Cilicia. — Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 141, 1903, 110 S., 3 Karten a. 2 Taf.
7. SPREITZER, H.: Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus. — Festschrift zur Hundertjahrfeier d. Geogr. Ges. Wien 1956, S. 414—459.
8. CZAJKA, W.: Schwemmfächer u. Schwemmebenen in der Piedmontzone. — Die Erde, Berlin 1950/51. S. 155—167.
9. — Schwemmfächerbildung und Schwemmfächerformen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 99/100 (Festschrift f. H. Spreitzer) 1958. S. 154—171, 4 Bilder.
10. DRESCH, J.: Pediments et glacis d'érosion, pediains et inselbergs. L'Information Géographique, 5, 1957, S. 183—196.
11. DRESCH, J., JOLY, F., RAYNAL, R.: Evolution des versants et creusement à la bordure nordoccidentale du Sahara. — Bull. de l'Ass. de Géographes Français, Nr. 216/217, S. 68—63. 1951.
12. JOLY, F.: Pediments et glacis dans le Sud-Est du Maroc.-Congr. Int. Géogr., Lisbonne 1949.
13. JOHNSON, D. W.: Rock planes of arid regions. — The Geogr. Review 22, 1932, S. 656—665.
14. — Rock fans of arid regions. — Am. Jn. Sci. 5th ser., vol. 23/1932, S. 389—416.
15. MENSCHING, H.: Glacis-Fußfläche-Pediment. Ein Diskussionsbeitrag zu ihrer Stellung innerhalb der Geomorphologie der Klimazone auf Grund von Beobachtungen in Spanien und Nordafrika und der neueren Literatur. — Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F. 2, 1958, S. 165—186, 8 Abb.
16. MENSCHING und RAYNAL: Fußfläche in Marokko. — Pet. Mitt. 1954, S. 171—176.
17. WICHE, K.: Fußflächen im Hohen Atlas. Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl., Abt. I, 164 1955, S. 389—416.
18. v. WISSMANN, H.: Über seitliche Erosion. Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik im Gesamthausalt fluviatiler Formenbildung. — Colloquium Geographicum, Bonn 1951.