© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark	Band 101	S. 139—162	Graz 1971

Rezente und eiszeitliche Grenzen der glazialen und periglazialen Höhenstufen im Zentralen Taurus (vornehmlich am Beispiel des Kilikischen Ala Dağ)

Von Hans Spreitzer

Mit 11 Abbildungen (im Text) und 1 Karte*) (als Beilage)

Eingelangt am 3. September 1971

Auf Grund von Beobachtungen in den Jahren 1938 und 1955 konnte der Verfasser in mehreren Arbeiten von der gegenwärtigen und eiszeitlichen Vergletscherung des Kilikischen Ala Dağ — der geschlossensten und höchsten Gebirgsgruppe des Zentralen Taurus — berichten. Die Ergebnisse fanden in einer weiteren Forschungsfahrt im Jahre 1962 Überprüfung und in den Grundzügen Bestätigung, wie auch Erweiterung der Kenntnis, wovon hier berichtet sei.

Bei seiner Lage zwischen 37° 42' und 38° 11' n. Breite und zwischen 35° 02' und 35° 28' östlicher Länge bildet der Ala Dağ eine ausgeprägte Klimascheide zwischen den gut beregneten Bergländern im S und E Kleinasiens und dem trockenen Steppengebiet im W wie auch im N, wo ihm der große Salzsumpf Sultan-Sazīk vorgelagert ist. Mit einer Länge von 60 km in SSW—NNE-Richtung und einer Breite von 20—25 km ist er entsprechend den Unterschieden seines inneren Baus deutlich in zwei annähernd gleich große Teile zu gliedern. Der südliche Teil, der Weiße Ala Dağ, steigt schon in den Ausläufern seiner Grate bald auf über 3000 m, weithin aber auf über 3500 m und erreicht in den höchsten Gipfeln über 3700 m (Kaldī Dağ 3734 m), 3800 m (Lolut) und 3900 m (Demir Kazīk). Sehr einheitlich ausgebildete weißgraue massige Kalke, die z. T. schon im Permokarbon, vor allem aber von der Trias bis zur Kreide zum Absatz gelangten, bauen den Weißen Ala Dağ auf; permokarbone Kalke, Schiefer und Mergel den nördlichen, den Schwarzen Ala Dağ, der nur in seinem südlichsten, auf über 3400 m ansteigendem Teil mit Karen, Trogtälern und Moränenlagen die eiszeitliche Vergletscherung bezeugt. Viel großartiger noch war diese im Weißen Ala Dağ entwickelt, in dem die Eiszeitgletscher am Westrand, an der Südseite und im südlichen Teil der Ostseite bis ins Vorland bzw. über den Gebirgsrand vorstießen und in dem auch im nördlichen Teil der Ostabdachung große Talgletscher bis 1600 m (Acartal und Tahtaciktal) abstiegen. Bei der großen Widerstandsfähigkeit der Kalke des Weißen Ala Dağ ist die glaziale Formenwelt in Karen und Rundhöckerfluren, Trogtälern und Talstufen und Hängetälern oft musterhaft erhalten und bietet gute Beispiele für Art und Ausmaß der Glazialerosion, so vor allem auch für glaziale Konfluenz und Übertie-

*) Herzlichen Dank möchte der Verfasser Herrn Dr. F. Kelnhofer, Geographisches Institut der Universität Wien, für die sehr sorgfältige kartographische Ausführung der von dem Verfasser entworfenen beigegebenen Karte aussprechen.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

fung. Auch die in den höchsten Teilen des Gebirges noch heute vorhandenen Wandfußgletscher und Blockgletscher bewirken die Steilheit der Schattenhänge und damit die auffällige Asymmetrie der Bergrücken, da in diese Höhenlage über 2800—3000 m sonst überall periglaziale Vorgänge mit Gletscherbildung und Solifluktion die gegenwärtige Formung bestimmen.

Schneeregion und periglazialer Bereich waren in den Kaltzeiten des Eiszeitalters herabgedrückt, allerdings nicht in einfach paralleler Tieferschaltung, sondern mit charakteristischen Unterschieden der verschiedenen Abdachungen. Zur Frage der heutigen und der kaltzeitlichen Höhenlage der Schneegrenze und der Grenze der periglazialen Region und damit für das Ausmaß ihrer kaltzeitlichen Depression konnte 1962 durch die Feststellung neuer Vorkommen von Endmoränenlagen und alter Solifluktionsdecken teilweise eine Berichtigung früher mitgeteilter Werte erfolgen. Das gilt auch für die Frage des Anteils periglazialer solifluidaler Vorgänge an der Schaffung der Fußflächen, die sich vor dem Westabfall des Ala Dağ ausdehnen, wo überdies neben den sicher quartären Fußflächen auch viel ältere, durch jüngere Phasen der Gebirgserhebung hochgehobene und nunmehr frei am Gebirgsrand auslaufende, vorhanden sind, die in einer eigenen Arbeit dargestellt werden.

Rezente und frührezente Gletscher und heutige Schneegrenze

Die heute bestehenden Gletscher des Kilikischen Ala Dağ, Wandfußgletscher und Blockgletscher, liegen durchaus über 2900—3000 m, und zwar meist schattseitig im Schutz der hochsteigenden Felswände. Aber unterhalb von 2900 bis 3000 m fehlen sie auch bei gleicher orographischer Gunst. Die Höhenlage um 2900—3000 m stellt demnach eine echte, durch Temperaturabnahme mit der Höhe bedingte Höhengrenze dar. Sie ist eine in allen Talgebieten des Ala Dağ ausgeprägte untere Grenze der rezenten Glazialregion, unter der kein Gletscher gelegen ist; nur vereinzelte kleine prennierende Schneeflecken in besonderer Schutzlage und Lawinenreste sind in tieferer Lage noch zu finden. Die Höhenlage um 2900—3000 m ist noch nicht die klimatische Schneegrenze — verstanden als Höhengrenze, über der der Schnee auch bei neutraler Exposition ganzjährig liegen bleibt.

Zu den vom Verf. 1958 zusammenfassend behandelten und in einem Kärtchen dargestellten rezenten Gletschervorkommen kommen noch einige dort nicht erfaßte, von W. Klaer 1962 mitkartierte Gletscherflecken im Suyırmatal und weitere vom Verf. nördl. der Trakyaila im obersten Acimangebiet 1962 beobachtete Vorkommen (s. Karte). Leider ist im östlichen Teil des Weißen Ala Dağ das Gebiet zwischen Acar- und Tahtacıktal noch unzureichend bekannt. Unter Berücksichtigung dieser Lücke zeigen W- und E-Abdachung eine annähernd gleiche Verteilung der rezenten Vorkommen: etwa 1½ Dutzend westlich der Wasserscheide, etwa 1 Dutzend im südlichen und mittleren Teil der E-Abdachung. Die gleichmäßige Verteilung überrascht zunächst, wenn man den bedeutenden Unterschied des Landschaftsbildes zwischen dem westlichen und östlichen Vorland im Auge hat: dort das freie Steppenland, hier das von feuchten Winden gespeiste dichte Waldkleid, welches sich auch schon im S des Weißen Ala Dağ ausbreitet. Dies ließe eine stärkere Verbreitung von Schnee und Eis an der E-Seite vermuten, umso mehr als sich bei dem Studium der Eiszeitgletscher eine derartige Beeinflussung der E-Seite zeigen wird (s. u.). In der Höhenregion von 2900—3000 m an aufwärts sind nächst der mit der Höhe erfolgenden Temperaturabnahme Expositionsunterschiede zur Sonnenbestrahlung Hauptfaktoren der Bildung von Gletschern. Luvseitige Schneeablagerung ist nur an den höchsten,

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

beträchtlich über die heutige klimatische Schneegrenze aufsteigenden Gipfeln festzustellen: an der S- und E-Seite des über 3700 m hohen Kaldī Dağ, an der E-Seite des über 3800 m hohen Lolut. Wo sich aber die Grate nur noch wenig über die Schneegrenze erheben, (100—200 m über die klimatische Schneegrenze, — wie sich aus deren Bestimmung, vgl. unten — ergibt), besteht keine luvseitige Begünstigung, ja es herrscht sogar eher Schneeanreicherung in Leelagen vor, und da alle schneebringenden Winde eine starke Komponente aus der Südrichtung haben, sind auch aus diesem Grunde die schattseitigen und damit zugleich leeseitigen Lagen am Nordfuß der Grate, die vielfach W-E-Verlauf haben, sowohl an der West- wie an der Ostabdachung des Gebirges für die Schneeanreicherung bevorzugt. Fast kümmerlich erscheinen etwa in dem E—W verlaufenden Suyīrmatal bzw. Emlital die sonnseitig und zugleich luvseitig exponierten Gletscherflecken der Nordseite des Tals im Vergleich zu den großen Vorkommen in den Karen seiner Südseite. Gleiches gilt von anderen Tälern. So ist in der heutigen Schneeregion des Ala Dağ der Unterschied zwischen W- und E-Abdachung aufgehoben.

Eine doppelte orographische Gunst: Schutz vor Sonneneinstrahlung und Leelage zu den niederschlagsbringenden Winden, bedingt die Verbreitung der Gletscher. Wo die orographische Gunst gegeben ist, treten die rezenten Gletschervorkommen von 2900 bis 3000 m an so regelmäßig auf, daß auch der Versuch unternommen werden konnte, eine mittlere Gleichgewichtslinie zu bestimmen, die ja bei diesem Vergletscherungstyp ungefähr mit der Firnlinie zusammenfällt. Sie kann nach den vom Verf. ausgeführten Höhenmessungen nur grob abgeschätzt werden und liegt im Mittel zwischen 3100 und 3200 m Seehöhe, d. i. 300—400 m unter der klimatischen Schneegrenze, wie sich aus deren Bestimmung ergibt.

Die Bestimmung der Höhe der klimatischen Schneegrenze ist dadurch erschwert, daß die meisten der bestehenden Firnfelder und Gletscherflecken sich offensichtlich in tieferer Lage im orographischen Schutz im Schatten der aufsteigenden Felswände und Grate befinden, während andererseits umgekehrt auch in sehr hohen Lagen noch Schneefreiheit gegeben sein kann. Denn abgesehen von den steil bis senkrecht aufsteigenden Felswänden, an denen sich Schnee nicht halten kann, verhindern Winde und Sonnenstrahlung an den Südhängen die Anreicherung von perennierendem Schnee hoch hinauf. Ob hochgelegene Grate trotz einer Lage hoch über den schatt- und leeseitigen Gletschern durch orographische Einwirkung schneefrei sind oder ob sie dies sind, weil sie noch unter der dem regionalen Klima des Gebirges entsprechenden klimatischen Schneegrenze liegen, ist nur durch andere Kriterien zu entscheiden. Im Kilikischen Ala Dağ gibt es Firnfelder und Gletscherflecken, die die Höhe der klimatischen Schneegrenze unmittelbar anzeigen. Sie sind nämlich weder extrem sonnseitig noch extrem schattseitig exponiert, in ihnen ist demnach im Sinne von H. Louis (1933) der reale Schneegrenzwert zugleich der Wert der klimatischen Schneegrenze. Unter dem höchsten Gipfel der Südgruppe des Kilikischen Ala Dağ, dem Kaldī Dağ (3750 m), liegen in den Karböden in 2900—3000 m die großen Gletscherflecken in schattseitiger Lage und reichen mit ihren Firnfeldern bis 3200—3300 m hoch hinan. Hoch oben aber sind am Ostgrat des Kaldī Dağ und an seinem SW-Grat in 3400—3600 m Firnfelder, denen eine derartige orographische Begünstigung fehlt (Abb. 2). Desgleichen liegt am Lolut (3800 m) in dem zentralen Teil des Gebirges ein Gletscherflecken in rund 3500 m in Ostexposition. In der Lage dieser Firn- und Gletschervorkommen ist die Höhe der rezenten klimatischen Schneegrenze gegeben. Sie kann annähernd auf 3500 m angenommen werden.

Abb. 1: 3400—3600 m hohe Grate und Ebenheiten in der Umrahmung des Yedigöl von Süden; über der in 3500 m Höhe verlaufenden klimatischen Schneegrenze durch Windwirkung und Sonnenstrahlung schneefrei gehalten.
Aufnahme H. Spreitzer, 19. 8. 1955.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 2: Kaldī Dağ, 3750 m, von Norden. Über den auf 3000—2900 m herabreichenden tiefgelegenen schattseitigen Gletschern hochgelegene Gletscherflecken am Ost- und Westgrat des Berges in 3400—3600 m.
Aufnahme H. Spreitzer, 18. 8. 1955.

Abb. 3: Nordseite des Grates zwischen den obersten Acimantälern (mit Gipfel 3495 m). Schnee- und Gletscherflecken in schatt- und leeseitiger Lage bis 3000 m herab. Aufnahme H. Spreitzer, 19. 8. 1955.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Die oft beträchtlich über diese Höhe ansteigenden W—E ziehenden Grate, die bis über 3600 m, ja auf über 3700 m ansteigen, bleiben auf ihren Sonnseiten schneefrei, weil starke Windüberwehung von S her Schneeablagerung hindert und damit auch die leeseitige Anhäufung von Schnee am Nordfuß der Grate mit Bildung der Gletscherflecken bringt, und weil sie starker Sonnenstrahlung ausgesetzt sind. Ein vorzügliches Beispiel bieten die Grate im S des Yedigöl (vgl. Abb. 1), die bei ihrer Höhe von 3600—3700 m sicher über der klimatischen Schneegrenze liegen, während sich an der Schattseite solcher Grate der Schnee zugleich in leeseitiger Lage anreichert (vgl. Abb. 3, N-Seite des P. 3495 m). Die große Rolle von Windwirkung und Sonnenstrahlung hat mit Nachdruck W. Klaer (1962) vertreten und darum die Höhe der klimatischen Schneegrenze im Ala Dağ in 3400—3500 m angenommen. Auch horizontale Flächen und Ebenheiten unterliegen noch starker Windabwehung. So könnten die rund 3400 bis 3500 m hohen Ebenheiten nördlich des Yedigöl (vgl. Abb. 1 Hintergrund rechts) ebenfalls aus solchem orographischen Einfluß schneefrei bleiben. Diese liegen aber m. E. sicher noch unter der klimatischen Schneegrenze von 3500 m, da sonst wohl einzelne Firnflecken in den leicht ausgeprägten Mulden des flachwelligen Reliefs vorhanden sein müßten.

Trotz der Mannigfaltigkeit der Faktoren, die ihren Verlauf bestimmen, ist die klimatische Schneegrenze letzten Endes Ausdruck der Temperaturabnahme mit der Höhe und des Schneereichtums. Sie stellt einen aus der Beobachtung in der Natur gewonnenen Wert dar, geeignet zum Vergleich mit anderen Gebirgsgruppen, aber auch zum Vergleich mit der eiszeitlichen Schneegrenze des gleichen Gebirges und damit zur Feststellung der eiszeitlichen Depression derselben, die weiter unten dargelegt wird. Die oben erwähnte Gleichgewichtlinie auf den heute bestehenden Gletschern dagegen eignet sich nicht hierzu, da sie nur aus den in orographischer Schutzlage befindlichen Wandfußgletschern bestimmt werden kann, während für die eiszeitliche Schneegrenze Gletscher aller Expositionen und sowohl Kar- wie Talgletscher herangezogen werden.

Wie bereits 1957 und 1958 ausgeführt, treten die rezenten Gletscher des Weißen Ala Dağ in zwei Typen auf. Die Wandfußgletscher bilden steil abfallende Firn- und Gletscherfelder von großer Breitenerstreckung bei geringer in der Bewegungsrichtung des Gletschers gemessenen Länge (z. B. 1500 m Breite und 500 m Länge des Gletschers westlich des Kaldīgrates) am Fuße der steilen Grate, von denen aus sie durch Lawinen und aus Rinnen ernährt werden. An ihrem Fuß sammelt sich das meist kantige über die Gletscherfläche herabgerollte Schuttmaterial in niedrigen Wällen oder auch nur in einem Flächenstreifen an. Einem etwas länger dauernden höheren Stand ist die regelmäßig auftretende frische innere Moräne — von wenigen bis 15—20 m Höhe — zuzurechnen. Für sie wurde von dem Verf. 1938 und 1955 ein Alter von mehreren Jahrzehnten angenommen. Auch W. Klaer hat sie mehrfach beobachtet und sie einem der letzten alpinen Gletschervorstöße von 1890 oder 1920 vergleichbar bezeichnet, bei der Frische der Moräne aber sich eher für die jüngere der beiden Möglichkeiten ausgesprochen, was sich mit der Auffassung des Verfassers (vgl. Spreitzer 1958, S. 270 f) deckt.

Volle Übereinstimmung besteht vor allem in der Zuordnung der 30—50 m hohen großen scharfgratigen Moränen, die schon Anfänge einer Pflanzenbesiedlung und Bodenbildung zeigen, zu dem bekannten alpinen Gletscherhochstand der 1850er Jahre.

Diesem Hochstand entsprechen aber auch die Blockgletscher, die den anderen Typ der rezenten Gletscher des Ala Dağ darstellen. Trotz dem Vor-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

handensein von Eis in ihrem von mächtigen Blockwerk und Schutt verhüllten Körper, das auch zur Entstehung vieler kleiner Eisseen auf ihrer Zunge führt, handelt es sich heute um fossile Formen, die zur Zeit des 1850er Hochstands voll ernährt wurden. Sie können natürlich nur vorkommen, wo in den hochgelegenen Karböden und Talenden um 3000 m ihre Entfaltungsmöglichkeit gegeben ist. Wo Blockgletscher auftreten, fehlen die großen Wallmoränen der 1850er Jahre, denn sie selbst entsprechen ihnen; sie sind zur gleichen Zeit gebildet worden. Regelmäßig liegen im Hintergrund der Blockgletscher rezent ernährte Gletscherflecken vom Typ der Wandfußgletscher. Auf sie sind die früher mächtigen Zungen zusammengeschrumpft und sie tragen wohl heute noch in kleinem Maße zu einer Ernährung der aus der Mitte des 19. Jh. stammenden Gletscherzungen bei.

Im Vorland vor den großen Moränen bzw. den Blockgletschern treten Wallmoränen oder auch ältere Staffeln von Blockgletschern auf. Sie gehören nach dem Verf. möglicher Weise dem Stand von 1820 an, nach W. Klaer einem höheren Stand des 18. Jh. In beiden Fällen werden sie also zwischen die 1850er Moränen und die Hochstände des 17. Jahrhunderts eingereiht. Volle Übereinstimmung herrscht in der Einreihung der zu diesen gehörigen, besonders einheitlich erscheinenden Moränenstände. Sie zeigen durchaus die gleiche Vegetation, Bodenreifung und Strukturbodenbildung, wie sie die außerhalb der Vergletscherung befindlichen Gebiete dieser Höhenlage aufweisen. Sie treten sowohl vor den „Großen Moränen" der Wandfußgletscher wie vor den Blockgletschern auf und können wohl nur einem Hochstand des 17. Jahrhunderts zugerechnet werden, bzw. den Hochständen desselben, denn es können auch 2—3 Wälle hintereinander auftreten. Stets handelt es sich um ausgesprochene Wallformen, gewiß ein Zeichen eines allgemeinen und recht bedeutenden Gletschervorstoßes nach zuvorgegangenem weiten Rückgang der Vergletscherung während der postglazialen Wärmezeit, wie dies auch S. Erinc (1952) erkannte.

W. Klaers Annahme, daß die Depression der Schneegrenze zur Ausbildung der rezenten und frührezenten Gletscherhochstände gegen heute kaum mehr als 100 bis 150 m betragen haben, trifft gewiß zu. Eine Senkung von 150 m ist für die bedeutende Vergrößerung zur Zeit der Hochstände des 17. Jhdts. anzunehmen.

In größerem Abstand von diesen frührezenten Moränenlagen treten in den meisten Talgebieten noch recht frisch erscheinende Wallmoränen auf und zwar durchaus in Höhen von 2500—2600 m. Sie waren bereits von großen, mehrere km bis zu etwa 10 km langen Talgletschern abgelagert. Sie sind als Stadialmoränen zu deuten. Wohl schließen sich bei orographischer Gunst auch Sanderlagen an sie an, aber diese hatten nur geringe Bedeutung und klingen bald talab ohne weitere Spuren aus.

Die eiszeitliche Vergletscherung des Ala Dag

Diesen Vorkommen gegenüber kennzeichnen in noch tieferen Lagen befindliche Endmoränenlagen einerseits die Grenzen der glazialen Bearbeitung des Gebirges, andererseits gehen von ihnen die im Vorland allgemein verbreiteten fluvioglazialen bzw. fluviatilen Ablagerungen aus, die nun als Terrassen entgegentreten. Ihre Verbreitung auch in Tälern des nicht vergletschert gewesenen Üc Kapu-Berglands (westlich des Ecemiskorridors) ist ein weiteres Zeugnis dafür, daß sie in Zeiten allgemeiner ausgeprägter Klimaänderungen, in Kaltzeiten, entstanden.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

In der letzten Kaltzeit endeten die Gletscher, durchaus große Talgletscher, z. T. noch im Gebirge selbst, so an der Westabdachung im Ecemistal in 2200 m, im Yalaktal unmittelbar an der Mündung gegen das Vorland in 2200 m und wieder noch im Gebirge selbst im Suyīrmatal in 2100 m.[1]) Sander- und Niederterrasenbildungen in 6—12 m nehmen von ihnen ihren Ausgang.

Hier an der W-Seite des Ala Dağ ist zunächst das Auftreten der allgemein verbreiteten Hochterrasse in 15—25 m über der Talaue ein Zeichen der älteren Vergletscherung. Gegenüber der Niederterrasse weist die Hochterrasse in der Regel größere Verfestigung auf. Die Moränenlagen, an die sich die Hochterrasse anschließt, sind allerdings am Ecemis in 1725 m und am Yalak in 1750 m nur als leichte Anschwellungen am oberen Ansatz des Hochterrassenkörpers angedeutet, am Ecemistal auch mit ausgeprägter Blockanhäufung. Sicher ist aber am Ausgang des Emlitals eine der vorletzten Kaltzeit entsprechende Ufer- und Endmoräne in 1800 erhalten und erweist sich durch Roterdenbildung und stärkere Verwitterung als ältere Bildung gegenüber der frischen letztzeitlichen Moräne im Gebirgsabschnitt des Suyīrmatals (Emlitals) in 2100 m.

Im Emli-(Suyīrma-)tal sind auch Zeugnisse einer noch älteren, drittletzten Kaltzeit erhalten, wie bereits 1960, S. 193-195, ausgeführt; stark verfestigte Konglomerate und Breccien sind in einer Seehöhe von 2190 m an der Mündungsstufe des Direktaş-Tales einem Kalksockel 35 m über dem Haupttal aufgelagert und finden im Haupttal abwärts hoch über dem sich stärker senkenden heutigen Talboden Fortsetzung. Das zugehörige Gletscherende muß im Direktaştal höchstens 200—300 m höher gelegen sein, also in einer Seehöhe von 2400—2500 m.

Trotz der sonnseitigen Exposition und der Steilheit der Abdachung wies auch die S- und SE-Seite des Gebirges eine starke eiszeitliche Vergletscherung auf. Bereits 1938 und 1955 konnten Endmoränen bis unter 2000 m festgestellt werden, wobei ihr verschieden tiefes Herabreichen z. T. mit der Größe des jeweiligen Einzugsgebietes zusammenhängt. Den hier an der SE-Ecke des Ala Dağ im Jahre 1962 gemachten Beobachtungen kommt darum größere Bedeutung zu, weil sie einen weiteren Beweis für eine mehrmalige Vergletscherung bieten, der bisher nur an der W-Abdachung gewonnen werden konnte.

Im östlichsten der gegen S führenden Täler aus dem Ala Dağ, dem Tal der Trakyaila, wurden 1962 besonders tief herabreichende Moränenbögen der letzten Kaltzeit festgestellt. Der Gletscher kam aus einem kurzen und steilen, sehr gut die Zeugen glazialer Ausarbeitung aufweisenden Trogtal. Schon nahe dem Kalkrand sind gut ausgebildete Moränenbögen in 2100 m vorhanden, die bereits 1955 beobachtet wurden. In der darunter befindlichen großen Trak-yaila schließen sich zwei gut ausgeprägte Ufermoränenzüge zu einem fast spitz zulaufenden Bogen zusammen und kennzeichnen das Ende der Gletscherzunge in 1550 m. Rechts und links dieser auch von — vielleicht aus Mittelmoränen hervorgegangenen — Längswällen eingenommenen Moränenlandschaft sind Randtäler in den ophiolithischen Untergrund eingeschnitten und vermutlich aus Ablationstalungen hervorgegangen (Abb. 5 und 6).

Auf der gegenüberliegenden (östlichen) Seite des linken Randtales steigt der anstehende Untergrund etwa 50 m hoch auf und bildet den Sockel für eine bis zum Rücken in rund 100 m über dem Tal reichende konglomeratige Ablagerung. Diese besteht aus Blöcken und Geschieben verschiedenster Größe, z. T. aus Grüngesteinen des Untergrunds, vor allem aber aus Kalk des Ala Dağ. Die Blöcke

[1]) Versehentlich sind auf der beigegebenen Karte die letztkaltzeitlichen Endmoränen im Yalaktal in 2200 m und im Suyirmatal in 2100 m mit der Signatur der Stadialmoränen eingezeichnet.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 4: Jungeiszeitliche Endmoräne im Acimantal 1820 m Seehöhe, geschrammter Moränenblock. Aufnahme H. SPREITZER, 2. 8. 1962.

und Geschiebe der verschiedenen Größen sind teils gerundet, teils kantig, sie liegen ungeschichtet und sind mit einem mehlig-feinen Bindemittel verfestigt. Nach Lage, Herkunft der Gesteine und Gesamtbild kann es sich wohl nur um eine ältere Moränenablagerung handeln, gebildet in der vorletzten Kaltzeit, als der Gletscher, wie auch an der W-Seite des Ala Dağ, noch weiter reichte, als in der letzten. Die Bildung kann nur eine verfestigte ältere Moräne sein. Infolge der Verfestigung erfolgt ihre Abtragung unter Ausbildung von Erdpfeilern.

Moränenablagerungen zweier Kaltzeiten sind auch in dem nächsten gegen E folgenden Talgebiet des Aciman vorhanden. Am Zusammenfluß der beiden Quelltäler kurz vor dem Gebirgsrand in 1—2 km Entfernung vom Aufstieg des Kalkgebirges zeigt ein innerer Moränenwall unverfestigtes frisches Moränenmaterial mit feinmehligem Bindemittel und mit glazial geschrammten Blöcken in 1820—1850 m (Abb. 4); das zugehörige Zungenbecken liegt in rund 1820 m. Von diesem Stand geht eine 5—6 m hohe Niederterrasse aus. Einige 10 m höher sind am rechten Gehänge ältere, stark verfestigte Moränenlagen erhalten, teilweise in schöner Wallform.

An der Ostabdachung des Ala Dağ stieß der Gletscher aus dem Sineklital bis in die vom Bozarmut durchzogenen Randtalung vor und hinterließ gut ausgebildete Endmoränen; außer der seit 1955 bekannten Moräne in 1390 m wurde 1962 eine noch tiefer gelegene in 1360 m festgestellt. Gegenüber der Ausmündung des Sineklitals reichte das Eis am Gegenhang hoch empor und hinterließ Moränen und Eisrandbildungen in 1500 m. Die glaziale Verbauung bis zur Endmoräne in 1360 m herab brachte auch einen epigenetischen Taleinschnitt des Bozarmutflusses. Im weiteren Talverlauf tritt eine 5—6 m hohe Niederterrasse auf. Diese schließt sich an die Endmoräne an und ist demnach der Maximalausdehnung der letzten Kaltzeit zuzurechnen. Sie zieht auch in das Durchbruchstal hinein, durch das zunächst ein kleiner Teil der aus dem Acartal gekommenen

Abb. 5: Jungmoränenlandschaft der Trak-yaila (SE-Abdachung). Im Vordergrund rechts verfestigte ältere Moränenlage.
Aufnahme H. Spreitzer, 6. 8. 1962.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 6: Jungmoränenlandschaft der Trak-yaila, Blick talabwärts. Im Hintergrund links die verfestigte und zu Türmen aufgelockerte ältere Moräne.
Aufnahme H. Spreitzer, 6. 8. 1962.

Abb. 7: Südexponiertes westliches Quelltal des Acimantales. Rundhöckerflur zwischen 2200 und 2600 m. Aufnahme H. Spreitzer, 30. 8. 1955.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Bergsturzmasse abgeschnitten wird, woraus sich bereits ergibt, daß der Bergsturz älter als die letzte Kaltzeit sein muß. Weiterhin durchbricht der Fluß dann in Verbindung mit dem von Barazama kommenden Randfluß das ophiolithische Bergland. — Am Bozarmut tritt unterhalb der 5—6 m hohen Niederterrasse eine nur 2—3 m hohe niedrigere Terrasse auf, die vielleicht einem Rückzugsstand entspricht. Andererseits sind aber auch Reste einer höheren Terrasse in 20—25 m über der Talaue vorhanden.

In dem nördlich vom Sineklital aus dem Höhengebiet des Yedigöl kommenden Acartal gelang 1962 die Feststellung weiterer Zeugen der letzten Kaltzeit, die auch für die Altersstellung des großen Bergsturzes, der den unteren Teil dieses Tals verbaut, wichtig sind. Vergleiche zum folgenden Abb. 8 und 9.

Die Bergsturzmassen kamen aus einer riesigen, am südlichen Grat des Acartals in einer Seehöhe von 2200—2800 m gelegenen Abrißnische, erfüllten das Tal bis über 1700 m und brandeten am nördlichen Gegenhang bis etwa 1900 m empor. Sie erfüllen den ganzen Talausgang bis 1000 m herab, wobei eine durch die rückschreitenden Erosion des Bozarmutflusses scharf eingeschnittene Erosionskerbe noch einen letzten Rest der verfestigten Bergsturzmassen auf der anderen Talseite abschneidet. Bereits M. Blumenthal hat diesen Bergsturz beobachtet und ihn als eine wahrscheinlich mit dem Rückzug des Talgletschers zusammenhängende Bildung angesehen. Die Begehung von 1962 von der Wurzel bis zum Ende an der Bozarmutschlucht zeigte nun aber, daß die Abrißnische selbst noch eine spätere glaziale Bearbeitung erfuhr. Die weit ausgreifende Bergsturznische weist durch glaziale Bearbeitung Rundhöckerformen auf. Außerdem zieht von ihr eine ausgeprägte junge Trogform herab und findet Fortsetzung in einem in die Bergsturzmassen eingearbeiteten Zungenbecken in 1600 m Höhe. Ufer- und Endmoränen sowie eine von dem sich zurückziehenden Gletscher abgelagerte Sanderbildung bezeugen die junge glaziale Entstehung. Zur selben Zeit stieß vom Westen her aus dem hochgelegenen Yedigöl ein Gletscherarm bis zu einer Endmoräne in 1800 m vor und engte von dieser Seite her das Bergsturzgebiet ein. Zungenbecken und Moränen entstammen der letzten Eiszeit. Der Bergsturz selbst ist älter. Es ist sehr gut möglich, daß er beim Rückzug des Gletschers der vorletzten Eiszeit niederging.

Besonders eindrucksvoll ist die jungglaziale, letzteiszeitliche Endmoränenlandschaft in dem im nördlichsten Teil des Weißen Ala Dağ befindlichen Tahtacīktal, wo zwei übereinander angeordnete Moränenstände der letzten Kaltzeit angehören und das Tal 150 m hoch von der Moräne verbaut ist (vgl. Spreitzer 1957, S. 431, Abb. 4). Mit diesem Stand hängt die Ausbildung einer schon in einer kleinen Talweitung der Tahtacīkschlucht, sodann vor allem im Tal von Barazama auftretenden Niederterrasse zusammen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die 1962 an der Trak-Yaila und im Acimangebiet gemachten Beobachtungen auch für die S- und SE-Seite des Gebirges wenigstens zwei voneinander gut geschiedene Kaltzeiten im Kilikischen Ala Dağ erkennen lassen, was an der Westseite durch Moränenlagen und Terrassenbildungen seit 1938 feststeht. Hinweise auf eine weitere, drittälteste Kaltzeit sind durch die Beobachtungen aus dem untersten Direktaştal im Suyīrmagebiet gegeben.

Auf Grund der 1938, 1955 und nun auch 1962 gewonnenen Beobachtungstatsachen kann das Ausmaß der eiszeitlichen Depression der Schneegrenze mit einiger Verläßlichkeit bestimmt werden, und zwar für die letzte Eiszeit für alle drei Außenabdachungen des Weißen Ala Dağ. Die Bestimmung kann sich einerseits auf tiefer herabreichende Einzelkare stützen, an-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

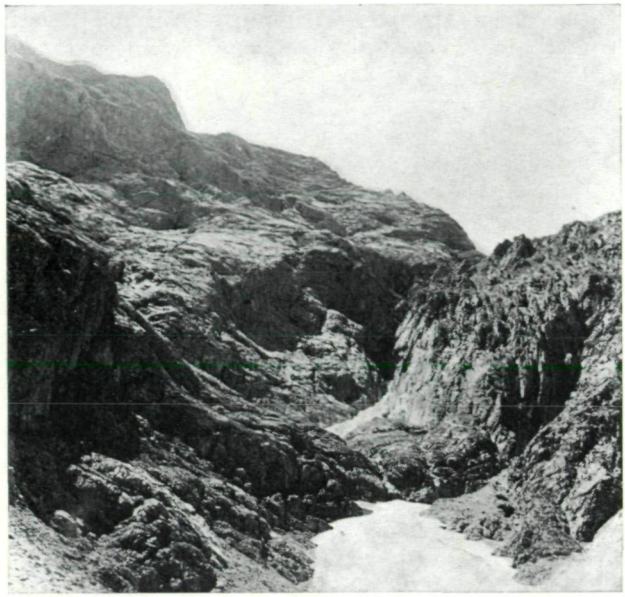


Abb. 8: Abrißnische des großen voreiszeitlichen Bergsturzes im Acartal. Schrägaufnahme nach oben. Spätere Rundhöcker- und Trogtalbildung.
Aufnahme H. Spreitzer, 8. 8. 1962.

Abb. 9: Am Gegenhang 300—400 m höher hinaufreichendes Bergsturzmaterial des Acartales. Im Vordergrund rechts ausgeräumtes Zungenbecken mit Moränenlagen der letzten Eiszeit. Aufnahme H. Spreitzer, 8. 8. 1962.

dererseits auf Berechnung mit Hilfe der Höferschen Methode, bei der allerdings auch die verschiedene Größe der einzelnen Gletschergebiete zu berücksichtigen ist.

Während bei der heutigen, auf die höchsten Teile des Gebirges beschränkten Vergletscherung kein merklicher Unterschied in der Verbreitung der Gletscher wie auch in der Höhe der auf rund 3500 m anzusetzenden gegenwärtigen

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

klimatischen Schneegrenze zwischen der Luvseite im E und S einerseits und der kontinentalen Trockenseite im W aus den oben S. 140 f. erörterten Gründen gegeben ist, zeigt die eiszeitliche Schneegrenze ein sehr verschiedenes Verhalten der Abdachungen.

Nur annähernd als Mittelwert kann der vom Verfasser 1960 angegebene Betrag des Herabsteigens der letzteiszeitlichen Schneegrenze auf rund 2700 m, also mit einer Depression von 800 m gegen heute, gelten. Bereits 1957 (S. 432) wurde der Unterschied zwischen W- und E-Abdachung mit Hinweis auf eine um 200—300 m größere Depression der Schneegrenze an der E-Seite aufgezeigt, und auch 1960 wiederum ausgesprochen (S. 234), daß die Schneegrenzdepression selbst an der S-Seite des Gebirges z. T. noch größer war als an der trockenen W-Abdachung und die eiszeitliche Schneegrenze dementsprechend niedriger lag. Die neuen Beobachtungen, besonders im Trak-, Aciman- und Acartal bringen eine Bestätigung für das sehr tiefe Herabreichen an der SE- und E-Seite.

An der Westabdachung des Weißen Ala Dağ liegt noch innerhalb des Gebirges im Talgebiet des Ecemis (Maden su), wenige km vor dessen Austritt in das Vorland sw der Ulupınar-Quelle hoch am Gehänge von 2450 m an eine kleine, aus mehreren Bögen bestehende Endmoränenlandschaft, auf die sich in rund 2700 m ein Kar öffnet, dessen Gratumrandung auf 3000—3200 m ansteigt. Eine zugehörige Schneegrenze ist in 2700—2800 m anzunehmen.

An der westlichen Außenabdachung liegen auf der Mücenyaila (südlich des großen Flußknies des Ecemis bei seinem Austritt in das Vorland) auf der hier sich ausbreitenden, zum Gebirgsabbruch hin geneigten gehobenen Fußfläche Moränenbögen in 2450—2500 m. Das bis auf 3200 steiler ansteigende Gelände oberhalb dieses Vorkommens weist nur leichte Andeutungen von flachen Karmulden in etwa 2700—3000 m auf. Zur Ernährung hat offenbar auch eine flächenmäßig über das Gelände verbreitete Firndecke beigetragen. Die zugehörige Schneegrenze ist um 2800 m anzusetzen.

An der Westseite des Demir Kazīkstockes nördlich des Kayacīktales ist eine konkave Hohlform mit einer in der Fallinie verlaufenden leicht ausgeprägten Trennschwelle ausgebildet. Sie kann m. E. nur als karartige, auf glaziale Gestaltung zurückgehende Bildung angesehen werden (vgl. SPREITZER 1957, Bild 1). Die recht steil ansteigenden z. T. geglätteten „Karböden" liegen dabei zwischen 2600 und 3000 m, die Gratumrahmung steigt bis 3500 m im höchsten Punkt. Etwas niedriger, etwa in 2600—2900 m bei einer Gratumrahmung von 3200 m im höchsten Punkt ist das nach NW exponierte Kar an dem gegen NW ziehenden Ausläufer des Demir Kazīk.

Die karartigen Formen am Demir Kazīk und das Kar am Rücken zwischen Narpis- und Yalaktal sind nach W ausgerichtet. Die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze liegt zweifellos über 2800 m. Etwas niedriger, aber immer noch um 2800 m war sie auch in dem nach NW exponierten Kar am Demir Kazīk. Der hohe Verlauf der Schneegrenze kann bei diesen Expositionsverhältnissen nicht durch eine besondere Begünstigung durch Sonneneinstrahlung erklärt werden. Eine solche kann nur für die gegen SW exponierten Karreste oberhalb der Esnevityaila nördl. des Emlitals noch wirksam gewesen sein, wo die Schneegrenze wohl noch höheren Verlauf nahm und über 2900 m verlief. Der recht hohe Verlauf der eiszeitlichen klimatischen Schneegrenze an der Westseite kann demnach im ganzen nur so erklärt werden, daß auch in den Kaltzeiten die W-Seite des Gebirges weniger Niederschläge als die S—SE-Seite empfing, wenn auch gewiß mehr als gegenwärtig (s. u. S. 156).

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Der dieser Bestimmung zugrunde liegende Formenschatz von Karen und ebenfalls glazial geschaffenen karartigen Nischen gestattet nur die Schlußfolgerung für eine, die in ihren Zeugen am besten belegte, letzte Kaltzeit, in der demnach an der Westseite des Ala Dağ die klimatische Schneegrenze auf wenigstens 2800 m anzunehmen ist.

Die in obigen Beschreibungen der Karvorkommen angegebenen Höhenwerte beruhen zum Teil auf barometrischen Höhenbestimmungen (mit Siedethermometer und Aneroid), sonst auf Schätzungen.

Drei große Talgletscher der Westabdachung gestatten die Bestimmung der zugehörigen eiszeitlichen Schneegrenze mit Hilfe der Höferschen Methode:

Talgebiet	Mittlere Kammhöhe der Umrahmung des Nährgebietes	Höhenlage der Endmoräne	Klimatische Schneegrenze
Ecemis			
letzte Kaltzeit	3400 m	2200 m	2800 m
vorletzte Kaltzeit	3400 m	1725 m	2700 m
Yalak			
letzte Kaltzeit	3600 m	2200 m	2900 m
vorletzte Kaltzeit	3600 m	1750 m	2750 m
Suyirma (Emli)			
letzte Kaltzeit	3500 m	2100 m	2800 m
vorletzte Kaltzeit	3500 m	1800 m	2650 m
drittletzte Kaltzeit*)	3400 m	2400 m ?	2900 m

*) Anzeichen im Direktaştal (von links zum Suyirma)

Auch die großen Talgletscher lassen für die Westabdachung des Weißen Ala Dağ eine letzteiszeitliche Schneegrenzhöhe von wenigstens 2800 m und damit eine Depression von 600—700 m gegen heute annehmen. In der noch bedeutenderen vorletzten Kaltzeit — die hierbei gleichfalls erfaßt werden kann — war die klimatische Schneegrenze um 100—150 m weiter herabgedrückt.

Für den Wert von 2800 m an der W-Seite des Ala Dağ hat sich auch W. Klaer im Gegensatz zu dem von dem Verf. früher (noch 1960) vertretenen Wert von 2700 m ausgesprochen. Die Überprüfung der älteren Beobachtungen im besonderen auch durch die Reise von 1962 führten zu den neuen Bestimmungen durch den Verf. Auch das nicht in die obige Betrachtung mit einbezogene Gebiet des Dipsisgöl östlich und nordöstlich des Demir Kazīk läßt eine Höhe in 2800 m möglich erscheinen. Von der hoch — in den Gipfeln über 3500, ja im Demir Kazīk bis 3900 m ansteigenden Gratumrahmung zieht das glazial sehr kräftig bearbeitete alte Gletscherbett bis nahe an den Ansatz der Cimbarschlucht in etwa 2800 m, ohne daß in dieser engen Klamm sich eine Moräne hatte halten können. Die eiszeitliche Schneegrenze dürfte auch hier den sonst an der Westseite erkenntlichen Höhenverlauf gehabt haben. Vermutlich endete der Gletscher beiderseits der Schlucht in der gleichen Höhe wie der Gletscher der benachbarten Mücen-Yaila in rund 2500 m.

Während sich vor der Westseite des Ala Dağ in dem von Grüngestein, Andesit und flyschartigen Gesteinen eingenommenen Ecemiskorridor (nach Blumenthal, bzw. der Tekyrsenke Frechs) eine Fußflächen- und Terrassenlandschaft entwickeln konnte, liegt vor dem Südabfall des Gebirges das bis 2700 m ansteigende Masmīlībergland. Dem inneren Bau nach von ophiolithischen Gesteinen eingenommen, ist es durch die konsequent gegen S führende Entwässerung in ein durch tiefe V-Täler reich zerschnittenes Bergland von beträchtlicher Reliefenergie mit 1000—1500 m hoch über den steil eingeschnittenen Tälern

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

gelegenen Kamm- und Gipfelhöhen aufgelöst. In die oberen Ansätze dieses Talnetzes drangen noch Eiszeitgletscher vom Ala Dağ vor.

Für die Südseite des Gebirges wurde von dem Verf. 1960, S. 234, ein Herabgehen der eiszeitlichen Schneegrenze auf 2700 m im Mittel angenommen, und zwar auf Grund der recht tief gelegenen Endmoränen. W. KLAER hat die Berechtigung zu so tiefem Ansatz bezweifelt (1962, S. 33) und eine Höhe von 2900 m angenommen, wobei noch zu berücksichtigen sei, daß weite Hangabschnitte über dieser Schneegrenze nicht vergletschert waren.

Nach den Möglichkeiten der Ernährung und der Ausbildung der Endmoränenlagen hebt sich der Westteil der Südabdachung — vom W-Rand bis zum Paßübergang in das Direktaştal — von dem weiter östlich folgenden Abschnitt ab. Im Westteil sind schön ausgebildete Endmoränen in 2000 m, 2050 m und 1800 m erhalten, dazu kommen noch weitere Vorkommen. Gemeinsam für diese Endmoränen ist, daß sie nicht vor tiefer eingearbeiteten Glazialtälern, sondern vor der nur wenig gegliederten Abdachungsfläche liegen, die steil zu dem hier 3200—3300 m hohen, im höchsten Berg (Aladja Dağ) auf 3500 m ansteigenden Südgrat des Ala Dağ hinaufführen, der hier im westlichen Teil der Südseite bis ganz zur Grathöhe von Glatthängen eingenommen wird. In einem Quelltal des Istideretals liegt bereits einige km außerhalb des Kalkgebietes als westlichste dieser Endmoränen eine gut erhaltene Wallmoräne mit gerundeten Blökken aus Ala-Dağ-Kalk wie auch aus verfestigter Hangbreccie in 2000 m Höhe. Scharf grenzt die Moräne an den unmittelbar daneben in einer Mächtigkeit von 5 m aufgeschlossenen Solifluktionsschutt. Etwas östlich davon, ebenfalls noch im Talgebiet des Istidere liegt eine hufeisenförmige Moräne in 2050 m. Im Einzugsgebiet dieser Ablagerungen sind an der aufsteigenden Abdachung des Ala Dağ karartige Hohlformen, wenn auch nur als leichte Ansätze in 2500—3000 m Höhe erhalten. Durch die nach dem Schwinden des Eises einsetzenden periglazialen Vorgänge ist namentlich der obere Rand der karartigen Großnischen abgeflacht. Eine besonders tief herabreichende Endmoräne reicht bis unter die Waldgrenze und endet in 1800 m. Auch hier sind außer Kalk- auch Breccienblöcke beteiligt. Der Gletscher hinterließ eine nur schwach ausgeprägte Talung, die von dem 3275 m hohen in das Direktaştal führenden Paß herunterkommt.

Bei keinem der Vorkommen des westlichen Teils der Südabdachung des Ala Dağ ist Begünstigung durch Schattenwirkung anzunehmen. Nur schwach eingearbeitete Hohlformen in sonnenseitiger Auslage sind die Ursprungsgebiete der Gletscher. Meines Erachtens waren aber auch flächenmäßig über die Südabdachung ausgebreitete Firnfelder an der Ernährung der Gletscher beteiligt.

Die zugehörige Schneegrenze lag zwischen 2600 und 2700 m, keineswegs darüber. Hierbei hatten luvseitige Firnlagen zur Vergletscherung geführt. Das steht scheinbar im Gegensatz zu dem oben (S. 141) hervorgehobenen Verhalten der heutigen Schneeverbreitung, wonach infolge der Windwirkungen auf den Luvseiten der Grate auch über die klimatische Schneegrenze aufragende Grate schneefrei bleiben können. Aber dort handelte es sich um vergleichsweise geringfügige, höchstens bis 200 m Höhe betragende Überhöhungen der Schneegrenze von 3500 m durch die auf 3600 m und noch höher aufsteigenden Grate, die überweht werden, so daß der Schnee sich erst in den Leelagen anhäuft. Hier, an der Südabdachung verlief bereits in deren westlichem Teil die eiszeitliche Schneegrenze wenigstens 500 bis 700 m unterhalb der Grathöhe, so daß eine volle Überwehung der Schneefälle nicht stattfinden konnte, wenn eine solche auch gewiß noch wesentlich an der sehr guten Ernährung des Sujīrmagletschers mitwirkte.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Vom Südabfall des Massivs des Kaldī Dağ an gegen E hin ändern sich die Ernährungbedingungen der Eiszeitgletscher. Ausgeprägte glazial bearbeitete Trogtäler kommen aus dem Ala Dağ; aus ihnen stießen die Eiszeitgletscher vor und hinterließen Endmoränen. In 2200 m liegen Endmoränen mit gut gerundeten Blöcken und gekritzten Geschieben in dem östlich der Koşgerli-Yaila tief in das Gebirge zurückgreifenden Tal. Die Moräne liegt alten Breccien auf und enthält auch Breccienblöcke; zugehörige Schneegrenze: um 2700 m.

Unterhalb eines glazial bearbeitenden Tals liegt die große Moränenlandschaft der Trak-Yaila (Abb. 5). Bei einer Gratumrahmung von 3400 m—3500 m und Endmoränenlage von 1550 m muß die letzteiszeitliche Schneegrenze auf 2500 m abgesunken sein. Anscheinend ist der Gletscher nicht allein aus dem tiefer zurückgreifenden Tal ernährt worden, sondern hatte die ganze Abdachung von etwa 8 km Breite bis zur Wasserscheide zum Acimantal zu seinem Nährgebiet. Später in die Glatthangbildung einbezogene Ansätze zu karartigen Hohlformen in der Höhe zwischen 2500 und 3000 m gliedern diesen Abschnitt der Südabdachung. Die für dieses Gebiet errechenbare Schneegrenze in Höhe von 2500—2600 m stellt einen orographisch herabgedrückten Wert dar, da durch die Talgestaltung der spitzwinklig im vergletscherten Gebiet zusammenkommenden Täler im Trakgebiet die Zunge zusammengepreßt erscheint und darum besonders tief herabreicht.

Keinerlei orographische Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze ist bei den als nächste gegen E folgenden Quelltälern des Aciman su anzunehmen. Mit südlicher bis südöstlicher Laufrichtung fließen sie zum Gebirgsrand hin und bilden vor diesem die oben (S. 147) beschriebene gemeinsame letzteiszeitliche Endmoräne in 1820 m. Die Schneegrenze lag bei einer Gratumrahmung in 3500 bis 3600 m in rund 2600 m; diese Höhe stellt zweifellos hier an der SE-Ecke des Gebirges einen echten klimatischen Wert dar.

Das besonders tiefe Herabreichen der Endmoränen aus dem Sineklital im südlichen Abschnitt der Ostseite des Weißen Ala Dağ ist nach Klaer unter Hinweis auf Enge und Schattenlage dieses Tales orographisch zu erklären: Die hier abgelagerten Endmoränen reichen in sehr typischer Ausbildung sogar noch tiefer herab als vom Verf. 1955 angenommen: sie gehen unterhalb der Talmündung bis 1360 m; andererseits hinterließ der Gletscher des Sineklitals am Gegengehänge gegenüber seiner Ausmündungsstufe aus dem Kalkgebirge in 1500 m Moränenhügel und eine Eisrandterrasse wie auch weitere Zeugen einer zungenbekkenartigen Verbreitung des Gletscherendes. Das Sineklital stellt nun auch in seinem untersten Abschnitt über der 200 m hohen Mündungsstufe ein gut ausgebildetes Trogtal von 400—600 m Talbodenbreite dar, vor allem aber kommt es aus recht weiten gegen SE und E exponierten oberen Talabschnitten. Die Schattenwirkung kann demnach nicht so entscheidend sein. Aus Gratumrahmung in 3500—3600 m und Endmoränenlage in 1360 m ergibt sich die klimatische Schneegrenze von 2500 m.

Bis 1800 m herab stieg der letzteiszeitliche Gletscher aus dem Yedigöl gegen E in das Acartal und hinterließ in dieser Höhe seine Endmoräne am Rand des Bergsturzgebietes. Weiter talab kam auch aus der Bergsturznische selbst ein Gletscher, hinterließ Rundhöcker und Trogtalform und im Bergsturzgebiet selbst ein Zungenbecken in 1600 m Höhe unterhalb eines 3200—3400 m hohen Einzugsgebietes bei einer Schneegrenze von annähernd 2500 m; bzw. 2700 m (nach dem aus dem Yedigöl kommenden Gletscher). Eine Schneegrenzhöhe von rund 2500—2600 m ist auch für das Taktacīkgebiet im nördlichsten Teil der Ostseite

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

des Weißen Ala Dağ anzunehmen (Endmoränen in 1600 m, Gratumrahmung in 3400—3500 m).

An der SE- und E-Seite des Ala Dağ war die letzteiszeitliche Schneegrenze auf 2500—2600 m herabgedrückt, im westlichen Teil der S-Seite auf 2700 m, an der W-Seite verlief sie zwischen 2800 und 2900 m. Gegenüber der rezenten klimatischen Schneegrenze in 3500 m betrug die Depression der letzteiszeitlichen an der W-Seite 600—700 m, an der S-Seite in deren westlichem Abschnitt 800 m, im SE und E 900—1000 m. Das große Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung ist nicht allein durch eine Temperaturerniedrigung, sondern auch durch eine Vermehrung der Niederschläge im ganzen Gebirge zu erklären, die auch in der Eiszeit an der S-, SE- und E-Seite reichlicher als an der kontinentalen W-Seite fielen, wenn auch der Unterschied wohl nicht so bedeutend wie heute war, da Niğde westlich des Ala Dağ gegenwärtig nur 372 mm Jahresniederschlag im langjährigen Durchschnitt empfängt, gegenüber Feke im östlichen Bergland mit 1011 mm, und der Landschaftsgegensatz zwischen dem offenen Steppenland im W und dem von dichten Wäldern eingenommenen östlichen Bergland besonders groß ist. Die S- und E-Seite des Gebirges waren auch in den Eiszeiten die eigentlichen Luvseiten, wobei die luvseitigen Schneewinde das Gebirge bei seiner bedeutenden Erhebung über die eiszeitliche Schneegrenze und seiner großen Breite nicht einfach überwehen konnten, wie dies heute bei der geringen Erhebung der Grate über die rezente Schneegrenze (um 100—200 m) geschehen kann, sondern ihre Niederschläge schon von der jeweiligen Außenseite an abgeben mußten. Vom warmen Mittelmeer strömten die niederschlagsreichen Winde vom Golf von Iskenderum nordwärts, und jedenfalls waren Winterniederschläge bedeutend, wenn auch nicht allein herrschend. In diesem Sinne trifft die schon 1955 durch H. Paschinger ausgesprochene Annahme zu, daß auch in den Kaltzeiten das Mittelmeer das Klima seiner Randgebiete mitbestimmte, ja daß es noch wirksamer werden konnte, da es das Jahr hindurch ein riesiges Wärmereservoir bildete; das gilt besonders für den schon südlich des 37. Breitengrads gelegenen Ostteil des Mittelmeers.

Trotz des geringeren Ausmaßes der Depression der letztkaltzeitlichen Schneegrenze an der W-Seite des Gebirges auf 2800—2900 m herab, zeigt auch diese eine sehr bedeutende Entfaltung der eiszeitlichen Vergletscherung. Hierbei weisen die nördlichen Teile der W-Seite des Weißen Ala Dağ eine gleich starke Depression wie deren südliche Teile auf, ja durch Strahlungsgunst verlief die Schneegrenze im südlichen Teil oberhalb der Esnevityaila sogar am höchsten. Es können demnach nicht ausschließlich aus dem S, vom Golf von Iskenderun her kommende Winde — die für die S- und E-Seite so bedeutend waren — die W-Abdachung mit Niederschlägen versorgt haben, da in diesem Falle ein Ansteigen der Schneegrenze gegen die nördlichen Teile der W-Seite des Gebirges zu erwarten wäre. So ist die Mitwirkung von westlichen Winden an der Ernährung der Gletscher der W-Seite anzunehmen, u. zw. namentlich in deren nördlichen Abschnitten, da sich das vorgelagerte Üc Kapu-Bergland in dieser Richtung von 2400 m (vor dem südlichen Ala Dağ) auf unter 1800 m (vor dem nördlichen Teil des Weißen Ala Dağ) erniedrigt. Eine derartige Mitbeteiligung von Westwinden erklärt sich vielleicht am besten durch die eiszeitliche Südverlagerung der zonalen Windgürtel, im besonderen mit Verstärkung der Westdrift in der Breitenzone 30—45 ° (Flohn 1953, S. 267). Im Bereich des Westwindgürtels ist aber auch wohl die heute für das inneranatolische Klima bezeichnende sommerliche Trockenheit zumindest stark gemildert gewesen. Es ist dann auch eine Herabsetzung der Strahlung im Sommer anzunehmen. Das macht es ver-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

ständlich, daß sich auch auf den freien Lagen der S-Seite des Gebirges, besonders in deren westlichem Abschnitt, Nährgebiete der eiszeitlichen Gletscher bildeten.

Zu gleichen Schlußfolgerungen führt ein Ausblick auf die nächstbenachbarten eiszeitlich vergletscherten Gebirgsgruppen. Im N des Ala Dağ erhebt sich der Erciyas Dağ auf 3916 m. Er trägt in seinen Karen noch rezente Gletscher, wobei nach den sorgfältigen Untersuchungen von B. Messerli (1967) die mittlere Schneegrenze des Gesamtgebietes in 4000 m d. i. fast 100 m über der Gipfelhöhe anzunehmen ist. Schon G. Bartsch hatte 1935 auch die eiszeitlichen Gletscherablagerungen untersucht und auf die Möglichkeit einer mehrmaligen Vergletscherung hingewiesen (S. 125). Nach B. Messerli (1967) lag die eiszeitliche Schneegrenze auf der N-Seite in 2700 m und auf der S-Seite in 3000 m. Das ergibt gegen heute einen Depressionswert, der nur in einem Klima erreicht werden konnte, das humider als das gegenwärtige war. Mit Recht weist B. Messerli (S. 168) darauf hin, daß die anatolischen Gebirge, die heute in einem sommer-trokkenen, extrem kontinentalen Raum liegen, kaltzeitlich einer ganzjährig beregneten, vermindert kontinentalen Klimaprovinz angehörten und weist in diesem Zusammenhang auch auf die namentlich seit H. Louis' Untersuchungen (1938) bekannten flächenhaften Seebildungen bzw. -vergrößerungen in den Beckenzonen Anatoliens in den Kaltzeiten hin. Allerdings muß hervorgehoben werden, daß H. Louis die Herabsetzung der Verdunstung durch die kaltzeitliche Temperaturerniedrigung als ausreichende Erklärung für die Vergrößerung der inneranatolischen Seeflächen ansah.

Im S des Kilikischen Ala Dağ erhebt sich jenseits des ophiolithischen und nicht vergletscherten Masmīlī Berglandes der Karanfīl Dağ bis auf 3035 m. Dieses sich SW—NE erstreckende verhältnismäßig schmale Gebirge zeigte schattseitige Eiszeitgletscher, die bis 2500 m herabreichten und wohl sicher vorwiegend durch leeseitige Schneeanhäufungen in nordseitiger Schutzlage zu erklären sind.

Die vom Ala Dağ im entgegengesetzten Sinne abweichenden Verhältnisse am Hohen Bolkar Dağ (Toros Dağ) werden wohl am besten durch die erwähnte Minderung des kontinentalen Charakters Inneranatoliens erklärt. In diesem, im Medetsiz 3585 m erreichenden viel schmäleren, von SW nach NE bzw. ENE ziehenden und im Hauptteil aus einer einzigen, erst im östlichen Teil aus zwei Gebirgsketten bestehenden Gruppe des Zentralen Taurus haben H. Louis, M. Blumenthal und W. Klaer übereinstimmend gezeigt, daß hier die Gletscher an der kontinentalen Seite im Norden tiefer hinabreichten als im S. Die eiszeitliche Schneegrenze lag nach W. Klaer (1969) auf der N-Seite in 2650 m, auf der S-Seite aber in 3000 m Höhe. Windwirkungen mit Begünstigung der Leelagen an diesem schmäleren und darum leichter überwehbaren Gebirge und Wirkung der Sonnenstrahlung auf der S-Seite erklären nach W. Klaer diesen Unterschied, der auf Grund der Untersuchungen von B. Messerli nicht viel geringer ist (S. 137 f.): die würmeiszeitlichen Schneegrenzhöhen betrugen nach ihm an der N-Seite 2500—2550 m, an der Ostseite 2600—2700 m und an der S-Seite 2700 bis 2800 m. An dem gegen NE streichenden Gebirgszug mögen neben der hauptsächlichen Herkunft der Niederschläge von der im S gelegenen Mittelmeerküste auch westliche Winde zur Ernährung der Eiszeitgletscher der Nordseite beigetragen haben und das tiefe Herabreichen der nordseitigen Gletscher miterklären.

Der periglaziale Bereich und seine eiszeitliche Depression

Abgesehen von den in orographischer Begünstigung in Schattenlage unter steil aufsteigenden Graten befindlichen rezenten Wandfußgletschern und Block-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

gletschern gewinnen in der Höhenregion des Gebirges periglaziale Vorgänge, Strukturbodenbildung und Solifluktion, dazu physikalische Verwitterung an den Felswänden und Gipfeln, die Vorherrschaft vor anderen Kräften. Diese Höhenstufe beginnt generell in 3000 m, an der westlichen Abdachung oberhalb der Esnevit-yaila schon von 2800 m an. Über dieser Untergrenze von 2800—3000 m treten die Vorgänge der periglazialen Formengebung sogleich in flächenmäßiger Verbreitung auf. Trotz der auch noch in tieferen Lagen zu beobachtenden Flekken ihres Vorkommens (s. u.) ist die Abgrenzung nach unten recht deutlich gegeben. Man kann sie mit W. Klaer (1962, S. 18) als geomorphologische Höhengrenze betrachten, wobei klimatische Faktoren die Lage der Höhenstufe mit periglazialer Überformung entscheidend mitbestimmen. In dieser Höhenstufe wirken die periglazialen Kräfte landschaftsgestaltend, wogegen sie in der darunter befindlichen Solifluktionsfleckenregion heute nur fleckenhaft ohne landschaftsgestaltende Wirkung vorkommen. Auch E. Löffler (1970) schließt sich bei der Untersuchung des klimagenetischen Formenschatzes in den Gebirgen Nordostanatoliens einer solchen Auffassung an.

In der gleichen Höhenstufe liegt von der orographischen Schneegrenze in 2900—3000 m an die überwiegende Mehrzahl der Gletscher des Ala Dağ; sie nehmen mehrere 100 m höher mit ihren Firngebieten ihren Anfang, werden aber durch Schneeabgänge auch von den hoch aufsteigenden Graten her ernährt. Wie bereits hervorgehoben, liegen fast alle in schattseitigen Gunstlagen. Wo aber Gletscher fehlen, also in allen anderen Expositionen tritt die periglaziale Formengebung auf. Diese findet ihre beste, optimale Ausbildung in den flacheren, auch von großen Ebenheiten in 3000—3200 m und wieder in rund 3400 m eingenommenen Gebieten. Dazu gehören in erster Linie das große Höhengebiet des Yedigöl, die flacheren Hochtäler des Aciman- und des Sineklitals, das oberste Aksugebiet und das Hochgebiet um den Dipsis-See nordöstlich des Demir Kazīk. Wie dies auch von W. Klaer aus dem Toros Dağ festgestellt ist (1969, S. 199 f.), liegen auch im Ala Dağ glaziale und periglaziale Formen nebeneinander. Die periglaziale Formengebung mit Glatthangbildung kann sich bei geeigneten Verhältnissen an den Sonn- und Windseiten auch über die Höhe der klimatischen Schneegrenze ohne Unterbrechung bis zur Kammlinie von auf über 3500 m und 3600 m ansteigenden Graten fortsetzen (vgl. Abb. 1). In einzelnen Vorkommen können Erscheinungen des periglazialen Bereichs bis zur höchsten Spitze des Gebirges auftreten: noch die Spitze des Demir Kazīk (3900 m) zeigt an der SE- und E-Seite Glatthangbildung und in dem stellenweise vorhandenen Lockermaterial 20 m unter dem Gipfel die obersten Vorkommen von Frostmusterboden.

In dem in reichem Maße vorhandenen Lockermaterial in den oben angeführten flacheren Höhengebieten in 3000—3400 m überziehen Forstmusterböden weithin das Gelände. Sie sind fast durchaus als Miniaturformen ausgebildet. Die Steinkreise auf ebenem Gelände ziehen sich zu elliptischen Formen bei geringer Hangneigung aus und gehen bei größerer Neigung in Steinstreifen über. Diese bewirken eine starke Abwanderung des Lockermaterials von den Hängen herab, sodaß am Fuß etwas steileren Geländes auch wallartige Anschwellungen im Schutt auftreten können, so z. B. östlich des 3500 m hohen Yalak-Passes in 3300 m, wo mehrere ½—¾ m hohe Wälle im Abstand von 2—3 m von einander den Fuß steileren Geländes begleiten. Das Abwandern des Schutts äußert sich auch in den Stromlinienformen, welche die Steinstreifen annehmen, die in geschwungenem Lauf etwa vorhandene Hindernisse, wie große Blöcke, umgehen (s. Abb. 10). Am Hang unterhalb der bis tief in den Hochsommer, ja in den Herbst hinein vorhandenen einzelnen Schneeflecken verleiht die Durchtränkung mit Schnee-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 10: Strukturstreifen und Felsverwitterung in der periglazialen Region des Yedigöl in 3200 m Seehöhe. Aufnahme H. SPREITZER, 18. 8. 1955.

schmelzwasser besondere Mobilität. Die Abwanderung dieses Lockermaterials hangabwärts bringt eine Bearbeitung des festen Felsuntergrunds mit sich. Dieser erscheint wie abgescheuert, wo das Lockermaterial durch spätere Abtragungsvorgänge entfernt ist, oder auch bei seiner dauernden Abwanderung so dünn bleibt, daß die glatten Felsflächen unter der Schuttstreu sichtbar sind. So ist es z. B. wieder am Beispiel östlich des Yalak-Passes am steileren Hang oberhalb der erwähnten flachen Stauungswälle an seinem Fuße. Ein Teil der Glatthänge des Gebietes hat somit schon in diesen Vorgängen ihre Entstehungsursache, doch führen auch andere Kräfte zur Ausbildung derselben.

An den Felswänden und Graten ist physikalische Verwitterung mit Insolations- und Frostverwitterung die wichtigste Kraft. An den aufsteigenden Felswänden und Graten wandert der Schutt ab, so daß die Wände unter Bildung eines Felssockels zurückverlegt werden, der auf Kosten der Wand immer höher emporwächst und mit leicht konvexer Krümmung von 30—35 ° entgegentritt. So lange noch aus dem darüber befindlichen Felsgelände Schutt geliefert wird, überzieht dieser wenige dm mächtig als scharfkantiger Schuttmantel das Gehänge. Der Schutt ist überaus labil und bearbeitet bei seinem Abkommen den Untergrund. Wenn schließlich der felsige Aufbau durch die fortgesetzte Rückverlegung der Felswand aufgezehrt ist, dann reicht der glattgescheuerte Sockel als Glatthang bis auf die Grathöhe selbst hinauf, oft auch bereits ohne jede Schuttbedeckung. Diese Möglichkeit der Glatthangbildung ist besonders bedeutend. — Glatthänge können sich indes dort nicht ausbilden, wo durch das Vorhandensein von Gletscherflecken und perennierenden Schnees am Wandfuß stets eine Unterschneidung des Felsgeländes herbeigeführt wird und das Herauswachsen eines Felssockels dadurch unmöglich ist. Darauf beruht die für den Ala Dağ sehr

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

charakteristische Ausprägung asymmetrischer Bergrücken. Die Asymmetrie äußert sich darin, daß jeweils die gletscherfreien Hänge, besonders die sonnseitigen, von Glatthängen bis auf die Höhe des Grates oder wenigstens bis zu einem obersten Felsaufbau eingenommen werden, während die schattseitigen durch die erwähnte glaziale und nivale Unterschneidung steil bleiben. Eine kartographische Übersicht ist durch SPREITZER (1960, Taf. II) geboten.

An der Ausbildung der Glatthänge, die für den Ala Dağ eine besonders charakteristische Form darstellen, wirken noch andere Kräfte. Man beobachtet hangparallele Felsabsprengung von nur mm dicken Plättchen. Wirksam ist weiterhin die Abspülung, vor allem durch die kräftigen Niederschläge im Herbst wie auch durch spätere Schneeschmelzwässer und vereinzelt durch auch im Hochsommer auftretende Gewitter. Auch das Abwandern des Schnees bis zum Lawinenabgang wirkt in die gleiche Richtung.

Die rezente Glatthangbildung herrscht überall in den Höhen von 2800 bis 3000 m an nach oben. Das ist zugleich, wie erwähnt, auch die Untergrenze der optimalen Verbreitung der Frostmusterböden. Diese treten aber auch noch in tieferen Lagen auf und zwar kommen sie in allen Talgebieten bis etwa 2500 m herab noch in kleineren Flecken jeweils auf Flachstrecken der Täler oder flacheren Hangpartien vor. Unterhalb von 2500 m finden sich nur noch vereinzelte Vorkommen. Das tiefstgelegene rezente Auftreten eines Frostmusterbodens

Abb. 11: Teilweise noch mit Breccien bis 2000—2200 m herabreichende ältere Glatthänge an der Südostabdachung des Kilikischen Ala Dağ.
Aufnahme H. SPREITZER, 30. 8. 1962.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

konnte noch in 2100 m in der Jungmoränenlandschaft des Suyırmatales beobachtet werden.

Die Ausbildung der Glatthänge zeigt sich besonders schön an der südlichen Außenabdachung des Gebirges. Rezente Bildungsvorgänge sind hier bis 2900 bis 3000 m herab festzustellen. Durchgehend reichen im westlichen Teil der Südseite (westlich des Alaca Dağ) die Glatthänge bis auf den Grat hinauf, der hier 3000—3400 m hoch ist. In dem noch höher, auf 3500—3600 m, ja über 3700 m ansteigenden östlichen Teil sind die über den Sockeln aufragenden Felswände noch nicht ganz aufgezehrt und ist ihre Rückverwitterung (vgl. SPREITZER 1957, Abb. 3) noch weiter im Fortschreiten. In den Kaltzeiten allerdings ist die Glatthangbildung, wie an der S-Seite des Gebirges zu ersehen, viel tiefer herabgegangen. Die ihnen noch aufliegenden Schuttdecken sind hier vielfach in Form von Breccien erhalten, die ein Charakteristikum der südlichen Abdachung des Gebirges darstellen und bis 2200 m, ja selbst noch bis 2000 m herabreichen. Gegenüber der Untergrenze der rezenten Glatthangbildung bedeutet dies eine eiszeitliche Depression derselben um 800 m.

Die Breccien, die in Mächtigkeiten von mehreren m bis zu 10 m entgegentreten, entsprechen nach ihrer Bildung den labilen Schuttlagen auf den Sockelflächen unterhalb der aufsteigenden Felsbauten in der rezenten periglazialen Höhenstufe. Sie sind besonders an der gut beregneten Süd-Seite des Gebirges in dem wärmer werdenden nacheiszeitlichen Klima verfestigt worden. Außer den in der letzten Kaltzeit entstandenen Schuttlagen liegen hier auch ältere vor, da Breccienmaterial in oft schön gerundeten Blöcken vielfach in den Moränen der S-Seite des Ala Dağ aufgenommen ist.

Nur die kalteiszeitliche Depression der Glatthangbildung läßt sich durch das Vorhandensein der Gehängebreccien und der unter ihnen vorhandenen u. z. T. zu Tage tretenden Glatthänge in ihrem Ausmaß bestimmen. Sie beträgt am Ala Dağ rund 800 m. Das ist zugleich die Depression der unteren Grenze der optimal ausgebildeten periglazialen Region, in welcher deren Kräftespiel sich landschaftsgestaltend auswirkt, es ist also der Größenwert der Depression der geomorphologischen Höhengrenze dieser Stufe im Sinne von W. KLAER (vgl. Abb. 11).

Selbstverständlich waren in den Kaltzeiten auch die Solifluktionsfleckenregion und schließlich die Lage vereinzelter Vorkommen herabgedrückt. Beispiele hiefür konnten 1962 an den Fußflächen im W des Ala Dağ beobachtet werden: An der Basis der mächtigen Konglomerate und Breccien, welche diese Fußflächen überziehen, wurden bei Cukurbag in 1600 m, und am untersten Emlital in 1630 m kryoturbate Erscheinungen, z. T. auch mit Hakenschlagen im flyschartigen Sokkelgestein der Fußfläche beobachtet. Die Bildung der Fußflächen selbst ist aber überwiegend das Werk der aus dem Gebirge tretenden Gewässer mit Bildung der sich stark verlagernden Schwemmfächer.

Literatur

BLUMENTHAL M. M. 1952. Das taurische Hochgebirge des Ala Dağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik. Veröff. d. Inst. f. Lagerstättenforschung d. Türkei. Serie D, No. 6, 136 S., 27 Ktn. u. Prof. im Text und auf Tafeln, 61 Bilder auf Tafeln. Ankara.

— 1955. Geologie des Hohen Bolkardağ, seiner nördlichen Randgebiete und westlichen Ausläufer (Südanatolischer Taurus). Veröff. d. Inst. f. Lagerstättenforschung d. Türkei, IV u. 169 u. VI. S., 7 Taf. m. Karten u. Prof., 2 Legendentaf., 40 Textfig., 82 Photogr. Reprod. m. Erläuterungstext. Ankara.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

ERINC S. 1952. Glacial Evidences of the Climatic Variations in Turkey. Geografiska Annaler, S. 89-97, 8 Textfig.

— 1954. The Pleistocene History of the Black Sea and the Adjacent Countries with Special Reference to the Climatic Changes. Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul. Intern. Ed. 1, S. 85-133.

FLOHN H. 1953. Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde 7, S. 266-275, 2 Abb. i. Text.

FRECH F. 1916. Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologischer Untersuchungen. Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Ges. 68, A. S. 1-322. 5 Textfig. und 25 Taf.

HÖVERMANN J. 1960. Über Strukturböden im Elburz (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. Ztschr. f. Geom. N. F. 4, S. 171 f.

KLAER W. 1962. Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Ein Beitrag zur Morphogenese der Hochgebirge in den subtropischen Breiten. Ztschr. f. Geom. N. F. 6, S. 17-32, 3 Fig. i. Text.

— 1962. Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 11, 135 S., 11 Fig. i. Text, 51 Bilder auf Taf., 4 Karten.

— 1969. Glazialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens. Erdkunde 23, S. 192-200, 6 Abb., 8 Photos.

LÖFFLER E. 1970. Untersuchungen zum eiszeitlichen und rezenten klimagenetischen Formenschatz in den Gebirgen Nordostanatoliens. Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 27, 126 S., 10 Fig. i. Text, 57 Abb. a. Taf.

LOUIS H. 1938. Eiszeitliche Seen in Anatolien. Ztschr. Ges. f. Erdkunde, S. 267 bis 285, 2 K.; 6 Bilder auf Taf.

— 1944. Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Klimaheft d. Geol. Rundschau, S. 447-481, m. 26 Textabb.

MESSERLI B. 1967. Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geographica Helvetica, 3, S. 105-228, 22 Fig. i. Text.

PASCHINGER H. 1955. Die würmeiszeitliche Schneegrenze im Mittelmeergebiet. Mitt. Geol. Ges. Wien, Klebelsberg-Festschrift, S. 201-205, 1 K. a. Taf.

SCHIECHTL H. M., STERN R. & WEISS E. H. 1965. In anatolischen Gebirgen. Botanische, forstliche und geologische Studien im Kilikischen Ala Dağ und ostpontischen Gebirgen von Kleinasien. Kärntner Museumsschriften 31, 187 S., 58 Abb., 4 Farbtafeln.

SPREITZER H. 1957. Zur Geographie des Kilikischen Ala Dağ im Taurus. Festschr. z. Hundertjahrfeier der Geogr. Ges. Wien, S. 414-459, m. 1 Taf., 8 Abb. i. Text u. 12 Bildern.

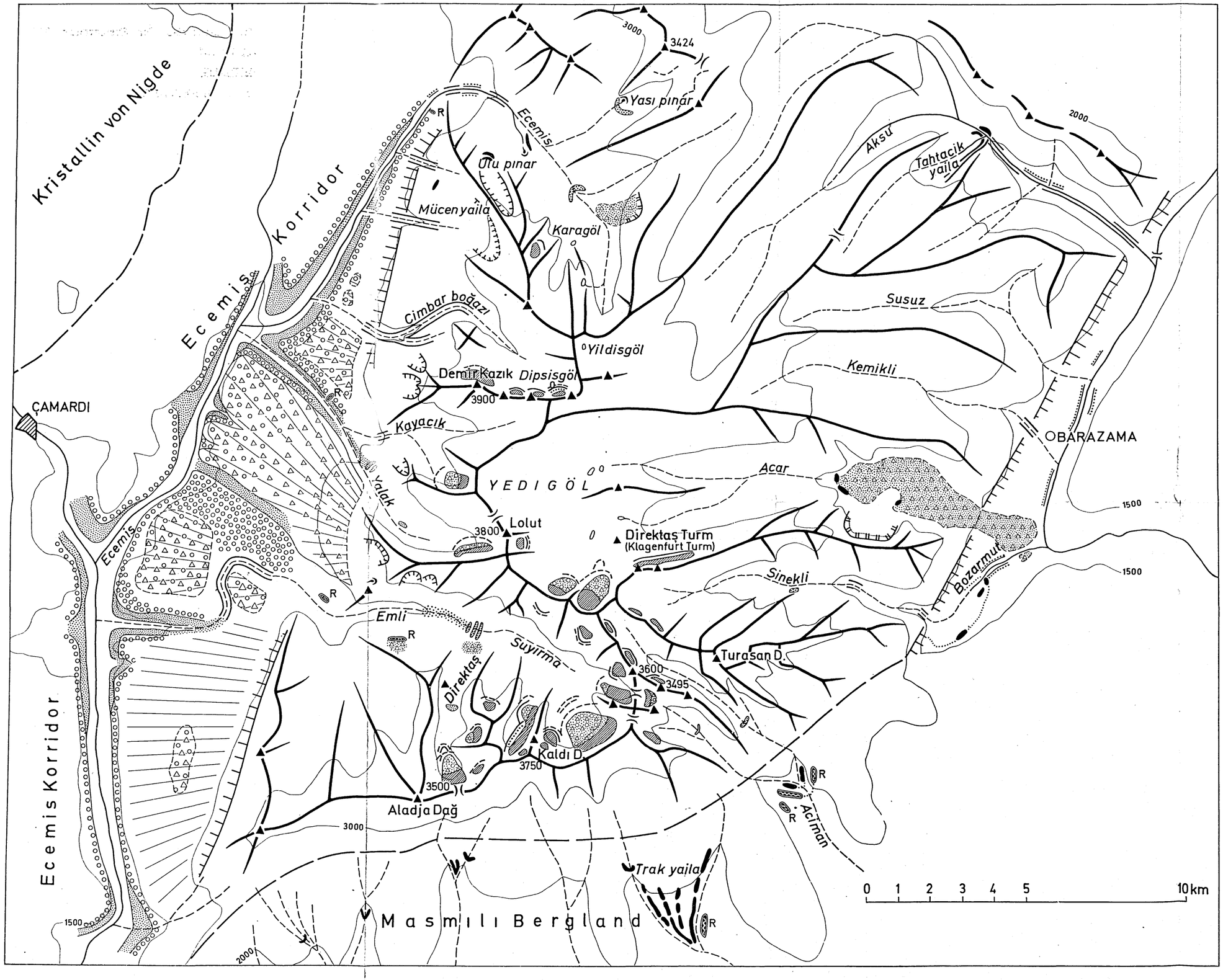
— 1958. Frührezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dağ im Taurus. Geographische Forschungen. Hans KINZL-Festschrift, Schlern-Schriften 190, S. 265-281, 3 Textabb., 6 Bilder (Taf. XVIII—XX), 1 Kartenskizze.

— 1959. Fußflächen am Kilikischen Ala Dağ im Taurus. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 101, S. 183-201, 1 Kartentaf., 1 Profiltaf., 8 Bilder auf Taf.

— Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. Ztschr. f. Geom. Supplementband I: *Morphologie des versants.* S. 211 bis 236, 13 Bilder, 3 Karten.

Anschrift des Verfassers: Em. o. Univ.-Prof. Dr. Hans SPREITZER, Arsenal 12/87, A-1030 Wien.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at



- Gebirgsrandstufe
- Grenze zwischen Kalk und ophiolithem Bergland
- Klammen
- Kare und karartige Nischen an der Außenabdachung des Gebirges
- Bergsturznische
- Bergsturzmasse
- Gletscherflecken bzw. rezente Eis-und Firnfelder hinter Blockzungen
- Moränen eines jüngsten höchsten Standes
- Große Moränen (1850-er Stand)
- Blockgletscher
- ältere Wälle (17. Jahrhundert)
- Stadialmoränen
- Moränen der letzten Kaltzeit
- Niederterrasse
- R Moränen der vorletzten Kaltzeit
- Hochterrasse
- Breccien und Konglomerate der Fußfläche (und gleichaltrige Bildungen im Emlital)

BEILAGE 1

H. Spreitzer: Rezente und eiszeitliche Vergletscherung des Kilikischen Ala Dağ im Taurus (auf Grund von Aufnahmen 1938, 1955 und 1962 von H. Spreitzer).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark

Jahr/Year: 1971

Band/Volume: 101

Autor(en)/Author(s): Spreitzer Hans

Artikel/Article: Rezente und eiszeitliche Grenzen der glazialen und periglazialen Höhenstufen im Zentralen Taurus (vornehmlich am Beispiel des Kilikischen Ala Dag). 139-162