

gewichts der Dattelmasse bildet, kann durch ein in Bodennähe angebrachtes Loch ausfließen und in einem Napf aufgefangen werden. Die großen Kabia wurden im Speicher drin hergestellt und in seinem Boden fest verankert. – Die Latrine ist nichts anderes als eine Grube mit zwei darüber gelegten Palmbalken. Sie liegt im Hause gewöhnlich längs der an die Gasse angrenzenden Seite. So kann sie von dieser aus durch ein Loch, das man an der betreffenden Stelle in die Hauswand schlägt, entleert werden.

Das Haus weist auch einen Stall (roa, rua) für die paar Ziegen und den Esel auf. Dieser liegt oft in der Nähe des Ganges. In den vornehmeren Häusern dient überdies ein besonderer Duschenraum der Körperpflege. Diesem wird das Wasser zugeführt, das ein im Hof sich befindender Ziehbrunnen liefert oder auch ein gewöhnlicher Brunnen, der vom Wasseramt gespeist wird.

Viele Gehöfte sind zweigeschoßig. Die Räume des Obergeschoßes, im Djerid ganz allgemein als Ghorfas bezeichnet, finden als Schlafzimmer, häufiger aber, sind sie doch stärker als die des Erdgeschoßes dem Luftzug ausgesetzt, als Speicher Verwendung. Die Luft kann durch eine Anzahl Mauerschlitze in sie eintreten. An Stangen, die quer von Wand zu Wand ziehen, werden darin Datteltrauben zum Trocknen aufgehängt. Das Obergeschoß ist nicht immer voll, das heißt um den ganzen Hof herum, ausgebaut; es besteht bisweilen nur aus einem einzigen, direkt über der Gasse gelegenen Raum. Wo sich ein paar solche zu verschiedenen Häusern gehörende Räume hintereinander folgen, entstand eine Tunnelgasse (portal). Dieses Hinausbauen ist seit wenigen Jahren verboten. Manchmal weist das Obergeschoß, zu dem vom Hof aus eine Steintreppe (druj) führt, auch noch einen kurzen Arkadengang auf.

Der Bau eines größeren Gehöftes dauert bei einem Einsatz von drei oder vier Mauern und sechs bis acht Handlangern ungefähr vier Monate. Während der Bauzeit laden die künftigen Hausinsassen die Arbeiter zu festlichen Mahlzeiten ein, so beim Beginn des Baus – ein Hahn oder Huhn wird auf der Baustelle getötet –, nach dem Anbringen der Tür- und Fenstersturze – diese werden mit dem Blut eines getöteten Hahns oder Huhns beschmiert – und beim Bezug des Hauses; dann muß gewöhnlich ein Schaf sein Leben lassen.

LA MAISON DU DJERID (SUD-TUNISIE)

Un des traits caractéristiques principaux du Bled el Djerid, région située à l'ouest du Chott el Djerid, est la manière de construire. Les maisons sont érigées en briques fabriquées sur place, spécialement dans les oasis les plus importantes comme Tozeur et Nefta. Les habitants ont su disposer cette pierre sur les façades en de jolis ornements géométriques. Il est question aussi de la construction des murs et du toit et de la disposition de l'intérieur de la maison en chambres d'habitation, cuisine, grenier, etc. Par des chambres construites au-dessus des ruelles et appartenant à des maisons voisines les ruelles ont été transformées en tunnels.

DER GLETSCHER AM ERCIYAS DAGH UND DAS PROBLEM DER REZENTEN SCHNEEGRENZE IM ANATOLISCHEN UND MEDITERRANEN RAUM

BRUNO MESSERLI

1. DER GLETSCHER AM ERCIYAS DAGH

1.1. Sein früherer Stand. Die älteste Beschreibung des antiken Argæus überliefert uns der griechische Geograph Strabo am Ende des 1. Jahrhunderts v. Chr. Er schildert die Aussicht vom schneebedeckten Gipfel, den zu betreten nur wenigen Menschen vergönnt gewesen sei. (lib. XII 2 in 36, S. 129). Nach dieser ersten Notiz fehlt uns jede Nachricht bis zu den Forschungsreisen des 19. Jahrhunderts.



Abb. 1: Photo Penther, 20. Juli 1902. Der rezente Gletscher setzt auf dem höchsten Gipfelkamm ein. In der Karmulde links außen ein Blockstrom mit Doppelzunge

Als erster besteigt Hamilton am 30. Juli 1837 den Argaeus. Der Gipfel ist in Schnee und Eis gehüllt und die Begehung schwierig. Mehrere Gletscher werden erwähnt, leider aber ohne genauere Angaben. (15, S. 278). Im August 1848 steht Tchihatcheff auf dem Gipfelkamm des Erciyas und schreibt: «Là où les parois intérieures de cet entonnoir (Blick gegen NW in das Kar des rezenten Gletschers, wo der Autor den ehemaligen Krater vermutet) offrent des pentes moins abruptes, on aperçoit des lambeaux de neige dont la teinte bleuâtre semble indiquer une structure compacte à la manière d'une glace solide, ce qui ferait supposer que le cratère renferme de véritables glaciers, quoique à la vérité peu étendus». (36, S. 130). Zu dieser genauen Beobachtung ist zu bemerken, daß der heutige Gletscher vom Gipfel aus sehr schlecht sichtbar ist. Es ist bezeichnend, daß mehrere befragte Einwohner von Kayseri, die den Gipfel bestiegen hatten, von der Existenz eines Gletschers überhaupt nichts wußten. Deshalb verstehen wir auch die gegenteilige Behauptung Tozers, der im August 1879 den Gipfel erreicht und dort notiert: «It is clear also that Hamilton was mistaken in speaking of glaciers as existing here, there are none in fact, on either side of the mountain». (38, S. 124).

Aus dem Jahre 1902 wird uns das sicherste Zeugnis von der Mächtigkeit und der Ausdehnung des Gletschers überliefert. Der Erciyas wird durch Penther vermessen und zum erstenmal in einer Karte dargestellt. Sein Mitarbeiter Zederbauer bespricht den Gletscher und belegt seine Aussagen mit zahlreichen Photos (30, S. 42). Er mißt den Fuß des ungefähr 100 m hohen Stirnwalles mit 3018 m ein, so daß das Gletscherende höher als 3100 m liegen muß.

1930 besucht Bartsch den Gletscher, schätzt seine Länge auf 700 m und gibt die Endlage ähnlich wie Zederbauer mit 3100 m an (1, S. 178). In einer jüngsten Arbeit hat Erinc 1951 den Gletscher aufgenommen. Die Länge bezeichnet er mit 550 m, die Endlage stuft er auf 3380 m ein und berechnet einen durchschnittlichen jährlichen Rückgang von 3 m (11, S. 89).

1.2. Sein heutiger Stand (siehe Karte). Der Gletscher beginnt in der steilen NW-exponierten Gipfelwand auf ca. 3700 m, fällt vom Bergschrund weg mit 36—38° bis zu einer Verflachung auf ca. 3500 m und endet in einer blanken Eiszunge auf ungefähr 3380 m (Abb. 3, Pfeil rechts). Auf der erwähnten Verflachung verbreitert sich das Gletscherareal um ca. 150 m nach N bis NE, d.h. eine neue Karmulde öffnet sich mit W-Exposition (Abb. 3, Pfeil vertikal). Die darin wurzelnde Eismasse liegt am Fuße einer stark verwitternden, aus Lockermaterial bestehenden Rückwand (Tuffe mit eingelagerten Andesitblöcken, vulkanische Breccie usw.), die sich durch tiefe Erosionsrinnen und ständigen Steinschlag auszeichnet (vgl. Karte). Der Materialanfall ist viel größer als in der Gipfelwand und umgekehrt die Bewegung des Eises viel geringer als in der höher oben ansetzenden Gletscherhälfte. Daraus resultiert auf der NE-Seite eine beträchtliche Schuttüberdeckung, die das Eis und die Gletscherstruktur nur noch an wenigen Stellen erkennen läßt. Diese schuttüberdeckte Eismasse zieht sich an der blanken Eiszunge vorbei über eine Versteilung hinunter und endet erst nach 450 m auf einer Höhe von ca. 3180 m vor dem Stirnwall der rezenten Hochstände (Abb. 3, Pfeil links).

Zusammengefaßt unterscheiden wir also am Gletscher des Erciyas eine relativ blanke, sich stärker bewegendes SW-Hälfte, die in der Gipfelwand ansetzt und in einer blanken Eiszunge auschmilzt, und eine stark schuttüberdeckte, stagnierende NE-Hälfte, die erst auf der Verflachung beginnt und tiefer unten vor dem großen rezenten Stirnwall endet (Karte und Abb. 3).



Abb. 2: Photo Bartsch, 17. Juli 1930. Die Karwände apert aus, das vergletscherte Areal nimmt ab.



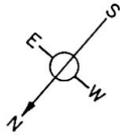
Abb. 3: Der rezente Gletscher im NW-Kar des Erciyas Dagh. Photo vom 16. August 1962.

1.3. Die Veränderungen seit dem letzten Jahrhundert und ihre Bedeutung. Die Reisebeschreibungen des letzten Jahrhunderts geben uns nur ein ungenaues Bild der größeren Vergletscherung, dagegen zeigen die Aufnahmen von 1902, 1930 und 1962 den allgemeinen Rückgang deutlich an. Die Gipfelwand wird langsam schnee- und eisfrei, die Erosionsrinnen oberhalb der Verflachung treten hervor, und die Schuttüberdeckung der NE-Gletscherhälfte setzt ein. Die Bilder von 1902 und 1930 zeigen selbstverständlich nicht nur eine Bedeckung mit frühsummerlichem Restschnee, denn Eis und Spaltenstrukturen lassen sich erkennen (Abb. 4). Abgesehen davon liegt heute noch auf dem Gipfelkamm ein mächtiger Eislappen, der sich gegen die Erosionsrinnen hinunterzieht und uns beweist, daß diese Wand vor nicht allzu langer Zeit ganzjährig von Firn und Eis bedeckt war (Abb. 3 und 5). Wenn auch hier ganz besonders günstige Material- und Verwitterungsbedingungen vorherrschen, so dürfte doch der Zeitpunkt des intensivsten Abtragungsvorganges in diesen Aufnahmen ganz einmalig festgehalten sein: Es ist der Augenblick des Ausaperns der Karwand, die Zeit der häufigen Frostwechsel und des großen Wasserreichtums durch jahreszeitlich begrenzte Schneebedeckung; die Periode der Verlegung des Bergschrundes aus der steilen Wand in den flachen Karboden. Der Gletscher verliert seine Bewegung, der Abtransport des verstärkten Materialanfalles ist

Der Gletscher am Erciyas Dag

Schematischer Grundriss

Aufgenommen am 21. August 1962



0 50 100 150 200m

Stark schwankende Ausdehnung
oberhalb des Bergschrun des

NE Seite: Anstehendes Gestein sichtbar

Einsetzende Querspalten

Erhöhung im Untergrund, Aufbrechen
des Gletschers, Fels sichtbar

NE Seite: Erosionsrinnen im Locker-
material, grosser Schuttanfall

Beginn der Verflachung
SW: Wenig Schutt, Gletscher-
fische.

NE: Starke Schuttüber-
deckung, Bergschrund
und Querspalten kaum
mehr sichtbar

SW: Blanke Eiszunge
im Steilabfall

NE: Steilstelle,
Abrutschen des Schuttes

Verflachen des stark zugeschütteten
Gletschers

Kleiner Seitengletscher mit Querspalten

SW: Auflösen des Gletscherrandes auf
flacher Unterlage

NE: Eismächtigkeit mehrere Meter

Auflösung der geschlossenen Eisunterlage,
Toteisreste, Einsturztrichter ☉

Stirnwand der rezenten Hochstände

Länge im
Stromstrich
Meter

0

100

200

300

400

500

600

700

800

900

1000

1100

1200

1300

1400

1500

1600

1700

1800

1900

2000

2100

2200

2300

2400

2500

2600

2700

2800

2900

3000

3100

3200

3300

3400

3500

3600

3700

3800

3900

4000

4100

4200

4300

4400

4500

4600

4700

4800

4900

5000

5100

5200

5300

5400

5500

5600

5700

5800

5900

6000

6100

6200

6300

6400

6500

6600

6700

6800

6900

7000

7100

7200

7300

7400

7500

Höhe
über Meer
Meter

3680

3600

3500

3400

3300

3200

3100

3000

2900

2800

2700

2600

2500

2400

2300

2200

2100

2000

1900

1800

1700

1600

1500

1400

1300

1200

1100

1000

900

800

700

600

500

400

300

200

100

0

100

200

300

400

500

600

700

800

900

1000

1100

1200

1300

1400

1500

1600

1700

1800

1900

2000

2100

2200

2300

2400

2500

2600

2700

2800

2900

3000

3100

3200

3300

3400

3500

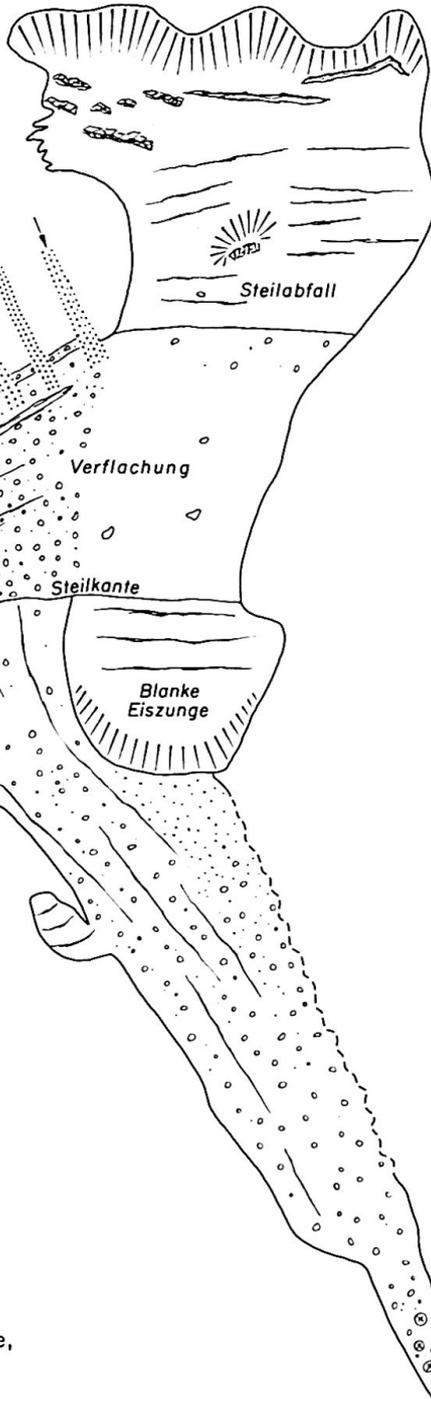
3600

3700

3800

3900

4000



nicht mehr möglich; der kleine Wandfußgletscher kann in der zeitlichen Größenordnung von einigen Jahren bis wenige Jahrzehnte vollständig zugedeckt sein. Höchstens an den talwärts einsetzenden Versteilungen stellen wir ein Abgleiten des Schuttes und ein Hervortreten des Eises fest, was aber zu einer um so intensiveren Bedeckung der flacheren Gletscherzunge führt.

Nach diesen Ausführungen stellt sich die Frage, ob wir hier sozusagen dem Embryonalstadium eines Blockstromes zusehen, wie es Pillewizer vermutet: «In den Ursprungskaren müssen richtige kleine Gletscher gelegen haben, die durch starke Schuttlieferung aus den darüberliegenden Karwänden völlig verschüttet und von den darauf gestürzten Blockmassen gleichsam überwältigt wurden» (32, S. 48). Allerdings erkennen wir auf Abb. 1 und 2 einen Blockstrom in einer selbständigen Karmulde (im Bilde links des Gletscherkars), d.h. die heute bestehenden Blockströme mit ihrer viel mächtigeren Kubatur sind offenbar vor den rezenten Hochständen gebildet worden. Damit ist der Fragenkomplex der Entstehung und des Alters von Blockströmen angeschnitten, er soll zu einem späteren Zeitpunkt gesondert diskutiert werden.

Konzentrieren wir uns allein auf das Problem des Gletscherrückganges und der daraus folgenden Schneegrenzveränderung. Das Gletscherende liegt nämlich immer noch unmittelbar vor dem Stirnwall, als dem Aufschüttungsprodukt der rezenten Hochstände. Selbstverständlich sieht die Gletscherzunge heute vollständig anders aus. Ist es 1902 ein mehrere Meter mächtiger Eislappen (Abb. 4), so ist es heute nur noch eine dünne Eisschicht, von Einsturztrichtern durchsetzt und mit Schutt bedeckt (Abb. 5). Aber theoretisch ergibt sich eine unveränderte Endlage seit dem letzten Jahrhundert, und da unsere üblichen Schneegrenzberechnungen in irgendeiner Weise auf der Längenausdehnung oder der Höhe des Gletscherendes beruhen, erhalten wir eine unveränderte Schneegrenze seit dem letzten Maximalstand, was selbstverständlich nicht den Tatsachen entsprechen kann und an dem für den mediterranen Raum typischen Beispiel des Erciyas-Gletschers eingehender besprochen werden soll.

2. DAS PROBLEM DER REZENTEN SCHNEEGRENZE

2.1. Die lokale Schneegrenze. Im Mittelmeergebiet sind die rezenten Gletscher sehr selten geworden. Nachdem der vielzitierte «südlichste Gletscher Europas» in der Sierra Nevada Andalusiens zu einem kläglichen Firnflecken degeneriert ist (27), bleiben uns abgesehen von den Pyrenäen und dem Gran Sasso nur noch die wenigen Vorkommen im anatolischen Raum, von denen der kleine Gletscher des Erciyas Dagh wohl als der bekannteste angesprochen werden darf. Zur Bestimmung einer lokalen Schneegrenze scheint er überdies sehr ideal, indem seine beschränkte Ausdehnung zwischen den Höhen 3700 und 3200 m eine sehr genaue Berechnung ermöglichen sollte. Eine häufig angewandte Methode nimmt die Schneegrenze bei solch kleinen Gletschern ungefähr auf der Höhe des Karbodens an, d.h. am Erciyas Dagh auf ca. 3500 m. Wenden wir die Methode Höfers an, der das arithmetische Mittel zwischen der mittleren Höhe des Kammes, welcher das Nährgebiet des Gletschers begrenzt (in unserem Falle 3900 m) und der Höhe des unteren Endes des Gletschers (ca. 3200 m) als Schneegrenze bezeichnet, so erhalten wir ca. 3550 m (17). Kurowskis Vorgehen, der die mittlere Höhe durch Ausplanimetrieren bestimmt, ist für uns nicht brauchbar, weil eine genaue Isohypsenkarte fehlt (22). Die Gipfelmethode eignet sich in unserem Beispiel nicht (39, S. 52) und die Bestimmung einer Firnlinie ist durch einmalige Beobachtung nicht möglich, da die temporäre Schneegrenze infolge der starken jahreszeitlichen Temperaturdifferenzen sehr großen Schwankungen unterliegt.

Wir erhalten also mit unseren üblichen Methoden eine lokale Schneegrenze von ungefähr 3500—3550 m. Erstaunlicherweise errechnete aber schon Philippson 1906 nach den Angaben Penthers den gleichen Wert (31, S. 68) und Erinc schließt 1951 nochmals auf dieselbe Höhe, obschon er einen Gletscherrückgang von 3100 auf 3380 m annimmt (11, S. 89). Stellen wir diesen konstant gebliebenen Werten die Untersuchungen Finsterwalders gegenüber (12, S. 234), der mit ganz andern Methoden für die Periode 1920—1950 in den Ostalpen eine durchschnittliche jährliche Hebung der Schneegrenze um 3 m berechnete, so läßt sich wohl leicht die Fehlerhaftigkeit, aber auch die Schwierigkeit der bisherigen Schneegrenzbestimmung am Erciyas Dagh und ganz allgemein im mediterranen Gebiet erkennen. Selbstverständlich lassen sich die Resultate Finsterwalders nicht ohne weiteres in einen andern Klimaraum übertragen, aber sie können doch als bestimmte Größenordnung dienen, denn eine beträchtliche Hebung der Schneegrenze seit dem letzten Jahrhundert ist im gesamten mediterranen Bereich ein unbestrittener Vorgang.



Abb. 4:
Gletscherzunge 1902

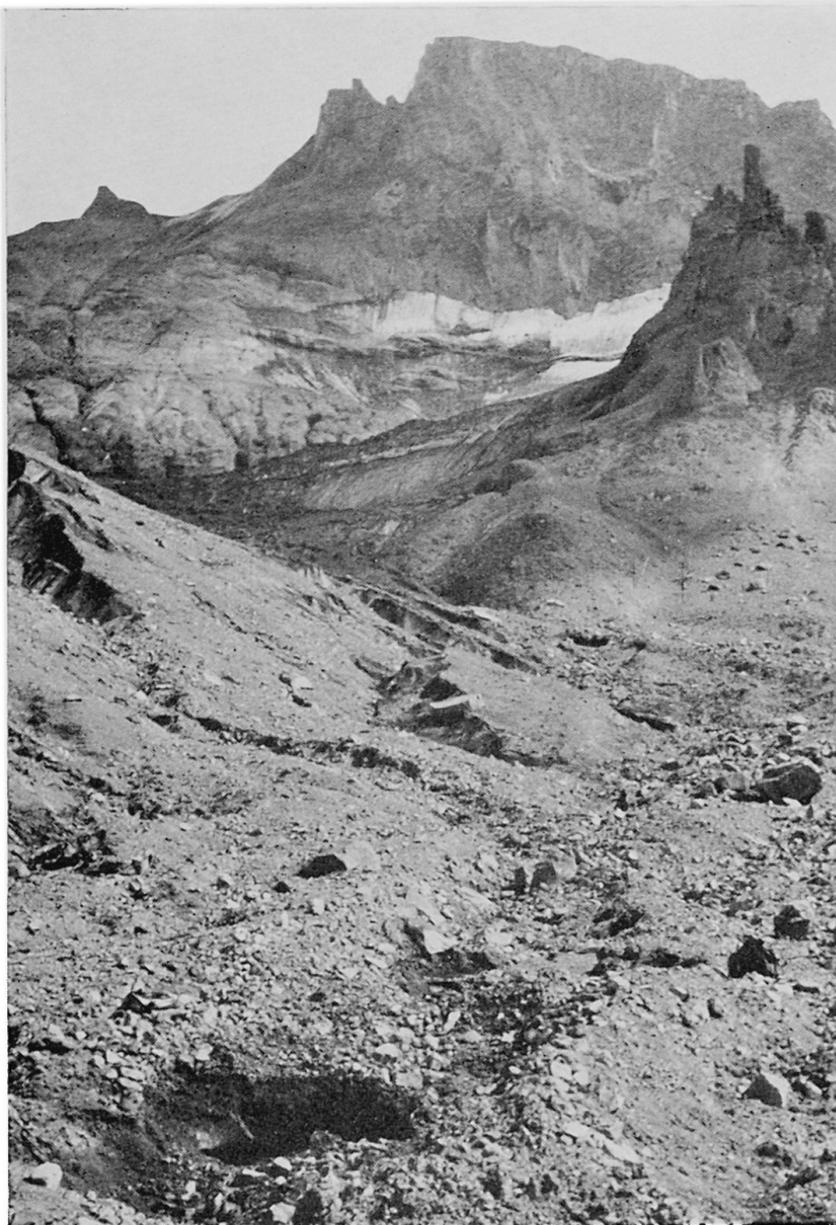


Abb. 5: Gletscherzunge
1962. Auflösen der zusam-
menhängenden Eisunter-
lage durch Einsturztrichter,
zunehmende Schuttbedek-
kung

Wo liegen die Schwierigkeiten? Die Ausdehnung der Gletscher ist durchschnittlich sehr gering und ihre Existenz ist von einer außerordentlichen Gunstlage abhängig. Abgesehen von der allgemeinen Exposition und ihren klimatischen Auswirkungen, kommen unter den gegebenen extremen Existenzbedingungen den morphologischen Faktoren höchste Bedeutung zu: Ein übermäßig eingetiefter Karboden mit hoher Rückwand und gut schützenden Seitenwänden, meist direkt im Einzugsgebiet der höchsten Gipfel (Abb. 3). Als Folge davon ergeben sich besondere lokalklimatische Bedingungen wie Schutz vor allzu langdauernder und direkter Strahlung, Schneerutsche aus der Gipfelwand, Schneeanhäufungen im Lee der niederschlagsbringenden Windrichtungen usw. Für die meisten Restgletscher im mediterranen Raum lassen sich diese übereinstimmenden Lageverhältnisse im höchsten Gipfelraum feststellen; wir zitieren aus eigener Anschauung neben dem Erciyas Dagh die Sierra Nevada (Veletakar), Taurus (Abb. 6) und Pontus (Abb. 7). Diese Feststellung bedeutet aber, daß der Gletscher mit seiner Existenz auf den kleinen Karboden angewiesen ist, d.h. er kann bei einem Höherrücken der Schneegrenze gar nicht ausweichen, höchstens vollständig verschwinden, und umgekehrt werden bei einem Absinken der Schneegrenze die über die Gunstlage hinausstoßenden Gletscherpartien von einer viel intensiveren Ablation erfaßt. Eine Verschiebung der Schneegrenze wird sich bei diesen bescheidenen Wandfußgletschern nicht primär in der Veränderung der Längenausdehnung und der Endlage, sondern vielmehr in einer Verminderung oder Zunahme der Eismächtigkeit und des vergletscherten Arealen zeigen.

Für den Erciyas Dagh ist die Höhenabnahme der Gletscheroberfläche in den Vergleichsaufnahmen Abb. 4 und 5 erkennbar, die von einem ähnlichen Standort aus aufgenommen wurden und die Veränderungen im Bereich der Gletscherzunge wiedergeben. Die Abnahme der Eismächtigkeit beträgt mehrere Meter, was für den kleinen Gletscher höchst bedeutungsvoll ist.

Ein Vergleich der Aufnahmen 1902, 1930 und 1962 zeigt die kontinuierliche Ausaperung der Rückwand und ungünstig gelegener seitlicher Partien, ferner ist eine Versmälerung der Gletscherzunge seitwärts des eigentlichen Stromstriches festzustellen. Eine Flächenbestimmung ist sehr schwierig, um so mehr als Schnee, Firn und Eis nicht eindeutig zu trennen sind; immerhin dürfte die Arealverminderung in den letzten 60 Jahren über 50% betragen (14, S. 9).

Mit dieser Feststellung ist das Höherrücken der Schneegrenze eindeutig gegeben. Um welchen Betrag, können wir höchstens aus den Untersuchungen an den besser faßbaren Alpengletschern ableiten (12 und 14), und damit zeigen wir deutlich die große Unsicherheit auf, der wir bei der Festlegung einer rezenten Schneegrenze im mediterranen Raum begegnen. Ohne Zweifel dürfte sie in den letzten 60 Jahren wie in den Alpen um mindestens 150 m angestiegen sein. Also wird sie heute am Erciyas Dagh relativ wenig unterhalb des Bergchrades liegen, schätzungsweise auf 3650 m. Das bedeutet, daß die NE Gletscherhälfte mit ihrer fast geschlossenen Schuttdecke unter der Schneegrenze liegt; die SE blanken Eispartien dagegen werden bei gleichsinnigem Klimaverlauf in naher Zukunft ihre kritischen Existenzbedingungen erreichen und dann den gleichen Prozeß in wenigen Jahren durchmachen: Ausapern der Steilstellen zwischen 3550 und 3700 m, Überschütten der stagnierenden Eismassen auf dem Karboden mit dem anfallenden Verwitterungsschutt und als letzte Konsequenz ein Auflösen der gesetzmäßigen Beziehung zwischen dem schuttüberdeckten Gletscherareal und der klimabedingten Schneegrenzänderung. Da bei all diesen mediterranen Gletschern das Nährgebiet in den letzten Jahrzehnten sehr klein geworden ist oder möglicherweise überhaupt nicht mehr existiert, d.h. durch die Karwände im Gipfelraum mit ihrer Tendenz zum Schneesammeln, -anhäufen und -rutschen ersetzt wird, stellen sich weitere Fragen. Es ist in vielen Fällen wohl möglich, daß die temporäre Schneegrenze in den hoch- und spätsommerlichen Monaten oberhalb des Gletschers liegt und die rezente Schneegrenze einem Gleichgewicht in der Jahresbilanz des Eishaushaltes entspricht. Möglicherweise dürfen wir aber noch weitergehen und den eigentlichen Begriff der Schneegrenze auf dem Gletscherareal selber in Frage stellen, da die Ernährung vorwiegend aus Schneerutschen und Lawinen oder auch Windanwehungen erfolgen kann und damit die direkte Abhängigkeit des Gletscherstandes von der Schneegrenzhöhe stört oder überhaupt ausschaltet. Alle diese Überlegungen zielen dahin, daß wir uns von der Existenz dieser

letzten Gletscher in südlichen Breiten nicht allzu sehr beeindrucken lassen, das heißt, aus diesen lokalbedingten Eismassen nicht auf eine zu tiefe rezente Schneegrenze schließen, wie es immer wieder festzustellen ist (z.B. Lit. 8, Sierra Nevada 3200 m, Lit. 19 Libanon 3100 m).

Diese Folgerungen lassen sich im übrigen mit der Höferschen Methode überprüfen, indem wir nicht den schuttbedeckten und stagnierenden Gletscher mit seiner Endlage in Rechnung setzen, sondern die blanke Eiszunge, die ja effektiv das Ende des sich noch bewegenden Gletschereises darstellt (Karte). Damit ergibt sich aus dem arithmetischen Mittel zwischen der Kammhöhe 3900 m und dem Gletscherende ca. 3400 m die Schneegrenze 3650 m. Mit dieser einfachen Methode, die sich, auf diese Weise interpretiert, überraschend gut bestätigt, erfassen wir aber all die maßgebenden lokalklimatischen und lokalmorphologischen Faktoren kaum, die für die Festlegung einer orographischen Schneegrenze herangezogen werden müssen.

Zusammengefaßt ist die Berechnung einer lokalen Schneegrenze an den kleinen Eismassen der mediterranen Restgletscher ein äußerst problematisches Unterfangen, zu dem die Längenausdehnung, die Endlage und die Höhe des Karbodens keineswegs genügt. Ein eng begrenzter klimatischer und morphologischer Gunstraum verhindert eine weitreichende Schwankung in historischer Zeit. Das Absinken der Schneegrenze kann sich nicht in einem tiefreichenden Vorstoß aus der Schutzzone hinaus zeigen und umgekehrt verhindert beim einsetzenden Rückzug eine intensive Schutzzufuhr aus den freigelegten Karwänden eine normale Ablation und damit ein klares Erfassen der ansteigenden Schneegrenze.

Von größter Bedeutung aber ist die Feststellung, daß diese Schneegrenze einen äußerst strengen Lokalwert hat, der von einer für das ganze Gebirgsmassiv gültigen regionalen oder klimatischen Schneegrenze strikte zu unterscheiden ist.

2.2. Die klimatische Schneegrenze. Gletscher oder zusammenhängende Eismassen finden wir am Erciyas Dagh nur im besprochenen NW-Kar, ferner auf der Ostseite, dort allerdings unter mächtigen Schuttmassen begraben und daher für unsere Zusammenstellung unwesentlich. Im dazwischenliegenden NE-Kar stellen wir auf ca. 3750–3800 m nur zwei perennierende Firn- oder Schneeflecken fest, obschon doch die allgemeine Exposition eine genau gleiche klimatische Begünstigung wie in der NW- oder E-Talung ergeben sollte. Da aber die morphologischen Gegebenheiten und, daraus folgend, die lokalklimatischen Faktoren weniger vorteilhaft sind, ergeben sich bedeutend schlechtere Existenzbedingungen für Firn und Eis. Ganz anders wird die Situation auf der W- und besonders auf der S-Seite. In dieser voll sonnseitigen Exposition reichen die Schutthalden teilweise bis zum Gipfel hinauf und die eiszeitlichen Karformen sind vielfach zugeschüttet. Hier wird uns bewußt, daß die orographische oder reale Schneegrenze unsichtbar weit über der Gipfelhöhe liegt und damit zwischen schatt- und sonnseitiger Exposition eine beachtliche Höhendifferenz entstehen muß, deren Mittel erst die regional gültige oder klimatische Schneegrenze ergibt.

Für die Nordseite ist der heutige Gletscher keineswegs repräsentativ, vielmehr ergibt sich aus all den Karen ein Mittelwert von schätzungsweise 3800 m. Das Hauptproblem ist aber die Bestimmung der sonnseitigen Schneegrenzhöhe, die nirgends im Mittelmeerraum an einem realen Gletscher ermittelt werden kann. Also müssen wir den Unterschied zwischen N- und S-Seite vergleichend beurteilen, indem wir die Höhenstufung in klimatischer, botanischer und glazialmorphologischer Sicht heranziehen und so die mögliche Schneegrenzdifferenz approximativ ermitteln.

Zu einer klimatischen Beurteilung fehlen uns die Grundlagen, höchstens sind die Niederschlagswerte nördlich und südlich des Gebirges interessant (28):

Kayseri, Höhe 1043 m, N Erciyas, Mittel 1951–61 = 371,1 mm
Develi, Höhe 1180 m, S Erciyas, Mittel 1951–61 = 364,8 mm

Das Niederschlagsgeschehen ist also beidseits des Gebirges sehr ausgeglichen und diese Erscheinung dokumentiert sich am besten in den Neuschneelagen, indem die untere Grenze fast auf der gleichen Höhe den Vulkan umgibt, dann aber in der Folge der verschiedenen Strahlungs- und Temperaturverhältnisse rasch ändert.

Ziehen wir die würmeiszeitlichen Endstadien zum Vergleich heran – sie sollen zu einem späteren Zeitpunkt eingehender besprochen werden – so erreichen die großen Talgletscher auf der Nordseite 2000–2200 m, auf der Südseite 2300–2400 m, d.h. in den Endlagen und ähnlich in der Schneegrenze erhalten wir eine Differenz von 200–300 m. Es ergibt sich auch hier wiederum die erstaunliche Tatsache einer beachtlichen eiszeitlichen Südhangvergletscherung, was zur heutigen Morphologie nur schlecht zu passen scheint, was wir aber schon in der Sierra Nevada feststellten und mit klimatischen Gegebenheiten belegen konnten (27). Dürfen wir aber diese eiszeitliche Schneegrenzdifferenz ohne weiteres auf die rezenten Verhältnisse übertragen? Sicher nicht, denn die Bedeutung der Exposition ändert nicht nur mit der geographischen Breite, sondern u.a. auch mit dem Neigungswinkel der Geländeoberfläche. Die eiszeitlichen Gletscher traten aus der Schutzlage der steilen Gipfelwand und der darin eingebetteten Kare weit hinaus, überströmten z. B. am Erciyas die Verflachungen des Vulkansockels und endeten in wenig eingetieften Talungen oder sogar an offenen Hängen, das heißt, die schattseitigen Gletscher unterlagen in ihrem Vorland ganz ähnlichen Ablationsbedingungen wie die sonnseitigen. Gleichbleibender Schneefall auf beiden Gebirgsseiten vorausgesetzt, konnten bei diesen kleinen Talgletschern die Höhendifferenzen in der Endlage und entsprechend in der Schneegrenze gar nicht sehr beträchtlich sein. Mit dem Rückgang der Gletscher erhöhte sich aber die Bedeutung der Schattlage im zunehmend versteilten Gipfelhang immer mehr. Die Höhenwanderung der nordseitigen Schneegrenze retardierte, die südseitige dagegen mit dem ungünstig bleibenden Auftreffwinkel der Strahlung stieg kontinuierlich an. Ferner setzte mit dem Schneefreiwerden auf der Sonnseite ein äußerst intensiver Verwitterungsprozeß ein, der vielerorts zu einer erstaunlich raschen Zuschüttung der glazialen Formenwelt führte und zum falschen Schluß verleitete, daß die Südhänge überhaupt nicht oder nur sehr unbedeutend vergletschert gewesen seien; ein Problem, das künftighin umfassender untersucht werden muß. Demgegenüber blieben die schattseitigen Gipfelhänge unter perennierendem Schnee, Firn oder Eis bedeckt und vor Verwitterung besser geschützt, dafür lieferten sie mit ihrem Wasserreichtum und dem aus den Gipfelgraten anfallenden Schutt ideale Bildungsbedingungen für Massenbewegungen aller Art. Besonders eindrücklich sind am Erciyas die Blockströme in jeder Karnische der Nordseite, dagegen fehlen sie auf der Südseite fast vollständig. Selbstverständlich kommen den Schneeanwehungen im Lee der niederschlagsbringenden Windrichtungen ganz besondere Bedeutung zu, was die Schneegrenzdifferenz zusätzlich fördert (27, S. 54 und 13).

Mit diesen Überlegungen kommen wir zum Schluß, daß die rezente Schneegrenzdifferenz zwischen extremer Sonn- und Schattseite durchschnittlich größer sein muß als die diluviale, was sich ebenfalls in den Solifluktionsformen und Verwitterungserscheinungen zeigt. Wenn der würmeiszeitliche Unterschied 200–300 m beträgt, so muß die rezente Schneegrenze auf der Südseite mindestens 400 m höher sein als auf der Nordseite; ein Wert, der bereits von Wissmann aus seinen Untersuchungen in Hochasien für subtropische Gebiete zitiert wird (39, S. 49).

Damit erhalten wir für den Erciyas Dag mit einer durchschnittlichen nordseitigen Schneegrenze von 3800 m und einen um mindestens 400 m höheren südseitigen Wert eine mittlere oder klimatische Schneegrenze von ca. 4000 m, das heißt, die für das ganze Massiv repräsentative rezente Schneegrenze liegt unabhängig von seinem lokalen Gletscher sogar noch etwas höher als der Gipfel. Der Unsicherheit der Ermittlung, ganz unabhängig von der angewandten Bestimmungsmethode, wollen wir uns aber immer bewußt sein und einen Fehlerbereich von 50 bis maximal 100 m einschließen.

3. DIE REZENTE SCHNEEGRENZE ANATOLIENS (siehe Karte)

3.1. *Eigene Beobachtungen.* Eine Begehung des «Hohen Bolkardagh» im Taurus, unmittelbar westlich der silikischen Pforte, führte im Bereiche des höchsten Gipfels Medet-iz 3585 m zu den folgenden Beobachtungen. In der aus paläozoischen metamorphen Kalken aufgebauten Axialkette (4) ist auf der Nordseite eine prächtige Karserie eingetieft. Wie weit Karsterscheinungen im Sinne von Großdolinen (4) oder auch tektonische Strukturen beim Eintiefungsvorgang mitgespielt haben, wollen wir in unserem Zusammenhang nicht diskutieren, jedenfalls weist die Rundhöckerlandschaft auf die bedeutende glaziale Erosion hin (Abb. 6). Ein ganz anderes Bild zeigt die Südseite, indem die Schutthalden aus den Taltiefen bis zu den Gipfelhöhen aufsteigen und auf den ersten Blick den gleichen Eindruck erwecken wie am Erciyas Dagh: Nordseite bedeutende Glazialerosion, Südseite überhaupt keine eiszeitliche Vergletscherung. Daß an dieser Folgerung zu zweifeln ist, zeigen schon die Niederschlagswerte (28):

Ulukisla, N Taurus, Höhe 1427 m, Mittel 1957–61 = 341,0 mm
(Mittel 1929–60 = 377,6 mm)
Gülek, S Taurus, Höhe ca. 950 m, Mittel 1957–61 = 907,6 mm

Die Südseite wird durch die mittelmeeerischen Depressionen viel stärker beregnet als die Inneranatolien zugewandte trockene Nordseite. Dieses Zirkulations- und Niederschlagsgeschehen, das nach zahlreichen Untersuchungen im Quartär ganz ähnlich abgelaufen ist, hat sich denn auch auf die eiszeitlichen Gletscher viel stärker ausgewirkt, wie wir an wenig differierenden Endlagen in verschiedenen exponierten Tälern nachweisen konnten: Zum Beispiel Gletscherende der Würmeiszeit im Madental der Nordseite 1650 m, im Irmaközü der Südseite ca. 1750 m. Mit dem Höherrücken der Schneegrenze über die eigentliche Gipfelzone hinaus hat sich seit der postglazialen Erwärmung das morphologische Bild der beiden Gebirgsseiten verschieden entwickelt und die Schneegrenzdifferenz zusehends akzentuiert. Wie am Erciyas Dagh wurzeln in den Karen der Nordseite zahlreiche Blockströme, auf der Südseite dagegen fehlen sie wiederum fast vollständig. Die wenigen Firn- und Eisreste in den Steilwänden der Nordseite oberhalb 3100 m verdanken ihre Existenz ebenfalls der besonderen Gunstlage (Abb. 6). Die allgemeine schattseitige Schneegrenze dürfte nach Berücksichtigung aller Faktoren im Mittel auf 3400–3500 m liegen.

Ob wir nun nach der Erfahrung eine sonenseitig um 400 m höhere Schneegrenze annehmen oder ob wir diesen Wert wegen des größeren südseitigen Niederschlages auf 300 m reduzieren, die Unsicherheit einer Ermittlung ohne existierende größere Eisflächen bleibt bestehen und in diesem Sinne ist eine regionale und klimatische Schneegrenze im zentralen Taurus von ca. 3650 m mit allem Vorbehalt aufzunehmen.

Eine ganz andere Situation liegt im östlichen Pontus vor, insbesondere im Massiv des 3937 m hohen Kackar Dagh, ESE von Rize, in der Literatur als Lasistanisches Hochgebirge bezeichnet (23, 24, 21, 34). Unmittelbar am Fuße des höchsten Gipfels existieren zwei Gletscher (Abb. 7), wobei der größere westliche nicht so sehr durch seine Länge von ca. 1 km, als vielmehr durch seine relative Eismächtigkeit und den Gletscherabbruch auffällt, mit dem er auf ca. 3000 m endet.

Bemerkenswert ist wiederum die Gunstlage unmittelbar am Fuße des Gipfelaufbaus und seitlich in einem engen Couloir. Die streng lokale Schneegrenze dürfte ca. 3200 m betragen. Leider mußten wir eine Gipfelbesteigung in schwierigen Verhältnissen abbrechen und eine genauere Begehung der Südseite war uns nicht vergönnt. Um so interessanter ist die Notiz von Blumenthal, der 1955 in der Südostflanke auf 3700 m einen ca. 1 km langen Gletscher erwähnt. Hier wäre nun offenbar die Möglichkeit gegeben, eine reale Schneegrenze auf der Sonn- und Schattseite zu ermitteln (5).

Nach unseren Berechnungen liegt die rezente Schneegrenze am Nordfuß des Kackar-Gipfelmassivs auf ca. 3200 m, nach Blumenthal auf der Südostseite in 3700 m. Die Dif-



Abb. 6: Gipfel des Medetsiz im Hohen Bolkar-dagh, 3585 m. Rundhöckerlandschaften. Am Fuße der Gipfelwand kleine Firn- und Eisreste, auf dem Karboden in einen Blockstrom übergehend.

ferenz von 500 m ist ohne weiteres verständlich, wenn wir die gewaltige Klimascheide des pontischen Gebirgskammes mit in Rechnung setzen, insbesondere die Niederschlagsverteilung:

Rize, Küste Schwarzes Meer, Mittel 1953–61 = 2069,2 mm
 (Mittel 1929–60 = 2440,9 mm)
 Ispir, S Kackar, Höhe 1200 m, Mittel 1953–61 = 395,1 mm

Indirekter Ausdruck dieser hohen Niederschlagsmengen ist denn auch ein großartiger glazialer Formenschatz, den wir auf der Nordseite eindrücklich erlebten, den aber auch Blumenthal auf der Südseite bestätigt. Das eiszeitliche Gletscherende schätzten wir im Tal des Hala Dere nördlich des Kackar Dagh auf ca. 600–700 m und damit dürfte wohl auch die tiefe rezente Schneegrenze nicht mehr erstaunen. Doch wird in dieser prächtigen Gebirgswelt in Zukunft noch viel Detailarbeit zu leisten sein, bis wir eine klarere glazialmorphologische Gliederung vornehmen können.



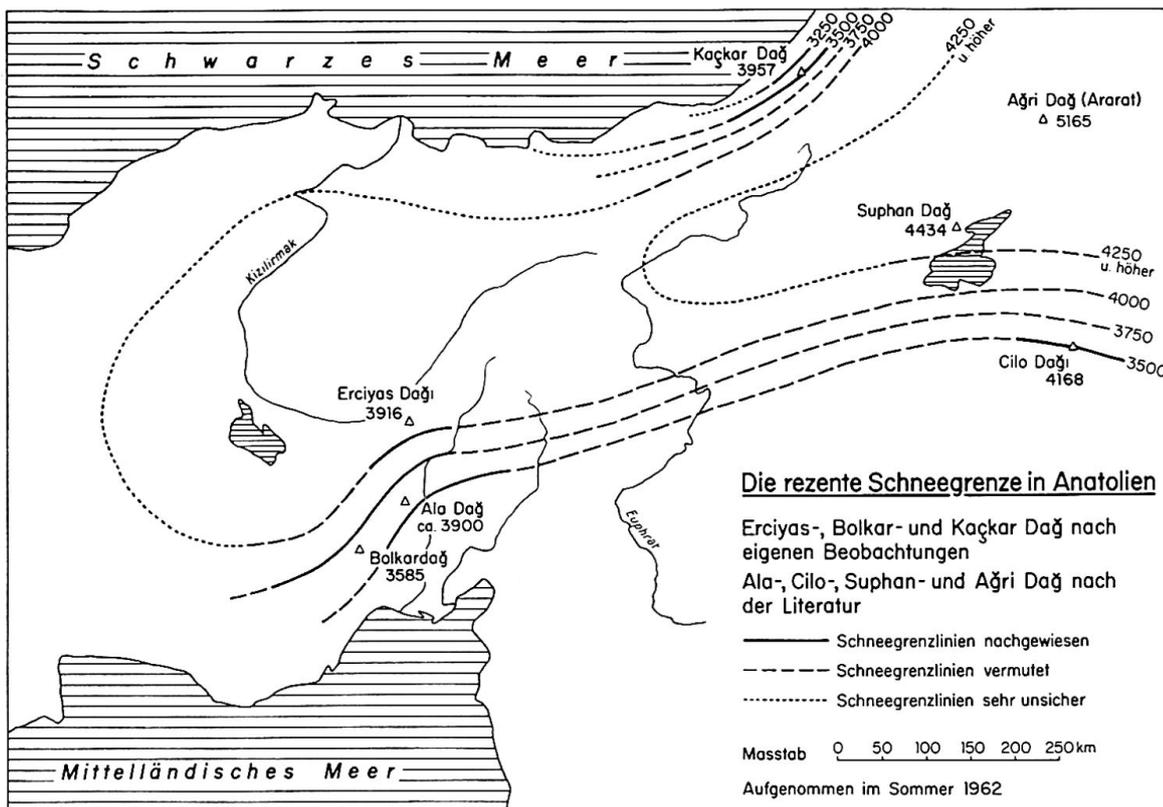
Abb. 7: Gipfel des Kackar Dagh 3937 m. Zwei Gletscher umschließen den Gipfelaufbau, die im Maximalstand des letzten Jahrhunderts gemeinsam unterhalb 3000 m endeten. Heute liegen ihre Zungen voneinander gelöst knapp über 3000 m (unter der Neuschneedecke nicht klar ersichtlich). Photo 24. September 1962

Mit diesen drei Punkten Erciyas Dagh im Innern des Kontinents, Taurus und Pontus an den Rändern, ergibt sich eine deutliche Schneegrenzglgliederung im anatolischen Raum. Die Höhenabnahme vollzieht sich vom Innern nach den Küsten in gewissem Sinne gesetzmäßig und doch individuell verschieden je nach den klimatischen Besonderheiten. Auf jeden Fall können wir kaum von Störungen sprechen, die auf große tektonisch oder vulkanisch bedingte Höhenänderungen seit der letzten Eiszeit schließen lassen (vgl. 10 und 33). Allerdings müsten wir beifügen, daß unsere Höhenangaben nebst eigenen Messungen auf den türkischen Karten 1:200 000 und für den Pontus sogar 1:800 000 beruhen und daß bei einer zukünftigen Veröffentlichung der photogrammetrisch neu aufgenommenen Blätter 1:25 000 beträchtliche Höhenkorrekturen möglich sind.

3.2. *Die Schneegrenze nach der Literatur.* In einigen Werken ist die gesamte Literatur zur eiszeitlichen Schneegrenze Anatoliens zusammengestellt, so bei Louis (25), Bobek (6) usw. Angaben zur rezenten Schneegrenze sind schon seltener, und ich beschränke mich auf die bekannten Gebirgsmassive Anatoliens. Am Erciyas Dagh soll die rezente Schneegrenze nach Bartsch 3900 m (in 6, S. 139) und nach Louis 3700 m (25, S. 463) betragen. Über den Hohen Bolkardagh fand ich überhaupt keine Angaben, und Blumenthal vermeidet in seinem umfassenden geologischen Werk mit gutem Recht die Festlegung einer allzu theoretischen Grenze (4).

Häufiger sind die Publikationen über das Lasistanische Hochgebirge. Saurer bestreitet jegliche Vergletscherung (34), dagegen erwähnt Leutelt (23 und 24) und Krenek (21) kleine Gletscher, so daß Louis nach diesen Angaben eine rezente Schneegrenze von 3500 m festlegt (25, S. 452 und 480). Die neueren Beiträge von Erinc geben für das nordostanatolische Randgebirge eine Schneegrenze von 3100—3200 m an, doch dürfte sich dieser Wert nur auf die Nordseite beziehen (10, S. 53 Anm.) und keiner klimatischen Schneegrenze entsprechen.

Abgesehen von unseren begangenen Gebieten zitieren wir die Angaben von Spreitzer für den Ala Dagh 3500—3600 m (35, S. 433). In den Ararathochländern wurde die klimatische Schneegrenze schon 1912 von Paschinger auf 4000—4100 m geschätzt (25, S. 461 und 480). Heute dürfte



der Wert mindestens 150 m höher sein, wie sich auch aus den Beschreibungen von Blumenthal vermuten läßt (3, S. 238). Cilo und Sat Dagi werden von Bobek mit 3500 m angegeben (7, S. 62) und von Blumenthal mit 3500—3600 m bestätigt (3, S. 234). Da aber auch in diesen Gebirgen die Südvergletscherung durchgehend fehlt, ist die schon besprochene Frage wieder gestellt, ob nicht die Existenz von Gletschern in besonderer Gunstlage zur Fixierung einer allzu tiefen Schneegrenze verleitet hat.

3.3. Der Verlauf der rezenten Schneegrenze in Anatolien. Die wichtigsten Höhenpunkte Anatoliens sind auf der Schneegrenzkarte eingezeichnet. Mit Ausnahme des Taurus und zum Teil des Erciyas Dagh schneiden alle diese Massive die Schneegrenzfläche an, ohne sie aber mit großen Massenerhebungen zu überragen. Dementsprechend ergeben sich aber auch keine großräumigen Aufwölbungen der Schneegrenzfläche wie etwa über den Alpen. Die Isochionen (Linien gleicher Schneegrenze) verlaufen ziemlich unbeeinflusst von diesen einzelnen Massiven und geben damit die gesamtographische und -klimatische Struktur Anatoliens wieder.

Die Aufwölbung über dem anatolischen Hochland hebt sich mit mindestens 500 m deutlich heraus. Vergleichen wir die nordseitige Schneegrenze am Kackar Dagh (3200 m) mit den Werten des Erciyas (4000 m) oder des Ararat (über 4250 m), so ergibt sich sogar ein Anstieg von ca. 1000 m, wobei sich diese Differenz im Grunde genommen auf die Klimascheide des pontischen Gebirges konzentriert. Im Unterschied dazu ist die Zunahme im Taurus viel langsamer, weil die Südseite mehr Niederschlag erhält, dadurch die Schneegrenzdifferenz zwischen Sonn- und Schattseite etwas mildert und den Anstieg der Schneegrenzfläche auf einen breiteren Raum verteilt. Im Pontus dagegen wird die Gunst der Nordexposition durch die außerordentlich hohen Niederschläge verstärkt, so daß mit dem Überschreiten der Kammlinie die Schneegrenze schlagartig ansteigt. Immerhin müssen wir diese theoretische Ausdrucksform in dem Sinne mildern, daß die Südtäler des Kackar Dagh in den höheren Regionen noch gut beregnet werden und die Schneeanhäufungen im Lee beträchtliches Ausmaß erreichen.

(Beobachtungen nach Neuschneefällen im September 1962), so daß bei eiszeitlich ähnlichen Zirkulationsverhältnissen auch hier eine bedeutende Vergletscherung entstand (5 und 10), die künftighin noch genauer zu untersuchen ist. Immer wieder wird betont, daß die Schneegrenzfläche im Luv der Gebirge tiefer liegt als im Lee (8, S. 59). Die Feststellung ist allgemein sicher richtig, aber für die Bildung der kleinen Gletscher oder perennierenden Firn- und Schneeflecken ist die Anhäufung des Schnees im Lee von höchster Bedeutung und kann zu großen Verschiebungen der lokalen Schneegrenze führen (27, S. 137 und 13, S. 42).

Gesamthaft gesehen zeigen die Schneegrenzen die Zirkulations- und Niederschlagsverhältnisse über Anatolien an, weitgehend als Folge der orographischen Struktur. Die 4000 m Schneegrenze ist an die Trockenzone Inneranatoliens gebunden und dürfte etwa mit der 400 mm Isohyete korrespondieren. Die tiefe Schneegrenze im nordöstlichen Pontus hängt mit der hohen Niederschlagsmenge zusammen und muß westlich von Trapezunt nach N ausstreichen. Besonders deutlich zeichnet sich die Einbuchtung von Iskenderun und die Zugstraße der mittelmeeerischen Störungen dem Randgebirge entlang ab, vom Taurus über den Ala Dagh bis zum Cilo Dagh eine ähnliche Schneegrenze bestimmend (28). Außerordentlich instruktiv sind die Beobachtungen von Spreitzer, wie sich die höheren Niederschläge am Ala Dagh auf der Ost- und vor allem auf der Südseite im Vergletscherungsbild abzeichnen, indem dort die eiszeitlichen Gletscherungen trotz Sonnenexposition und kleinem Einzugsbereich relativ weit hinabreichen (35, vgl. auch 27).

Die Aufwölbung der Schneegrenzfläche zeigt sich aber auch im Verlauf der Isothermen. So hat z.B. Rize an der Schwarzmeerküste mit $22,4^{\circ}$ praktisch die gleiche mittlere Julitemperatur wie das mehr als 1000 m höher liegende Kayseri mit $22,8^{\circ}$. Auch wenn wir die Temperaturabnahme von der Mittelmeerküste bis ins Hochland vergleichen, Adana Julitemperatur $27,6^{\circ}$ und Ulukisla auf 1430 m Höhe $21,5^{\circ}$, so zeigt sich ebenfalls der extreme Höhenverlauf der Sommerisothermen. Zur Berechnung eines Temperaturgradienten und damit ein Herausarbeiten der Beziehung Temperatur – Schneegrenze fehlen uns die Höhenstationen. Zum Beispiel am Erciyas Dagh lassen eigene Messungen und Angaben von Bartsch (2, S. 100) vermuten, daß die Temperatur mit zunehmender Höhe um $0,8-0,9^{\circ}$ pro 100 m abnehmen kann und nicht bloß $0,4-0,5^{\circ}$, wie ein Vergleich der offiziellen meteorologischen Stationen in Inneranatolien ergibt (28). Ohne Zweifel sind die Sommerisothermen ein gutes Hilfsmittel, um die schwer faßbaren Faktoren Strahlung und Verdunstung, denen im mediterranen Bereich für die Ablation höchste Bedeutung zukommt, darzustellen (vgl. 27). Aber alle Berechnungen müssen ungenau bleiben, da der Höhengradient in jedem Klimaraum, in verschiedener Höhenlage und zu jeder Tages- und Jahreszeit anders ausfallen muß, vor allem auch weil er durch keine systematischen Messungen einer Höhenstation belegt ist (29, 27, S. 47 und 142). Gesamthaft gesehen zeigt sich aber deutlich die Wirkung der anatolischen Massenerhebung, indem diese Heizfläche die für die Gletscher wichtigen hochsommerlichen Isothermen hebt und damit die Schneegrenzfläche aufwölbt.

Den östlichen Mittelmeerraum überblickend, scheint mir die Höhenangabe einer rezenten Schneegrenze im Libanon mit 3100 m viel zu tief (19, S. 64). Wir haben die Schwierigkeiten dargestellt, im mediterranen Raum eine rezente Schneegrenze zu ermitteln. Wenn wir uns von den einzelnen kleinen Gletscherresten in morphologischer und lokalklimatischer Gunstlage allzu sehr beeindruckt lassen, schließen wir immer auf allzu tiefe Werte. Damit ist aber die Frage gestellt, ob die letzteiszeitliche Schneegrenzdepression, die auf den rezenten Angaben basiert, nicht vielfach allzu gering veranschlagt wurde. Im weiteren aber weisen die bescheidenen Ausmaße und der starke Rückgang der heute noch existierenden Gletscher darauf hin, daß sie wohl die postglaziale Wärmezeit nicht überstanden haben und deshalb nicht als Zeugen einer vergangenen Eiszeit, sondern als Neuschöpfungen einer rezenten Vorstoßzeit zu betrachten sind.

LITERATURVERZEICHNIS

1. Bartsch, G.: Vorl. Bericht über eine Reise nach Mittel-Anatolien. Jahrb. d. Geogr. Ges. Hannover 1930. — 2. Bartsch, G.: Das Gebiet des Erciyas Dagi und der Stadt Kayseri. Jahrb. Geogr. Ges. Hannover 1934/35. — 3. Blumenthal, M. M.: Im südostanatolischen Hochland zwischen Van-See und den Cilo-Ketten. Alpen 1954. — 4. Blumenthal, M. M.: Geologie des Hohen Bolcardag. Ankara 1955. — 5. Blumenthal, M. M.: Vom Agri Dag (Ararat) zum Kaçkar Dag. Alpen 1958. — 6. Bobek, H.: Die Rolle der Eiszeit in NW-Iran. Zeitschr. für Gletscherkunde. 1940. — 7. Bobek, H.: Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im zentralkurdischen Hochgebirge. Zeitschrift für Gl. kunde. 1940. — 8. Bruschi, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika. Diss. Göttingen 1949. — 9. Büdel, J.: Räumliche und zeitliche Gliederung der Eiszeitklimas. Naturwissenschaften, Bd. 36, 1949. — 10. Erinc, S.: Glazialmorphologische Untersuchungen im nordostanatolischen Randgebirge. Inst. Géogr. Istanbul. — 11. Erinc, S.: The glacier of Erciyes in pleistocene and post-glacial Epochs. Istanbul 1951. — 12. Finsterwalder, R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengl. Z. f. Gl.kde. 1953. — 13. Garcia, Sainz: Frostbodenformen im Idubeda Gebirge. Z. f. Geomorph., Heft 1, 1962. — 14. Haefeli, R.: Gl. schwankung und Gl. bewegung. Mitt. d. VWE, Nr. 40, Zürich 1956. — 15. Hamilton, W. J.: Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia. 2 Bde., London 1842. — 16. Hermes, K.: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. Köln 1955. — 17. Höfer, R.: Gletscher und Eiszeitstudien. Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1879. — 18. Kinzl, H.: Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc Gruppe. Z. f. Gl. kde. 1932. — 19. Klaer, W.: Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. Z. f. Geomorph., 1957. — 20. Klebelsberg, R. von: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bde., Wien 1948. — 21. Krenek, L.: Gletscher im Pontischen Gebirge (Lasistan). Z. f. Gl. kde. 1932. — 22. Kurowski, L.: Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. Penck, Wien 1891. — 23. Leutelt, R.: Im Hochgebirge von Lasistan. Österr. Alpenzeitung, Folge 1145, 1934. — 24. Leutelt, R.: Glazialgeologische Beobachtungen im Lasistanischen Hochgebirge. Z. f. Gl. kde. 1935. — 25. Louis, H.: Die Spuren eiszeitl. Vergletscherung in Anatolien. Geol. Rundschau 34, 1944. — 26. Louis, H.: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenbuch 1954/55. — 27. Messerli, B.: Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada, Andalusien. Diss. Bern 1962. — 28. Meteoroloij Bülteni, Mean and extreme meteorol. Bulletin. Istanbul 1962. — 29. Mortensen, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Bsp. d. pleistozänen Schneegrenzdepression in d. Rand- und Subtropen. Z.f. Geomorph., Heft 1, 1957. — 30. Penher, A.: Eine Reise in das Gebiet der Erdschias-Dagh 1902. Abh. d. k. k. Geogr. Ges. Wien, Wien 1905. — 31. Philippson, A.: Ein Gletscher am Erdschias-Dagh. Z. f. Gl. kde., Bd. 1, 1906/07. — 32. Pillewizer, W.: Untersuchungen an Blockströmen der Oetztales Alpen. Abh. d. geogr. Inst. freie Univ. Berlin 1957. — 33. Planhol, X. de: Carte de la limite quaternaire des neiges persistantes d. le sud-ouest de l'Asie mineure. Revue de Géogr. alpine 1962. — 34. Saurer, S.: Der östliche Pontus. Geogr. Zeitschr., herausg. v. A. Hettner, 33. Jg., 1927. — 35. Spreitzer, H.: Zur Geographie der Kilikischen Ala Dag im Taurus. Festschr. Geogr. Ges. in Wien, Wien 1957. — 36. Tchihatcheff, P.: Asie mineure. 4 Bde., Paris 1853—69. — 37. Tchihatcheff, P. de: Reisen in Kleinasien und Armenien 1847—63. Erg. zu Peterm. geogr. Mitt., 1867. — 38. Tozer, H. F.: Turkish Armenia and Eastern Asia Minor. London 1881. — 39. Wissmann, H. von: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. Mainz 1959.

LE GLACIER DE L'ERCIYAS DAGH

La description du glacier récent de l'Erciyas Dagh ayant été faite en 1902, 1930, 1951 et 1962, le recul au cours des 60 dernières années peut être suivi avec précision. Le glacier débute à 3700 m et se termine devant les moraines frontales des maximums récents à 3200 m. Vu que toutes nos méthodes habituelles pour déterminer la ligne des neiges se basent sur l'extension en longueur ou sur le stade ultime, nous obtiendrions pour le glacier de l'Ecriyas Dagh une ligne des neiges locale presque inchangée au cours des dernières cent années, ce qui ne peut en aucun cas correspondre à la réalité.

En effet les rares glaciers du domaine méditerranéen doivent leur existence à une situation particulièrement favorable, grâce à la morphologie et à un climat local propices. L'abaissement de la ligne des neiges ne peut se montrer dans une grande progression hors de la zone protégée; inversement, dès les débuts d'un recul, un apport intensif d'éboulis hors des parois dégagées des cirques glaciaires empêche une ablation normale et par conséquent une détermination nette de l'élévement de la ligne des neiges. Aussi bien les congères que les glissements de neige et avalanches sortant des parois des cirques de la région du sommet faussent la relation directe entre le glacier et le changement de la ligne des neiges dû au climat. Le calcul d'une ligne des neiges locale doit donc tenir compte autant que possible des changements de l'épaisseur de la glace et des surfaces recouvertes par celle-ci. Nous en déduisons une ligne des neiges locale pour le glacier de l'Erciyas à 3650 m.

La détermination d'une ligne des neiges climatique — moyenne des versants exposés à l'«en-droit» et à l'«envers» — est particulièrement difficile dans le domaine méditerranéen: en effet il n'y a pas de glaciers sur le versant sud. Nous ne pouvons pas non plus compenser cette absence par la différence de la ligne des neiges quaternaire. L'importance de l'exposition s'accrut lors du recul hors des régions plates de l'avant-pays dans les cirques escarpés et profonds. Sur le versant nord, des restes de glace et de névés surent se maintenir au pied des parois de cirques dans des situations spécialement favorables. Leur existence était particulièrement propice à l'origine de mouvements de masse de tous genres (p. ex. coulées de pierres). Les versants sud par contre furent entièrement déneigés, subirent une désagrégation régulière et intensive et une vaste couverture de débris s'étendit toujours plus haut jusqu'à la zone des sommets; ces faits ne soulignent pas seulement le contraste morphologique mais accentuent aussi la différence des lignes des neiges récentes entre les deux versants. Si nous obtenons une différence d'environ 200—300 m entre les versants nord et sud de l'Erciyas Dagh pour la glaciation quaternaire, cette différence s'élève à l'époque actuelle à au moins 400 m; il en résulte une ligne des neiges climatique moyenne de 4000 m.

Lors d'autres parcours dans le Haut Bolkardagh du Taurus et dans le Kackar Dagh du Pont il fut possible de déterminer les lignes des neiges pour les régions de bordure: elles diffèrent fortement à cause du régime des précipitations varié. Dans le Taurus, le versant sud obtient plus de pluie; ainsi, la différence des lignes des neiges est quelque peu réduite (moyenne 3650 m). Dans le Pont par contre, le versant nord obtient des précipitations de loin plus élevées (plus que 2400 mm), si bien que la ligne des neiges s'élève très rapidement sur le versant sud sec et brûlant, c'est-à-dire de 3200 m sur le versant côtier à plus de 4000 m sur le versant à l'intérieur du continent.

La carte des lignes des neiges d'Anatolie montre le bombement de la surface délimitée par ces lignes à l'intérieur du continent, suivant ainsi la structure orographique et donc aussi climatique du pays. D'une part, c'est le régime des précipitations qui est déterminant, d'autre part, les isothermes d'été s'élèvent extraordinairement au-dessus de la surface chauffée d'Anatolie, si bien que cette élévation générale se montre aussi dans l'altitude de la ligne des neiges.

En définitive, la détermination d'une ligne des neiges récente dans les régions subtropiques et méditerranéennes est un problème difficile et les marges d'erreur seront toujours relativement hautes. L'existence de petits glaciers dans des situations locales particulièrement favorables nous induit toujours à nouveau à définir une ligne des neiges climatique trop basse; ainsi nous obtenons une moyenne de cotes bien trop basses pour la dépression de la ligne des neiges de la dernière glaciation quaternaire. D'autre part, l'étendue modeste et le fort recul des glaciers existants encore de nos jours indiquent qu'ils n'ont probablement pas survécu à la période de réchauffement post-glaciaire et ne sont ainsi des témoins d'une ancienne époque glaciaire mais de nouvelles formations d'une époque d'extension récente.

KOSMISCHE STRUKTURPLÄNE DER TIBETER

SIEGBERT HUMMEL

In der völkerkundlichen Sammlung der Universität Zürich und in der Privatsammlung des Schweizer Geographen A. Dürst befinden sich je eine interessante Bronzetafel in Treibarbeit, die nur ganz gering in der mehr äußeren künstlerischen Durchgestaltung voneinander abweichen. Diese Platten sind ganz offensichtlich in Anlehnung an lamaistische Rollbilder (tib.: Thang-ka) geschaffen worden.¹

Im Zentrum ist die Schildkröte (tib.: Rus-sbal) mit den schematisch dargestellten Ordnungsprinzipien und schöpferischen Funktionen unserer Welt. In den vier Füßen hält die Schildkröte gepfählte Frösche. Mit dieser Zeichnung wurde die altchinesische Tradition aufgenommen, wonach der Ahn der Chou-Dynastie, der König Wen, die im «Buche (aus dem Flusse) Lo», dem chinesischen Lo-Shu, niedergelegte Anordnung von acht Grundzeichen (chin.: Pa-Kua, tib.:sPar-kha) als Urzeichen für die Zustände des

¹ Die Tafel der völkerk. Sammlg.: 35 x 28,5 cm; die in der Sammlg. Dürst: 29,2 x 25,8 cm. Vgl. d. lamaistische Thang-ka in Bronze auf Abb. S. 139 in E. Abegg, Die Indiensammlung der Universität Zürich, Zürich 1935; auch abgebildet bei Bl. Chr. Olschak, Religion und Kunst im alten Tibet, Zürich 1962, S. 70. Auf weitere Thang-kas mit den Themen der hier besprochenen Tafeln kommen wir noch zu sprechen (vgl. Anm. 4 und 13).